UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Petrogênese e metalogenia do magmatismo Paleoproterozoico na
porção sul da Província Mineral do Tapajós, Cráton Amazônico**

DIEGO FELIPE GÓMEZ GUTIÉRREZ

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Tese de Doutorado

Nº 590

COMISSÃO JULGADORA

Dr. Caetano Juliani

Dr. Rafael Rodrigues de Assis

Dr. Valmir da Silva Souza

Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

Dr. Carlos Mario Echeverri Misas

SÃO PAULO
2018

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

Serviço de Biblioteca e Documentação do IGc/USP

Ficha catalográfica gerada automaticamente com dados fornecidos pelo(a) autor(a)
via programa desenvolvido pela Seção Técnica de Informática do ICMC/USP

Bibliotecários responsáveis pela estrutura de catalogação da publicação:
Sonia Regina Yole Guerra - CRB-8/4208 | Anderson de Santana - CRB-8/6658

Gómez Gutiérrez, Diego Felipe
Petrogênese e metalogenia do magmatismo
Paleoproterozoico na porção sul da Província Mineral
do Tapajós, Cráton Amazônico / Diego Felipe Gómez
Gutiérrez; orientador Caetano Juliani. -- São
Paulo, 2018.
187 p.

Tese (Doutorado - Programa de Pós-Graduação em
Recursos Minerais e Hidrogeologia) -- Instituto de
Geociências, Universidade de São Paulo, 2018.

1. Uatumã. 2. Província Mineral do Tapajós. 3.
Arcos Tapajônicos. 4. Magmatismo. 5.
Paleoproterozoico. I. Juliani, Caetano, orient.
II. Título.

“Poco a poco fui abandonando mi escopeta hasta dejarla por completo, (...) ya que la caza interfería con mi trabajo, sobre todo con descifrar la estructura geológica de cada región. Descubrí que el placer de observar y razonar era muy superior al de la habilidad y el deporte”

Charles Darwin

Dedicatoria

A mis padres (Luz Dary Gutierrez y Cesar Gómez) y a mi hermano Juan Camilo, por ser ellos el pilar fundamental en todo lo que soy, en toda mi educación, tanto académica, como de la vida, por su incondicional apoyo perfectamente mantenido a través del tiempo.

Todo este trabajo ha sido posible gracias y para ellos.

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente a Deus, a energia inteligente presente na ordem, simplicidade e beleza das leis que regem os processos desenvolvidos na Terra e no Universo.

Agradeço ao país irmão Brasil, pelas políticas que permitiram que eu tivesse a oportunidade de desenvolver este estudo de doutorado.

Agradeço ao estado de São Paulo, especialmente aos contribuintes, os quais com seus impostos fizeram possível realizar a minha pesquisa numa das melhores universidades do mundo.

À Universidade de São Paulo, especialmente ao programa Recursos Minerais e Hidrogeologia do Instituto de Geociências, pelas ferramentas, instalações e funcionários sempre prestes para me colaborar e brindar o melhor ambiente familiar e acadêmico durante o tempo que levei para desenvolver a pesquisa do meu doutorado.

A meu orientador, Professor Dr. Caetano Juliani, pela oportunidade de fazer parte do grupo de pesquisa da província Mineral do Tapajós, obrigado por acreditar e confiar no trabalho de um geólogo “*andino colombiano*”, pela sua paciência no meu processo e seu ensino em relação à importância da visão integral dos processos geológicos.

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES), pela bolsa de doutorado.

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 do projeto, Petrogênese e Metalogênese da LIP (*Large Igneous Province*) Uatumã, Cratón Amazônico (CT-Mineral/MCT/CNPq, Proc.: 550342/2011-7) 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).

Ao Banco Santander pelo auxílio de mobilidade – USP, que permitiram desenvolver o meu estágio no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca – Espanha.

Aos professores do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que me receberam nas suas aulas e pelos seus ensinamentos, que foram minha “coluna vertebral” neste início da minha vida acadêmica. Em especial minha gratidão à Profa. Dra. Lena Virgínia Soares Monteiro, pela sua valiosa ajuda durante o meu percurso. Também quero manifestar meus agradecimentos aos professores Romulo Machado e Gustavo Abreu.

Aos funcionários do Instituto de Geociências da USP; Vasco Loios (Laboratório de Separação), Dr. Kei Sato (Laboratório de Geocronologia de Alta Resolução), Dr. Flávio Machado de Souza Carvalho (Laboratório de Difração de Raios X), Eng. Isaac Sayeg (Análises de Microscopia Eletrônica de Varredura), José Paulo Sertek (Laboratório de Tratamento de Amostras) pelo seu excelente acompanhamento durante a etapa de preparação e análise de amostras.

Ao Professor Dr. Clemente Recio, diretor do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca, e sua equipe técnica, pela oportunidade de desenvolver meu estágio, pela sua total confiança e acompanhamento no laboratório, assim como pelas suas aulas que foram para mim uma das melhores experiências acadêmicas além de pessoais, muito obrigado.

Meus agradecimentos ao professor Dr. Carlos Mario Echeverri Misas, um verdadeiro amigo que encontrei no Brasil. Sou muito grato pelos seus conselhos, conversações acadêmicas e dicas no desenvolvimento desta minha pesquisa.

Agradeço aos meus amigos e colegas da equipe de trabalho, Marcelo Galé, Lucas Cassini, Claudia Tokashiki, Matteo Roverato e Alexandra Aguja. Foi um privilégio trabalhar com vocês.

Aos meus colegas; Aníbal Muchimbane, Camilo Bustamante, João Motta, Alessandro Silva Oliveira, Jose Renato, Tabata Hoeger e Emanuel, muito obrigado pela sua amizade e valiosa companhia em diferentes períodos da minha vida no Brasil.

Aos meus co-orientados de trabalho de formatura, os quais são hoje meus colegas, Gabriel Rangel e Lucas Lima Scaglia, pela gratificante experiência de fazer em conjunto um bom trabalho.

A minha família, mãe, pai, irmão, namorada, primos(as), tios e tias (especialmente minhas tias Elsa Gutierrez e Gloria Gómez) lá na Colômbia, pelo apoio diário neste processo e por nunca terem deixado de acreditar em mim.

Em geral, eu gostaria de agradecer a todas e cada uma das pessoas que vivenciaram comigo a realização desta tese de doutoramento, com seus altos e baixos que não preciso lembrar, porque tanto eles como eu sabemos que desde o mais profundo do meu coração lhes agradeço o excelente apoio recebido, colaboração, ânimo e mais que tudo, o carinho e amizade.

RESUMO

O evento *sensu lato* Uatumã é caracterizado pelo intenso magmatismo de afinidade cálcio-alcalina, relacionado com a presença de arcos vulcânicos continentais Paleoproterozóicos no período 2,1 a 1,88 Ga, associados com as suítes magmáticas Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari, com significativa relevância no potencial metalogenético na porção sul do Cráton Amazônico, especificamente na Província Mineral do Tapajós. Inclui também as rochas vulcânicas alcalinas do tipo-A, predominantemente fissurais, de ca 1,87 Ga.

Estes arcos magmáticos continentais nomeados Arcos Tapajônicos, tem rochas excepcionalmente bem preservadas de processos tectônicos e metamórficos, o que tem permitido caracterizar os sistemas geológicos, os ambientes tectônicos de formação, os sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo epitermal e pórfiro associados, por vezes mineralizados em metais preciosos e de base. Estes arcos são compostos por rochas graníticas diversas, faneríticas e porfiríticas, granófiros, pórfiros riolíticos a andesíticos, andesitos, dacitos, riodacitos e riolitos, estes em maior volume. As rochas vulcânicas compõem derrames, domos e diques, comumente com fácies variadas de rochas vulcanoclásticas associadas, incluindo grandes depósitos de ignimbritos, assim como rochas sedimentares clásticas típicas de ambiente continental deposicional incluindo depósitos de leques aluviais e fluviais compostos por arenitos, conglomerados, siltitos e argilitos junto com unidades lacustres, representadas por lamitos vermelhos com leitos de *chert* contemporâneas aos eventos vulcânicos paleoproterozóicos.

As rochas destes arcos são em geral peraluminosas a metaluminosas e pertencem à serie cálcio-alcalina enriquecida em potássio, com tendências shoshoníticas, e mostram semelhança às geradas pelo magmatismo sin- a pós-orogênico em ambiente de arco vulcânico continental maturo, desenvolvido em margens continentais ativas.

Dados isotópicos de Sm-Nd de um conjunto representativo de amostras da região indicam valores de ϵ_{Nd} negativos e valores baixos de $^{87}Sr/^{86}Sr$, indicando a existência de importante contaminação de crosta continental. As idades modelos T_{DM} indicam participação de crosta paleoproterozóica e arqueana na formação dos magmas. Tanto os dados isotópicos como os de magnetometria e de gravimetria indicam que estruturas profundas da região têm orientação geral aproximadamente E–W que parecem constituir extensões das zonas de cisalhamento arqueanas presentes na Província Mineral de Carajás até a altura do rio Tapajós.

Em diversos litótipos sub-vulcânicos e vulcânicos mais ou menos evoluídos foram identificadas inúmeras ocorrências de alterações hidrotermais do tipo quartzo–sericita, por vezes com adularia, e argílica, está predominantemente em estilo fissural, que podem ser associadas a mineralizações epitermais do tipo *low-sulfidation*. Também estão presentes rochas hidrotermalizadas com pirofilita e alunita, caracterizando zonas de alterações argílicas avançadas em estilos pervasivo e fissural, típicas de mineralizações epitermais *high-sulfidation*. Em todos os litótipos, mas predominantemente em granitoides e pórfiros, foram identificadas alterações potássicas, sericítica, sericita-clorítica, propílitica e clorítica nos estilos pervasivo e fissural, as quais são representativas de típicos sistemas do tipo pórfiro.

As fontes dos fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal associada aos sistemas epitermais *high-* e *low-sulfidation* foram determinadas utilizando análises de isótopos de oxigênio e deutério em pares de minerais (quartzo–sericita e quartzo–caulinita) constituintes das zonas de alteração hidrotermal. Estes resultados indicam fluidos de origem magmática com misturas subordinadas de fluidos meteóricos de baixa latitude, sem a influência de água de degelo. Os valores de $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfetos}}$ de pirita da rocha hidrotermalizada variam de +0,8 e +9,4 ‰, confirmando a hipótese de fonte magmática também para o enxofre. Essas características são semelhantes às observadas em pórfiros cenozoicos de arcos magmáticos continentais e insulares.

Estes resultados indicam um importante potencial para ocorrência de mineralizações de metais preciosos (Au e Ag) e de base (Cu, Pb, Zn e Mo) dos tipos epitermal e pórfiro na região, o que abre possibilidades para existência de mineralizações de grande porte nos arcos Tapajônicos, semelhantes àsquelas presentes em arcos modernos, como os Andes, México e oeste dos Estados Unidos. E, caso isto venha a se confirmar, haverá um significativo impacto positivo para região, tanto econômico como social.

A evolução geotectônica que deu origem aos eventos magmáticos continentais desenvolvidos no período 2,1 a 1,86 Ga definem a evolução metalogenética da Província Mineral do Tapajós. Os dados geocronológicos obtidos neste estudo mostram a existência no embasamento de rochas com idades de ca. 2,12 a 2,02, de 1,97 a 1,95 e de 1,89 Ga, que podem ser correlacionadas às rochas das suítes intrusivas Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari, assim como rochas hipoabissais (pórfiros) de idades ca. 1,98 a 1,95 e 1,87 correlacionadas com a suíte intrusiva Creporizão e Parauari. As rochas vulcânicas cálcio-alcalinas tradicionalmente reconhecidas como pertencentes ao Grupo Iriri apresentam neste estudo idades de ca. 2,0 Ga, de 1,97 a 1,95 Ga e de 1,90 a 1,88 Ga, enquanto que vulcânicas alcalinas

do tipo-A evidenciam idades de 1,87 a 1,85 Ga, indicando que há mais de um evento vulcânico além do magmatismo que deu origem ao Grupo Iriri. Estes resultados indicam uma evolução complexa do magmatismo paleoproterozóico das unidades reconhecidas como suítes magmáticas Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari, dentro do evento magmático *sensu lato* Uatumã.

Foram reconhecidas ao menos quatro épocas metalogenéticas potencialmente férteis para mineralizações magmáticas-hidrotermais relacionadas com os arcos Tapajônicos gerados no evento *sensu lato* Uatumã, associadas a períodos de aumento da espessura cortical durante o Paleoproterozóico no sul da Província Mineral de Tapajós, quais sejam: a) o período de 2,1 a 1,97 Ga onde se dá a evolução dos arcos magmáticos continentais Cuiú-Cuiú e Creporizão, correlacionáveis com duas épocas de mineralizações magmáticas-hidrotermais de ca. 2 Ga e de 1,97 Ga; b) O período ao redor de 1,95; e c) o período de 1,90 a 1,88 Ga, relacionado ao arco continental Parauari.

Palavras-chave: Uatumã, Província Mineral do Tapajós, arcos Tapajônicos, mineralização epitermal, mineralização de tipo pórfiro, ouro, metais de base.

ABSTRACT

The lato sensu Uatumã event is characterized by intense magmatism of calc-alkaline affinity, related to the presence of Paleoproterozoic continental volcanic arcs in a period between 2.1 to 1.88 Ga, associated with the magmatic suites Cuiú-Cuiú, Creporizão, Parauari, with significant relevance in the metallogenic potential in the southern portion of the Amazonian Craton, specifically in the Tapajós Mineral Province. It also includes alkaline volcanic rocks (A-type) of fissural predominance, about 1.87 Ga.

These continental magmatic arcs named *Tapajônicos* arcs, have exceptionally well-preserved rocks from tectonic and metamorphic processes, which has allowed to characterize the geologic systems, tectonic settings of formation of the associated epithermal- and porphyry-types magmatic-hydrothermal systems, sometimes mineralized in precious and base metals. These arcs are composed of several granitic rocks, phaneritic and porphyritic, granophyres, rhyolitic to andesitic porphyries, andesites, dacites, rhyodacites and rhyolites, these in larger volume. Volcanic rocks make up lava flows, domes and dikes, commonly with varying facies of associated volcanoclastic rocks, including large deposits of ignimbrites, as well as clastic sedimentary rocks of a continental depositional environment including deposits of alluvial and fluvial fans composed of sandstones, conglomerates, siltstones and argillites along with lacustrine units, represented by red mudstones with beds of chert, contemporaneous with the Paleoproterozoic volcanic events.

The rocks of these arcs are generally peraluminous to metaluminous, belonging to the high K calc-alkaline series, trending to the shoshonitic series, and they show similarity to those generated by syn- to post-orogenic magmatism in a mature continental volcanic arc, developed in active continental margins.

Sm-Nd isotopic data of a representative set of samples from the region indicate negative ϵ_{Nd} values and low values of $^{87}\text{Sr} / ^{86}\text{Sr}$, indicating the existence of important continental crust contamination. The T_{DM} model ages indicate participation of Paleoproterozoic and Archaean crust in the formation of magmas. Both isotopic, magnetometric and gravimetric data indicate that deep structures in the region have roughly E-W orientation that appear to constitute extensions of the Archaean shear zones present in the Carajás Mineral Province up to the Tapajós River.

Numerous occurrences of quartz-sericite hydrothermal alterations, sometimes with adularia and argillic type, predominantly in fissural style, have been identified in several evolved volcanic and volcanic lithotypes that could be associated with low-sulfidation

epithermal mineralizations. Hydrothermalized rocks with pyrophyllite and alunite are also present, characterizing zones of advanced argillic alteration in pervasive and fissural styles, typical of high-sulfidation epithermal mineralizations. In all lithotypes, but predominantly in granitoids and porphyries, were identified potassic, sericitic, sericitic-chloritic, propylitic and chloritic alterations in pervasive and fissural styles, which are representative of typical porphyry-type systems.

The sources of the fluids responsible for the hydrothermal alteration associated with high- and low-sulfidation epithermal systems were determined using oxygen and deuterium isotope analyses in minerals pairs (quartz-sericite and quartz-kaolinite) constituents from hydrothermal alteration zones. These results indicate fluids of magmatic origin with subordinate mixtures of low latitude meteoric fluids, without the influence of de-icing water. The values of $\delta^{34}\text{S}_{\text{sulfide}}$ values of pyrite from hydrothermalized rock range from +0.8 and +9.4 ‰, confirming also the hypothesis of a magmatic sulfur source. These characteristics are similar to those observed in Cenozoic porphyries from continental and island magmatic arcs.

These results indicate an important potential for the occurrence of precious metals (Au and Ag) and base metals (Cu, Pb, Zn and Mo) of the epithermal and porphyry types in the region, which opens possibilities for large mineralizations in the *Tapajônicos* arcs, similar to those present in modern arcs, like the Andes, Mexico and western of the United States. And, if this is to be confirmed, there will be a significant positive impact for the region, both economic and social.

The geotectonic evolution that gave origin to the continental magmatic events developed in the period between 2.1 to 1.86 Ga define the metallogenic evolution of the Tapajós Mineral Province. The geochronological data obtained in this study show the existence in the basement of rocks with ages of ca. 2.12 to 2.02, from 1.97 to 1.95 and 1.89 Ga, which can be correlated to rocks of the Cuiú-Cuiú, Creporizão and Parauari intrusive suites, as well as hypoabissal (porphyries) rocks of ca. 1.98 to 1.95 Ga and 1.87 Ga correlated with the Creporizão and Parauari intrusive suites. Calc-alkaline volcanic rocks traditionally recognized as belonging to the Iri Group present in this study have shown ages range of ca. 2.0 Ga, from 1.97 to 1.95 Ga and from 1.90 to 1.88 Ga, while A-type alkaline volcanics yield ages from 1.87 to 1.85 Ga, indicating that there is more than one volcanic event besides the magmatism that gave rise to the Iri Group. These results indicate a complex evolution of the paleoproterozoic magmatism of the units recognized as Cuiú-Cuiú, Creporizão and Parauari magmatic suites, within lato sensu Uatumã magmatic event.

At least four potentially fertile metallogenic epochs were recognized for hydrothermal-magmatic mineralizations related with the Tapajônicos arcs generated in the lato sensu Uatumã event, associated with periods of increase of crustal thickness during the Peloproterozoic in the southern area of the Tapajós Mineral Province, which are: a) the period from 2.1 to 1.97 Ga with the evolution of Cuiú-Cuiú and Creporizão continental magmatic arcs, correlated with two periods of magmatic-hydrothermal mineralizations of ca. 2.0 Ga and 1.97 Ga; b) The period around 1.95 Ga; and c) the period from 1.90 to 1.88 Ga, related with the Parauari continental arc.

Key-words: Uatumã, Tapajós Mineral Province, Tapajônicos arcs, Epithermal mineralization, porphyry mineralization, gold, base metals.

SÚMARIO

INTRODUÇÃO	1
1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO	3
2 OBJETIVOS.....	5
2.1 OBJETIVOS GERAIS	5
2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	5
3 RESUMO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS	7
<i>a) Coleta e sistemática de dados geológicos.....</i>	<i>7</i>
<i>b) Preparação de amostras e análises laboratoriais</i>	<i>7</i>
<i>c) Participação em eventos científicos</i>	<i>8</i>
<i>d) Publicações</i>	<i>8</i>
<i>e) Estágio</i>	<i>9</i>
<i>f) Co-orientação em trabalhos de formatura</i>	<i>9</i>
4 ESTUDOS PRÉVIOS E CONTEXTO GEOLÓGICO	11
4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	11
4.2 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS	15
4.2.1 Grupo Jacareacanga.....	20
4.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú	20
4.2.3 Formação Vila Riozinho	21
4.2.4 Suíte Intrusiva Creporizão.....	21
4.2.5 Tonalito Rio das Tropas	22
4.2.6 Formação Abacaxi.....	22
4.2.7 Formação Sequeiro.....	22
4.2.8 Suíte Intrusiva Parauari	22
4.2.9 Suíte Intrusiva Ingarana	24
4.2.10 Granito Batalha	24
4.2.11 Supergrupo Uatumã <i>sensu lato</i>	24
4.2.11.1 Grupo Iriri.....	25
<i>a) Formação Bom Jardim</i>	<i>25</i>
<i>b) Formação Salustiano</i>	<i>26</i>
<i>c) Formação Aruri</i>	<i>26</i>
4.2.12 Formação Morais Almeida.....	26
4.2.13 Suíte Intrusiva Maloquinha	27

4.2.14	Granitoides Pós-Maloquinha.....	28
a)	<i>Suíte Intrusiva Porquinho</i>	28
b)	<i>Granito Pepita</i>	28
c)	<i>Granito Caróçal</i>	28
4.2.15	Lamprófiro Jamanxim.....	28
4.2.16	Formação Buiucu	29
4.2.17	Diabásio Crepori	29
4.2.18	Granito Igarapé Escondido.....	29
4.2.19	Suíte Intrusiva Cachoeira Sêca	30
4.2.20	Cobertura Paleozoica	30
4.2.21	Diabásio Periquito e Diques básicos indiferenciados	30
4.2.22	Coberturas mesozoicas da Bacia do Amazonas	30
4.2.23	Depósitos aluvionares	30
5 REVISÃO CONCEITUAL SOBRE SISTEMAS DE TIPO PÓRFIRO – EPITERMAL E PROCESSOS		
HIDROTERMAIS ASSOCIADOS		31
5.1	SISTEMAS HIDROTERMAIS DO TIPO PÓRFIRO	31
5.2	DEPÓSITOS EPITERMAIS	33
a)	<i>Mineralização epitermal low-sulfidation</i>	35
b)	<i>Mineralização epitermal intermediate-sulfidation</i>	35
c)	<i>Mineralização epitermal high-sulfidation</i>	36
5.3	PROCESSOS HIDROTERMAIS	37
a)	<i>Alteração sódico-cálcica</i>	38
b)	<i>Alteração potássica</i>	39
c)	<i>Alteração propilítica</i>	39
d)	<i>Alteração clorítica</i>	40
e)	<i>Alteração sericítica</i>	40
f)	<i>Alteração argílica</i>	41
g)	<i>Silicificação</i>	42
6 MATERIAIS E MÉTODOS		43
6.1	COLETA DE DADOS GEOLÓGICOS.....	43
a)	<i>Revisão Bibliográfica</i>	43
b)	<i>Trabalhos de Campo e Amostragem</i>	43
6.2	ANÁLISES LABORATORIAIS	47
a)	<i>Petrografia</i>	47

b) <i>Imagens de alta resolução e química mineral no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)</i>	50
c) <i>Difração de Raios X</i>	52
d) <i>Isótopos estáveis</i>	54
• <i>Isótopos de Oxigênio e Hidrogênio</i>	58
• <i>Reservatórios de fluidos</i>	64
• <i>Isótopos de enxofre</i>	64
e) <i>Litoquímica</i>	67
f) <i>Geocronologia</i>	70
g) <i>Geologia Isotópica Sm–Nd e Sr–Sr</i>	73
• <i>Sistemática de Sm–Nd</i>	74
• <i>Sr–Sr</i>	74
7 RESULTADOS	75
7.1 GEOLOGIA E PETROGRAFIA.....	75
7.1.1 <i>Rochas sedimentares</i>	77
• <i>Formação Castelo dos Sonhos</i>	77
• <i>Formação Novo Progresso</i>	77
7.1.2 <i>Rochas ígneas</i>	80
7.1.2.1 <i>Rochas vulcanoclásticas</i>	82
7.1.2.2 <i>Fluxos de lava</i>	87
• <i>Riolitos e dacitos</i>	88
• <i>Andesitos e basaltos</i>	89
7.1.2.3 <i>Rochas intrusivas subvulcânicas - pórfiros</i>	91
• <i>Pórfiros graníticos</i>	91
• <i>Pórfiros Granodiorítico</i>	92
7.1.2.4 <i>Rochas intrusivas</i>	95
• <i>Granitoides</i>	95
• <i>Gabros - Suíte Intrusiva Ingarana e/ou Cachoeira Seca</i>	100
7.2 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS.....	102
7.2.1 <i>Do tipo pórfiro</i>	102
a) <i>Alteração potássica (ou metassomatismo potássico)</i>	102
b) <i>Alteração propílitica</i>	105
c) <i>Alteração sericítica</i>	106
d) <i>Alteração clorítica</i>	108

7.2.2 Do tipo epitermal	108
a) Silicificação	112
b) Alteração argílica	113
c) Alteração sericítica	114
d) Alteração argílica avançada	116
7.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS	119
7.4 LITOQUÍMICA	127
7.4.1 Caracterização das séries magmáticas	127
7.4.2 Classificação geoquímica	129
7.4.3 Diagramas de variações composicionais	131
a) Elementos maiores	131
b) Elementos-traço	133
c) Diagramas de normalização geoquímica de ETR	136
7.4.4 Ambiente tectônico	138
7.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	141
7.5.1 Geocronologia U–Pb em zircão	141
a) Sienogranito (amostra PR-227)	142
b) Sienogranito (amostra NP-313E)	143
c) Pórfiro sienogranítico (amostra NP-263)	145
d) Riólito porfíritico (amostra CS-479)	147
7.5.2 Geoquímica Sm–Nd	150
7.5.3 Geoquímica Sr–Sr	153
8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	157
8.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (c.a 2,1 – 1,88 Ga)	159
8.1.1 Paleoproterozóico no período de 2,1 a 1,97 Ga (Fase orogênica)	163
8.1.2 Paleoproterozoico no período de ca. 1,89 Ga (Fase orogênica)	163
8.1.3 Paleoproterozóico no período em 1,88 – 1,87 Ga (Fase anorogênica)	164
8.2 METALOGENIA DA PROVINCIA MINERAL DO TAPAJÓS (ca. 2,1 – 1,88 Ga)	166
9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	171

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1** – Localização e acessos à área de estudo. A) Mapa geográfico da América do Sul com a localização da área de pesquisa no retângulo vermelho, fonte: *Google* (s.d.). B) Imagem *Google Earth*, onde pode ser localizado o estado do Pará e a área dos estudos. C) Modelo Digital de Terreno da parte sudoeste do estado do Pará indicando as principais cidades e a rodovia BR-163, fonte: *Google* (s.d.). **4**
- Figura 2** – Localização do Cráton Amazônico e suas províncias estruturais Rio Branco e Tapajós, separadas pela Província do Amazonas, segundo Almeida *et al.* (1977) e Hasui *et al.* (1984), localização da área de pesquisa no retângulo vermelho. **11**
- Figura 3** – Propostas de compartimentação do Cráton Amazônico segundo: (A) Cordani *et al.* (1979); (B) Tassinari & Macambira (2004); (C) Santos (2003a) e (D) Santos *et al.* (2008). Nesses modelos foi admitida a extensão dos compartimentos de um ao outro lado da Bacia do Amazonas; em (B) e (D), estão traçadas as conexões sob essa bacia, modificado de Hasui (2012). Localização da área de pesquisa no retângulo vermelho. **14**
- Figura 4** – (A) Mapa das províncias minerais do Brasil, segundo Bizzi *et al.* (2001), com as principais *commodities* minerais, quais sejam: (1) Serra Lombarda/Tartarugalzinho (Au); (2) Vila Nova (Au, Cr); (3) Parima (Au, Sn); (4). Carajás (Fe, Mn, Au, Cu, Ni); (5) Tapajós (Au); (6). Alta Floresta/Aripuanã (Au, Zn, Pb, Cu); (7) Rondônia (Sn, Au); (8) Alto Guaporé (Au); (9) Alto Jauru (Au, Cu); (10) Cuiabá/Poconé (Au); (11) Alto Araguaia (diamante); (12) Coxim (diamante); (13) Salto de Jacuí (ágata, ametista); (14) Alto Uruguai/Iraí (ágata, ametista); (15) Vale do Ribeira (Pb, Zn, Ba, Ag); (16) Alto de Parnaíba (diamante); (17) Morro Agudo/Vazante (Zn, Pb); (18) Quadrilátero Ferrífero (Fe, Mn, Au); (19) Brasil Ocidental (Li, Be, gemas); (20) Diamantina (diamante); (21) Chapada Diamantina (diamante); (22) Rio Itapicuru (Au); (23) Rio Jacurici/Campo Formoso (Cr); (24) Rio Curaça (Cu); (25) Seridó/Borborema (W, Nb). O retângulo vermelho destaca a área estudada na Província Mineral do Tapajós. (B) Mapa das principais províncias geocronológicas do Cratón Amazônico, com a localização da Província Aurífera do Tapajós e da área de pesquisa, situada nas proximidades da porção leste da Província Tapajós–Parima (2,10–1,87 Ga), junto à Província Amazônia Central (> 2,5 Ga), segundo Santos *et al.* (2004). **16**
- Figura 5** – Quadro evolutivo da Província Tapajós–Parima, modificado de Santos *et al.* (2004), destacando-se em verde os propostos arcos magmáticos insulares, em laranja os arcos magmáticos continentais e em vermelho o magmatismo anorogênico. Notar que as mineralizações auríferas (1860 – 1800 Ma) são consideradas como essencialmente posteriores aos eventos vulcânicos, inclusive ao pós-orogênico representado pelo Supergrupo Uatumã. **17**
- Figura 6** – Porção do mapa geológico do estado do Pará, com detalhe na área de pesquisa no sul da Província Mineral de Tapajós (retângulo vermelho), Folha SB.21, com as principais unidades litoestratigráficas que afloram na área estudada (segundo Vasquez *et al.*, 2008 – Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000). **19**
- Figura 7** – Distribuição dos principais depósitos magmáticos–hidrotermais (epitermais e pórfiros) ao redor do mundo, segundo Sillitoe (2010). **32**
- Figura 8** – (A) Zonamento das alterações hidrotermais em sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo pórfiro mineralizado em Cu; (B) Representação esquemática da sequência de alterações hidrotermais no mesmo sistema representado em (A) em relação com a profundidade e a evolução temporal do sistema. A sequência mostra alteração potássica localizada na porção central da intrusão e alteração propilitica nas zonas periféricas mais profundas e clorítica nas mais rasas. Acima do corpo intrusivo as alterações passam a ser clorítica–sericítica, que evolui em direção à superfície para uma zona de alteração sericítica e para argílica avançada, resultante do aumento da acidez e da

diminuição da temperatura dos fluidos hidrotermais. espécies minerais: bornita (bn), calcopirita (cp), covelina (cv), enargita (en), pirita (py), esquemas segundo Sillitoe (2010).	33
Figura 9 – Esquema dos sistemas epitermais <i>low</i> e <i>high-sulfidation</i> , onde pode ser observado o seu relacionamento com os sistemas de tipo pórfiro em ambiente vulcânico–hidrotermal (modificado de Camprubí & Albinson, 2006).	34
Figura 10 – Perfil esquemático de um sistema <i>low-sulfidation</i> com a distribuição das associações minerais típicas da alteração hidrotermal (Tosdal <i>et al.</i> , 2003, modificado de White & Hedenquist, 1995 e Hedenquist <i>et al.</i> , 2000).	35
Figura 11 – Perfil esquemático de um sistema <i>high-sulfidation</i> com a distribuição das associações minerais típicas da alteração hidrotermal (Segundo Hedenquist <i>et al.</i> , 2000).	37
Figura 12 – Padrão generalizado de zonamento típico das alterações hidrotermais em sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo Porfiro, Esquema segundo Sillitoe (2010).	39
Figura 13 – Fluxograma do desenvolvimento da pesquisa e dos métodos utilizados.	44
Figura 14 – Localização dos afloramentos estudados, com detalhe na área de pesquisa no sul da Província Mineral de Tapajós (retângulo vermelho). Em verde estão representados os pontos de controle e em amarelo os pontos de amostragem.	45
Figura 15 – Principais equipamentos utilizados no trabalho de campo e amostragem.	46
Figura 16 – Afloramentos típicos de granitos no primeiro plano e de unidades sedimentares do Gráben do Cachimbo no fundo, localizados em área a sul da cidade do Castelo de Sonhos.	47
Figura 17 – Fluxograma dos métodos utilizados nos estudos petrográficos.	49
Figura 18 – Microscópio petrográfico Olympus BX50 com sistema de aquisição de imagens utilizados nesta pesquisa.	50
Figura 19 – Fluxograma dos métodos utilizados na preparação das amostras para estudos dos minerais por microscopia eletrônica de varredura.	51
Figura 20 – A) Microscópio eletrônico de varredura, marca LEO, 440I, com espectrômetro de energia dispersiva de raios X, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. B) Amostras de rochas hidrotermalizadas analisadas.	52
Figura 21 – Fluxograma do método utilizado na preparação das amostras para a análise de minerais por difração de raios X.	53
Figura 22 – Ilustrações dos materiais e do procedimento de preparação de amostras para difração de raios X. A) Amostra hidrotermalizada de andesito porfirítico; B) Microrretífica DREMEL utilizada para amostragem dos minerais hidrotermais; C) Separação do material muito fino em becker de vidro. Os argilo-minerais e as micas muito finas foram separadas após 5 minutos de decantação e extração do material mais grosso; D) Exemplos do material maior de 3 µm retido no papel filtro e o material fino passante, majoritariamente na fração argila; E) Material da fração mais grossa decantada, após a secagem; F) Montagem das lâminas com as frações grossas; G) Montagem das lâminas com as frações finas; H) Lâminas preparadas para difratometria de raios X; I) Embalagem da fração mais grossa para análises de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio em tubos de fundo cônico; J) Exemplo de um difratograma obtido em amostras de minerais hidrotermais.	54
Figura 23 – Difratômetro marca Bruker, Modelo D8 Advance Da Vinci, com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN, do Laboratório de Difratometria de Raios X do NAP–Geoanalítica, onde foram analisados os minerais hidrotermais.	54
Figura 24 – Ilustração do procedimento de separação do quartzo dos argilo-minerais e micas muito finas. A) Fração grossa retida no papel filtro de 3 µm passante; B) Fração < 3 µm separada por decantação.	56

Figura 25 – Difratomogramas do material inicial da amostra NP-329 (verde) e nos seus retidos no papel filtro para cada tempo de decantação (5' = preto, 10' = vermelho e 15' = azul), indicando que o tempo ideal para separar a fração em suspensão foi de 5 minutos.	57
Figura 26 – Comparação entre o difratograma do material decantado no fundo do becker e o material concentrado no papel filtro. A) Material decantado no fundo do becker; B) Fração fina concentrada no papel filtro. Notar a melhor separação indicada nos difratogramas, o que permitiu a concentração dos argilo-minerais, micas e da alunita fina para as análises de isótopos estáveis.....	57
Figura 27 – Linha D/H de alto vácuo, para a preparação de amostras para análises isotópicas de rochas e minerais hidratados, inclusões fluidas, águas e hidrocarbonetos do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.	59
Figura 28 – Linha de extração de alto vácuo para a preparação de amostras para análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ em silicatos, fosfatos e óxidos no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.	60
Figura 29 – Fluxograma da liberação da água e posterior redução para H_2 na determinação de relações D/H, de acordo com a metodologia proposta por Godfrey (1962).....	61
Figura 30 – Espectrômetros de massa do tipo <i>Dual Inlet</i> , modelos SIRA-II e SIRA-10, fabricado por VG-Isotech, do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.	62
Figura 31 – Laser de CO_2 (25 W, $\lambda = 10,6 \mu\text{m}$) utilizado nas análises de silicatos na linha de fluorinação ($\delta^{18}\text{O}$) do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.	62
Figura 32 – Fluxograma usado para a obtenção de CO_2 para análises das razões $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ pelo método de fluorinação a LASER (Sharp, 1990, baseado em Clayton & Mayeda, 1963), com reação com ClF_3 (Borthwick & Harmon, 1982).	63
Figura 33 – Diagrama δD vs $\delta^{18}\text{O}$ indicando as composições de diferentes tipos de águas naturais, segundo Taylor (1974).	64
Figura 34 – Linha de alto vácuo, para análises isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos, sulfatos, S^0 e gases do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.	65
Figura 35 – Fluxograma da combustão de sulfetos para a determinação das razões isotópicas $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ em linha de vácuo, de acordo ao método de Robinson & Kusakabe (1975).	66
Figura 36 – Fluxograma do roteiro de preparação das amostras para as análises litoquímicas.	69
Figura 37 – Procedimento de preparação de amostras para as análises litoquímicas. A) Prensa hidráulica utilizada para fragmentação das amostras para moagem; B) Quarteamento da amostra moída, C) Moinho de anéis; D) Painéis de carboneto de tungstênio utilizada na moagem das amostras; E) Homogeneização do material moído; F) Embalagem da amostra para envio ao laboratório.	69
Figura 38 – Fluxograma do roteiro de preparação das amostras para análises geocronológicas pelo método U–Pb SHRIMP em zircão.	71
Figura 39 – Processo de preparação de amostras e concentração para datação geocronológica pelo método U–Pb SHRIMP em zircão. A) Amostra inicial; B) Triturado em britador de mandíbulas; C) Material triturado; D) Moinho de discos; E) Conjunto de peneiras montadas em vibrador; F) Retirada das frações ($> 100 \text{ Mesh}$, $< 100 \text{ Mesh}$, $< 250 \text{ Mesh}$) retidas nas peneiras; G) Material peneirado; H) Mesa vibratória para separação dos minerais pesados; I) Secado; J) Separação magnética com imã de mão; K) Separador magnéticos e não magnéticos obtidos em separador magnético isodinâmico Frantz; L) Separação com líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno); M) Catação manual e concentração de zircões.	72
Figura 40 – Espectrômetro de massa de íons secundários (SIMS) acoplado à microsonda iônica de alta resolução e sensibilidade (SHRIMP II) do laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas	

(CPGeo) do Instituto de Geociências da USP, onde foram datados os grãos de zircão das rochas pelo método U–Pb.	73
Figura 41 – Principais grupos de rochas descritos neste estudo.	75
Figura 42 – Modelo conceitual esquemático dos sistemas vulcânicos paleoproterozoicos na Província Mineral do Tapajós, segundo Roverato <i>et al.</i> (2017).	76
Figura 43 – Unidades sedimentares clásticas reconhecidas em campo: A) Arenito conglomerático com clastos de rochas vulcânicas (NP-256) da Formação Castelo dos Sonhos; B) Arenito arcoseano de granulação grossa, de cor rosa, com vênulas de quartzo (PR-234) da Formação Novo Progresso; C) Arenito arcoseano de granulação fina, róseo-avermelhado, com intercalações de lamitos (NP-284) da Formação Novo Progresso; D) Lamito branco, com lâminas argilosas marrons, com leitos de <i>chert</i> indicados pela seta (NP-280) da Formação Novo Progresso.	78
Figura 44 – Exemplos de estruturas sedimentares nos depósitos fluviais entrelaçados que gradam para sedimentos litorâneos da Formação Novo Progresso, sendo: A) Intercalações de camadas de conglomerados e arenitos conglomeráticos com arenitos; B) Arenito com clastos, formados por fluxo de massa; C) Conglomerado monomítico, fragmento suportado com clastos de arenito em pouco volume de matriz arenosa; D) Exemplo de estratificação cruzada em arenito; E) <i>Ripples</i> e marcas onduladas em arenitos arcoseanos, indicando processos de tração.	79
Figura 45 – Exemplos de rochas ígneas presentes na Província Mineral do Tapajós: A) Tufo soldado em depósito de ignimbrito reologicamente deformado (NP-294); B) Lápilli-tufo félsico negro com cristaloclástos de feldspato (MA-190b); C) Andesito com vesículas-amigdaloidais devitrificadas “esferulitos” (CS-492); D) Riólito marron (NP-275); E) Pórfiro diorítico (NP-316); F) Pórfiro granítico (NP-275); G) Monzogranito com orientação por fluxo, com alteração potássica representada pelos feldspatos marrons e biotita secundária (CS-537); H) Microsienogranito fino (NP-340D).	81
Figura 46 – Aspectos macroscópicos das rochas vulcanoclásticas (ignimbritos e reoignimbritos). A e B) Afloramentos de reoignimbritos e ignimbritos com estruturas dobradas semelhantes a foliações magmáticas típicas de lavas; C) Ignimbritos mostra bandas intercaladas de cores preto, cinza-escuro e rosa-avermelhado, com esferulitos (NP-405); D) Lápilli-tufo maciço composto por fragmentos líticos subangulares em matriz fina avermelhada; E) Afloramento de lápilli-tufo de queda com estruturas plano-paralelas sub-horizontais; F) Aspecto macroscópico de lápilli-tufo rico em cristais (MA-190b).	83
Figura 47 – Fotomicrografias A e B – fragmentos de cristais em tufo soldados com textura parataxítica em depósito de ignimbrito. Fotomicrografias C e D – fragmentos de quartzo (Qtz) e plagioclásio (Pl) em matriz de tufo soldado. Fotomicrografias E e F – Cristal de quartzo (Qtz) engolfado provavelmente pela fragmentação magmática durante a explosão vulcânica. Fotomicrografias G e H – fenocristais de quartzo (Qtz) parcialmente reabsorvidos evidenciando golfos de corrosão. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-249B.	85
Figura 48 – Fotomicrografias A e B – Tufo exibe fragmentos de quartzo e plagioclásio, tamanho cinza, bem selecionados e arredondados. Fotomicrografias C e D – esferulitos do tipo “esférico” composto por sílica amorfa e minerais opacos (Op). Fotomicrografias E e F – Cristal de plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por feldspato potássico em tufo. Fotomicrografias G e H – textura micrográfica em tufo. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra MA-190B.	86
Figura 49 – Aspectos macroscópicos de afloramentos de rochas vulcânicas. A) Derrames de riólitos (CS-382B); B) Derrames de andesito porfirítico (CS-475).	87
Figura 50 – Fotomicrografias A e B – Riólito porfirítico com fenocristal de plagioclásio com forte alteração para caolinita, sericita e microclínio em matriz de quartzo – feldspática com texturas gráfica	

e granofírica (CS-382B). Fotomicrografias C e D – Pseudomorfo de biotita cloritizada em andesito (CS-475). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados.	87
Figura 51 – Aspectos macroscópicos dos riolitos porfíricos. A) Riolito marrom (CS-526) e B) Riolito com fenocristais de quartzo bipiramidado (CS-479).....	88
Figura 52 – Aspectos macroscópicos. A) Andesito com amígdalas estiradas por fluxo ígneo preenchidas por quartzo, calcita e hematita (CS-475) B) Andesito basáltico com granulação mais grossa (CS-474).....	90
Figura 53 – Aspectos macroscópicos das rochas porfíricas ácidas. A) Afloramento típico de matações das rochas hipoabissais félsicas com texturas porfíricas. B) Aspecto macroscópico do pórfiro de composição monzogranítica. Nota-se os fenocristais de plagioclásio e quartzo dispersos em matriz de granulação fina, com potassificação ao redor de alguns fenocristais de plagioclásio e na matriz (CS-486).	91
Figura 54 – Aspecto microscópico do pórfiro sienogranítico, claramente porfíricos com matriz suportada e fenocristais subarredondados. Fotomicrografias A e B – Fenocristais de quartzo (Qtz) em matriz microcristalina. Fotomicrografias C e D – fenocristais de quartzo e feldspato potássico (Kfs) alterado. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-293.....	92
Figura 55 – Aspectos macroscópicos das rochas porfíricas intermediárias: A) Afloramento típico (matações) das rochas hipoabissais intermediárias com texturas porfíricas; B) Pórfiro diorítico de granulação média, com epidoto e leve silicificação (NP-388).	93
Figura 56 – Aspectos petrográficos do pórfiro granodiorítico. Fotomicrografia A– associação mineral de clorita (Chl) e carbonato (Cb). Fotomicrografia B – Biotita (Bt) substituída por quartzo (Qtz) + clorita (Chl) em zona de alteração propilítica. Fotomicrografias C e D – Aglomerados de cristais de plagioclásio e minerais opacos envoltos em matriz holocristalina. Fotomicrografias E e F – Alteração propilítica definida pela associação mineral de epidoto (Ep), clorita (Chl) e carbonato (Cb) em pórfiro granodiorítico. Fotomicrografias G e H – Vesícula preenchida por quartzo (Qtz) + clorita (Chl) + minerais opacos (Op). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-293.....	94
Figura 57 – Afloramento típico de matações de granito com caneluras de dissolução, (afloramento PR-198).	95
Figura 58 – Tipos de rochas plutônicas do embasamento. A) Rocha inequigranular a levemente porfírica de composição monzogranítica. B) Rocha de composição sienogranítica de granulação fina com alteração potássica. C) Granodiorito de granulação fina com alteração potássica, onde pode ser notada uma vênula amarronzada de feldspato potássico. D) Granodiorito de granulação grossa, levemente afetado por alteração potássica.	96
Figura 59 – Fotomicrografias A e B – <i>Stockwork</i> (Stwk) de quartzo (Qtz) + biotita (Bt) + minerais opacos (Op) em sienogranito. Textura alotriomórfica inequigranular em monzogranito, com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl). Fotomicrografias C e D – Monzogranito com textura hipidiomórfica inequigranular, presença de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl). Fotomicrografias E e F – Vênula preenchida por biotita hidrotermal (Bt) com bordas de quartzo (Qtz) em feldspato potássico (Kfs). Fotomicrografias G e H – Plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por feldspato potássico (Kfs) originado pelo metassomatismo potássico. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-254.	98
Figura 60 – A) e B) Fotografias do afloramento e amostra da rocha plutônica máfica (gabro) exposto ao sul da área de estudo no Sul da PMT, note-se o solo vermelho desenvolvido a partir da litologia. Fotomicrografia C) evidencia textura subofítica, com estrutura de fluxo magmático, formada por cristais euedrais a subedrais de plagioclásio com geminação polissintética, cristais anhedrais de	

piroxênio (Px) e cristais anhedrais intersticiais de minerais opacos (Op). NC = polarizadores cruzados. Amostra CS-488.	101
Figura 61 – A) Pórfiro riolítico com alteração potássica pervasiva que substituiu quase que totalmente os feldspatos ígneos por feldspato potássico marrom-avermelhado (Amostra PR-207B); B) Cristal de plagioclásio ígneo parcialmente substituído por feldspato potássico de aspecto túrbido. (Microfotografia com filtro polarizador, Amostra PR-207B).	103
Figura 62 – Pórfiro granítico de granulação grossa e cor marrom-avermelhado por conta do metassomatismo potássico, além de ser afetado por processos de propilitização, sericitização, e cloritização subordinada, amostra NP-275.	104
Figura 63 – A) Andesito porfirítico com alteração propilítica; B) Aspecto microscópico do andesito porfirítico, com a alteração propilítica definida pela associação mineral de epidoto (Ep), clorita (Chl), carbonato (Cb) e finíssimos cristais de albita e de sericita. Os minerais claros representam um estágio tardio de silicificação, com carbonatos associados (Fotomicrografia com filtro analisador, Amostra NP-293).	105
Figura 64 – Matações de granito porfirítico com alteração sericítica e sulfetização forte. (Afloramento PR-207B).	107
Figura 65 – A) Riolito porfirítico com intensa alteração sericítica pervasiva, onde a sericita esverdeada substituiu praticamente todo o feldspato (Amostra PR-207B); B) Aspecto microscópico da alteração sericítica pervasiva intensa no riolito porfirítico, com todos os feldspatos substituídos por sericita (Ser), quartzo residual (Qtz) e minerais opacos (Fotomicrografia com filtro analisador, Amostra PR-207B).	107
Figura 66 – A) Andesito com amígdalas preenchidas por clorita, calcita e hematita, com a biotita ígnea alterada para clorita, com pouco epidoto e carbonato associados; B) Detalhe da cloritização concentrada nos interstícios dos minerais entre os cristais de plagioclásio do andesito (Fotomicrografia sem filtro analisador, Amostra CS-462).	108
Figura 67 – Mapa geológico da parte sul da Província Mineral do Tapajós (segundo Vasquez <i>et al.</i> , 2008), com a localização dos afloramentos e rochas com alterações hidrotermais, sendo: Azul = alteração argílica; Amarelo = alteração sericítica; Vermelho = alteração argílica avançada e Branco = alteração hidrotermal não classificada.	109
Figura 68 – Aspectos macroscópicos de rochas com alterações hidrotermais epitermais <i>low- e high-sulfidation</i> , sendo: A) Rocha porfirítica com minerais hidrotermais caulinita ± sericita ± quartzo ± alunita, com silicificação pervasiva “ <i>Vuggy sílica</i> ” e delgado veio de quartzo; B) Rocha porfirítica com pirofilita + caulinita ± sericita ± quartzo ± alunita ± pirita disseminada; C) Veios de quartzo com estrutura em pente “ <i>Comb texture</i> ” típica de preenchimento em zonas de alívio (fissuras) com alterações hidrotermais epitermais do tipo <i>low sulfidation</i> ; D) Sílica com hábito placóide + caulinita + óxidos e hidróxidos de ferro, derivada da substituição de calcita placóide; E) Riolito porfirítico com alteração sericítica (sericita + quartzo + pirita); F) Riolito brechado com quartzo, sericita ± caulinita com forte alteração sericítica. Note-se os clastos de riolito com alteração sericítica numa matriz de sílica com illita + caulinita + epidoto.	110
Figura 69 – <i>Stockwork</i> de quartzo associado a zonas de alteração hidrotermal num sistema epitermal (Afloramento NP-238).	113
Figura 70 – A) <i>Vuggy sílica</i> em ignimbrito de composição riolítica (Amostra NP-291A); B) Difratoograma da mesma amostra indica a presença de quartzo e feldspato potássico.	113
Figura 71 – A) Riolito porfirítico com intensa alteração argílica pervasiva. Notar as cores cinzas, correspondentes a agregados de cristais de quartzo e as partes verde claras com illita + caulinita + montmorillonita + gibbsita (Amostra CS-492); B) Difratoograma da mesma amostra, com a identificação de quartzo, illita, montmorillonita, caulinita e gibbsita.	114

Figura 72 – A) Tufo de cinza com alteração sericitica intensa. Nota-se as partes claras ricas em sericita + caulinita e as partes escuras compostas por quartzo (Amostra CS-466); B) Difratoograma da mesma amostra com a identificação de quartzo, sericita e caulinita.	115
Figura 73 – A) Riolito com alteração argílica avançada (Amostra NP-268B). Nota-se as partes avermelhadas enriquecidas em hematita ou limonita geradas pela oxidação de sulfetos; B) Difratoograma da mesma amostra com identificação de quartzo, alunita, caulinita, pirofilita e sericita.	116
Figura 74 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por microscopia eletrônica de varredura e análises semi-quantitativa por EDS (<i>Energy Dispersive System</i>) de minerais de amostra com forte alteração argílica avançada (CS-536B). Nesta amostra foram identificados minerais (<i>Aluminum-phosphate-sulfate minerals “APS minerals”</i>) e do grupo da alunita–jarosita. Em A) Eletromicrografia da superfície de alunita com hábito lamelar em meio a esmectita/nontronita com monazita associada; B) Detalhe dos cristais de alunita hidrotermal com os pontos de microanálises EDS; C) Eletromicrografia da superfície de hematita com hábito botroidal em meio a illita e minerais APS; D) Detalhe da hematita botroidal com os pontos de microanálises EDS.....	118
Figura 75 – Exemplo de rocha vulcânica félsica hidrotermalizada (CS-424D) com forte alteração sericitica, da qual foi separado o par quartzo–sericita para determinação das razões isotópicas de oxigênio e deutério.	119
Figura 76 – Exemplo de rocha félsica com forte alteração argílica avançada (NP-261A), da qual foi separado o par quartzo–caulinita para análise de isótopos estáveis de oxigênio e deutério.....	121
Figura 77 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos valores isotópicos calculados a 250 e 350 °C, usa a equação de fracionamento isotópico de Zheng (1993), para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais quartzo–sericita e quartzo–caulinita presentes nas rochas com alterações hidrotermais do tipo epitermal na Província Mineral do Tapajós. Os campos são segundo Taylor (1974).	124
Figura 78 – Composição isotópica de hidrogênio para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais de rochas com alterações epitermais da Província Mineral do Tapajós e sua comparação com reservatórios geologicamente importantes, modificado de Hoefs (2004).	125
Figura 79 – Composição isotópica de oxigênio para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais das rochas com alterações epitermais da porção sul da Província Mineral do Tapajós e sua comparação com reservatórios geologicamente importantes, modificado de Hoefs (2004).	126
Figura 80 – Composição isotópica de enxofre em pirita para amostras da porção sul da Província Mineral do Tapajós e sua comparação com reservatórios geologicamente importantes, modificado de Hoefs (2004).	126
Figura 81 – Resumo dos litotipos plutônicos, porfiríticos e vulcânicos analisados, com sua respectiva unidade litológica de correlação.....	127
Figura 82 – Caracterização geoquímica das rochas plutônicas, sub-vulcânicas (pórfiros), e vulcânicos estudados na região de Tapajós. A) Diagrama de saturação em alumina, segundo Shand (1943), onde $A = \text{Al}_2\text{O}_3$, $C = \text{CaO}$, $N = \text{Na}_2\text{O}$ e $K = \text{K}_2\text{O}$, indicando que as rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas variam de peraluminosas a metaluminosas; B) Diagrama $\text{K}_2\text{O} \times \text{SiO}_2$ de Pecerillo & Taylor (1976) para classificação das séries magmáticas, que define as rochas plutônicas como pertencentes à série cálcio-alcalina de alto potássio assim como os pórfiros e vulcânicas como pertencentes às series cálcio-alcalina de alto potássio e shoshonítica; C) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), indicando o caráter cálcio-alcalino das rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas independentemente das suas idades a exceção de uma amostra de pórfiro diorítico (NP-412) e uma de andesito (CS-462) com caráter tholeiítico. ($A = \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, $F = \text{FeO}$ e $M = \text{MgO}$).	128
Figura 83 – Diagrama de classificação para as rochas plutônicas no diagrama TAS de Middlemost (1994).	129

Figura 84 – Diagrama de classificação para as rochas vulcânicas no diagrama TAS de Middlemost (1994).....	130
Figura 85 – A) Diagrama Zr/TiO ₂ – Nb/Y (Pearce, 1996), indicando que as rochas vulcânicas presentes variam de basaltos a riolito, com composições dacíticas, andesíticas e de andesito basáltico; B) Diagrama de classificação Th–Co (Hastie <i>et al.</i> , 2007), indicando as mesmas variações composicionais.....	131
Figura 86 – Diagrama de óxidos de elementos maiores <i>versus</i> sílica, como proposto por Harker (1909), para litotipos da região do Tapajós.....	132
Figura 87 – Diagrama de óxidos de elementos maiores <i>versus</i> sílica, como proposto por Harker (1909), para litotipos da região do Tapajós.....	133
Figura 88 – Diagrama de elementos traço <i>versus</i> sílica, segundo a proposição de Harker (1909) para litotipos da região do Tapajós.	134
Figura 89 – Diagrama de Harker (1909) para os elementos-traço para litotipos da região do Tapajós.	135
Figura 90 – Diagrama de Harker (1909) para elementos-traço para litotipos da região de Tapajós.	136
Figura 91 – Diagrama de elementos terras raras normalizados para o condrito de Nakamura (1974). A) Rochas plutônicas; B) Rochas vulcânicas e C) Pórfiros.	137
Figura 92 – Diagramas discriminantes de Pearce <i>et al.</i> (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática das rochas plutônicas. <i>Syn-COLG: syn-collision granites; VAG: volcanic arc granites; WPG: within-plate granites; ORG: ocean ridge granites.</i>	138
Figura 93 – Diagramas discriminantes de Pearce <i>et al.</i> (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática dos pórfiros. <i>Syn-COLG: syn-collision granites; VAG: volcanic arc granites; WPG: within-plate granites; ORG: ocean ridge granites.</i>	139
Figura 94 – Diagrama de Harris <i>et al.</i> (1986) indicando a classificação tectônica das rochas analisadas: A) Rochas plutônicas; B) Pórfiros e C) Rochas vulcânicas.	140
Figura 95 – Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão selecionados e os respectivos pontos analisados do sienogranito (PR-227). A idade de cada imagem corresponde à idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U.	143
Figura 96 – Diagrama ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U <i>vs</i> ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U para amostra PR-227 (sienogranito), com intercepto em 1922 ±52 Ma.	143
Figura 97 – Imagem de catodoluminescência com os cristais de zircão selecionados e os respectivos pontos analisados da amostra de sienogranito NP-313E. A idade de cada imagem corresponde à idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U.....	144
Figura 98 – Diagrama ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U <i>vs</i> ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U concórdia–discórdia, para a população de zircões da amostra NP-313E (sienogranito), com intercepto superior na concórdia em 1985,3 ±3,3 Ma.	145
Figura 99 – Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão selecionados com os seus respectivos pontos analisados do pórfiro sienogranítico NP-263. A idade de cada imagem corresponde à idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U.....	146
Figura 100 – Diagrama ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U <i>vs</i> ²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U concórdia–discórdia com os resultados obtidos para grãos de zircão selecionados da amostra NP-263 (pórfiro sienogranítico), com intercepto superior na concórdia em 1875,1 ±3,3 Ma.	146
Figura 101 – Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão selecionados e os respectivos pontos analisados do riolito porfirítico CS-479. A idade de cada imagem corresponde à idade ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ U.....	147

Figura 102 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concórdia–discórdia onde para a população de zircão selecionada para o riolito porfirítico CS-479, com intercepto superior na concórdia em $1876,3 \pm 4,2$ Ma.	148
Figura 103 – Síntese dos resultados geocronológicos ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$) analisados pela equipe de trabalho na região de Tapajós.....	150
Figura 104 – Diagrama ϵNd versus T (Ga) da evolução isotópica de Nd dos litotipos. A linha preta indica a evolução do manto depletado segundo modelo de De Paolo (1981).	153
Figura 105 – Resultados das composições isotópicas de Sr e Nd, onde se pode observar os valores negativos de ϵNd com valores baixos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (modificada de White, 1999), indicando forte participação de crosta continental em diferentes graus de hibridização com um possível componente mantélico na geração dos granitoides, pórfiros e rochas vulcânicas cálcio-alcalinos associados a todas as fases tectônicas durante evolução da região do Tapajós.	155
Figura 106 – Volumes de crescimento crustal versus tempo (modificado de Condie, 2000) e a distribuição de diferentes tipos de depósitos (segundo Groves <i>et al.</i> , 2005) que se associam com o crescimento crustal e a formação de supercontinentes. A área retangular vermelha indica a faixa de 2,1 – 1,8 Ga observada nas rochas da Província Mineral do Tapajós, incluindo o magmatismo Uatumã <i>sensu stricto</i> de 1,87 Ga, fissural e do tipo-A.....	158
Figura 107 – Modelo geológico esquemático atual da Província Mineral de Tapajós. Notem-se os movimentos verticais importantes de alguns blocos por falhas, permitindo que níveis crustais mais profundos sejam justapostos com as vulcânicas superficiais, as quais apresentam alterações epitermais de baixa temperatura.....	162
Figura 108 – Esquema evolutivo da região da Província Mineral do Tapajós entre ca. 2,1 e 1,97 Ga. A) Modelo tectônico esquemático regional na PMT no Paleoproterozoico no período 2,1–1,97 Ga; B) Seção geológica esquemática da formação do Arco Tapajônico Continental I.	164
Figura 109 – A) Modelo tectônico esquemático regional na PMT no Paleoproterozoico no período ca. 1,89 Ga; B) Seção geológica esquemática da formação do Arco Tapajônico Continental II. ...	165
Figura 110 – A) Modelo tectônico esquemático regional na PMT no Paleoproterozoico no período de ca. 1,88 a 1,87 Ga; B) Seção geológica esquemática da formação das unidades anorogênicas.	166

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 – Características dos principais tipos de alteração hidrotermal em sistemas dos tipos pórfiro e epitermal, segundo Pirajno (2009) e Sillitoe (2010).....	41
Tabela 2 – Associações minerais típicas das alterações hidrotermais epitermais, com a identificação dos minerais confirmadas por difração de raios X.	56
Tabela 3 – Elementos maiores analisados por fluorescência de raios X (XRF), com seus limites de detecção.....	67
Tabela 4 – Elementos menores e terras raras analisados por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) com seu limite de detecção (LD) y limite superior (LS).	68
Tabela 5 – Minerais identificados por MEV na amostra NP 275.....	105
Tabela 6 – Alterações hidrotermais do tipo epitermal identificadas na área de pesquisa ao Sul da Província Mineral de Tapajós e suas típicas associações minerais caracterizadas por difração de raios X.....	111
Tabela 7 – Resumo dos principais tipos de alterações hidrotermais presentes na área de pesquisa na Província Mineral de Tapajós.	112

Tabela 8 – Principais minerais identificados para a alteração sericítica por microscopia eletrônica de varredura na amostra NP-275.....	115
Tabela 9 – Principais minerais identificados por microscopia eletrônica de varredura na amostra NP-268.	117
Tabela 10 – Minerais identificados por microscopia eletrônica de varredura na amostra NP-265.	117
Tabela 11 – Resultados de análises de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ e $\delta\text{D}_{\text{SMOW}}\text{‰}$ em pares de minerais de amostras com alterações em sistemas epitermais na Província Mineral do Tapajós.	120
Tabela 12 – Resultados de análises de $\delta^{34}\text{S}$, ‰ em pirita de amostras com alterações em sistemas epitermais na Província Mineral do Tapajós.....	120
Tabela 13 – Fatores de fracionamento isotópico dos isótopos de oxigênio: $10^3\ln a = A*10^6/T^2 + (B*10^3/T) + C$	121
Tabela 14 – Fatores de fracionamento isotópico dos isótopos de hidrogênio: $10^3\ln a = A*10^6/T^2 + (B*10^3/T) + C$	122
Tabela 15 – Valores calculados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}\text{‰}$ e $\delta\text{D}_{\text{fluido}}\text{‰}$ para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais das alterações epitermais, a partir da equação de fracionamento isotópico de Zheng (1993) para quartzo–sericita a 250 e 350 °C e quartzo–caulinita a 250 °C.....	123
Tabela 16 – Resumo dos dados geocronológicos ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$) analisados pela equipe de trabalho nos litotipos estudados na região de Tapajós, destacando-se em vermelho as datações feitas neste trabalho.	141
Tabela 17 – Síntese das idades obtidas e de suas correlações com as unidades geológicas da Província Mineral do Tapajós.	148
Tabela 18 – Valores isotópicos de Sm–Nd das rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas.	152
Tabela 19 – Valores isotópicos de Sr–Sr das rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas.	154

APRESENTAÇÃO

Este doutorado teve como objetivo avançar no conhecimento sobre a geologia, a petrogênese e a metalogênese das unidades vulcânicas, sub-vulcânicas e plutônicas paleoproterozoicas (ca. 2,1 Ga a ca. 1,87 Ga) da parte sul da Província Mineral do Tapajós, em especial, quanto às alterações hidrotermais relacionadas aos sistemas epitermais de metais preciosos *high-* e *low-sulfidation* e do tipo pórfiro.

INTRODUÇÃO

No final do Paleoproterozoico (ca. 2,1 Ga a 1,87 Ga) ocorreu no Cráton Amazônico um intenso evento de magmatismo intermediário a félsico, que resultou na geração de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas, sub-vulcânicas e plutônicas que se distribuem em uma área de mais de 1.500.000 km² (Klein *et al.*, 2012). Essas rochas compõem uma unidade originalmente nomeada como Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977), também conhecida como Supergrupo Uatumã (Melo *et al.*, 1978, em Almeida *et al.*, 2000), de idade em torno de 1,88 Ga e características anorogênicas. Mais recentemente, devido às idades mais antigas e a diversas ocorrências de rochas vulcânicas formadas em arcos magmáticos continentais, tem sido proposta a restrição do nome Uatumã para o evento de ca. 1,89 a 1,86 Ga (Juliani & Fernandes, 2010; Tokashiki *et al.*, 2013).

Na Província Mineral do Tapajós o vulcanismo relacionado o evento Uatumã *sensu lato* inclui unidades vulcânicas cálcio-alcálicas de uma série extendida de ca. 1,89 Ga a 1,87 Ga, que compõe principalmente as formações Bom Jardim, Salustiano e Aruri do Grupo Iriri, as quais relacionam-se geneticamente com caldeiras vulcânicas, possivelmente formadas ao final do evento magmático Parauari (Juliani *et al.*, 2005). Entretanto, outras unidades vulcânicas têm sido reconhecidas, destacando-se a Formação Vila Riozinho, também cálcio-alcálica, gerada em ca. 1,99 Ga, uma unidade de riolitos cálcio-alcálicos de ca. 1,96 Ga (Tokashiki *et al.*, 2013) e uma unidade vulcânica alcálica com ca. 1,88 a 1,87 Ga (Lamarão *et al.*, 2002), o que mostra que a unidade *sensu lato* Uatumã é mais complexa, e inclui diversos eventos vulcânicos com diferentes filiações geoquímicas e idades. Os ambientes tectônicos de formação destas unidades variam de arcos magmáticos continentais sin- a tardi-orogênicos a intraplaca, com magmatismo do tipo-A compondo o conjunto mais novo. Desta forma, o estudo dessas unidades vulcânicas tem permitido a elucidação dos eventos geológicos que resultaram na construção de arcos magmáticos continentais parcialmente superpostos, comparativamente aos processos que ocorrem em sistemas orogênicos mesozoicos a cenozoicos, ou mais antigos. Consequentemente, a compreensão destes processos tem possibilitado uma melhor caracterização do potencial metalogenético da região para ocorrência de mineralizações magmáticas-hidrotermais de metais preciosos e de base epitermais e do tipo pórfiro, notadamente de Cu–Mo–Au.

Nas duas últimas décadas as unidades vulcânicas paleoproterozoicas do Cráton Amazônico têm sido objeto de investigações em escalas regional e de semi-detalle, com diferentes enfoques (Macambira & Vale, 1997; Klein *et al.*, 2000; Klein *et al.*, 2001;

Teixeira *et al.*, 2002; Lamarão *et al.*, 2002; Juliani *et al.*, 2005; Fernandes *et al.*, 2006; Lagler *et al.*, 2008; Fernandes, 2009; Juliani & Fernandes, 2010; Echeverri-Misas, 2010; Castilho *et al.*, 2010; Castro *et al.*, 2010; Aguja-Bocanegra, 2013; Barreto *et al.*, 2013; Echeverri-Misas, 2015; Tokashiki, 2015a; Cassini *et al.*, 2015; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2015a; b). Porém, estudos de maior detalhe voltados para a caracterização litoestratigráfica, petrogenética e metalogenética são ainda poucos, o que é justificado, ao menos em parte, pelas dificuldades de acesso e pelas intensas coberturas vegetal e pedogenéticas, características da região Amazônica (Juliani & Fernandes, 2010; Roverato *et al.*, 2017).

Estes estudos de detalhe são também importantes por permitirem a caracterização dos sistemas vulcânicos/vulcanoclásticos que auxiliam na distinção das diferentes unidades vulcânicas que compõe o Evento Uatumã *sensu lato* e para definição do ambiente tectônico no qual essas unidades se formaram. Adicionalmente, são imprescindíveis para a caracterização do potencial metalogenético dos eventos magmáticos, como exemplificado pelos estudos entre os rios Tapajós e Xingu que sugerem a existência de um zonamento magmático orogênico (Juliani *et al.*, 2009) para as mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* (como as descritas no Tapajós) e de pórfiros de metais de base e de ouro. Neste contexto, as mineralizações de Sn, W e Au devem ocorrer predominantemente em regiões de retro-arco continental e estarem associadas a magmatismo do tipo I reduzido, ou até mesmo do tipo-A, como definido para região de São Félix do Xingu. Este ambiente tectônico também seria potencial para ocorrência de sistemas do tipo *Intrusion Related Gold System* (c.f. Thompson *et al.*, 1999; Lang *et al.*, 2000; Lang & Baker, 2001) ou para pórfiros alcalinos (Sinclair, 2007). As mineralizações epitermais (Juliani *et al.*, 2005; Landis *et al.*, 2005) e magmáticas-hidrotermais do Granito Batalha (Juliani *et al.*, 2002), e do Palito (Echeverri-Misas, 2010; Usero *et al.*, 2011) caracterizaram uma mineralização de ouro e cobre do tipo pórfiro paleoproterozoica da Província Mineral do Tapajós. Esta definição e estudos, baseada em estudos geoquímicos, de alteração hidrotermal, de inclusões fluidas e de isótopos estáveis, confirmam a expectativa metalogenética decorrente da identificação das mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* por Juliani *et al.* (2005). Adicionalmente, os dados preliminares relativos ao magmatismo, suas idades e as descobertas recentes de extensas zonas de alteração hidrotermal sericítica (>2 x 1 km), algumas com indícios de alunita, em rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e em diques de brechas anelares e radiais e potássica, propilítica e sericítica em granitos em São Félix do Xingu (Lagler *et al.*, 2008), permitem inferir um zonamento magmático e metalogenético em toda faixa, como sintetizado por Juliani *et al.* (2009).

1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de pesquisa se localiza na região sudoeste do estado do Pará, nos municípios de Novo Progresso e Altamira.

O acesso à área pode ser feito por via aérea desde as cidades de Manaus (AM) e Belém (PA) até a cidade de Itaituba (PA), ou de Cuiabá (MT) até Alta Floresta (MT). A partir destas cidades o acesso é feito pela rodovia federal BR-163 (Cuiabá–Santarém), das quais ramificam-se diversas estradas que dão acesso ao interior da área. As principais cidades ao longo da BR-163 são: Castelo de Sonhos, Novo Progresso e Moraes de Almeida (**Figura 1**).

Figura 1 – Localização e acessos à área de estudo. A) Mapa geográfico da América do Sul com a localização da área de pesquisa no retângulo vermelho, fonte: Google (s.d.). B) Imagem Google Earth, onde pode ser localizado o estado do Pará e a área dos estudos. C) Modelo Digital de Terreno da parte sudoeste do estado do Pará indicando as principais cidades e a rodovia BR-163, fonte: Google (s.d.).

2 OBJETIVOS

Para caracterizar a evolução tectônica, petrogenética e metalogenética do magmatismo Paleoproterozoico na porção sul da Província Mineral do Tapajós, foram definidos os seguintes objetivos.

2.1 OBJETIVOS GERAIS

- Caracterizar as condições geológicas, tectônicas, geodinâmicas e os sistemas hidrotermais que condicionaram a metalogenia magmática–hidrotermal na região sul da Província Mineral do Tapajós;
- Determinar as fontes dos fluidos responsáveis pela alteração hidrotermal associada às mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* e do tipo pórfiro;
- Identificar os fatores que contribuíram para o padrão de distribuição de metais temporal e espacialmente na porção sul da Província Mineral do Tapajós.

2.2 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- Efetuar levantamentos em campo e amostragens em áreas selecionadas, com foco na estratigrafia, tipologia e faciologia dos depósitos vulcânicos e vulcanoclásticos;
- Caracterizar petrograficamente os diversos tipos de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas, sub-vulcânicas e plutônicas;
- Identificar e caracterizar os tipos e os halos da alteração hidrotermal indicadores de eventuais mineralizações;
- Caracterizar, a partir de estudos litoquímicos, a tipologia, natureza, afinidades tectono–magmáticas, as séries magmáticas e evolução petrogenética das principais unidades da região sul da Província Mineral do Tapajós;
- Determinar as composições químicas de minerais em litotipos inalterados e hidrotermalizados por microscopia eletrônica de varredura e por difratometria de raios-X;
- Analisar isótopos estáveis $\delta^{18}\text{O}$, δD , $\delta^{34}\text{S}$ em minerais de rochas hidrotermalizadas para caracterização da origem dos metais e fluidos, além os tipos e a evolução dos fluidos hidrotermais;
- Análises U–Pb (SHRIMP) em cristais de zircão para a definição da idade de cristalização das unidades vulcânicas e dos litotipos associados, busca melhor posicioná-las dentro do quadro estratigráfico;
- Analisar os sistemas isotópicos Sm–Nd e Sr–Sr em rocha total para refinamento do modelo da origem e fonte dos magmas.

3 RESUMO DAS ATIVIDADES DESENVOLVIDAS

Durante o desenvolvimento do doutorado foram realizadas as seguintes atividades.

a) Coleta e sistemática de dados geológicos

- Revisão bibliográfica de temas correlatos ao projeto e sobre os estudos geológicos prévios na área;
- Obtenção de dados de campo e amostragem de rochas. Foram estudados 350 afloramentos, inclui 248 pontos de amostragem e 102 pontos de controle;
- Elaboração da base de dados do projeto de pesquisa, inclui as descrições, localização, fotos e técnicas analíticas utilizadas nas amostras coletadas e dos pontos de controle. Também foram elaborados mapas da amostragem, geológicos, litológicos e de associações minerais típicas das rochas hidrotermalizadas, com foco nas rochas com características de alterações presentes em depósitos epitermais.

b) Preparação de amostras e análises laboratoriais

- Seleção de amostras para confecção de 85 lâminas petrográficas e seu estudo macro e microscópico;
- Preparação de 67 amostras para análises geoquímica (elementos maiores, menores, elementos terras raras e elementos traços) dos principais litótipos;
- Preparação de 73 amostras para análises de difração de raios X dos minerais muito finos e argilo-minerais, comuns em alguns halos hidrotermais típicos de depósitos epitermais;
- Preparação de 12 lâminas delgadas e seções com fragmentos de rocha para estudos da composição dos minerais por microscopia eletrônica de varredura (MEV);
- Seleção e preparação de 08 amostras dos diferentes litótipos (rochas intrusivas, hipoabissais, vulcânicas e vulcanoclásticas) para datação pelo método SHRIMP U–Pb em zircão;
- Seleção e preparação de 15 amostras para análises de isótopos de Sm–Nd e Sr–Sr em rocha total;
- Seleção e preparação de 49 amostras para análises de isótopos estáveis de hidrogênio (doze amostras), oxigênio (trinta e cinco amostras) e enxofre (duas amostras).

c) Participação em eventos científicos

- 1) VI Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN.
Parque Metalúrgico de Ouro Preto, Ouro Preto, MG.
Período: 11 a 14/05/2014.
- 2) XIV Simpósio de Geologia da Amazônia.
Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará – Campus II, Marabá, PA.
Período: 21/09 a 01/10/2015.
- 3) XXXIV Curso Latinoamericano de Metalogenia SEG/SGA/UNESCO.
Universidad de Atacama, Atacama, Chile.
Período: 20 a 30/04/2016.
- 4) XXXIV Curso Latinoamericano de Metalogenia SEG/SGA/UNESCO.
Universidade de Campinas (UNICAMP), Campinas, SP.
Período: 01 a 04/07/2016.
- 5) VII Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral – SIMEXMIN.
Parque Metalúrgico de Ouro Preto, Ouro Preto, MG.
Período: 15 a 18/05/2016.
- 6) XVI Congresso Colombiano de Geologia.
Santa Marta, Magdalena, Colômbia.
Período: 28/08 a 01/09/2017

d) Publicações

• Trabalhos publicados em eventos nacionais (Brasil).

- 1) Gómez-Gutiérrez, D.F.; Juliani, C.; Cassini, L.V. (2015) Petrografia e geoquímica das vulcânicas félsicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). XIV Simpósio de Geologia da Amazônia.
- 2) Gómez-Gutiérrez, D.F.; Juliani, C.; Cassini, L.V. (2015) Minerais de alteração hidrotermal em sistemas epitermais associados ao vulcanismo paleoproterozoico na Província Mineral do Tapajós (PA). XIV Simpósio de Geologia da Amazônia.
- 3) Gómez-Gutiérrez, D.F.; Juliani, C.; Tokashiki, C. do C. (2015) Potencial metalogenético dos arcos vulcânicos continentais paleoproterozoicos do evento Uatumã na Província Mineral do Tapajós. XDVIII Congresso Brasileiro de Geologia

• Trabalhos publicados em eventos internacionais.

- 1) Gómez-Gutiérrez, D.F.; Juliani, C. (2016) Petrografía y geoquímica de las rocas vulcânicas félsicas y minerales de alteración hidrotermal presentes en los sistemas epitermales asociados a este vulcanismo paleoproterozoico en la parte sur de la Provincia Mineral de Tapajós (PA) en Brasil. XXXIV Curso Latinoamericano de Metalogenia SEG/SGA/UNESCO.

2) Gómez-Gutiérrez, D.F.; Juliani, C. (2017) Potencial metalogenetico de los arcos volcanicos continentales Paleoproterozoicos originados durante el evento Uatumã en la parte sur de la Provincia Mineral de Tapajós, estado de Pará – Brasil. XVI Congresso Colombiano de Geologia.

e) Estágio

- Estágio de pesquisa realizado no Laboratório de Isótopos Estables do Serviço de Apoio à Pesquisa (NUCLEUS) da Universidade de Salamanca (Espanha), onde foi desenvolvido o projeto “Estudo de isótopos de D/H e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em minerais de sistemas epitermais associados ao vulcanismo Uatumã na porção sul da Província Mineral do Tapajós”, no período 27/08/2016 – 15/11/2016.

f) Co-orientação em trabalhos de formatura

1) Caracterização e gênese das alterações hidrotermais associadas ao vulcano-plutonismo Uatumã na Província Mineral do Tapajós.

Aluno: Lucas Lima Scaglia.

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani.

Prêmio melhor trabalho de formatura GSA-2015: Prêmio João Batista Moreschi
Instituto de Geociências da USP.

Período: 2015.

2) Alterações hidrotermais em vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas paleoproterozoicas na região de Novo Progresso (PA), Província Mineral do Tapajós.

Aluno: Gabriel Souza Rangel

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani.

Instituto de Geociências da USP.

Período: 2016.

4 ESTUDOS PRÉVIOS E CONTEXTO GEOLÓGICO

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Cráton Amazônico constitui um dos núcleos mais antigos do continente sul-americano. É uma entidade geotectônica com aproximadamente 4.400.000 Km², limitada ao leste pelo sistema orogênico Tocantins, a nordeste por uma pequena porção da Província Margem Continental Equatorial e no restante por cobertura de sedimentos fanerozoicos peri-andinos (**Figura 2**).

Figura 2 – Localização do Cráton Amazônico e suas províncias estruturais Rio Branco e Tapajós, separadas pela Província do Amazonas, segundo Almeida *et al.* (1977) e Hasui *et al.* (1984), localização da área de pesquisa no retângulo vermelho.

O Cráton Amazônico é constituído por um núcleo de terrenos granito-gnáissicos e *greenstone belts* arqueanos circundados por cinturões móveis deformados e metamorfisados regionalmente em grau alto a baixo nas bordas. É dominante a presença de unidades Paleoproterozoicas vulcânicas e plutônicas com subordinada sedimentação, além de espessas unidades clásticas intracratônicas, são também comuns (Almeida *et al.*, 1977; 1981).

A evolução do Cráton Amazônico foi inicialmente considerada por Amaral (1974) como uma plataforma arqueana retrabalhada por intenso plutonismo e vulcanismo anorogênico no Paleoproterozoico, num evento conhecido como magmatismo Uatumã. Esse autor reconheceu que o cráton representava uma das mais expressivas áreas Arqueana/Proterozoica no mundo, sobre a qual teriam incidido três eventos de reativação de plataforma, iniciados após o Ciclo Transamazônico e alcançando o início do

Neoproterozoico. Estes eventos, estudados por datações K–Ar e Rb–Sr em rocha total, foram nomeados: Paraense (1700–1550 Ma), Madeirense (1400–1259 Ma) e Rondoniense (1090–900 Ma).

Com base essencialmente nos mesmos dados de Amaral (1974), Cordani *et al.* (1979) apresentaram um modelo evolutivo mobilista para o Cráton Amazônico, que passou a ser considerado como resultante de sucessivos episódios de acreção crustal a um núcleo mais antigo estabilizado ao final do Arqueano e durante o Paleo- e no Mesoproterozoico. Cordani *et al.* (1979) dividiram o Cráton Amazônico em quatro províncias geocronológicas, quais sejam: Amazônia Central (Arqueana, mais antiga que 2500 Ma), Maroni–Itacaiúnas (situada a sudeste da anterior, com idade variando de ca. 2100 a 1800 Ma), Rio Negro–Juruena (localizada mais a sudeste e com idades de ca. 2100 a 1450) e Rondoniana (de ca 1400 a 1200 Ma), no extremo sudeste do cráton. Estas províncias proterozoicas foram caracterizadas como faixas móveis de direção geral NW-SE no lado nordeste e uma faixa mesoproterozoica e formadas por arcos magmáticos insulares sucessivamente acrescentados ao antigo terreno continental no lado sudoeste. O modelo foi gradativamente atualizado à medida que novos dados geológicos e geocronológicos foram obtidos por Cordani & Brito Neves (1982), Teixeira *et al.* (1989), Tassinari (1996), Sato & Tassinari (1997) e Cordani & Sato (1999), mas a estruturação geral foi mantida.

Com a evolução dos estudos foi proposta por Tassinari & Macambira (2004), uma revisão e uma complementação da subdivisão do cráton em várias províncias geocronológicas a partir dos novos dados geocronológicos baseados no método U–Pb TIMS em zircão e em distintos padrões estruturais e de evolução geodinâmica. Este estudo possibilitou o reconhecimento de seis províncias geocronológicas de direção geral NW-SE, quais sejam:

- 1) Província Amazônia Central (> 2500 Ma), a qual compreenderia os núcleos arqueanos Carajás e Iricoumé; 2) Província Maroni–Itacaiúnas (2200–1900 Ma), a qual representaria um protocráton arqueano composto por microcontinentes independentes, representados pelos blocos Carajás–Iricoumé e Imataca, que teriam sido amalgamados entre 2,2 e 1,95 Ga; 3) Província Ventuari–Tapajós (2000–1800 Ma); 4) Província Rio Negro–Juruena (1780–1550 Ma) e parte da 5) Província Rondoniana–San Ignacio (1560–1300 Ma), que representariam um extenso domínio de crosta continental juvenil desenvolvida entre 1,9 e 1,55 Ga em sistemas de arcos magmáticos insulares sucessivos, produzidos em função da subducção de litosfera oceânica a leste, resultante da convergência entre o protocráton Amazônico e outra massa continental ao oeste; 6) Parte da Província Rondoniana–San

Ignácio (1560–1300 Ma) e da Província Sunsás (1200–950 Ma), que representariam o ambiente ensialítico, devido à colisão continental entre o Cráton Amazônico e a Laurentia (Província Grenville na América do Norte).

Cordani & Teixeira (2007) e Cordani *et al.* (2009), baseados em novas datações, atualizaram o modelo Tassinari & Macambira (2004) e consideraram as províncias proterozoicas como originadas por retrabalhamento e acreção crustal em cinturões móveis alongados na direção NW–SE, gerados durante a evolução de orógenos acrescionários.

Santos *et al.* (2000) e Santos (2003a), com base em dados U–Pb SHRIMP e Pb–Pb, propuseram algumas modificações na distribuição, nos nomes e na evolução das províncias geocronológicas, visto a distinção de sete faixas de direção geral NW–SE e uma de direção NE–SW.

De acordo com estes autores, as províncias compõem núcleos arqueanos definidos pelos blocos Carajás a sul e Imataca a norte. As províncias Transamazonas, Tapajós–Parima e Rondônia–Juruena representariam províncias juvenis geradas por sucessivos eventos de acreção crustal no Paleoproterozoico e relacionados a sistemas de arcos magmáticos insulares e continentais. Estas províncias foram denominadas: Carajás–Imataca (3,10–2,53 Ga), Transamazonas (2,25–2,00 Ga), Tapajós–Parima (2,10–1,87 Ga), Amazônia Central (1,88–1,77 Ga), Rondônia–Juruena (1,75–1,47 Ga), Rio Negro (1,86–1,52 Ga) e Sunsás (1,33–0,99 Ga).

Santos & Coutinho (2008), a partir de refinamentos geocronológicos propuseram sub-divisões adicionais em seu modelo, resultando em: a) Província Transamazonas (2260–2010 Ma), com as sub-províncias Amapá e Bacajá; b) Província Carajás (3000–2500 Ma), com as sub-províncias Serra dos Carajás e Rio Maria; c) Província Amazônia Central (possivelmente arqueano), com as subprovíncias Curu–Mapuera e Iriri–Xingu; d) Província Tapajós–Parima (2030–1800 Ma), com as sub-províncias Parima, Uaimiri, Tapajós e Peixoto Azevedo, e) Província K̐Mudku (1450–1100 Ma), a qual representaria uma zona de cisalhamento de centenas de quilômetros de extensão, de direção NE–SW, que teria produzido fusão local de rochas de 2,0 a 1,52 Ga em pelo menos três províncias (Transamazonas, Tapajós–Parima e Rio Negro); f) Província Rondônia–Juruena (1840–1540 Ma), com as subprovíncias Alta Floresta e Jamari–Rondônia; g) Província Rio Negro (1820–1520 Ma), contemporânea à Rondônia–Juruena, com as sub-províncias Imeri e Rio Negro; h) Província Sunsás (1460–1100 Ma), com as sub-províncias Nova Brasilândia e Santa Helena. Neste modelo as províncias Rio Negro e Sunsás teriam sido produzidas por reciclagem de crosta continental durante eventos colisionais (**Figura 3**).

Figura 3 – Propostas de compartimentação do Cráton Amazônico segundo: (A) Cordani *et al.* (1979); (B) Tassinari & Macambira (2004); (C) Santos (2003a) e (D) Santos *et al.* (2008). Nesses modelos foi admitida a extensão dos compartimentos de um ao outro lado da Bacia do Amazonas; em (B) e (D), estão traçadas as conexões sob essa bacia, modificado de Hasui (2012). Localização da área de pesquisa no retângulo vermelho.

Estudos mais recentes de Juliani *et al.* (2010; 2013a; 2013b; 2014a; 2014b) têm proposto que a evolução tectono-magmática dos terrenos paleoproterozoicos na parte sul do Cráton Amazônico não teria ocorrido por acreção de arcos insulares orientados segundo NW-SE e sim pela formação e migração lateral de arcos magmáticos continentais por uma longa subdução de placa oceânica de sul para norte. Esta proposta fundamenta-se em dados geofísicos magnetométricos e gravimétricos estudados por Carneiro *et al.* (2013; 2014), que indicam a continuidade da crosta arqueana e das zonas de cisalhamento arqueanas de Carajás até o rio Tapajós sob as unidades vulcânicas. Dados geológicos, geoquímicos e isotópicos (Juliani *et al.*, 2012; 2013a; 2013b; 2014a; 2014b; 2015) reforçam esta interpretação.

De acordo com este modelo, a presença de extensas unidades magmáticas cálcio-alcalinas típicas de ambiente orogênico, compostas por rochas graníticas diversas (faneríticas e porfiríticas), pórfiros riolíticos, riodacíticos, dacíticos e andesíticos, além de rochas vulcânicas (afaníticas a faneríticas finas, comumente porfiríticas) e piroclásticas com composições (andesíticas, dacíticas, riodacíticas e riolíticas) que sugerem a existência de pelo menos dois arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos (Juliani *et al.*, 2013a). Esses arcos continentais estariam regionalmente orientados em aproximadamente E–W. As rochas vulcânicas compõem derrames, domos e diques, comumente com depósitos vulcanoclásticos associados, incluindo ignimbritos, tufos de queda, lahares, epiclásticas e hialoclastitos, assim como as rochas sedimentares formadas em ambientes fluviais, lacustres, leques aluviais e alguns arenitos litorâneos e eólicos na parte sul da região.

As vulcânicas e vulcanoclásticas destes dois arcos apresentam alterações hidrotermais típicas de sistemas epitermais *high-* (sistemas auríferos com alunita), *intermediate-* (sistemas com carbonatos manganésíferos e enriquecidos em Cu, Pb e Zn) e *low-sulfidation* (sistemas auríferos, por vezes com teores significativos de Ag, com adularia e sericita), enquanto que as subvulcânicas mostram alterações hidrotermais típicas de sistemas do tipo pórfiro (propilítica, clorítica, sericítica, potássica com feldspato potássico e/ou biotita e silicificação predominantes).

4.2 GEOLOGIA DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS

A Província Mineral do Tapajós (PMT) abrange aproximadamente 90.000 km². Geograficamente se localiza no estado do Pará e em parte do estado do Amazonas (**Figura 4**), sendo limitada a norte pela Bacia do Amazonas, a leste aproximadamente pelo rio Iriri, ao sul pelo gráben do Cachimbo e a oeste pelo rio Abacaxis. Entretanto, deve ser observado que as unidades geológicas presentes na província têm continuidade para leste, além do rio Iriri.

Geologicamente insere-se na porção central do Escudo Brasileiro, na parte sul do Cratón Amazônico, aproximadamente no limite entre as províncias Maroni–Itacaiúnas (2,20–1,90 Ga) ou Amazônia Central (< 2,5 Ga, com magmatismo em 1,88–1,70 Ga) e Ventuari–Tapajós (1,95–1,80 Ga) ou Tapajós–Parima (2,10–1,87 Ga), segundo Tassinari & Macambira (1999) e (Santos *et al.*, 2000), respectivamente.

Segundo Tassinari & Macambira (1999), toda Província Ventuari–Tapajós (1,9–1,8 Ga) teria evoluído pela adição de magmas juvenis derivados do manto, gerados em sucessivos arcos magmáticos insulares produzidos por subducção de litosfera oceânica entre

Figura 4 – (A) Mapa das províncias minerais do Brasil, segundo Bizzi *et al.* (2001), com as principais *commodities* minerais, quais sejam: (1) Serra Lombarda/Tartarugalzinho (Au); (2) Vila Nova (Au, Cr); (3) Parima (Au, Sn); (4). Carajás (Fe, Mn, Au, Cu, Ni); (5) Tapajós (Au); (6). Alta Floresta/Aripuanã (Au, Zn, Pb, Cu); (7) Rondônia (Sn, Au); (8) Alto Guaporé (Au); (9) Alto Jauru (Au, Cu); (10) Cuiabá/Poconé (Au); (11) Alto Araguaia (diamante); (12) Coxim (diamante); (13) Salto de Jacuí (ágata, ametista); (14) Alto Uruguai/Iraí (ágata, ametista); (15) Vale do Ribeira (Pb, Zn, Ba, Ag); (16) Alto de Parnaíba (diamante); (17) Morro Agudo/Vazante (Zn, Pb); (18) Quadrilátero Ferrífero (Fe, Mn, Au); (19) Brasil Ocidental (Li, Be, gemas); (20) Diamantina (diamante); (21) Chapada Diamantina (diamante); (22) Rio Itapicuru (Au); (23) Rio Jacurici/Campo Formoso (Cr); (24) Rio Curaça (Cu); (25) Seridó/Borborema (W, Nb). O retângulo vermelho destaca a área estudada na Província Mineral do Tapajós. (B) Mapa das principais províncias geocronológicas do Cratón Amazônico, com a localização da Província Aurífera do Tapajós e da área de pesquisa, situada nas proximidades da porção leste da Província Tapajós–Parima (2,10–1,87 Ga), junto à Província Amazônia Central (> 2,5 Ga), segundo Santos *et al.* (2004).

1,95 e 1,80 Ga. O modelo Sm–Nd de manto depletado indica que o principal período de acreção continental teria se dado entre 2,1 e 2,0 Ga e os dados sugerem algum componente crustal subordinado nos magmas derivados do manto. O magmatismo cálcio-alcálico que gerou o Grupo Iriri é atribuído por estes autores ao evento anorogênico que resultou na formação dos granitos do tipo Maloquinha.

Segundo Santos *et al.* (2004) a Província Tapajós–Parima (2,0–1,9 Ga) teria sua gênese relacionada a diversas orogenias com subducção dos tipos A e B, que teriam resultado em eventos de sedimentação, construção de arcos magmáticos, vulcanismo e intrusão de granitos cálcio-alcálicos, além do magmatismo anorogênico Uatumã, conforme sintetizado na **Figura 5**.

Na concepção de Juliani *et al.* (2013a; 2015), o vulcanismo félsico *sensu latu* Uatumã, que inclui andesito, andesítico basáltico, traquiandesito, latito, riolito, dacito, rochas piroclásticas e ignimbritos cálcio-alcálicos, geralmente de alto potássio, representa eventos vulcânicos regionais que ocorreram na província entre 2,1 a 1,88 Ga, associados a pelo menos dois arcos magmáticos continentais denominados Arcos Tapajônicos, além de vulcânicas alcalinas do tipo-A, de ca. 1,88–1,87 Ga.

Figura 5 – Quadro evolutivo da Província Tapajós–Parima, modificado de Santos *et al.* (2004), destacando-se em verde os propostos arcos magmáticos insulares, em laranja os arcos magmáticos continentais e em vermelho o magmatismo anorogênico. Notar que as mineralizações auríferas (1860 – 1800 Ma) são consideradas como essencialmente posteriores aos eventos vulcânicos, inclusive ao pós-orogênico representado pelo Supergrupo Uatumã.

A Província Mineral do Tapajós, também conhecida como Província Aurífera Tapajós (**Figura 4**), se caracteriza por uma expressiva produção de ouro predominantemente em depósitos aluvionares e coluvionares. Entretanto, com o aumento do conhecimento geológico na região, novos prospectos de depósitos de ouro primário estão sendo reconhecidos.

Mineralizações auríferas epitermais *low-* e *high-sulfidation* paleoproterozoicas bem preservadas foram inicialmente descritas na Província Mineral do Tapajós, respectivamente, por Dreher *et al.* (1998), Nunes *et al.* (2000) e Juliani *et al.* (2005). Após essas descobertas, inúmeras outras ocorrências têm sido descritas na parte sul do Cráton Amazônico nos últimos anos, incluindo sistemas *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* de idades de ca. 1,97 e ca. 1,88 Ga (Nunes *et al.*, 2000; Juliani *et al.*, 2011; Aguja-Bocanegra, 2013; Tokashiki, 2015a).

As principais unidades litoestratigráficas que afloram na área estudada são apresentadas na **Figura 6**.

Figura 6 – Porção do mapa geológico do estado do Pará, com detalhe na área de pesquisa no sul da Província Mineral de Tapajós (retângulo vermelho), Folha SB.21, com as principais unidades litoestratigráficas que afloram na área estudada (segundo Vasquez *et al.*, 2008 – Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará, escala 1:1.000.000).

Compõem a geologia da Província Mineral do Tapajós as unidades geológicas descritas a seguir:

4.2.1 Grupo Jacareacanga

Trata-se de uma sequência vulcanossedimentar de baixo grau metamórfico que aflora numa faixa NW–SE a NNW–SSE na parte noroeste da Província Mineral do Tapajós. Geomorfologicamente conforma um terreno com cristas alongadas e contínuas relativamente suaves.

Litologicamente consiste de metassedimentos psamíticos (quartzito micáceo e ferruginoso) e pelíticos (predominantemente filito, mica-quartzo xisto e mica-quartzo-feldspato xisto fino) e metavulcânicas, representadas por talco xisto e actinolita xisto. Leitões de *metachert*, corpos subordinados de metaturbidito e, mais raramente, metabasalto estão também presentes. *Hornfels* ocorrem nas proximidades de granitoides (Coutinho, 2008).

A associação de litotipos indica ambiente de arco oceânico para formação desta unidade, com vulcanismo máfico–ultramáfico restrito.

A unidade ocorre em contato com metagranitoides do Complexo Cuiú-Cuiú por falhas ou zonas de cisalhamento predominantemente sinistróginas (Ferreira *et al.*, 2000) e são relativamente comuns corpos intrusivos de granitoides da Suíte Intrusiva Parauari.

Datações U–Pb de zircão detrítico de amostras da sequência metaturbidítica (metapelitos e metarenitos) feitos por Santos *et al.* (1997; 2000) revelaram idades máximas da sedimentação em torno de 2,1 Ga, representa a unidade mais antiga até agora reconhecida na Província Mineral do Tapajós.

4.2.2 Complexo Cuiú-Cuiú

É um complexo granítico–gnáissico–migmatítico considerado como metamorfizado na fácies anfibolito que aflora na parte oeste da Província Mineral do Tapajós. Originalmente esta unidade foi correlacionada ao Complexo Xingu por Santos *et al.* (1975), mas as idades paleoproterozoicas excluíram esta interpretação. Desta forma, a unidade passou a ser denominada Grupo Cuiú-Cuiú por Pessoa *et al.* (1977) ou Suíte Metamórfica Cuiú-Cuiú por Andrade *et al.* (1978). Devido ao fato de granitoides não deformados estarem associados a esta unidade, Almeida *et al.* (1998a) propuseram o nome de Complexo Cuiú-Cuiú, adotado nos trabalhos subsequentes.

O complexo é composto por gnaisses tonalíticos e granodioríticos, gnaisses com dois tipos de mica e anfibolitos subordinados, metamorfizados na fácies anfibolito e fortemente deformados. As rochas félsicas foram submetidas a fusão parcial mais ou menos intensas em algumas regiões, resultando em migmatitos e, comumente, se associam corpos de leucogranitos.

O Complexo Cuiú-Cuiú apresenta contatos tectônicos por cavalgamentos oblíquos com as rochas do Grupo Jacareacanga e são comuns intrusões graníticas das suítes Parauari e Maloquinha, além do Granito Caroyal (Almeida *et al.*, 1999a).

Quimicamente os gnaisses são cálcio-alcálicos e variam de metaluminosos a peraluminosos (Almeida *et al.* 2000). Os granitoides são pré- a sin-tectônicos e sua composição geoquímica indica formação em ambientes de arco magmático (Coutinho, 2008).

Os dados geocronológicos pelo método U–Pb em zircão de litótipos do Complexo Cuiú-Cuiú evidenciaram inicialmente idades de cristalização ao redor de 2006 Ma (Santos *et al.*, 1997). Posteriormente, uma datação em cristais de zircão de tonalitos mostrou idade de 2011 ± 23 Ma (Santos *et al.*, 2000), indicam que estas rochas são mais novas que as rochas do Grupo Jacareacanga.

4.2.3 Formação Vila Riozinho

A Formação Vila Riozinho foi definida numa área ao redor do povoado Vila Riozinho, entre os rios Jamanxim e Riozinho das Arraias, onde anteriormente se considerava aflorarem rochas vulcânicas do Grupo Iriri (ca. 1,88 Ma). Entretanto, os estudos geocronológicos e geoquímicos feitos por Lamarão *et al.* (1999), Dall’Agnol *et al.* (1999) e Lamarão *et al.* (2002) caracterizaram a existência de uma sequência vulcânica cálcio-alcálica mais antiga que as unidades do Grupo Uatumã, razão pela qual foi individualizada esta unidade.

Esta formação é constituída por andesito basáltico, traquito e riolito cálcio-alcálico de alto potássio transicionais para a série shoshonítica, metaluminosos a levemente peraluminosos. Estas rochas apresentam semelhanças geoquímicas com as rochas das formações São Jorge e Jardim de Ouro, expostas no mesmo domínio tectônico.

Os estudos geocronológicos obtidos pelo método Pb–Pb em zircão de traquitos indicaram idades de cristalização de 1998 ± 3 Ma e de 2000 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002).

4.2.4 Suíte Intrusiva Creporizão

Esta unidade foi proposta por Ricci *et al.* (1999) para um conjunto de metagranitoides porfiríticos com deformações resultantes de processos de *emplacement* (colocação crustal) na crosta, o que levou a separá-las das rochas metamórficas do Complexo Cuiú-Cuiú. Sua área-tipo se situa nas proximidades da Vila Creporizão.

Litologicamente a suíte é constituída por monzogranitos, sienogranitos, granodioritos, tonalitos e monzodioritos com texturas porfiríticas, com feldspatos tabulares

e plagioclásio zonado caracteriza sua origem ígnea.

Datações geocronológicas dos granitoides da Suíte Creporizão na região da vila homônima forneceram uma isócrona Rb–Sr de 1965 ± 16 Ma (Tassinari, 1996). Posteriormente esses granitoides foram datados por U–Pb em zircão, resulta em idade de 1957 ± 6 Ma (Santos, 1999).

4.2.5 Tonalito Rio das Tropas

A unidade Tonalito Rios das Tropas é constituída por metagranitoides mesocráticos de composições granodiorítica, tonalítica e diorítica. Ferreira *et al.* (2000) descreveram também nesta unidade monzogranitos, quartzo dioritos, andesitos e basaltos cálcio-alcálinos com xenólitos de metabasalto e de metandesito do Complexo Cuiú-Cuiú e de granitoides da Suíte Intrusiva Creporizão.

Santos *et al.* (2004) obtiveram pelo método U–Pb TIMS em zircão e em titanita idades de 1893 ± 3 Ma para o metatonalito na região do rio Pacu além de idades entre 1897 ± 3 e 1894 ± 3 Ma para o tonalito Tropas, mais ao sul, no baixo curso do rio das Tropas.

4.2.6 Formação Abacaxi

A Formação Abacaxi representa as unidades metassedimentares anquimetamórficas que afloram na porção oeste da Província Mineral do Tapajós. É constituída por metargilitos rosados com finas camadas de metarenitos finos (Santos *et al.*, 2000). Essas rochas se apresentam intensamente microfraturadas de forma irregular, comumente como *stockworks* de vênulas de quartzo aurífero com óxidos de ferro associados.

Os estudos geocronológicos revelaram idade de 1895 ± 9 Ma para essas rochas, interpretadas como a idade de sedimentação do cinturão orogênico do Tapajós (Santos *et al.*, 2000; Coutinho, 2008).

4.2.7 Formação Sequeiro

A Formação Sequeiro é constituída principalmente por metagrauvacas, comumente quartzosas que afloram na parte oeste da Província Mineral do Tapajós, anteriormente consideradas como as unidades menos metamorfisadas do Grupo Jacareacanga.

Entretanto, idades Pb–Pb em zircão de ca. 1900 Ma obtidas por Santos *et al.* (2000) indicaram essas rochas serem mais jovens que as do Grupo Jacareacanga, e assim foram nomeadas como Formação Sequeiro.

4.2.8 Suíte Intrusiva Parauari

Inicialmente as rochas desta suíte foram denominadas Granito Parauari por Santos *et*

al. (1975), termo posteriormente substituído por Granodiorito Parauari (Melo *et al.*, 1980) e Suíte Intrusiva Parauari (Klein *et al.*, 2000). Melo *et al.* (1980) atribuíram a essas rochas uma origem por anatexia das rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Cuiú-Cuiú, na época consideradas como Complexo Xingu.

As rochas desta suíte mostram composições que variam de diorito a álcali-feldspato granito (Brito, 2000; em Almeida *et al.*, 2000a) e ocorrem como corpos intrusivos varia de batólitos a *stocks* elípticos, alongados segundo *trend* regional NW–SE. Quimicamente os granitoides são cálcio-alcálicos de médio a alto potássio e são predominantemente, metaluminosos a peraluminosos (Almeida *et al.*, 2000).

Combinando as informações aerogeofísicas, as características petroquímicas e os dados geocronológicos, a unidade foi subdividida em três fácies, quais sejam: Granodiorítica, Granítica e Granítica com titanita (Brito, 2000, em Almeida *et al.*, 2000).

A Fácies Granodiorítica é constituída predominantemente por corpos de granodiorito com biotita e/ou hornblenda, subordinadamente de monzogranito e, mais raramente, de tonalito, quartzo monzonito, quartzo diorito e diorito. As rochas granodioríticas formam batólitos orientados segundo a direção NW–SE e, por vezes, constituem porções isoladas dentro das rochas da Fácies Granítica (Ferreira *et al.*, 2000). Também foram identificados corpos intrusivos nos litótipos do Grupo Jacareacanga e em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú, com contatos irregulares (Ferreira *et al.*, 2000).

A Fácies Granítica é representada por batólitos de monzogranito e sienogranito orientados segundo o *trend* NW–SE. São rochas equigranulares, inequigranulares e porfiríticas, usualmente de granulação média a grossa, quase sempre com efeitos de cataclase. Possuem biotita e/ou hornblenda, são predominantemente leucocráticas e têm cor rosa-esbranquiçado a acinzentado. Os litótipos destas fácies são ricos em magnetita, podem apresentar molibdenita e, comumente, hospedam veios de quartzo sulfetados e auríferos.

A Fácies Granítica com titanita foi pela primeira vez descrita por Barbosa *et al.* (1966) e nomeada como Granito Mangabal por Pessoa *et al.* (1977). Consiste de monzogranito leucocrático de granulação média a grossa, com biotita e/ou hornblenda a, mais raramente, sienogranito e granodiorito. Afloram como *stocks* ovalados orientados na direção NW–SE.

Análises U–Pb em zircão por SHRIMP indicaram idades de 1883 ± 4 Ma e 1870 ± 12 Ma e de Pb–Pb em zircão com idades de 1880 ± 14 Ma (Santos *et al.*, 2000).

4.2.9 Suíte Intrusiva Ingarana

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

A unidade é composta predominantemente por augita gabro, gabro, gabronorito, leuconorito, diabásio e microgabro e, em menor proporção, monzogabro, diorito e monzodiorito que, tipicamente, ocorrem como intrusivos nos litotipos do Complexo Cuiú-Cuiú e nos granitoides da Suíte Intrusiva Parauari. Essas rochas são subalcalinas de tendência cálcio-alcalina.

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

Pessoa *et al.* (1977) indicaram uma idade K–Ar de 1807 ± 35 Ma para essas rochas e Santos *et al.* (1997) obtiveram idades U–Pb em titanita, zircão e baddeleyita por SHRIMP de 1879 ± 3 a 1878 ± 8 Ma.

4.2.10 Granito Batalha

O Granito Batalha foi inicialmente considerado por Coutinho *et al.* (1996) como pertencente à Suíte Intrusiva Maloquinha, mas Juliani *et al.* (2002), em função de sua afinidade geoquímica cálcio-alcalina, o considerou como a fase tardia do magmatismo Parauari. Esse granito é correlacionado ao Granito Rosa de Maio (ca. 1880 Ma).

O Granito Batalha aflora numa área de aproximadamente 25 km², constitui um corpo elíptico intrusivo em rochas da Suíte Intrusiva Parauari. É composto por hornblenda-biotita monzogranito leucocrático com variações para sienogranito, de cores varia de cinza nas porções sem alteração hidrotermal a vermelha nas porções mais intensamente hidrotermalizadas.

Quimicamente são rochas cálcio-alcalinas a subalcalinas metaluminosas a peraluminosas, semelhantes aos granitos tardi- a pós-colisionais de arcos magmáticos continentais (Juliani *et al.*, 2002).

Santos *et al.* (2000) obtiveram idades de 1883 ± 4 Ma pelo método U–Pb SHRIMP em zircão de uma amostra representativa desta unidade.

4.2.11 Supergrupo Uatumã *sensu lato*

Conforme Santos (1984), o magmatismo ácido a intermediário de ca. 1,88 Ga presente em diversas regiões do Cratón Amazônico constituiria uma unidade vulcano–

plutônica anorogênica denominada Grupo Uatumã. Uma vez que o conjunto engloba suítes intrusivas e extrusivas, Melo *et al.* (1978) e Almeida *et al.* (2000) elevaram a categoria do Grupo Uatumã para Supergrupo.

O Supergrupo Uatumã *sensu lato*, segundo as proposições originais, seria representado pelos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha e vulcânicas e rochas piroclásticas do Grupo Iriri (Vasquez *et al.*, 1999). Entretanto, as rochas félsicas e intermediárias de ca. 1,88 Ga se agrupam em unidades cálcio-alcalinas e alcalinas, indica diferentes origens. Nesta unidade são também incluídas as rochas cálcio-alcalinas de ca 2,0 Ga e de ca. 1,96 Ga da Província Mineral do Tapajós, o que evidencia que esse conjunto de rochas é mais complexo do que até então considerado.

Até o momento, as principais unidades que constituem o Supergrupo Uatumã *sensu lato* na província são:

4.2.11.1 Grupo Iriri

Essa unidade foi inicialmente descrita como Formação Iriri por Forman *et al.* (1972) e elevado à categoria de grupo por Pessoa *et al.* (1977), incluindo as formações Aruri e Salustiano.

O vulcanismo Iriri é constituído por vulcânicas e por depósitos piroclásticos e vulcanoclásticos diversos, predominantemente ácidos, mas inclui termos de composição intermediária (Vasquez *et al.*, 1999).

Segundo Juliani *et al.* (2005), o Grupo Iriri seria composto pelas seguintes unidades:

a) Formação Bom Jardim

A Formação Bom Jardim, assim designada por Ferreira *et al.* (2000), é composta por rochas vulcânicas intermediárias e félsicas que ocorrem na base do Grupo Iriri, sendo considerada uma unidade distinta deste grupo (Santos *et al.*, 2000; 2001).

Com a identificação de caldeiras vulcânicas e remanescentes de estratovulcões na Província Mineral do Tapajós, Juliani *et al.* (2005) consideraram que essa unidade seria parte do Grupo Iriri, formada num estágio pré-caldeira. Conforme estes autores, a unidade seria constituída predominantemente por derrames de andesito, comumente porfiríticos, e por rochas vulcanoclásticas. Subordinadamente estão presentes andesito basáltico, basalto vesículo-amigdaloidais, traquiandesito, traquito e latito. Juliani *et al.* (2005) descreveram ainda corpos de hialoclastitos, de hornblenda riódacitos e de brechas hidrotermais que cortam os andesitos. Quimicamente, as rochas vulcânicas variam de cálcio-alcalinas de alto

potássio a tholeiíticas metaluminosas, o que sugere que diferentes unidades petrogenéticas podem estar agrupadas sob essa denominação.

Para essa unidade faltam dados geocronológicos, impossibilitando seu posicionamento litoestratigráfico mais preciso, mas essas rochas estão posicionadas na base dos riolitos e ignimbritos do Grupo Iriri.

b) Formação Salustiano

A Formação Salustiano, conforme definição de Andrade *et al.* (1978), consiste de corpos de riolito, riodacito e dacito porfíricos, de cor que variam de rosa-avermelhado nos riolito a cinza-amarronzado claro no dacito.

A unidade foi invadida pelos granitoides da Suíte Intrusiva Maloquinha e está sotoposta às rochas graníticas da Suíte Intrusiva Parauari (Coutinho, 2008).

Comumente as rochas desta formação foram hidrotermalizadas em sistemas magmáticos–hidrotermais em diferentes intensidades, tipos e estilos (Nunes *et al.*, 2000; Nunes, 2001; Corrêa-Silva *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2000; 2005).

Vasquez *et al.* (1999; 2000) obtiveram idade Pb–Pb em zircão de 1888 ± 2 Ma em riolito, semelhante à idade obtida por Dall'Agnol *et al.* (1999) em riolito peralcalino aflorante no Rio Jamanxim.

c) Formação Aruri

Essa formação foi definida por Pessoa *et al.* (1997) como sendo constituída por tufo ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos, arenito e aglomerados vulcânicos intercalados aos derrames ácidos da Formação Salustiano. Intrusões de granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha não são incomuns nesta unidade.

As rochas vulcanoclásticas e sedimentares apresentam comumente estratificação plano-paralela, laminações convolutas, estratificação acanaladas e tabulares.

Estudos geocronológicos conduzidos por Lamarão *et al.* (1999) resultaram em idades Pb–Pb em zircão de 1877 ± 4 Ma para os ignimbritos desta unidade.

4.2.12 Formação Moraes Almeida

Essa formação é comumente correlacionada ao Grupo Iriri, mas suas afinidades geoquímicas com os granitos anorogênicos do tipo-A da Suíte Intrusiva Maloquinha indicam, apesar das idades semelhantes, que essa é uma unidade distinta.

A Formação Moraes Almeida foi descrita no mesmo domínio tectônico da Formação Vila Riozinho (Lamarão *et al.*, 2002), de afinidade cálcio-alcálica e idade de ca. 2,0 Ga. Esta

é constituída por ignimbritos oxidados com abundantes fragmentos líticos e cristais. A distribuição ao redor de granitos e o grande volume de rochas piroclásticas sugere que a gênese e a deposição das rochas da Formação Morais Almeida se relacionam a caldeiras vulcânicas, como sugerem os critérios de Cas & Wright (1987) e Lowell (1991), segundo Lamarão *et al.* (2002).

A idade de um ignimbrito desta unidade, obtida pelo o método Pb–Pb em zircão, é de 1875 ± 4 Ma (Lamarão *et al.*, 2002).

4.2.13 Suíte Intrusiva Maloquinha

Inicialmente esta unidade foi definida como Granito Maloquinha por Santos *et al.* (1975), considerada como parte do então Grupo Uatumã, e redenominada como Formação Maloquinha (Pessoa *et al.*, 1977) e Suíte Intrusiva Maloquinha (Almeida *et al.*, 1977). Esta unidade agrupa *stocks* e batólitos de granitos elípticos e circulares em planta, aflorantes ao longo de lineamentos regionais de direção NW–SE.

Suas rochas são representadas por granitos alaskíticos e biotita granito predominantes, com granodioritos, granitos sódicos, riolitos e granófiros subordinados. Quimicamente são rochas peraluminosas, subalcalinas a alcalinas, de afinidade com o tipo-A (Lamarão *et al.*, 2002). Apresentam estruturas tipo *jog*, dadas pela presença de falhas ou zonas de transcorrências com direção N40W a N80W e falhas subsidiárias N40E, as quais foram favoráveis à percolação de fluidos e à consequente precipitação das mineralizações de ouro.

Algumas hipóteses sobre o evento que deu a origem a essas rochas assumem processos de subducção ou evolução tectônica intracontinental (Neves Mariano, 1967, em Lamarão *et al.*, 2002) e fusão parcial derivada por anatexia de crosta antiga (Lamarão *et al.*, 2002). Juliani *et al.* (2005) consideraram que essas rochas intrusivas do tipo-A são posteriores aos conjuntos tardi- a pós-colisionais do evento magmático cálcio-alcalino Parauari.

Almeida *et al.* (2000) diferenciaram nesta unidade uma fácies de rochas com biotita, formada por sienogranitos e monzogranitos, e uma fácies de rochas com anfibólio, representadas por anfibólio-biotita sienogranito, biotita-anfibólio micro-monzogranito e micro-monzogranito.

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

4.2.14 Granitoides Pós-Maloquinha

Os granitoides pós-Maloquinha foram identificados e individualizados por Klein & Vasquez (2000), como corpos de rochas subalcalinas e alcalinas levemente peraluminosas, com alguns termos metaluminosos e peralcalinos, os quais incluem:

a) Suíte Intrusiva Porquinho

Foi definida inicialmente como Granito Porquinho por Pessoa *et al.* (1997) e redefinida como Suíte Intrusiva Porquinho por Bahia *et al.* (1998). Os estudos petrográficos e litogeoquímicos desenvolvidos por Prazeres *et al.* (1979) permitiram a distinção de duas fácies. A primeira delas consiste de álcali-feldspato granito e biotita granito com textura granular hipidiomórfica. A segunda é formada por riebeckita granito e hastingsita granito porfirítico (Coutinho, 2008). Quimicamente são rochas alcalinas do tipo-A variando de metaluminosas a peraluminosas (Bahia & Quadros, 2000). Essa suíte é correccionada ao Granito Pepita definido por Almeida *et al.* (2000).

b) Granito Pepita

Os corpos dessa unidade foram anteriormente considerados pertencentes à Suíte Intrusiva Maloquinha (Melo *et al.*, 1980). Mas devido à sua idade U–Pb de 1870 ± 4 Ma (SHRIMP em zircão) definida por Santos *et al.* (2000), foram individualizados como Granito Pepita por Almeida *et al.* (2000). Esses granitos constituem intrusões circulares em planta e são petrograficamente classificados como riebeckita-arfverdsonita álcali-feldspato granito a álcali-feldspato granito. Quimicamente são subalcalinos levemente peraluminosos.

c) Granito Caróçal

Esse granito foi considerado por Santos *et al.* (1975) como também pertencente à Suíte Intrusiva Maloquinha, mas foi redefinido por Almeida *et al.* (1999a) como Granito Caróçal, visto as rochas correspondem quimicamente distintas daquelas da Suíte Intrusiva Maloquinha. Correspondem a biotita monzogranito e sienogranito compostos por ortoclásio micropertítico e quartzo como minerais essenciais e titanita, zircão, apatita, allanita, epidoto e minerais opacos como acessórios. Datações por U–Pb em zircão (SHRIMP) indicaram idades de 2680 ± 18 Ma nos núcleos do zircão, interpretada como a idade herdada, e 1870 ± 4 Ma nas bordas de alguns cristais, atribuída como a de cristalização (Santos *et al.*, 2004).

4.2.15 Lamprófiro Jamanxim

O Lamprófiro Jamanxim, ocorre como diques nas rochas do Grupo Iriri e das suítes intrusivas Ingarana e Parauri. Uma única idade K–Ar de 1536 ± 31 Ma foi obtida para essas rochas por Almeida *et al.* (2000).

4.2.16 Formação Buiçu

A Formação Buiçu foi descrita por Santiago *et al.* (1980) em regiões com unidades inicialmente denominadas como Formação Palmeiras (Pinheiro & Ferreira, 1999, em Almeida *et al.*, 2000).

A formação é constituída por arcósio, arcósio lítico, arenito ortoquartzítico, conglomerado e, subordinadamente, siltito, argilito e tufo cinerítico intercalado (Coutinho, 2008).

A idade mínima da Formação Buiçu é interpretada a partir de observação de diques do Diabásio Crepori de ca. 1778 Ma que a atravessam, enquanto que a idade máxima de 1890 Ma é definida pela presença de clastos das unidades Parauari e Iriri (Santos *et al.*, 2000).

4.2.17 Diabásio Crepori

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

O Diabásio Crepori é constituído por basalto, traquibasalto, tefrito e traquiandesito, equivalentes a álcali-olivina basaltos, de afinidade alcalina (Monteiro, 2000b).

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

4.2.18 Granito Igarapé Escondido

Brito *et al.* (1999a) propuseram o nome Igarapé Escondido ao descreverem alguns corpos sub-vulcânicos de monzogranitos e sienogranitos porfiríticos com biotita e fluorita com texturas rapakivi e, localmente, granofíricas. Nessa unidade incluem-se também granitos leucocráticos plutônicos de cor rosa, frequentemente alaskíticos, com textura fanerítica hipidiomórfica equigranular, granulação média a grossa, com alguns cristais apresentando também textura rapakivi e, ocasionalmente, com fenocristais de quartzo esfumados ou azulados arredondados (Almeida & Monteiro, 1997).

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

4.2.19 Suíte Intrusiva Cachoeira Sêca

Inicialmente essas rochas foram denominadas Troctolito Cachoeira Sêca (Pessoa *et al.*, 1977), mas Quadros *et al.* (1998) as redenominaaram como Suíte Intrusiva Cachoeira Sêca. A unidade é predominantemente constituída por corpos de diabásio, gabro troctolítico e troctolito de caráter hipoabissal (Ricci *et al.*, 1999).

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

4.2.20 Cobertura Paleozoica

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

4.2.21 Diabásio Periquito e Diques básicos indiferenciados

Levantamentos aerogeofísicos caracterizam uma forte expressão de lineamentos definidos por diques de diabásio orientados de NNE–SSW a NE–SW, distribuídos na porção oeste da Província Mineral do Tapajós. Esses diques foram denominados Diabásio Periquito por Santos & Loguércio (1984), mas também são conhecidos como Diabásio Cururu (Santos *et al.*, 1975) e Penatecaua (Issler *et al.*, 1974).

4.2.22 Coberturas mesozoicas da Bacia do Amazonas

A cobertura sedimentar sotoposta as formações paleozoicas da Bacia do Amazonas que aflora a noroeste da Província Mineral do Tapajós correlacionáveis à Formação Alter do Chão (Klister, 1954), constituída por arenitos fluviais quartzosos e ferruginosos de cor vermelhada (Cunha *et al.*, 1994; Pereira, 1998).

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

4.2.23 Depósitos aluvionares

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

5 REVISÃO CONCEITUAL SOBRE SISTEMAS DE TIPO PÓRFIRO – EPITERMAL E PROCESSOS HIDROTERMAIS ASSOCIADOS

Os sistemas magmáticos–hidrotermais são gerados por fluidos derivados da consolidação de magmas, com variável mistura com fluidos meteóricos e de sub-superfície durante o resfriamento. Adicionalmente, o magma intrusivo serve como fonte de energia termal, gera a convecção necessária à instalação do sistema hidrotermal (Pirajno, 1992).

5.1 SISTEMAS HIDROTERMAIS DO TIPO PÓRFIRO

Os sistemas hidrotermais em mineralizações do tipo pórfiro são definidos como de grande volume (10 a 10.000 km³) de rochas hidrotermalizadas centralizadas em *stocks* de pórfiros, que também podem conter mineralizações do tipo *skarn*, *sediment-hosted* e depósitos epitermais (*high- e intermediate-sulfidation*) (Sillitoe, 2010).

A grande parte dos depósitos pórfiros é encontrada em zonas ativas de subducção (Sillitoe, 1972; 2010; Richards, 2003). No entanto, alguns depósitos podem-se desenvolver após o término da subducção, em terrenos pós-colisionais (Richards, 2009).

Estes depósitos, metamorfisados ou não, têm idades que variam desde o Arqueano até o recente, mas globalmente, a sua distribuição tem picos no Jurássico, Cretáceo e Mioceno (**Figura 7**). Mais recentemente este tipo de depósito tem sido reconhecido em terrenos paleoproterozoicos na Província Mineral do Tapajós (Echeverri-Misas, 2010; 2015; Aguja-Bocanegra, 2013; Tokashiki, 2015; Cassini *et al.*, 2015; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2015a; b).

Mineralizações do tipo pórfiro representam a principal fonte mundial de Cu, Mo, respondendo por cerca de 60% da produção de Cu e mais de 95% da produção mundial de Mo. Também são importantes fontes de Au, Ag e Sn.

Kirkham & Sinclair (1995) separam os tipos de depósitos do tipo pórfiro de acordo com a composição de sua mineralização, conforme listado a seguir.

- Cu ($\pm$ Au, Mo, Ag, Re)
- Cu–Mo ($\pm$ Au, Ag)
- Cu–Mo–Au ($\pm$ Ag)
- Cu–Au ($\pm$ Ag, PGE)
- Au ($\pm$ Ag, Cu, Mo)
- Mo ($\pm$ W, Sn)
- W–Mo ($\pm$ Sn)
- Sn ($\pm$ W, Mo, Ag, Bi, Cu, Zn)

- Sn–Ag ($\pm$ W, Cu, Zn, Mo, Bi)
- Ag ($\pm$ Au, Zn, Pb)

Figura 7 – Distribuição dos principais depósitos magmáticos–hidrotermais (epitermais e pórfiros) ao redor do mundo, segundo Sillitoe (2010).

A alteração hidrotermal nos sistemas pórfiro afeta grandes volumes do próprio plúton e das rochas encaixantes, geralmente em geometria concêntrica com halos de alteração potássica mais central, sericitica mais apical e propilítica mais distal, como pode ser visto na **Figura 8** de Sillitoe (2010). Em zonas fraturadas os fluidos magmáticos podem se misturar com fluidos meteóricos, gera assim as alterações sericiticas e argílicas em temperaturas mais baixas (Pirajno, 2009). Nas partes mais superficiais ($< 1,5$ km) ocorrem os sistemas epitermais (**Figura 8**).

Figura 8 – (A) Zonamento das alterações hidrotermais em sistemas magmáticos–hidrotermais do tipo pórfiro mineralizado em Cu; (B) Representação esquemática da sequência de alterações hidrotermais no mesmo sistema representado em (A) em relação com a profundidade e a evolução temporal do sistema. A sequência mostra alteração potássica localizada na porção central da intrusão e alteração propílica nas zonas periféricas mais profundas e clorítica nas mais rasas. Acima do corpo intrusivo as alterações passam a ser clorítica–sericítica, que evolui em direção à superfície para uma zona de alteração sericítica e para argílica avançada, resultante do aumento da acidez e da diminuição da temperatura dos fluidos hidrotermais. espécies minerais: bornita (bn), calcopirita (cp), covelina (cv), enargita (en), pirita (py), esquemas segundo Sillitoe (2010).

5.2 DEPÓSITOS EPITERMAIS

As mineralizações epitermais são o produto de sistemas hidrotermais gerados em profundidades inferiores a 1,5 km a até mesmo superficiais, normalmente hospedados em rochas vulcânicas e em temperaturas comumente inferiores a 300 °C (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

Os fluidos nestes sistemas hidrotermais são movimentados pelo calor magmático produzido pela intrusão dos magmas que geram as estruturas vulcânicas, onde podem ocorrer as mineralizações do tipo pórfiro. O conjunto destes dois tipos de mineralizações caracterizam o Sistema Mineral Mágmatco–Hidrotermal Epitermal–Pórfiro.

As composições mineralógicas e isotópicas permitem distinguir os tipos epitermais *low-sulfidation* e *high-sulfidation* (**Figura 9**), segundo a terminologia de Hedenquist (1987). Há também o sub-tipo *intermediate-sulfidation* acrescentado por Hedenquist *et al.* (2000) aos dois anteriores.

Os depósitos epitermais são extremamente variáveis em suas geometrias, controladas pela permeabilidade das rochas hospedeiras da mineralização (parâmetros estruturais, hidrotermais, tipo de rocha e textura).

Figura 9 – Esquema dos sistemas epitermais *low* e *high-sulfidation*, onde pode ser observado o seu relacionamento com os sistemas de tipo pórfiro em ambiente vulcânico-hidrotermal (modificado de Camprubí & Albinson, 2006).

Texturas de preenchimento e substituição são comuns nos veios epitermais, além de cavidades com drusas, estruturas em pente, *cockcade*, encrustações, bandamento simétrico e texturas colofórmes (Pirajno, 2009).

A mineralização ocorre em veios silicáticos discretos, em fissuras irregulares em várias direções, *stockworks*, brechas, preenchimento vesicular, e também em forma disseminada na encaixante, ou ainda em corpos de substituição associados a zonas de silicificação (Pirajno, 2009).

Os sistemas epitermais podem gerar ampla variedade de depósitos de metais de base e, principalmente, de Au e Ag (Hedenquist & Lowenstern, 1994).

Os principais condutos de circulação de fluidos são zonas de fraturas e falhas e fazem com que os depósitos tenham forma de veios, aos quais se associa lixiviação de componentes das rochas encaixantes e brechação hidráulica.

As maiores concentrações mundiais de ouro nativo e ligas Au–Ag foram formadas em sistemas epitermais, tendo-se como exemplos os depósitos de *Goldfields* (Nevada), *Cripple Creek* (Colorado), *Hauraki* (Nova Zelândia) e *Yanacocha* (Peru) como mais de 50 Moz de ouro (Harvey *et al.*, 1999).

a) Mineralização epitermal low-sulfidation

Os depósitos epitermais *low-sulfidation* podem ser classificados de acordo com a composição do magma que gerou a mineralização em dois sub-tipos: alcalino e subalcalino. A mineralização nos subalcalinos geralmente possui alto teor de Ag e baixos conteúdos de metais de base. O ouro se associa à pirita, esfalerita com conteúdo alto em Fe, pirrotita e arsenopirita. Em contraste, mineralizações *low-sulfidation* alcalinas comumente contém teluretos com elevada razão Au:Ag e o quartzo como ganga (Jensen & Barton, 2000).

Os depósitos *low-sulfidation* estão tipicamente hospedados em unidades vulcânicas, porém, também ocorrem em rochas de outras naturezas, assim como diques máficos são comuns neste tipo de depósitos (Sillitoe & Hedenquist, 2003).

A mineralogia da alteração em sistemas *low-sulfidation* (**Figura 10**) evidencia zonamento lateral de quartzo–calcedônia–adulária em veios não mineralizados. Comumente ocorre bandamento crustiforme e quartzo placóide, indicativo de ebulição (*boiling*), e também illita e pirita. Nas zonas distais há presença de uma assembleia de alteração propílica (Hedenquist *et al.*, 2000).

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

b) Mineralização epitermal intermediate-sulfidation

Depósitos *intermediate-sulfidation* também ocorrem em sequências vulcânicas em arcos vulcânicos cálcio-alcalinos, mas são também presentes em ambientes extensionais.

Alguns depósitos *intermediate-sulfidation* se associam espacialmente a sistemas do tipo pórfiro (Hedenquist *et al.*, 2000). Na escala de depósitos, a mineralização ocorre em veios, *stockworks* e brechas. Tipicamente apresenta-se como mineralizações poli-metálicas, com sulfetos de cobre, chumbo e zinco, e carbonatos manganésíferos, geralmente rodocrosita ou calcita manganésífera.

O ouro normalmente ocorre como elemento nativo e associado com teluretos, juntamente com uma variedade de sulfetos de metais base e sulfossais. Esfalerita com baixo conteúdo de ferro, tetraedrita e galena geralmente dominam essas assembléias. Os minerais de alteração em depósitos *intermediate-sulfidation* se apresentam em distribuições zonadas com quartzo $\pm$ carbonato $\pm$ adulária $\pm$ illita próximas da mineralização e illita–esmectita na alteração propilítica distal (Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005).

c) Mineralização epitermal high-sulfidation

Este termo foi originalmente proposto para se referir a um aspecto genético fundamental, o estado inicial relativamente oxidado do enxofre contido nos fluidos do sistema hidrotermal (Hedenquist, 1987). Estes sistemas ocorrem nas proximidades dos condutos vulcânicos e hidrotermais principais, onde são descarregados os vapores magmáticos em superfície, sendo importante na sua geração a mistura de fluidos. Suas principais características são as fumarolas de alta temperatura e condensados de água extremadamente ácida em desequilíbrio com as rochas encaixantes, refletindo sua afinidade magmática (Giggenbach, 1992). O forte controle estrutural que causa a ascensão rápida destes fluidos é responsável pela natureza reativa e pela geração de um sistema dominado pelos fluidos. As intrusões que originam a convecção dos fluidos podem ser rasas, até chegar os fluidos a atingir a superfície. Em alguns casos, existe a transição de sistemas vulcânicos–hidrotermais para sistemas geotermiais. Normalmente esta transição é representada por uma zona de hidrólise (Meyer & Hemley, 1967) ou de neutralização primária (Giggenbach, 1992).

Os depósitos *high-sulfidation* geralmente se formam acima de sistemas de pórfiros de Cu $\pm$ Au $\pm$ Mo (Hedenquist *et al.*, 1998).

Nas mineralizações *high-sulfidation* a alteração hidrotermal se dá por substituição da rocha encaixante, forma halos pervasivos de alteração argílica com sílica (*vuggy quartz* ou quartzo poroso), alunita, barita e anidrita (**Figura 11**). Na parte superior deste sistema ocorre uma litocapa estéril, com um núcleo silicoso e um halo de quartzo–alunita mineralizado em Cu, Au, As (Ag, Pb).

A mineralização em depósitos *high-sulfidation* possui pirita e minerais de alto estado de oxidação, tais como enargita, luzonita e covelita.

Figura 11 – Perfil esquemático de um sistema *high-sulfidation* com a distribuição das associações minerais típicas da alteração hidrotermal (Segundo Hedenquist *et al.*, 2000).

5.3 PROCESSOS HIDROTERMAIS

A alteração hidrotermal é um processo complexo que envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais nas rochas, resultante da interação de fluidos aquosos quentes com as rochas pelos quais estes circulam e são o resultado da interação de fluidos de origem magmática e águas de origem formacional ou meteóricas (Camus, 2003) que afetam tanto a rocha encaixante assim como as intrusões, geralmente de rochas porfíricas (Allen *et al.*, 1996). A morfologia, distribuição e a mineralização estão em função de variáveis tais como: os controles estruturais, litologia, evolução magmática, permeabilidade, disponibilidade e distribuição espacial dos fluidos (Camus, 2003).

Os fluidos hidrotermais atacam quimicamente os minerais de rocha encaixante que tendem a se reequilibrar forma novas associações de minerais que estão em equilíbrio com as novas condições. É também provável que os próprios fluidos mudem suas composições com a interação da rocha encaixante.

Os principais fatores que controlam os processos de alteração são:

- A natureza da rocha encaixante
- A composição dos fluidos
- Concentração, atividade e potencial químico dos fluidos como o H^+ , CO_2 , O_2 , K^+ , H_2S e SO_2 .

Henley (1993), sugerem que os produtos de alteração hidrotermal em sistemas

epitermais não dependem muito da composição da rocha encaixante, e sim da permeabilidade, temperatura, razão fluido-rocha e composição do fluido. Estes autores citam que em temperaturas entre 250–280 °C, assembléias minerais com quartzo, albita, feldspato potássico, epidoto, illita, calcita, pirita são formados em basalto, riolito, andesitos.

5.3.1 Estilos e Tipos de Alteração Hidrotermal

Os principais estilos de alteração são:

- **Alteração pervasiva:** é caracterizada pela substituição de todos ou quase todos os minerais da rocha original.
- **Alteração seletiva:** corresponde à substituição de minerais específicos da rocha, como a clorita substituindo a biotita ou a sericita substitui plagioclásio, por exemplo.
- **Alteração fissural:** afeta apenas certas porções do volume da rocha, nas bordas de veios ou a longo de fraturas.

Os tipos de alteração hidrotermal são classificados em função das interações dos fluidos com as rochas em diferentes temperaturas, assim como, por exemplo, o pH da solução, a transferência de cátions e o metassomatismo de H^+ . Estas interações são responsáveis pelas alterações hidrotermais ou assembléias minerais sódico-cálcica, sódica, potássica, propílica, clorítica, sericítica, argílica e silicificação com quartzo residual (*vuggy silica*), que são típicas de sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo pórfiro (**Figura 12**).

As principais características destes tipos de alteração hidrotermal, sintetizados na **Tabela 1**, são apresentados a seguir:

a) **Alteração sódico-cálcica**

A alteração sódica-cálcica ocorre na parte profunda dos sistemas magmático hidrotermais do tipo pórfiro no corpo porfiritico assim como na rocha encaixante e desenvolvida simultaneamente com a alteração potássica em níveis mais rasos. É definida pela associação mineral magnetita + actinolita + albita, formada em temperaturas em torno de 280 – 320 °C e em pH neutro a alcalino (Sillitoe, 2010).

Normalmente a alteração sódica-cálcica é produto de um ou mais eventos hidrotermais iniciais nas partes profundas dos sistemas de tipo pórfiro, geralmente com presença de pouca quantidade de sulfetos. Onde a alteração potássica é subordinada, podem ocorrer mineralizações de cobre e ouro.

Figura 12 – Padrão generalizado de zonamento típico das alterações hidrotermais em sistemas magmáticos-hidrotermais do tipo Porfíro, Esquema segundo Sillitoe (2010).

b) Alteração potássica

A alteração potássica é comum em sistemas tipo pórfiro. Os minerais característicos são o feldspato potássico e a biotita secundária, geralmente verde. É formada a partir da substituição de plagioclásio e silicatos máficos em temperaturas em torno de 600 a 450 °C em condições de pH neutro a alcalino. Vênulas de feldspato potássico ocorrem principalmente em temperaturas ao redor de 300 a 350 °C e biotitização entre 350 e 400 °C, em especial em rochas mais máficas.

As assembleias são constituídas por: feldspato potássico + biotita + quartzo, feldspato potássico + biotita + magnetita, feldspato potássico + clorita, acompanhados por várias quantidades de outros minerais tais como albita, sericita, anidrita, apatita e, ocasionalmente, rutilo, derivado da biotita, pode estar acompanhado de sulfetos como calcopirita, pirita e molibdenita.

c) Alteração propilítica

A alteração propilítica é caracterizada pela adição de H₂O e CO₂ e, localmente, de enxofre. Sua mineralogia típica é composta de epidoto, clorita, carbonatos, albita, feldspato potássico e pirita. Eventualmente pode ocorrer sericita, óxidos de ferro, montmorillonita e zeólitas, e pode ser caracterizada pelas seguintes associações:

- Clorita + calcita + caulinita
- Calcita + clorita + talco
- Clorita + epidoto + calcita
- Clorita + epidoto

A alteração é formada em condições de pH neutro a levemente alcalino e em temperaturas baixas (200 a 250 °C). A presença de actinolita é indicativa de temperaturas mais altas, entre 280 e 300 °C.

Nos sistemas pórfiros esta zona é usualmente estéril, mas são comuns veios de pirita (2 a 6% da rocha) que, localmente, podem conter também calcopirita, galena, tetraedrita e, por vezes, calcocita subordinados.

d) Alteração clorítica

É caracterizada pela alteração de silicatos ricos em ferro para a clorita, pode ser acompanhada por sericita, quartzo e turmalina, assim como pequenas quantidades de epidoto, albita e carbonatos geneticamente relacionados à alteração propilítica.

O conteúdo de ferro é variável em diferentes distâncias das zonas ricas em sulfetos sendo maior nas vizinhanças das zonas com a mineralização. Os sulfetos associados à alteração clorítica são predominantemente pirita e pirrotita.

e) Alteração sericítica

A alteração sericítica é formada pela associação quartzo–sericita–pirita (QSP), o termo sericita não se refere apenas à variedade fina da muscovita, pois pode se referir a outras micas brancas, tais como paragonita, fengita, fuchsita e roscoelita.

Nos sistemas pórfiro estas zonas são localizadas entre a porção externa do *ore shell* e a base da capa rica em pirita (*pyrite shell*). A proporção entre pirita e calcopirita é de aproximadamente de 10:1 e a pirita ocorre geralmente como grãos euédricos a subeuédricos disseminados na matriz, em vênulas e em veios de quartzo, que podem constituir cerca de 10% do volume total da rocha. A capa externa da zona denominada *pyrite shell* pode conter mais de 25% de pirita e neste halo são comuns os veios quartzosos ricos em pirita com espessura centimétrica.

Tabela 1 – Características dos principais tipos de alteração hidrotermal em sistemas dos tipos pórfiro e epitermal, segundo Pirajno (2009) e 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
Propilitica (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 (vuggy)	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.

f) Alteração argílica

A alteração argílica é caracterizada pela formação de argilo-minerais devido ao intenso metassomatismo H^+ e à lixiviação ácida em temperaturas que variam entre 100 °C e 300 °C. Pode ser dividida em:

- **Alteração argílica intermediária:** é formada pela decomposição dos feldspatos em argilo-minerais, com illita, caulinita, montmorillonita, dickita, haloisita. Forma-se pela intensa lixiviação ácida em baixas temperaturas com baixa atividade de íons alcalinos, especialmente do potássio.
- **Alteração argílica avançada:** é caracterizada pela paragênese quartzo-alunita-pirofilita, produto da lixiviação ácida causada por um fluido magmático oxidado e

com alto teor de enxofre, com pouca mistura de fluidos meteóricos. Este tipo de alteração define os sistemas *high-sulfidation* (Pirajno, 2009). Em casos extremos, a rocha pode resultar numa massa de sílica residual porosa, denominada *vuggy sílica*. A alteração argílica avançada ocorre numa ampla gama de temperaturas e condições de pH entre 1 e 3,5. Às temperaturas elevadas ($> 350\text{ }^{\circ}\text{C}$) pode ocorrer andaluzita em $\text{pH} < 2$ é dominante o quartzo, enquanto que a alunita predomina em $\text{pH} > 2$.

g) Silicificação

Envolve um aumento de sílica, com o desenvolvimento de quartzo secundário, jaspe, calcedônia, sílex e variedades de opala.

A química desta alteração é variada e depende essencialmente do tipo de rocha afetada. Em materiais carbonatados há geralmente uma maior introdução de sílica e uma remoção de Ca, Mg, Fe e CO_2 , dentre outros constituintes. Em rochas silicáticas, a sílica pode ser redistribuída nas rochas hospedeiras e estar associada à deposição de sulfetos.

6 MATERIAIS E MÉTODOS

Para se alcançar os objetivos propostos foram utilizados métodos baseados em fases sequenciais, as quais permitiram uma sistemática e uma análise coerente das informações. Os métodos e a sistemática dos trabalhos estão sintetizados no fluxograma da **Figura 13**.

6.1 COLETA DE DADOS GEOLÓGICOS

FASE 1

a) Revisão Bibliográfica

Nesta pesquisa foi aplicado o método descritivo da pesquisa científica com base na revisão, análise e generalização das informações geológicas sobre as condições geológicas, tectônicas, geodinâmicas e hidrotermais que regem a metalogenia na região sul da Província Mineral do Tapajós, bem como nas técnicas analíticas utilizadas.

Fases de processamento da informação:

- **Fase heurística:** mostra o estado da arte, fornecendo uma visão geral sobre as investigações e linhas que foram abordadas pelos diferentes autores que cobriram o tema. Esta fase foi efetuada a partir da compilação e pesquisa de fontes primárias (artigos, dissertações, teses, trabalhos apresentados em eventos, livros, relatórios científicos) e secundárias (bases de dados, dicionários, enciclopédias, periódicos de indexação, resumos e catálogos) de informação.
- **Fase Hermenêutica:** consistiu em classificar, analisar e interpretar as diferentes fontes bibliográficas consultadas, permitiu sistematizar as informações disponíveis sobre a base do desenvolvimento do conhecimento teórico em relação à evolução dos sistemas vulcano-plutônicos, assim como a origem e evolução dos fluidos hidrotermais e do enxofre e os tipos, estilos, estágios e distribuição das alterações hidrotermais.

b) Trabalhos de Campo e Amostragem

Foi realizada uma campanha de levantamentos em campo entre os dias 6 de julho e 4 de agosto de 2014, que compreendeu atividades de amostragens nas cercanias de Castelo de Sonhos, Novo Progresso e Moraes de Almeida. Ao todo foram descritos detalhadamente Trezentos e cinquenta (350) afloramentos e coletadas duzentas e quarenta e oito (248) amostras de rocha, além de cento e dois (102) pontos adicionais de controle (**Figura 14**).

Figura 13 – Fluxograma do desenvolvimento da pesquisa e dos métodos utilizados.

Figura 14 – Localização dos afloramentos estudados, com detalhe na área de pesquisa no sul da Província Mineral de Tapajós (retângulo vermelho). Em verde estão representados os pontos de controle e em amarelo os pontos de amostragem.

O objetivo principal desta etapa foi recolher o máximo de informações dos afloramentos, visando a elucidação da história geológica das unidades visitadas.

Nestes levantamentos foram utilizados os seguinte equipamentos: bússolas do tipo Brunton e CLAR, martelos e marretas, câmera fotográfica NIKON D5200, GPS Garmin Map 62S e Montana 650, lupas de 10X e 20X, riscador de ponta de tungstênio, imãs e caderneta de campo (**Figura 15**). Foram usados mapas topográficos, geológicos digitais e imagens do *Google Earth* em alta resolução em Ipad da marca *Apple* para orientação dos

caminhamentos e para localização dos afloramentos com o uso do *Software* GIS Kit Pro da empresa Garafa.

Figura 15 – Principais equipamentos utilizados no trabalho de campo e amostragem.

Com o *software* GIS Kit Pro e as imagens *Google Earth* foi possível a identificação de feições geomorfológicas indicativas de estruturas vulcânicas (domos vulcânicos, caldeiras vulcânicas e *stocks* de pórfiros), e estruturas de deformação e falhas e fraturas para verificação em campo. O *software* também permite os desenhos destas estruturas sobre as imagens, que são posteriormente exportadas para o *software* ArcGIS, juntamente com a localização dos afloramentos descritos.

Na descrição dos afloramentos seguiu-se o seguinte método:

- Observação à distância: devido às condições de densa floresta, na Amazônia brasileira os afloramentos de rocha bem expostos são muito poucos, sendo a maioria deles de blocos isolados (matacões), os quais normalmente são observados em áreas de fazendas devido ao desmatamento avançado (**Figura 16**);
- Observação detalhada: nesse estágio o afloramento foi estudado com o máximo de detalhes, inclui a mineralogia ígnea, sedimentaria e hidrotermal, estruturas, tipos de alteração hidrotermal, presença de xenólitos, etc;
- Documentação fotográfica detalhada do afloramento;
- Anotação das coordenadas (UTM) no Ipad, GPS e na caderneta de campo;

Figura 16 – Afloramentos típicos de granitos no primeiro plano e de unidades sedimentares do Gráben do Cachimbo no fundo, localizados em área a sul da cidade do Castelo de Sonhos.

- Descrição do tipo de alteração hidrotermal;
- Descrição textural das rochas;
- Classificação dos tipos de rocha;
- Documentação fotográfica da amostra com sua numeração;
- Amostragem representativa e sua identificação (CS= Castelo de Sonhos, NP= Novo Progresso, MA= Morais de Almeida)
- Observações e correlações do afloramento descrito com outros afloramentos da região;
- Descrição e coleta de dados estruturais do afloramento (mergulho, estilo de faturamento, diaclases, lineamentos).

6.2 ANÁLISES LABORATORIAIS

As principais etapas desenvolvidas em laboratório são descritas detalhadamente nas seções que se seguem:

FASE 2

a) Petrografia

A partir da observação macroscópica das amostras de todos afloramentos foram descritas as características perceptíveis na amostra de mão, tais como granulação, mineralogia principal (quando identificável), cor, textura e estruturas (foliações, bandamento, lineações, xenólitos, etc).

Posteriormente foram selecionadas oitenta e quatro (84) amostras de rochas intrusivas, sub-vulcânicas, vulcânicas, piroclásticas e sedimentares, as quais foram enviadas para confecção de lâminas petrográficas. Seguiram-se descrições mineralógicas detalhadas

e análises texturais, sempre acompanhadas das seguintes obras: Williams *et al.* (1962), Mackenzie & Guilford (1982), Fisher & Schmincke (1984), Smith & Brown (1988), McPhie *et al.* (1993).

O esquema do procedimento adotado para estes estudos é apresentado na **Figura 17**, tendo sido feitos:

- a) O reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos (exsoluções e substituições), estruturas (se deformadas ou não), bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes;
- b) Caracterização de paragêneses magmáticas e hidrotermais;
- c) Avaliação do estado de equilíbrio entre os minerais das diferentes fases de alteração hidrotermal;
- d) Ordem de cristalização dos minerais ígneos e hidrotermais, quando possível;
- e) Identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica.

Os estudos petrográficos foram desenvolvidos no Laboratório de Microscopia Petrográfica (LDMP) do IGc-USP com o uso de um microscópio petrográfico Olympus, modelo BX50. As principais feições das lâminas foram registradas com sistema de captura de imagens marca Lumenera modelo Infinity 1 (**Figura 18**).

Figura 17 – Fluxograma dos métodos utilizados nos estudos petrográficos.

Figura 18 – Microscópio petrográfico Olympus BX50 com sistema de aquisição de imagens utilizados nesta pesquisa.

b) Imagens de alta resolução e química mineral no Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV)

Os litotipos hidrotermalizados apresentam, tipicamente, minerais de granulação fina, razão pela qual para a sua identificação foi utilizado um microscópio eletrônico de varredura. O método utilizado na preparação das amostras para os estudos dos minerais por MEV pode ser visto no fluxograma na **Figura 19**.

A seleção das amostras para estes estudos foi feita com base nas descrições macroscópicas, análises petrográficas e resultados de difração de raios-X.

Além das lâminas polidas foram utilizados blocos das rochas (100 x 200 mm) representativas das principais alterações hidrotermais para identificação dos minerais por MEV (**Figura 20**).

As lâminas delgadas polidas e os blocos foram montados em placas de alumínio e recobertas por película de carbono. Foram feitas imagens de elétrons retroespalhados (BSE) e análises de espectroscopia por dispersão de energia de raios-X (EDS) para identificação dos minerais.

Figura 19 – Fluxograma dos métodos utilizados na preparação das amostras para estudos dos minerais por microscopia eletrônica de varredura.

Figura 20 – A) Microscópio eletrônico de varredura, marca LEO, 440I, com espectrômetro de energia dispersiva de raios X, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. B) Amostras de rochas hidrotermalizadas analisadas.

c) Difração de Raios X

Foram selecionadas, preparadas e analisadas por difração de raios X (DRX) setenta e cinco (75) amostras de minerais de rochas hidrotermalizadas, para complementar a identificação de minerais muito finos e argilo-minerais, comuns em algumas fácies da alteração hidrotermal, além de minerais acessórios de difícil identificação por outros métodos.

Devido à dureza da maioria das amostras, foram utilizadas brocas elétricas de mão para a raspagem do material. Evitou-se raspar partes intemperizadas das mesmas e, quando necessário, também se utilizou instrumentos como riscadores e pinças. Na sequência, os materiais separados das diferentes amostras foram observados na lupa, para assim separar impurezas, óxidos e hidróxidos de ferro quando presentes.

As frações mais grossas das amostras foram separadas para análises de isótopos de oxigênio e hidrogênio e com as frações mais finas foram preparadas as lâminas para a identificação dos minerais por DRX. O fluxograma do método adotado pode ser observado nas **Figura 21** e **Figura 22**. A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGc-USP.

As análises por DRX foram feitas no Laboratório de Difração de Raios X do Núcleo de Apoio à Pesquisa GeoAnalítica do IGc-USP. Foi utilizado um difratômetro marca Bruker, modelo D8 Advance Da Vinci com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN (**Figura 23**) operando com radiação K-alfa de cobre. Os dados foram coletados no intervalo entre 2 e 65°

2 θ , com velocidade angular de 0,2 segundos, tamanho do passo de 0,02° 2 θ , condições de voltagem de 40 kW e corrente do tubo de 40 μ A. Foram utilizadas duas fendas Soller de 2,5 mm, uma fenda de espalhamento de 0,2 mm e um detector com abertura angular de 2,19 °. Para a identificação das fases minerais, os difratogramas foram comparados com o banco de dados PDF-2 (versão 2009) fornecidos pelo *The International Centre for Diffraction Data* (ICDD).

Figura 21 – Fluxograma do método utilizado na preparação das amostras para a análise de minerais por difração de raios X.

Figura 22 – Ilustrações dos materiais e do procedimento de preparação de amostras para difração de raios X. **A)** Amostra hidrotermalisada de andesito porfirítico; **B)** Microrretífica DREMEL utilizada para amostragem dos minerais hidrotermais; **C)** Separação do material muito fino em becker de vidro. Os argilo-minerais e as micas muito finas foram separadas após 5 minutos de decantação e extração do material mais grosso; **D)** Exemplos do material maior de 3 μm retido no papel filtro e o material fino passante, majoritariamente na fração argila; **E)** Material da fração mais grossa decantada, após a secagem; **F)** Montagem das lâminas com as frações grossas; **G)** Montagem das lâminas com as frações finas; **H)** Lâminas preparadas para difratometria de raios X; **I)** Embalagem da fração mais grossa para análises de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio em tubos de fundo cônico; **J)** Exemplo de um difratograma obtido em amostras de minerais hidrotermais.

Figura 23 – Difratômetro marca Bruker, Modelo D8 Advance Da Vinci, com detector LYNXEYE e ótica TWIN-TWIN, do Laboratório de Difratometria de Raios X do NAP–Geoanalítica, onde foram analisados os minerais hidrotermais.

d) Isótopos estáveis

O estudo dos isótopos estáveis é muito útil na metalogenia porque elementos como o oxigênio e o hidrogênio componentes dos fluidos hidrotermais são incorporados nos minerais hidrotermais. Em particular o uso de isótopos estáveis de oxigênio e hidrogênio em

fases minerais relacionadas à mineralização, tais como alunita, pirofilita, muscovita e caolinita indicam a composição isotópica do fluido hidrotermal, possibilita um melhor entendimento da gênese do minério, das fontes e processos de interação dos fluidos que levam à precipitação de metais.

Assim, a determinação de isótopos estáveis de $\delta^{18}\text{O}$ e δD no estudo das alterações hidrotermais visaram:

- Analisar a composição isotópica de $\delta^{18}\text{O}$ e δD em minerais hidrotermais de diferentes tipos de alteração, a fim de caracterizar as origens e a evolução dos fluidos.
- Calcular as razões isotópicas para os fluidos em equilíbrio, comparando-as com os reservatórios conhecidos no espaço $\delta^{18}\text{O}$ vs. $\delta\text{D}/\text{H}$ (meteórico, magmático, metamórfico, conato e formacional), com o fim de identificar os *trends* de misturas e de evolução do fluido.
- Calcular as temperaturas de formação dos minerais hidrotermais, com base no fracionamento dos isótopos de oxigênio entre pares de minerais selecionados.

Os isótopos de um determinado elemento químico podem ser fracionados entre fases em equilíbrio ou participarem de reações que acompanham processos químicos e físicos na crosta terrestre. Desta forma, o fracionamento isotópico pode ocorrer entre mineral–mineral, mineral–fluido, e fluido–fluido. O fator de fracionamento isotópico (α -alfa) entre dois compostos A e B é expresso pela fórmula:

$$\alpha_{A-B} = R_A / R_B = \delta_A + 10^3 / \delta_B + 10^3$$

Os valores de α se encontram próximos de 1 e, em geral, ocorrem no intervalo $1 \pm 0,0$ x a $1 \pm 0,00$ x. Estes valores podem ser expressos em termos de (delta):

$$\Delta \delta_A - \delta_B = 10^3 \ln \alpha_{A-B} \text{ (razão isotópica)}$$

As composições isotópicas do fluido hidrotermal podem ser estimadas por meio de cálculos que utilizam a composição isotópica da fase mineral, os fatores de fracionamento isotópico mineral–água e os valores de temperatura estimados para a mineralização (O'Neil, 1986; Zheng, 1991; Zheng, 1993).

O estudo das composições isotópicas dos minerais hidrotermais foi feito após a identificação das fases minerais e somente em amostras com pureza superior a 80% do mineral de interesse (**Tabela 2**) determinada a partir de análises quantitativo de fases por difração de raios-X.

Tabela 2 – Associações minerais típicas das alterações hidrotermais epitermais, com a identificação dos minerais confirmadas por difração de raios X.

Tipo de alteração hidrotermal	Associação de Minerais Hidrotermais	Quantidade de amostras
Alteração argílica	Quartzo, Illita, Montmorillonita, Caolinita +/- Gibbsita	22
Alteração sericítica	Quartzo, Muscovita +/- Caolinita	25
Alteração argílica avançada	Quartzo, Alunita, Caolinita, Pirofilita +/- Muscovita	3

A fração mais grossa dos minerais hidrotermais, constituída predominantemente por quartzo, foi separada pela decantação no becker, enquanto que os argilo-minerais e micas muito finas foram retidos na filtração, como ilustrado na **Figura 24**.

Figura 24 – Ilustração do procedimento de separação do quartzo dos argilo-minerais e micas muito finas. **A)** Fração grossa retida no papel filtro de 3 μ m passante; **B)** Fração < 3 μ m separada por decantação.

Para determinar o tempo ótimo no qual seria obtida a menor porcentagem de quartzo em suspensão foram feitos testes de decantação em 5, 10 e 15 min. após a agitação. Os retidos na filtração foram secados e posteriormente analisados por difração de raios X e comparados com o material original, também analisado por DRX.

Depois da identificação dos minerais por DRX dos diferentes concentrados obtidos pelos distintos tempos de decantação, adotou-se o tempo de 5 min, que possibilita a melhor recuperação dos minerais hidrotermais hidratados (**Figura 25**).

Figura 25 – Difratomogramas do material inicial da amostra NP-329 (verde) e nos seus retidos no papel filtro para cada tempo de decantação (5' = preto, 10' = vermelho e 15' = azul), indicando que o tempo ideal para separar a fração em suspensão foi de 5 minutos.

A utilização do papel filtro teve o propósito de auxiliar no procedimento de concentração e da secagem do material em suspensão. Para tanto, a suspensão foi retirada do becker com pipeta e filtrada para secagem. Entretanto, também foi observado que a alunita não decanta em tempos inferiores a 10 minutos, pode assim ser concentrada no papel filtro (**Figura 26**).

Figura 26 – Comparação entre o difratograma do material decantado no fundo do becker e o material concentrado no papel filtro. A) Material decantado no fundo do becker; B) Fração fina concentrada no papel filtro. Notar a melhor separação indicada nos difratogramas, o que permitiu a concentração dos argilo-minerais, micas e da alunita fina para as análises de isótopos estáveis.

- **Isótopos de Oxigênio e Hidrogênio**

As análises de isótopos estáveis foram feitas na Universidade de Salamanca em linhas de extração de gases (H_2 , CO_2) para hidrogênio e oxigênio (**Figura 27** e **Figura 28**). Para as análises de deutério δD o método é apresentado na **Figura 29**, foram utilizados espectrômetros de massa do tipo *Dual Inlet*, modelos SIRA-II e SIRA-10, fabricado por VG-Isotech (**Figura 30**). Para as análises dos isótopos de oxigênio foi utilizado o LASER de CO_2 (25 W, $\lambda = 10,6 \mu m$) da linha de fluorinação para a liberação do oxigênio da estrutura dos silicatos (**Figura 31**) e sua posterior espectrômetria de massa, o método é apresentado na **Figura 32**.

Análises isotópicas de oxigênio e hidrogênio em pares de minerais cogenéticos podem ser utilizadas também para a estimativa de temperatura de formação e para estudo dos efeitos no balanço de massa (Gregory *et al.*, 1989) dos processos de interação fluido-rocha.

Como as rochas graníticas geralmente exibem variações relativamente pequenas nos valores de $\delta^{18}O$ ($\delta^{18}O = +7$ a $+13\%$), é possível discernir facilmente o efeito dos processos hidrotermais nestas rochas, o que lhe confere grande importância aos estudos de isótopos de oxigênio e hidrogênio como marcadores da origem do fluido envolvido na alteração hidrotermal. No entanto, algumas rochas ígneas podem apresentar características originais de $\delta^{18}O$ anormalmente baixas, que podem ser consequência de inúmeros fatores (Taylor, 1974; O'Neil, 1986; Ohmoto, 1986), tais como:

a) Fracionamento isotópico dos minerais dependentes dos conteúdos de F e Cl presentes no magma e da temperatura e pressão de formação.

b) História metamórfica anterior aos processos de fusão parcial, como no caso de rochas metavulcânicas que interagem com grande quantidade de fluidos meteóricos resultando, após a fusão, em magmas granitoides e fluidos magmáticos com $\delta^{18}O$ mais baixos que o do intervalo esperado, ou ainda no caso de metavulcânicas alteradas pela água do mar, que resulta em características isotópicas típicas de granitoides do tipo S ($\delta^{18}O = +6$ a $+8\%$), mesmo que elas mantenham suas características químicas (elementos maiores e traços) de granitoides do tipo I, que apresentariam razão isotópica de $\delta^{18}O$ entre $+8$ a $+12\%$.

c) Trocas isotópicas com rochas hospedeiras durante o resfriamento.

Em todos estes casos, os isótopos de oxigênio podem ser particularmente úteis para diferenciar características derivadas de fenômenos magmáticos ou derivados da interação com fluidos hidrotermais, porque os diversos minerais da assembleia reagem em razões

muito diferentes. Assim, uma rocha ígnea com baixa razão $\delta^{18}\text{O}$, afetada pela interação com fluidos meteóricos, pode apresentar quartzo com razão isotópica essencialmente ígnea, enquanto que o feldspato coexistente pode ter sua razão isotópica de oxigênio bastante diminuída, devido à cinética de reação do feldspato (Taylor, 1974).

As assinaturas isotópicas de oxigênio e hidrogênio em fases minerais relacionadas à mineralização, tais como alunita, pirofilita, muscovita e caolinita, refletem a composição isotópica do fluido hidrotermal, que pode ser estimada por meio de cálculos que utilizam a composição isotópica da fase mineral, os fatores de fracionamento isotópico mineral-água e os valores de temperatura estimados para a mineralização (O'Neil, 1986; Zheng, 1991; Zheng, 1993).

Também foram feitas análises isotópicas de oxigênio em minerais hidratados, em quartzo coexistente e em rocha total, para estimativas de temperatura de equilíbrio e para verificação dos efeitos da ação dos processos hidrotermais nas rochas ígneas, bem como de eventuais processos de interação fluido-rocha e contaminações.

As determinações de razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e δD foram feitas no Laboratório de Isótopos Estáveis do Serviço de Apoio à Pesquisa (NUCLEUS) da Universidade de Salamanca (Espanha).

Figura 27 – Linha D/H de alto vácuo, para a preparação de amostras para análises isotópicas de rochas e minerais hidratados, inclusões fluidas, águas e hidrocarbonetos do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.

Figura 28 – Linha de extração de alto vácuo para a preparação de amostras para análises isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ em silicatos, fosfatos e óxidos no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.

Figura 29 – Fluxograma da liberação da água e posterior redução para H₂ na determinação de relações D/H, de acordo com a metodologia proposta por Godfrey (1962).

Figura 30 – Espectrômetros de massa do tipo *Dual Inlet*, modelos SIRA-II e SIRA-10, fabricado por VG-Isotech, do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.

Figura 31 – Laser de CO₂ (25 W, $\lambda = 10,6 \mu\text{m}$) utilizado nas análises de silicatos na linha de fluorinação ($\delta^{18}\text{O}$) do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.

Figura 32 – Fluxograma usado para a obtenção de CO₂ para análises das razões ¹⁸O/¹⁶O pelo método de fluorinação a LASER (Sharp, 1990, baseado em Clayton & Mayeda, 1963), com reação com ClF₃ (Borthwick & Harmon, 1982).

- **Reservatórios de fluidos**

As razões isotópicas calculadas para o fluido a partir da composição isotópica dos minerais hidrotermais podem ser comparadas com os campos dos reservatórios de fluidos conhecidos pela correlação gráfica $\delta^{18}\text{O}$ vs. δD (meteórico, magmático, metamórfico, conato e formacional), possibilitando a identificação de *trends* de evolução dos fluidos (**Figura 33**).

Figura 33 – Diagrama δD vs $\delta^{18}\text{O}$ indicando as composições de diferentes tipos de águas naturais, segundo Taylor (1974).

- **Isótopos de enxofre**

A separação em linhas de vácuo (**Figura 34**) do gás SO_2 para análise dos isótopos de enxofre foi feita no laboratório de isótopos estáveis da Universidade de Salamanca, seguindo o roteiro apresentado na **Figura 35**.

As composições isotópicas foram definidas por espectrômetro de massa do tipo *Dual Inlet* modelo SIRA-II e SIRA-10.

Os isótopos de enxofre são úteis na determinação da história geoquímica da formação de sulfetos, visto que os valores de $\delta^{34}\text{S}$ são fortemente controlados pelo estágio de oxidação, T, $\text{P}_{\text{H}_2\text{O}}$ e pH do fluido (Ohmoto, 1986). A origem do enxofre em geral, apenas pode ser avaliada em função dos valores das razões isotópicas do enxofre total no sistema, o que requer o estabelecimento do balanço de massa entre espécies oxidadas e reduzidas. A origem do H_2S que forma os sulfetos a partir de fluidos hidrotermais pode estar relacionada

a uma fonte magmática ou à lixiviação de sulfetos pré-existent em rochas ígneas ou sedimentares clásticas. A interpretação da distribuição dos valores de $\delta^{34}\text{S}$ pode auxiliar na interpretação de condições de Eh, pH e temperatura no ambiente de deposição de sulfetos, além de fornecer informações sobre a origem do enxofre, nos casos em que o estado de oxidação é conhecido (Ohmoto & Rye, 1979).

Figura 34 – Linha de alto vácuo, para análises isotópicas de $\delta^{34}\text{S}$ em sulfetos, sulfatos, S^0 e gases do Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade de Salamanca.

Figura 35 – Fluxograma da combustão de sulfetos para a determinação das razões isotópicas $^{34}\text{S}/^{32}\text{S}$ em linha de vácuo, de acordo ao método de Robinson & Kusakabe (1975).

e) Litoquímica

Foram selecionadas, preparadas e analisadas sessenta e sete (67) amostras de rocha, escolhidas segundo critérios litoestratigráficos e petrológicos.

A preparação das amostras foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras do IGc-USP. O procedimento de preparação das amostras é apresentado na **Figura 36** e os equipamentos e produtos na **Figura 37**.

Foram analisadas as concentrações de elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) (**Tabela 3**), elementos menores (Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cu, Cs, Cr, F, Hg, Ga, Hf, Zr, Ti, Y, P e Th) (**Tabela 4**) e terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram analisados por fluorescência de raios X (FRX) e os traços, inclui as terras raras, por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS). Estas análises foram realizadas no ACME-LABS.

Tabela 3 – Elementos maiores analisados por fluorescência de raios X (XRF), com seus limites de detecção.

Elemento	Limite de detecção	Limite superior
SiO_2	0,01 %	100%
Al_2O_3	0,01 %	100%
Fe_2O_3	0,01 %	100%
CaO	0,01 %	100%
MgO	0,01 %	100%
Na_2O	0,01 %	100%
K_2O	0,01 %	100%
MnO	0,01 %	93%
TiO_2	0,01 %	50%
P_2O_5	0,01 %	100%
Cr_2O_3	0,01 %	10%
Ba	0,01 %	89%
LOI	0,1 %	

Tabela 4 – Elementos menores e terras raras analisados por espectrometria de massa por plasma acoplado indutivamente (ICP-MS) com seu limite de detecção (LD) y limite superior (LS).

Elemento	(LD)	(LS)	Elemento	(LD)	(LS)
Ag	0,1 ppm	100 ppm	Ni	0,1 ppm	10.000 ppm
As	0,5 ppm	10.000 ppm	Pb	0,1 ppm	10.000 ppm
Au	0,5 ppb	100.000 ppb	Pr	0,02 ppm	10.000 ppm
Be	1 ppm	10.000 ppm	Rb	0,1 ppm	10.000 ppm
Bi	0,1 ppm	2.000 ppm	Sb	0,1 ppm	2.000 ppm
Cd	0,1 ppm	2.000 ppm	Sc	1 ppm	10.000 ppm
Ce	0,1 ppm	50.000 ppm	Se	0,5 ppm	100 ppm
Co	0,2 ppm	10.000 ppm	Sm	0,05 ppm	10.000 ppm
Cu	0,1 ppm	10.000 ppm	Sn	1 ppm	10.000 ppm
Cs	0,1 ppm	10.000 ppm	Sr	0,5 ppm	50.000 ppm
Dy	0,05 ppm	10.000 ppm	Ta	0,1 ppm	50.000 ppm
Er	0,03 ppm	10.000 ppm	Tb	0,01 ppm	10.000 ppm
Eu	0,02 ppm	10.000 ppm	Th	0,2 ppm	10.000 ppm
Ga	0,5 ppm	10.000 ppm	Tl	0,1 ppm	1.000 ppm
Gd	0,05 ppm	10.000 ppm	Tm	0,01 ppm	10.000 ppm
Hf	0,1 ppm	10.000 ppm	U	0,1 ppm	10.000 ppm
Hg	0,01 ppm	50 ppm	V	8 ppm	10.000 ppm
Ho	0,02 ppm	10.000 ppm	W	0,5 ppm	10.000 ppm
La	0,1 ppm	50.000 ppm	Y	0,1 ppm	50.000 ppm
Lu	0,01 ppm	10.000 ppm	Yb	0,05 ppm	10.000 ppm
Mo	0,1 ppm	2.000 ppm	Zn	1 ppm	10.000 ppm
Nb	0,1 ppm	50.000 ppm	Zr	0,1 ppm	50.000 ppm
Nd	0,3 ppm	10.000 ppm			

Os dados obtidos foram organizados em tabelas MS-EXCEL em grupos litológicos. As figuras foram plotadas com o uso do *software* GCDkit 3.0 de Janoušek *et al.* (2006).

Figura 36 – Fluxograma do roteiro de preparação das amostras para as análises litoquímicas.

Figura 37 – Procedimento de preparação de amostras para as análises litoquímicas. **A)** Prensa hidráulica utilizada para fragmentação das amostras para moagem; **B)** Quarteamento da amostra moída, **C)** Moinho de anéis; **D)** Painéis de carboneto de tungstênio utilizada na moagem das amostras; **E)** Homogeneização do material moído; **F)** Embalagem da amostra para envio ao laboratório.

f) Geocronologia

Foram selecionadas oito (8) amostras de diferentes litótipos para análises geocronológicas.

A separação dos cristais de zircão foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo)-USP, segundo os procedimentos apresentados nas **Figura 38** e **Figura 39**.

As datações foram precedidas pelo estudo em cátodo-luminescência em grãos de zircão para escolha do ponto da análise, levando em conta a existência de zonas de sobrecrecimento, dissolução, núcleos herdados, etc.

As análises foram feitas pelo método de SHRIMP II (*Sensitive High Resolution Ion Micro-Probe*) no Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP (**Figura 40**), de acordo ao método proposto de Williams (1998).

Figura 38 – Fluxograma do roteiro de preparação das amostras para análises geocronológicas pelo método U–Pb SHRIMP em zircão.

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

Figura 39 – Processo de preparação de amostras e concentração para datação geocronológica pelo método U–Pb SHRIMP em zircão. **A)** Amostra inicial; **B)** Triturado em britador de mandíbulas; **C)** Material triturado; **D)** Moinho de discos; **E)** Conjunto de peneiras montadas em vibrador; **F)** Retirada das frações ($> 100 \text{ Mesh}$, $< 100 \text{ Mesh}$, $< 250 \text{ Mesh}$) retidas nas peneiras; **G)** Material peneirado; **H)** Mesa vibratória para separação dos minerais pesados; **I)** Secado; **J)** Separação magnética com ímã de mão; **K)** Separador magnéticos e não magnéticos obtidos em separador magnético isodinâmico Frantz; **L)** Separação com líquidos densos (bromofórmio e iodeto de metileno); **M)** Catação manual e concentração de zircões.

Figura 40 – Espectrômetro de massa de íons secundários (SIMS) acoplado à microsonda iônica de alta resolução e sensibilidade (SHRIMP II) do laboratório do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) do Instituto de Geociências da USP, onde foram datados os grãos de zircão das rochas pelo método U–Pb.

g) ***Geologia Isotópica Sm–Nd e Sr–Sr***

As composições isotópicas de magmas de origem mantélica mudam com o tempo, de acordo com a proporção do elemento pai/filho. Essas variações podem ser representadas em diagramas de evolução isotópica com o objetivo de caracterizar as mudanças no sistema isotópico relativamente à composição isotópica do manto no presente, a partir de medidas de lavas modernas e calculando a proporção inicial a partir de diagramas de isócrona de fundidos mantélicos antigos.

Foram escolhidas quinze (15) amostras, representativas dos tipos litológicos plutono–vulcânicos reconhecidos na área de pesquisa, a distribuição delas na área de trabalho foi feita para que sejam os resultados representativos de maior parte da região estudada.

Para essas amostras foram feitas análises isotópicas de Sm–Nd e Sr–Sr para estudos petrogenéticos na determinação da fonte ígnea e de processos de assimilação crustal, a preparação das amostras foi feita no Laboratório de Preparação de Amostras do IGc-USP. O procedimento de preparo das amostras é apresentado na **Figura 36** e os equipamentos e produtos na **Figura 37**.

As análises foram feitas no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, segundo a metodologia proposta por Richard *et al.* (1976), posteriormente

modificada por Gioia & Pimentel (2000).

- ***Sistemática de Sm–Nd***

Os isótopos de Sm–Nd são importantes marcadores para o 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 na região de estudo 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 rochas ígneas foram formadas (McCulloch & Chappell, 1982). 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).

- ***Sr–Sr***

A composição inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ é utilizada como indicador de fonte magmática, podendo-se saber se um magma foi formado a partir de fusão parcial da crosta continental superior ou derivou-se diretamente do manto ou fusão parcial de crosta inferior – granulítica empobrecida em Rb, não podendo, entretanto diferenciar entre os dois últimos processos.

7 RESULTADOS

7.1 GEOLOGIA E PETROGRAFIA

O arcabouço geológico da região é composta predominantemente por rochas ígneas e vulcanoclásticas, inclui plutônicas, hipoabissais, vulcânicas, piroclásticas e vulcânicas epiclásticas, além de rochas sedimentares continentais (**Figura 41**). As diferentes rochas supracrustais ocorrem comumente intercaladas entre si e as unidades sedimentares (provavelmente de diferentes idades) mais frequentemente recobrem as sequências vulcânicas.

Devido ao intemperismo, cobertura de solo e vegetal e condições de acesso, raramente se pode identificar em campo os contatos entre os corpos dos diferentes tipos de rocha. Nota-se, entretanto, que não há uma boa correlação entre os litotipos que serão descritos nesta tese com as unidades representadas no mapa geológico de Vasquez *et al.* (2008), tanto quanto às características dos granitoides, como à própria litologia, pois muito frequentemente ocorrem rochas vulcânicas ou sedimentares onde estão mapeados granitos e vice-versa. A seguir serão apresentadas as caracterizações das unidades definidas petrograficamente e, tentativamente, suas correlações com as unidades formais de Vasquez *et al.* (2008).

Os principais litotipos estudados são:

TIPO DE ROCHA	ROCHAS SEDIMENTARES	Clásticas	Arenito
			Conglomerado
			Siltito
			Argilito
	ROCHAS ÍGNEAS	Químicas	Chert
		Piroclásticas	Tufo
			Ignimbrito
		vulcânicas	Andesito
			Riólito
		Intrusivas	Monzogranito
			Sienogranito
			Granodiorito
			Gabro

Figura 41 – Principais grupos de rochas descritos neste estudo.

Os litotipos dominantes na região são rochas graníticas diversas, faneríticas grossas a finas ou porfíricas, com granófiros e pórfiros graníticos a dioríticos, que em conjunto representam a intrusão de magmas em diferentes níveis crustais e em diferentes eventos. Para um mesmo evento magmático, estas associações possibilitam a interpretação do

ambiente completo do arco magmático, dada a preservação desde os sistemas vulcânicos até as rochas plutônicas, formadas a > 5 km de profundidade na crosta.

Comumente as lavas vulcânicas estão dispostas sobre rochas intrusivas de composição granítica mais antigas, mostrando relações estratigráficas entre diferentes níveis crustais, o que indica que houve um ou mais períodos de intenso intemperismo e erosão nos arcos magmáticos paleoproterozoicos. As unidades vulcânicas são representadas por derrames e vulcanoclásticas de andesitos porfiríticos na base, que gradam para predominantemente dacitos e riodacitos e com riolitos no topo. Pelo menos três sequências de vulcânicas e vulcanoclásticas cálcio-alcálinas, geradas em eventos vulcânicos de diferentes idades (ca. 2,0 a ca. 1,88 Ga), estão presentes. Genericamente estes conjuntos estão agrupados sob a denominação de Supergrupo Uatumã, com composições químicas compatíveis com granitoides formados em arcos magmáticos continentais denominados por Juliani *et al.* (2013a), como Arcos Tapajônicos. Adicionalmente, ocorre uma unidade riolítica mais jovem, de ca. 1,87 Ga, que tem características de vulcânicas do tipo-A.

De modo geral, predomina riolito afanítico a fanerítico fino, comumente porfirítico, e vulcanoclásticas riolíticas. O riolito compõe derrames, domos e diques, comumente com rochas vulcanoclásticas, inclui grandes depósitos de ignimbritos e de piroclásticas de queda, variando de lúpili-tufos a tufos cineríticos (**Figura 41** e **Figura 42**). Muito comumente as unidades vulcânicas e vulcanoclásticas apresentam alterações hidrotermais intensas, típicas de sistemas epitermais.

Figura 42 – Modelo conceitual esquemático dos sistemas vulcânicos paleoproterozoicos na Província Mineral do Tapajós, segundo Roverato *et al.* (2017).

7.1.1 Rochas sedimentares

Estão presentes sequências de rochas sedimentares contemporâneas aos eventos vulcânicos paleoproterozoicos. São rochas róseas a vermelhas, feldspáticas, típicas de ambiente deposicional continental. Incluem unidades lacustres, representadas por lamitos vermelhos com leitos de *chert* e de tufos e, eventualmente, com gretas de contração e marcas de chuva. Depósitos de leques aluviais e fluviais são comuns, compostos por arenito fino a grosso, com estratificação plano-paralela e cruzada acanalada, às vezes com intercalações de arenito conglomerático e de arenito com clastos predominantemente de rochas vulcânicas e de pórfiros hidrotermalizados., demonstra que na área-fonte afloravam as unidades vulcânicas (**Figura 43**).

A continuação descreve-se as formações de rocha sedimentar Castelo de Sonhos e Novo Progresso as quais afloram na área objeto da pesquisa.

- **Formação Castelo dos Sonhos**

A formação Castelo dos Sonhos encontra-se limitada pelas suítes Intrusiva Cuiú Cuiú e Creporizão, indicativo do caráter intrusivo dessas unidades na formação Castelo dos Sonhos (Yokoi et al., 2001).

Os conglomerados afloram como lajedos e matacões e são constituídos por seixos subangulosos a bem arredondados até blocos, de rochas vulcanoclásticas, vulcânicas porfiríticas, tufos de cinzas, tufitos e rochas vulcânicas hidrotermalizadas (alteração argílica e sericítica), dispersos em matriz cinza-avermelhada (**Figura 43A**).

- **Formação Novo Progresso**

A Formação Novo Progresso é composta por depósitos fluviais de rios entrelaçados que fazem parte das coberturas sedimentares de plataforma (Bizzi *et al.*, 2003) que cobrem as rochas do Grupo Iriri. Essas sequências gradam para o topo para arenitos arcoseanos e, posteriormente, para *red beds*.

Os depósitos fluviais da Formação Novo Progresso são formados por camadas de conglomerados polimícticos e monomícticos, arenitos conglomeráticos (**Figura 44A**) com seixos arredondados as vezes mais angulosos, dependendo do tamanho do clasto, da litologia e da proximidade da área fonte. Os seixos são de rochas vulcânicas, vulcanoclásticas e sedimentares (**Figura 44B e C**), ocorrem intercalados arenitos vermelhos (**Figura 43B e C**), onde as vezes se observam estruturas sedimentares tais como estratificação cruzada e *ripples* (**Figura 44D e E**).

Os sedimentos continentais foram depositados durante o vulcanismo de diferentes idades, associado com sistemas lacustres intra-lobos (**Figura 43D**) e de leques aluviais, com abundante contribuição de fragmentos piroclásticos, associados também a depósitos de sistemas fluviais entrelaçados na parte sul da Província Mineral do Tapajós.

Figura 43 – Unidades sedimentares clásticas reconhecidas em campo: A) Arenito conglomerático com clastos de rochas vulcânicas (NP-256) da Formação Castelo dos Sonhos; B) Arenito arcoseano de granulação grossa, de cor rosa, com vênulas de quartzo (PR-234) da Formação Novo Progresso; C) Arenito arcoseano de granulação fina, róseo-avermelhado, com intercalações de lamitos (NP-284) da Formação Novo Progresso; D) Lamito branco, com lâminas argilosas marrons, com leitos de *chert* indicados pela seta (NP-280) da Formação Novo Progresso.

Figura 44 – Exemplos de estruturas sedimentares nos depósitos fluviais entrelaçados que gradam para sedimentos litorâneos da Formação Novo Progresso, sendo: A) Intercalações de camadas de conglomerados e arenitos conglomeráticos com arenitos; B) Arenito com clastos, formados por fluxo de massa; C) Conglomerado monomítico, fragmento suportado com clastos de arenito em pouco volume de matriz arenosa; D) Exemplo de estratificação cruzada em arenito; E) *Ripples* e marcas onduladas em arenitos arcoseanos, indicando processos de tração.

7.1.2 Rochas ígneas

Predominam na região de estudo conjuntos de rochas ígneas que representam a cristalização de magmas em diferentes níveis crustais, compondo sistemas vulcano-plutônicos completos, desde rochas plutônicas (geradas em câmaras magmáticas a mais de 5 km de profundidade) até rochas vulcânicas e vulcanoclásticas formadas em níveis superficiais (**Figura 45**), passando por rochas hipoabissais (1–5 km de profundidade).

Em geral são comuns as rochas plutônicas com texturas faneríticas e porfiríticas e seus correspondentes hipoabissais (pórfiros) com composições granítica e granodiorítica. Sobre as rochas graníticas afloram andesitos, dacitos, riodacitos e riolitos, predominando os últimos.

As vulcânicas variam de afaníticas a faneríticas finas e são comumente porfiríticas. Compõem derrames, domos e diques, comumente com rochas vulcanoclásticas diversas associadas, incluindo grandes depósitos de ignimbritos. Essas rochas supracrustais, genericamente agrupadas na unidade denominada Uatumã, fazem parte do magmatismo félsico a intermediário que recobre grandes áreas na Província Mineral de Tapajós, as quais apresentam composições químicas compatíveis com a formação em arcos magmáticos continentais (Juliani *et al.* 2013a), o que evidencia uma evolução complexa do magmatismo Paleoproterozoico. Nestas unidades ocorrem alterações hidrotermais típicas de sistemas epitermais *high-*, *intermediate-* e *low-sulfidation* e de pórfiros.

A seguir são descritos os conjuntos de litotipos, de acordo com suas profundidades de cristalização, das unidades mais superficiais até as mais profundas.

Figura 45 – Exemplos de rochas ígneas presentes na Província Mineral do Tapajós: A) Tufo soldado em depósito de ignimbrito reologicamente deformado (NP-294); B) Lápilli-tufo félsico negro com cristaloclóstos de feldspato (MA-190b); C) Andesito com vesículas-amigdaloidais devitrificadas “esferulitos” (CS-492); D) Riólito marrom (NP-275); E) Pórfiro diorítico (NP-316); F) Pórfiro granítico (NP-275); G) Monzogranito com orientação por fluxo, com alteração potássica representada pelos feldspatos marrons e biotita secundária (CS-537); H) Microsienogranito fino (NP-340D).

7.1.2.1 Rochas vulcanoclásticas

Depósitos piroclásticos correspondem ao lítotipo vulcanoclástico mais comum na Província Mineral do Tapajós. Estas rochas, com conteúdo de materiais piroclásticos > 75% maioritariamente do tipo cristaloclastos e litoclastos, foram geradas em erupções explosivas e depositadas por mecanismos de fluxo de massa, suspensão e tração (Fisher, 1961; McPhie *et al.*, 1993). Os mecanismos de transporte e deposição dos fragmentos são determinantes na classificação e organização dos piroclastos (Sparks & Walker, 1973). Os fluxos de massa piroclásticos geraram ignimbritos e reoignimbritos caracterizados como fluxos de temperaturas muito altas com alto grau de soldamento e texturas fluidais, assim como a suspensão produziu os depósitos piroclásticos de queda.

Em escala macroscópica, o ignimbrito mostra textura porfirítica aparente (McPhie, 1993), caracterizada por fragmentos de plagioclásio, feldspato potássico e menor quantidade de quartzo, dispersos em matriz soldada. No reoignimbrito é típica a presença de uma textura parataxítica, cujo achatamento dos constituintes durante o movimento do fluxo gera um padrão de estruturas semelhante a foliações magmáticas típicas de lavas (**Figura 46A**).

Devitrificações em alta temperatura geraram principalmente esferulitos, que estão inseridos na matriz e que podem ser observados localmente (**Figura 46C**). O elevado grau de soldagem dessas rochas gerou textura eutaxítica, cuja compactação produziu foliação paralela ao acamadamento, reconhecida, em escala de afloramento, como camadas horizontais a sub-horizontais que se alternam nas cores rosa-avermelhado, cinza-esbranquiçado, cinza-escuro e até preto (**Figura 46C**). As tonalidades avermelhadas refletem mudanças relacionadas à oxidação e os tons escuros refletem a baixa cristalinidade dos constituintes.

A partir da petrografia puderam ser classificados os fluxos piroclásticos compostos predominantemente por cristaloclastos de plagioclásio, feldspato potássico (sanidina) e quartzo, com biotita sustentados por uma matriz soldada com textura eutaxítica, por vezes microcristalina a vitrofírica e, localmente esferulítica, com ignimbritos riolíticos e andesíticos, (**Figura 47**).

Figura 46 – Aspectos macroscópicos das rochas vulcanoclásticas (ignimbritos e reoignimbritos). A e B) Afloramentos de reoignimbritos e ignimbritos com estruturas dobradas semelhantes a foliações magmáticas típicas de lavas; C) Ignimbritos mostra bandas intercaladas de cores preto, cinza-escuro e rosa-avermelhado, com esferulitos (NP-405); D) Lápilli-tufo maciço composto por fragmentos líticos subangulares em matriz fina avermelhada; E) Afloramento de lápilli-tufo de queda com estruturas plano-paralelas sub-horizontais; F) Aspecto macroscópico de lápilli-tufo rico em cristais (MA-190b).

Alguns ignimbritos apresentam cristaloclastos de quartzo arredondados, com feições de bordas de corrosão com formas de golfos, indica reabsorção magmática parcial do mineral em contato com a matriz. Essa feição é comum em rochas de composição ácida, pois durante a ascensão e erupção do magma rico em fenocristais de quartzo, a solubilidade da sílica no líquido aumenta conforme a pressão diminui, e como resultado, fenocristais de quartzo que estavam inicialmente em equilíbrio com o líquido são parcialmente reabsorvidos (McPhie *et al.*, 1993).

Os depósitos piroclásticos de queda estão representados na região por materiais com uma granulação compatível com lápilli-tufo constituídos por cristaloclastos arredondados de quartzo, plagioclásio e sanidina (**Figura 48**).

Petrograficamente os tufos mais finos possuem fragmentos de cristais e de vidro vulcânico (*glassy shards*) na matriz, além de piroclastos líticos acidentais, de composição intermediária. Titanita ocorre como mineral acessório na maioria destas rochas.

Figura 47 – Fotomicrografias A e B – fragmentos de cristais em tufo soldado com textura parataxítica em depósito de ignimbrito. Fotomicrografias C e D – fragmentos de quartzo (Qtz) e plagioclásio (Pl) em matriz de tufo soldado. Fotomicrografias E e F – Cristal de quartzo (Qtz) engolfado provavelmente pela fragmentação magmática durante a explosão vulcânica. Fotomicrografias G e H – fenocristais de quartzo (Qtz) parcialmente reabsorvidos evidenciando golfos de corrosão. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-249B.

Figura 48 – Fotomicrografias A e B – Tufo exibe fragmentos de quartzo e plagioclásio, tamanho cinza, bem selecionados e arredondados. Fotomicrografias C e D – esferulitos do tipo “esférico” composto por sílica amorfa e minerais opacos (Op). Fotomicrografias E e F – Cristal de plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por feldspato potássico em tufo. Fotomicrografias G e H – textura micrográfica em tufo. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra MA-190B.

7.1.2.2 Fluxos de lava

As rochas vulcânicas ocorrem em grandes áreas, com afloramentos in situ, blocos, matacões (**Figura 49**), cortes e lajedos, constituindo derrames e domos.

Figura 49 – Aspectos macroscópicos de afloramentos de rochas vulcânicas. A) Derrames de riolitos (CS-382B); B) Derrames de andesito porfirítico (CS-475).

São rochas predominantemente ácidas, mas inclui termos de composição intermediária (Vasquez *et al.*, 1999), constituindo uma série magmática estendida (andesitos, basaltos andesíticos e riolitos).

Geralmente apresentam texturas porfiríticas, com matriz fina de cores e tonalidades variadas, geralmente hidrotermalizadas, com potassificação seletiva de fenocristais de plagioclásio, propilitização, sericitização e argilização, correspondentes as formações Salustiano e Bom Jardim, segundo Juliani *et al.* (2005), descritas a seguir:

Figura 50 – Fotomicrografias A e B – Riolito porfirítico com fenocristal de plagioclásio com forte alteração para caolinita, sericita e microclínio em matriz de quartzo – feldspática com texturas gráfica e granofírica (CS-382B). Fotomicrografias C e D – Pseudomorfo de biotita cloritizada em andesito (CS-475). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados.

- **Riolitos e dacitos**

Essa unidade consiste de rochas com variações na cor, desde preto, marrom e vermelho, estes se caracterizam pela textura porfirítica com fenocristais de 1 a 3 mm de comprimento, euédricos a anédricos, com ocorrência de plagioclásio tabular geralmente alterado hidrotermalmente para caolinita, feldspato potássico de cor rosa e quartzo bipiramidado (**Figura 51B**) dispersos em matriz fina a afanítica. Observam-se ainda comumente vênulas de quartzo com pirita e veios de quartzo com magnetita disseminada.

Petrograficamente o riolito apresenta textura predominantemente porfirítica e definida por 10 a 23% de cristais de plagioclásio, feldspato potássico e de minerais ferro-magnesianos, principalmente de biotita, dispersos em matriz fina com quartzo e feldspato potássico predominantes, com plagioclásio subordinado, pequeno volume de biotita e/ou anfibólio, além de sericita, hematita, óxidos de ferro, epidoto, carbonato e clorita secundários (**Figura 50C e D**). Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita, minerais opacos e monazita (provavelmente hidrotermal).

Figura 51 – Aspectos macroscópicos dos riolitos porfiríticos. A) Riolito marrom (CS-526) e B) Riolito com fenocristais de quartzo bipiramidado (CS-479).

As principais características texturais dos minerais ocorrentes no riolito são:

Os cristais de quartzo são euédricos a subeuédricos, variam de 0,3 a 1,6 mm de comprimento e exibem hábitos bipiramidais ou arredondados por dissolução magmática, com golfos de corrosão. Também são observados cristais de quartzo fraturados e recristalizados, com sericita, clorita e fluorita hidrotermal nas fraturas. O quartzo na matriz é intersticial, muito fino e anédrico.

Os cristais de plagioclásio são euédricos a subeuédricos, variam de 2 a 7 mm de comprimento e sua composição varia entre oligoclásio (An_{26-28}) e andesina (An_{31-33}). Esses cristais exibem geminação polissintética e são fracamente zonados. Alguns cristais apresentam feições de corrosão magmática, fraturas preenchidas por quartzo e inclusões de

minerais opacos. Apresentam também forte alteração para caolinita, sericita e microclínio (**Figura 50A e B**), o qual se observa como manchas vermelhas acastanhadas sobre plagioclásio em polarizadores paralelos, devido ao *staining* produzido pela cristalização de finíssimos cristais de hematita durante o metassomatismo potássico, tal qual observado por Boone (1969) em sistemas do tipo pórfiro no oeste dos Estados Unidos. O plagioclásio na matriz apresenta formato tabular, tem geminação polissintética de albita e está intercrescido com o quartzo e feldspato potássico.

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

Como minerais máficos estão presentes pseudomorfos subeuhédricos a anhédricos de hornblenda alterada para biotita hidrotermal e também cloritizada. Usualmente a matriz é criptocristalina ou devitrificada, onde se podem diferenciar micrólitos de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico intercrescidos em algumas amostras. Vênulas de quartzo policristalino acompanhado de minerais de alteração como albita, sericita, minerais opacos e amígdalas de quartzo também são comuns nessas rochas.

- **Andesitos e basaltos**

Petrograficamente o andesito exhibe textura predominantemente afanítica, em relação com as texturas porfírica, as quais são caracterizadas por fenocristais (25–38%) de plagioclásio (16–19%), piroxênio (1–2%), anfíbólio (3–6%), biotita (2%), clorita (2%), minerais opacos (3–4%), sericita (2–3%), feldspato potássico (tr), quartzo (tr) e apatita (tr), em uma matriz (75–62%) microcristalina escura, marcada por agregados feldspáticos.

Os fenocristais de plagioclásio são subédricos com geminação polissintética e estão fortemente alterados para argilominerais, carbonato e epidoto (saussuritização). Os fenocristais de anfíbólio são subédricos, com geminação simples e estão parciais a totalmente alterados para clorita e minerais opacos, (**Figura 50C e D**).

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 ocorrência muito subordinada de sulfetos, alguns deles alterados a óxidos e hidróxidos de ferro. 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.

O andesito basáltico apresenta clinopiroxênio, maior conteúdo de hornblenda, plagioclásio mais cálcico e granulação mais grossa do que o andesito.

As características dos principais minerais dessas rochas são: O plagioclásio é mais cálcico no andesito basáltico em relação ao andesito, apresentando respectivamente An_{44-50} (andesina–labradorita) e An_{36-43} (andesina). Em ambas as fácies o plagioclásio varia de euhédrico a subeuhédrico, exibe leve zonamento, geminação polissintética e texturas glomeroporfíricas ou ofíticas. Processos de saussuritização e sericitização são observados, assim como cristais de plagioclásio levemente alterados a calcita e argilominerais. Os cristais de hornblenda são de cor verde, com forte pleocroísmo verde-amarelado. São cristais subeuhédricos a anhédricos, parcialmente alterados para clorita e epídoto e com inclusões de minerais opacos. Nos andesitos basálticos, grande parte da hornblenda é produto da alteração de clinopiroxênio e seu alto conteúdo nessas rochas pode ser interpretado como consequência do aporte de fluidos gerados pela consolidação dos magmas intrusivos ou pela circulação de fluidos hidrotermais (Corrêa-Silva, 2002). O clinopiroxênio consiste de augita que formam pequenos cristais, em texturas ofíticas com o plagioclásio. Processos de cloritização e uralitização são observados em suas bordas. As rochas são predominantemente microcristalinas e consistem de micrólitos de plagioclásio, além de quartzo, que ocorre em menor conteúdo e se mostra subeuhédrico.

Figura 52 – Aspectos macroscópicos. A) Andesito com amígdalas estiradas por fluxo ígneo preenchidas por quartzo, calcita e hematita (CS-475) B) Andesito basáltico com granulação mais grossa (CS-474).

Essas rochas estão variavelmente propilitizadas e sericitizadas. Amígdalas estiradas por fluxo ígneo ou arredondadas são características importantes dos andesitos. Usualmente estão preenchidas por quartzo, calcita e hematita (**Figura 52A**). Além disso, micro vênulas de quartzo com epídoto também ocorrem.

7.1.2.3 Rochas intrusivas subvulcânicas - pórfiros

Afloram sob a forma de diques e apófises ou também em áreas que podem indicar corpos com mais de 450 m de diâmetro nas porções centrais das estruturas circulares concêntricas menores ao redor de caldeiras vulcânicas, com fraturas e diques radiais associados, o que sugere, além das estruturas em diques, que parte desses pórfiros constituem o conduto em profundidade do magma que gerou o vulcanismo pós-caldeira.

Apresentam texturas transicionais entre cristalização de rochas plutônicas e vulcânicas, em especial em relação à granulação fina da matriz, formada pelo resfriamento em ambiente mais próximo à superfície.

Dois conjuntos principais foram observados e denominados como pórfiros graníticos e intermediários, os quais se descrevem a continuação:

- **Pórfiros graníticos**

Exibe composição predominantemente monzogranítica a sienogranítica, por vezes, fortemente magnéticas, com cristais de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo, bem como cristais mais finos de anfibólio e biotita, dispersos em matriz quartzo–feldspática de granulação fina a muito fina (**Figura 53**).

Figura 53 – Aspectos macroscópicos das rochas porfiríticas ácidas. A) Afloramento típico de matações das rochas hipoabissais félsicas com texturas porfiríticas. B) Aspecto macroscópico do pórfiro de composição monzogranítica. Nota-se os fenocristais de plagioclásio e quartzo dispersos em matriz de granulação fina, com potassificação ao redor de alguns fenocristais de plagioclásio e na matriz (CS-486).

Os fenocristais em uma média de 25% são constituídos por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, além de biotita e anfibólio. Os fenocristais de maior dimensão (25 mm) correspondem ao feldspato potássico, seguido do plagioclásio (20 mm), e o menor dimensão é biotita (2,0 mm). A abundância dos fenocristais de plagioclásio e feldspato potássico é

variável, com amostras que apresentam 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.

Estes pórfiros também apresentam fenocristais de quartzo bipiramidais com bordas serrilhadas e golfos de dissolução (**Figura 54**), onde alguns deles mostram fraturas preenchidas por calcita ou sericita. Os cristais de quartzo menores e da matriz são euhédricos a anhédracos e raramente mostram bordas de corrosão, sendo que alguns chegam a ter inclusões de minerais opacos em suas fraturas.

Os fenocristais de feldspato potássico de maior dimensão são tabulares e euhédricos a subeuhédricos, apresentam bordas de corrosão e frequentemente mostram geminação *Carlsbad* e texturas pertítica e mirmequítica. A maior parte dos cristais está alterada para sericita ao longo de orientações cristalográficas ou substituídos total ou parcialmente por microclínio hidrotermal.

Figura 54 – Aspecto microscópico do pórfiro sienogranítico, claramente porfiritico com matriz suportada e fenocristais subarredondados. Fotomicrografias A e B – Fenocristais de quartzo (Qtz) em matriz microcristalina. Fotomicrografias C e D – fenocristais de quartzo e feldspato potássico (Kfs) alterado. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-293.

- **Pórfiros Granodiorítico**

As rochas de composição intermediária são predominantemente de composição granodiorítica (**Figura 55**), tipicamente são rochas glomeroporfíricas de matriz

microcristalina a criptocristalina com micrólitos de plagioclásio e quartzo predominantes (**Figura 56**).

Estão constituídos por fenocristais de plagioclásio, feldspato potássico, anfibólio, biotita e quartzo, em matriz de granulação fina, além de cristais de anfibólio e quartzo. Apatita e minerais opacos ocorrem disseminados.

Os fenocristais de plagioclásio são euhédricos a subeuhédricos, apresentam zonamento concêntrico e geminação polissintética e do tipo periclínio. A sua composição varia entre oligoclásio (An_{28}) e andesina (An_{31}). Os fenocristais mostram leve sericitização e alguns cristais apresentam formação de caulim.

Os fenocristais de quartzo exibem hábito bipiramidal e na matriz o quartzo fino ocorre intercrescido com o feldspato e com os minerais ferro-magnesianos (**Figura 56**).

Figura 55 – Aspectos macroscópicos das rochas porfíricas intermediárias: A) Afloramento típico (matações) das rochas hipoabissais intermediárias com texturas porfíricas; B) Pórfiro diorítico de granulação média, com epidoto e leve silicificação (NP-388).

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

Os minerais máficos são representados por biotita e hornblenda, em geral subeuhédricos e intensamente alterados para biotita hidrotermal e clorita (**Figura 56**).

A matriz dessas rochas é microcristalina a criptocristalina, com micrólitos de quartzo recristalizado, além de plagioclásio e feldspato potássico. Também são observados cristais de biotita e minerais opacos disseminados. Cavidades miarolíticas preenchidas por calcedônia, clorita, calcita e biotita hidrotermal também ocorrem.

Figura 56 – Aspectos petrográficos do pórfiro granodiorítico. Fotomicrografia A– associação mineral de clorita (Chl) e carbonato (Cb). Fotomicrografia B – Biotita (Bt) substituída por quartzo (Qtz) + clorita (Chl) em zona de alteração propilítica. Fotomicrografias C e D – Aglomerados de cristais de plagioclásio e minerais opacos envolvidos em matriz holocristalina. Fotomicrografias E e F – Alteração propilítica definida pela associação mineral de epidoto (Ep), clorita (Chl) e carbonato (Cb) em pórfiro granodiorítico. Fotomicrografias G e H – Vesícula preenchida por quartzo (Qtz) + clorita (Chl) + minerais opacos (Op). NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-293.

7.1.2.4 Rochas intrusivas

- **Granitoides**

Estas rochas são volumetricamente predominantes e compõem o embasamento das unidades vulcânicas. São rochas isótropas, quando afetadas por intemperismo ocorrem em grande número de matacões, dando origem a uma geomorfologia conhecida como mar de *Boulders* (**Figura 57**). Geralmente os matacões e grandes afloramentos apresentam caneluras de dissolução, em especial os granitos do tipo-A e os granitos com alteração potássica forte, com abundante cristalização de feldspato potássico vermelho ou marrom-avermelhado.

Figura 57 – Afloramento típico de matacões de granito com caneluras de dissolução, (afloramento PR-198).

Foram identificados dois conjuntos principais, um deles dominante formado por rochas graníticas plutônicas (monzogranito e sienogranito) inequigranulares a levemente porfíricas, com biotita e hornblenda, e por rochas de granulação mais fina, comumente afetadas por alteração potássica que confere à rocha cor marrom-avermelhada, com quartzo bipiramidado, biotita e hornblenda em pequeno volume, indica ambiente crustal de colocação mais raso (**Figura 58**), o outro conjunto está representado por rochas granodioríticas. Esses corpos de granitos são interpretados como relacionados às fases tardias da Suíte Intrusiva Parauari e/ou aos granitos da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Figura 58 – Tipos de rochas plutônicas do embasamento. A) Rocha inequigranular a levemente porfírica de composição monzogranítica. B) Rocha de composição sienogranítica de granulação fina com alteração potássica. C) Granodiorito de granulação fina com alteração potássica, onde pode ser notada uma vênula amarronzada de feldspato potássico. D) Granodiorito de granulação grossa, levemente afetado por alteração potássica.

O monzogranito apresenta cristais de quartzo subeuhédricos a anhédricos, com extinção ondulante moderada e com bordas de dissolução típicas de reabsorção magmática. Também são observadas texturas simplectíticas de intercrescimento dentro de cristais de feldspato potássico, que geram texturas granofíricas, e vermiformes em plagioclásio, resultando em mirmequitas (**Figura 59E e F**).

Os cristais de feldspato potássico são comumente euhédricos e tabulares, com bordas irregulares e, localmente serrilhadas. Geralmente exibem geminação *Carlsbad* e apresentam exsolução de albita originando texturas pertíticas. Por sua vez, o intercrescimento com o quartzo define texturas gráficas. Alguns cristais de feldspato apresentam-se alterados para sericita ou substituídos por microclínio hidrotermal, conferindo à rocha tonalidades avermelhadas.

Os cristais de plagioclásio variam de composição albita (An_{10}) a oligoclásio (An_{30}), são euhédricos a subeuhédricos e têm geminação polissintética. Os cristais mais grossos podem estar isolados a aglutinados. Alguns cristais mostram zoneamento oscilatório e bordas de reação (**Figura 59A e B**). Mirmequita ocorre nas margens dos fenocristais de plagioclásio e de feldspato potássico.

Os minerais máficos presentes são a biotita e a hornblenda. A biotita é sempre o

mineral máfico mais abundante. Tem cor verde-acastanhada e geralmente forma cristais placóides subeuhédricos, com substituição para biotita hidrotermal ou clorita e epidoto em suas bordas, resultado da alteração potássica e propilítica em estilo pervasivo que comumente afetou essas rochas. Alguns cristais de biotita mostram dobras do tipo *kink bands* e extinção ondulante. A hornblenda, que ocorre em maior conteúdo porcentual no monzogranito, tem cor verde-clara. Os minerais acessórios presentes são zircão, titanita, flúorapatita, apatita com terras raras e monazita.

Os sienogranitos quase sempre possuem texturas granofíricas, indicativas da colocação em níveis crustais relativamente rasos. São rochas 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. Titanita e clorita acompanham a mineralogia da rocha, conjuntamente com minerais opacos, incluindo a magnetita.

Figura 59 – Fotomicrografias A e B – *Stockwork* (Stwk) de quartzo (Qtz) + biotita (Bt) + minerais opacos (Op) em sienogranito. Textura alotriomórfica inequigranular em monzogranito, com quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl). Fotomicrografias C e D – Monzogranito com textura hipidiomórfica inequigranular, presença de quartzo (Qtz), plagioclásio (Pl). Fotomicrografias E e F – Vênula preenchida por biotita hidrotermal (Bt) com bordas de quartzo (Qtz) em feldspato potássico (Kfs). Fotomicrografias G e H – Plagioclásio (Pl) parcialmente substituído por feldspato potássico (Kfs) originado pelo metassomatismo potássico. NP = polarizadores paralelos, NC = polarizadores cruzados. Amostra NP-254.

Feldspato potássico se apresenta como cristais anedrais com dimensões entre 12 mm até megacristais de 57 mm, variando entre dois tipos: ígneo e hidrotermal.

O ígneo é pertítico, com geminação *Carlsbad*, e subordinadamente cristais com geminação do tipo *Manebach* com um típico padrão de espinha de peixe (*Herringbone*

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 (**Figura 59G e H**). No contato entre cristais de feldspato potássico aparecem cristais de albita, gerados a partir do metassomatismo sódico. Há presença de cristais de ortoclásio com porções de microclínio dentro do mesmo cristal, indica uma transformação polimórfica de ortoclásio para microclínio, ou também sugere metassomatismo potássico. 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 dimensões entre 0,02 mm até 15 mm, alguns tabulares, e com geminação polissintética e do tipo albita-periclínio, com teores que varia desde albita (An₀₈) até andesina (An₃₅). Leve sericitização é observada, mas, torna-se mais forte quando acompanha a saussuritização de outros cristais do plagioclásio. Texturas mirmequíticas caracterizadas pela exsolução de quartzo vermiforme em plagioclásio sódico são observadas. Alguns cristais de quartzo, e subordinados de minerais opacos e zircão aparecem como inclusões no plagioclásio.

O quartzo é anedral, com dimensão 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 dimensões entre 0,03 mm e 0,9 mm, comumente cloritizados. Ocorre de forma disseminada, bem como inclusões no plagioclásio, e agrupada aos minerais opacos (predominantemente magnetita). Alguns dos cristais apresentam inclusões de zircão, que às vezes mostram halos pleocróicos, e nos cristais cloritizados são comuns minerais acessórios, como titanita, leucoxênio, epídoto, apatita e minerais opacos.

A muscovita ocorre como cristais subedrais a anedrais, com dimensões 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 ocorre 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 apresenta tons amarelados. Uma variedade também amarelada se associa com o feldspato potássico hidrotermal.

Em geral estas rochas foram afetadas por alteração potássica, com substituição do plagioclásio ígneo por feldspato potássico, com biotita hidrotermal associada, por vezes constituindo vênulas (**Figura 59E e F**).

As rochas de composição granodiorítica (**Figura 58C e D**) são maciças, inequigranulares, com textura fanerítica e granulação média, de cor branco-amarelado claro, com tonalidades rosa e cristais verdes.

Estas rochas são compostas por plagioclásio, quartzo, ortoclásio, hornblenda e biotita.

As análises petrográficas mostram andesina anhedral a subhedral, quase sempre sericitizada, a qual constitui até um 70% da rocha. Os cristais variam de 0,3 a 3 mm e apresentam texturas mirmequíticas.

O ortoclásio, muitas vezes escasso e subhedral, chega a constituir até um 20% da rocha. Por sua vez, o quartzo constitui entre um 20 e 40% da rocha e apresenta-se como agregados de cristais anhedrais com texturas de intercrescimento.

- **Gabros - Suíte Intrusiva Ingarana e/ou Cachoeira Seca**

Ao sul da área amostrada, em proximidades à Serra do Cachimbo, ocorrem coberturas lateríticas que formam platôs ($\pm 20 \text{ km}^2$) correspondentes a corpos de rochas máficas com vestígios de esfoliação esferoidal da rocha original cuja extensão foi mapeada pela ocorrência de um solo argiloso vermelho ou vermelho-alaranjado a ocre (**Figura 60A**). Suas relações estratigráficas e estudos petroquímicos sugerem uma possível correlação com a Suíte Intrusiva Ingarana e/ou Cachoeira Seca, mais não confirmada devido à ausência de dados geocronológicos.

Poucos afloramentos foram localizados, mas todos são representados por gabros cinza-escuros a preto-esverdeados, por vezes apresentando estrutura orientada por fluxo ígneo (**Figura 60B e C**).

Figura 60 – A) e B) Fotografias do afloramento e amostra da rocha plutônica máfica (gabro) exposto ao sul da área de estudo no Sul da PMT, note-se o solo vermelho desenvolvido a partir da litologia. Fotomicrografia C) evidencia textura subofítica, com estrutura de fluxo magmático, formada por cristais eudrais a subedrais de plagioclásio com geminação polissintética, cristais anhedrais de piroxênio (Px) e cristais anhedrais intersticiais de minerais opacos (Op). NC = polarizadores cruzados. Amostra CS-488.

Petrograficamente as rochas apresentam granulação grossa, textura subofítica e orientação por fluxo. São compostas por labradorita com geminação simples e polissintética, assim como cristais de augita.

Batólitos de gabros e dioritos associados a tonalitos, granodioritos e granitos são considerados como produtos dos magmas mais primitivos gerados na zona de subducção, cristalizados em níveis crustais profundos (cerca de 10 km), cuja evolução por fracionamento magmático e contaminação crustal poderia ter gerado as rochas granitoides em ambiente de margem continental ativa (Pitcher, 1985).

7.2 ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

7.2.1 Do tipo pórfiro

Os estudos petrográficos permitiram a identificação de quatro tipos de alterações hidrotermais nos granitóides e, em especial, nos pórfiros, quais sejam: alteração (ou metassomatismo) potássica, sericítica, propílitica e clorítica. Os estilos destas alterações variam de pervasivo a fissural e ocorrem em intensidades muito variáveis, de muito forte até incipiente, sendo muito comuns as sobreposições.

As alterações hidrotermais analisadas em conjunto com a litologia, zonamentos e sobreposições em eventos progressivos e retrógrados são características de sistemas magmáticos–hidrotermais expostos em diferentes níveis de erosão, com as alterações potássicas indicando normalmente porções mais profundas dos sistemas e as cloríticas as mais rasas, sendo as vezes potassificados os litotipos encaixantes com a colocação de vulcânicas ácidas tardias.

Adicionalmente, as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, e em parte os pórfiros e os granitóides, apresentam alterações hidrotermais semelhantes às observadas em sistemas epitermais, geralmente associadas a zonas de fraturas, falhas e brechas hidrotermais de conduto.

Em conjunto, estas alterações hidrotermais mostram-se muito semelhantes àquelas geradas em sistemas minerais magmático–hidrotermais do tipo pórfiro-epitermal, segundo as definições de Sillitoe & Perelló (2005) e Sillitoe (2010).

As principais características das alterações hidrotermais são:

a) Alteração potássica (ou metassomatismo potássico)

Este tipo de alteração ocorre em especial nos pórfiros e nos granitos, comumente como zonas de metassomatismo potássico (com feldspato potássico + biotita secundária $\pm$ quartzo $\pm$ pirita), por vezes com magnetita hidrotermal disseminada ou em vênulas (tipo M). O feldspato potássico apresenta tipicamente tons avermelhados, chega a cores vermelhas fortes, pelo enriquecimento em ferro no fluido hidrotermal, comum nos sistemas do tipo pórfiro da Amazônia (Juliani *et al.*, 2015).

Em geral existem duas associações de minerais hidrotermais indicadores de metassomatismo potássico, quais sejam: a) feldspato potássico $\pm$ biotita, comumente microclínio e, b) biotita predominante, geralmente com magnetita e sulfetos associados. A cristalização de feldspato potássico e biotita é muito mais frequente nos granitos e pórfiros félsicos, enquanto que a biotitização é mais comum em pórfiros andesíticos e em vulcânicas

e vulcanoclásticas andesíticas a dacíticas. Ambos os tipos ocorrem em intensidades variáveis e em estilos pervasivo ou fissural.

A alteração potássica resulta na substituição parcial a quase total do plagioclásio ígneo, mas também há substituição do feldspato potássico ígneo. Núcleos de plagioclásio ígneos parcialmente preservados do metassomatismo são comuns, o feldspato hidrotermal tipicamente apresenta cores avermelhadas em amostras de mão (**Figura 61A**) e ao microscópio mostra-se túrbido, devido ao tingimento dado por micro inclusões de hematita (**Figura 61B**), de modo análogo ao descrito por Boone (1969) e Kinnaird *et al.* (1985) em alterações potássicas em sistemas magmáticos–hidrotermais.

A biotita hidrotermal apresenta cores mais claras que a ígnea, sendo geralmente verde ou verde-acastanhada. Tipicamente apresenta exsoluções de minerais opacos e/ou titanita/leucoxênio nas clivagens ou em grãos irregulares inclusos ou nas bordas. Dentre os minerais opacos podem estar presentes magnetita e/ou ilmentita e sulfetos, predominantemente pirita e, por vezes, calcopirita.

Figura 61 – A) Pórfito riolítico com alteração potássica pervasiva que substituiu quase que totalmente os feldspatos ígneos por feldspato potássico marrom-avermelhado (Amostra PR-207B); B) Cristal de plagioclásio ígneo parcialmente substituído por feldspato potássico de aspecto túrbido. (Microfotografia com filtro polarizador, Amostra PR-207B).

Nos granitos com forte alteração potássica quase sempre estão presentes texturas granofíricas bem desenvolvidas, evidenciando ambiente crustal raso de colocação do magma, semelhante ao observado nos sistemas do tipo porfiro.

Nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, a exemplo riolitos, a alteração potássica se apresenta em intensidade fraca. Entretanto, como a granulação da rocha é muito fina, essa alteração pode ser melhor desenvolvida na matriz e é evidenciada principalmente pelo aspecto túrbido nos feldspatos que constituem a matriz.

São muito comuns as sobreposições de alterações hidrotermais nas rochas estudadas,

como exemplificado pela amostra NP-275 (**Figura 62**), afetada predominantemente por metassomatismo potássico e subordinadamente por propilitização, sericitização e cloritização. Nesta amostra o metassomatismo potássico ocorre em intensidade moderada e em estilo seletivamente pervasivo, tendo substituído o plagioclásio da matriz e as bordas dos fenocristais. A alteração propilitica ocorre predominantemente em fissuras, tendo cristalizado epídoto/clinozoisita, albita e clorita, com algum sulfeto associado. Delgadas vênulas de carbonatos estão presentes e esta espécie mineral também preenche cavidades miarolíticas. A alteração sericítica é pouco intensa e ocorre no estilo pervasivo, a través da substituição preferencial do plagioclásio. Por fim, houve cloritização tardia que transforma a biotita e o anfibólio em clorita, juntamente com a formação de mica branca.

Figura 62 – Pórfiro granítico de granulação grossa e cor marrom-avermelhado por conta do metassomatismo potássico, além de ser afetado por processos de propilitização, sericitização, e cloritização subordinada, amostra NP-275.

Na análise dos minerais por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) foram identificados diversos minerais de granulação muito fina (**Tabela 5**). A mica branca associada principalmente à alteração da biotita e do anfibólio é representada pela muscovita. Dentre os minerais opacos foram identificados calcopirita, pirita, ilmenita, magnetita e titano-magnetita, além de fluorapatita e ferroclorita.

Tabela 5 – Minerais identificados por MEV na amostra NP 275.

Mineral	Fórmula Química
Calcopirita	CuFeS_2
Pirita	FeS_2
Ilmenita	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$
Magnetita	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}_2^{3+}\text{O}_4$
Titano-magnetita	$\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$
Rutilo	TiO_2
Sericita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Ferroclorita	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
Fluorapatita	$\text{Ca}_2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Zircão	ZrSiO_4

b) Alteração propílitica

Esta alteração foi caracterizada em granito, pórfiros e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas pela associação de clorita + epidoto/clinozoisita + albita $\pm$ calcita $\pm$ pirita $\pm$ sericita (**Figura 63**). A sua intensidade é muito variável, estando presente geralmente em estilo pervasivo e, localmente, fissural.

Em alguns afloramentos as amostras evidenciam aumento no conteúdo da clorita, sugere gradação para zona de alteração clorítica, típica de níveis crustais mais rasos. Em outros há aumento do epidoto, indica aumento de temperatura, ou a sericita ocorre em maior volume, caracterizando a alteração clorita–sericítica o quê, em conjunto se assemelha às alterações sumarizadas por Sillitoe (2010) nos sistemas hidrotermais do tipo pórfiro.

Figura 63 – A) Andesito porfirítico com alteração propílitica; B) Aspecto microscópico do andesito porfirítico, com a alteração propílitica definida pela associação mineral de epidoto (Ep), clorita (Chl), carbonato (Cb) e finíssimos cristais de albita e de sericita. Os minerais claros representam um estágio tardio de silicificação, com carbonatos associados (Fotomicrografia com filtro analisador, Amostra NP-293).

As rochas propilitizadas apresentam tons mais acinzentados ou esverdeados, devido

aos minerais neoformados pela alteração dos minerais ferro-magnesianos (**Figura 63**).

Em diversos afloramentos observa-se a saussuritização do plagioclásio, por vezes muito intensa, pode resultar em pseudomorfos, ou parcial, afetando somente os núcleos mais cálcicos dos fenocristais ígneos. Os anfibólios podem estar parciais ou totalmente substituídos por clorita, epídoto titanita, carbonato e minerais opacos. A titanita normalmente distribui-se nos planos de clivagem e é comum observar a exsolução de finos cristais de quartzo. A biotita geralmente apresenta-se alterada, de modo semelhante ao que ocorre com o anfibólio e, muito frequentemente, sua substituição foi completa. Sericita comumente associa-se à biotita hidrotermal e, quando aumenta sua concentração relativa, foi interpretada como o início da sobreposição da alteração sericítica.

Essa sequência de eventos, com metassomatismo potássico inicial e propilítico posterior, são indicadores da sobreposição (*overprinting*) de tipos de alteração hidrotermal que refletem diferentes condições de temperatura e composição durante a evolução do sistema hidrotermal.

Considerando-se que a zona potassificada forma-se em sistemas do tipo pórfiro ao redor e no topo da intrusão, abaixo da zona da alteração sericítica, e é envolvida pela alteração propilítica, a sobreposição da alteração sericítica à potássica em estilo predominantemente fissural, permite inferir que esta associação se deu pelo colapso da pluma hidrotermal devido ao resfriamento do sistema hidrotermal, como descrito por Sillitoe (2010).

c) Alteração sericítica

A alteração sericítica foi sempre caracterizada pela associação sericita (ou mica branca) + quartzo + pirita, presente nos granitoides, pórfiros e rochas vulcânicas e vulcanoclásticas diversas. Ocorre tanto em estilo pervasivo (**Figura 64**) como fissural, em intensidades varia de incipiente até muito forte, com a substituição quase completa de todos minerais ígneos e hidrotermais, exceto o quartzo.

Quando afetadas por esta alteração as rochas adquirem cor cinza-esverdeada a cinza, com pequenos grãos dourados que indicam a presença de sulfetos (**Figura 65A**). A sericita apresenta diferentes cores, variando de mais esverdeadas, em especial nos pórfiros, até zonas com cores mais acinzentadas, sugerindo formação por diferentes processos e, em parte, devido ao *overprinting* de sistemas transicionais para o ambiente epitermal. Os feldspatos ígneos e hidrotermais podem ter sido intensamente substituídos por sericita e sulfetos, restando quartzo, obliterando parcial ou totalmente a textura da rocha (**Figura 65B**). Vênulas

de quartzo tardias não são incomuns. A sericita apresenta quase sempre granulação muito fina, podendo, por vezes, assemelhar-se a argilo-minerais, que comumente ocorrem associados, indicando uma evolução para alteração argílica com a queda da temperatura, possivelmente devido ao influxo de águas meteóricas no sistema hidrotermal. Os sulfetos concentram-se em fraturas irregulares ou ocorrem disseminados, associados à sericita, clorita e minerais opacos.

Figura 64 – Matações de granito porfirítico com alteração sericítica e sulfetização forte. (Afloramento PR-207B).

A sobreposição da alteração sericítica à propilítica manifesta-se pelo avanço gradativo na cristalização de micas brancas, até a destruição quase completa dos minerais pré-existentes. Nesse estágio de alteração restam apenas quartzo e relíquias de clorita da alteração propilítica e as texturas da rocha são totalmente obliteradas, restando apenas pseudomorfos sericíticos. A clorita em paragênese com a sericita em texturas de substituição de feldspatos é, nestes casos, considerada como parte da alteração sericítica.

Figura 65 – A) Riólito porfirítico com intensa alteração sericítica pervasiva, onde a sericita esverdeada substituiu praticamente todo o feldspato (Amostra PR-207B); B) Aspecto microscópico da alteração sericítica pervasiva intensa no riólito porfirítico, com todos os feldspatos substituídos por sericita (Ser), quartzo residual (Qtz) e minerais opacos (Fotomicrografia com filtro analisador, Amostra PR-207B).

d) Alteração clorítica

A alteração clorítica é comumente tardia nos sistemas do tipo pórfiro na Província Mineral do Tapajós, ocorrendo predominantemente no estilo fissural. Também é comum em andesitos (**Figura 66A**) ou diques de diabásio. É representada por vênulas ricas em clorita, por vezes de diferentes gerações e composições, com carbonatos e quartzo associados, com cristalização ao longo das fraturas ou perpendicular às paredes delas e, muitas vezes em arranjos em leque e radiados (em especial a clorita mais rica em ferro) ou preenchendo pequenas cavidades. É também muito comum em estilo pervasivo, quando substitui principalmente biotita e anfibólio em intensidade variada, ou preenche os espaços intergranulares (**Figura 66B**). Neste caso, como em outras alterações deutéricas, a hidratação atua principalmente das bordas para os núcleos dos cristais, ou, na biotita, a substituição se dá ao longo dos planos de clivagem.

Figura 66 – A) Andesito com amígdalas preenchidas por clorita, calcita e hematita, com a biotita ígnea alterada para clorita, com pouco epídoto e carbonato associados; B) Detalhe da cloritização concentrada nos interstícios dos minerais entre os cristais de plagioclásio do andesito (Fotomicrografia sem filtro analisador, Amostra CS-462).

7.2.2 Do tipo epitermal

Nas porções mais rasas dos sistemas magmático–hidrotermais as alterações hidrotermais na Província Mineral do Tapajós se assemelham às mineralizações auríferas epitermais dos tipos *low-* e *high-sulfidation* descritas por Sillitoe (2010).

A primeira destas ocorrências na Província Mineral do Tapajós deve-se a Dreher *et al.* (1998). Entretanto, apesar da inequívoca presença de adulária e sericita, típica de mineralizações *low-sulfidation*, esta ocorrência associa-se a diques de rochas máficas, o que não é característico para este tipo de alteração hidrotermal, assim como as altas temperaturas e profundidade de formação citadas para formação destes minerais.

Após os estudos apresentados por Juliani *et al.* (2005), inúmeras outras ocorrências

de alterações hidrotermais do tipo epitermal têm sido descritas na Província Mineral do Tapajós, no vale do rio Iriri e nos arredores de São Felix do Xingu (Fernandes *et al.*, 2011; Juliani *et al.*, 2013b; Echeverri-Misas, 2010; 2015; Aguja-Bocanegra, 2013; Tokashiki, 2015a; Cassini *et al.*, 2015; Gómez-Gutiérrez *et al.*, 2015a; b; Da Cruz *et al.*, 2016; Fernandes *et al.*, 2006; Fernandes, 2009), incluindo sistemas *high*-, *intermediate*- e *low-sulfidation* de idades de ca. 1,97 a 1,88 Ga.

Na parte sul da Província Mineral do Tapajós foram também identificadas no presente estudo associações de minerais hidrotermais (**Figura 67**), típicas de sistemas epitermais *low*- e *high-sulfidation* (segundo Hedenquist, 1987).

Diversas destas alterações hidrotermais possuem predominantemente quartzo, sericita e argila que, apesar de ainda não ter sido identificada adularia, podem ser representativas de mineralizações epitermais *low-sulfidation*. Em outras áreas foram identificados pirofilita e alunita, associados a um sistema com alteração argílica avançada, característica de mineralizações epitermais *high-sulfidation* (**Figura 68**). A quase totalidade destas ocorrências se associa a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas do Supergrupo Uatumã *sensu lato*.

Figura 67 – Mapa geológico da parte sul da Província Mineral do Tapajós (segundo Vasquez *et al.*, 2008), com a localização dos afloramentos e rochas com alterações hidrotermais, sendo: Azul = alteração argílica; Amarelo = alteração sericítica; Vermelho = alteração argílica avançada e Branco = alteração hidrotermal não classificada.

Figura 68 – Aspectos macroscópicos de rochas com alterações hidrotermais epitermais *low- e high-sulfidation*, sendo: A) Rocha porfírica com minerais hidrotermais caulinita $\pm$ sericita $\pm$ quartzo $\pm$ alunita, com silicificação pervasiva “Vuggy sílica” e delgado veio de quartzo; B) Rocha porfírica com pirofilita + caulinita $\pm$ sericita $\pm$ quartzo $\pm$ alunita $\pm$ pirita disseminada; C) Veios de quartzo com estrutura em pente “Comb texture” típica de preenchimento em zonas de alívio (fissuras) com alterações hidrotermais epitermais do tipo *low sulfidation*; D) Sílica com hábito placóide + caulinita + óxidos e hidróxidos de ferro, derivada da substituição de calcita placóide; E) Riolito porfírico com alteração sericítica (sericita + quartzo + pirita); F) Riolito brechado com quartzo, sericita $\pm$ caulinita com forte alteração sericítica. Note-se os clastos de riolito com alteração sericítica numa matriz de sílica com illita + caulinita + epidoto.

Devido à granulação fina dos minerais, a maioria das amostras teve sua mineralogia caracterizada por difração de raios X. Quatro associações principais de minerais

hidrotermais foram identificadas, apresentadas na **Tabela 6** e um resumo delas na **Tabela 7**.

Tabela 6 – Alterações hidrotermais do tipo epitermal identificadas na área de pesquisa ao Sul da Província Mineral de Tapajós e suas típicas associações minerais caracterizadas por difração de raios X.

# PONTO	# AMOSTRA	Associação de minerais hidrotermais	Alteração hidrotermal.
PR-191	1	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
PR-207	A	Quartzo, muscovita	Alteração quartzo–sericítica
NP-235	A	Quartzo, caulinita,	Alteração argílica
NP-235	B	Quartzo, clinocloro,	Alteração argílica
NP-235	C	Quartzo, clinocloro, illita-montmorillonita	Alteração argílica
NP-235	D	Quartzo, caulinita, illita	Alteração argílica
NP-235	G	Quartzo, muscovita, clinocloro, microclínio	Alteração argílica
NP-235	I	Quartzo, caulinita, gibbsita	Alteração argílica
NP-235	J	Quartzo, caulinita, barita	Alteração argílica
NP-235	K	Quartzo, caulinita, gibbsita	Alteração argílica
NP-238	B	Quartzo, caulinita, muscovita	Alteração argílica
NP-238	C	Quartzo, caulinita, illita	Alteração argílica
NP-256	A	Quartzo, muscovita, caulinita,	Alteração quartzo–sericítica
NP-256	B	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-261	A	Quartzo, muscovita, caulinita,	Alteração quartzo–sericítica
NP-261	B	Quartzo, muscovita, caulinita,	Alteração quartzo–sericítica
NP-268	A	Caulinita, muscovita, alunita	Alteração argílica avançada
NP-268	B	Quartzo, muscovita, caulinita, pirofilita	Alteração argílica avançada
NP-270	C	Quartzo, muscovita, illita	Alteração argílica
NP-271	1	Quartzo, caulinita, illita	Alteração argílica
NP-273	A	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-273	B	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-273	C	Quartzo, illita	Alteração argílica
NP-273	D	Quartzo, illita	Alteração argílica
NP-285	B	Quartzo, caulinita	Alteração argílica
NP-288	1	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-301	A	Quartzo, muscovita, caulinita, gibbsita	Alteração quartzo–sericítica
NP-301	B	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-301	C	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-301	D	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-301	E	Quartzo, illita, caulinita	Alteração argílica
NP-318	B	Quartzo, illita	Alteração argílica
NP-329	1	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-346	A	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
NP-346	C	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo–sericítica
CS-359	A	Quartzo, caulinita, muscovita	Alteração quartzo–sericítica
NP-413	A	Quartzo, muscovita	Alteração quartzo–sericítica
CS-424	C	Quartzo, muscovita, caulinita, illita,	Alteração argílica

CS-424	D	Quartzo, muscovita, illita	Alteração argílica
CS-465	A	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo-sericítica
CS-465	B	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo-sericítica
CS-466	A	Muscovita, caulinita	Alteração quartzo-sericítica
CS-466	B	Quartzo, muscovita, caulinita, illita	Alteração argílica
CS-478	B	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo-sericítica
CS-492	1	Quartzo, caulinita, illita,	Alteração argílica
CS-501	1	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo-sericítica
CS-515	1	Quartzo, muscovita, caulinita	Alteração quartzo-sericítica
CS-535	A	Muscovita	Alteração quartzo-sericítica
CS-536	A	Quartzo, muscovita, alunite	Alteração argílica avançada

Tabela 7 – Resumo dos principais tipos de alterações hidrotermais presentes na área de pesquisa na Província Mineral de Tapajós.

Associação (minerais hidrotermais)	Alteração hidrotermal	Quantidade de pontos
Quartzo, Illita, Montmorillonita, Caulinita ± Gibbsita	Alteração argílica	22
Quartzo, Muscovita ± Caulinita	Alteração sericítica	25
Quartzo, Alunita, Caulinita, Pirofilita, dickita ± Muscovita	Alteração argílica avançada	3

Essas zonas de alteração hidrotermal do tipo epitermal afloram por vezes em áreas ovaladas (vistas em planta), com comprimento médio de 150 m, em meio a pórfiros, por sua vez encaixados em granitos com forte metassomatismo potássico. As rochas estão fortemente brechadas, sericitizadas, silicificadas e argilizadas e, localmente, ocorrem associadas com zonas silicificadas com hematita, semelhantes ao que ocorre em mineralizações epitermais *high-sulfidation*.

As principais características das alterações hidrotermais epitermais identificadas neste estudo são:

a) Silicificação

Este tipo de alteração hidrotermal foi definido pela cristalização de quartzo nas rochas ou em veios e vênulas, mas também podem estar presentes calcedônia e jaspe. Afeta pervasivamente as rochas, especialmente ao redor de veios encaixados em estruturas rúpteis, constituindo zonas ricas em veios e vênulas (**Figura 69**) e *stockworks* (**Figura 70**), assim como está presente na matriz de brechas de falha e hidrotermais. Geralmente ocorre em zonas de alteração argílica superiores e distais nos sistemas hidrotermais e é normalmente mais tardia.

Localmente foram identificados blocos de quartzo poroso (**Figura 70**) no solo (*vuggy*

silica), semelhantes aos descritos *in situ* por Juliani *et al.* (2005), sugerindo a presença de restos de *silica caps* erodidos.

Figura 69 – *Stockwork* de quartzo associado a zonas de alteração hidrotermal num sistema epitermal (Afloramento NP-238).

Figura 70 – A) *Vuggy silica* em ignimbrito de composição riolítica (Amostra NP-291A); B) Difratoograma da mesma amostra indica a presença de quartzo e feldspato potássico.

b) Alteração argílica

Este tipo de alteração hidrotermal confere tons acinzentado-claros e esbranquiçados às rochas (**Figura 71A**). Esta é caracterizada pela presença de argilo minerais, principalmente illita e caulinita formadas predominantemente pela alteração dos feldspatos, com ocorrência subordinada de montmorillonita (**Figura 71B**).

Quando a alteração é intensa, podem-se observar que além das partes esbranquiçadas, produto da transformação dos feldspatos pela intensa lixiviação ácida,

também há porções de cores mais cinzas, que representam quartzo, resultado da silicificação. O caráter hidrotermal deste tipo de alteração é confirmado pela total preservação da pirita, que mantém intacto seu brilho metálico amarelo-latão, o qual se perde facilmente por oxidação quando a argilização é produto intempérico, gerando limonita.

Figura 71 – A) Riolito porfirítico com intensa alteração argílica pervasiva. Notar as cores cinzas, correspondentes a agregados de cristais de quartzo e as partes verde claras com illita + caulinita + montmorillonita + gibbsita (Amostra CS-492); B) Difratoograma da mesma amostra, com a identificação de quartzo, illita, montmorillonita, caulinita e gibbsita.

Essa alteração hidrotermal ocorre localmente em falhas e zonas muito faturadas, brechas hidrotermais, associada a zonas de silicificação ou como veios em zonas de alteração sericítica, o que indica que sua geração deu-se pela redução da temperatura do sistema hidrotermal. Uma característica textural microscópica da alteração argílica é o aspecto turbido dos feldspatos e a cristalização associada de finos cristais anhedrais de micas brancas, em um estilo predominantemente pervasivo seletivo, principalmente em rochas intrusivas, vulcânicas e vulcanoclásticas.

c) *Alteração sericítica*

A alteração sericítica resulta na substituição quase completa por sericita + quartzo ± caulinita/illita ± sulfetos (**Figura 72**). Meyer & Hemley (1967) e Pirajno (1992) referem-se à sericita como micas brancas dioctaédricas finas ou muito finas, incluindo muscovita, paragonita, phengita, fuchsite e roscoelita. Para Inoue (1995) a sericita seria simplesmente um termo petrográfico usado para material micáceo de granulação fina e alta birrefringência, como adotado nesta pesquisa.

A alteração sericítica está essencialmente associada a desestabilização de feldspato em presença de H⁺, OH⁻, K e S para formar quartzo, mica branca, pirita e calcopirita subordinada. Neste processo Na, Mg, Ti e Fe e alguma quantidade de K são lixiviados.

E muito comum nas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas. Dentre os sulfetos predomina a pirita, que pode se concentrar em filmes ou delgadas vênulas descontínuas.

Figura 72 – A) Tufo de cinza com alteração sericítica intensa. Nota-se as partes claras ricas em sericita + caulinita e as partes escuras compostas por quartzo (Amostra CS-466); B) Difratoograma da mesma amostra com a identificação de quartzo, sericita e caulinita.

Alteração argílica sobreposta à alteração sericítica foi reconhecida em rochas ígneas e vulcanoclásticas, incluindo rochas plutônicas, hipoabissais, vulcânicas, piroclásticas e vulcânicas epiclásticas nas circunvizinhanças das rochas com alteração potássica.

As micas brancas foram analisadas por microscopia eletrônica de varredura e as associadas principalmente à alteração da biotita e do anfibólio correspondem à espécie muscovita.

Dentre os minerais opacos foram identificados calcopirita, pirita, ilmenita, magnetita e titano-magnetita, além de flúor-apatita e da ferroclorita na amostra NP-268 (**Tabela 8**).

Tabela 8 – Principais minerais identificados para a alteração sericítica por microscopia eletrônica de varredura na amostra NP-275.

Mineral	Fórmula Química
Calcopirita	CuFeS_2
Flúor-apatita	$\text{Ca}_2\text{Ca}_3(\text{PO}_4)_3\text{F}$
Ferroclorita	$(\text{Mg}, \text{Fe}_{2+})_5\text{Al}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$
Ilmenita	Fe_2TiO_3
Magnetita	$\text{Fe}_2\text{Fe}_{23}\text{O}_4$
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Pirita	FeS_2
Rutilo	TiO_2
Titano-magnetita	$\text{Fe}_2+(\text{Fe}_3, \text{Ti})_2\text{O}_4$
Zircão	ZrSiO_4

Ao microscópio petrográfico a magnetita encontra-se parcialmente substituída por hematita com texturas em treliça, em especial nas rochas riolíticas hidrotermalizadas. Por meio de MEV foram identificados magnetita e titano-magnetita como inclusões em biotita cloritizada em rochas com presença de sericita, albita, caulinita, zircão, rutilo, assim como intercrescimentos de ilmenita, magnetita e rutilo.

d) Alteração argílica avançada

A alteração argílica avançada foi caracterizada pela associação pirofilita + caulinita $\pm$ sericita $\pm$ quartzo $\pm$ alunita, pode ter pirita e calcopirita disseminadas (**Figura 73**). Normalmente nos setores afetados por este tipo de alteração ocorrem zonas com silicificação pervasiva de cor cinza que podem chegar, por vezes, até à formação de *vuggy sílica*. Sistemas complexos de delgadas vênulas de quartzo, *stockworks* e brechas explosivas totalmente hidrotermalizadas são comuns. Associa-se a falhas, mas ocorre principalmente em zonas circulares a ovaladas em planta, em meio a rochas vulcânicas e pórfiros, ou ao redor dessas estruturas, onde parecem se relacionar a fraturas radiais.

Figura 73 – A) Riólito com alteração argílica avançada (Amostra NP-268B). Nota-se as partes avermelhadas enriquecidas em hematita ou limonita geradas pela oxidação de sulfetos; B) Difratoograma da mesma amostra com identificação de quartzo, alunita, caulinita, pirofilita e sericita.

Por difração de raios X foram identificados sericita (muscovita), caulinita e pirofilita nas amostras NP-268 (A e B) e alunita na amostra NP-268B. Por meio de MEV foram identificados pirofilita em ambas as rochas (amostras NP-268 A e B), além de svanbergita, gorceixita e goyazita (*Aluminum-phosphate-sulfate minerals “APS minerals”*) (**Figura 73**), assim como kobeíta com terras raras leves (Ce, Nd, La) e Th, U e Zr, como pode ser visto nas **Tabela 9** e **Tabela 10**. Estes minerais são também típicos de sistemas epitermais *high-sulfidation*, como descrito por Hikov (2011).

A mineralogia, os tipos e os estilos destas alterações hidrotermais estudadas são

muito semelhantes àqueles presentes em típicos sistemas epitermais *low-* e *high-sulfidation* paleozoicos a cenozoicos dos Andes, do oeste dos EUA, México e na Indonésia onde são comuns depósitos epitermais e do tipo pórfiro de metais preciosos e de base. Desta forma, as alterações quartzo–sericítica e argílica, podem representar mineralizações epitermais *low-sulfidation*, enquanto que a presença de pirofilita e alunita caracteriza zonas com alteração argílica avançada típicas de mineralizações epitermais *high-sulfidation*.

Embora não tenham sido feitas datações de minerais hidrotermais destas zonas de alteração hidrotermal, todas se associam a rochas vulcânicas e vulcanoclásticas paleoproterozoicas do Supergrupo Uatumã (Melo *et al.*, 1978, em Almeida *et al.*, 2000).

Essas mineralizações epitermais se associam ao vulcanismo *sensu lato* Uatumã, que inclui rochas cálcio-alcálicas, geralmente de alto potássio, de diferentes idades (ca. 2,1 a 1,88 Ga), formadas em pelo menos dois arcos magmáticos continentais denominados Arcos Tapajônicos I e II (Juliani *et al.*, 2013a), além de vulcânicas alcalinas do tipo-A, de ca. 1,88–1,87 Ga.

Tabela 9 – Principais minerais identificados por microscopia eletrônica de varredura na amostra NP-268.

Mineral	Fórmula Química
Gorceixita	$\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$
Série Gorceixita–goyazita	$\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6 - \text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{PO}_3\text{OH})(\text{OH})_6$
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Pirofilita	$\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Rutilo	TiO_2
Svanbergita	$\text{SrAl}_3(\text{PO}_4)(\text{SO}_4)(\text{OH})_6$
Titano-magnetita	$\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$

Tabela 10 – Minerais identificados por microscopia eletrônica de varredura na amostra NP-265.

Mineral	Fórmula Química
Ilmenita	$\text{Fe}^{2+}\text{TiO}_3$
Kobeíta	$(\text{Y}, \text{Zr})_2(\text{Ti}, \text{Fe}^{3+})_2(\text{O}, \text{OH})_7 - (\text{Y}, \text{U})(\text{Ti}, \text{Nb})_2(\text{O}, \text{OH})_6$
Magnetita	$\text{Fe}^{2+}\text{Fe}^{3+}_2\text{O}_4$
Sericita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$
Albita	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$
Pseudo-rutilo	$\text{Fe}_2\text{Ti}_3\text{O}_9$
Pirofanita	MnTiO_3
Rutilo	TiO_2
Titano-magnetita	$\text{Fe}^{2+}(\text{Fe}^{3+}, \text{Ti})_2\text{O}_4$
Zircão	ZrSiO_4

Por análises de microscopia eletrônica de varrido (MEV) foram identificados minerais APS e do grupo da alunita–jarosita (**Figura 74**).

Figura 74 – Imagens de elétrons retroespalhados obtidas por microscopia eletrônica de varredura e análises semi-quantitativa por EDS (*Energy Dispersive System*) de minerais de amostra com forte alteração argílica avançada (CS-536B). Nesta amostra foram identificados minerais (*Aluminum-phosphate-sulfate minerals* “APS minerals”) e do grupo da alunita–jarosita. Em A) Eletromicrografia da superfície de alunita com hábito lamelar em meio a esmeclita/nontronita com monazita associada; B) Detalhe dos cristais de alunita hidrotermal com os pontos de microanálises EDS; C) Eletromicrografia da superfície de hematita com hábito botroidal em meio a illita e minerais APS; D) Detalhe da hematita botroidal com os pontos de microanálises EDS.

7.3 ISÓTOPOS ESTÁVEIS

Os isótopos de hidrogênio e oxigênio são monitores importantes para a história evolutiva de fluidos formadores das alterações hidrotermais assim como de possíveis mineralizações.

A composição isotópica de oxigênio foi analisada em trinta e seis (36) amostras de minerais (quartzo, sericita, microclínio e caulinita) e o deutério em onze (11) amostras (sericita e caulinita), cujos resultados podem ser vistos na **Tabela 11**.

Para o cálculo dos valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ e δD para os fluidos em equilíbrio foram escolhidos 11 pares minerais de amostras hidrotermalizadas em equilíbrio de sistemas do tipo epitermal (quartzo–sericita e quartzo–caulinita) com o intuito de determinar a origem dos fluidos mineralizantes, responsáveis pela alteração hidrotermal das rochas hospedeiras. Também foi analisada a composição isotópica de enxofre de sulfetos de duas (2) amostras (**Tabela 12**).

Os dados isotópicos $\delta^{18}\text{O}$, δD e $\delta^{34}\text{S}$ para as amostras analisadas podem ser vistos no **Anexo II**.

O quartzo no par quartzo–sericita apresenta $\delta^{18}\text{O}$ varia de +4,80 ‰ a 11,10 ‰ e no par quartzo–caulinita de +16‰, a sericita tem valores de $\delta^{18}\text{O}$ varia entre +4,60 ‰ e +11,30 ‰.

A sericita da amostra NP-424D, com forte alteração sericítica (**Figura 75**) apresenta valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ de 8,6 ‰ e δD de –60,1 ‰.

Figura 75 – Exemplo de rocha vulcânica félsica hidrotermalizada (CS-424D) com forte alteração sericítica, da qual foi separado o par quartzo–sericita para determinação das razões isotópicas de oxigênio e deutério.

Tabela 11 – Resultados de análises de $\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW},\text{‰}}$ e $\delta\text{D}_{\text{SMOW},\text{‰}}$ em pares de minerais de amostras com alterações em sistemas epitermais na Província Mineral do Tapajós.

AMOSTRA	Mineral	$\delta\text{D}_{\text{SMOW},\text{‰}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW},\text{‰}}$	Símbolo
PR-207A	Quartzo	- 55,1	9,45
PR-207B	Quartzo		9,50	
PR-207B	Sericita		9,05	
NP-235C	Quartzo		9,00	
NP-235D	Quartzo		14,20	
NP-235D	Microclínio	- 53,3	11,20
NP-235G	Quartzo		11,70	
NP-235G	Microclínio		11,70	
NP-261A	Quartzo		16,00	
NP-261A	Caulinita		17,00	
NP-261B	Quartzo	- 53,4	14,60
NP-261B	Microclínio		14,40	
NP-273D	Quartzo		7,30	
NP-273D	Sericita		6,70	
NP-291A	Quartzo		8,50	
NP-291A	Albita	- 52,5	9,60
NP-301A	Sericita		10,60	
NP-301A	Quartzo		10,80	
NP-301D	Quartzo		7,80	
NP-301D	Sericita		9,80	
NP-342	Quartzo	- 47,2	10,30
NP-342	Microclínio		11,20	
NP-346A	Quartzo		8,30	
NP-346C	Quartzo		8,10	
NP-346C	Sericita		8,30	
NP-413A	Quartzo	- 66,7	6,50
CS-424D	Quartzo		8,40	
CS-424D	Sericita		8,60	
CS-465A	Quartzo		4,80	
CS-465A	Sericita		4,60	
CS-466A	Quartzo	- 42,3	5,30
CS-466A	Sericita		6,00	
CS-478A	Quartzo		11,10	
CS-478A	Sericita		11,30	
CS-535A	Quartzo		5,80	
CS-535A	Sericita	- 50,1	5,50

Tabela 12 – Resultados de análises de $\delta^{34}\text{S}, \text{‰}$ em pirita de amostras com alterações em sistemas epitermais na Província Mineral do Tapajós.

AMOSTRA	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$ (‰)
NP-292	Pirita	+9,4
NP-412	Pirita	+0,8

A caulinita da amostra NP-261A, com alteração argílica avançada (**Figura 76**) apresenta valores isotópicos $\delta^{18}\text{O}$ de 17 ‰ e δD de $-53,3$ ‰.

Figura 76 – Exemplo de rocha fílsica com forte alteração argílica avançada (NP-261A), da qual foi separado o par quartzo–caulinita para análise de isótopos estáveis de oxigênio e deutério.

A composição isotópica de O e H em minerais hidrotermais permite estabelecer parâmetros quanto a origem dos fluidos hidrotermais.

A temperatura calculada com base em $\delta^{18}\text{O}$ do par quartzo–muscovita e quartzo – caulinita é muito alta (>1000 °C) para a paragênese, indicando que os minerais não estão em equilíbrio isotópico. Para a estimativa da composição isotópica dos fluidos, o cálculo foi feito para as temperaturas de 250 e 350 °C, compatível com as alterações epitermais com sericita (**Tabela 15**).

Considerando-se as temperaturas de 250 e 350 °C (**Tabela 15**), foi estimada a composição isotópica dos fluidos que originaram a sericita e de 250 °C para a caulinita conforme à equação de Zheng (1993) (**Tabela 13** e **Tabela 14**).

Tabela 13 – Fatores de fracionamento isotópico dos isótopos de oxigênio: $10^3\ln\alpha = A*10^6/T^2 + (B*10^3/T) + C$.

Mineral	Quartzo – Mineral			Referência	Mineral - Fluido			Referência
	A	B	C		A	B	C	
Quartzo					3,38	0,00	-2,90	Clayton (1972)
Sericita	1,00	0,00	0,55	Eslinger <i>et al.</i> (1979)	4,10	-7,61	+2,25	Zheng (1993)
Microclínio	0,00	0,00	1,82	Blattner <i>et al.</i> (1974)	4,32	-6,27	+2,00	Zheng (1993)
Caulinita	0,19	1,68	-0,69	Zheng (1993)	4,29	-6,44	+2,03	Zheng (1993)
Albita	0,50	0,00	0,00	Matthews (1983)	1,59	0,00	-1,16	Matsuhisa (1979)

Tabela 14 – Fatores de fracionamento isotópico dos isótopos de hidrogênio: $10^3 \ln a = A \cdot 10^6/T^2 + (B \cdot 10^3/T) + C$

Minerais	Mineral – Fluido			Referência
	A	B	C	
Quartzo Sericita Microclínio	–22,10	0,00	+19,10	Suzuoki (1976)
Caulinita Albita	0,00	0,00	–23,40	Zheng (1993)

A composição isotópica calculada para os fluidos hidrotermais em equilíbrio com os minerais hidratados das alterações sericítica e argílica avançada resultou para a temperatura de 250 °C em valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre +0,11 e +6,82 ‰ e de $\delta\text{D}_{\text{fluido}}$ entre –37,32 a –12,92 ‰, assim como para a temperatura de 350 °C em valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}$ entre +4,00 e +10,07‰ e de $\delta\text{D}_{\text{fluido}}$ entre –22,29 a –4,49 ‰ (**Tabela 14**).

As composições isotópicas H–O indicam que os fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais nos sistemas epitermais podem ser interpretados como essencialmente derivados de fontes magmáticas, com mistura subordinada de fluidos meteóricos de baixas latitudes, sem a influência de água de degelo (Taylor, 1974; Jiang *et al.*, 2004) (**Tabela 15**).

O diagrama $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido},\text{‰}}$ versus $\delta\text{D}_{\text{fluido},\text{‰}}$ da **Figura 77** representa os fluidos hidrotermais em equilíbrio com a sericita e caulinita.

Tabela 15 – Valores calculados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}\text{‰}$ e $\delta\text{D}_{\text{fluido}}\text{‰}$ para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais das alterações epitermais, a partir da equação de fracionamento isotópico de Zheng (1993) para quartzo-sericita a 250 e 350 °C e quartzo-caulinita a 250 °C.

AMOSTRA	Mineral	$\delta\text{D}_{\text{fluido}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}\text{‰}$	T (°C)	$\delta\text{D}_{\text{fluido}}\text{‰}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{fluido}}\text{‰}$	T (°C)	Alteração hidrotermal	Símbolo
PR-207A	Quartzo		2,74	250 (Teórica)				Quartzo-Sericítica	★
PR-207B	Quartzo	– 24,52	4,57	250 (Teórica)	– 17,29	8,45	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
PR-207B	Sericita								★
NP-235C	Quartzo		3,19	250 (Teórica)				Quartzo-Sericítica	★
NP-235D	Quartzo		3,71	229,2 (Zheng, 1993)				Quartzo-Sericítica	★
NP-235D	Microclínio		4,56						★
NP-235G	Quartzo		7,14	400 (Teórica)				Alteração Potássica	★
NP-235G	Microclínio		9,48						★
NP-261A	Quartzo	– 29,9	9,42	250 (Teórica)				Argílica Avançada	●
NP-261A	Caulinita								●
NP-261B	Quartzo		10,04	400 (Teórica)				Alteração Potássica	★
NP-261B	Microclínio		12,18						★
NP-273D	Quartzo	– 26,22	2,21	250 (Teórica)	– 15,59	6,10	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
NP-273D	Sericita								▲
NP-291A	Quartzo		3,94	400 (Teórica)				Alteração Potássica	★
NP-291A	Albita		7,25						★
NP-301A	Sericita	– 27,12	6,11	250 (Teórica)	– 14,69	10,00	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
NP-301A	Quartzo								▲
NP-301D	Quartzo	– 32,42	5,32	250 (Teórica)	– 9,39	9,20	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
NP-301D	Sericita								▲
NP-342	Quartzo		5,74	400 (Teórica)				Alteração Potássica	★
NP-342	Microclínio		8,98						★
NP-346A	Quartzo		3,90	250 (Teórica)				Quartzo-Sericítica	★
NP-346C	Quartzo	– 12,92	3,82	250 (Teórica)	– 28,89	7,70	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	★
NP-346C	Sericita								★
NP-413A	Quartzo		5,70	250 (Teórica)				Quartzo-Sericítica	★
CS-424D	Quartzo	– 19,52	4,12	250 (Teórica)	– 22,29	8,00	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
CS-424D	Sericita								▲
CS-465A	Quartzo	– 37,32	0,11	250 (Teórica)	– 4,49	4,00	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
CS-465A	Sericita								▲
CS-466A	Quartzo	– 35,22	1,52	250 (Teórica)	– 6,59	5,40	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
CS-466A	Sericita								▲
CS-478A	Quartzo	– 26,52	6,82	250 (Teórica)	– 15,29	10,70	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
CS-478A	Sericita								▲
CS-535A	Quartzo	– 29,52	1,02	250 (Teórica)	– 12,29	4,90	350 (Teórica)	Quartzo-Sericítica	▲
CS-535A	Sericita								▲

Figura 77 – Diagrama $\delta^{18}\text{O}$ e δD dos valores isotópicos calculados a 250 e 350 °C, usa a equação de fracionamento isotópico de Zheng (1993), para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais quartzo–sericita e quartzo–caulinita presentes nas rochas com alterações hidrotermais do tipo epitermal na Província Mineral do Tapajós. Os campos são segundo Taylor (1974).

Ao se comparar os valores obtidos de δD para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais de rochas hidrotermalizadas da Província Mineral do Tapajós (sericita e caulinita) com os reservatórios geologicamente mais importantes de fluidos hidrotermais (Hoefs, 2004), em geral as amostras da Província Mineral do Tapajós apresentam composições isotópicas compatíveis com as das águas derivadas da consolidação de magmas e contribuição meteórica (**Figura 78**).

Figura 78 – Composição isotópica de hidrogênio para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais de rochas com alterações epitermais da Província Mineral do Tapajós e sua comparação com reservatórios geologicamente importantes, modificado de Hoefs (2004).

Os valores de $\delta^{18}O$ da caulinita, quartzo, sericita e microclínio apresentam composições que se situam na faixa das rochas graníticas, que coincidem por completo com a faixa composicional de fluidos ígneos (**Figura 79**).

Figura 79 – Composição isotópica de oxigênio para os fluidos em equilíbrio com os pares minerais das rochas com alterações epitermais da porção sul da Província Mineral do Tapajós e sua comparação com reservatórios geologicamente importantes, modificado de Hoefs (2004).

Valores de $\delta^{34}\text{S}$ para pirita da amostra NP-412 são de +0,8‰, indica possível fonte magmática para o enxofre (Hoefs, 1997), enquanto que o correspondente para a amostra NP-292 é de +9,4‰, o que sugere formação da pirita por redução de sulfato, em geral indica uma fonte magmática de enxofre (**Figura 80**).

Figura 80 – Composição isotópica de enxofre em pirita para amostras da porção sul da Província Mineral do Tapajós e sua comparação com reservatórios geologicamente importantes, modificado de Hoefs (2004).

7.4 LITOQUÍMICA

Este capítulo tem como finalidade a caracterização da tipologia, natureza, afinidades geoquímicas, assim como a identificação de alterações hidrotermais superimpostas nas unidades litológicas analisadas na região de Tapajós.

O tratamento dos dados seguiu as recomendações de Juliani & MacReath (1993) para a definição das series magmáticas e da afinidade tectono–magmática.

Foram analisadas quimicamente 53 amostras de rocha pertencentes aos litotipos plutônicos, sub-vulcânicos (pórfiros), e vulcânicos estudados na região de Tapajós (**Figura 81**).

De cada conjunto de rochas tentou-se escolher os materiais com o mínimo possível de alterações hidrotermais e intempéricas para a caracterização dos tipos de magmas e do ambiente tectônico de formação, tendo como base as descrições macroscópicas e microscópicas, inclui a presença de vênulas, fraturas, minerais secundários ou daqueles produtos do intemperismo, etc.

As composições dos elementos maiores, traços e terras raras para as amostras analisadas podem ser vistas no **Anexo I**.

RIÓLITO ANDESITO RIÓLITO PORFIRÍTICO ANDESITO PORFIRÍTICO PÓRFIRO GRANODIORÍTICO PÓRFIRO DIORÍTICO PÓRFIRO SIENOGRAÍTICO PÓRFIRO MONZOGRANÍTICO	GRUPO IRIRI
SIENOGRAITO MONZOGRANITO GRANODIORITO	SUÍTES INTRUSIVAS: CREPORIZÃO/PARAUARI
GABRO	SUÍTES INTRUSIVAS INGARANA / CACHOEIRA SECA

Figura 81 – Resumo dos litotipos plutônicos, porfiríticos e vulcânicos analisados, com sua respectiva unidade litológica de correlação.

7.4.1 Caracterização das séries magmáticas

As análises químicas permitem a discriminação das séries magmáticas para os litotipos analisados presentes na região de Tapajós, os resultados são descritos a continuação:

As composições das rochas plutônicas e vulcânicas no diagrama de saturação em alumina $A/CNK \times A/NK$ de Shand (1943) indicam que estas variam de peraluminosas a

metaluminosas (**Figura 82A**) assim como a maioria dos pórfiros, embora a marcante dispersão nos dados.

Figura 82 – Caracterização geoquímica das rochas plutônicas, sub-vulcânicas (pórfiros), e vulcânicos estudados na região de Tapajós. A) Diagrama de saturação em alumina, segundo Shand (1943), onde A= Al_2O_3 , C = CaO , N = Na_2O e K = K_2O , indicando que as rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas variam de peraluminosas a metaluminosas; B) Diagrama K_2O x SiO_2 de Pecerillo & Taylor (1976) para classificação das séries magmáticas, que define as rochas plutônicas como pertencentes à série cálcio-alcalina de alto potássio assim como os pórfiros e vulcânicas como pertencentes às series cálcio-alcalina de alto potássio e shoshonítica; C) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971), indicando o caráter cálcio-alcalino das rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas independentemente das suas idades a exceção de uma amostra de pórfiro diorítico (NP-412) e uma de andesito (CS-462) com caráter tholeiítico. (A= $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, F = FeO e M = MgO).

Os diagramas K_2O x SiO_2 de Pecerillo & Taylor (1976) indicam as tendências evolutivas para as rochas plutônicas e vulcânicas da série cálcio-alcalina de alto potássio a série shoshonítica (**Figura 82B**), caracterizando fracionamento magmático intenso. A

maioria dos pórfiros também tem composições compatíveis com rochas da série shoshonítica.

Os diagramas AFM de Irvine & Baragar (1971) definem tendências evolutivas para as rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas típicas das séries cálcio-alcalinas de arcos magmáticos continentais (**Figura 82C**).

7.4.2 Classificação geoquímica

Além da discriminação das séries magmáticas, as análises geoquímicas foram utilizadas para classificação no diagrama TAS de Middlemost (1994).

As rochas plutônicas apresentam conteúdos de sílica > 65% e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ entre 8,19% e 10,33%, sendo classificadas predominantemente como sienogranitos e monzogranitos no diagrama TAS (**Figura 83**) de Middlemost (1994).

Os gabros apresentam conteúdo de sílica de 44,23% e $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ de 3,78% plotando na região das composições ultrabásicas alcalinas.

Figura 83 – Diagrama de classificação para as rochas plutônicas no diagrama TAS de Middlemost (1994).

Os pórfiros foram classificados como de composição predominantemente sienogranítica e, subordinadamente, monzogranítica, granodiorítica e diorítica (**Figura 83**), situadas nas proximidades do limite que separa os campos das composições sub-alcalina/tholeiítica com as alcalinas.

As classificações petrográficas das rochas vulcânicas como riolitos, riolitos porfiríticos, andesitos e andesitos porfiríticos foram confirmadas no diagrama TAS, com algumas rochas com composições de andesito basáltico e traquiandesito (**Figura 84**) subalcalinos/tholeiíticos e alcalinos.

Figura 84 – Diagrama de classificação para as rochas vulcânicas no diagrama TAS de Middlemost (1994).

Para classificação das rochas vulcânicas com alterações hidrotermais superpostas, suas análises foram plotadas no diagrama $Zr/TiO_2-Nb/Y$ de Winchester & Floyd (1977), indicando que as rochas vulcânicas presentes têm composições de basalto, andesito basáltico, andesito, dacito e riolito, caracterizando uma série magmática estendida (**Figura 85A**).

O diagrama de classificação Th–Co de Hastie *et al.* (2007) também indica que as rochas vulcânicas compõem uma série magmática cálcio-alcalina estendida de alto potássio com tendência a uma série shoshonítica (**Figura 85B**).

Figura 85 – A) Diagrama Zr/TiO_2 – Nb/Y (Pearce, 1996), indicando que as rochas vulcânicas presentes variam de basaltos a riolito, com composições dacíticas, andesíticas e de andesito basáltico; B) Diagrama de classificação Th–Co (Hastie *et al.*, 2007), indicando as mesmas variações composicionais.

7.4.3 Diagramas de variações composicionais

Os diagramas de variações composicionais foram elaborados objetivando interpretar o comportamento dos diferentes elementos químicos em grupos de rochas, devido ao fracionamento magmático, contaminação, mistura de magmas e alterações hidrotermais, como preconizado por Rollinson (1993). Para tanto foram utilizados os diagramas de Harker, nos quais se projetam os diferentes óxidos contra o índice de diferenciação representado pela sílica.

a) Elementos maiores

As rochas plutônicas e os pórfiros são, segundo os mapas geológicos disponíveis, representantes das suítes intrusivas Parauari e Creporizão, que compõem o embasamento das rochas vulcânicas do Grupo Iriri. Suas principais características são:

O conteúdo de SiO_2 das rochas plutônicas varia entre 66,34% e 77,22%, dos pórfiros entre 60,66% e 75,47% e das rochas vulcânicas entre 51,43% e 77,87%, o que permite classificá-las de acordo a porcentagem de sílica como rochas intermediárias a ácidas.

Em geral, observa-se uma relação inversa do SiO_2 com TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3t , CaO , MgO e P_2O_5 , indicativos de fracionamento magmático (**Figura 86** e **Figura 87**). Inversamente, ocorre aumento nas concentrações de Na_2O e K_2O com o aumento da SiO_2 , como esperado pela cristalização e segregação de plagioclásio, hornblenda e minerais

acessórios. Entretanto, nas rochas plutônicas se observa uma dispersão pouco coerente nas distribuições de K_2O e Na_2O em relação ao SiO_2 , o que pode ser atribuído aos efeitos do metassomatismo potássico e sódico (**Figura 86D** e **Figura 87G**).

Figura 86 – Diagrama de óxidos de elementos maiores *versus* sílica, como proposto por Harker (1909), para litotipos da região do Tapajós.

Figura 87 – Diagrama de óxidos de elementos maiores *versus* sílica, como proposto por Harker (1909), para litotipos da região do Tapajós.

b) Elementos-traço

Em geral, o comportamento dos elementos traço para as rochas plutônicas e pórfiros mostra:

- Rochas plutônicas com uma grande dispersão nas concentrações dos elementos Zr, Th, Ta, Nb, Ba, Ce e Rb (**Figura 88** e **Figura 89**).
- Pórfiros com correlações positivas de SiO_2 com Th, Ta e Rb e negativas com Zr e

Ba, assim como grande dispersão Nb, Ce, e La (**Figura 88**, **Figura 89** e **Figura 90**).

- Rochas vulcânicas com correlações positivas de Zr, Th, Ta, Nb e Ba com SiO₂ para as composições andesíticas e negativas para Ba para as vulcânicas de composições riolítica (**Figura 88** e **Figura 89**).

Figura 88 – Diagrama de elementos traço *versus* sílica, segundo a proposição de Harker (1909) para litotipos da região do Tapajós.

Figura 89 – Diagrama de Harker (1909) para os elementos-traço para litotipos da região do Tapajós.

Figura 90 – Diagrama de Harker (1909) para elementos-traço para litotipos da região de Tapajós.

c) Diagramas de normalização geoquímica de ETR

O padrão dos Elementos Terras Raras (ETR) numa rocha ígnea é controlado pela química destes elementos na sua fonte e o equilíbrio cristal-líquido que ocorreu durante sua evolução.

Nas rochas ígneas, os processos de fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento relativo das terras raras (ETR) na fase líquida de sistemas silicáticos cristal-líquido. Desse modo, há enriquecimento de ETR em rochas crustais, particularmente nas mais félsicas. Os minerais que participam nesses processos produzem efeitos característicos nos padrões de terras raras, permitindo a identificação de sua atuação.

O comportamento dos demais ETR, para os três tipos litológicos estudados, plutônicos, subvulcânicos (pórfitos) e vulcânicos, apresentam o mesmo padrão de distribuição, só se diferenciando as rochas vulcânicas em relação a um maior enriquecimento dos ETR.

O estudo comparativo do fracionamento dos ETR entre os tipos de rocha permite

obter informações sobre a história geológica das unidades litológicas presentes na PMT, da fonte ígnea e sua posterior evolução magmática.

Nos diagramas multielementais normalizados para o condrito de Nakamura (1974) (**Figura 91**) a maioria das rochas plutônicas, pórfiros e rochas vulcânicas apresentam anomalia negativa de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* < 1$), que mostra o fracionamento do plagioclásio por cristalização fracionada. Duas amostras de rochas plutônicas apresentam anomalia positiva de Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* > 1$) o que indicaria assimilação, concentração de plagioclásio como fase cumulática ou resíduo de fusão (**Figura 91A**).

Observa-se uma proeminente anomalia negativa de Ce em duas amostras de rochas plutônicas (**Figura 91A**). Esta anomalia, expressa como ($\text{Ce}/\text{Ce}^* < 1$) pode ocorrer em resposta à oxidação do Ce^{+} para Ce^{4+} e a precipitação do Ce^{4+} em solução como CeO_2 nos ambientes marinhos.

Figura 91 – Diagrama de elementos terras raras normalizados para o condrito de Nakamura (1974). A) Rochas plutônicas; B) Rochas vulcânicas e C) Pórfiros.

7.4.4 Ambiente tectônico

Os elementos traço foram utilizados para a elaboração de diagramas de afinidade tectono-magmática, como os de Pearce *et al.* (1984), para as rochas plutônicas e pórfiros.

Figura 92 – Diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática das rochas plutônicas. *Syn-COLG*: *syn-collision granites*; *VAG*: *volcanic arc granites*; *WPG*: *within-plate granites*; *ORG*: *ocean ridge granites*.

Neste contexto as rochas menos evoluídas apresentam afinidade com granitóides sin-colisionais de arcos vulcânicos, o que seria compatível com um ambiente de margem continental ativa evoluindo para ambiente intraplaca, com o encerramento do evento orogênico (**Figura 92**).

Figura 93 – Diagramas discriminantes de Pearce *et al.* (1984) mostrando a afinidade tectono-magmática dos pórfiros. *Syn-COLG*: *syn-collision granites*; *VAG*: *volcanic arc granites*; *WPG*: *within-plate granites*; *ORG*: *ocean ridge granites*.

Em geral, os pórfiros possuem afinidade geoquímica dominante com granitoides sin-colisionais de arco vulcânico com evolução para ambiente intraplaca (**Figura 93**).

No diagrama de Harris *et al.* (1986), as rochas plutônicas, pórfiros e rochas vulcânicas (**Figura 94**) se apresentam concentradas principalmente no campo do ambiente tardio e pós-colisional, com algumas amostras com assinaturas de arco vulcânico.

Em geral, as rochas das diferentes unidades foram predominantemente formadas no final e após do evento colisional, com gradação para assinaturas de arco vulcânico.

Figura 94 – Diagrama de Harris *et al.* (1986) indicando a classificação tectônica das rochas analisadas: A) Rochas plutônicas; B) Pórfiros e C) Rochas vulcânicas.

7.5 GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

7.5.1 Geocronologia U–Pb em zircão

As análises geocronológicas U–Pb em zircão foram feitas a través da técnica SHRIMP com objetivo de determinar as idades de cristalização das diferentes rochas ígneas presentes na região sul da Província Mineral do Tapajós.

Foram analisadas quatro amostras de dois sienogranitos (PR-227 e NP-313E), um pórfiro sienogranítico (NP-263) e de um riolito porfirítico (CS-479).

As áreas selecionadas para análise nos cristais de zircão apresentavam diâmetro > 50 µm e comprimento > 100 µm, suficiente para o *spot* do laser utilizado no SHRIMP IIe (24 µm). As análises foram feitas nas partes dos cristais de zircão que se apresentavam mais límpidas, sem inclusões ou fraturas, se evitaram as porções dos cristais que se apresentavam metamictizadas. Esse processo metamictico ocorre nos domínios mais ricos em U, em decorrência da liberação de energia do decaimento radioativo de U e Th para Pb. Como consequência ocorre uma pequena expansão volumétrica no mineral que é suficiente para causar fissuras e fraturas que podem promover a perda de chumbo radiogênico e, portanto, comprometer a qualidade das análises.

Na **Tabela 16** os dados geocronológicos obtidos neste trabalho em cor vermelha, em conjunto com os dados coletados pela equipe de pesquisa.

Tabela 16 – Resumo dos dados geocronológicos ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$) analisados pela equipe de trabalho nos litotipos estudados na região de Tapajós, destacando-se em vermelho as datações feitas neste trabalho.

TIPO DE ROCHA	IDADE (Ma)	AUTOR
Rochas plutônicas	2123 ±86 Ma	Tokashiki (2015a)
	2046 ±79 Ma	Echeverri-Misas (2015)
	2023 ±30 Ma	Tokashiki (2015a)
	1985,3 ±3,3 Ma	
	1976 ±10 Ma	Echeverri-Misas (2015)
	1974 ±7,3 Ma	Echeverri-Misas (2015)
	1971,4 ±8,6 Ma	Echeverri-Misas (2015)
	1961,3 ±4,0 Ma	Cassini (2016)
	1958,6 ±4,0 Ma	Cassini (2016)
	1955 ±19 Ma	Tokashiki (2015a)
	1922 ±52 Ma	
Pórfiros	1980 ±6,6 Ma	Tokashiki (2015a)

	1980 $\pm$ 15 Ma	Tokashiki (2015a)
	1875,1 $\pm$ 3,3 Ma	
	1959 $\pm$ 5,5 Ma	Tokashiki (2015a)
	1959 $\pm$ 25 Ma	Tokashiki (2015a)
	1963 $\pm$ 15 Ma	Tokashiki (2015a)
Rochas vulcânicas	1986 $\pm$ 9,0 Ma	Echeverri-Misas (2015)
	1975 $\pm$ 5,3 Ma	Tokashiki (2015a)
	1970 $\pm$ 20 Ma	Tokashiki (2015a)
	1967 $\pm$ 6,6 Ma	Tokashiki (2015a)
	1966 $\pm$ 6,3 Ma	Tokashiki (2015a)
	1966 $\pm$ 22 Ma	Tokashiki (2015a)
	1876,3 $\pm$ 4,2 Ma	
Rochas Vulcanoclásticas	1997,9 $\pm$ 5,9 Ma	Roverato <i>et al.</i> (2017)
	1987,9 $\pm$ 4,3 Ma	Roverato <i>et al.</i> (2017)

a) Sienogranito (amostra PR-227)

Os zircões desta amostra são euédricos a subédricos, com dimensões varia entre 50 a 80 μ m de comprimento. Apresentam hábitos prismáticos a bipiramidais, com zoneamento oscilatório e setorial, características típicas de zircões ígneos (Hoskin & Schaltegger, 2003).

Nas imagens de catodoluminescência é possível observar a presença frequente de inclusões de minerais, mais comumente de apatita e núcleos irregulares predominantemente escuros. De modo geral os cristais estão moderadamente metamictizados devido aos seus conteúdos mais elevados de urânio. Alguns deles apresentam-se também fraturados nas suas bordas e ao redor dos núcleos (**Figura 95**).

Dessa amostra foram selecionados 37 (trinta e sete) cristais, dos quais 7 (sete) com zoneamento oscilatório preservado foram analisados num total de onze *spots*. os dados revelam significativa perda de chumbo, o qual pode-se observar num MSWD = 25, com idades muito novas em alguns pontos. Consequentemente, a melhor idade de cristalização obtida foi de 1922 $\pm$ 52 Ma, correspondente ao período Orosiriano (**Figura 96**).

Figura 95 – Imagem de catodoluminescência de cristais de zircão selecionados e os respectivos pontos analisados do sienogranito (PR-227). A idade de cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$.

Figura 96 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ para amostra PR-227 (sienogranito), com intercepto em 1922 ± 52 Ma.

b) Sienogranito (amostra NP-313E)

Os cristais de zircão desta amostra se apresentam euédricos a subédricos, com hábitos prismáticos bipiramidais, e com zoneamento oscilatório, correspondentes à de zircão ígneo (Harley *et al.*, 2007). Eles podem estar microfraturados, às vezes fragmentados, e contém inclusões subarredondadas e alongadas de minerais opacos e transparentes.

Foram separados 86 grãos de zircão em bom estado, sem metamictização, alguns deles com fraturas nas suas bordas. Deste conjunto, foram analisados 17 cristais com dimensões entre 60 a 90 μm , com um *spot* por cada cristal (**Figura 97**).

Os dados plotados apresentam $MSWD = 1,4$, por conseguinte a melhor idade de cristalização obtida foi uma idade concórdia de $1985,3 \pm 3,3$ Ma, correspondente ao período Orosiriano (**Figura 98**).

Figura 97 – Imagem de catodoluminescência com os cristais de zircão selecionados e os respectivos pontos analisados da amostra de sienogranito NP-313E. A idade de cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$.

Figura 98 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concórdia–discórdia, para a população de zircões da amostra NP-313E (sienogranito), com intercepto superior na concórdia em $1985,3 \pm 3,3$ Ma.

c) Pórfiro sienogranítico (amostra NP-263)

Para datação desta amostra foram separados 80 cristais muito fragmentados de zircão de hábito prismático com bordas arredondadas e dimensões variando de 50 a 100 μm .

Os cristais de zircão apresentam, na sua maioria, estrutura zonada oscilatória (zonas de crescimento ou zoneamento setorial) e, por vezes, núcleos herdados, apresentando uma razão Th/U elevada, característica de um processo de formação ígneo. Todos os cristais apresentam sobrecrecimentos (**Figura 99**), alguns internos, interpretados como de natureza magmática, se desenvolvem em continuidade com as zonas internas ou envolvem núcleos herdados. Desta amostra foram analisados 16 *spots* obtidos em grãos e com diferentes tipologias.

Os dados plotados apresentam MSWD = 2,4, com a melhor idade de cristalização obtida na concórdia de $1875,1 \pm 3,3$ Ma, correspondente ao período Orosiriano (**Figura 100**).

Figura 99 – Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão selecionados com os seus respectivos pontos analisados do pórfiro sienogranítico NP-263. A idade de cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$.

Figura 100 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concórdia–discórdia com os resultados obtidos para grãos de zircão selecionados da amostra NP-263 (pórfiro sienogranítico), com intercepto superior na concórdia em $1875,1 \pm 3,3$ Ma.

d) Riolito porfirítico (amostra CS-479)

Os fragmentos de cristais de zircão desta amostra possuem hábitos prismáticos a bipiramidais, com zoneamento oscilatório e setorial. Apresentam dimensões que variam de 40 a 110 μm , e de modo geral os cristais estão moderadamente metamictizados.

Desta amostra foram separados 84 cristais de zircão, dos quais quinze (15) foram selecionados para análises, com menores efeitos pela metamictização (**Figura 101**).

Os resultados definiram uma idade concórdia de $1876,3 \pm 4,2$ Ma, com MSWD = 0,99, correspondente ao período Orosiriano (**Figura 102**).

Figura 101 – Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão selecionados e os respectivos pontos analisados do riolito porfirítico CS-479. A idade de cada imagem corresponde à idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$.

Figura 102 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ concordância–discórdia onde para a população de zircão selecionada para o riolito porfirítico CS-479, com intercepto superior na concordância em $1876,3 \pm 4,2$ Ma.

Em geral foi observado perda de chumbo no zircão de todas amostras, processo que pode ser atribuído a eventos metamórficos, intempéricos ou de alteração hidrotermal (Pidgeon *et al.*, 1966; Stern *et al.*, 1966). Na região estudada não há evidências de metamorfismo, sequer na fácies xisto verde, portanto, a perda de chumbo poderia tentativamente ser atribuída ao hidrotermalismo associado aos eventos magmáticos ricos em fluidos hidrotermais responsáveis pelas alterações hidrotermais presentes em algumas rochas da região do Tapajós.

Tabela 17 – Síntese das idades obtidas e de suas correlações com as unidades geológicas da Província Mineral do Tapajós.

Amostra	Litotipo	Idade U-Pb (Ma)	Unidade geológica associada
NP-313E	Sienogranito	$1985,3 \pm 3,3$	Suíte Intrusiva Creporizão
PR-227	Sienogranito	$1922,0 \pm 52$	Suíte Intrusiva Creporizão
NP-263	Pórfiro sienogranítico	$1875,1 \pm 3,3$	Grupo Iri
CS-479	Riolito porfirítico	$1876,3 \pm 4,2$	Grupo Iri - Formação Salustiano

Os dados geocronológicos U–Pb em zircão das amostras analisadas permitiram a identificação do embasamento granítico das sequências vulcânicas representado pelos sienogranitos de idades $1985,3 \pm 3,3$ e $1922,0 \pm 52$ Ga, mais antigo que a idade antes considerada, de ca. 1,89 Ga (Suíte Intrusiva Parauari). O pórfiro sienogranítico de idade

1875,1 $\pm$ 3,3 Ga pode ser correlacionado com o evento magmático que gerou o Grupo Iriri, assim como o riolito porfirítico de idade de 1876,3 $\pm$ 4,2 Ga (**Tabela 17**).

Ao se fazer a comparação dos dados adquiridos nesta pesquisa com os dados coletados pela equipe de trabalho, ambos compilados na **Figura 103**, pode-se observar:

- No embasamento foram distinguidos quatro conjuntos de idades de rochas plutônicas cálcio-alcalinas, um grupo com idades de (2123 $\pm$ 86 Ma, 2046 $\pm$ 79 Ma e 2023 $\pm$ 30 Ma) as quais se aproximam com a idade do Complexo Cuiú-Cuiú (2011 $\pm$ 23 Ma), outro grupo com idades (1985,3 $\pm$ 3,3 Ma, 1976 $\pm$ 10 Ma, 1974 $\pm$ 7,3 Ma, 1971,4 $\pm$ 8,6 Ma) mais antigas que a Suíte Intrusiva Creporizão, mais outro conjunto com idades (1961,3 $\pm$ 4,0 Ma, 1958,6 $\pm$ 4,0 Ma, 1955 $\pm$ 19 Ma) correlacionadas com a Suíte Intrusiva Creporizão e uma idade de 1922 $\pm$ 52 Ma correlacionada à Suíte Intrusiva Parauari, situados no sul da Província do Tapajós geradas em arcos magmáticos continentais como é sugerido por Juliani *et al.* (2013a).
- As idades dos pórfiros (1980 $\pm$ 6,6 Ma, 1980 $\pm$ 15 Ma, 1959 $\pm$ 5,5 Ma, 1959 $\pm$ 25 Ma, 1963 $\pm$ 15 Ma) indicam sua formação contemporânea com o mesmo evento que gerou o grupo das vulcânicas e vulcanoclásticas de idade correlacionável com os eventos magmáticos das suítes Creporizão, assim como o pórfiro de idade 1875,1 $\pm$ 3,3 Ma se associa geneticamente ao evento magmático Iriri, sendo parte dos arcos continentais Tapajônicos, propostos por Juliani *et al.* (2013a).
- As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que aparecem nos mapas foram cartografiadas como pertencentes ao Grupo Iriri, entretanto as idades aqui obtidas para as rochas vulcânicas (1986 $\pm$ 9,0 Ma, 1975 $\pm$ 5,3 Ma, 1970 $\pm$ 20 Ma, 1967 $\pm$ 6,3 Ma, 1966 $\pm$ 6,3 Ma, 1966 $\pm$ 22 Ma) e das vulcanoclásticas (1997,9 $\pm$ 5,9 Ma e 1987,9 $\pm$ 4,3 Ma) indicam que esse evento magmático antecedeu esse magmatismo e que igual os pórfiros tem idades compatíveis com a suíte Creporizão, mas com filiação cálcio-alcalina, a diferencia de umas vulcânicas com idade de 1876,3 $\pm$ 4,2 Ma correlacionadas com o evento magmático Iriri.

*Dados obtidos neste trabalho.

Figura 103 – Síntese dos resultados geocronológicos ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U}$) analisados pela equipe de trabalho na região de Tapajós.

7.5.2 Geoquímica Sm–Nd

Dados isotópicos de Samário e Neodímio foram obtidos para 14 amostras de litotipos plutônicos, pórfiros, rochas vulcânicas e piroclásticas.

Os dados isotópicos Sm–Nd para as amostras analisadas podem ser vistos no **Anexo II**.

A **Tabela 18** apresenta resumidamente os valores de Sm e Nd em partes por milhão, as razões isotópicas $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ e $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$, as idades modelo TDM e os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T1})$ para cada uma das amostras. Os valores $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T1})$ foram calculados levando-se em consideração a idade de cristalização obtida (U–Pb em zircão) dos litotipos e na ausência de idades de cristalização para algumas amostras, optou-se por calcular os valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T})$ com as idades disponíveis na literatura da unidade geológica correlacionável de acordo com suas características litológicas e geoquímicas.

As idades modelos do manto depletado (*depleted-mantle*) obtidas podem ser agrupadas em 3 conjuntos principais, como é possível observar na **Figura 104**. A idade modelo do manto empobrecido mais antiga, de 2,95 Ga está representado pelo sienogranito PR-227. O segundo conjunto inclui rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas com idade modelo TDM média de 2,34 Ga. Por fim a idade modelo mais jovem de 1,85 Ga, correspondente ao gabro CS-488.

A idade modelo de 2,95 Ga no sienogranito PR-227 indica contribuição de crosta arqueana, contrário às demais amostras que indicam uma contribuição majoritariamente do Paleoproterozoico na parte sul da Província Mineral do Tapajós, assim como os valores de ϵNd negativos representam a existência de importante contaminação de crosta continental na maioria dos litotipos a exceção de uma amostra de gabro CS-488 com valor de ϵNd positivo.

Tabela 18 – Valores isotópicos de Sm–Nd das rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas.

AMOSTRA	ROCHA	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm} / ^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} \pm 2\text{SE}$	fSm/Nd	$\epsilon_{\text{Nd}(0)}$	$\epsilon(T1)^*$	T1 (Ma)	T _{DM} (Ma)
CS-488	Gabro	2,971	13,370	0,1343	0,512077+/- 9	-0,3168645	-10,94	3,99	1879	1853,5
PR-230	Riolito	4,142	29,680	0,0844	0,511117+/- 9	-0,57097578	-29,67	-2,45	1900	2277,3
CS-463	Andesito	5,929	29,668	0,1208	0,511679+/-11	-0,38563171	-18,71	-0,32	1900	2245,2
NP-303B	Andesito	6,590	39,243	0,1015	0,511214+/- 3	-0,48375148	-27,78	-4,72	1900	2498,9
CS-479	Riolito porfirítico	13,270	71,306	0,1125	0,511591+/- 2	-0,42788879	-20,43	-0,30	1876 **	2194,1
NP-263	Pórfiro sienogranítico	8,974	53,188	0,1020	0,511346+/- 4	-0,48130983	-25,20	-2,56	1875 **	2324,4
PR-216A	Pórfiro granodiorítico	10,656	58,664	0,1098	0,511424+/- 2	-0,44158311	-23,68	-2,62	1900	2385,6
NP-316	Pórfiro diorítico	8,921	54,721	0,0985	0,511295+/- 5	-0,49881839	-26,19	-2,42	1900	2322,5
NP-416	Pórfiro sienogranítico	7,600	39,817	0,1154	0,51151+/- 10	-0,41321275	-22,01	-2,31	1900	2387,8
CS-537	Sienogranito	5,663	38,196	0,0896	0,511112+/- 5	-0,54421053	-29,77	-3,52	1922	2382,2
PR-227	Sienogranito	3,482	12,393	0,1698	0,512212+/- 6	-0,13625027	-8,30	-1,74	1922 **	2959,5
NP-313E	Sienogranito	11,207	66,822	0,1014	0,511263+/- 12	-0,48439793	-26,81	-2,70	1985 **	2427,4
NP-291C	Sienogranito	6,571	40,633	0,0978	0,511215+/- 2	-0,50284915	-27,76	-3,51	1922	2414,3
MA-190B	Tufo félsico	9,880	57,475	0,1039	0,511465+/- 2	-0,47153823	-22,89	-0,40	1900	2196,6

* Valores de $\epsilon_{\text{Nd}(T1)}$ foram calculados com base na idade de cristalização dos litotipos.

** Idades U-Pb SHRIMP

Figura 104 – Diagrama ϵ_{Nd} versus T (Ga) da evolução isotópica de Nd dos litotipos. A linha preta indica a evolução do manto depletado segundo modelo de De Paolo (1981).

7.5.3 Geoquímica Sr–Sr

As relações $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, permitem obter informação sob a origem, processos e os materiais fontes (manto superior, crosta inferior e crosta superior) assim como os processos de assimilação.

Baseados na quantidade de ^{87}Sr , o qual tem aumento desde a origem da Terra, devido aos aportes derivados da desintegração do ^{87}Rb , as rochas formadas no manto terrestre terão relações Rb/Sr baixas e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ baixas, assim como as rochas da crosta superior terão relações Rb/Sr altas e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ altas. Os valores intermediários são explicados devido á assimilação ou contaminação de materiais crustais por materiais mantélicos.

Na **Tabela 19** são apresentadas as características isotópicas Sr–Sr dos litotipos analisados.

Os dados isotópicos Sr–Sr para as amostras analisadas podem ser vistos no **Anexo**

II.

Tabela 19 – Valores isotópicos de Sr–Sr das rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas e vulcanoclásticas.

AMOSTRA	ROCHA	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \pm 2\text{SE}$	T1 (Ma)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (T1) *	$\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T1})$ *
CS-488	GABRO	6,8	627,5	0,031779042	$0,70369 \pm 1$	1879	0,70282093	3,99
PR-230	RIOLITO	168,8	36,1			1900		–2,45
CS-463	ANDESITO	94,3	285,3	0,969294039	$0,72836 \pm 1$	1900	0,701852468	–0,32
NP-303B	ANDESITO	127,8	1130,1	0,331634421	$0,71357 \pm 1$	1900	0,704616801	–4,72
CS-479	RIOLITO PORFIRÍTICO	314,3	28,3			1876 **		–0,30
NP-263	PÓRFIRO SIENOGRAÍTICO	237,1	218,3	3,185102693	$0,79297 \pm 1$	1875 **	0,705866183	–2,56
PR-216A	PÓRFIRO GRANODIORÍTICO	271,5	86,4	9,215135223	$1,11926 \pm 1$	1900	0,867251342	–2,62
NP-316	PÓRFIRO DIORÍTICO	119,3	667,8	0,523889447	$0,71954 \pm 1$	1900	0,705213061	–2,42
NP-416	PÓRFIRO SIENOGRAÍTICO	263,1	43,4			1900		–2,31
CS-537	SIENOGRAITO	130,3	565	0,676303428	$0,72411 \pm 1$	1922	0,705397868	–3,52
PR-227	SIENOGRAITO	189,1	38,3	14,47899359	$0,98337 \pm 1$	1922 **	0,569444352	–1,74
NP-313E	SIENOGRAITO	269,4	199,7	3,956080749	$0,8205 \pm 1$	1985 **	0,711042173	–2,70
NP-291C	SIENOGRAITO	156,7	206,4	2,226408875	$0,7707 \pm 1$	1922	0,709813827	–3,51
MA-190B	TUFO				$0,92226 \pm 1$	1900		–0,40

* Os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_{(\text{T1})}$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(\text{T1})$ foram calculados com base na idade de cristalização dos litotipos.

** Idades U-Pb SHRIMP

O claro enriquecimento em Sr radiogénico e os valores negativos de ϵNd das rochas plutônicas, pórfiros e vulcânicas correspondem à assinatura isotópica típica de crosta continental média e superior (White, 1999), coerente com os dados de geoquímica e petrográficos

O gabro pertence a outro grupo de rochas presentes na região do Tapajós. Seus valores isotópicos sugerem contaminação de magmas gerados por plumas do manto por rochas da litosfera sub-continental ou da crosta continental, resultando em maior variação na composição isotópica (**Figura 105**), coerente com sua natureza juvenil.

Figura 105 – Resultados das composições isotópicas de Sr e Nd, onde se pode observar os valores negativos de ϵNd com valores baixos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (modificada de White, 1999), indicando forte participação de crosta continental em diferentes graus de hibridização com um possível componente mantélico na geração dos granitoides, pórfiros e rochas vulcânicas cálcio-alcálinos associados a todas as fases tectônicas durante evolução da região do Tapajós.

8 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os levantamentos feitos na porção sul da Província Mineral do Tapajós, na região das cidades de Novo Progresso, Castelo de Sonhos e Moraes de Almeida, revelaram diversas unidades de rochas plutônicas, sub-vulcânicas, vulcânicas, vulcanoclásticas e epiclásticas.

Esses estudos, focados na petrografia, geoquímica e geologia isotópica permitiram caracterizar as principais rochas e, sobretudo, identificar os tipos e estilos das alterações hidrotermais, as quais se mostram muito semelhantes às mineralizações epitermais e do tipo pórfiro descritas por Corrêa-Silva (2002), Juliani *et al.* (2005, 2014a, 2016), Aguiar-Bocanegra (2013), Barreto *et al.* (2013), Echeverri-Misas (2010; 2015), Tokashiki (2015a), Tokashiki *et al.* (2015b), Cassini *et al.* (2015); Gómez-Gutiérrez *et al.* (2015a; 2015b) na Província Mineral do Tapajós e Fernandes *et al.* (2011) na região de São Félix do Xingu.

Na Província Mineral do Tapajós foram identificadas rochas magmáticas geradas em arcos magmáticos continentais paleoproterozoicos formados entre 2,1 Ga e 1,88 Ga, denominados nesta tese como arcos Tapajônicos I e II, em analogia ao proposto por Juliani *et al.* (2013a; 2015). As rochas destes arcos incluem rochas das suítes intrusivas Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari, bem como do evento magmático *sensu lato* Uatumã, composto por rochas vulcânicas de composições andesíticas, dacíticas, riodacíticas e riolíticas e seus componentes vulcanoclásticos.

O evento vulcânico *sensu lato* Uatumã foi originalmente considerado apenas como produto de magmatismo intraplaca do tipo-A ocorrido em ca. 1,88–1,87 Ga e Klein *et al.* (2012) o consideraram como uma grande província ígnea silícica ou SLIP (*Silicic Large Igneous Province*) gerada em um período importante de crescimento crustal no Paleoproterozóico (**Figura 106**). Segundo estes autores, esta classificação foi adotada com base na extensa área de ocorrência, nas características geoquímicas (incluindo rochas do tipo-A, associações cálcio-alcalinas e transicionais) e nos tipos de mineralizações associadas, que incluiria depósitos de Cu hospedados em sedimentos, de sulfetos maciços vulcanogênicos (VMS), sedimentares exalativos (SEDEX) e magmáticos-hidrotermais do tipo pórfiro ricos em Cu (**Figura 106**). Posteriormente, foram reconhecidas vulcânicas cálcio-alcalinas de alto potássio de idades semelhantes às das vulcânicas alcalinas do tipo-A de ca. 1,88–1,87 Ga, assim como rochas vulcânicas cálcio-alcalinas de ca. 2,0 Ga e de 1,96 Ga, levando à interpretação de que o vulcanismo félsico teria se concentrado nestas épocas.

Juliani *et al.* (2008; 2009) propuseram a existência de um possível zonamento metalogenético que estaria associado ao desenvolvimento de eventos vulcano–plutônicos entre 2,1 e 1,88 Ga, gerados por subducção contínua de placa oceânica de sul para norte, em sistemas tectônicos semelhantes aos que geraram as unidades de rochas meso-cenozoicas dos Andes, do oeste dos EUA e do México. A fase final deste evento tectono–magmático teria resultado em atividades vulcânicas predominantemente fissurais e granitogênese do tipo-A de ca. 1,87 Ga.

Figura 106 – Volumes de crescimento crustal *versus* tempo (modificado de Condie, 2000) e a distribuição de diferentes tipos de depósitos (segundo Groves *et al.*, 2005) que se associam com o crescimento crustal e a formação de supercontinentes. A área retangular vermelha indica a faixa de 2,1 – 1,8 Ga observada nas rochas da Província Mineral do Tapajós, incluindo o magmatismo Uatumã *sensu stricto* de 1,87 Ga, fissural e do tipo-A.

Nesse contexto, as rochas estudadas foram agrupadas, de acordo com sua origem, textura e composição, em rochas plutônicas que, de modo geral, compõem as hospedeiras dos pórfiros intrusivos e o embasamento das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas. As rochas vulcânicas variam de afaníticas a faneríticas finas e são comumente porfiríticas. Compõem derrames, domos e diques, que incluem basaltos andesíticos, andesitos, dacitos, riódacitos e riolitos, estes predominantes, comumente com rochas vulcanoclásticas diversas, incluindo depósitos de ignimbritos, tufos de queda e vulcanoclásticas epiclásticas. Este vulcanismo tem associado diversas gerações de pórfiros graníticos e granodioríticos, intrusivos em rochas plutônicas porfiríticas e faneríticas, predominantemente sienogranitos, monzogranitos e granodioritos.

As rochas em geral são peraluminosas a metaluminosas e pertencem à serie cálcio-alcalina enriquecida em potássio, com tendências shoshoníticas, semelhantes às rochas geradas em magmatismo sin- a pós-orogênico em arcos vulcânicos continentais maduros, desenvolvidos em margens continentais ativas. Entretanto, deve ser ressaltado que em algumas amostras, a afinidade geoquímica "shoshonítica" deve-se à sobreposição do metassomatismo potássico vinculado com alterações do tipo pórfiro.

Os dados geocronológicos mostram a existência de um embasamento plutônico com idades ca. 2,12 a 2,02 Ga, de 1,97 a 1,95 Ga e de 1,92 Ga, indicando que estas unidades podem ser correlacionadas com as rochas das suítes intrusivas Cuiú-Cuiú, Creporizão e Parauari, mas também ocorrem corpos de rochas hipoabissais associadas em todas estas idades.

Os sistemas vulcânicos cálcio-alcalinos apresentam idades de ca. 2,0, ca 1,97 a 1,95 Ga, e as vulcânicas da unidade *sensu lato* Iriri, de ca. 1,88 Ga, além do magmatismo do tipo-A de ca. 1,88–1,87 Ga. Este conjunto de idades de rochas de distintas filiações geoquímicas evidencia uma evolução complexa do magmatismo paleoproterozoico na região. Suas características geoquímicas indicam afinidades com rochas geradas em margens continentais ativas, em arcos vulcânicos continentais sin- pós-colisionais, diferentemente do sistema acrecionário com subducção do tipo B previamente considerado (e.g. Tassinari & Macambira, 1999; Cordani, 2006). As idades modelo Sm–Nd (TDM) indicam a existência de embasamento arqueano na Província Mineral de Tapajós, assim como os valores de ϵ_{Nd} negativos mostram a existência de importante contaminação dos magmas pela assimilação de rochas de crosta continental.

8.1 EVOLUÇÃO TECTÔNICA DA PROVÍNCIA MINERAL DO TAPAJÓS (c.a 2,1 – 1,88 Ga)

A geomorfologia atual da Província Mineral do Tapajós mostra um “mar” de morros e terrenos de relevo relativamente suave, sem cadeias de montanhas assim como ausência de rochas metamórficas de média pressão, o que é contrastante com o esperado pela evolução de diversos arcos continentais, em parte descritos por Santos *et al.* (2000), como sistemas tectônicos semelhantes aos observados em orógenos meso–cenozoicos. Esta configuração deve-se em parte a movimentos verticais importantes de alguns blocos ao longo de falhas, justapondo rochas de níveis crustais mais profundos com as vulcânicas superficiais, as quais apresentam alterações epitermais de baixa temperatura, posteriormente erodidas (**Figura 107**).

Tokashiki (2015a) reconheceu também na parte sul da Província Mineral do Tapajós, períodos de forte erosão, com rochas vulcânicas de 1,97 Ga depositadas sobre rochas plutônicas de ca. 2,1 Ga, o que implica remoção de 3 a 5 km de rochas em aproximadamente 130 Ma, indicando uma tectônica complexa, com alçamento e afundamento de blocos desde o Paleoproterozoico.

Os dados de isótopos estáveis indicam que a água meteórica que se misturou com fluidos magmáticos para a formação de mineralizações magmáticas–hidrotermais no Tapajós (Juliani *et al.*, 2005) são típicas de regiões equatoriais com fortes taxas de evaporação, além de contribuição de águas marinhas, o que pode caracterizar um ambiente tectônico semelhante ao observado nos Andes em ca. 125 Ma, segundo Giuliani *et al.* (2015).

A maturidade mineralógica, as texturas e estruturas das rochas sedimentares paleoproterozóicas e os isótopos de hidrogênio em minerais hidrotermais dos sistemas epitermais formados por mistura de águas meteóricas indicam a predominância de clima semiárido a árido, sugerindo que os estágios de intensa erosão deveriam estar relacionados a alterações climáticas intensas entre alguns eventos vulcânicos. A presença de depósitos epitermais paleoproterozoicos muito rasos na Província Mineral do Tapajós indica que a erosão não foi homogênea em toda a região e sugere que *rifts* e bacias do tipo *pull-apart* podem ter preservado estes sistemas epitermais devido ao rápido soterramento por sedimentos fluviais e marinhos rasos, ainda no Paleoproterozoico. Eventos de peneplanização pós-paleoproterozoicos são também evidenciados pela existência de remanescentes de superfícies de peneplanização em toda região sul do Cráton.

A semelhança do quimismo cálcio-alcálico, e os isótopos radiogênicos das rochas magmáticas estudadas, comparadas com aquelas formadas em orógenos paleozoicos a quaternários indica que eventos de subducção paleoproterozoicos foram responsáveis pela formação dessas rochas na parte sul do Cráton Amazônico.

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, no setor leste, com a colocação de intrusões félsicas fissurais e granitos mais evoluídos, tardi- a pós-orogênicos, como os descritos por Giuliani & 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). As estruturas profundas E–W da crosta continental no Tapajós, identificadas pelos dados geofísicos (Carneiro *et al.*, 2013; 2014; Juliani *et al.*, 2013a; 2014b), são continuas às zonas de cisalhamento arqueanas em Carajás, indicando a continuidade do embasamento arqueano até as proximidades do rio Tapajós. Essas estruturas E–W, hospedeiras de mineralizações IOCG de 2,7 e de 1,88 Ga em Carajás, poderiam ter favorecido a injeção de magmas nos arcos Tapajônicos e a geração de sistemas epitermais e do tipo pórfiro no Tapajós durante o Paleoproterozoico, com potencial para geração de sistemas de tipo pórfiro de Cu–Mo–Au.

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 estruturas controlariam a localização de fissuras de erupção (*erupting vents*).

Os valores de ϵNd negativos de amostras de sienogranito, pórfiros sienograníticos, granodioríticos e dioríticos, assim como em andesitos, riolitos e tufos na Província Mineral do Tapajós sugerem contaminação crustal de crosta continental arqueana na fonte dos magmas que geraram as rochas nessa região. Essas estruturas aparentam terem controlado a colocação de intrusões ígneas e devem ter tido um importante papel na distribuição dos esforços no arco continental, além de também servirem de conduto para ascensão do magma e para formação das caldeiras vulcânicas (Juliani *et al.* 2005, 2013a).

A revisão da literatura existente, os dados e resultados obtidos nesta tese e pela equipe de trabalho permitem apresentar um modelo tectônico para explicar a evolução dos arcos continentais reconhecidos durante o período compreendido entre 2,1–1,88 Ga, os quais são consistentes com os dados de campo, petrográficos, geoquímicos, isotópicos coletados e analisados.

Nesta síntese apresenta-se a evolução tectônica, paleogeográfica e metalogenética dos arcos paleoproterozoicos e a configuração geológica atual da porção sul da Província Mineral do Tapajós (**Fig. 112**).

Configuração geológica atual da Província Mineral do Tapajós

Rochas ígneas pertencentes/correlacionáveis às rochas das Suítes Intrusivas : Maloquinha, Granitos tipo I, Parauari, Creporizão, Cuiú Cuiú.

Figura 107 – Modelo geológico esquemático atual da Província Mineral de Tapajós. Notem-se os movimentos verticais importantes de alguns blocos por falhas, permitindo que níveis crustais mais profundos sejam justapostos com as vulcânicas superficiais, as quais apresentam alterações epitermais de baixa temperatura.

8.1.1 *Paleoproterozóico no período de 2,1 a 1,97 Ga (Fase orogênica)*

No período 2,1 a 1,97 Ga na região onde se situa atualmente a Província Mineral do Tapajós ocorreram eventos magmáticos, cujas características geoquímicas e isotópicas sugerem a existência de pelo menos um arco magmático denominado Arco Tapajônico I, numa crosta continental predominantemente arqueana, de acordo a idades modelo obtidas a partir dos dados isotópicos Sm–Nd.

Pórfiros, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas deste evento apresentam alterações hidrotermais do tipo pórfiro e epitermais (*low- e high-sulfidation*). Um quadro esquemático do modelo tectônico proposto para o Paleoproterozoico no período (2,1–1,97 Ga) encontra-se representado na **Figura 108**.

Segundo Juliani *et al.* (2015), na parte sul do Cráton Amazônico a crosta relativamente espessa no Tapajós e a predominância de rochas félsicas sobre as intermediárias, excluiria a possibilidade de um sistema de convergência com forte componente compressional. Assim, os volumes destas rochas e sua distribuição sugeriria geração em eventos de subducção em regime tectônico fracamente extensional a fracamente compressivo, o que não resultaria em deformações intensas e grande elevações de cadeias de montanhas.

8.1.2 *Paleoproterozoico no período de ca. 1,89 Ga (Fase orogênica)*

Um quadro esquemático do modelo tectônico proposto para o Paleoproterozoico no período de ca. 1,89 Ga encontra-se representado na **Figura 109**. O preenchimento das bacias de intra-arco e retro-arco representadas pelas rochas sedimentares continentais foi contemporâneo ao vulcanismo continental, com sistemas lacustres intra-lobos de leques aluviais, com abundante contribuição de piroclásticas e vulcanoclásticas epiclásticas associadas a depósitos de sistemas fluviais entrelaçados que gradam para sedimentos marinhos com estruturas de correntes bidirecionais, tanto no intra- como no retro-arco. Essas sequências gradam no topo para arenitos arcoseanos e, posteriormente, para *Red beds*.

O contexto geológico para construção dos arcos magmáticos no sul do Cráton Amazônico poderia ser comparado com o Jurássico no Chile Central, que é entendido por Ramos (2010) como um estágio que precederia o arco compressivo do tipo Chileno, segundo (Juliani *et al.*, 2015).

A)

B)

Figura 108 – Esquema evolutivo da região da Província Mineral do Tapajós entre ca. 2,1 e 1,97 Ga, com a localização dos principais sistemas magmáticos–hidrotermais. A) Modelo tectônico esquemático regional na PMT no Paleoproterozoico no período 2,1–1,97 Ga; B) Seção geológica esquemática da formação do Arco Tapajônico Continental I.

8.1.3 Paleoproterozóico no período em 1,88 – 1,87 Ga (Fase anorogênica)

Este evento está relacionado à tafrogênese que ocorreu nesse período nesta região (Santos *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002; Fernandes, 2009), após a formação das rochas dos eventos tardi- a pós-colisionais do magmatismo cálcio-alcálico que gerou o Arco Tapajônico Continental II. Esta fase de magmatismo anorogênico do tipo-A é representada pelas rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha e pelas rochas vulcânicas do tipo-A de ca. 1,88–1,87 Ga que são genericamente incluídas no Grupo Iriri.

Um quadro esquemático do modelo tectônico proposto para o Paleoproterozoico no período de ca. 1,88 a 1,87 Ga encontra-se representado na **Figura 110**.

Figura 109 – Esquema evolutivo da região da Província Mineral do Tapajós no período ca. 1,89 Ga, com a localização dos principais sistemas magmáticos–hidrotermais. A) Modelo tectônico esquemático regional na PMT no Paleoproterozoico no período ca. 1,89 Ga; B) Seção geológica esquemática da formação do Arco Tapajônico Continental II.

Figura 110 – Esquema evolutivo da região da Província Mineral do Tapajós no período de ca. 1,88 a 1,87 Ga, com a localização dos principais sistemas magmáticos–hidrotermais. A) Modelo tectônico esquemático regional na PMT no Paleoproterozóico no período de ca. 1,88 a 1,87 Ga); B) Seção geológica esquemática da formação das unidades anorogênicas.

8.2 METALOGENIA DA PROVINCIA MINERAL DO TAPAJÓS (ca. 2,1 – 1,88 Ga)

Na porção sul da Província Mineral do Tapajós tem sido descritas diversas ocorrências de rochas com 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 às rochas do evento

Uatumã *sensu lato* compatíveis com a formação em arcos magmáticos continentais de idade 1,88 Ga (Juliani *et al.*, 2013b).

As alterações hidrotermais descritas, com metassomatismo potássico, alteração propilítica, alteração clorítica, alteração sericítica, alteração argílica, alteração argílica avançada e com sericita/illita e adulária apresentam mineralogia, estilos e zonamentos típicos das mineralizações do tipo pórfiro, assim como de sistemas epitermais *low-* e *high-sulfidation*, segundo os conceitos apresentados por Pirajno (1992) e Sillitoe (2000; 2010)

O metassomatismo potássico foi reconhecido predominantemente nos pórfiros e nos granitos com uma assembleia constituída por feldspato potássico + biotita $\pm$ quartzo $\pm$ pirita, por vezes com magnetita hidrotermal disseminada ou em vênulas. A alteração propilítica ocorre em granitos, pórfiros, vulcânicas e vulcanoclásticas, apresenta um padrão mineralógico característico com uma paragênese com clorita + epidoto/clinozoisita + albita $\pm$ calcita $\pm$ pirita $\pm$ sericita, ocorre geralmente em estilo pervasivo e, localmente, fissural. A alteração sericítica ocorre em todos os litotipos, está constituída por sericita + quartzo + pirita, tanto esse tipo de alteração quanto o anterior ocorrem em estilo pervasivo e fissural. As alterações propilítica e clorítica são dominantes em andesitos ou diques de diabásio, sendo representadas por clorita, que substitui principalmente biotita e anfibólio em vários estágios de alteração, e por associações de clorita + epidoto + clinozoisita + albita $\pm$ carbonatos $\pm$ sericita $\pm$ hidróxidos de ferro $\pm$ quartzo $\pm$ sulfetos. Zonas de silicificação ocorrem em todas as rochas.

Sistemas complexos de vênulas de quartzo, *stockworks* e brechas explosivas totalmente hidrotermalizadas são comuns, assim como as texturas de abertura e preenchimento são indicativas de colocação do magma em ambiente crustal raso, sua presença se associa a falhas, mais ocorre principalmente em áreas circulares, as quais foram observadas em trabalho de campo, em meio de rochas vulcânicas e pórfiros, onde parece relacionar-se com estruturas radiais.

A mineralogia, os tipos e os estilos das alterações hidrotermais do tipo quartzo–sericítica, argílica e argílica avançada estudadas são muito semelhantes aos presentes em típicos sistemas epitermais *low-* e *high-sulfidation* paleozoicos a cenozoicos. Desta forma, as alterações quartzo–sericítica e argílica, apesar de ainda não ter sido identificada adulária, podem representar mineralizações epitermais *low-sulfidation*, enquanto que a presença de pirofilita e alunita caracteriza zonas com alteração argílica avançada típicas de mineralizações epitermais *high-sulfidation*.

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, já que magmas com elevados estados de oxidação podem ter gerado as alterações *high-sulfidation* os quais relacionam-se geneticamente com pórfiros de cobre em rochas menos evoluídas e de cobre e molibdênio em rochas mais evoluídas com estados de oxidação menores.

Intenso metassomatismo potássico afeta grandes volumes de rochas na Província Mineral do Tapajós e esse tipo de alteração é inicial nas mineralizações do tipo pórfiro, formando sistemas quase explosivos (Cathles & Shannon, 2007), o que implica em grande volume de água no magma e em vulcanismo explosivo, o que, por sua vez, pode ser associado com a subducção de placa oceânica, com estágios de ângulos de mergulho relativamente baixos. Murphy *et al.* (2009) verificaram que na *Taupo Volcanic Zone* (Nova Zelândia) o magmatismo é influenciado pela ascensão do manto aquecido sob uma crosta atenuada, resultando em predominância de andesitos onde o regime compressivo é intenso, e predominância de riolitos e caldeiras com até 50 km de extensão controladas pelas estruturas onde o regime é extensional. Mecanismo semelhante pode ser interpretado, à luz dos dados discutidos anteriormente, para parte sul do Cráton Amazônico, reforçando a interpretação do regime extensional a levemente compressivo.

A identificação de um número relativamente elevado de ocorrências e de indícios de mineralizações epitermais com fonte magmática para o enxofre dos sulfetos presentes, juntamente com o ambiente tectônico de margem continental ativa, com magmatismo cálcio-alkalino de alto potássio, brechas hidrotermais, zonas de *stockworks* e abundantes intrusões de pórfiros, indica haver um potencial significativo para exploração de mineralizações magmáticas–hidrotermais nos arcos vulcânicos Paleoproterozoicos na Província Mineral do Tapajós. Os dados geocronológicos das unidades vulcânicas estudadas permitem fazer a correlação desses sistemas com as mineralizações descritas na Província Mineral do Tapajós, pode se relacionarem, pelas suas características, tanto com as mineralizações de ca. 1,88 Ga, com as de 1,97 Ga. Entretanto, a predominância do tipo *low-sulfidation* sugere uma correlação com o magmatismo mais evoluído, de tendências alcalinas em ca. 1,88 Ga. Adicionalmente, em função das alterações hidrotermais, das características geoquímicas, do ambiente de colocação epizonal e das idades das rochas estudadas, não se descarta a possibilidade da existência de mineralizações magmáticas–hidrotermais de ca. 2 Ga relacionadas com o arco Tapajônico continental I na região estudada, o que pode ampliar ainda mais o potencial mineral da província para esses tipos

de depósitos relacionados diretamente com a reconstrução dos arcos magmáticos, onde pode-se aplicar como guias na exploração regional em outras regiões do Cráton Amazônico onde o evento *sensu lato* Uatumã está presente.

Por fim, zonas de alteração sericítica e argílica muito intensas em granitos da área, bem como a relação genética existente entre as mineralizações epitermais e unidades vulcânicas, sugerem uma extensão do potencial da Província Mineral do Tapajós para ocorrência de pórfiros de metais de base e preciosos, com pelo menos duas épocas metalogenéticas, uma ao redor de 1,88 Ga, previamente caracterizada por Juliani *et al.* (2005), e outra em aproximadamente 1,97 a 1,96 Ga, caracterizada por Tokashiki *et al.* (2015a) e neste estudo. A identificação de sistemas epitermais mais antigos (ca. 1,97 Ga) que os descritos por Nunes (2001) e Juliani *et al.* (2005) na Província Mineral do Tapajós (ca. 1,88 Ga) reflete possível zonamento tectônico e metalogenético, com sistemas magmáticos–hidrotermais mais antigos na parte sul da província, como proposto por Juliani *et al.* (2013b).

Os dados obtidos no desenvolvimento dessa Tese, confirmam a existência de um embasamento arqueano desenvolvido em pelo menos dois arcos magmáticos continentais relacionados com épocas metalogenéticas mais férteis, que se relacionam com períodos de aumento da espessura da crosta durante o Paleoproterozoico, sendo um mais antigo com idade de 1,97 Ga e outro entre 1,89 e 1,87 Ga, definidos como Arcos Tapajônicos por Juliani *et al.* (2013b; 2014b) e aqui nomeados como Arcos Tapajônicos I e II.

Estes estudos sugerem a existência de depósitos magmáticos–hidrotermais associados a unidades geológicas geradas em ambiente tectônico de margem continental ativa. As composições isotópicas de Hidrogênio e de Oxigênio indicam que os fluidos responsáveis pelas alterações hidrotermais nos sistemas epitermais podem ser interpretados como essencialmente derivados de fontes magmáticas, com mistura subordinada de fluidos meteóricos de baixas latitudes, sem a influência de água de degelo (segundo os conceitos preconizados por Taylor, 1974; Jiang & Nie, 2004), guardando similaridades com os depósitos encontrados em orógenos fanerozoicos (como os descritos por Sillitoe, 1995), compatíveis com ambiente geotectônico de subducção (margem continental ativa, arcos magmáticos) no período 2,1 – 1,88 Ga na porção sul da Província Mineral do Tapajós.

9 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguja-Bocanegra M.A. 2013. Mineralizações Epitermal Low-Sulfidation e do tipo Pórfiro Superpostas associadas ao Magmatismo Félsico de 1,88 Ga na Parte Norte da Província Mineral do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 188p.
- Allen, R. L., Weihed, P., & Svenson, S. A. 1996. Setting of Zn-Cu-Au-Ag massive sulfide deposits in the evolution and facies architecture of a 1.9 Ga marine volcanic arc, Skellefte District, Sweden. *Economic geology*, 91(6), 1022-1053.
- 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, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1–29.
- 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. 1998a. 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. 1999a. 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).
- Amaral, G. Geologia Pré-cambriana da região Amazônica. São Paulo: 1974. 212p. Tese (Livre Docência) Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- 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).
- 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).

- Barbosa, O. Geologia básica e econômica da região do Médio Tapajós - Estado do Pará. Rio de Janeiro: DNPM/PROSPEC, 1966, bol. 126, 55p.
- Barreto, C. J. S., Lafon, J. M., Costa, L. T. D. R., & Lima, E. F. D. 2013. Vulcanismo félsico Paleoproterozóico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronologia Pb-Pb em zircão. *Geologia USP. Série científica, São Paulo, SP. Vol. 13, n. 1 (mar. 2013), p. 47-72.*
- 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.
- Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 2003. 674 p. il. 1 DVD anexo.
- Black L.P.; Kamo S.L.; Allen C.M.; Aleinikoff J.N.; Davis D.W.; Korsch R.J.; Foudoulis C. 2003 Temora 1: a new zircon standart for Phanerozoic U-Pb geochonology. *Chemical Geology* 200, p.155-173.
- Boone, G.M. (1969): Origin of clouded red feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *Am. J. Sci.* 261,633-668.
- Borthwick, J., & Harmon, R. S. (1982). A note regarding CIF3 as an alternative to BrF5 for oxygen isotope analysis. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 46(9), 1665-1668.
- Blattner, P.; and Bird, G.W. (1974) Oxygen isotope fractionation between quartz and k-feldspar at 600 °C; *Earth Plan. Sci. Lett.* 23, 21-27
- 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. Suíte Intrusiva Maloquinha. In: Almeida, M.E.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S. (orgs.). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Nota explicativa. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2000a.
- Camprubí, A., & Albinson, T. 2006. Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58(1), 27-81.
- Camus, F. 2003. Geología de los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, 267 p. Santiago, Chile.
- Carneiro C. de C., Carneiro-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.
- Cas, R. A. F.; Wright, J. V. 1987. Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions. London, 1987. 528 p.
- Cassini, L. V. (2016). Alteração hidrotermal e gênese da mineralização aurífera do Patrocínio, Província Mineral do Tapajós (PA) (Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- Cassini, L; Gomez-Gutierrez, D.F; Juliani. 2015. Hydrothermal alteration and gold mineralization of the Patrocínio area - Tapajós Mineral Province In: XIV Simpósio de Geologia da Amazonia, Belem, CD-ROM.
- Castilho M.P., Villas R.N.N., Galarza M.A.T., Pereira E.L.S. 2010. Estudo isotópico (Pb-Pb, C e O) do depósito aurífero Tocantinzinho, Província Aurífera do Tapajós, Pará-Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 45, Belém, Anais. [CD-ROM].
- Castro, A., Gerya, T., García-Casco, A., Fernández, C., Díaz-Alvarado, J., Moreno-Ventas, I., & Löw, I. 2010. Melting relations of MORB–sediment mélanges in underplated mantle wedge plumes; implications for the origin of Cordilleran-type batholiths. *Journal of Petrology*, 51(6), 1267-1295.
- Cathles, L. M., & Shannon, R. 2007. How potassium silicate alteration suggests the formation of porphyry ore deposits begins with the nearly explosive but barren expulsion of large volumes of magmatic water. *Earth and Planetary Science Letters*, 262(1-2), 92-108.
- Clayton, R. N., & Mayeda, T. K. 1963. The use of bromine pentafluoride in the extraction of oxygen from oxides and silicates for isotopic analysis. *Geochimica et cosmochimica acta*, 27(1), 43-52.
- Clayton; R.N.; O'Neil, J.R.; and Mayeda, T.K. (1972) Oxygen isotope exchange between quartz and water; J. Geophys. Res. 77, 3057-3067
- Cole, J.W., Milner DM, Spinks KD 2005. Calderas and caldera structures: a review. *Earth Sci Rev* 69:1–26.
- Condie, K. C., Beyer, E., Belousova, E., Griffin, W. L., & O'Reilly, S. Y. (2005). U–Pb isotopic ages and Hf isotopic composition of single zircons: the search for juvenile Precambrian continental crust. *Precambrian Research*, 139(1-2), 42-100.
- Cordani, U.G.; Tassinari, C.C.G.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2, Arica (Chile). Actas, p. 137-148.
- Cordani, U.G.; Brito Neves, B.B. The geologic evolution of South America du ring the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 12, p. 78-88,1982.

- Cordani, U.G. & Sato, K. 1999. Crustal evolution of the South American Platform based on Nd isotopic systematic on granitoid rocks. *Episodes*, 22(3): 167-173.
- Cordani U.G. 2006. Neodymium isotopes, accretionary belts, and their bearing on the crustal evolution of South America. In: V South American Symposium on Isotope Geology, Short Papers p. 80-83.
- Cordani, U.G, Teixeira, W. 2007. Proterozoic accretionary belts in the Amazonian Craton. *Geological Society of America Memoirs*, 200, 297-320.
- Cordani, U. G.; Teixeira, W.; D'Agrella, M. S.; Trindade, R. I. The position of the Amazonian Craton in supercontinents. *Gondwana Research*, v. 15, p. 396-407, 2009.
- 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 Aurífera do Tapajós: implicações metalogenéticas e tectônicas (Doctoral dissertation, Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo).
- 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. 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.
- Cunha, P.R.C.; Gonzaga, F.G.; Coutinho, L.F.C.; Feijó, F.J. Bacia do Ama zonas. *Boletim de Geociências. PETROBRAS*. v. 8, nº 1, p. 47-55, 1994.
- 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.
- Da Cruz, R. S., Fernandes, C. M. D., Villas, R. N. N., Juliani, C., Monteiro, L. V. S., Lagler, B., & Misas, C. M. E. (2016). Paleoproterozoic volcanic centers of the São Félix do Xingu region, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and metallogenetic potential. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 320, 75-87.
- De Paolo, D.J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v. 53, p. 189-202.
- Dreher, A.M.; Vlach, S.R.; Martini, S.R. Adularia associated with epithermal gold veins in

- the Tapajós Mineral Province, Pará State, northern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 28, p. 433-442, 1998.
- 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.
- Echeverri-Misas, C.M. 2015. Geologia e Alteração hidrotermal nas Rochas Vulcânicas e Plutônicas Paleoproterozóicas na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós (PA). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 285 p.
- Eslinger, E.V.; Savin, S.M.; and Yeh, H. (1979) Oxygen isotope geothermometry of diagenetically altered shales; *SEPM Spec. Pub.* 26, 113-124
- Fernandes, C. M. D.; Lamarão, C. N.; Teixeira, N. P. O. (2006) Vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, n. 3, p. 565-576.
- 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 only mixed Nd model ages?. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 351-368.
- 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).
- Fisher, R. L. 1961. Middle America Trench: topography and structure. *Geological Society of America Bulletin*, 72(5), 703-719.
- 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 Iriti/Curuá*. SUDAM/GEOMINERAÇÃO, Belém, 62 p.
- Giggenbach, W. F. 1992. Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and planetary science letters*, 113(4), 495-510.
- Godfrey, J. D. 1962. The deuterium content of hydrous minerals from the east-central Sierra Nevada and Yosemite National Park. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 26(12), 1215-1245.
- Gioia S.M.C.L. & Pimentel M.M. 2000. The Sm-Nd Method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasília. In. *Acad. Bras. Cienc.*, 72:219-245.

- Gomez-Gutierrez, D.F; Juliani, C; Cassini, L. 2015a. Petrografia e geoquímica das vulcânicas félsicas na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). In: XIV Simpósio de Geologia da Amazonia, Belem, CD-ROM.
- Gomez-Gutierrez, D.F; Juliani. 2015b. minerais de alteração hidrotermal em sistemas epitermais associados ao vulcanismo Paleoproterozóico na província mineral do tapajós. In: XIV Simpósio de Geologia da Amazonia, Belem, CD-ROM.
- Gregory, R. T., Douthitt, C. B., Duddy, I. R., Rich, P. V., & Rich, T. H. 1989. Oxygen isotopic composition of carbonate concretions from the lower Cretaceous of Victoria, Australia: implications for the evolution of meteoric waters on the Australian continent in a paleopolar environment. *Earth and Planetary Science Letters*, 92(1), 27-42.
- Groves, D. I., Vielreicher, R. M., Goldfarb, R. J., & Condie, K. C. (2005). Controls on the heterogeneous distribution of mineral deposits through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 248(1), 71-101.
- Harley, S. L., Kelly, N. M., & Möller, A. 2007. Zircon behaviour and the thermal histories of mountain chains. *Elements*, 3(1), 25-30.
- Harker, A. 1909. The natural history of igneous rocks Methuen. *London*.
- Harris, N. B., Pearce, J. A., & Tindle, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *Geological Society, London, Special Publications*, 19(1), 67-81.
- Harvey, B., Myers, S., and Klein, T., 1999, Yanacocha gold district, northern Peru: PACRIM 99 Conference, Bali, Indonesia, Proceedings, p. 31–45.
- Hastie, A. R., Kerr, A. C., Pearce, J. A., & Mitchell, S. F. 2007. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th–Co discrimination diagram. *Journal of petrology*, 48(12), 2341-2357.
- Hasui, Y.; haralyi, n.l.e.; Schobbenhaus f.c. (1984) Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: Symposium Amazônico, 3, Manaus-AM, 1984. Anais...Manaus: SBG, v.1, p. 129-148.
- Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M.de., Bartorelli A. eds. 2012. Geologia do Brasil. São Paulo: Ed. Beca. 900p. (Livro). URL: http://www.editorabeca.com.br/novosite/documents/livro_detalhe.asp?id=78. Acesso 30.08.2013.
- 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. & Lowenstern J.B., 1994. The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits. *Nature*, **370**:519-527.
- 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.
- Henley, R. W. 1993. Epithermal gold deposits in volcanic terranes. In *Gold metallogeny and exploration* (pp. 133-164). Springer, Dordrecht.
- Hikov, A. 2011. Rare earth element mobility during hydrothermal alteration in Asarel porphyry copper deposit, Central Srednogorie. *Comptes rendus de l'Academie bulgare des Sciences*, **64**(8), 2011.
- Hoefs, J. 1997. Stable isotope geochemistry. 4th completely revised, updated and enlarged edition.
- Hoefs, J. 2004. Isotope fractionation mechanisms of selected elements. In *Stable Isotope Geochemistry* (pp. 31-76). Springer, Berlin, Heidelberg.
- Hoskin, P.; Schaltegger, U. 2003. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis: *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v.53, p.27-62
- Inoue, A. 1995. Formation of clay minerals in hydrothermal environments. In *Origin and mineralogy of clays* (pp. 268-329). Springer, Berlin, Heidelberg.
- 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.
- Issler, R.S.; Andrade, A.R.F.; Montalvão, R.M.G.; Guimarães, G.; Silva, G.G. Geologia. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro: DNPM/RADAM, 1974. (Levantamento de Recursos Naturais, 5), p. 1-74.
- Janoušek, V., Farrow, C. M., & Erban, V. 2006. Interpretation of whole-rock geochemical data in igneous geochemistry: introducing Geochemical Data Toolkit (GCDkit). *Journal of Petrology*, **47**(6), 1255-1259.
- Jensen E.P. & Barton M.D., 2000, Gold deposits related to alkaline magmatism, in Society of Economic Geologists Reviews in Economic Geology **13**, 279-314.
- Jiang, S. H., Nie, F. J., Zhang, Y., & Hu, P. 2004. The latest advances in the research of epithermal deposits. *Earth Science Frontiers*, **11**(2), 401-412.
- 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., Rye O.R., Nunes C.M.D., Snee L.W., Corrêa-Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Alcover Neto A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chem. Geol.*, 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 Uatumbá 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.*
- 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., Carreiro-Araujo S.A., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Crósta A.P. 2013a. Estruturação dos arcos magmáticos Paleoproterozóicos na porção sul do Cráton Amazônico: Implicações Geotectônicas e Metalogenéticas. *In: Anais 13º Simpósio de Geologia da Amazônia. Belém, Pará. CD-ROM.*
- Juliani C., Monteiro L.V.S., Fernandes C.M.D., Echeverri-Misas C.M., Carneiro C.C., Lagler B., Aguja-Bocanegra M.A., Tokashiki C.C. 2013b. Controle tectônico e eventos magmáticos associados as mineralizações epitermais do tipo pórfiro e IOCG paleoproterozoicas na parte sul do Cráton Amazônico e seu potencial de prospectividade. *In: III Simpósio Brasileiro de Metalogenia [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 Paleoproterozóicos superpostos na porção sul do Cráton Amazônico. *In: Anais 47º Congresso Brasileiro de Geologia*. Salvador – Bahia. CD-ROM.
- Juliani, C., Fernandes, C. M. D., & Monteiro, L. V. S. 2015. Características da subducção, paleoclima e eventos erosivos paleoproterozóicos (2,1 - 1,88 Ga) e seus efeitos na estruturação da parte sul do Cráton Amazônico. *In Recursos minerais da Amazônia e suas implicações socioeconômicas: Anais*. Marabá, PA: SBG-NO.
- Juliani, C., Monteiro, L. V., & Fernandes, C. M. D. 2016. Potencial mineral: cobre. *Recursos Minerais no Brasil*, 134.
- Kinnaid, J. A. 1985. Hydrothermal alteration and mineralization of the alkaline anorogenic ring complexes of Nigeria. *Journal of African Earth Sciences* (1983), 3(1-2), 229-251.
- 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.
- Kistler, P. Historical resumé of the Amazon Basin. Belém: PETROBRAS-RENOR, 1954. (Relatório Técnico Interno, 104-A).
- 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.
- VASQUEZ, M. L., & KLEIN, E. L. (2000). Geologia e recursos minerais da folha Rio Novo: folha SB. 21-ZC.
- 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.
- Lagler B., Juliani C., Fernandes C.M.D., 2008. Geologia e petrografia do vulcanoplutonismo 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.
- 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.
- Leal, J.W.L.; Silva, G.H.; Abreu, A.S. de; Lima, M.I.C. Granito Serra da Providência. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29. Ouro Preto-MG, Resumos dos trabalhos...Belo Horizonte-MG, SBG, 1976, p.187.
- Lowell, R. P. Modeling continental and submarine hydrothermal systems. *Reviews of Geophysics*, v. 29, n. 3, p. 457-476, 1991.
- Ludwig, K. R. User's manual for ISOPLOT/EX: a geochronological toolkit for Microsoft Excel (version 3.1). Berkeley Geochronology Center, Special Publication, v. 4, 71 p., 2003.
- Mackenzie W. and Guilford C., 1982. Atlas of Igneous Rocks and Their Textures. Halsted, 148 pp.
- Macambira, E. M. B.; Vale, A. G. São Félix do Xingu: folha SB.22-Y-B, Estado do Pará. Texto Explicativo. Brasília, CPRM: 1997. 344 p. Escala 1:250.000.
- Matsuhisa, Y.; Goldsmith, J.R.; and Clayton, R.N. (1979) Oxygen isotopic fractionation in the system quartz-albite-anorthite-water; *Geochim. Cosmochim. Acta* 43, 1131-1140
- Matthews, A.; Goldsmith, J.R.; and Clayton, R.N. (1983) Oxygen isotope fractionation involving pyroxenes: The calibration of mineral-pair geothermometers; *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 645-654
- McCulloch M.T. & Wasserburg G.J., 1978. Sm-Nd and Rb-Sr chronology of continental crust formation. *Science*, **200**:1003–1011.
- McCulloch M.T. & Chappell B.W., 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-type granites. *Earth Planet Science Letters*, **58**:51-64.
- 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.
- Melo, A. F. F.; Santos, A. J.; Cunha, M. T. P.; Campos, M. J.; D'antona, R. J. G. Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. v. I-A e B. Manaus: DNPM/CPRM, 1978.
- 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.
- Monteiro, M.A.S. Diabásio Crepori. In: Almeida, A.L.; Brito, M.F.L.; Ferreira, A.L.; Monteiro, M.A.S. (orgs). Projeto Especial Prvíncia Mine ral do Tapajós. Geologia e Recursos Minerais da Folha Vila Mamãe Anã. (SB.21-V-D). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus: CPRM-Serviço Geológico do Brasil, 2000a.
- Murphy J.B., Keppie J.D., Hynes A.J. (Eds). 2009. Ancient orogens and modern analogues. Geological Society of London, Special Publications, 327: 1-8.
- Nakamura, N. (1974). Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5), 757-775.
- 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., & Rye, R. O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits* (Barnes, HL, ed.), 509-567.
- Ohmoto, H. 1986. Stable isotope geochemistry of ore deposits. *Reviews in mineralogy*, 16, 491-560.
- O'Neil, J. R. 1986. Theoretical and experimental aspects of isotopic fractionation. *Reviews in Mineralogy*, 16, 1-40.
- Pearce, J. A., Harris, N. B., & Tindle, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of petrology*, 25(4), 956-983.
- 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.
- Pereira, E.R. 1988. Possibilidade metalogenéticas na região do domo de monte Alegre, PA.

- In: Congresso Brasileiro de Geologia, 1988, Belém. Anais, Belém. Anais, Belém: SBG/Núcleo Norte, p. 286-295.
- 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.
- Pidgeon, R. T., O'Neil, J. R., & Silver, L. T. 1966. Uranium and lead isotopic stability in a metamict zircon under experimental hydrothermal conditions. *Science*, 154(3756), 1538-1540.
- 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.
- Pitcher, W.S. 1985. A multiple and composite batholiths. In: Pitcher, W.S., Atherton, M.P., Cobbing, E.J., Beckensale, R.D. (eds.). *Magmatism and Plate Edge. The Peruvian Andes*. Blackie. Glasgow. 19-40.
- Prazeres, W.V.; Santos, A.J. Dos.; Campos, M.J.F De.; Cavalcante, O.A. 1979. Projeto estanho dos granitos de Maloquinha. Relatório final. Manaus: CPRM, v.11, 301p.
- 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.
- Ramos V. 2010. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geol. Jour.* 45: 2-25.
- 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. 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.
- Richard P., Shimizu N., & Allègre C. J. 1976. ¹⁴³Nd/¹⁴⁶Nd a natural tracer: an application to oceanic basalts. *Earth Plan Sci. Lett.* 31: 269-278.
- Rizzotto, G.J.; Scandolara, J.E.; Silva, C.R.; Dall'agnol, R.; Bettencourt, J.S., Moraes, P.R. Geology and preliminary geochemistry of the middle proterozoic Serra da Providência Rapakivi Granite – Rondônia, Brazil. In: Symposium of Rapakivi Granites and Related Rocks, 1. Belém-PA, 1995. Abstracts..., Belém-PA: UFPA/IUGS/UNESCO/ IGCP, 1995, p. 67-68.
- Robinson, B. W., & Kusakabe, M. 1975. Quantitative preparation of sulfur dioxide, for sulfur-34/sulfur-32 analyses, from sulfides by combustion with cuprous

- oxide. *Analytical Chemistry*, 47(7), 1179-1181.
- Rollinson H.R. 1993. *Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Group UK Ltd, London, 344 pp.
- Roverato, M., Juliani, C., Dias-Fernandes, C. M., & Capra, L. 2017. Paleoproterozoic andesitic volcanism in the southern Amazonian craton, the Sobreiro Formation: new insights from lithofacies analysis of the volcanoclastic sequences. *Precambrian Research*, 289, 18-30.
- Santiago A.F., Santos J.O.S., Maia R.G.N. 1980. Estratigrafia Preliminar da Bacia Sedimentar do Alto Tapajós. In: SBG, Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú, Anais 2: 786-797. Santos D.B. dos.
- 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. 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 R.A. 1999. Controle estrutural das mineralizações de ouro da Província Mineral do Tapajós. Salvador: CPRM, 29p. (Relatório Interno).
- 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. 2003a. 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.; Coutinho, M.G. 2008. Geologia Estrutural Província do Tapajós. CPRM, v.1, p. 97-134.
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In: V Contribuição à Geologia da Amazônia*, Belém, p. 91-142.
- 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.
- Sharp, Z. D. 1990. A laser-based microanalytical method for the in situ determination of oxygen isotope ratios of silicates and oxides. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**(5), 1353-1357.
- Sillitoe, R. H. 1972. A plate tectonic model for the origin of porphyry copper deposits. *Economic geology*, **67**(2), 184-197.
- Sillitoe, R. H. (2000). Gold-rich porphyry deposits: descriptive and genetic models and their role in exploration and discovery. *Reviews in Economic Geology*, **13**, 315-345.
- 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. H.; Perelló, J. 2005. Andean copper province: tectonomagmatic settings, deposit types, metallogeny, exploration, and discovery. In *Society of Economic Geologists 100th Anniversary Volume* (Hedenquist, J. W.; Thompson, J.F.H.; Goldfarb, R. J.; Richards, J. P.; editors), 845-890.
- 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.
- Simmons, S. F., White, N. C., & John, D. A. 2005. Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits. *Economic Geology*, **100**, 485-522.
- 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.
- Sparks, R. S. J., Self, S., & Walker, G. P. 1973. Products of ignimbrite eruptions. *Geology*, 1(3), 115-118.
- Stacey, J. S.; Kramers, J. D. Approximation of terrestrial lead isotopic evolution by a two-stage model. *Earth and Planetary Science Letters*, n. 2, v. 26, p. 207-221, 1975.
- Stern, T.W.; Goldich, S.S.; Newell, M.F. 1966. Effects of weathering on the U-Pb ages of zircon from the Morton Gneiss. Minnesota. *Earth Planet. Sci. Lett.* 1: 369-371p
- Streckeisen, A. (1974). Classification and nomenclature of plutonic rocks recommendations of the IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks. *Geologische Rundschau*, 63(2), 773-786.
- Suzuoki, T.; and Epstein, S. (1976) Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water; *Geochim. Cosmochim Acta* 40, 1229-1240
- 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. (2004) 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. cap. 28, p. 471-485.
- Taylor, H. P. 1974. The application of oxygen and hydrogen isotope studies to problems of hydrothermal alteration and ore deposition. *Economic geology*, 69(6), 843-883.
- 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. 2015a. Mineralizações Low- e Intermediate-Sulfidation de Ouro e de Metais

- de Base em Domos de Riolito Paleoproterozóicos na Porção Sul da Província Mineral do Tapajós. Tese de Doutorado, Instituto de Geociencias, Universidade de Sao Paulo, Sao Paulo, 188 p.
- Tokashiki, C. do C., Juliani, C., Monteiro, L. V. S., Echeverri Misas, C. M., Aguja, M. A., & Arrais, L. B. 2015b. Eventos vulcânicos de 1,97 Ga com mineralizações de ouro epitermais low - e intermediate-sulfidation na porção sul da Província Mineral do Tapajós (PA). In Contribuições à geologia da Amazônia - v.9: panorama do conhecimento geológico por ocasião do 13º Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado em Belém-Pará, no período de 22 a 26 de setembro de 2013. Belém, Pará: SBG-NO.
- Tosdal, R. M., Cline, J. S., Fanning, C. M., & Wooden, J. L. 2003. Lead in the Getchell-Turquoise Ridge Carlin-type gold deposits from the perspective of potential igneous and sedimentary rock sources in northern Nevada: Implications for fluid and metal sources. *Economic Geology*, 98(6), 1189-1211
- Travassos, W.A.S.; Barbosa Filho, C.M. Tectonismo terciário na área do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências. PETROBRAS, v. 4, nº3, p.299-314. 1990.
- 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., 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. PROMIM Tapajós, CPRM, Brasília, Brazil (CD-ROM).
- Vasquez, M. L., Sousa, C. S., & Carvalho, J. M. A. 2008. Mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará, escala 1: 1.000. 000. Programa Geologia do Brasil, Belém, CPRM.
- White, N. C., & Hedenquist, J. W. 1995. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration. *SEG newsletter*, 23(1), 9-13.
- White, R. V., Tarney, J., Kerr, A. C., Saunders, A. D., Kempton, P. D., Pringle, M. S., & Klaver, G. T. (1999). Modification of an oceanic plateau, Aruba, Dutch Caribbean: implications for the generation of continental crust. *Lithos*, 46(1), 43-68.
- 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. 702 p.
- Williams, I. S. (1998). U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. *Reviews in Economic Geology*, 7, 1-35.

- Winchester, J. A., & Floyd, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical geology*, 20, 325-343.
- Yokoi, Y. O., Oliveira, A. L. A. M.; Tachibana, J. General economic 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., 2001, Belém. Resumos expandidos... Belém: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- Zheng, Y.F. 1991. Calculation of oxygen isotope fractionation in metal oxides. *Geochemica et Cosmochimica Acta* 55: 2299-2307.
- Zheng, Y.F. 1993. Calculation of oxygen isotope fractionation in anhydrous silicate minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 57: 1079- 1091.

ANEXO I

DADOS LITOQUÍMICOS

Dados litoquímicos das rochas plutônicas

Amostra	CS-488	NP-352	NP-313D	NP-290A	NP-249B	NP-340B	NP-313E	NP-340D	PR-227	NP-313H
ROCHA	Gabro	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Monzogranito	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
SiO ₂ (%)	43,85	73,15	67,11	69,60	69,66	69,31	71,18	74,10	75,97	73,51
TiO ₂ (%)	2,04	0,29	0,55	0,36	0,48	0,48	0,37	0,29	0,06	0,30
Al ₂ O ₃ (%)	17,68	12,76	14,92	14,71	14,61	14,96	14,02	13,03	13,22	13,10
Fe ₂ O ₃ (%)	16,12	2,26	4,07	2,16	2,03	2,87	1,86	1,59	0,55	1,17
MnO (%)	0,16	0,05	0,15	0,05	0,05	0,07	0,05	0,04	0,03	0,04
MgO (%)	7,28	0,25	1,05	0,63	0,30	0,40	0,29	0,37	0,02	0,32
CaO (%)	7,93	1,18	2,56	1,93	0,97	1,44	0,80	1,06	0,30	0,73
Na ₂ O (%)	3,09	3,99	4,91	3,95	4,02	4,14	3,25	3,45	4,21	3,13
K ₂ O (%)	0,65	4,82	3,26	4,49	5,49	4,50	6,70	4,63	4,49	6,22
P ₂ O ₅ (%)	0,21	0,05	0,15	0,09	0,07	0,16	0,06	0,07	0,01	0,04
LOI (%)	0,46	1,15	0,67	1,07	0,75	0,86	0,47	0,73	0,70	0,73
SOMA (%)	99,47	99,95	99,40	99,04	98,43	99,19	99,05	99,36	99,56	99,29
Ba (ppm)	549,00	730,00	388,00	1093,00	1518,00	878,00	1085,00	563,00	493,00	657,00
Be (ppm)	<1	1,00	3,00	<1	<1	1,00	2,00	<1	1,00	2,00
Ce (ppm)	20,10	135,90	228,60	79,10	197,80	118,00	166,70	65,90	24,90	75,00
Co (ppm)	83,90	58,60	68,50	61,70	57,40	52,00	70,70	69,30	69,60	71,50
Cs (ppm)	0,20	1,50	3,40	2,90	2,30	2,90	2,10	3,70	2,60	3,20
Dy (ppm)	2,22	6,98	11,85	2,57	48,92	5,78	6,92	4,77	3,56	0,62
Er (ppm)	1,06	4,29	6,65	1,41	23,01	2,95	3,70	2,51	1,98	0,39
Eu (ppm)	1,12	0,92	2,09	0,93	10,63	1,34	1,32	0,91	0,29	0,43
Ga (ppm)	19,40	17,00	21,20	15,70	18,20	20,60	17,40	16,40	16,60	14,30
Gd (ppm)	2,72	7,70	15,58	3,30	62,19	6,22	8,50	4,49	3,06	1,08
Hf (ppm)	2,00	7,10	10,10	4,80	11,10	6,10	9,50	4,80	2,70	5,00
Ho (ppm)	0,43	1,43	2,18	0,47	9,01	0,98	1,28	0,85	0,68	0,11
La (ppm)	9,40	69,90	134,50	43,30	370,70	59,20	86,80	37,50	10,60	50,20
Lu (ppm)	0,15	0,64	1,07	0,23	2,86	0,46	0,58	0,36	0,26	0,09
Nb (ppm)	3,60	17,40	21,40	11,30	17,30	18,50	18,50	14,70	12,10	7,30
Nd (ppm)	12,40	52,90	106,50	29,50	394,20	45,40	65,70	28,70	11,10	16,30
Pr (ppm)	2,72	14,79	28,32	8,51	94,49	13,11	17,83	7,92	3,12	6,03
Rb (ppm)	6,80	169,40	153,50	149,80	185,30	211,80	269,40	185,90	189,10	245,20

Dados litoquímicos das rochas plutônicas

Amostra ROCHA	CS-488 Gabro	NP-352 Sienogranito	NP-313D Sienogranito	NP-290A Sienogranito	NP-249B Monzogranito	NP-340B Granodiorito	NP-313E Sienogranito	NP-340D Sienogranito	PR-227 Sienogranito	NP-313H Sienogranito
Sm (ppm)	2,64	8,86	17,18	4,48	70,68	7,74	10,63	5,06	3,20	1,56
Sn (ppm)	<1	1,00	3,00	<1	2,00	3,00	2,00	1,00	1,00	<1
Sr (ppm)	627,50	116,70	187,60	459,10	213,30	217,40	199,70	154,80	38,30	162,20
Ta (ppm)	0,60	3,00	3,00	1,90	2,40	2,30	3,10	2,70	2,60	2,20
Tb (ppm)	0,37	1,12	2,02	0,41	8,38	0,96	1,12	0,72	0,50	0,10
Th (ppm)	0,50	24,60	21,30	16,80	20,90	20,10	19,00	13,50	9,70	14,90
Tm (ppm)	0,17	0,61	0,99	0,20	3,29	0,47	0,58	0,37	0,30	0,05
U (ppm)	0,10	7,70	5,90	2,30	5,90	1,50	2,60	1,90	4,30	1,90
V (ppm)	347,00	12,00	21,00	28,00	10,00	<8	9,00	16,00	<8	<8
W (ppm)	207,10	701,80	637,80	639,80	626,80	545,40	653,50	757,50	724,60	787,80
Y (ppm)	11,00	42,70	73,10	14,70	238,00	30,60	41,10	26,20	21,10	4,20
Yb (ppm)	0,95	4,33	6,47	1,39	20,59	3,12	3,79	2,36	1,86	0,50
Zr (ppm)	76,40	262,70	334,40	178,50	450,60	229,30	358,90	163,60	52,10	167,30
Ag (ppm)	<0.5	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,00	<0.5	1,30	<0.5	<0.5
Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	2,20	<0.5	<0.5
Bi (ppm)	<0.1	0,20	0,50	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	0,10	0,20	0,10
Cd (ppm)	<0.1	0,10	0,10	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu (ppm)	105,50	1,70	3,60	6,60	0,80	0,50	1,20	0,50	0,80	8,40
Hg (ppm)	<0.01	*	*	*	0,03	*	*	*	0,03	*
Mo (ppm)	0,15	0,40	1,20	0,60	0,20	0,10	0,90	0,20	0,20	0,40
Ni (ppm)	83,80	1,90	2,30	2,20	0,80	1,30	1,30	1,70	0,90	1,30
Pb (ppm)	1,10	19,00	12,00	18,50	12,00	6,50	17,00	5,50	7,90	15,40
Sb (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	<0.1
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1,10	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.1	<0.1	0,30	<0.1	0,20	0,30	<0.1	0,30	<0.1	0,10
Zn (ppm)	85,00	58,00	73,00	27,00	62,00	63,00	36,00	50,00	13,00	24,00

Dados litoquímicos das rochas plutônicas

Amostra	NP-340A	NP-254A	NP-313C	NP-313A	NP-291C	NP-313B	NP-313F	NP-313G	NP-400	NP-346B
ROCHA	Granodiorito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito	Sienogranito
SiO ₂ (%)	74,29	77,22	69,37	67,92	68,21	67,66	73,85	73,06	72,02	75,09
TiO ₂ (%)	0,25	0,19	0,47	0,45	0,44	0,47	0,41	0,25	0,39	0,33
Al ₂ O ₃ (%)	13,11	12,10	14,44	14,76	14,70	14,90	12,37	13,42	13,94	12,39
Fe ₂ O ₃ (%)	1,03	0,52	2,70	3,51	2,09	3,51	1,53	1,20	1,85	1,13
MnO (%)	0,04	0,02	0,09	0,13	0,07	0,14	0,04	0,04	0,03	0,03
MgO (%)	0,18	0,07	0,62	1,04	0,38	1,08	0,19	0,29	0,35	0,20
CaO (%)	0,54	0,38	1,65	2,42	1,32	2,59	1,03	0,81	0,18	0,13
Na ₂ O (%)	2,71	3,19	3,86	4,68	4,18	4,87	2,93	3,30	3,75	2,44
K ₂ O (%)	6,70	4,95	5,49	3,55	5,88	3,28	5,26	6,13	5,10	5,68
P ₂ O ₅ (%)	0,02	0,02	0,10	0,14	0,10	0,14	0,05	0,04	0,06	0,02
LOI (%)	0,46	0,82	0,65	0,68	2,20	0,53	0,96	0,77	1,57	1,38
SOMA (%)	99,33	99,48	99,44	99,28	99,57	99,17	98,62	99,31	99,24	98,82
Ba (ppm)	508,00	219,00	679,00	552,00	1428,00	521,00	1001,00	734,00	856,00	619,00
Be (ppm)	<1	3,00	4,00	7,00	<1	2,00	3,00	<1	1,00	<1
Ce (ppm)	94,00	103,80	202,20	96,50	101,40	106,80	114,80	82,70	93,10	80,40
Co (ppm)	54,60	106,90	61,50	49,00	39,80	77,00	76,30	70,50	77,30	57,90
Cs (ppm)	3,90	1,90	3,20	4,10	1,30	6,20	0,70	2,20	2,00	1,60
Dy (ppm)	4,99	11,87	8,17	6,05	3,26	6,43	6,13	0,57	2,69	3,20
Er (ppm)	2,86	6,63	4,22	3,92	1,91	3,59	3,48	0,48	1,87	2,12
Eu (ppm)	0,82	1,96	1,50	1,26	1,23	1,19	1,12	0,43	0,41	0,52
Ga (ppm)	15,60	14,40	17,00	19,40	17,60	20,40	12,70	14,20	15,40	12,40
Gd (ppm)	4,90	14,26	10,18	7,48	4,13	6,83	6,44	0,95	2,65	3,26
Hf (ppm)	4,60	5,00	9,60	6,00	9,10	6,00	7,80	4,40	6,20	4,30
Ho (ppm)	0,94	2,19	1,38	1,27	0,61	1,20	1,17	0,13	0,59	0,65
La (ppm)	48,10	141,90	111,50	45,90	54,20	46,30	59,10	54,30	34,70	43,30
Lu (ppm)	0,47	1,27	0,70	0,64	0,24	0,71	0,53	0,13	0,36	0,31
Nb (ppm)	14,70	19,60	20,70	16,20	12,70	19,80	15,60	6,30	15,20	13,10
Nd (ppm)	34,30	119,50	74,70	46,30	36,40	45,70	44,60	17,40	22,00	24,40
Pr (ppm)	10,15	34,68	21,58	12,35	10,77	12,90	12,97	6,61	6,39	7,83
Rb (ppm)	243,60	305,50	229,70	174,80	156,70	193,60	175,60	221,00	162,60	171,80

Dados litoquímicos das rochas plutônicas

Amostra ROCHA	NP-340A Granodiorito	NP-254A Monzogranito	NP-313C Sienogranito	NP-313A Monzogranito	NP-291C Sienogranito	NP-313B Monzogranito	NP-313F Sienogranito	NP-313G Sienogranito	NP-400 Sienogranito	NP-346B Sienogranito
Sm (ppm)	6,37	20,52	12,50	7,89	5,61	8,19	8,21	1,66	3,15	4,58
Sn (ppm)	1,00	<1	3,00	3,00	2,00	4,00	2,00	<1	2,00	2,00
Sr (ppm)	128,00	68,00	174,00	207,20	206,40	199,30	169,30	176,90	212,90	91,20
Ta (ppm)	2,60	3,90	3,30	2,40	1,80	3,20	2,90	2,00	2,30	2,70
Tb (ppm)	0,77	1,93	1,27	1,03	0,62	1,04	0,98	0,11	0,42	0,51
Th (ppm)	16,90	29,70	20,90	27,00	16,10	25,10	13,30	15,50	23,40	23,90
Tm (ppm)	0,44	1,13	0,65	0,61	0,29	0,63	0,55	0,08	0,33	0,34
U (ppm)	2,80	12,40	4,10	6,80	2,70	6,20	2,50	2,10	3,80	3,60
V (ppm)	<8	<8	14,00	60,00	31,00	52,00	22,00	11,00	16,00	9,00
W (ppm)	665,10	998,90	687,10	616,20	557,90	780,40	801,20	875,00	641,20	767,40
Y (ppm)	29,60	71,20	49,60	39,80	18,10	39,50	35,80	4,50	16,20	19,00
Yb (ppm)	3,09	8,19	4,36	3,80	1,80	4,10	3,69	0,61	2,12	2,20
Zr (ppm)	156,80	125,80	362,40	199,30	365,70	212,30	302,10	163,00	216,30	133,70
Ag (ppm)	<0.1	0,30	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	<0.1
As (ppm)	0,50	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,70	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Au (ppb)	0,50	1,60	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,50	<0.5	<0.5
Bi (ppm)	<0.1	0,10	0,40	0,60	0,10	0,70	0,50	0,10	0,30	<0.1
Cd (ppm)	<0.1	<0.1	0,10	0,10	0,40	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu (ppm)	0,50	830,90	1,30	7,80	4,60	7,90	32,40	9,00	1,80	3,00
Hg (ppm)	*	0,02	*	*	*	*	*	*	0,05	0,02
Mo (ppm)	0,20	17,90	1,20	1,00	0,50	1,00	1,20	0,30	0,40	0,20
Ni (ppm)	1,00	1,20	1,40	2,40	1,80	2,70	1,20	1,40	1,70	1,10
Pb (ppm)	6,00	17,10	15,20	12,60	23,50	12,30	50,30	15,50	24,20	15,00
Sb (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	0,10	0,30	0,20	0,30	<0.1	0,30	0,10	0,10	<0.1	0,10
Zn (ppm)	25,00	13,00	42,00	73,00	95,00	68,00	22,00	23,00	30,00	24,00

Dados litoquímicos das rochas plutônicas.

Amostra	NP-244	CS-537	NP-237	Amostra	NP-244	CS-537	NP-237
ROCHA	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito	ROCHA	Granodiorito	Sienogranito	Sienogranito
SiO ₂ (%)	70,10	64,60	71,65	Sm (ppm)	12,59	5,14	5,73
TiO ₂ (%)	0,36	0,57	0,38	Sn (ppm)	2,00	1,00	2,00
Al ₂ O ₃ (%)	14,61	15,20	14,13	Sr (ppm)	435,60	565,00	36,50
Fe ₂ O ₃ (%)	2,18	3,91	1,37	Ta (ppm)	2,10	2,00	2,40
MnO (%)	0,05	0,07	0,07	Tb (ppm)	1,30	0,53	0,86
MgO (%)	0,54	1,63	0,12	Th (ppm)	22,80	15,10	22,80
CaO (%)	1,70	3,18	0,08	Tm (ppm)	0,65	0,24	0,55
Na ₂ O (%)	4,14	3,91	3,04	U (ppm)	5,30	3,60	3,90
K ₂ O (%)	4,21	4,13	5,74	V (ppm)	23,00	66,00	<8
P ₂ O ₅ (%)	0,10	0,17	0,03	W (ppm)	645,70	495,50	588,30
LOI (%)	0,79	1,51	2,11	Y (ppm)	46,10	16,00	32,40
SOMA (%)	98,78	98,88	98,72	Yb (ppm)	4,34	1,60	3,64
Ba (ppm)	943,00	1259,00	445,00	Zr (ppm)	168,20	215,00	280,40
Be (ppm)	2,00	<1	<1	Ag (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1
Ce (ppm)	216,50	97,20	117,80	As (ppm)	<0.5	<0.5	1,10
Co (ppm)	52,90	46,40	36,30	Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5
Cs (ppm)	5,40	1,70	1,70	Bi (ppm)	<0.1	<0.1	0,40
Dy (ppm)	7,79	3,07	5,79	Cd (ppm)	<0.1	0,20	0,10
Er (ppm)	4,14	1,73	3,67	Cu (ppm)	1,90	21,20	0,60
Eu (ppm)	1,94	0,99	0,53	Hg (ppm)	*	*	0,04
Ga (ppm)	18,20	16,80	18,10	Mo (ppm)	0,40	0,70	<0.1
Gd (ppm)	9,82	3,74	5,19	Ni (ppm)	1,90	6,90	0,60
Hf (ppm)	5,50	5,30	8,30	Pb (ppm)	10,70	17,30	56,90
Ho (ppm)	1,42	0,55	1,15	Sb (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1
La (ppm)	122,10	52,00	43,30	Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5
Lu (ppm)	0,68	0,24	0,60	Tl (ppm)	0,30	<0.1	<0.1
Nb (ppm)	11,00	10,60	17,60	Zn (ppm)	51,00	36,00	160,00
Nd (ppm)	81,60	32,40	32,30				
Pr (ppm)	23,40	9,84	9,04				
Rb (ppm)	207,60	130,30	182,60				

Dados litoquímicos das rochas hipoabissais (Pórfiros)

Amostra	NP-316	NP-416	NP-236	CS-481	NP-242
ROCHA	Pórfiro diorítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro granodiorítico	Pórfiro monzogranítico	Pórfiro sienogranítico
SiO ₂ (%)	60,66	75,47	74,92	75,98	70,29
TiO ₂ (%)	0,77	0,13	0,13	0,15	0,34
Al ₂ O ₃ (%)	16,84	12,16	12,69	12,35	13,38
Fe ₂ O ₃ (%)	5,05	1,34	1,14	1,28	3,28
MnO (%)	0,09	0,05	0,04	0,05	0,15
MgO (%)	1,36	0,11	0,13	0,12	0,36
CaO (%)	3,94	0,53	0,78	0,52	0,79
Na ₂ O (%)	4,09	3,18	3,53	3,08	3,03
K ₂ O (%)	4,19	5,09	4,89	5,23	5,32
P ₂ O ₅ (%)	0,31	0,01	0,02	0,01	0,06
LOI (%)	2,13	1,25	1,04	0,83	2,42
SOMA (%)	99,43	99,32	99,31	99,60	99,42
Ba (ppm)	1633,00	171,00	286,00	56,00	1227,00
Be (ppm)	1,00	6,00	7,00	4,00	<1
Ce (ppm)	120,70	90,10	62,70	219,80	120,90
Co (ppm)	21,70	56,70	100,40	37,80	39,90
Cs (ppm)	1,00	0,90	7,00	1,90	4,30
Dy (ppm)	4,82	6,15	5,78	7,09	6,71
Er (ppm)	2,53	3,80	3,88	3,66	4,02
Eu (ppm)	1,70	0,28	0,39	0,54	1,18
Ga (ppm)	20,30	18,00	17,70	15,30	17,70
Gd (ppm)	6,56	6,10	4,53	9,94	7,54
Hf (ppm)	7,90	5,20	4,70	6,40	8,20
Ho (ppm)	0,87	1,22	1,23	1,28	1,37
La (ppm)	65,80	42,30	29,20	112,80	63,50
Lu (ppm)	0,36	0,66	0,79	0,49	0,65
Nb (ppm)	13,90	15,70	22,10	17,70	16,30
Nd (ppm)	51,20	37,90	24,60	88,40	48,50
Pr (ppm)	14,05	10,35	6,81	25,00	13,09
Rb (ppm)	119,30	263,10	413,00	214,70	204,50

Dados litoquímicos das rochas hipoabissais (Pórfiros)

Amostra	NP-316	NP-416	NP-236	CS-481	NP-242
ROCHA	Pórfiro diorítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro granodiorítico	Pórfiro monzogranítico	Pórfiro sienogranítico
Sm (ppm)	8,25	7,52	4,92	13,59	8,15
Sn (ppm)	2,00	3,00	5,00	1,00	1,00
Sr (ppm)	667,80	43,40	73,50	42,80	170,80
Ta (ppm)	1,10	2,40	5,10	2,10	2,30
Tb (ppm)	0,86	0,94	0,79	1,27	1,11
Th (ppm)	12,80	31,90	40,40	34,00	20,40
Tm (ppm)	0,39	0,60	0,69	0,50	0,61
U (ppm)	2,90	4,30	14,00	3,40	6,40
V (ppm)	67,00	<8	<8	<8	9,00
W (ppm)	192,40	620,20	1043,80	516,60	353,10
Y (ppm)	26,00	38,20	38,80	36,70	45,20
Yb (ppm)	2,45	4,07	4,85	3,15	4,02
Zr (ppm)	338,10	141,70	119,00	198,20	330,70
Ag (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,50
Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,60
Cd (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu (ppm)	34,10	0,60	0,50	0,60	11,90
Hg (ppm)	0,02	0,02	*	*	*
Mo (ppm)	0,90	0,50	1,00	0,30	1,30
Ni (ppm)	4,00	0,90	1,80	0,50	4,00
Pb (ppm)	22,20	5,60	28,80	13,30	22,60
Sb (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.1	0,20	0,40	0,10	0,10
Zn (ppm)	75,00	31,00	30,00	27,00	78,00

Dados litoquímicos das rochas hipoabissais (Pórfiros)

Amostra	CS-486B	NP-275	NP-250A	PR-216A	NP-263	NP-412
ROCHA	Pórfiro monzogranítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro granodiorítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro diorítico
SiO ₂ (%)	73,97	70,36	66,65	74,59	70,25	61,22
TiO ₂ (%)	0,27	0,33	0,58	0,23	0,40	0,82
Al ₂ O ₃ (%)	12,67	13,74	16,16	12,67	13,81	15,97
Fe ₂ O ₃ (%)	1,53	2,25	2,43	1,49	2,78	6,92
MnO (%)	0,02	0,06	0,05	0,02	0,06	0,00
MgO (%)	0,39	0,32	0,44	0,13	0,53	0,23
CaO (%)	0,16	1,46	0,75	0,75	1,75	1,23
Na ₂ O (%)	2,23	3,29	3,82	2,93	3,35	4,71
K ₂ O (%)	6,82	5,25	5,47	4,94	5,09	2,72
P ₂ O ₅ (%)	0,04	0,07	0,10	0,04	0,10	2,32
LOI (%)	1,13	2,11	2,64	1,10	1,11	0,24
SOMA (%)	99,23	99,24	99,09	98,89	99,23	96,38
Ba (ppm)	843,00	971,00	2277,00	424,00	959,00	850,00
Be (ppm)	<1	3,00	<1	5,00	<1	<1
Ce (ppm)	171,90	128,20	152,00	143,90	134,00	79,60
Co (ppm)	77,10	46,20	22,70	56,80	43,00	27,00
Cs (ppm)	1,60	4,70	1,60	2,10	2,20	5,80
Dy (ppm)	4,29	6,19	6,44	7,68	5,53	3,78
Er (ppm)	2,33	3,59	3,24	4,54	3,28	2,30
Eu (ppm)	1,07	1,16	1,95	0,78	0,88	1,43
Ga (ppm)	14,90	16,60	19,60	16,00	17,90	18,00
Gd (ppm)	5,63	7,03	7,29	8,26	6,35	4,50
Hf (ppm)	5,80	5,90	10,30	5,70	7,70	6,30
Ho (ppm)	0,82	1,28	1,15	1,55	1,08	0,75
La (ppm)	92,50	81,20	79,10	68,10	66,50	40,90
Lu (ppm)	0,37	0,56	0,52	0,71	0,53	0,34
Nb (ppm)	10,40	14,10	15,70	15,50	18,20	8,50
Nd (ppm)	58,10	51,50	60,30	51,90	46,50	31,40
Pr (ppm)	17,78	15,75	16,90	14,95	13,45	8,85
Rb (ppm)	213,60	237,80	152,00	271,50	237,10	93,10

Dados litoquímicos das rochas hipoabissais (Pórfiros)

Amostra	CS-486B	NP-275	NP-250A	PR-216A	NP-263	NP-412
ROCHA	Pórfiro monzogranítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro granodiorítico	Pórfiro sienogranítico	Pórfiro diorítico
Sm (ppm)	8,29	8,54	9,96	9,81	7,66	5,62
Sn (ppm)	<1	2,00	2,00	<1	2,00	2,00
Sr (ppm)	94,60	158,40	231,70	86,40	218,30	593,70
Ta (ppm)	2,60	2,00	1,20	2,60	2,20	1,20
Tb (ppm)	0,72	1,09	1,09	1,26	0,95	0,69
Th (ppm)	23,60	28,00	14,70	36,60	31,60	13,10
Tm (ppm)	0,32	0,58	0,52	0,73	0,54	0,33
U (ppm)	2,10	5,30	3,60	5,60	5,80	3,40
V (ppm)	<8	15,00	23,00	<8	23,00	84,00
W (ppm)	854,40	539,70	237,40	642,40	460,40	265,30
Y (ppm)	23,90	41,60	28,00	44,10	32,80	20,80
Yb (ppm)	2,23	3,48	3,21	4,38	3,53	2,14
Zr (ppm)	206,70	199,30	431,10	168,70	283,80	247,50
Ag (ppm)	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0,90	4,90
Au (ppb)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi (ppm)	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd (ppm)	<0.1	0,40	0,10	<0.1	<0.1	0,10
Cu (ppm)	0,20	5,50	4,50	0,80	6,70	10,00
Hg (ppm)	0,04	*	0,02	*	*	0,05
Mo (ppm)	0,10	1,10	0,60	0,30	1,10	0,70
Ni (ppm)	1,70	1,70	1,50	1,30	3,00	2,20
Pb (ppm)	9,30	67,40	24,40	19,30	31,10	9,70
Sb (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,70
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.1	0,20	0,10	0,40	<0.1	0,20
Zn (ppm)	15,00	74,00	68,00	36,00	57,00	116,00

Dados litoquímicos das rochas vulcânicas

Amostra	NP-277	CS-475	CS-463	NP-338	PR-230	NP-272C	CS-471B	NP-318A	NP-414
ROCHA	Andesito porfirítico	Andesito porfirítico	Andesito	Andesito porfirítico	Riólito	Andesito	Riólito porfirítico	Riólito	Riólito
SiO ₂ (%)	69,19	71,83	56,13	56,88	77,87	69,67	75,53	90,38	72,78
TiO ₂ (%)	0,29	0,35	0,93	0,82	0,21	0,54	0,19	0,15	0,27
Al ₂ O ₃ (%)	15,16	14,06	16,08	16,23	13,13	14,56	12,76	5,05	14,41
Fe ₂ O ₃ (%)	2,15	1,64	8,71	6,95	1,19	2,42	0,62	0,46	1,33
MnO (%)	0,07	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO (%)	0,44	0,07	0,13	0,19	0,01	0,06	0,02	0,01	0,05
CaO (%)	1,09	0,20	3,74	3,41	0,30	0,41	0,07	0,12	0,21
Na ₂ O (%)	4,49	0,62	6,76	5,22	0,02	1,16	0,10	0,03	0,92
K ₂ O (%)	5,32	4,25	2,98	3,48	0,15	3,67	3,45	0,01	2,97
P ₂ O ₅ (%)	0,07	5,52	1,93	3,60	3,78	6,15	5,48	1,51	5,46
LOI (%)	1,16	0,05	0,20	0,32	0,03	0,08	0,01	0,01	0,05
SOMA (%)	99,43	98,59	97,59	97,10	96,69	98,72	98,23	97,73	98,45
Ba (ppm)	1073,00	1043,00	621,00	1363,00	373,00	1974,00	304,00	55,00	931,00
Be (ppm)	4,00	3,00	2,00	1,00	<1	2,00	2,00	<1	3,00
Ce (ppm)	105,40	150,30	63,40	107,70	76,70	111,50	93,50	64,00	110,20
Co (ppm)	26,50	39,70	37,90	53,50	42,00	31,90	44,90	111,90	23,20
Cs (ppm)	1,70	3,40	3,90	2,40	3,10	1,50	2,70	1,00	14,20
Dy (ppm)	3,48	5,52	5,18	5,16	3,42	4,32	4,06	4,87	4,44
Er (ppm)	1,90	2,80	3,02	2,88	1,94	2,25	2,20	2,84	2,33
Eu (ppm)	1,09	1,45	1,47	1,81	0,41	1,18	0,63	0,34	0,87
Ga (ppm)	17,90	17,20	19,40	20,50	14,60	18,40	13,80	6,80	17,30
Gd (ppm)	4,45	7,49	5,67	7,09	3,47	5,36	4,76	4,44	5,22
Hf (ppm)	7,50	8,30	4,50	6,70	5,80	8,40	5,30	5,50	6,10
Ho (ppm)	0,70	0,92	1,01	1,02	0,72	0,73	0,78	0,96	0,78
La (ppm)	55,90	84,10	31,10	57,10	43,10	61,10	57,30	33,30	61,20
Lu (ppm)	0,32	0,43	0,46	0,40	0,38	0,37	0,36	0,48	0,41
Nb (ppm)	12,90	14,40	8,80	9,70	16,60	14,30	13,60	13,20	13,80
Nd (ppm)	40,90	66,80	29,50	47,60	27,60	43,30	33,80	24,10	40,60
Pr (ppm)	11,13	18,34	7,59	12,52	8,35	12,04	9,73	7,18	11,70
Rb (ppm)	156,20	159,00	94,30	181,60	168,80	170,20	194,20	63,10	212,00

Dados litoquímicos das rochas vulcânicas

Amostra	NP-277	CS-475	CS-463	NP-338	PR-230	NP-272C	CS-471B	NP-318A	NP-414
ROCHA	Andesito porfirítico	Andesito porfirítico	Andesito	Andesito porfirítico	Riólito	Andesito	Riólito porfirítico	Riólito	Riólito
Sm (ppm)	6,24	10,28	5,90	8,29	4,08	6,71	5,10	4,60	6,45
Sn (ppm)	<1	2,00	1,00	1,00	1,00	2,00	<1	1,00	2,00
Sr (ppm)	271,10	121,90	285,30	768,50	36,10	290,40	35,60	8,70	109,10
Ta (ppm)	1,70	2,20	0,80	1,60	2,60	1,90	2,30	3,60	1,70
Tb (ppm)	0,61	0,94	0,83	0,90	0,54	0,68	0,63	0,69	0,71
Th (ppm)	15,60	18,40	9,30	8,80	23,00	14,50	18,60	13,10	25,20
Tm (ppm)	0,30	0,41	0,46	0,41	0,32	0,34	0,32	0,47	0,37
U (ppm)	3,90	4,10	2,20	1,80	2,00	3,40	5,40	2,30	6,90
V (ppm)	18,00	31,00	148,00	140,00	<8	10,00	<8	<8	<8
W (ppm)	305,00	511,30	97,40	409,00	510,40	370,40	569,60	1261,00	273,20
Y (ppm)	20,40	28,40	31,40	31,50	19,00	24,70	26,70	29,80	26,80
Yb (ppm)	1,94	2,71	2,96	2,61	2,23	2,41	2,30	3,01	2,73
Zr (ppm)	306,90	363,60	170,70	264,10	174,60	330,90	150,50	171,80	204,90
Ag (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	0,90	<0.5	<0.5	<0.5	7,60	1,10
Au (ppb)	<0.5	<0.5	0,60	3,00	0,70	<0.5	2,30	3,70	<0.5
Bi (ppm)	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	<0.1	0,20	0,40	<0.1
Cd (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cu (ppm)	2,70	1,90	28,10	44,80	2,00	2,30	0,50	2,20	0,80
Hg (ppm)	*	*	<0.01	0,04	0,03	*	0,03	0,04	*
Mo (ppm)	0,90	0,10	0,50	0,80	0,30	0,60	<0.1	25,00	0,60
Ni (ppm)	0,90	1,20	46,90	23,30	0,70	0,70	0,60	1,20	0,40
Pb (ppm)	10,90	12,10	3,70	9,20	5,00	8,90	16,20	7,90	20,40
Sb (ppm)	0,20	0,20	<0.1	0,20	<0.1	0,10	<0.1	0,20	0,30
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.1	<0.1	0,30	0,70	0,10	0,10	<0.1	0,20	<0.1
Zn (ppm)	41,00	43,00	51,00	85,00	6,00	43,00	30,00	4,00	23,00

Dados litoquímicos das rochas vulcânicas

Amostra	CS-468	CS-382B	CS-479	NP-266A	NP-276A	NP-412	CS-462
ROCHA	Riólito porfirítico	Riólito	Riólito porfirítico	Andesito porfirítico	Riólito	Andesito porfirítico	Andesito
SiO ₂ (%)	68,57	75,73	75,62	64,14	69,06	61,22	60,98
TiO ₂ (%)	0,52	0,14	0,12	0,64	0,32	0,82	1,14
Al ₂ O ₃ (%)	15,72	12,07	12,39	17,07	15,72	15,97	15,21
Fe ₂ O ₃ (%)	2,15	1,57	1,06	3,67	2,12	6,92	9,12
MnO (%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO (%)	0,07	0,04	0,02	0,09	0,08	0,23	0,12
CaO (%)	0,24	0,02	0,15	1,33	0,15	1,23	1,17
Na ₂ O (%)	0,36	0,10	0,31	2,19	0,23	4,71	4,40
K ₂ O (%)	4,59	3,14	3,03	5,71	4,05	2,72	2,42
P ₂ O ₅ (%)	5,89	5,64	5,24	3,26	5,26	2,32	2,82
LOI (%)	0,08	0,01	0,01	0,25	0,05	0,24	0,19
SOMA (%)	98,19	98,46	97,95	98,35	97,04	96,38	97,57
Ba (ppm)	2496,00	99,00	140,00	1988,00	1070,00	850,00	1112,00
Be (ppm)	3,00	5,00	5,00	3,00	2,00	<1	<1
Ce (ppm)	174,10	73,10	145,20	101,10	104,50	79,60	43,80
Co (ppm)	20,40	58,70	42,60	20,10	46,30	27,00	36,70
Cs (ppm)	1,70	2,20	1,80	2,10	1,80	5,80	3,90
Dy (ppm)	5,59	6,13	8,87	3,69	3,73	3,78	4,86
Er (ppm)	2,71	3,46	5,52	1,98	2,08	2,30	2,93
Eu (ppm)	2,78	0,05	0,53	1,67	1,04	1,43	1,26
Ga (ppm)	16,30	15,30	17,70	19,50	16,90	18,00	17,80
Gd (ppm)	8,09	4,46	9,95	5,09	4,70	4,50	4,56
Hf (ppm)	12,40	7,40	5,80	5,60	7,40	6,30	4,10
Ho (ppm)	1,00	1,12	1,87	0,76	0,70	0,75	0,98
La (ppm)	102,10	21,90	88,10	56,30	59,50	40,90	23,10
Lu (ppm)	0,39	0,56	0,88	0,32	0,33	0,34	0,44
Nb (ppm)	11,40	24,30	18,50	9,90	12,50	8,50	6,40
Nd (ppm)	76,60	15,60	64,70	43,40	39,20	31,40	19,60
Pr (ppm)	21,23	4,59	19,06	11,92	11,45	8,85	5,10
Rb (ppm)	138,50	245,90	314,30	88,00	146,90	93,10	85,40

Dados litoquímicos das rochas vulcânicas

Amostra	CS-468	CS-382B	CS-479	NP-266A	NP-276A	NP-412	CS-462
ROCHA	Riólito porfirítico	Riólito	Riólito porfirítico	Andesito porfirítico	Riólito	Andesito porfirítico	Andesito
Sm (ppm)	11,31	3,60	12,25	7,11	5,69	5,62	4,39
Sn (ppm)	1,00	1,00	4,00	1,00	2,00	2,00	2,00
Sr (ppm)	119,50	49,30	28,30	919,30	210,00	593,70	180,10
Ta (ppm)	1,40	3,40	2,90	1,20	1,20	1,20	0,90
Tb (ppm)	0,99	0,84	1,54	0,65	0,63	0,69	0,77
Th (ppm)	13,60	34,70	33,70	9,70	15,90	13,10	6,20
Tm (ppm)	0,37	0,55	0,86	0,30	0,34	0,33	0,45
U (ppm)	2,70	8,00	5,20	2,30	3,80	3,40	1,90
V (ppm)	13,00	<8	12,00	50,00	17,00	84,00	184,00
W (ppm)	215,50	660,50	599,80	241,10	240,40	265,30	166,40
Y (ppm)	29,60	35,20	57,20	20,00	19,00	20,80	27,50
Yb (ppm)	2,51	3,56	5,78	1,94	2,09	2,14	2,83
Zr (ppm)	561,70	200,80	148,40	236,50	294,80	247,50	149,90
Ag (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As (ppm)	<0.5	0,70	<0.5	2,20	2,70	4,90	0,50
Au (ppb)	<0.5	0,50	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Bi (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,10	<0.1	<0.1
Cd (ppm)	<0.1	0,20	<0.1	<0.1	0,10	0,10	<0.1
Cu (ppm)	1,70	4,10	0,50	2,50	1,40	10,00	107,00
Hg (ppm)	<0.01	0,03	0,03	0,05	0,06	0,05	0,03
Mo (ppm)	0,30	0,50	0,20	0,10	0,10	0,70	0,20
Ni (ppm)	0,50	0,70	0,70	0,70	0,80	2,20	52,50
Pb (ppm)	22,10	39,00	8,90	5,20	16,00	9,70	6,20
Sb (ppm)	0,10	<0.1	<0.1	0,10	0,30	0,70	<0.1
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.1	<0.1	0,20	0,10	0,10	0,20	0,20
Zn (ppm)	57,00	19,00	42,00	72,00	35,00	116,00	67,00

Dados litoquímicos das rochas vulcânicas

Amostra	NP-307A	CS-471A	NP-297B	NP-293	NP-340C	NP-303 B
ROCHA	Riólito porfirítico	Riólito porfirítico	Riólito porfirítico	Andesito	Andesito	Andesito
SiO ₂ (%)	73,30	74,82	77,25	65,42	51,43	60,43
TiO ₂ (%)	0,18	0,25	0,28	0,70	0,78	0,88
Al ₂ O ₃ (%)	13,75	12,84	11,65	15,83	14,22	16,29
Fe ₂ O ₃ (%)	1,16	0,98	1,12	3,88	9,51	6,21
MnO (%)	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
MgO (%)	0,06	0,05	0,02	0,06	0,14	0,10
CaO (%)	0,14	0,11	0,26	0,52	8,58	2,33
Na ₂ O (%)	0,67	0,07	0,05	1,40	8,16	4,25
K ₂ O (%)	4,02	3,31	0,77	4,34	2,35	2,86
P ₂ O ₅ (%)	4,59	5,32	4,40	5,63	1,73	4,27
LOI (%)	0,01	0,02	0,02	0,20	0,20	0,28
SOMA (%)	97,88	97,77	95,82	97,98	97,10	97,90
Ba (ppm)	1118,00	632,00	338,00	1631,00	699,00	1848,00
Be (ppm)	<1	4,00	<1	<1	<1	3,00
Ce (ppm)	86,00	88,90	77,70	115,90	50,60	93,30
Co (ppm)	31,90	31,10	19,20	17,30	45,60	20,40
Cs (ppm)	1,50	2,40	3,50	1,00	10,20	4,10
Dy (ppm)	2,95	3,23	4,91	3,85	3,01	3,49
Er (ppm)	1,76	1,79	3,21	1,83	1,56	1,90
Eu (ppm)	0,61	0,65	0,50	1,35	1,18	1,51
Ga (ppm)	15,30	16,50	15,20	17,20	17,10	21,30
Gd (ppm)	3,46	3,60	4,52	5,55	3,96	4,86
Hf (ppm)	5,00	5,90	5,60	7,00	2,80	5,30
Ho (ppm)	0,59	0,61	1,03	0,72	0,55	0,69
La (ppm)	44,80	46,80	41,30	63,20	26,10	51,80
Lu (ppm)	0,27	0,32	0,47	0,33	0,20	0,28
Nb (ppm)	10,80	12,50	17,80	12,60	5,00	10,60
Nd (ppm)	26,90	29,30	28,70	45,00	24,10	37,70
Pr (ppm)	8,37	9,08	8,14	12,78	6,09	10,33
Rb (ppm)	120,60	161,30	203,10	142,80	104,90	127,80

Dados litoquímicos das rochas vulcânicas

Amostra	NP-307A	CS-471A	NP-297B	NP-293	NP-340C	NP-303 B
ROCHA	Riólito porfirítico	Riólito porfirítico	Riólito porfirítico	Andesito	Andesito	Andesito
Sm (ppm)	4,39	4,97	5,55	6,71	4,56	5,93
Sn (ppm)	<1	1,00	3,00	2,00	<1	1,00
Sr (ppm)	141,80	39,10	65,80	545,30	616,50	1130,10
Ta (ppm)	1,60	1,80	1,90	1,30	0,70	1,00
Tb (ppm)	0,50	0,53	0,74	0,69	0,50	0,63
Th (ppm)	14,50	16,00	25,30	17,00	4,10	10,60
Tm (ppm)	0,27	0,31	0,47	0,33	0,20	0,26
U (ppm)	2,40	3,70	5,60	4,40	1,20	2,30
V (ppm)	<8	<8	<8	59,00	203,00	161,00
W (ppm)	303,80	392,40	246,30	242,80	72,00	131,80
Y (ppm)	18,20	20,10	29,60	22,40	14,90	18,90
Yb (ppm)	1,83	1,93	3,33	2,02	1,44	1,86
Zr (ppm)	167,50	174,00	170,30	275,00	114,70	217,60
Ag (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0,30	<0.1
As (ppm)	<0.5	<0.5	1,30	1,00	<0.5	1,10
Au (ppb)	<0.5	2,20	<0.5	<0.5	7,40	1,60
Bi (ppm)	<0.1	0,10	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Cd (ppm)	0,20	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	<0.1
Cu (ppm)	0,70	0,90	0,90	10,80	90,00	14,50
Hg (ppm)	*	*	0,05	0,04	<0.01	0,02
Mo (ppm)	0,10	0,30	0,20	0,10	0,50	0,30
Ni (ppm)	0,40	0,50	0,40	3,00	76,90	10,70
Pb (ppm)	12,50	15,10	16,00	7,80	3,80	8,00
Sb (ppm)	<0.1	<0.1	<0.1	0,20	0,20	<0.1
Se (ppm)	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5
Tl (ppm)	<0.1	<0.1	0,20	<0.1	0,60	0,40
Zn (ppm)	35,00	43,00	15,00	64,00	36,00	92,00

ANEXO II

DADOS ISOTÓPICOS

Dados (Isótopos estáveis $\delta^{18}\text{O}$ e δD)

# PONTO	COD.LAB	Mineral	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, ‰
PR-207A	1	Quartz	9,45	
PR-207B	2Q	Quartz		9,5
PR-207B	2Ms	Muscovite	-55,1	9,05
NP-235C	24Q	Quartz		9
NP-235D	3Q	Quartz		14,2
NP-235D	3Mc	Microcline		11,2
NP-235G	4Q	Quartz		11,7
NP-235G	4Mc	Microcline		11,7
NP-261A	5Q	Quartz		16
NP-261A	5Kln	Kaolinite	-53,3	17
NP-261B	13Q	Quartz		14,6
NP-261B	13Mc	Microcline		14,4
NP-273D	27Q	Quartz		7,3
NP-273D	27Ms	Muscovite	-53,4	6,7
NP-291A	6Q	Quartz		8,5
NP-291A	6Ab	Albite		9,6
NP-301A	23Ms	Muscovite	-52,5	10,6
NP-301A	23Qz	Quartz		10,8
NP-301D	7Q	Quartz		7,8
NP-301D	7Ms	Muscovite	-47,2	9,8
NP-342	8Q	Quartz		10,3
NP-342	8Mc	Microcline		11,2
NP-346A	25Q	Quartz		8,3
NP-346C	26Q	Quartz		8,1
NP-346C	26Ms	Muscovite	-66,7	8,3
NP-413A	28Q	Quartz		6,5
CS-424D	29Q	Quartz		8,4
CS-424D	29Ms	Muscovite	-60,1	8,6

Dados (Isótopos estáveis $\delta^{18}\text{O}$ e δD)

# PONTO	COD.LAB	Mineral	$\delta\text{D}_{\text{SMOW}}$, ‰	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$, ‰
CS-465A	9Q	Quartz		4,8
CS-465A	9Ms	Muscovite	-42,3	4,6
CS-466A	10Q	Quartz		5,3
CS-466A	10Ms	Muscovite	-44,4	6
CS-478A	11Q	Quartz		11,1
CS-478A	11Ms	Muscovite	-53,1	11,3
CS-535A	12Q	Quartz		5,8
CS-535A	12Ms	Muscovite	-50,1	5,5

Dados (Isótopos estáveis $\delta^{34}\text{S}$)

AMOSTRA	Mineral	$\delta^{34}\text{S}$
TMG 007	Pirita	9,4
TMG 026A	Pirita	0,8

Dados (Isótopos Radiogénicos Sm-Nd, Sr-Sr)

Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$ $\pm 2\text{SE}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(0)$	T_{DM} (Ga)	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$ $\pm 2\text{SE}$
CS488	2,971	13,370	0,1343	0.512077+/-9	-10,94	1,84	0.70369+/-1
CS389	7,239	28,693	0,1525	0.512231+/-2	-7,93	2,00	0.71715+/-1
PR230	4,142	29,680	0,0844	0.511117+/-9	-29,67	2,26	
CS463	5,929	29,668	0,1208	0.511679+/-11	-18,71	2,23	0.72836+/-1
NP303B	6,590	39,243	0,1015	0.511214+/-3	-27,78	2,48	0.71357+/-1
CS479	13,270	71,306	0,1125	0.511591+/-2	-20,43	2,18	
NP263	8,974	53,188	0,1020	0.511346+/-4	-25,20	2,30	0.79297+/-1
PR216A	10,656	58,664	0,1098	0.511424+/-2	-23,68	2,36	1.11926+/-1
NP316	8,921	54,721	0,0985	0.511295+/-5	-26,19	2,30	0.71954+/-1
NP416	7,600	39,817	0,1154	0.51151+/-10	-22,01	2,37	
CS537	5,663	38,196	0,0896	0.511112+/-5	-29,77	2,36	0.72411+/-1
PR227	3,482	12,393	0,1698	0.512212+/-6	-8,30	2,92	0.98337+/-1
NP313E	11,207	66,822	0,1014	0.511263+/-12	-26,8	2,41	0.8205+/-1
NP291C	6,571	40,633	0,0978	0.511215+/-2	-27,76	2,39	0.7707+/-1
MA190B	9,880	57,475	0,1039	0.511465+/-2	-22,89	2,18	0.92226+/-1