

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E
MINERALÓGICA DAS SEQUÊNCIAS VULCÂNICAS
PALEOPROTEROZOICAS NA REGIÃO DO MÉDIO RIO
IRIRI (PA), CRÁTON AMAZÔNICO

Elton Alves Trindade

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani
Co-orientador: Geól. Bruno Lagler

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 16)

SÃO PAULO
2011

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DAS
SEQUÊNCIAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS NA
REGIÃO DO MÉDIO RIO IRIRI (PA), CRÁTON AMAZÔNICO**



Autor: Elton Alves Trindade

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Co-Orientador: Bruno Lagler

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 16)**

DEDALUS - Acervo - IGC



30900030279

SÃO PAULO

2011

TF
7833
EAC

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROLÍFICA E MINERALÓGICA DAS
SEDIMENTOS VULCANOS PALSPOTEROCAS NA
REGIÃO DO MEIO RIO IRIRI (PAI CRATON ARABÓICO)



Autores: [illegible]

[illegible text]

[illegible text]

[illegible text]

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

[illegible text]

SÃO PAULO

1991

AGRADECIMENTOS

- Agradeço primeiramente a Deus, pois sem ele essa jornada nunca teria sido iniciada;

- Aos meus pais, Isabel e Ademir, que de tudo fizeram para que eu pudesse atingir meus objetivos e nunca deixasse nenhum obstáculo se quer me impedir de buscar meus sonhos, que além de tudo se esforçaram para que eu me tornasse uma pessoa de caráter e que eu pudesse ter orgulho de me sentir filho deles e digno de tal honra.

- À todos os meus familiares que torceram e acreditaram em mim;

- Ao meu Orientador Prof, Caetano Juliani por me oferecer a oportunidade de trabalhar em uma área tão pouco estudada e de grande importância para o nosso país, além do conhecimento passado que contribuíram muito para minha maturidade acadêmica;

- Ao auxílio financeiro do projeto CT MINERAL/ Edital MCT/CNPq/CTMineral nº 19/2006 Processo 555066/06-1 – Auxílio à Pesquisa: Avaliação do potencial metalogenético ouro e cobre do vulcano-plutonismo do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu, Iriti (PA). Caetano Juliani (coordenador).

- Ao meu Co-Orientador Bruno Lagler (aka Meninão) pelo apoio tanto na elaboração do Trabalho de Formatura quanto em demais problemas enfrentados durante os anos de pesquisa na área;

- Aos companheiros de república, que durante passageiros quatro anos fizeram parte de episódios memoráveis, discussões históricas, estudos conjuntos, vitórias (maior parte da minha pessoa, obviamente) no Winning Eleven, além de muitas risadas. Um grande salve para Cleiton Graal, Denis (Fimose), Dhaniel (Zaca), Lucas Blanes (Catupiry), Luiz Henrique (Pixi) e Mateus (Merenda);

- À todos que ingressaram na Geologia USP em 2007, membros da grande turma 50, com quem viajei por todo o Brasil, incluindo a Oktoberfest. Um salve especial aos membros dos grupo de trabalho de Sensoriamento: André (Pau mole), Lucas Blanes (Catu), Leonardo (Cotoco), Dhaniel (Zaca), Fernando (Bobo), Marcel (Sloty) e Gustavo (Mihang), que além do melhor trabalho da disciplina supracitada compreendia as melhores piadas e histórias possíveis E não se envolveu em nenhuma briguinha ou intriga besta (NO LIMITS) e ajudaram a me formar em Geologia com especialização em Geologia para "Malandros".

- À Associação Atlética Acadêmica da Geologia, que durante quatro anos ampliou minha visão da vida universitária da USP, além de me proporcionar mais

desafios em termos de liderança, planejamento financeiro, organização e trabalho em equipe;

- Aos amigos que fiz ao longo desses últimos 5 anos, em especial aos grandes amigos feitos enquanto membro da Comissão Organizadora do BIFE, que não conseguiria citar por serem inúmeros e por medo de não citar todos. Agradeço a todos vocês amigos da BIO, ECA, FAU, IME, VET, Física, FFLCH, Psico, Química, RI e FOFITO, pela oportunidade única de conhecer todos vocês ao longo de inúmeras reuniões semanais.

"O sucesso é uma consequência e não um objetivo."

Guilherme Figueiredo

RESUMO

No final do Paleoproterozóico o Cráton Amazônico foi palco de intenso vulcanismo efusivo e explosivo, denominado evento Uatumã. Associadas as rochas desse evento foram descritos paleossistemas epitermais do tipo *high-* e *low-sulfidation*, uma descoberta de grande importância devido ao vínculo próximo de sistemas do tipo *high-sulfidation* com mineralizações do tipo pórfiro e de *skarn*.

Na região do médio Rio Iriri os vulcanitos do evento Uatumã podem ser divididos em 2 grupos distintos, denominados nesse estudo como Unidade Inferior e Superior.

A Unidade Inferior é composta majoritariamente por andesitos (com comum estrutura de fluxo magmático e alteração propilítica) e riodacitos/dacitos hololeucocráticos com fenocristais de quartzo e feldspatos envolvidos por uma matriz fina a muito fina, localmente com notável foliação por cisalhamento, e com alteração sericítica e argílica avançada, inclusive em algumas amostras com formação de pirofilita, diásporo e gorceixita (confirmadas em análises de MEV e Microsonda Eletrônica), minerais índice de sistemas epitermais do tipo *high-sulfidation*.

Já a Unidade Superior é composta predominantemente por riolitos, riodacitos e rochas vulcanoclásticas (tufos e ignimbritos). As rochas vulcânicas são maciças, de textura porfírica a glomeroporfírica com mineralogia semelhante às vulcânicas ácidas da Unidade Inferior. As rochas vulcanoclásticas incluem tufos de cristais, *welded-tuff* e silexitos, com fragmentos líticos diversos indicando um retrabalhamento do edifício vulcânico. As alterações mais frequentes são a sericítica e a potássica.

As análises geoquímicas indicaram um magmatismo Cálcio-alcálico para a formação dos litotipos, com alguns exemplares com tendência para o tipo A. Adicionalmente os gráficos de ambientação geotectônica sugere a formação dessas rochas em ambientes de margem continental ativa.

A presença de minerais do grupo da alunita confirma a presença de um sistema epitermal do tipo *high-sulfidation* paleoproterozóico na região que poder ser alvo de pesquisas para depósitos do tipo pórfiro.

ABSTRACT

In the end of Paleoproterozoic the Amazonian Craton suffered an intense effusive and explosive volcanism, called Uatuma Event. *high-* and *low-sulfidation* epithermal paleo-systems have been described associated to these rocks, which is a relevant discovery since *high-sulfidation systems* have a close link to porphyry and skarn mineralizations.

In the middle Iriri River area Uatuma Event vulcanites can be divided em 2 different groups, designated in this study as Lower Unit and Upper Unit.

Lower Unit consists mainly of andesites (commonly with magmatic flow structure and propylitic alteration) and hololeucocratic rhyodacites/dacites with quartz and feldspar as phenocrists, which are involved by a fine to very-fine matrix, occasionally with a notable shear foliation, and with sericitic and advanced argillic alteration, including the formation of pyrophyllite, diaspore and gorceixite (confirmed in MEV and Electron Microprobe), index minerals of *high-sulfidation* epithermal systems.

The Upper Unit is composed mostly by rhyolite, rhyodacites and vulcanoclastic rocks (tuffs and ignimbrites). Volcanic rocks are massive, porphyritic to glomero porphyritic with mineralogy similar to the acid volcanic rocks in the Lower Unit. Vulcanoclastic rocks comprehend crystal tuffs, welded-tuffs and silexitos, with diverse lithic fragments, indicating a reworking of the volcanic deposits. The most common alteration types are sericitic and potassic.

Geochemical analysis denotes a calc-alkaline magmatism to the formation of the lithotypes, with a few samples with tendencies to A-type magmatism. Furthermore the geotectonic setting graphics suggest that these rocks were formed in Active Continental Margins.

The presence of alunite's group minerals confirms the existence of a paleoproterozoic epithermal *high-sulfidation* system in the area, which may be a target for porphyry deposits exploration.

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO	1
2.	OBJETIVOS	2
3.	GEOLOGIA REGIONAL	3
3.1.	Evolução tectônica do Cráton Amazônico	5
3.2.	Litoestratigrafia	9
4.	GEOLOGIA LOCAL	12
5.	ATIVIDADES REALIZADAS	15
5.1.	Revisão Bibliográfica	15
5.2.	Petrografia	20
6.	QUÍMICA MINERAL	31
6.1.	Feldspatos	31
6.2.	Clinopiroxênio	32
6.3.	Minerais Hidrotermais	32
7.	ANÁLISE DE MINERAIS EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA	33
8.	GEOQUÍMICA	36
8.1.	Tratamento dos Resultados das Análises Químicas	36
9.	COMPARAÇÃO ENTRE AS REGIÕES DO IRIRI, TAPAJÓS E SÃO FÉLIX DO XINGU	43
10.	CONCLUSÕES	46
11.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Localização da área de estudo, destacando os afloramentos visitados.	4
Figura 2: Províncias geocronológicas segundo Tassinari (1996).	7
Figura 3: Mapa da região do Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas (Santos et al. 2000.), destacando também a localização de algumas províncias minerais, inclusive a região do Rio Iriri alvo do presente estudo.	8
Figura 4: Mapa Geológico da área de estudo, segundo a CPRM com o retângulo ressaltando a área de estudo.(Fonte, http://geobank.sa.cprm.gov.br)	13
Figura 5: Representação esquemática de um depósito de cobre do tipo pórfiro, mostrando as relações espaciais entre depósitos do tipo pórfiro em profundidade e depósitos epitermais e as respectivas zonas de alteração hidrotermal, segundo Sillitoe (2010).	17
Figura 6: Representação esquemática da sequência de alteração hidrotermal em sistemas do tipo pórfiro, nesse caso com as fases minerais para depósitos de cobre, segundo Sillitoe (2010).	18
Figura 7: Diagrama Ab–Or–Na para a amostra dos feldspatos alcalinos da amostra IR-26a.	31
Figura 8: Diagrama En–Wo–Fs com a classificação de clinopiroxênio dos andesitos, segundo Morimoto (1989).	32
Figura 9: Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas (Middlemost, 1994).	37
Figura 10: Diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977), demonstrando um agrupamento das amostras mais homogêneo do que no Diagrama TAS.	38
Figura 11: Diagramas de discriminação geotectônica de Pearce (1984) para as rochas vulcânicas relacionadas ao evento Uatumã na região do médio Rio Iriri.	40
Figura 12: Diagramas de discriminação de ambiente geotectônica de Schandl & Gordon (2002) com a composição das rochas vulcânicas do médio Rio Iriri.	41
Figura 13: Diagramas de discriminação do ambiente tectônico de formação de Whalen (1987) com as composições das rochas vulcânicas estudadas.	42
Figura 14: Diagrama Nb/Y versus Zr/Ti (Pearce, 1996) para a classificação de rochas vulcânicas associadas ao evento Uatumã na região centro-sul Cráton Amazônico.	43
Figura 15: Diagramas de classificação do ambiente geotectônico de Pearce (1984) para as rochas vulcânicas do evento Uatumã na região estudada.	44

Figura 16: Diagramas de Whalen (1987) com as composições das rochas estudadas, indicando formação em arcos vulcânicos, com evolução para ambiente de intraplaca.....45

Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo. Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo. Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo.

Desde a década de 70, estudos têm sido feitos na região da Grande Amazônia, especialmente na Província Altiplana do Páramo, onde existem várias formações para o estudo. Entretanto, poucos estudos têm sido feitos para compreender a origem das metamorfoses presentes na região. Uma interpretação possível de metamorfoses presentes na região é a de metamorfismo de contato, devido à proximidade de corpos intrusivos. Entretanto, estudos de campo e petrográficos indicam que a metamorfeose ocorreu em condições de pressão e temperatura típicas de metamorfismo regional. Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo.

Entretanto, as metamorfoses presentes na região são muito complexas, envolvendo várias etapas e condições. Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo. Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo. Whalen (1987) desenvolveu diagramas com base em dados de Whalen et al. (1987). Esses diagramas permitem identificar a origem das rochas vulcânicas e metamórficas de campo e, portanto, são muito úteis para a interpretação dos dados de campo.

1. INTRODUÇÃO

No final do Paleoproterozóico o Cráton Amazônico foi palco de intenso vulcanismo efusivo e explosivo denominado evento Uatumã (Pessoa *et al.* 1977). Esse evento vulcano-plutônico representa uma das maiores atividades magmáticas do mundo e gerou extensos derrames e fluxos vulcanoclásticos félsicos e, subordinadamente, de composição intermediária, e grandes volumes de granitóides de composições e naturezas diversas (Juliani *et al.*, 2005; Fernandes, 2009; Juliani & Fernandes, 2010; Fernandes *et al.*, 2011). As rochas deste evento vulcano-plutônico distribuem-se de norte a sul do Cráton Amazônico, desde os limites entre Brasil Venezuela e Guiana, até o norte do estado de Mato Grosso. Abrange, de modo geral, os estados de Roraima, Amazonas e Pará, recobrando uma área de aproximadamente 1.200.000 km².

Desde a década de 70 diversos rios que drenam as rochas do Cráton Amazônico, notadamente na Província Aurífera do Tapajós, foram intensamente garimpados para ouro aluvionar. Entretanto, poucos estudos tem sido feitos para definição da gênese das mineralizações primárias, os quais tem o definido potencial para ocorrência de mineralizações principalmente orogênicas. Mas recentemente potencial metalogenético da região foi expandido pela descoberta de paleossistemas epitermais do tipo *high-* e *low-sulfidation* hospedados em vulcanitos cálcio-alcálinos do Grupo Iriri, gerados num conjunto de *nested ash flow calderas* (Juliani *et al.*, 2005), com mineralizações em Au, Cu e Mo.

Usualmente as mineralizações epitermais *high-sulfidation* se vinculam com intrusões ácidas rasas e se associam a mineralizações dos tipos pórfiro e *skarn*. Nas mineralizações *high-sulfidation* os fluidos derivados do magma reagem com as rochas encaixantes, formando zonas de alteração hidrotermal com minerais típicos de fluidos ácidos e com alto estado de oxidação, resultando na formação de sulfatos, em especial do grupo da alunita. Os metais nestes depósitos, como o ouro, são transportados como complexos de enxofre e/ou cloro e são depositados juntamente com os típicos minerais da alteração hidrotermal quando as condições de temperatura, pressão e salinidade do fluido hidrotermal percolante são alteradas devido à interação com as rochas encaixantes, com a diminuição da profundidade da zona percolada e com a mistura com a água subterrânea (Arribas, 1995). Além disso, sistemas epitermais são indicadores de potencialidade para de prospecção para depósitos do tipo pórfiro de Au e Cu na província na qual eles ocorrem (Sillitoe, 2010), vínculo este

já comprovado na Província Aurífera do Tapajós pelos estudos efetuados no Granito Palito por Juliani *et al.* (2008), Echeverri-Misas (2010) e Usero *et al.* (2011).

Diversos estudos têm sido desenvolvidos sobre as rochas do evento Uatumã, porém pesquisas mais detalhadas acerca da petrografia, geoquímica e geocronologia dos seus litotipos e da própria evolução tectônica e metalogenética da região sul do Pará são ainda poucos, notadamente considerando-se a grande extensão dessa unidade geológica. Parte dessa falta de conhecimento é devida ao difícil acesso às áreas, densa cobertura vegetal e ao intenso intemperismo, que mascara as feições originais das rochas e dificulta a visualização da continuidade e interpretações litoestratigráficas. Trabalhos de maior detalhe são assim de grande importância para um maior conhecimento da história geológica do Cráton Amazônico e de seu potencial metalogenético.

2. OBJETIVOS

Este trabalho de formatura visou a caracterização petrológica e geoquímica das rochas paleoproterozóicas da região do médio Rio Iriri, bem como a identificação das associações mineralógicas das zonas de alteração hidrotermal, contribuindo, desta forma, para uma melhor compreensão da gênese das mineralizações de ouro e, conseqüentemente, do potencial metalogenético para ocorrência de mineralizações magmáticas–hidrotermais na região.

Assim sendo, este trabalho de formatura teve como objetivo:

- Realizar estudos petrográficos detalhados visando a caracterização das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas da área de estudo, e das zonas de alteração hidrotermal, comparando-as com as mineralizações epitermais, descritas na Província Aurífera do Tapajós;
- Caracterizar o tipo, natureza, afinidade tectono–magmática e as séries magmáticas dos litotipos por meio de suas assinaturas litogeoquímicas, além de sua evolução petrogenética;
- Caracterizar a mineralogia e as zonas de alteração hidrotermal nas rochas vulcânicas por meio de estudos petrográficos e análises de química mineral por MSE e MEV;
- Contribuir com novos dados para elaboração de modelos petrogenéticos e de prospecção mineral da área.

Os levantamentos em campo e a coleta das amostras utilizadas neste trabalho de formatura foram feitos pelo orientador, sem participação do aluno. Essa região insere-se na FLONA Terra do Meio e o acesso a área somente podia ser feito por meio de pequenas aeronaves e, depois da criação da FLONA, apenas ou pelo rio Iriri, a partir de Altamira, numa viagem de quase dois dias e pelo menos mais 5 horas de caminhada. Entretanto, com a criação da reserva a fazenda foi fechada e já há alguns anos não há mais possibilidade de acesso à área, o que impossibilitou, inclusive, um trabalho complementar de campo que deveria ter sido feito em 2008.

3. GEOLOGIA REGIONAL

A área de estudo localiza-se a aproximadamente 170 km a oeste de São Félix do Xingu (**Fig. 1**). Esta região foi palco no Paleoproterozóico, assim como outras regiões do Cráton Amazônico, de um extenso vulcanismo efusivo e explosivo, que resultou em depósitos de lavas e de fluxos piroclásticos relacionados ao evento Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977). Trata-se de evento vulcânico explosivo e efusivo composto por andesitos basálticos, andesitos, dacitos, riodacitos, riolitos, latitos, quartzo latitos, traquitos, tufos e ignimbritos (Fernandes, 2009). O vulcanismo intermediário a ácido basal tem afinidade geoquímica com rochas geradas em arcos vulcânicos e caráter cálcio-alcálico. Por sua vez, o vulcanismo ácido superior, tem caráter anorogênico e assinatura geoquímica intraplaca (Fernandes *et al.*, 2006, Juliani & Fernandes, 2010; Fernandes *et al.*, 2011). Associado a essas rochas ocorrem também corpos de granitóides diversos, além de plútons e diques de rochas máficas e ultramáficas.

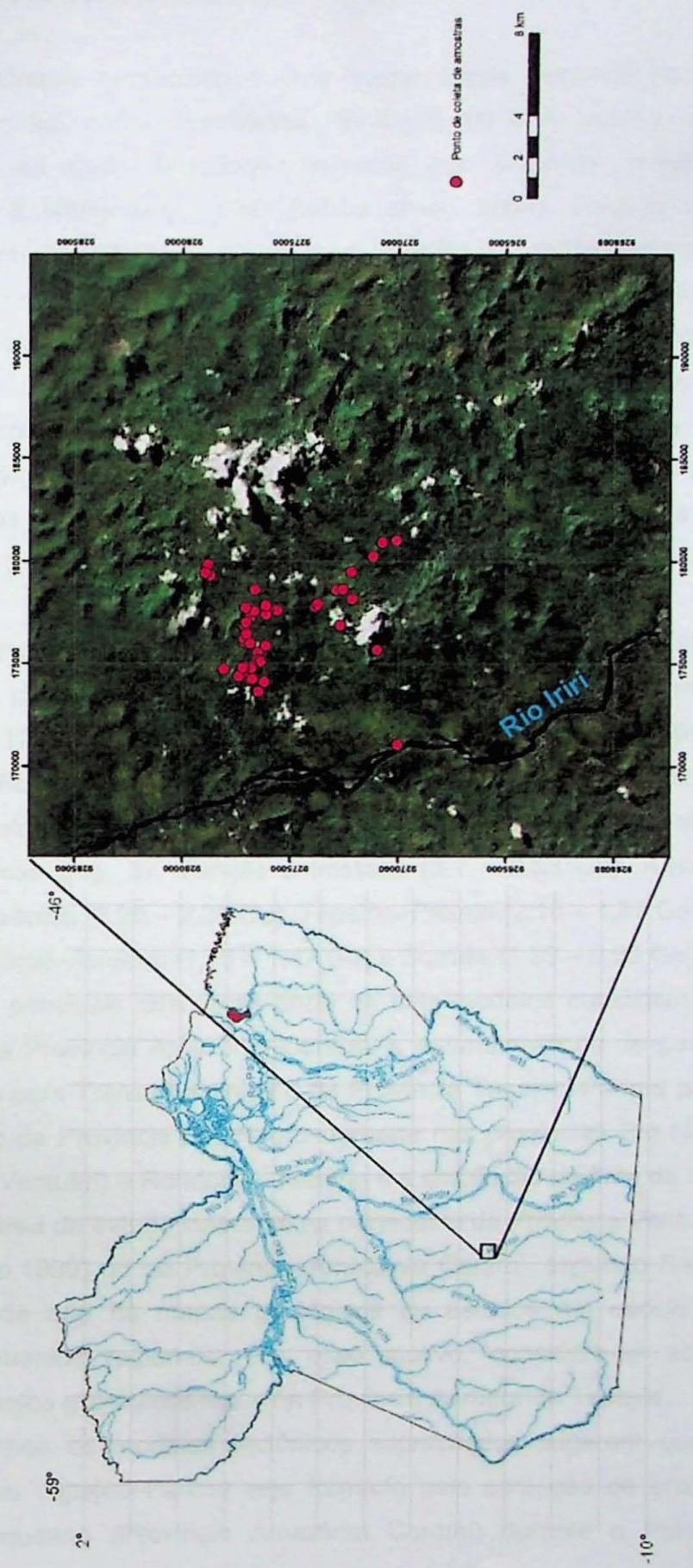


Figura 1: Localização da área de estudo, destacando os afloramentos visitados.

3.1. Evolução tectônica do Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico é uma megaunidade geotectônica localizada ao norte da América do Sul, com aproximadamente 4.400.000 km², que representa as áreas estáveis anteriores ao Ciclo Brasileiro, limitadas por cinturões orogênicos neoproterozóicos (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2003). Essa unidade tem sua evolução tectônica interpretada segundo um modelo fixista ou um modelo mobilista. O modelo fixista, proposto por Amaral (1974) e Costa & Hasui (1997), dentre outros, fundamenta-se em dados geocronológicos, estruturais e geofísicos para interpretar o Cráton como uma grande plataforma arqueana retrabalhada e reativada no Paleoproterozóico durante o Ciclo Transamazônico. O modelo mobilista, também baseado em dados geocronológicos, sugere que o Cráton Amazônico foi formado pela acreção de cinturões móveis e de arcos magmáticos a um núcleo de idade arqueana, que resultaram na formação de diferentes províncias geocronológicas. Seguindo o modelo mobilista, duas subdivisões principais foram propostas:

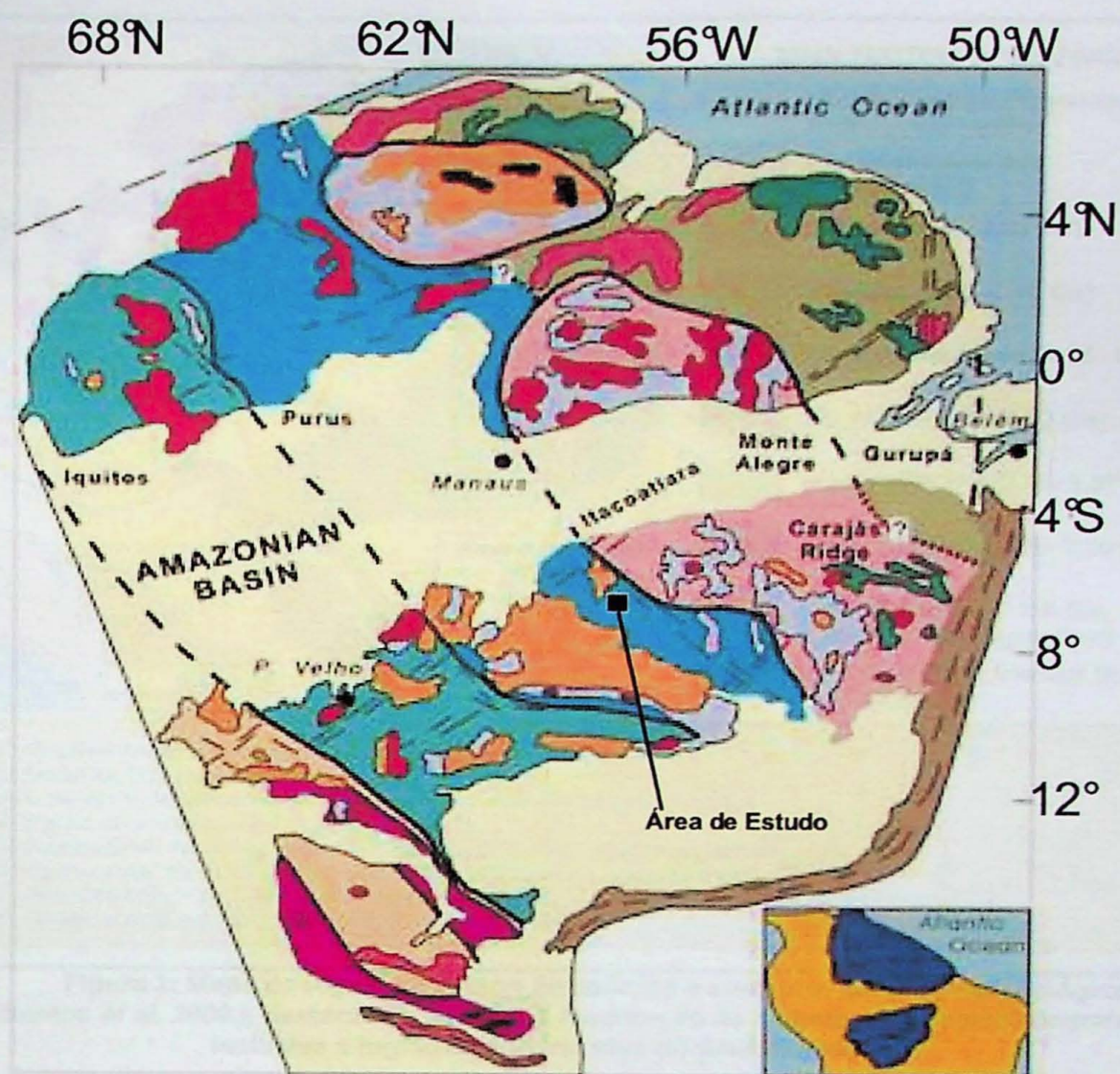
Tassinari & Macambira (1999) propõem a divisão do Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas (**Fig. 2**), quais sejam: Amazônia Central (>2,3 Ga), Maroni-Itacaiúnas (2,20 – 1,95 Ga), Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,80 Ga), Rio Negro-Juruena (1,80 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignacio (1,55 – 1,30 Ga) e Sunsás (1,30 – 1,10 Ga).

Santos *et al.* (2000), por outro lado, dividem o cráton nas seguintes províncias geotectônicas (**Fig. 3**): Carajás e Imataca (3,1 – 2,53 Ga), Amazônia Central (2,5 Ga), Transamazônica (2,25 – 2,00 Ga), Tapajós-Parima (2,10 – 1,87 Ga), Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga), Rondônia-Juruena (1,76 – 1,47 Ga) e Sunsás (1,33 – 0,99 Ga).

As principais diferenças entre os dois modelos consistem na separação do bloco Carajás da Província Amazônia Central, a renomeação da de parte da província Maroni-Itacaiúnas para Transamazônica e da Província Tapajós-Parima para Ventuari-Tapajós), a subdivisão da Província Rio Negro-Juruena nas províncias Rio Negro (com a inclusão da região de Ventuari) e Rondônia-Juruena e a ampliação da área da Província Sunsás.

A área de estudo insere-se na parte leste da Província Ventuari-Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou na Província Amazônia Central, segundo Santos *et al.* (2000), numa região onde não há mapas geológicos ou estudos em escala maior que os grandes reconhecimentos regionais. Por esse motivo, considera-se aqui como referência os levantamentos geológicos feitos na Província Aurífera do Tapajós.

Ambos os modelos tectônicos supracitados sugerem que a província Ventuari-Tapajós ou Tapajós-Parima seja formada pela acreção de crosta juvenil às rochas do núcleo arqueano (Província Amazônia Central) durante o Paleoproterozóico. Segundo



GEOCHRONOLOGICAL PROVINCES

- Central Amazon (2.3 Ga)
- Maroni-Itacaiúnas (2.2 - 1.95 Ga)
- Ventuari-Tapajós (1.95 - 1.8 Ga)
- Rio Negro - Juruena (1.8 - 1.55 Ga)
- Rondonian - San Ignacio (1.5 - 1.3 Ga)
- Sunsás (1.25 - 1.0 Ga)

GEOLOGICAL UNITS

- Phanerozoic Covers
- Granitoids
- Precambrian Sedimentary Covers
- Acid - Intermediate Volcanic Covers
- Basic Volcanism
- Greenstone Belts
- Granulitic Complex
- Neoproterozoic Mobile Belt
- Basement Structural High

Figura 2: Províncias geocronológicas segundo Tassinari (1996).

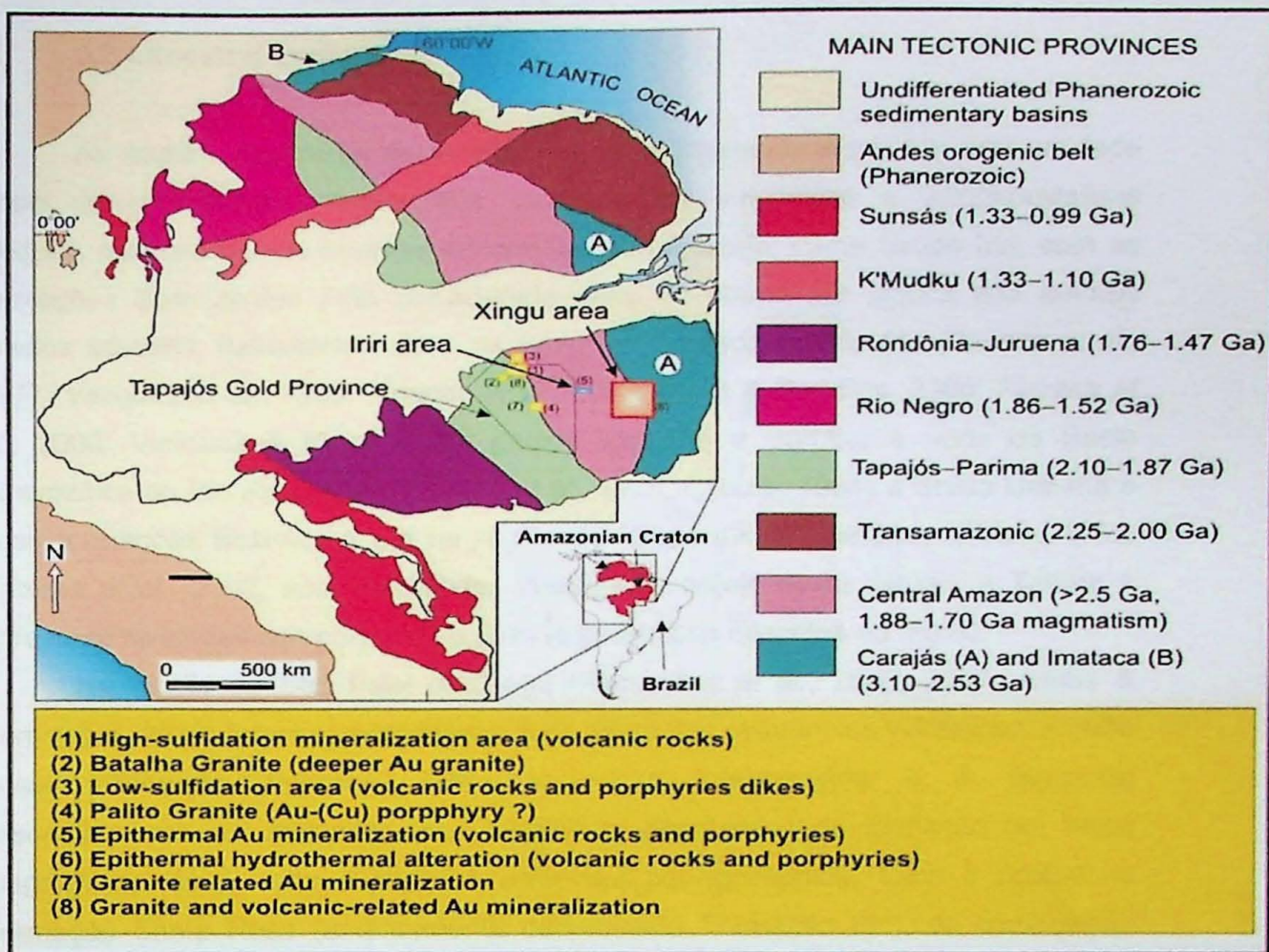


Figura 3: Mapa da região do Cráton Amazônico e suas províncias geocronológicas (Santos *et al.* 2000.), destacando também a localização de algumas províncias minerais, inclusive a região do Rio Iriri alvo do presente estudo.

3.2. Litoestratigrafia

As rochas vulcânicas do evento Uatumã comumente possuem uma unidade basal de composição intermediária, capeada por vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas, que receberam diversas denominações regionais, como Grupo Iriri, com as formações Bom Jardim (não considerada parte do Grupo por alguns dos autores citados adiante), Salustiano e Aruri na Província Aurífera do Tapajós (Pessoa *et al.*, 1977; Vasquez *et al.*, 1999; Almeida *et al.*, 2000; Bahia & Quadros, 2000; Ferreira *et al.*, 2000; Vasquez & Klein 2000), grupos Iricoumé e Surumu a norte da Bacia fanerozóica do Rio Amazonas (Oliveira *et al.*, 1975; Caputo, 1984) e Grupo Uatumã e suas formações Sobreiro e Iriri na região do Xingu-Iriri (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002, *apud* Fernandes 2009), este objeto deste estudo. A **Tabela 1** apresenta as idades das principais unidades geológicas descritas na região.

Na região de São Felix do Xingu (Fernandes *et al.*, 2008; 2009; Juliani & Fernandes, 2010) foram caracterizadas duas diferentes sequências vulcânicas. A suíte basal (Formação Sobreiro) tem composição intermediária e é composta essencialmente por andesitos, com assinatura geoquímica de formação em arcos magmáticos. Já a suíte superior é composta por ignimbritos, tufos e riolitos da Formação Santa Rosa (anteriormente denominada Formação Iriri), de composição riolítica anorogênica e afinidade geoquímica de formação em ambiente de intraplaca.

Na **Figura 4** pode ser vista a geologia da área de estudo, segundo a CPRM (<http://geobank.sa.cprm.gov.br>).

Tabela 1: Unidades litostratigráficas da região sul do Cráton Amazônico, modificada de Juliani *et al* 2002.

Unidades Geológicas	Litologia	Idade (Ma)	Método	Ambiente Tectônico
Coberturas Fanerozóicas	Sedimentos Clásticos, laterita e aluvião.	-	-	Intracratônico
Suíte Intrusiva Cachoeira Seca	Olivina gabro subalcalino a toleítico, diorito, troctolito and diabásio.	1186 ± 0.015	SHRIMP U-Pb em baddeleyita	Intracratônico
Diabásio Crepori	Augita diabásio e olivina diabásio toleítico	1778 ± 0.009	SHRIMP U-Pb em baddeleyita	Intracratônico
Formação Buiucu	Arenito feldspático, arenito arcóseo, conglomerado, argilito, siltito e tufo ácidos.	-	-	Bacia Tafrogênica
Superggrupo Uatumã				
Maloquinha Granite	Biotita-hornblenda-álcali feldspato granito subvulcânico subalcalino a alcalino, sienogranito monzogranito and micromonzonitos com texturas rapakivi.	1874 ± 0.007 a 1870 ± 0.004	SHRIMP U-Pb em zircão	Pós-colisional e anorogênico
Grupo Iri				
Formação Aruri	Tufos, ignimbritos, riolitos, brechas vulcanicas and arenitos tufáceos.	1877 ± 0.004	Pb-Pb em zircão (Método de evaporação)	Tardi a pós-orogênico
Formação Salustiano	Riolito, riolito, dacito, vulcanoclásticas e fayalita-hedenbergita riolitos	1870 + 0.008 1890 + 0.002	SHRIMP U-Pb em zircão Pb-Pb em zircão (Método de evaporação)	Tardi a pós-orogênico
Formação Santa Rosa	Riolitos, riolitos, ignimbritos, tufo e brechas polimíticas	1875 + 0.003	Pb-Pb em zircão	Tardi a pós-orogênico

Sobreiro Formation	Andesitos, dacitos e riodacitos	1880 ± 0.006	Pb-Pb em zircão	Tardi a pós-orogênico
Formação Bom Jardim	Andesito, dacito, traqui-andesito e latito, subordinadamente com fluxos de composição riolítica e basáltica e rochas vulcanoclásticas	1888 ± 0.007 1893 ± 0.005 2001 ± 0.006	Pb-Pb em zircão (Método de evaporação)	Tardi a pós-orogênico
Granitos Rosa de Maio e Batalha	Hornblenda-biotita e biotita granitos cálcio-alcalinos	1879 ± 0.011 1883 ± 0.004	U-Pb em zircão SHRIMP U-Pb em zircão	Tardi a pós arco magmático
Suíte Intrusiva Ingarana	Olivina gabro subalcalino, augita gabro, norito, anortosito e ferrosilita diabásio.	1893 ± 0.003	SHRIMP U-Pb em zircão	Magnetismo básico do arco Parauari
Suíte Intrusiva Parauari	Hornblenda-biotita monzogranito porfirítico, granodiorito, sienogranito e tonalito	1897 ± 0.001 1883 ± 0.002	U-Pb em zircão Pb-Pb em zircão	Magnetismo cálcio-alcalino do arco Parauari
Formações Abacaxis e Sequeiro	Siltitos rosados, arenito e argilito e quartzowacks.	1895 ± 0.009 a ~ 1900	U-Pb em zircão	Bacias de ante-país e ante-arco Parauari
Suíte Intrusiva Creporizão	Sienogranito e monzogranito gnaissificados, monzogranitos, granodioritos e tonalitos.	1968 ± 0.019 1897 ± 0.006	Pb-Pb U-Pb	Arco Magmático Tardio
Complexo Cuiú-Cuiú	Gnaisses tonalíticos a granodioríticos, migmatitos e enclaves anfibolíticos.	2011 ± 0.023	U-Pb em zircão	Arco Magmático cálcio-alcalino
Grupo Jacareacanga	Filito, xistos, metaturbiditos, quartzitos, metabasitos e BIF (de grau metamórfico baixo a médio)	2125 a 2106	U-Pb zircão detrítico	Bacia de fossa

4. GEOLOGIA LOCAL

Na região do Rio Iri (Juliani *et al.*, 2005) afloram derrames delgados e descontínuos de andesito semelhantes às rochas da Formação Sobreiro. Sobre estes derrames ocorrem ignimbritos, tufo cineríticos e de cristais e riolitos, com corpos subordinados de dacito e basalto, cuja falta de dados geoquímicos não permitia, até a realização desse trabalho de formatura, a correlação com as rochas cálcio–alcalinas das formações Salustiano e/ou Aruri, ou com as rochas alcalinas da Formação Santa Rosa. Esse conjunto de rochas mostra-se comumente afetado de falhas rúpteis, localmente intensamente.

Sobre essas rochas foi identificado outro conjunto de rochas vulcânicas ácidas semelhantes às da Formação Santa Rosa, além de diversos corpos de granitos, geralmente granofíricos, e com características macroscópicas semelhantes às das rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha.

Dois tipos de estruturas geomorfológicas maiores são identificadas na área:

- 1) Uma depressão aproximadamente circular com mais de 10 km de diâmetro, de relevo relativamente plano;
- 2) Áreas colinosas dispostas ao redor e, localmente, no interior da depressão.

Na depressão ocorrem rochas sedimentares, incluindo arenitos epiclásticos vulcânicos, quartzo arenitos e arenitos conglomeráticos, com intercalações de tufos finos e riolitos. Nas colinas ao redor afloram riolitos, ignimbritos, brechas e tufos. Estas características geomorfológicas e litológicas sugerem tratar-se de uma caldeira vulcânica, na concepção de Lipman (1984), preenchida por depósitos intra-caldeira. Na parte norte, internamente à depressão, ocorre um dique com quilômetros de comprimento e com centenas de metros de largura, com uma série de colinas nas bordas, formadas por ignimbritos, incluindo abundantes tufos de cristais e brechas co-ignimbríticas e riolitos. As estruturas primárias de fluxo das vulcânicas e a distribuição dos corpos de vulcanoclásticas e domos riolíticos são indicativas de extravasamento a partir do dique. O dique, por sua vez, é formado por brechas e aglomerados vulcânicos com estruturas de fluxo verticais muito bem desenvolvidas, constituídas por fragmentos arredondados de riolito dispersos em uma matriz de tufos de cristais ou de riolito, nas quais nota-se o capeamento dos fragmentos arredondados por camadas de riolitos, indicando que os fragmentos juvenis ejetados caíram dentro do magma que estava extravasando. Estas rochas são ainda cortadas por diques e pequenos domos de riolito, de pórfiro e de granófiro, e são comuns diques de brechas hidrotermais e *stockworks*.

Esses dados indicam que, tal qual na região do Xingu, um segundo evento vulcânico corta as unidades vulcânicas e sedimentares da caldeira ao longo de zonas de falhas, aparentemente vinculado com a intrusão dos granitos alcalinos da Suíte Intrusiva Maloquinha ou correlatos, como os da Suíte Velho Guilherme. Neste contexto, os ignimbritos e riolitos anteriormente descritos, que recobrem a unidade de composição intermediária basal (Formação Sobreiro), podem representar uma unidade vulcânica ácida um pouco mais antiga, correlacionável às formações Salustiano e/ou Aruri no Tapajós. Dessa forma, a geologia da área Iriri sugere a existência de uma caldeira vulcânica associada a uma seqüência vulcânica mais antiga, onde os depósitos sin-caldeira seriam representados pelos ignimbritos que ocorrem na área. Esses ignimbritos mais antigos foram afetados por intensa alteração argílica avançada. O vulcanismo pós-caldeira, neste contexto, seria composto pelos corpos de riolito que ocorrem na borda norte da caldeira, cortados por brechas hidrotermais, também afetados pela alteração argílica avançada, e pelas intrusões menores dentro da caldeira.

O segundo evento magmático seria representado pelo vulcanismo fissural associado a zonas de falhas orientadas segundo a direção noroeste-sudeste, com fluxos de ignimbritos nas margens, que cortam os depósitos intracaldeira, bem como pelos domos de riolito associados. As rochas desse evento são tentativamente

correlacionadas à Formação Santa Rosa definida por Fernandes (2009), Juliani & Fernandes (2010) e Fernandes *et al.* (2011).

5. ATIVIDADES REALIZADAS

Para elaboração deste relatório foram realizadas as seguintes etapas:

5.1. Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica foi efetuada por meio da consulta de artigos e teses sobre temas geológicos regionais e locais da área de estudo, além de temas cruciais para a caracterização das rochas e eventuais alterações hidrotermais. Também estão sendo consultados estudos sobre sistemas hidrotermais semelhantes em outras regiões do Brasil e do mundo, visando correlações.

Essas consultas foram feitas no acervo da biblioteca do IG/USP e nos sistemas de busca de dados, fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBI/USP), além de artigos disponíveis em revistas geológicas internacionais.

Alteração Hidrotermal - Definição e Conceitos

Alteração hidrotermal é um processo complexo que compreende qualquer mudança na composição e na mineralogia de uma rocha por meios químicos e físicos, principalmente pela ação de soluções gasosas ou aquosas quentes. As alterações hidrotermais tipicamente implicam em mudanças mineralógicas, composicionais e texturais das rochas, com remobilização de elementos e recristalização de novos minerais (Gifkins *et al.*, 2005). Uma mesma rocha pode ser afetada por vários episódios de alteração hidrotermal, sendo que cada um desses eventos pode resultar em diferentes feições e mineralogias, dependendo da característica do fluido e da textura da rocha. Essa sobreposição de processos torna mais complexo o estudo de rochas antigas hidrotermalizadas e a interpretação de sua paragénese e suas implicações para a formação de depósitos.

Pirajno (1992) define sistema epitermal e depósitos minerais associados como aqueles formados em temperaturas baixas a moderadas (entre ~50 e ~300 °C) e pressões menores que 500 bar (da superfície terrestre até profundidades de ~1,5 km), onde a fonte de água é predominantemente meteórica, mas que também contém HCl, CO₂ e H₂S de origem magmática. As soluções hidrotermais nesses sistemas são compostas por fluidos levemente salinos (<1 a ~5–15 % em peso de Na equivalente)

portando uma associação de elementos químicos comuns em minérios, tais como: Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Te, Pb, Zn e Cu. Estes depósitos são divididos em dois tipos: 1) *high-sulfidation*, que apresenta fluido oxidado e ácido, típico de fontes ácidas próximas a vulcões; e 2) *low-sulfidation*, que apresenta pH próximo a neutro e fluido reduzido, encontrado em sistemas geotermiais.

Dependendo das características dessas soluções hidrotermais (atividade de H_2S , pH e estado de oxidação do S) o enxofre pode ocorrer em sua forma oxidada (SO_4^{2-}) ou reduzida (H_2S). Sulfetos e sulfatos são precipitados, respectivamente, a partir de soluções onde o enxofre encontra-se em estado reduzido e oxidado. Logo, o estado de oxidação controla a deposição de minerais de minério e o estilo de mineralização. Por esse motivo, a classificação de depósitos epitermais é baseada principalmente no estado de oxidação do fluido.

Em depósitos *low-sulfidation* as soluções geralmente são redutoras, o pH é neutro e o enxofre encontra-se em sua forma reduzida (H_2S). A fonte de água é principalmente meteórica, com certa contribuição magmática, e a mineralização se forma distante da fonte de calor (magma). Em geral, apresentam-se como *stockworks*, veios e brechas que apresentam a seguinte mineralogia de minério e ganga: pirita, arsenopirita, esfalerita, galena, quartzo, adularia, calcita, calcedônia, illita, ouro e barita (Pirajno, 1992).

Os depósitos *high-sulfidation* resultam da ascensão de voláteis magmáticos em alta temperatura. Esses fluidos se misturam e reagem, em determinadas proporções, com as águas meteóricas descendentes, formando soluções muito ácidas ricas em HCl, SO_2 e H_2S . O ácido sulfúrico (H_2SO_4) gerado causa lixiviação de diversos elementos químicos das rochas encaixantes. Estes são dissolvidos na solução hidrotermal, que nesse caso é bastante ácida, oxidada e formada nas proximidades do corpo ígneo. As mineralizações provenientes desses fluidos hidrotermais comumente são disseminadas, sendo veios e *stockworks* menos abundantes. A mineralogia das zonas de alteração incluem caolinita, alunita, barita, pirita, pirofilita, dickita e diásporo, sendo comum a ocorrência de minerais de Cu e As e ouro nativo nas zonas mineralizadas, bem como *vuggy* sílica (material silicoso muito poroso residual da lixiviação).

Depósitos *high-sulfidation* possuem relação direta com depósitos pórfiros em profundidade, sendo suas zonas de alteração hidrotermais indicativas da proximidade entre os dois (Fig. 5). Tal zonamento, exposto na Figura 5, é gerado pela gradativa perda das propriedades originais do fluido hidrotermal, em especial a diminuição progressiva da atividade de H^+ à medida que o fluido percola as rochas. Na Figura 6

Diagram illustrating the distribution of alteration zones and mineral deposits in a hydrothermal system, showing various stages of alteration and mineralization.

Alteration Zones and Mineral Deposits:

- Quartz-kaolinite** (Yellow area, top left)
- Quartz-alunite** (Yellow area, top right)
- Quartz-pyrophyllite** (Blue area, center)
- Chloritic** (Green area, middle right)
- Intermediate argillic** (Pink area, far right)
- Decalcification** (Grey area, middle right)
- More reduced skarn** (Red area, lower right)
- Oxidized skarn** (Red area, lower right)
- Massive sulfide** (Grey area, lower right)
- Potassic** (Red area, lower center)
- Propylitic** (Orange area, lower right)
- Sodic-calcic** (Orange area, bottom center)
- Weakly altered** (Light green area, left)
- Unaltered** (Light green area, bottom left)
- Steam heated** (Yellow area, top center)
- Vuggy residual quartz/silicification** (Yellow area, top right)

Scale: 1km (vertical), 1km (horizontal)

17

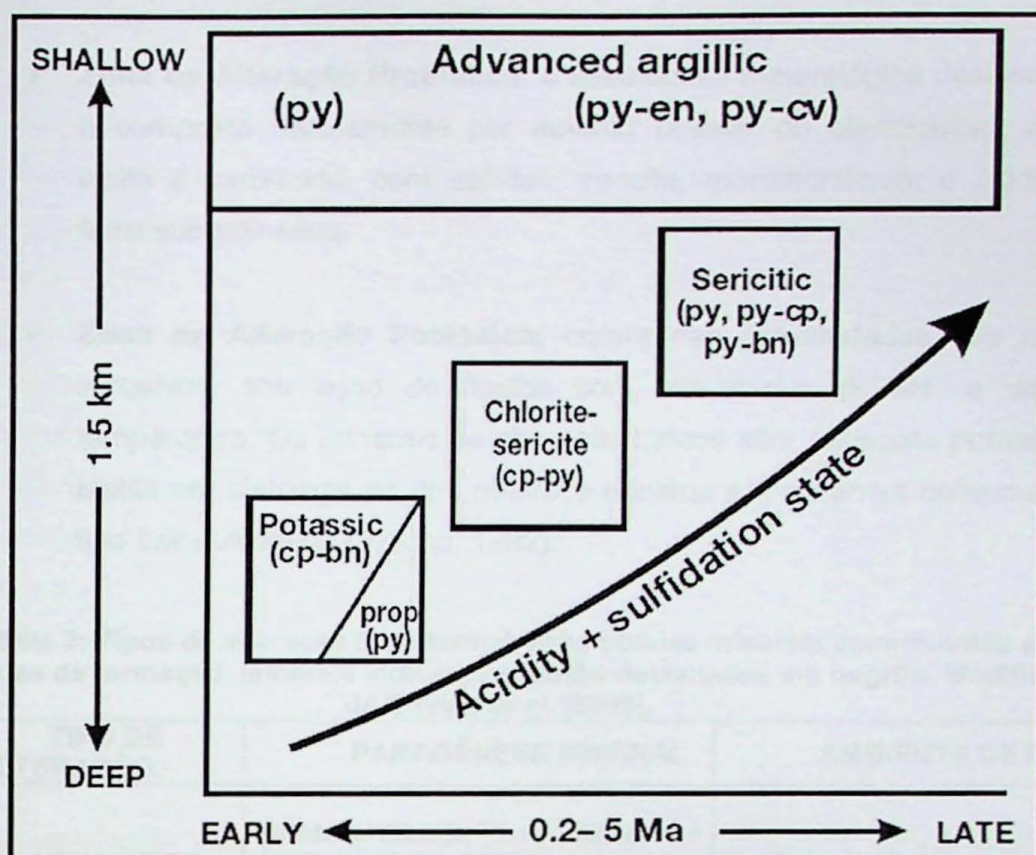


Figura 6: Representação esquemática da sequência de alteração hidrotermal em sistemas do tipo pórfiro, nesse caso com as fases minerais para depósitos de cobre, segundo Sillitoe (2010).

O sistema mais amplamente usado para diferenciação dos halos de alteração hidrotermal compreende as seguintes zonas, baseando-se nas assembleias minerais características do tipo de alteração (Tabela 2):

- **Zona da Alteração Argílica:** é a zona de alteração em que o fluido hidrotermal apresenta a menor acidez, resultando em uma alta taxa de lixiviação ácida (alta atividade de H^+). Pode ser subdividida em argílica avançada, quando é mais intensa a interação fluido-rocha (lixiviação quase completa dos feldspatos, com a cristalização de alunite, caolinita, diásporo, pirofilita, dentre outras), e argílica intermediária (lixiviação incompleta de potássio, sódio e cálcio, com a cristalização de minerais como montmorillonita, illita, clorita, sericita)
- **Zona da Alteração Sericítica:** zona de ação do metassomatismo do íon H^+ onde os cristais de feldspatos se desestabilizam pela solubilização de seus cátions por soluções de baixo pH, formando sericita, caolinita, micas potássicas, anidrita, dentre outros minerais.

- **Zona da Alteração Propilítica:** a assembleia mineralógica desenvolvida é composta basicamente por epidoto (zoisita ou clinozoisita), clorita, albita e carbonato, com zeólitas, sericita, montmorillonita e óxidos de ferro subordinados.
- **Zona da Alteração Potássica:** ocorre nas proximidades dos corpos intrusivos, sob ação de fluidos com alta razão aK^+/aH^+ e de alta temperatura. Os minerais de alteração típicos são: feldspato potássico e biotita em sistemas do tipo pórfiro e adularia em sistemas epitermais do tipo *low-sulfidation* (Pirajno, 1992).

Tabela 2: Tipos de alteração hidrotermal, assembleias minerais constituintes e ambientes de formação. Minerais indicadores estão destacados em negrito. Modificado de Gifkins *et al.* (2005).

TIPO DE ALTERAÇÃO	PARAGÊNESE MINERAL	AMBIENTE DE FORMAÇÃO
Argílica intermediária	Montmorillonita + illita + caolinita ± clorita ± sericita ± esmectita ± calcita ± epidoto ± biotita ± pirita	Cu-Pórfiro e epitermal <i>high-sulfidation</i>
Argílica avançada	Pirofilita + caolinita + quartzo ± alunita ± diásporo ± barita ± andaluzita ± sericita ± topázio ± enargita ± turmalina ± pirita ± calcopirita ± hematita	Cu-Pórfiro, epitermal high sulfidation, epitermal low sulfidation e geotermal
Sericítica	sericita + quartzo + pirita ± biotita ± clorita ± rutilo ± leucóxênio ± illita ± calcopirita ± feldspato potássico	Cu-Pórfiro, epitermal <i>low-sulfidation</i> , VHMS e geotermal
Propilítica	Epidoto (zoisita ou clinozoisita) + clorita + albita + carbonato ± sericita ± montmorillonita ± apatita ± anidrita ± ankerita ± hematita ± pirita ± calcopirita	Cu-Pórfiro, epitermal <i>high-sulfidation</i> , epitermal <i>low-sulfidation</i> e geotermal
Potássica	Feldspato potássico + biotita + quartzo ± magnetita ± sericita ± albita ± clorita ± anidrita ± apatita ± rutilo ± epidoto ± calcopirita ± bornita ± pirita	Cu-Pórfiro

5.2. Petrografia

A descrição dos conjuntos litotípicos é apresentada sem o acompanhamento de um mapa geológico, devido à impossibilidade de confeccioná-lo em função do pequeno número de afloramentos descritos nos 10 dias de campo feitos na região.

Para esses estudos foram feitas análises macroscópicas de todas rochas coletadas e foram descritas 40 lâminas petrográficas.

Estes estudos objetivaram a classificação das rochas vulcânicas e vulcanoclásticas, a caracterização textural dos litotipos e a elaboração da evolução magmática. Visou também a identificação dos minerais de alteração hidrotermal e a sua associação com os tipos e zonas de alterações hidrotermais descritas na revisão bibliográfica.

As rochas analisadas podem ser divididas em duas unidades:

Unidade superior

É constituída predominantemente por riolitos e ignimbritos, além de alguns corpos de granito e pórfiros. A principal alteração hidrotermal identificadas foi o metassomatismo potássico, que confere às rochas cores castanho-avermelhadas, e, localmente, alterações propilitica, sericítica e argílica. Os principais litotipos são:

a) Feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico

São rochas porfíricas a glomeroporfíricas compostas por fenocristais de feldspato potássico e quartzo (**Foto 1**), dispersos em uma matriz fina de quartzo, feldspato e localmente microesferulitos (aciculares e fibrorradiados). Localmente ocorrem cristais de plagioclásio e minerais opacos como acessórios.

Os cristais de quartzo em geral possuem de 2 a 5 mm de comprimento. Sua forma varia desde angulosa à subarredondada, com texturas de reabsorção magmática.

Os feldspatos encontrados em geral são euhédricos, com comprimentos superiores a 2 mm, e são comumente pertíticos ou mesopertíticos. Muitos dos cristais apresentam-se turvos devido ao metassomatismo potássico, e alguns estão parcialmente corroídos nas bordas. Os cristais de plagioclásio nos quais foi possível fazer medidas ópticas são de oligoclásio sódico (An ~15).

Como fases secundárias observa-se sericita, filossilicatos não identificados opticamente, além de carbonato, epídoto e clorita, todas associadas aos feldspatos,

tanto os fenocristais quanto os micrólitos da matriz. O hidrotermalismo alterou seletivamente os feldspatos em estilo pervasivo seletivo e, subordinadamente, em fissuras (**Foto 2**), por vezes com o crescimento de cristais de zeólita em textura *comb* (**Foto 3**). Na amostra IR-10, foi verificada a substituição de biotita por muscovita esverdeada e pela presença de abundantes minerais opacos nas bordas e nos antigos planos de clivagens da biotita (**Foto 4**).

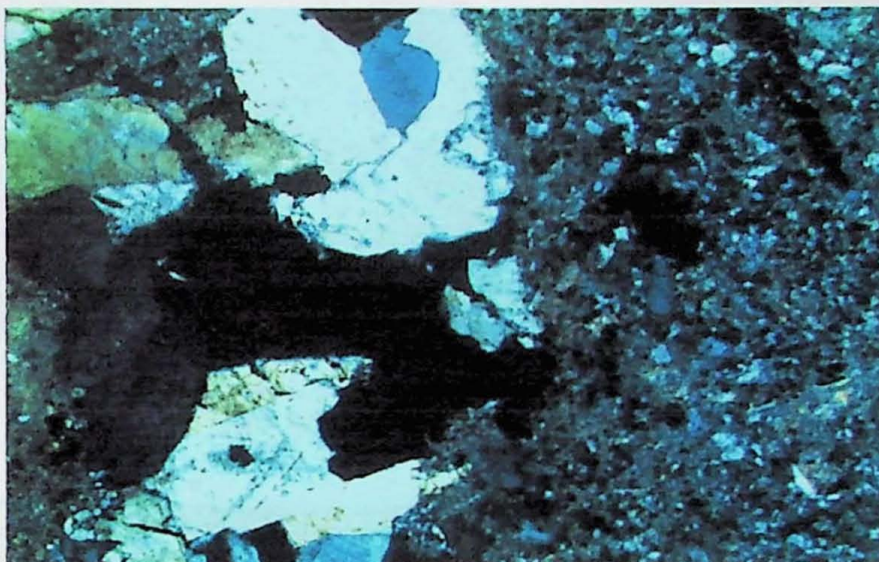


Foto 1: Textura glomeroporfírica (quartzo e feldspato) em riolito com matriz intensamente silicificada e com alteração sericítica moderada (Amostra IR-05b, lado maior da foto = 3,9 mm; polarizadores cruzados).

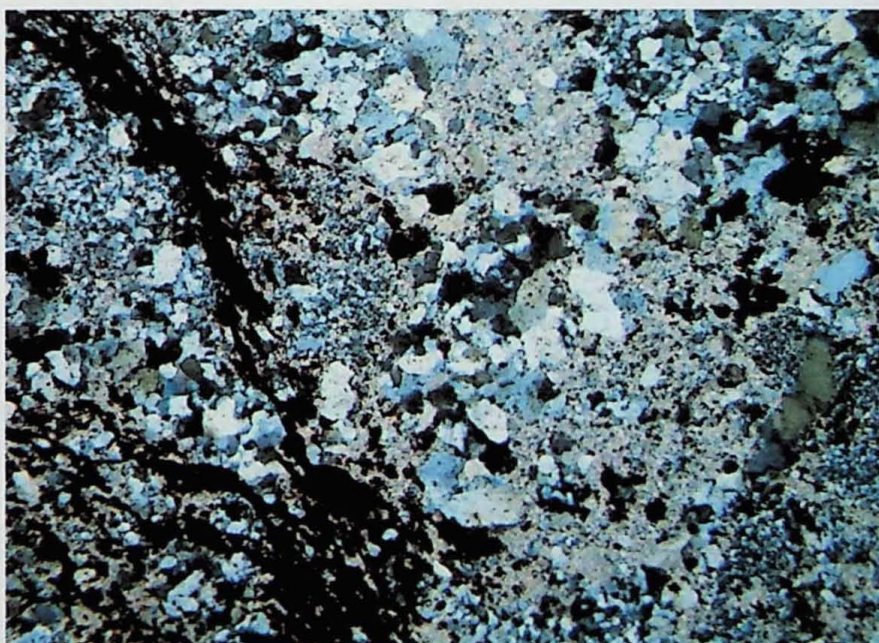


Foto 2: Típico aspecto da alteração sericítica intensa, de caráter pervasivo, resultado na alteração total dos feldspatos, e fissural, associado às vênulas de opacos. (Amostra IR-05a; lado maior da foto = 3,9 mm; polarizadores cruzados)

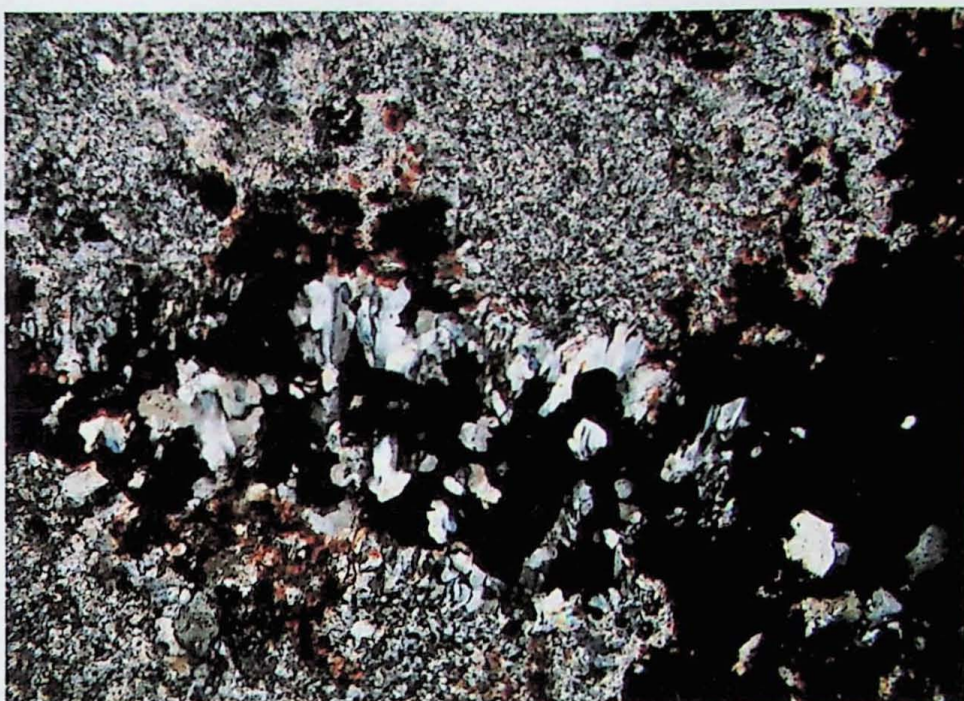


Foto 3: Riólito intensamente sericitizado, com destaque para a textura *comb* de cristais de zeólitas orientados perpendicularmente à vênula. (Amostra IR-11b; lado maior da foto = 3,9 mm; polarizadores cruzados)

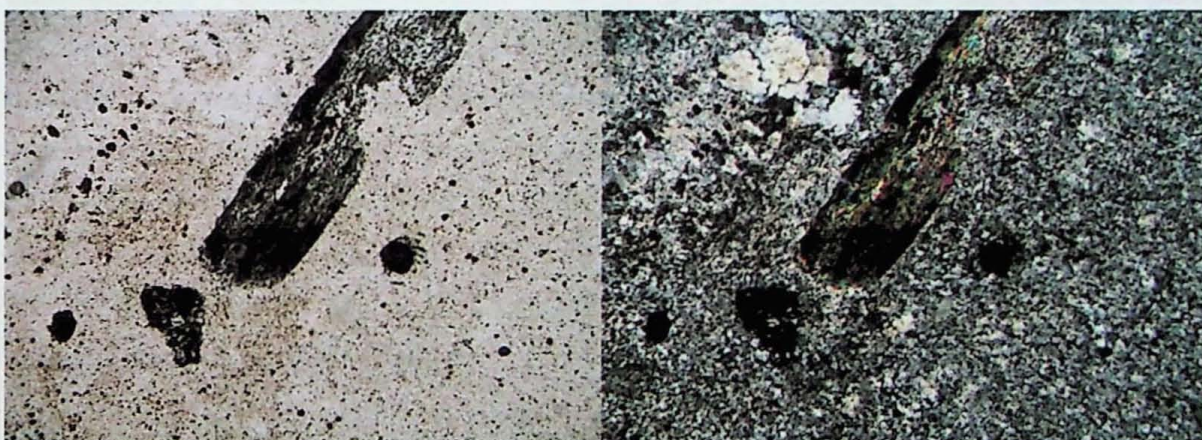


Foto 4: Pseudomorfo de biotita alterado para muscovita, com polarizadores paralelos e cruzados. (Amostra IR-11b, lado maior da foto=1,3mm)

b) Tufos e ignimbritos

Os tufos analisados são félsicos e apresentam cores que variam de rósea a acastanhada, com tons mais fortes quando afetados pelo metassomatismo potássico. Algumas porções de cor mais escura são ricas em vidro vulcânico devitrificado. A granulação das rochas em geral é fina à média (variando entre 1 e 3 mm) de matriz muito fina a vítrea. Em algumas amostras os leitos de tufos podem apresentar uma notável variação nos tipos de fragmentos e nos tamanhos dos cristais (**Foto 5**). Os principais fragmentos de cristais encontrados são de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os grãos de quartzo em geral se apresentam bem fragmentados, mas também são encontrados alguns subarredondados a arredondados, com feições de reabsorção magmática. O feldspato potássico forma cristais geralmente euhédricos e, mais raramente, fragmentados, com tamanho médio de 2 mm ou maior. Esses cristais apresentam aspecto turvo devido ao metassomatismo potássico e são, por vezes, pertíticos. O plagioclásio geralmente é mais fino que os cristais de quartzo e de feldspato potássico. A matriz é hipovítrea muito fina, com microesferulitos fibrorradiados e aciculares. Também ocorrem tufos acrescionários, com núcleos bem preservados com a presença de material vítreo (agora devitrificado) aderido à superfície do fragmento por atração eletrostática (**Foto 6**). A presença desses tufos acrescionários sugere a presença de água durante a erupção, o que é típico para ambientes de caldeira vulcânicas, como sugerido para essa região. *Lapilli* tufos acrescionários foram também descritos por Pessoa (2010) e Lagler (2011) na região de São Félix do Xingu. Em algumas amostras observa-se a alternância entre depósitos vulcanoclásticos distintos (**Foto 7**).

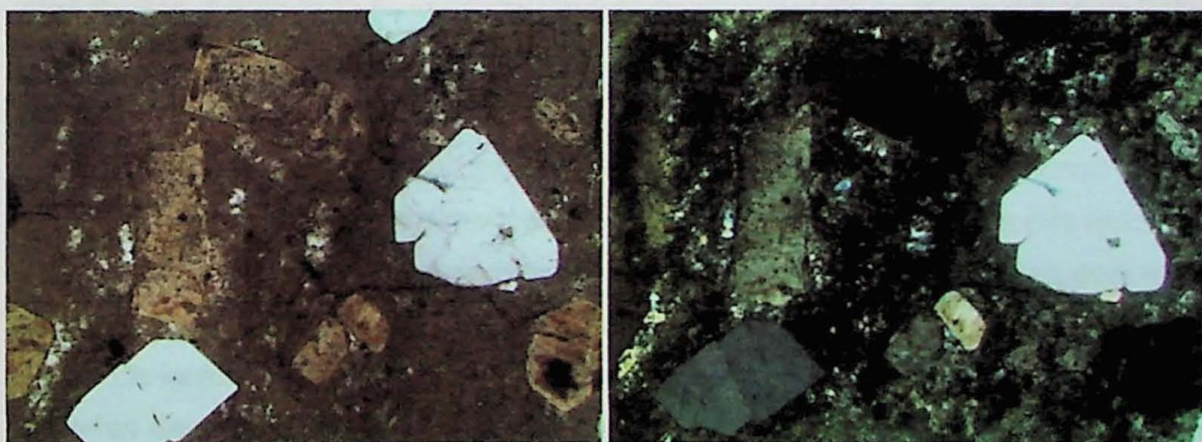


Foto 5: Fotomicrografia de uma amostra de tufo de cristais com fragmentos de feldspato potássico idiomórficos (tabulares) e um fragmento de quartzo bipiramidado com texturas de reabsorção magmática, dispersos em uma matriz de púmice. Notar o aspecto turvo dos cristais de feldspato. (Amostra IR-22CB, lado maior da foto= 10,4 mm, com polarizadores paralelos e cruzados)



Foto 6: Detalhe de um *lapilli*-tufo acrescionário com esferulitos (Amostra 21Bb, lado maior da foto = 1,3 mm, com polarizadores cruzados)

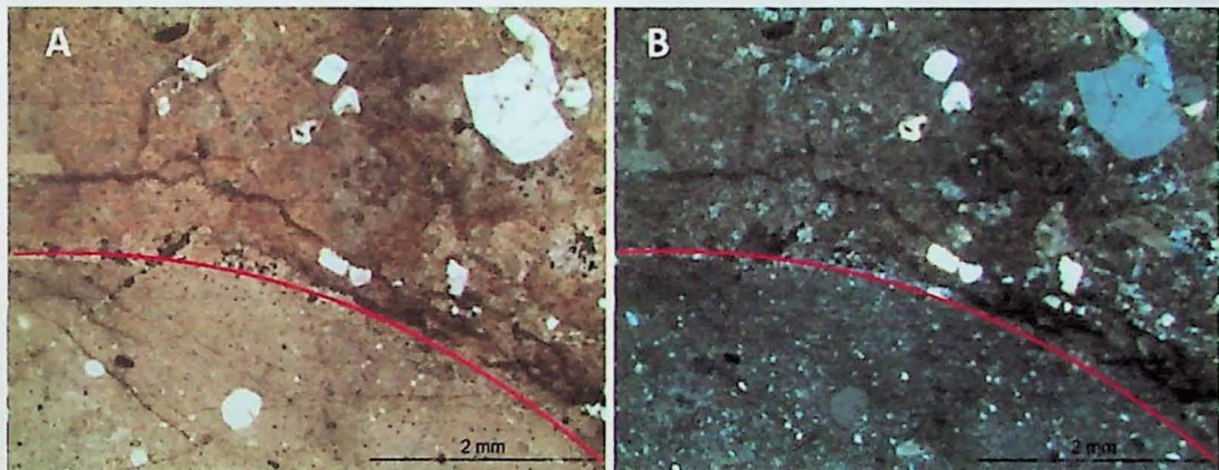


Foto 7: Fotomicrografia destacando a alternância entre tufos com diferentes granulações. Acima da linha vermelha um tufo de cristais mais grosso e abaixo da linha um tufo mais fino e com menor quantidade de cristais. (Amostra IR-20A, com polarizadores paralelos em A e cruzados em B).

As alterações pós-magmáticas identificadas nesse grupo de rochas são o metassomatismo potássico e, localmente, a alteração sericítica. Em uma das amostras foram observados cristais euhédricos de quartzo e de fluorita incolor e roxa com até 5 mm preenchendo cavidades miarolíticas (**Foto 8**) ou em vênulas.

Os ignimbritos apresentam cores castanho-alaranjadas a castanho-escuras em amostras de mão. Em seção delgada foi verificada a presença de cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio dispersos em uma matriz de granulação muito fina a afanítica. A seleção granulométrica é baixa, com fragmentos variando de 0,5 a 4 mm. Em algumas amostras observam-se fragmentos líticos e de cristais que deformam a

estratificação, indicando estado plástico das rochas no momento da deposição (Foto 9). Os cristais de quartzo possuem poucos milímetros de comprimento e são em geral angulosos e fragmentados. Já os micrólitos da matriz são mais arredondados. Os feldspatos em geral são subeuédricos e estão parcial ou totalmente afetados pela alteração sericítica. Os principais minerais acessórios são minerais opacos (magnetita e/ou hematita), geralmente alterados intempericamente, tendo formado vênulas de hematita fina e/ou óxidos e hidróxidos de ferro.

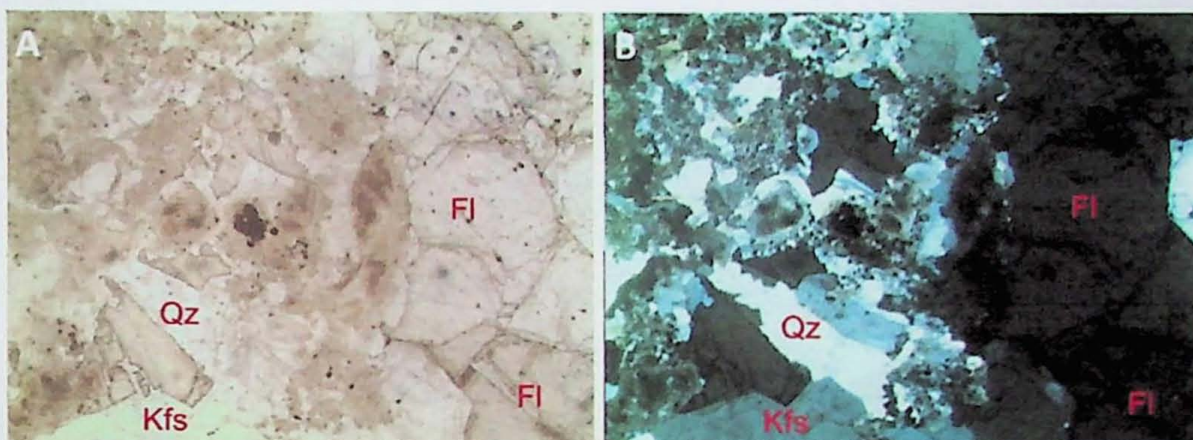


Foto 8: Aspecto microscópico de tufo de cristais com fluorita, onde nota-se uma leve cor roxa nos cristais (parte superior direita da lâmina), e cristais de feldspato turvos. (Amostra IR-22Cb, lado maior da foto= 10,40 mm, com polarizadores paralelos em A e com polarizadores cruzados em B).

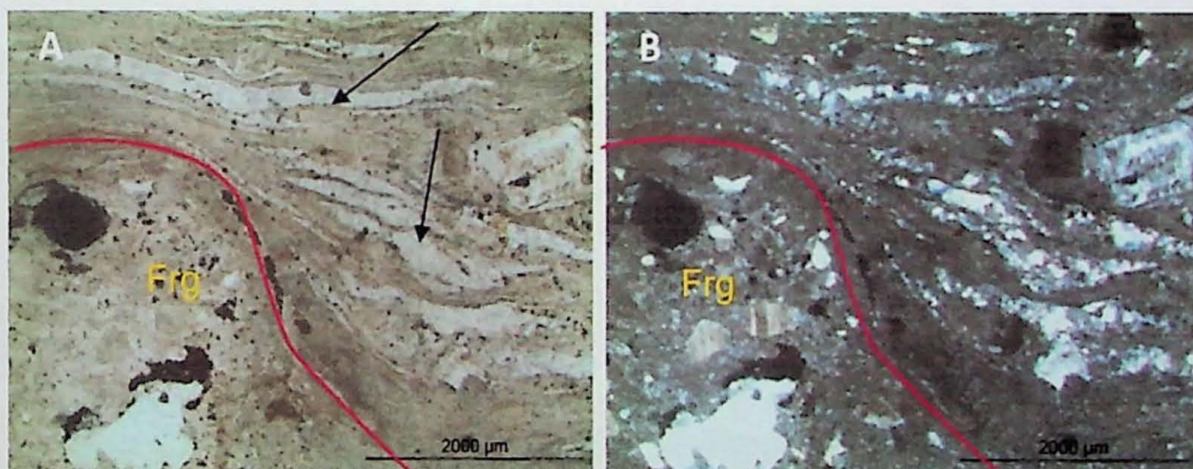


Foto 9: Fotomicrografia de um *welded-tuff* de um ignimbrito destacando um fragmento lítico de tufo de cristais que deformou a estratificação durante a queda. Notar a presença dos *fiamme* indicados pelas setas. (Amostra IR-28b, polarizadores paralelos em A e cruzados em B).

c) Riolitos esferulíticos e esferulíticos

São rochas constituídas majoritariamente por esferulitos fibrorradiados e aciculares, indicando uma composição original predominantemente vítrea. Comumente

apresentam-se muito bem formados, por vezes com esferulitos sobrepostos (**Foto 10**). Em geral possuem mais de 2 mm de diâmetro, mas podem constituir aglomerados com até mais de 5 mm. As formas aciculares alongadas são menores e menos comuns. Os esferulitos têm feldspatos, minerais opacos e carbonatos associados e, por vezes, ocorre uma matriz muito fina pouco abundante. Os cristais de feldspato são bimodais, sendo os cristais mais grossos (~1mm) bem fraturados e os cristais mais finos (>0,1mm) são tabulares e euhédricos.

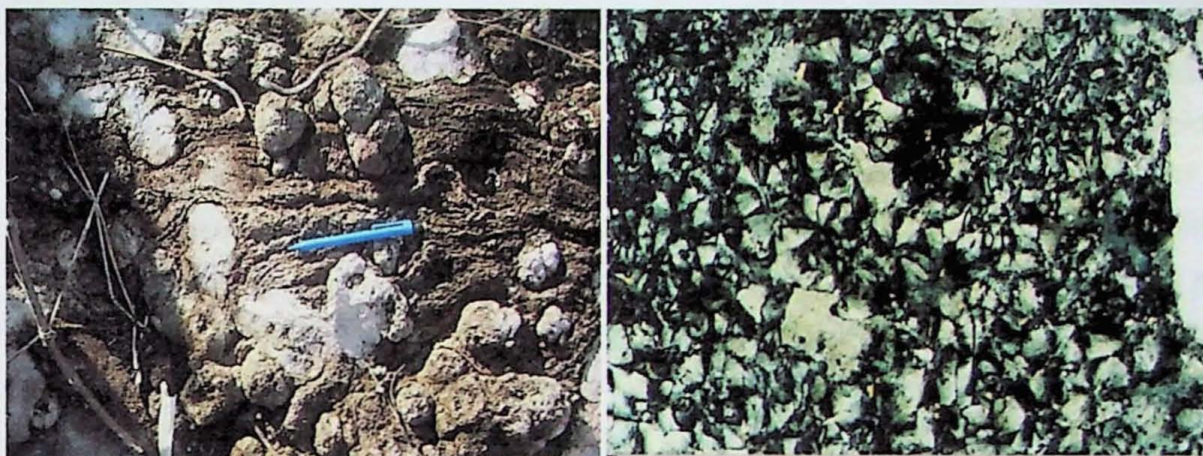


Foto 10: À esquerda afloramento de riolito com estrutura de fluxo vertical com esferulitos no topo e à direita aspecto microscópico de esferulito composto por microesferulitos fibrorradiados (lado maior da foto= 1,3 mm; com analisador).

Os minerais secundários indicam que a alteração hidrotermal predominante foi a sericítica, tendo afetado predominantemente os minerais da matriz e nas bordas dos feldspatos mais grossos. Observa-se também a presença de carbonatos substituindo o plagioclásio, produto da saussuritização, ou, por vezes, chegando a formar pequenos nódulos, indicando um evento pouco intenso de carbonatização mais tardia.

Unidade inferior

Compõem essa unidade riolitos, andesitos, rochas vulcanoclásticas e epiclásticas. Os riolitos apresentam em sua maioria abundantes fenocristais de quartzo, são maciços, mas por vezes estão fraturados ou brechados, com óxidos e/ou sulfetos de ferro e veios de hematita fina distribuídos por toda a rocha. Essas rochas foram afetadas por intensa alteração hidrotermal e, numa colina, ocorre uma zona de silicificação com hematita, representado uma zona remanescentes de *silica cap*, associada a zonas de forte alteração argílica avançada, com pirofilita, diásporo e caolinita, à qual se associam mineralizações de ouro. Essas rochas encontram-se foliadas, devido à sobreposição de uma zona de falhas de regime transicional

rúptil-ductil, e são muito semelhantes ao *silica cap* não deformado presente no topo da mineralização *high-sulfidation* descrita na Província Aurífera do Tapajós por Juliani *et al.* (2005).

Nessa unidade foram classificadas, com base nos critérios de McPhie *et al.* (1993), os seguintes litotipos:

a) Anfibólio-plagioclásio andesito a andesito basáltico fírico propilitizado

São rochas inequigranulares de matriz fina a muito fina, amigdaloidais, localmente com estrutura orientada pelo fluxo magmático, principalmente indicada pela orientação das ripas de plagioclásio, (**Foto 11**). Os fenocristais são de plagioclásio (An~35) tabular e os minerais máficos são clinopiroxênio e/ou anfibólio intersticial, comumente alterados para epídoto, clorita e carbonatos. Em geral os fenocristais têm menos de 1 mm de comprimento e estão envolvidos por uma matriz muito fina, com a presença eventual de estruturas de devitrificação (esferulitos). As amígdalas, com décimos de milímetros a poucos milímetros de diâmetro, apresentam-se preenchidas predominantemente por carbonatos e clorita.

Nessas rochas a alteração hidrotermal mais proeminente é a propilitica, com a formação da associação mineral epídoto + carbonato + clorita (**Foto 12**).



Foto 11: Afloramento de andesito da Unidade Inferior.

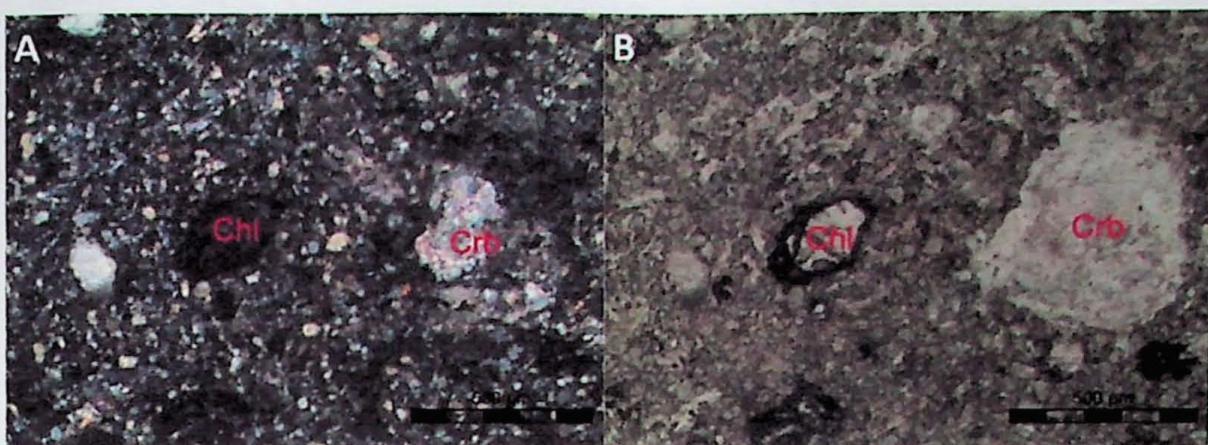


Foto 12: Aspecto microscópico do andesito com alteração propilítica, com cristalização de carbonato e clorita. (Amostra IR-40, polarizadores cruzados em A e paralelos em B)

b) Riolitos brechados

São rochas intensamente silicificadas, de matriz muito fina a vítrea, com fenocristais de feldspato potássico e quartzo, comumente com texturas glomeroporfíricas. A matriz é composta principalmente por micrólitos de feldspato potássico e quartzo, além microesferulitos, por vezes em volume considerável. Ocorrem minerais opacos com formas arredondadas a subarredondadas alterados intempericamente, resultando na formação de limonita em fraturas. A alteração hidrotermal dos feldspatos os torna turvos, devido à presença de hematita fina muito fina. Também ocorrem agregados material vítreo cristalizado em algumas lâminas.

As rochas, tanto macro- quanto microscopicamente, apresentam orientação por fluxo magmático que, em lâmina, é evidenciada principalmente pela alteração hidrotermal dos minerais opacos (**Foto 13**).

Algumas amostras apresentam apenas o feldspato potássico como fenocristal. Em geral essas rochas possuem grãos de quartzo com menos de 1 mm de diâmetro, bem arredondados, alguns com texturas de corrosão magmática e contatos irregulares. Os feldspatos são euhédricos e possuem mais de 3 mm de comprimento, localmente ultrapassando 5 mm. Nas amostras em que o quartzo ocorre como fenocristais, ele se apresenta na forma de sub-grãos em textura de mosaico, arranjos glomeroporfíricos ou como fragmentos de cristais com poucos milímetros de comprimento.

A alteração hidrotermal nessas rochas foi de caráter pervasivo, pervasivo seletivo e/ou fissural, tendo afetado principalmente os fenocristais de feldspato potássico e a matriz. Localmente formaram-se vênulas de caolinita, diásporo e pirofilita que tendem a se orientar segundo as estruturas de fluxo magmáticos (**Foto 14**). Os

feldspatos estão muito alterados, podendo estar totalmente substituídos por minerais hidrotermais. O principal mineral hidrotermal é a sericita, mas pode ocorrer carbonato, diásporo, pirofilita, epídoto e caolinita também. Na amostra IR-8f, os cristais de diásporo estão envolvidos por uma matriz de pirofilita e caolinita, além de grande quantidade de minerais opacos e óxidos de ferro derivados do intemperismo de sulfetos (**Foto 15**), evidenciando uma sobreposição se um estágio de sulfetização.

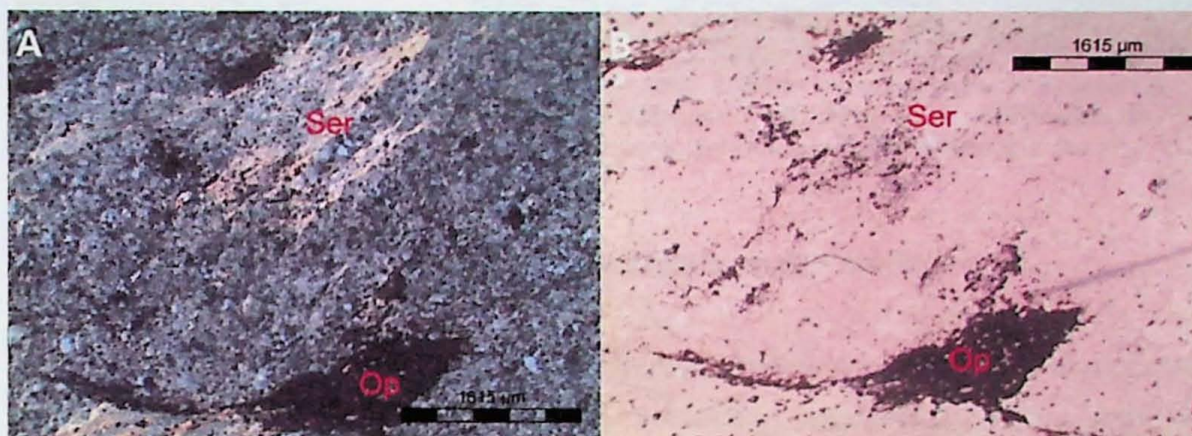


Foto 13: Fotomicrografia de riolito intensamente silicificado da unidade inferior. Notar a orientação da sericita da matriz e a grande quantidade de minerais opacos (Amostra IR-03a, com polarizadores cruzados em A e paralelos em B).

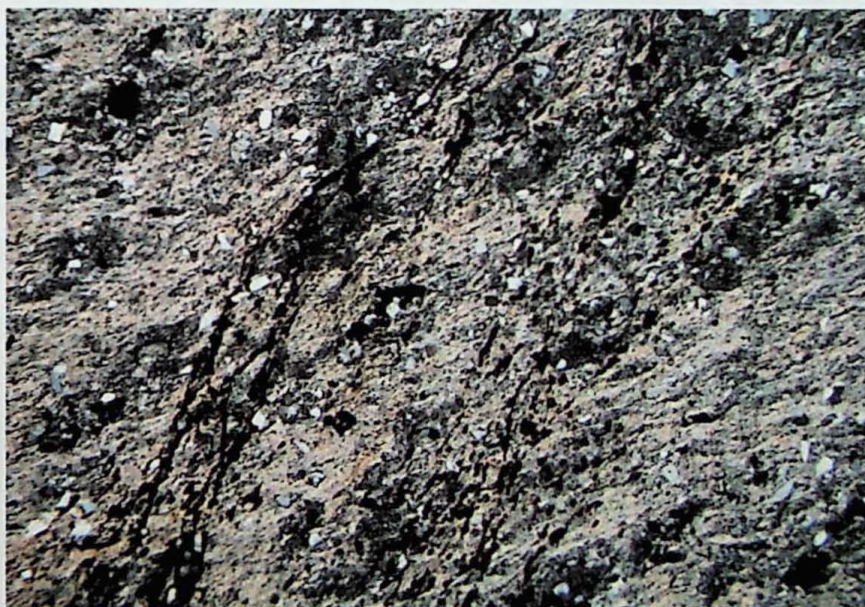


Foto 14: Riolito intensamente sericitizado, com forte orientação dos cristais de sericita. (Amostra IR-10, lado maior da foto = 3,9mm, com polarizadores cruzados)

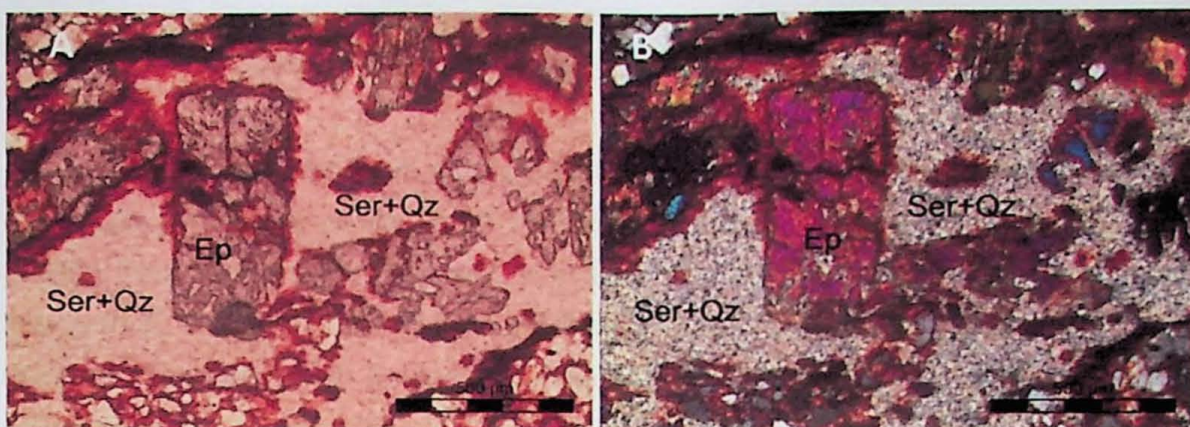


Foto 15: Amostra de riolito com intensa alteração argílica avançada que resultou na completa substituição dos feldspatos por diásporo e pirofilita, além de vênulas de óxidos de ferro. (Amostra IR 8f, polarizadores paralelos em A e cruzados em B).

5.2.1. Anfibólio-biotita sienogranito equigranular médio

Essas rochas (**Foto 16**) possuem granulação média a grossa e são compostas essencialmente por quartzo e feldspato potássico, com plagioclásio, biotita e hornblenda em menor proporção, além de apatita, zircão e minerais opacos acessórios.

Estão presentes feldspato potássico com geminação Carlsbad, geralmente pertítico, e microclíneo. Os cristais de plagioclásio são menos frequentes e, em geral, possuem teor de anortita entre 35 e 40. O quartzo exibe bordas irregulares, são subarredondados e, localmente, estão bastante corroídos. Como minerais acessórios ocorrem apatita e zircão, comumente associados aos minerais máficos, por vezes na forma de inclusões..

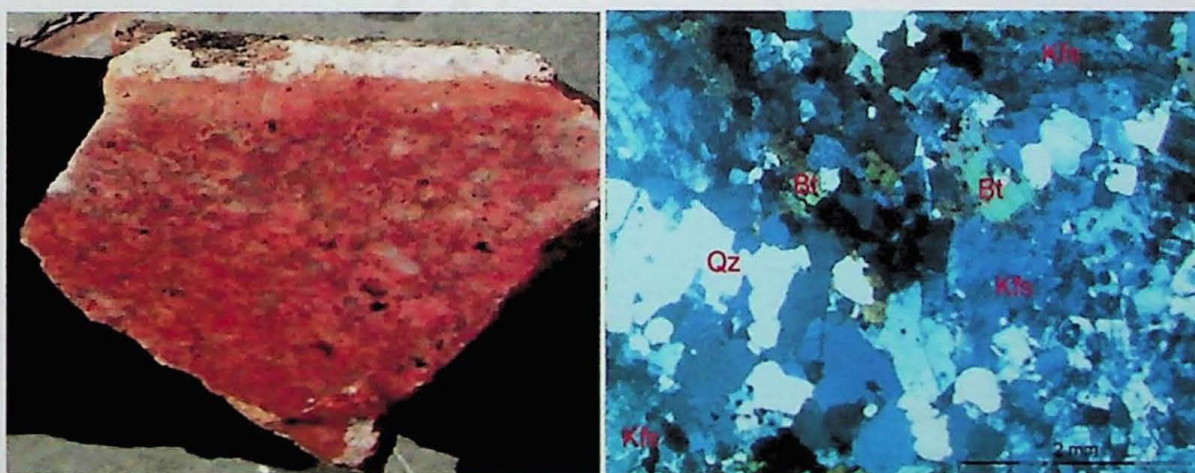


Foto 16: A) Aspecto macroscópico do biotita-sienogranito com alteração potássica. B) Aspecto microscópico de biotita sienogranito com polarizadores cruzados. Notar a forma irregular dos grãos de quartzo e os cristais de feldspato potássico (Kfs) de aspecto turvo. (Amostra IR-26a, com polarizador cruzado)

6. QUÍMICA MINERAL

A partir das análises petrográficas foram selecionadas 7 amostras para a confecção de seções polidas para análise dos minerais em Microsonda Eletrônica (MSE). Foram analisados anfibólio, piroxênio e feldspatos e minerais de alteração hidrotermal, como micas brancas, pirofilita e cristais com suspeita de se tratar de diásporo. Os dados das análises são apresentados no **ANEXO I** e foram tratados utilizando-se o *software* MinCalc (Gualda e Vlach, inédito).

6.1.Feldspatos

Foram analisados principalmente cristais pertíticos da amostra IR-26a, visando a caracterização química tanto das lamelas quanto do hospedeiro. A **Figura 7** apresenta as composições dessas análises no Diagrama Ab–Or–An, que mostra os feldspatos apresentam-se muito próximos à composição do ortoclásio puro, enquanto as lamelas plotam no campo da albita, com apenas uma delas no campo do oligoclásio sódico.

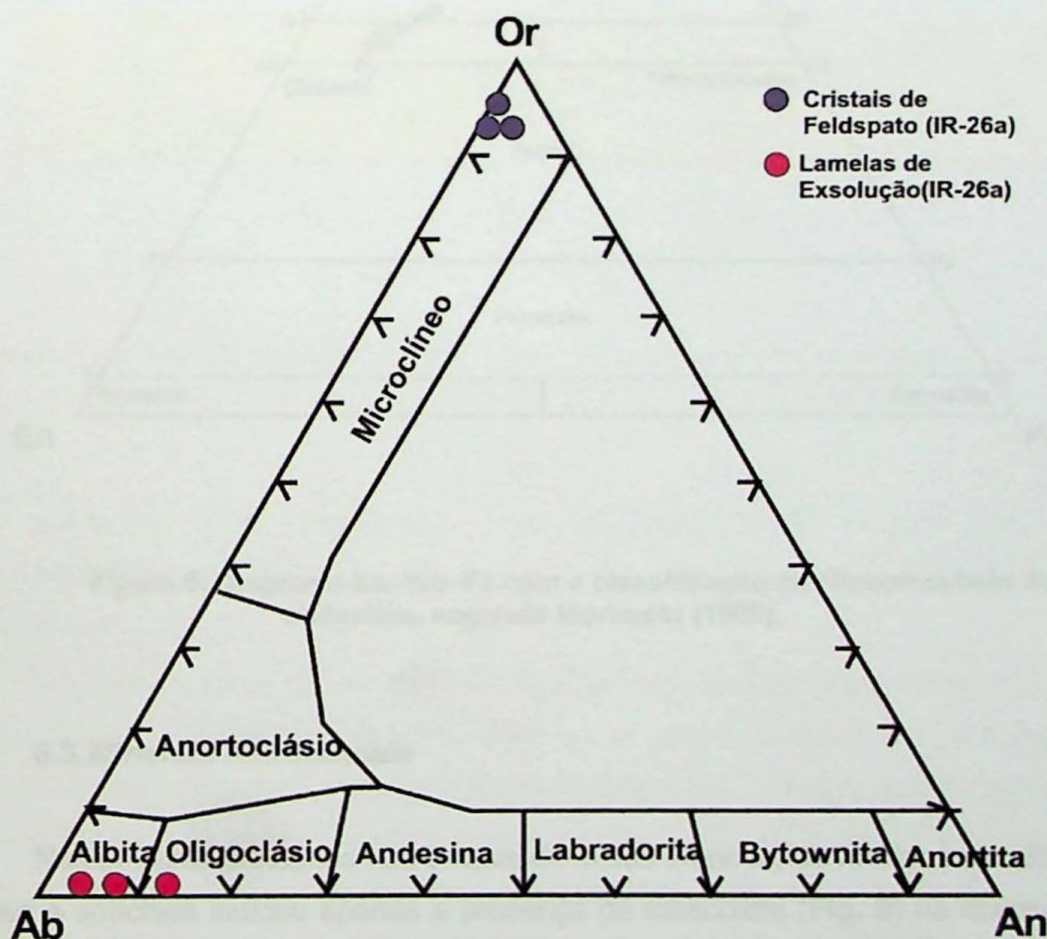


Figura 7: Diagrama Ab–Or–Na para a amostra dos feldspatos alcalinos da amostra IR-26a.

6.2. Clinopiroxênio

O clinopiroxênio dos andesitos foram classificados no diagrama de Morimoto (1989), no qual verifica-se composições predominantes de diopsídio (**Fig. 8**). As análises de minerais da amostra IR-01b apresentam uma tendência maior para a composição da augita, relativamente aos piroxênios da amostra IR-40, que apresentam um teor de cálcio ligeiramente maior.

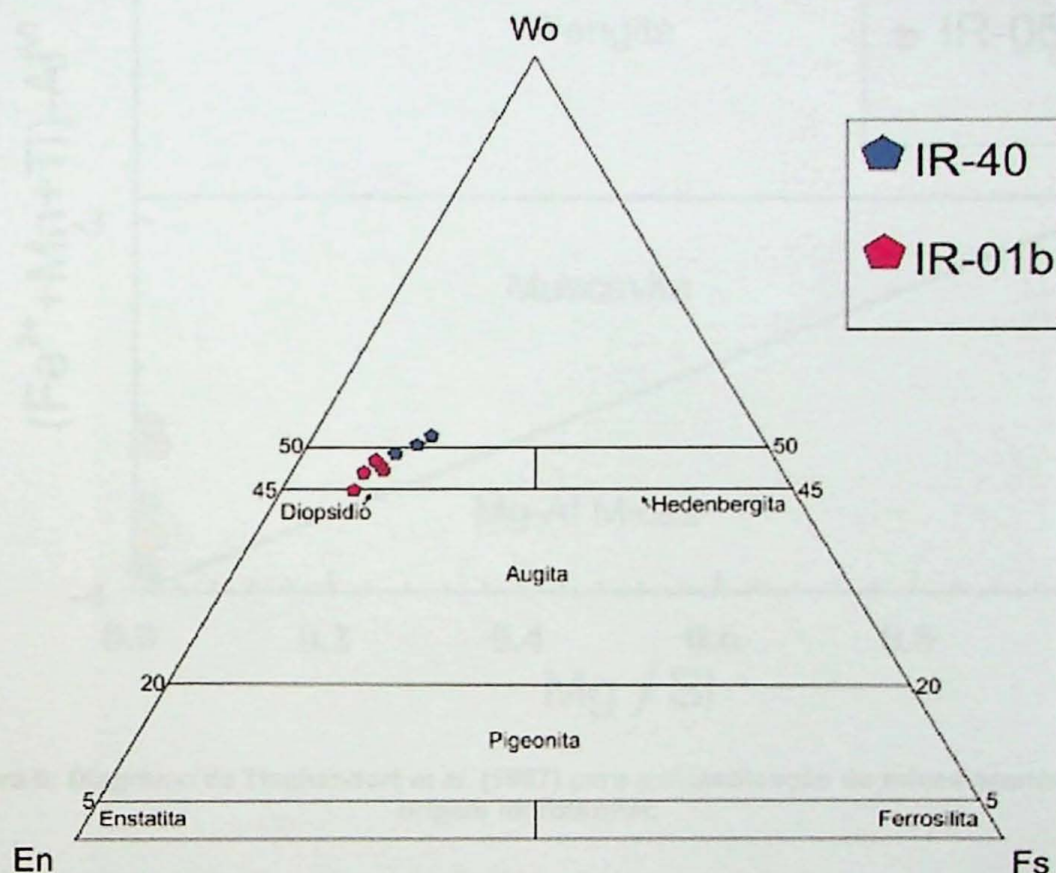


Figura 8: Diagrama En-Wo-Fs com a classificação de clinopiroxênio dos andesitos, segundo Morimoto (1989).

6.3. Minerais Hidrotermais

Nas análises efetuadas nos cristais de micas brancas, de rochas com alteração argílica e sericítica indicou apenas a presença de muscovita (**Fig. 9**) no diagrama de classificação de Tischendorf *et al.* (1997).

Nesses mesmos litotipos foram analisados pontos em que havia suspeita da presença de minerais característicos de zonas de alteração argílica avançada. Tal suspeita foi confirmada pela presença de pirofilita e diásporo, esse último de forma qualitativa uma vez que o equipamento estava calibrado para análises de filossilicatos.

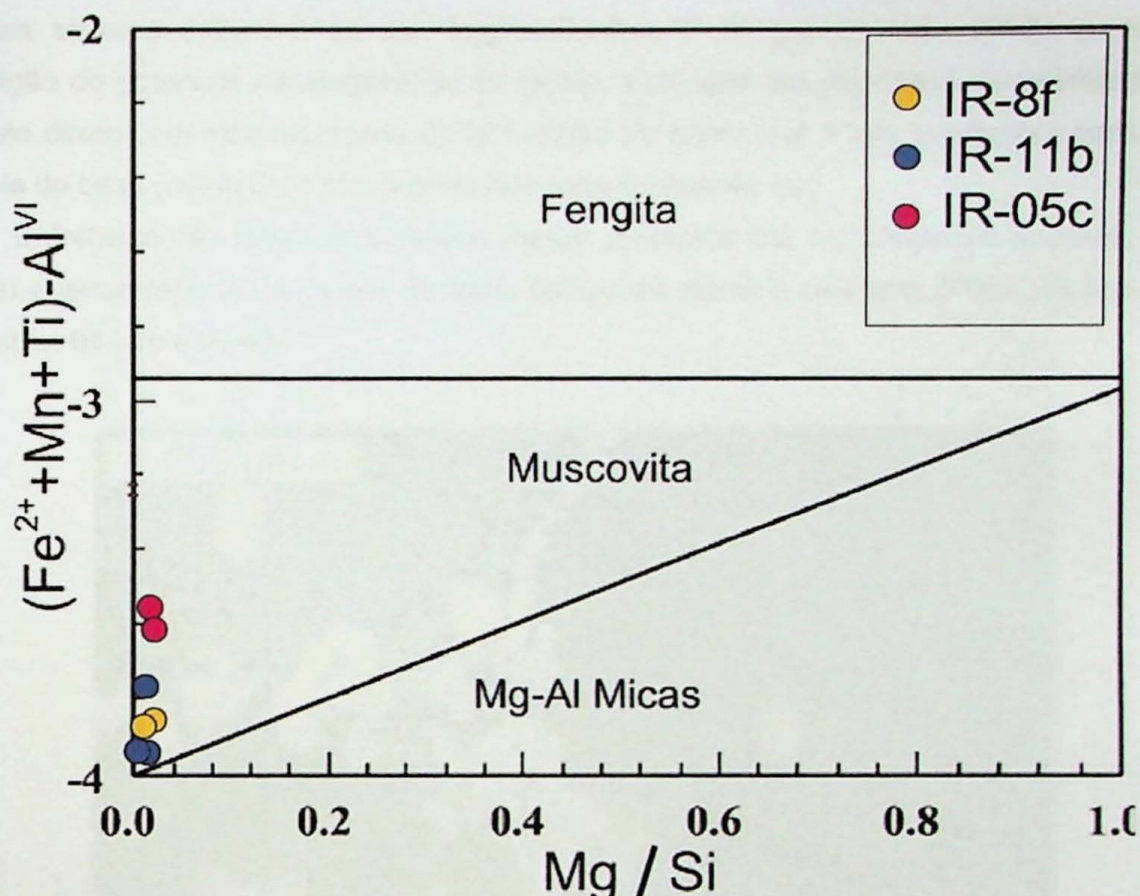


Figura 9: Diagrama de Tischendorf *et al.* (1997) para a classificação de micas brancas de origem hidrotermal.

7. ANÁLISE DE MINERAIS EM MICROSCÓPIO ELETRÔNICO DE VARREDURA

Análises de minerais em Microscópio Eletrônico de Varredura foram feitas em 8 seções delgadas. Esses dados foram calculados com o sistema sem a coleção de padrões uni-elementares e pode haver alguma distorção. O programa com os padrões unielementares não estava funcionando e por isso não foi possível efetuar esses cálculos. Ressalta-se ainda que os resultados EDS são qualitativos (semi-quantitativos) e por isso não é possível determinar a fórmula do mineral a partir deles. Os gráficos e as tabelas das análises químicas estão expostos no **Anexo II**.

Nas análises foram encontradas fases hidrotermais minerais cuja composição (ainda que semi-quantitativa, aliada à petrografia e à mineralogia esperada para as rochas) aponta para a presença de barita (**Foto 17**) e gorceixita ($\text{BaAl}_3(\text{PO}_4)_2(\text{OH})_5 \cdot \text{H}_2\text{O}$), que é um mineral do supergrupo da alunita (**Foto 18**), que caracteriza um depósito do tipo *high-sulfidation* (ou quartzo-alunita). A caracterização de um sistema epitermal do tipo *high-sulfidation* é de grande importância para definição do potencial metalogenético da região, visto que tais depósitos apresentam vínculo direto com mineralizações do tipo pórfiro de baixo teor e alta tonelagem para metais de base (como Cu e Mo) e preciosos (principalmente Au).

Entretanto não foram encontrados metais preciosos em nenhuma das análises, sendo apenas reportados óxidos de ferro, óxidos de titânio e calcocita (**Foto 19**) nas amostras IR-01b e IR-40.

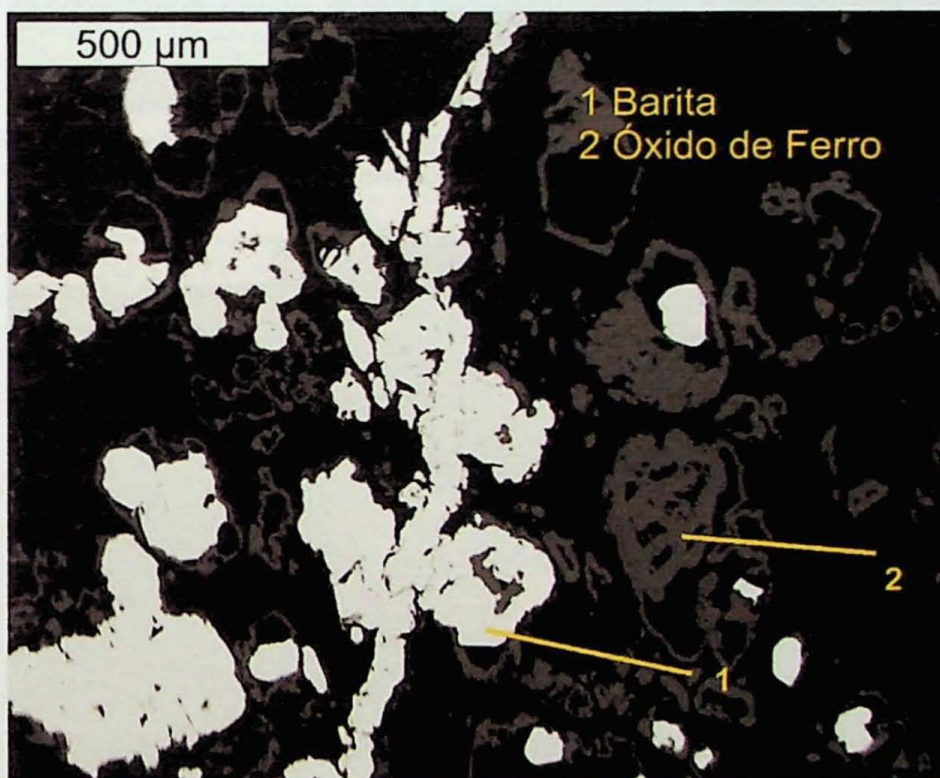


Foto 17: Fotomicrografia de MEV, com destaque para a presença de barita e óxidos de ferro. (Amostra IR-8f)

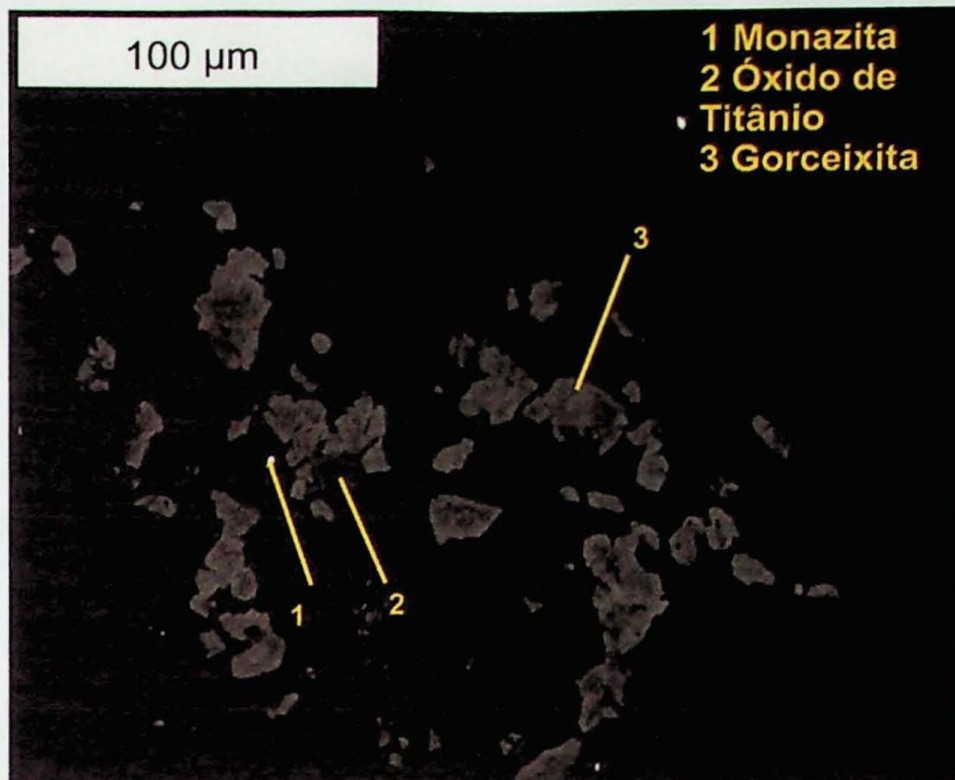


Foto 18: Fotomicrografia de MEV, com destaque para a presença de gorceixita, mineral do grupo da alunita. (Amostra IR-11b)

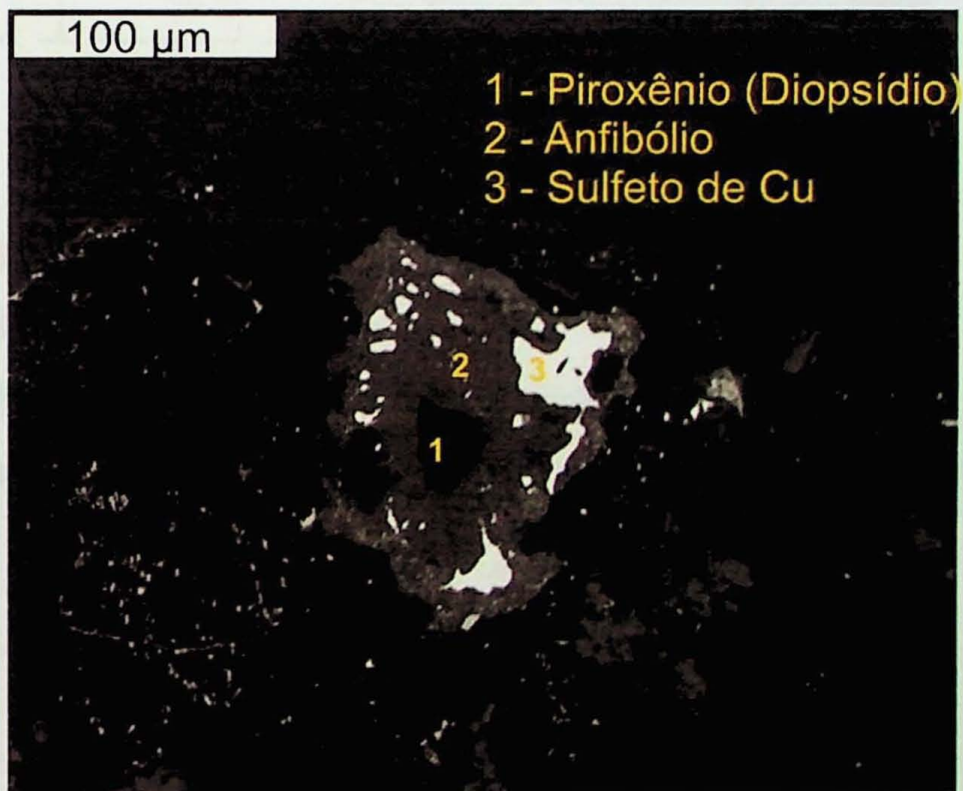
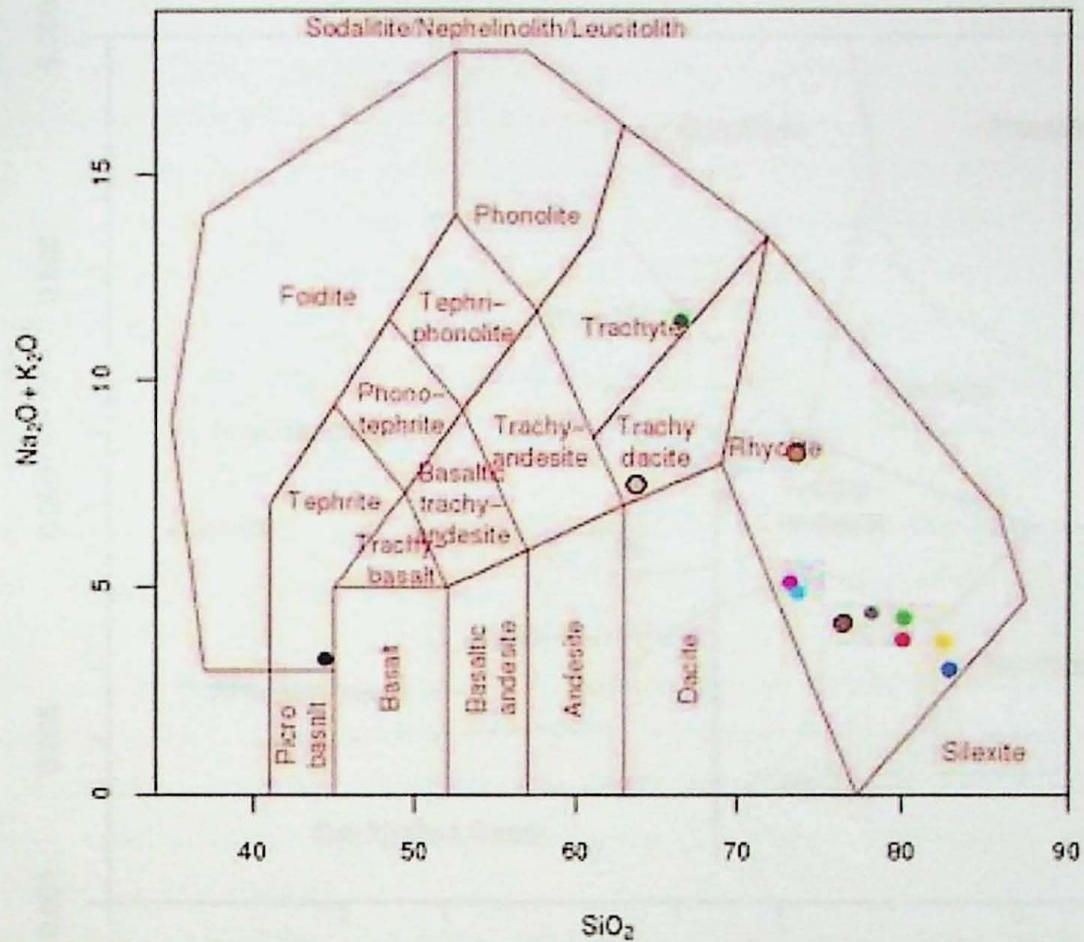


Foto 19: Fotomicrografia de MEV com sulfetos de cobre associados a cristais de anfibólio. (Amostra IR-01b)

TAS (Middlemost 1994)



- | | | | |
|----------|----------|----------|----------|
| ● IR-33a | ● IR-40 | ● IR-17 | ● IR-04 |
| ● IR-11b | ● IR-01b | ● IR-16a | ● IR-15 |
| ● IR-10 | ● IR-27c | ● IR-05c | ● IR-05d |

Figura 9: Diagrama TAS para classificação de rochas vulcânicas (Middlemost, 1994).

Nb/Y – Zr/TiO₂ plot (Winchester + Floyd 1977)

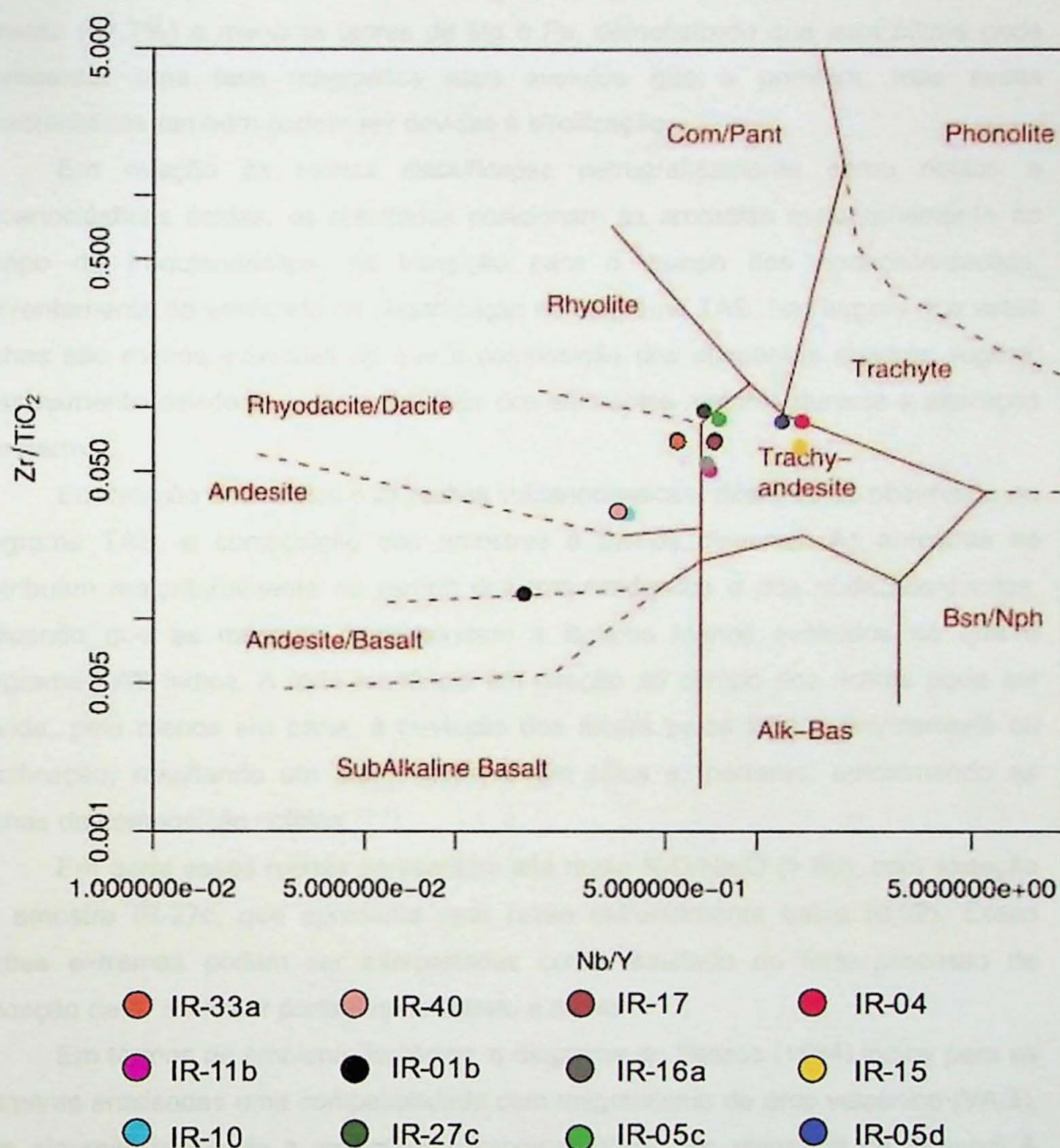


Figura 10: Diagrama de classificação de Winchester & Floyd (1977), demonstrando um agrupamento das amostras mais homogêneo do que no Diagrama TAS.

Dentre as amostras classificadas petrograficamente como andesitos, a IR-01b (Fig. 10) situa-se na transição entre os campos de andesitos e de basaltos pelos seus teores de Nb, Y Sr e TiO₂. Essa amostra apresenta um teor de SiO₂ de 42%, bastante inferior ao valor mínimo de 53% que caracteriza os andesitos. A amostra IR-40 apresenta um teor de SiO₂ de 61,7%, típico de rochas intermediárias. Sua classificação neste diagrama é de riodacito/dacito, condizente com sua classificação no diagrama TAS (traquidacito-dacito). Entre as amostras de andesitos, a IR-01b

situa-se na transição entre o campo dos andesitos e dos basaltos. Essa amostra apresenta um teor de sílica de 42%, enquanto a amostra IR-40, tem um teor mais elevado (61,7%) e menores teores de Mg e Fe, demonstrando que esta última pode representar uma fase magmática mais evoluída que a primeira, mas essas características também podem ser devidas à silicificação.

Em relação às rochas classificadas petrograficamente como riolitos e vulcanoclásticas ácidas, os resultados posicionam as amostras majoritariamente no campo de traquiandesitos, na transição para o campo dos riodacitos/dacitos, diferentemente do verificado na classificação no diagrama TAS. Isto sugere que estas rochas são menos evoluídas do que a composição dos elementos maiores sugere, possivelmente devido a maior mobilidade dos elementos maiores durante a alteração hidrotermal.

Em relação aos riolitos e as rochas vulcanoclásticas, diferente do observado no diagrama TAS, a composição das amostras é menos dispersa. As amostras se distribuem majoritariamente no campo dos traquiandesitos e dos riodacitos/dacitos, indicando que as mesmas correspondem a litotipos menos evoluídos do que o diagrama TAS indica. A forte tendência em direção ao campo dos riolitos pode ser devida, pelo menos em parte, à lixiviação dos álcalis pelos fluidos hidrotermais ou silicificação, resultando em enriquecimento em sílica e, portanto, aproximando as rochas da composição riolítica.

Em geral essas rochas apresentam alta razão K_2O/Na_2O (> 50), com exceção da amostra IR-27c, que apresenta uma razão extremamente baixa (0,02). Essas razões extremas podem ser interpretadas como resultado do forte processo de lixiviação de K^+ na maior parte das amostras, e de Na^+ .

Em termos de ambiente tectônico, o diagrama de Pearce (1984) indica para as amostras analisadas uma compatibilidade com magmatismo de arco vulcânico (VAG), com algumas tendendo a ambientes Intraplaca (WPG). No diagrama de Schandl & Gordon (2002), demonstra que as amostras têm afinidade com ambientes tectônicos de margem continental ativa, com algumas com tendência de ambientes anorogênicos. Os diagramas acima citados são apresentados nas **Figuras 11 e 12**.

As amostras que se distanciam do grupo principal para a área correspondente a regiões intraplaca correspondem às amostras IR-33a e IR-27c (pontos laranja e verde-escuro, respectivamente), que são os litotipos mais preservados pela alteração hidrotermal.

Nos diagramas de Whalen (1987) a maior parte das amostras são classificadas como do tipo I, com algumas amostras com afinidade com magmatismo do tipo A (**Fig. 13**). Entretanto, como esses diagramas baseiam-se no conteúdo de elementos móveis

(K e Na) e o Fe (comumente presente na forma de vênulas nas rochas hidrotermalizadas), tais interpretações não são de grande confiabilidade.

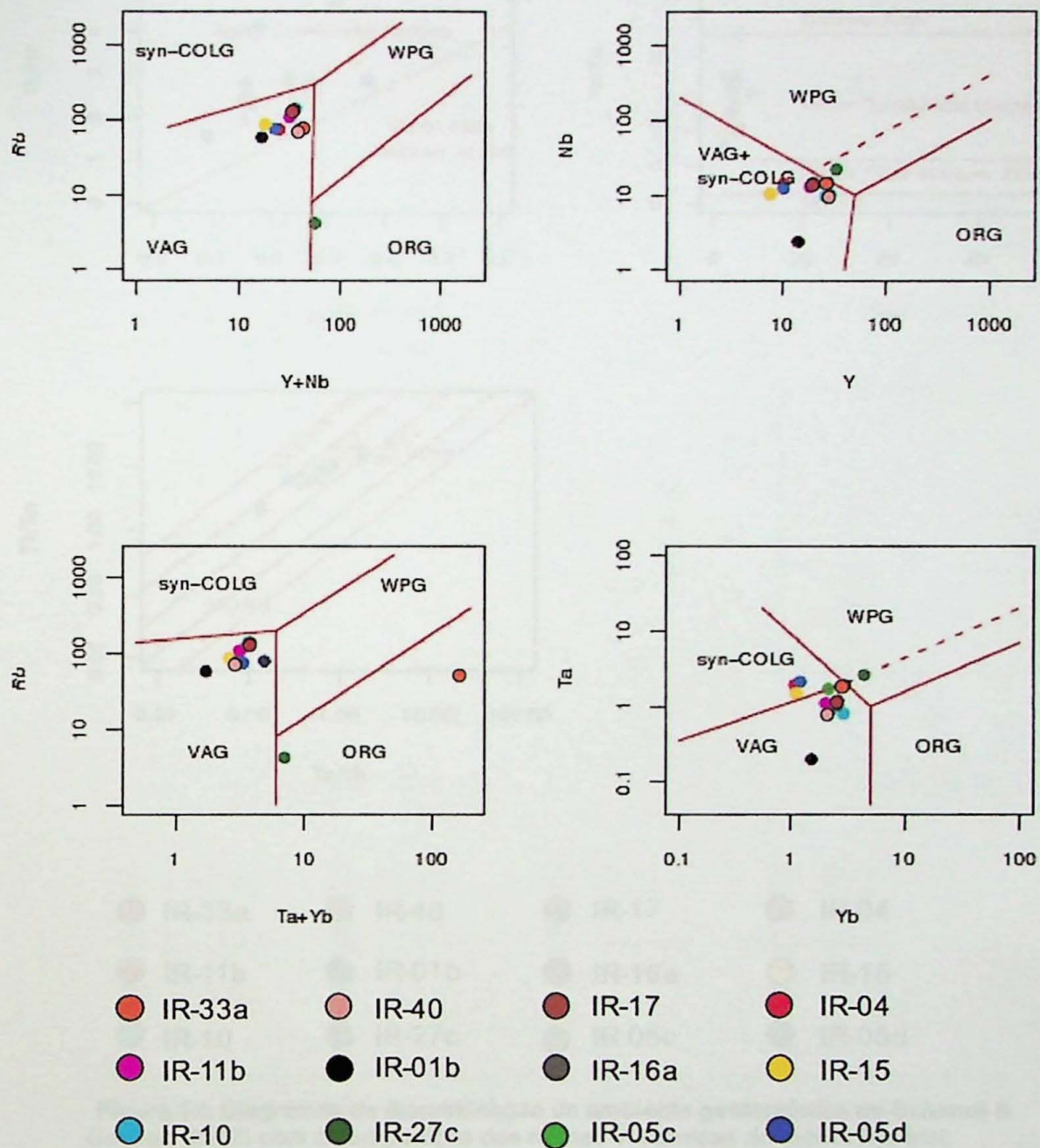


Figura 11: Diagramas de discriminação geotectônica de Pearce (1984) para as rochas vulcânicas relacionadas ao evento Uatumã na região do médio Rio Iriri.

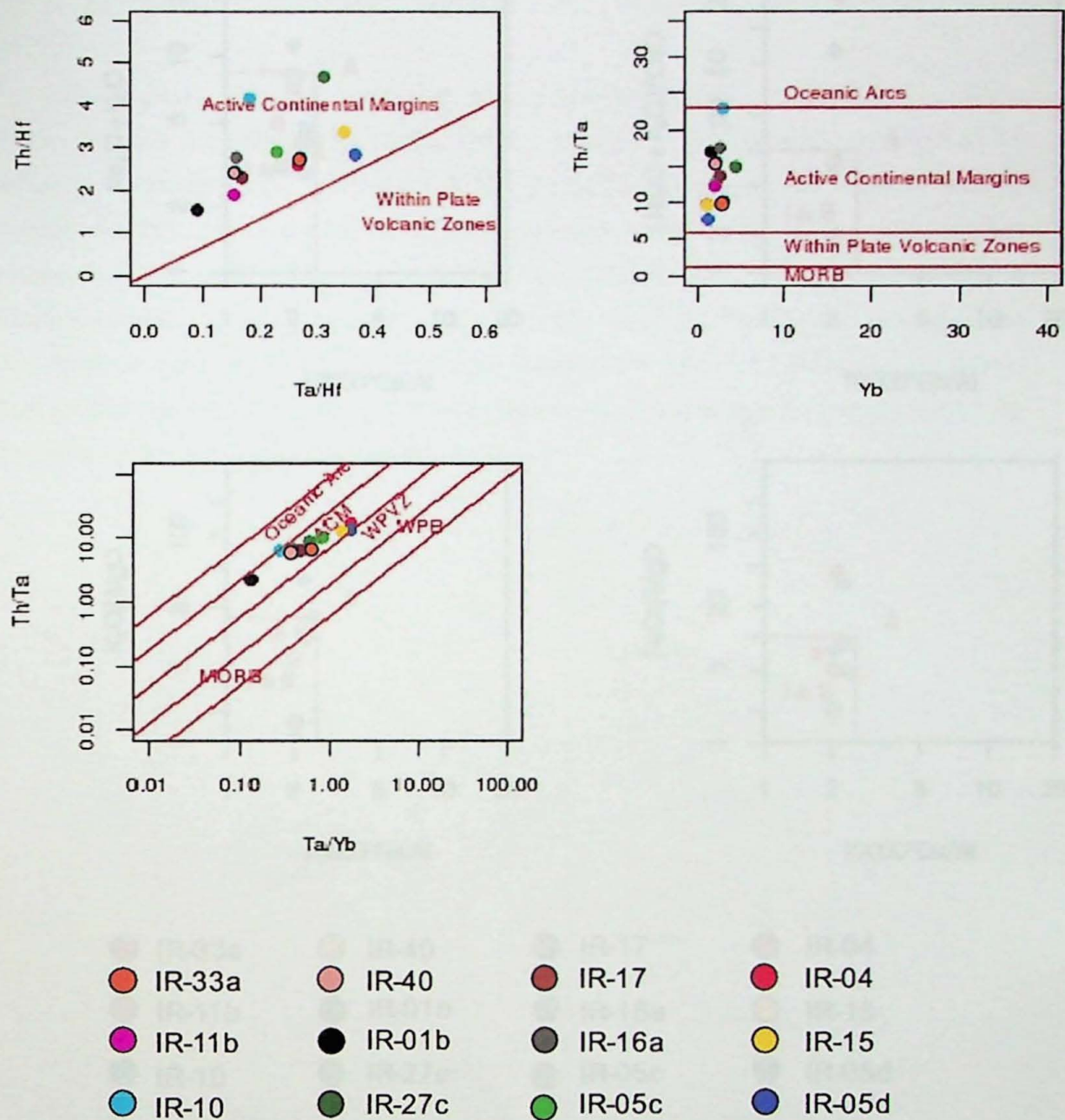


Figura 12: Diagramas de discriminação de ambiente geotectônica de Schandl & Gordon (2002) com a composição das rochas vulcânicas do médio Rio Iriri.

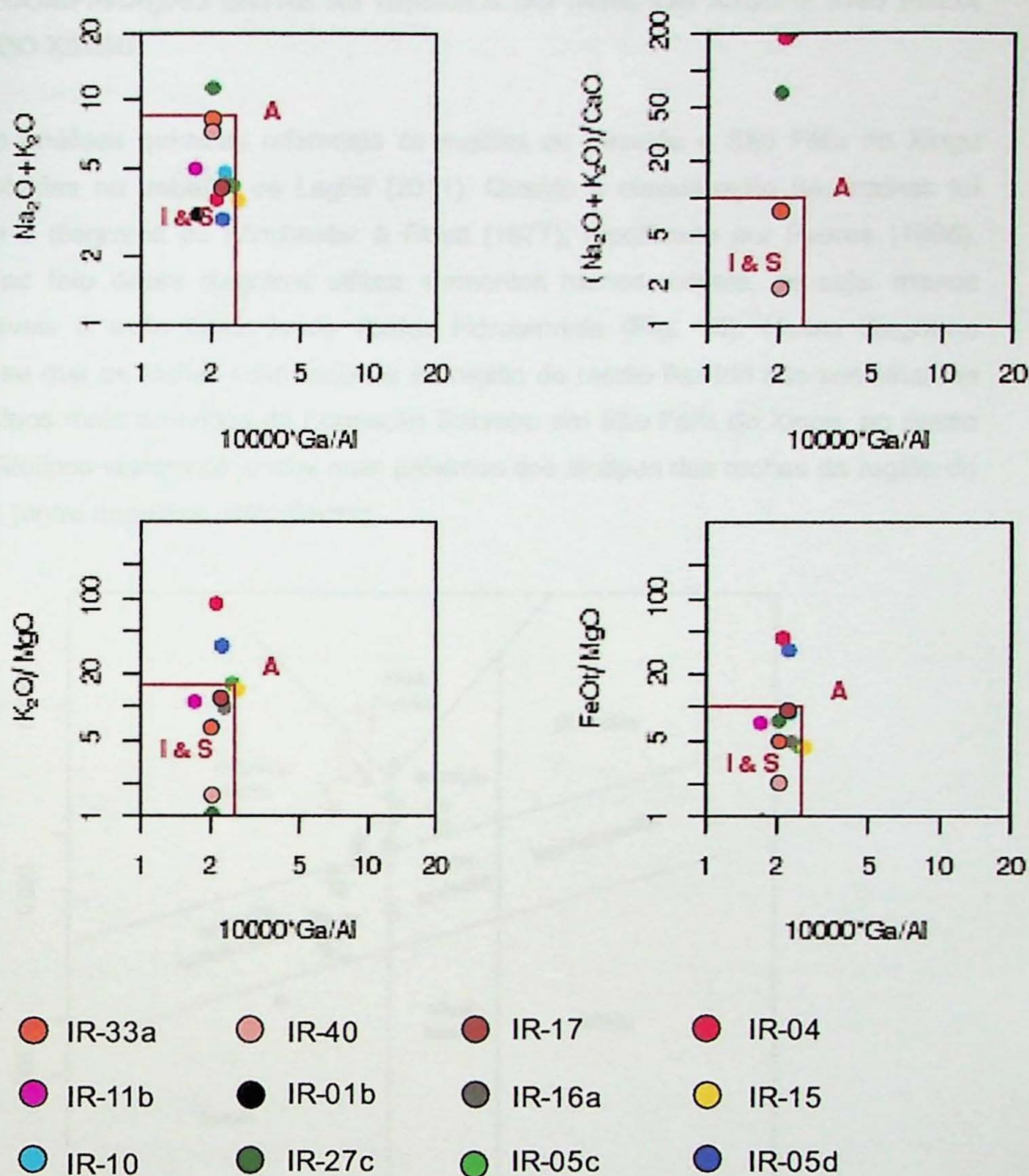


Figura 13: Diagramas de discriminação do ambiente tectônico de formação de Whalen (1987) com as composições das rochas vulcânicas estudadas.

9. COMPARAÇÃO ENTRE AS REGIÕES DO IRIRI, TAPAJÓS E SÃO FÉLIX DO XINGU

As análises químicas referentes às regiões do Tapajós e São Félix do Xingu foram obtidas no trabalho de Lagler (2011). Quanto à classificação das rochas foi utilizado o diagrama de Winchester & Floyd (1977), modificado por Pearce (1996), devido ao fato desse diagrama utilizar elementos menos móveis, ou seja, menos susceptíveis à ação lixiviante de fluidos hidrotermais (**Fig. 14**). Nesse diagrama verifica-se que as rochas intermediárias da região do médio Rio Iriri são semelhantes aos litotipos mais evoluídos da Formação Sobreiro em São Félix do Xingu, ao passo que os litotipos vulcânicos ácidos mais próximos dos litotipos das rochas da região do Tapajós (entre traquito e riolito/dacito).

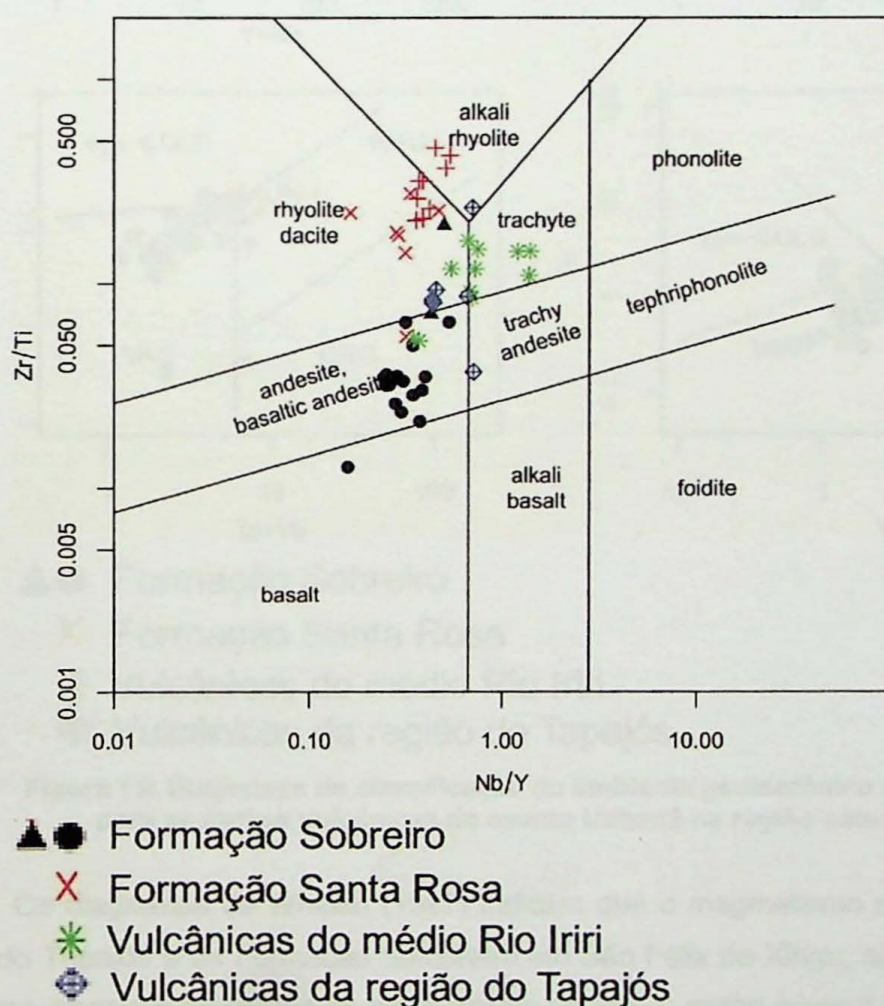


Figura 14: Diagrama Nb/Y versus Zr/Ti (Pearce, 1996) para a classificação de rochas vulcânicas associadas ao evento Uatumã na região centro-sul Cráton Amazônico.

Em relação ao ambiente tectônico (utilizando-se os diagramas de Pearce, 1984), nota-se que os litotipos da área de estudo apresentam maior afinidade geoquímica

com ambientes de arcos vulcânicos, assim como as rochas da Formação Sobreiro e do Tapajós, sendo que a última apresenta uma maior tendência para o campo do ambiente intraplaca (**Fig.15**).

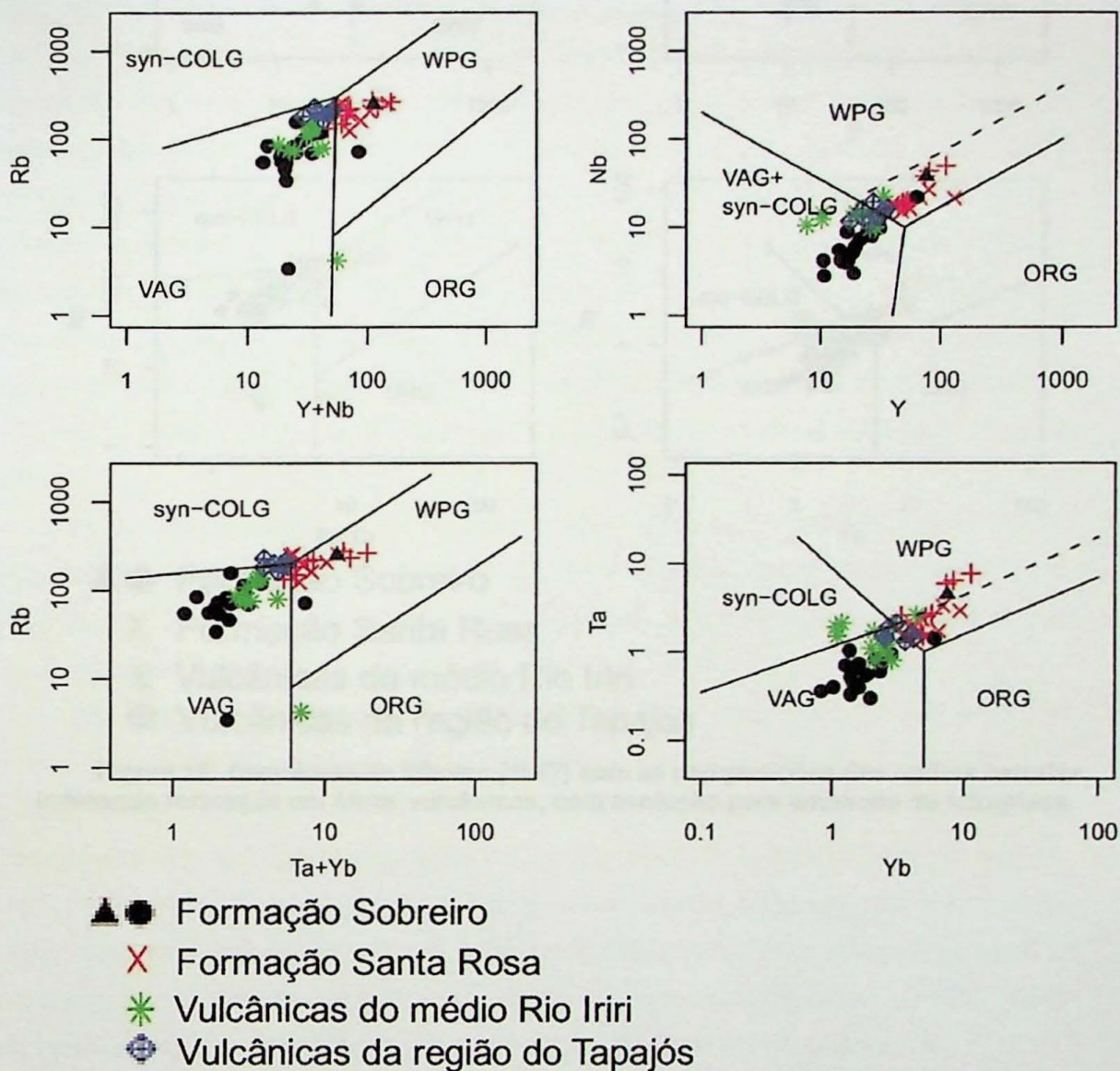


Figura 15: Diagramas de classificação do ambiente geotectônico de Pearce (1984) para as rochas vulcânicas do evento Uatumã na região estudada.

Os diagramas de Whalen (1987) indicam que o magmatismo na região do Rio Iriri, do Tapajós e da Formação Sobreiro em São Félix do Xingu, são do tipo I, com algumas amostras no campo do magmatismo do tipo A, assim como a Formação Santa Rosa (**Fig. 16**). Tal variação foi interpretada por Lagler (2011) como arcos magmáticos em diferentes estágios de maturidade, transicionais para associações exclusivamente intraplaca.

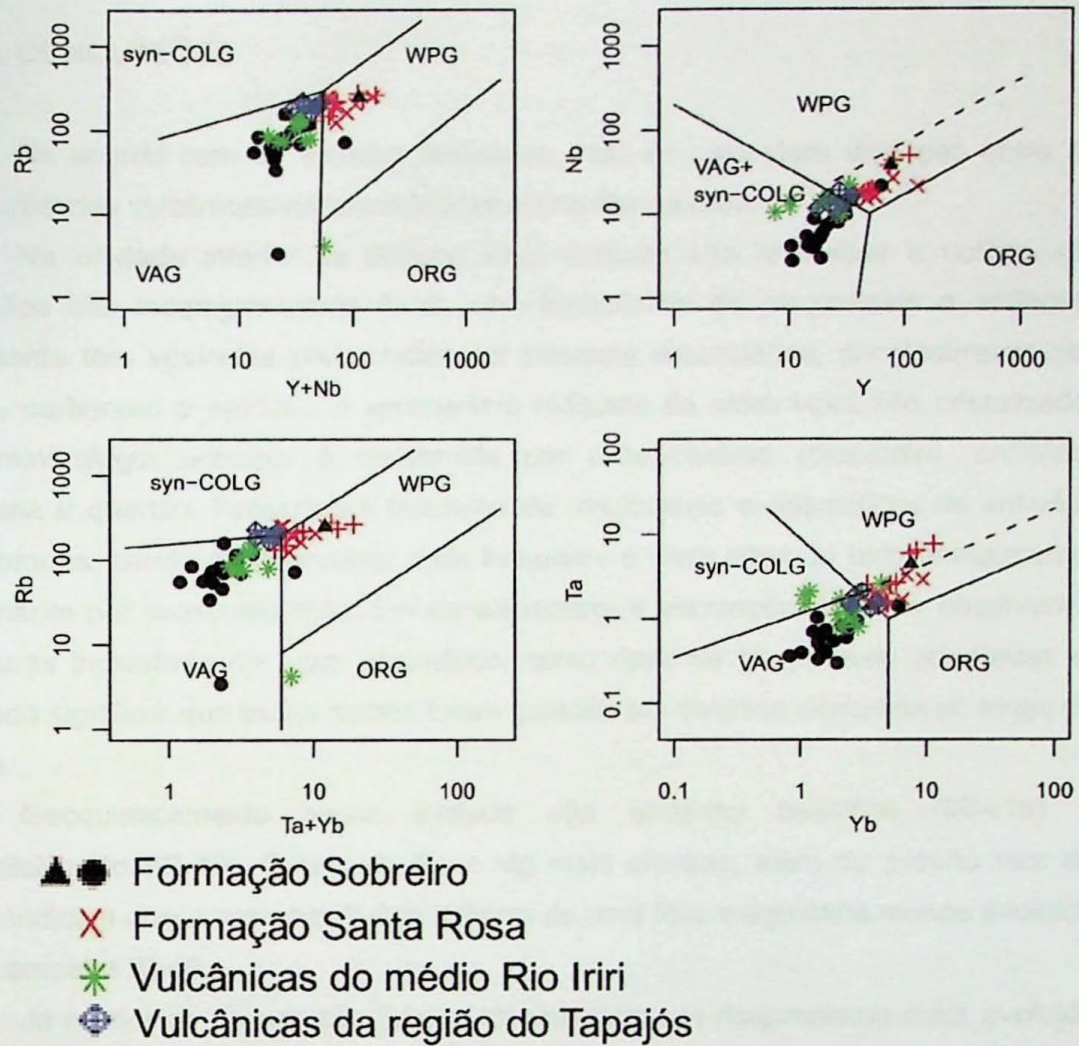


Figura 16: Diagramas de Whalen (1987) com as composições das rochas estudadas, indicando formação em arcos vulcânicos, com evolução para ambiente de intraplaca.

10. CONCLUSÕES

De acordo com os estudos realizados, nota-se uma clara distinção entre as duas unidades vulcânicas/vulcanoclásticas aflorantes na área.

Na unidade inferior os litotipos mais comuns são andesitos e riolitos. Os andesitos são inequigranulares finos, com fenocristais de plagioclásio e anfibólio, localmente têm vesículas preenchidas por minerais secundários, principalmente por clorita, carbonato e epídoto, e apresentam relíquias de vidro vulcânico cristalizado. Sua mineralogia principal é constituída por clinopiroxênio (diopsídio), anfibólio, andesina e quartzo. Fenocristais tabulares de plagioclásio e prismáticos de anfibólio são comuns, sendo o plagioclásio mais frequente e mais alterado hidrotermalmente, geralmente por saussuritização. Em escala macro- e microscópica foram observadas estruturas indicativas de fluxo magmático, como ripas de plagioclásio orientadas e, podendo significar que essas rochas foram geradas em diversos derrames ao longo do tempo.

Geoquimicamente esses litotipos são andesito basáltico (IR-01b) e riodacito/dacito (IR-40). O teor de Fe e Mg mais elevado, além do próprio teor de sílica, indicam que a amostra IR-01b trata-se de uma fase magmática menos evoluída que a amostra IR-40.

Já os riolitos da unidade inferior representam um magmatismo mais evoluído do que o progenitor dos andesitos. Em geral são rochas dacíticas/riodacíticas a riolíticas hololeucocráticas finas a muito finas, intensamente silicificadas, compostas basicamente por quartzo e feldspato potássico, além de quantidades variáveis de plagioclásio, minerais opacos, em geral óxidos ferro e pirita. Essas rochas usualmente apresentam, tanto em de amostra de mão quanto ao microscópio petrográfico, notável orientação tectônica, por cisalhamento. Alguns exemplares apresentam-se fortemente brechados, possuem vesículas e foram mais intensamente hidrotermalizados.

A alteração hidrotermal mais comum nos andesitos da unidade inferior é a propilítica, representada pela associação epídoto + clorita + carbonato, ao passo que nos riolitos a alteração mais comum é a sericítica, com sericita + quartzo + sulfetos, típica da alteração QSP (*quartz-sericite-pyrite*), onde o termo pirita representa os sulfetos presentes, comum em mineralizações epitermais e do tipo pórfiro. Além dessas foram também verificadas associações indicativas de alteração propilítica, com a cristalização de epídoto e carbonato, e de alteração argílica avançada, com a presença de diásporo + pirofilita + gorceixita, confirmados por difratometria de raios X, MSE e MEV.

Todas as rochas da unidade inferior apresentaram afinidade geoquímica com ambientes de margem continental ativa (Schandl & Gordon, 2002) e com rochas de arcos vulcânicos (Pearce, 1984).

Na unidade superior os litotipos mais comuns são riolitos e rochas vulcanoclásticas, predominantemente ignimbritos. Os riolitos dessa unidade são maciços, porfíricos a glomeroporfíricos, com fenocristais de quartzo e feldspato potássico envolvidos por uma matriz muito fina a vítrea. Cristais de plagioclásio ocorrem mais raramente nessas rochas. Esses riolitos se diferenciam daqueles da unidade inferior por não apresentarem deformações por cisalhamento, apesar de também aflorarem como um dique de riolito com alguns quilômetros de comprimento, introduzido numa falha. As rochas vulcanoclásticas são basicamente tufos de cristais de diferentes granulações e *welded-tuff*, que compõem depósitos de ignimbrito. Os fragmentos mais comuns são de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, além de fragmentos líticos de riolitos, silexitos e até de tufos. Tal associação indica que houve eventos de retrabalhamento do edifício vulcânico durante vários eventos explosivos, com a incorporação de clastos juvenis, vem como das rochas vulcânicas mais antigas. As principais alterações hidrotermais que afetaram essas rochas foram principalmente a sericítica, argílica e potássica. Esta última que confere às rochas tons acastanhados ou avermelhados. Geoquimicamente, as amostras variam entre riolito e riodacito/dacito (Winchester & Floyd, 1977). Quanto ao ambiente tectônico, a maior parte das amostras indicam ambientes de margem continental ativa (Schandl & Gordon, 2002), de arcos vulcânicos (Pearce, 1984). Entretanto as amostras mais preservadas da alteração hidrotermal, portanto mais representativas da composição do magma, apresentaram tendências evolutivas para o campo de magmatismo intraplaca, além de composições riolítica a riodacítica. Em relação a tipo de magmatismo, os diagramas de Whalen (1987) indicaram que a maior parte dos litotipos se localizam no campo de magmatismo cálcio-alcálico do tipo I, com algumas amostras no campo do tipo A.

Na comparação com rochas da região de São Félix Do Xingu e da Província Aurífera do Tapajós (a leste e à oeste da área de estudo, respectivamente), as rochas do médio Rio Iriri assemelham-se mais às rochas do Tapajós e aos litotipos mais evoluídos da Formação Sobreiro, tanto em relação ao caráter magmático, quanto ao ambiente geotectônico de formação. Tal variação pode ser interpretada como uma diferença temporal e a uma transição entre um arco magmático ativo até um contexto magmático anorogênico intra-placa.

Adicionalmente a presença de minerais do grupo da alunita confirma a presença de um sistema epitermal do tipo *high-sulfidation* paleoproterozóico na região,

que poder ser alvo de pesquisas para depósitos do tipo pórfiro, que apresentam vínculo próximo com sistemas epitermais desse tipo.

ALMEIDA, F. B. 1970. Estudo geológico da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1974. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1976. Caracterização de depósitos de sulfetos maciços em São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1978. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1980. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1982. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1984. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1986. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1988. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1990. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1992. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1994. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1996. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 1998. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2000. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2002. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2004. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2006. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2008. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2010. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2012. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2014. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2016. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2018. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

ALMEIDA, F. B. 2020. Geologia e metalogenia da região de São João del-Rei, Minas Gerais. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

11. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, F.F., BRITO NEVES, B.B., CARNEIRO, C.D.R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Review*, 50: 77-111.
- AMARAL, G. 1974. Geologia pré-cambriana da região amazônica. São Paulo, Igc-USP, Tese de livre-docência. 212p.
- ARRIBAS Jr., A. 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluid. In: THOMPSON, J. F. H. (Ed). *Magma, fluids and ore deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, vol. 23, pp. 419-454.
- BAHIA, R.B.C., QUADROS, M.L. do E.S. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Caracol (SB.21-X-C). Estado do Pará. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Porto Velho, CPRM-Serviço Geológico do Brasil.
- CAPUTO, M. V, 1984. Stratigraphy, tectonics, paleoclimatology and paleogeography of Northern Basins of Brazil. Tese de Doutorado, Universidade da Califórnia, Santa Barbara, 582p.
- COSTA, J.B.S. & HASUI, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: COSTA, M.L. & ANGÉLICA, R.S. (coord). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, v.1, p.15-90.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P., MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses: its relationships with current nomenclature. *Chem. Geol.*, 29:183-210.
- ECHEVERRI-MISAS, C.M. 2010. Evolução magmática, alteração hidrotermal e gênese da mineralização de ouro e cobre do Palito, Província Aurífera do Tapajós (PA). Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178p.
- FERNANDES, C.M.D., LAMARÃO, C.N., TEIXEIRA, N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3): 565-576.
- FERNANDES, C.M.D., JULIANI, C., LAGLER, B., MOURA, C.A.V. 2008. o sistema vulcano-plutônico paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu (PA), Província mineral de Carajás. In: SBG, *Simpósio de Vulcanismo e Ambientes associados*, 4p.
- FERNANDES, C.M.D. 2009. Estratigrafia e petrogênese das sequências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província mineral de Carajás. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo, 173 p.
- FERNANDES, C.M.D., JULIANI, C. MONTEIRO, L.V.S., LAGLER, B., MISAS, C.M.E. 2011. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or hybridized Nd model ages? *Journal of South American Earth Sciences (Special Issue on South America Geochronology)*.
- FERREIRA, A.L., ALMEIDA, M.E., BRITO, M.F.L. de, MONTEIRO, M.A.S. 2000. Projeto Especial Província Mineral do Tapajós. Geologia e recursos minerais da Folha Jacareacanga (SB.21-Y-B). Estados do Pará e Amazonas. Escala 1:250.000. Nota explicativa. Manaus, CPRM- Serviço Geológico do Brasil.

- GIFKINS, C., HERRMANN, W., LARGE, R. 2005. Altered volcanic rocks; Hobart, Tasmania, Centre for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 p.
- HEDENQUIST, J. W., ARRIBAS, A. JR., GONZALES-URIEN, E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: HAGEMANN, S.G., BROWN P. E. (Eds.) Gold in 2000, Reviews in Economic Geology., 13: 245–277.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Science, 8: 523 – 548.
- JULIANI, C., SILVA, R. H. C., MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J. S. ; NUNES, C. M. D. 2002. The Batalha Au-granite system - Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: Hydrothermal alteration and regional implications. Precambrian Research, v. 119, n. 1-4, p. 225-256.
- JULIANI C., RYE R.O., NUNES C.M.D., SNEE L.W., CORREA SILVA R.H., MONTEIRO L.V.S., BETTENCOURT J.S., NEUMANN R., NETO A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. Chemical Geology, 215: 95–125.
- JULIANI, C., FERNANDES, C.M.D., MAPA, F.B., MISAS, C.M.E., MONTEIRO, L.V.S. 2008. A gênese do Vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriti e Xingu (PA). In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2008. Foz do Iguaçu – PR. Anais. Foz do Iguaçu – PR: 2008, p. CD.ROM.
- JULIANI, C., FERNANDES, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. Journal of Volcanology and Geothermal Research, 191: 167–179.
- LAGLER B., JULIANI C., FERNANDES C.M.D. 2008. Geologia e petrografia do vulcano-plutonismo da região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: indícios de ash-flow caldera paleoproterozóica. In: SBG, Simpósio de Vulcanismo de Ambientes associados, 4p. [CDROM].
- LAGLER B., JULIANI C., FERNANDES C.M.D. 2009. Alterações hidrotermais nos vulcanitos do Grupo Uatumã na Região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás: indícios de depósitos epitermais. II Simpósio Brasileiro Brasileiro de Metalogenia, Gramado/RS.[CDROM].
- LAGLER B. 2011. Geologia e geoquímica das sequências vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico. Tese de dissertação de mestrado, Universidade de São Paulo 154 p.(no prelo).
- LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R., LAFON J.M, LIMA E.F. 2002. Geology, geochemistry and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatismo f Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. Precambrian Research, v. 119, p 189-223, 2002.
- LIPMAN, P.W. 1984. The roots of ash flow calderas in western North America Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801–8841.
- MACAMBIRA, E.M.B., & VALE, A.G. 1996. Aspectos geológicos e metalogenéticos do “greenstone belt” de Tucumã – Sul do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39. Salvador. Anais, 3 230-232.

- MCPHIE, J., ALLEN, R. AND 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, x, 198 p. pp.
- MIDDLEMOST, E.A.K. 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. *Earth – Science Reviews*, Elsevier, 37 : 215-224.
- OLIVEIRA, A. da S., FER NANDO, C.A.C., ISSLER, R.S., ABREU, A.S., MONTALVÃO, R.M.G., TEIXEIRA, W. Geologia. Folha NA.21-Tumucumaque e par te da folha NB.21. Rio de Janeiro: DNPM/RADAM, 1975. (Levantamento de Recursos Naturais, 9).
- PEARCE, J.A., HARRIS, N.B.W., TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956 – 983.
- PESSOA M.R., ANDRADE, A.F.D., NASCIMENTO J.O.D, SANTOS J.O.S, OLIVEIRA J.R.D, LOPES R.D.C., PRAZERES W.V. 1977. Projeto Jamanxim. DNPM/CPRM, 8, Manaus.
- PESSOA, F. F. 2010. Caracterização petrográfica e mineralógica de zonas hidrotermalizadas em vulcânicas e pórfiros paleoproterozóicos da região de São Felix do Xingu (PA). Trabalho de conclusão de Graduação. Universidade de São Paulo.
- PIRAJNO, F. 1992. Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Berlin: Springer. 709 p..
- RICHARD, L.R. 1995. Mineralogical and petrological, data processing system for Windows, version 2.02. Minpet Geological Software-Logiciel Géologique Minpet, Quebec.
- 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., HARTMANN, L.A., BOSSI, J., CAMPAL, N., SCHILILOV, A., PINEYRO, D., McNAUGHTON, N.J. 2003. Duration of the Trans-Amazonian Cycle and its correlation within South America Based on U-Pb SHRIMP Geochronology of the La Plata Craton, Uruguay. *International Geology Review*, 45: 27-48.
- SILLITOE, R. H. 2010. Porphyry Copper Systems. Society of Economic Geologist, In: *Economic Geology*, v.105, pp. 3 -41.
- TASSINARI, C.C.G. 1996. O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos. 139p. Universidade de São Paulo, Instituto de Geociências, São Paulo.(Tese de Livre-docência)
- TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22:174-182.
- TEIXEIRA, N. P., FERNANDES, C.M.D., MOURA, C.A.V., PINHO, S.C.C., BETTENCOURT, J.S., 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. In:SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão, p.28.

- USERO, G. de L., BELLO, R.M. da S., JULIANI, C., 2011. Evidência de mineralização do tipo pórfiro a partir de inclusões fluidas do minério auro-cuprífero da Mina do Palito, Província Aurífera do Tapajós. In: Frantz, J.C, Marques, J.C., Jorst, H. (Eds.) Contribuição à Metalogenia do Brasil.
- VASQUEZ, M.L., KLEIN, E.L., QUADROS, M.L.E.S., BAHIA, R.B.C., SANTOS, A., RICCI, P.S.F., SACHETT, C.R., SILVA, C.M.G., MACAMBIRA, M.J.B. 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós: novos dados geocronológicos. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 6, Manaus. Resumos Expandidos, Manaus, SBG. p.471-474.
- VASQUEZ, M.L., RICCI, P.dos S.F., KLEIN, E.L., SANTOS, A., MARTINS, R.C. 2000. Descrição das unidades litoestratigráficas e litodêmicas In: KLEIN, E.L., VASQUEZ, M. (org). Projeto Especial Província Mineral do Tapajós.
- WHALEN, J.B., CURRIE, K.L. AND CHAPPELL, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. Contributions to Mineralogy and Petrology, 95: 407-419.
- 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.

ANEXO I

Principais análises de Microsonda Eletrônica

Feldspatos

Amostra	Ir 26a	Ir 26a	Ir 26a	Ir 26	Ir 26a	Ir 26
grão	1a	1b (laml)	4a	4a (laml)	5	6
SiO ₂	64,014	65,260	63,813	66,002	62,906	62,300
TiO ₂	0,004	0,034	0,000	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	22,487	20,672	18,483	21,608	18,243	18,524
FeO	0,176	0,163	0,137	0,169	0,048	0,103
MnO	0,000	0,023	0,009	0,003	0,008	0,000
MgO	0,008	0,000	0,002	0,016	0,006	0,001
CaO	3,266	0,893	0,010	1,879	0,002	0,010
SrO	0,000	0,051	0,000	0,001	0,009	0,062
BaO	0,059	0,000	0,373	0,024	0,358	0,422
Na ₂ O	11,440	12,358	0,377	11,933	0,359	0,518
K ₂ O	0,256	0,148	16,953	0,138	16,239	15,768
Total	101,710	99,602	100,157	101,773	98,178	97,708

Amostra	Ir 26a	Ir 26a	Ir 26a	Ir 26	Ir 26a	Ir 26
grão	1a	1b (laml)	4a	4a (laml)	5	6
Si	11,211	11,580	11,889	11,475	11,913	11,852
Al	4,641	4,323	4,058	4,428	4,072	4,153
Ti	0,001	0,005	0,000	0,000	0,000	0,000
Fe	0,026	0,024	0,021	0,025	0,008	0,016
Mn	0,000	0,003	0,001	0,000	0,001	0,000
Mg	0,002	0,000	0,001	0,004	0,002	0,000
Sitio T	15,880	15,936	15,970	15,932	15,996	16,022
Ca	0,613	0,170	0,002	0,350	0,000	0,002
Na	3,884	4,252	0,136	4,023	0,132	0,191
K	0,057	0,034	4,029	0,031	3,923	3,827
Sr	0,000	0,005	0,000	0,000	0,001	0,007
Ba	0,004	0,000	0,027	0,002	0,027	0,031
Sitio A	4,559	4,460	4,194	4,405	4,083	4,058
Soma Cat	20,439	20,396	20,165	20,337	20,078	20,080
Ab	0,853	0,954	0,033	0,914	0,033	0,048
Or	0,013	0,008	0,967	0,007	0,967	0,952
An	0,135	0,038	0,000	0,079	0,000	0,001
Class	Ol	Ab	Or	Ab	Or	Or

Micas

Amostra	Ir 8f	Ir 8f	Ir 8f	Ir 11b	Ir 11b	Ir 05c	Ir 05c	Ir 26a	Ir 26a	Ir 26a
grão	5	18	19	4	7	1	2	3	7	8
SiO2	52,827	47,403	46,859	47,465	46,045	45,633	45,821	37,560	37,236	38,334
TiO2	0,013	0,030	0,013	0,068	0,043	0,153	0,094	1,767	1,791	2,451
Al2O3	34,300	35,395	37,128	37,045	38,270	34,899	35,033	12,453	12,665	12,496
FeO	0,223	0,487	0,105	0,364	0,174	1,390	1,339	13,384	15,285	15,051
MnO	0,000	0,035	0,011	0,000	0,028	0,024	0,009	0,725	0,920	0,792
MgO	0,165	0,569	0,189	0,381	0,273	0,692	0,522	17,542	14,979	15,668
ZnO	0,000	0,000	0,068	0,001	0,041	0,000	0,015	0,024	0,063	0,039
CaO	0,034	0,003	0,029	0,032	0,006	0,027	0,055	0,021	0,007	0,008
BaO	0,065	0,041	0,000	0,000	0,060	0,037	0,049	0,169	0,113	0,163
Na2O	0,121	0,131	0,045	1,984	2,002	0,159	0,191	0,070	0,097	0,092
K2O	6,394	10,184	9,819	7,207	8,061	10,576	9,894	9,712	9,761	9,914
Cl	0,006	0,006	0,017	0,041	0,013	0,003	0,006	0,016	0,021	0,015
F	0,064	0,380	0,064	0,000	0,105	0,208	0,106	1,146	1,008	1,329
Total	94,212	94,664	94,347	94,588	95,121	93,801	93,134	94,589	93,946	96,352

Amostra	Ir 8f	Ir 8f	Ir 8f	Ir 11b	Ir 11b	Ir 11b	Ir 05c	Ir 05c	Ir 26a	Ir 26a	Ir 26a
grão	5	18	19	4	7	1	2	3	7	8	
Si	6,796	6,307	6,205	6,217	6,047	6,184	6,215	5,734	5,775	5,793	
Al (T)	1,204	1,693	1,795	1,783	1,953	1,816	1,785	2,241	2,225	2,207	
Ti (T)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,026	0,000	0,000	
Sítio T	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al (M)	3,997	3,857	3,999	3,937	3,970	3,757	3,815	0,000	0,089	0,019	
Ti (M)	0,001	0,003	0,001	0,007	0,004	0,016	0,010	0,177	0,209	0,279	
Fe	0,024	0,054	0,012	0,040	0,019	0,158	0,152	1,709	1,982	1,902	
Mn	0,000	0,004	0,001	0,000	0,003	0,003	0,001	0,094	0,121	0,101	
Mg	0,032	0,113	0,037	0,074	0,053	0,140	0,106	3,991	3,462	3,529	
Zn	0,000	0,000	0,007	0,000	0,004	0,000	0,002	0,003	0,007	0,004	
Sítio M	4,054	4,031	4,057	4,058	4,054	4,073	4,084	5,974	5,871	5,835	
Ca	0,005	0,000	0,004	0,004	0,001	0,004	0,008	0,003	0,001	0,001	
Ba	0,003	0,002	0,000	0,000	0,003	0,002	0,003	0,010	0,007	0,010	
Na	0,030	0,034	0,012	0,504	0,510	0,042	0,050	0,021	0,029	0,027	
K	1,049	1,728	1,659	1,204	1,350	1,828	1,712	1,891	1,931	1,911	
Sítio I	1,088	1,765	1,674	1,713	1,864	1,876	1,773	1,926	1,968	1,949	
Soma Cat	13,142	13,796	13,732	13,770	13,918	13,949	13,857	15,899	15,839	15,784	
Cl	0,001	0,001	0,004	0,009	0,003	0,001	0,001	0,004	0,006	0,004	
F	0,026	0,160	0,027	0,000	0,044	0,089	0,045	0,553	0,494	0,635	
Class	Ms ?	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Ms	Bt (Phi)	Bt (Phi)	Bt (Phi)	

Pirofilita

Amostra	lr 8f	lr 8f	lr 8f	lr 8f	lr 8f
grão	4	7	12	15	16
SiO2	61,475	60,373	62,853	63,589	65,246
TiO2	0,056	0,030	0,017	0,039	0,013
Al2O3	30,705	31,063	30,477	30,177	25,274
FeO	0,136	0,131	0,099	0,084	0,095
MnO	0,014	0,000	0,011	0,007	0,000
MgO	0,101	0,086	0,099	0,058	0,181
ZnO	0,01	0,000	0,000	0,000	0,028
CaO	0,019	0,017	0,029	0,046	0,041
BaO	0,057	0,120	0,000	0,000	0,000
Na2O	0,2	0,191	0,166	0,191	0,043
K2O	1,782	2,420	1,296	0,853	6,501
Cl	0	0,007	0,000	0,005	0,031
F	0,062	0,042	0,123	0,171	0,001
Total	94,617	94,481	95,172	95,219	97,454

Piroxênio

Amostra	IR-40	Ir 01b	Ir 40	Ir 01b	Ir 01b	IR-40	IR 01b
grão	7	9	8	10			5
SiO2	45,709	49,121	44,991	46,682	46,099	44,464	46,739
TiO2	0,989	0,447	1,102	0,721	0,387	0,981	0,693
Al2O3	8,501	6,372	9,371	7,233	6,711	7,793	7,541
FeO	7,460	5,387	7,309	5,908	5,026	6,307	6,289
MnO	0,065	0,045	0,058	0,102	0,086	0,089	0,082
MgO	12,520	15,713	11,372	14,060	15,796	13,122	14,109
CaO	23,604	22,463	23,345	22,281	20,997	22,392	22,108
Na2O	0,379	0,242	0,000	0,238	0,251	0,326	0,415
K2O	0,004	0,003	0,000	0,014	0,000	0,000	0,000
Cr2O3	0,030	0,000	0,027	0,000	0,000	0,034	0,013
Cl	0,000	0,000	0,000	0,002	0,005	0,006	0,000
F	0,000	0,000	0,000	0,000	0,024	0,064	0,022
total	99,261	99,793	97,575	97,239	95,382	95,578	97,989

ANEXO II

Amostra	IR-40	Ir 01b	Ir 40	Ir 01b	Ir 01b	Ir 01b	IR-40	IR 01b
grão	7	9	8	10				5
Si	1,729	1,814	1,726	1,780	1,782	1,739		1,771
Al (T)	0,271	0,186	0,274	0,220	0,218	0,261		0,229
Sítio T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000		2,000
Al (M1)	0,108	0,092	0,150	0,105	0,088	0,098		0,108
Ti	0,028	0,012	0,032	0,021	0,011	0,029		0,020
Cr	0,001	0,000	0,001	0,000	0,000	0,001		0,000
Mg (M1)	0,706	0,865	0,650	0,799	0,901	0,765		0,797
Fe (M1)	0,156	0,031	0,167	0,075	0,000	0,107		0,075
Sítio M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000		1,000
Mg (M2)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,009	0,000		0,000
Fe (M2)	0,080	0,136	0,068	0,114	0,162	0,099		0,125
Mn	0,002	0,001	0,002	0,003	0,003	0,003		0,003
Ca	0,957	0,889	0,960	0,910	0,870	0,938		0,898
Na	0,028	0,017	0,000	0,018	0,019	0,025		0,030
K	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000		0,000
Sítio M2	1,066	1,043	1,029	1,046	1,063	1,065		1,056
Soma Cat.	4,066	4,043	4,029	4,046	4,063	4,065		4,056
Mg/((Mg+Fe2+)	0,749	0,839	0,735	0,809	0,849	0,788		0,800
En	0,371	0,450	0,352	0,420	0,468	0,400		0,420
Wo	0,503	0,463	0,520	0,479	0,447	0,491		0,473
Fs	0,125	0,087	0,128	0,101	0,085	0,109		0,106
Class	Ds	Ds	Ds	Ds	Aug	Ds		Ds

ANEXO II

Análises de Mev

Fosfato de Alumínio e Bário (interpretado como gorceixita)

Código da foto	IR-11bi1	IR-11bi2	IR-11bi3	IR-11bi3
Ponto Amostrado	1	1	3	4
Porcentagem Atômica				
O	66.68	66.82	62.37	66.23
Al	13.32	12.20	13.38	11.67
P	13.62	14.76	16.67	14.79
K	0.25	-	-	-
Ca	0.43	0.38	0.43	0.3
Ba	5.70	6.52	7.14	6.83

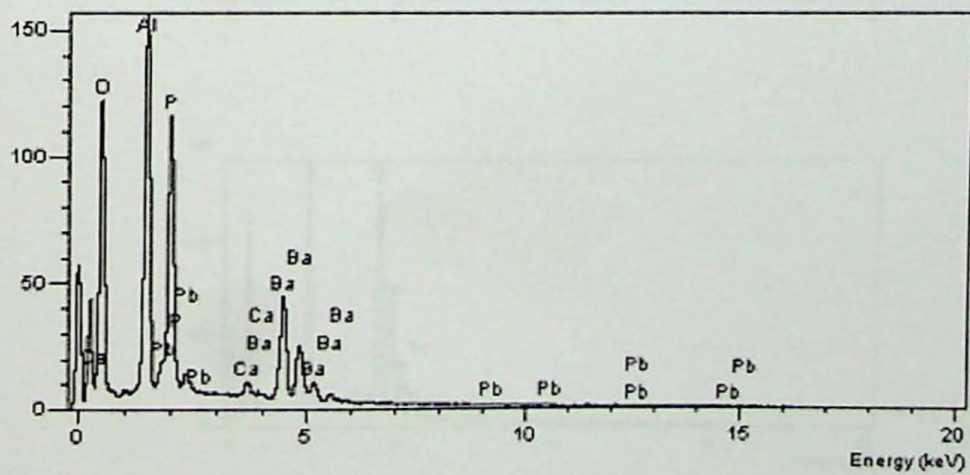
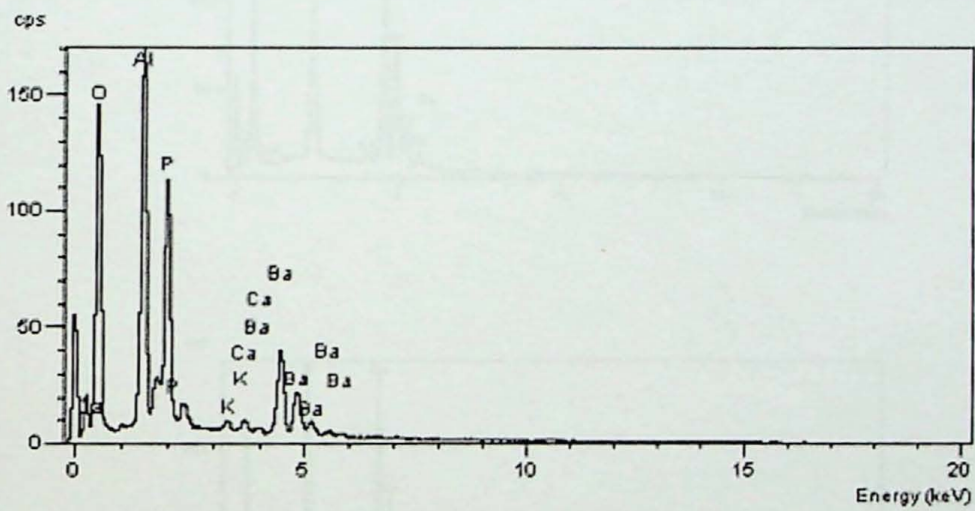
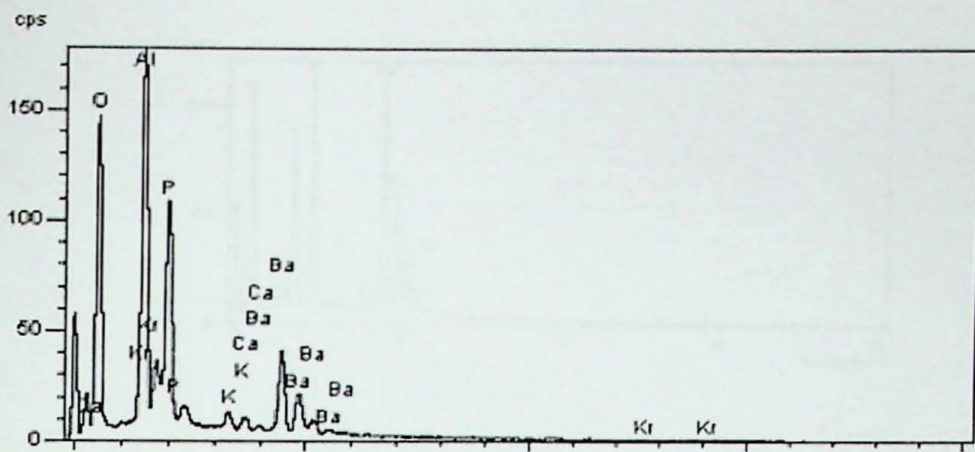
Barita

Código da foto	IR-11bi3	IR-08fi1	IR-08fi1	IR-08fi1
Ponto Amostrado	5	1	2	3
Porcentagem Atômica				
O	56.99	58.68	57.59	57.76
Si	9.77	-	-	-
S	13.53	16.67	16.98	16.68
Ba	21.17	26.52	27.10	27.34

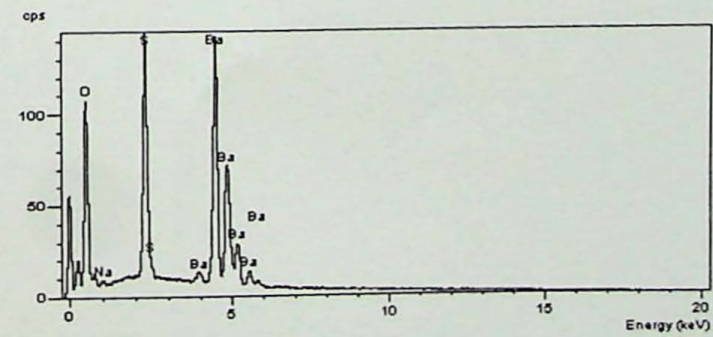
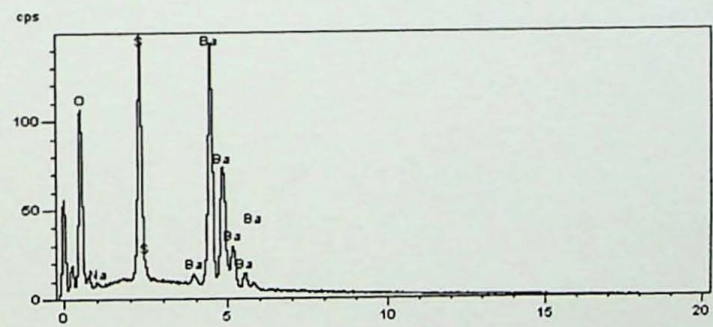
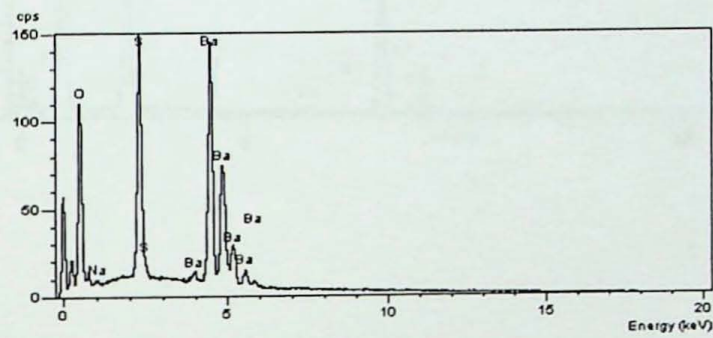
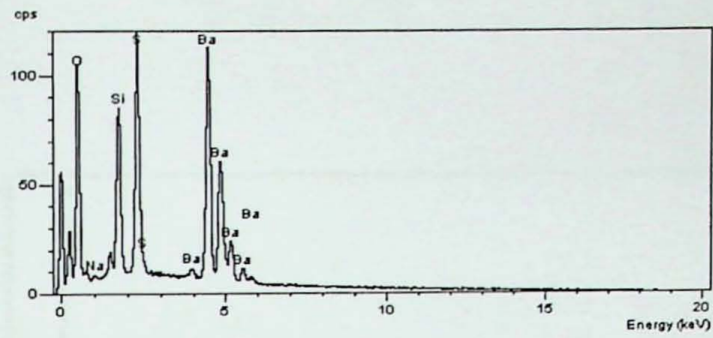
Calcocita

Código da foto	IR-01Bi1
Ponto Amostrado	3
Porcentagem atômica	
S	34.22
Fe	1.57
Cu	64.21

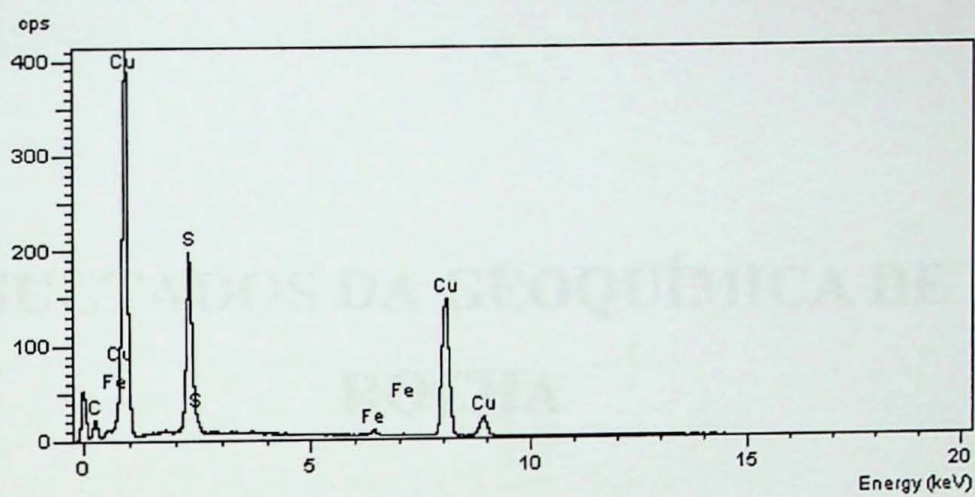
Fosfato de Alumínio e Bário



Barita



Calcocita

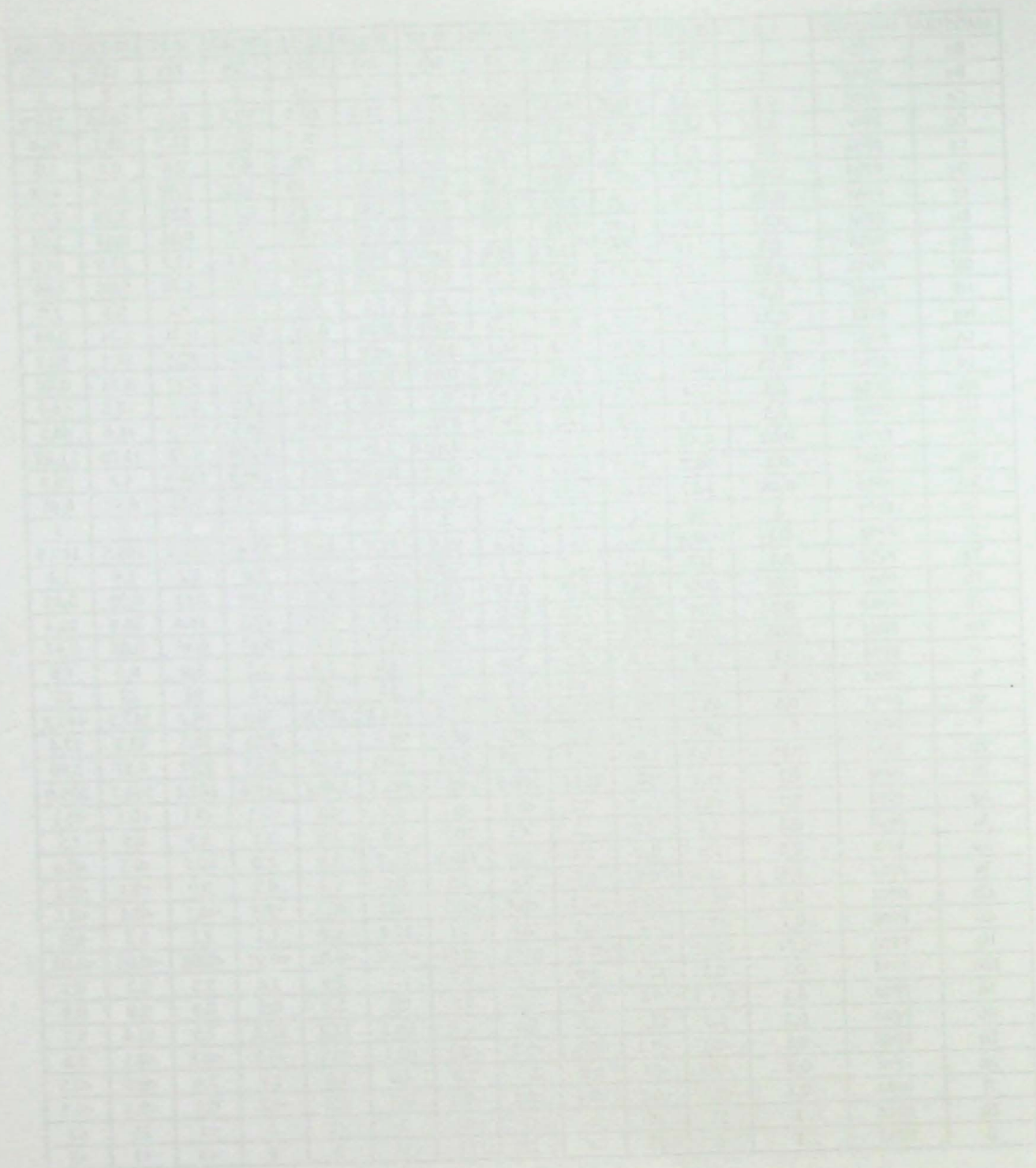


ANEXO III

RESULTADOS DA GEOQUÍMICA DE ROCHA

AMOSTRA	UNIDADE	L.D.	IR-01B	IR-04	IR-05C	IR-05D	IR-10	IR-11B	IR-15	IR-16A	IR-17	IR-27C	IR-33A
Al2O3	%	0,01	15,79	13,22	13,36	10,35	15,21	16,30	11,65	13,73	14,43	19,35	13,73
Ba	%	0,01	0,08	0,03	0,03	0,01	0,07	0,07	0,05	0,08	0,02	0,02	0,09
CaO	%	0,01	13,66	0,02	<0,01	0,01	0,02	0,02	0,01	<0,01	0,02	0,17	1,02
Fe2O3	%	0,01	9,65	1,93	1,22	3,00	4,46	3,35	1,15	2,26	3,35	1,76	2,19
K2O	%	0,01	1,56	3,58	4,09	2,91	4,56	4,73	3,49	4,17	3,95	0,22	2,66
LOI	%	-5,11	5,33	2,61	2,43	2,04	2,53	3,16	2,40	2,77	3,23	1,02	1,17
MgO	%	0,01	9,46	0,04	0,25	0,08	0,45	0,42	0,24	0,42	0,33	0,21	0,40
MnO	%	0,01	0,14	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,05	0,06
Na2O	%	0,01	1,53	0,03	0,05	0,03	0,17	0,21	0,08	0,08	0,10	11,10	5,53
P2O5	%	0,01	0,14	0,12	0,03	0,04	0,11	0,22	0,08	0,09	0,08	0,02	0,06
SiO2	%	0,1	42,0	77,4	77,9	80,9	71,3	70,5	80,0	75,8	73,8	65,7	72,4
SUM	%	0,01	99,96	99,26	99,63	99,66	99,40	99,59	99,38	99,86	99,67	99,92	99,72
TiO2	%	0,01	0,65	0,29	0,30	0,24	0,56	0,56	0,22	0,40	0,38	0,26	0,38
TOT/C	%	0,02	0,45	0,03	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,04	0,04	<0,02	0,04
TOT/S	%	0,02	<0,02	0,04	<0,02	0,02	<0,02	0,03	<0,02	<0,02	0,04	<0,02	<0,02

AMOSTRA	UNIDADE	L.D.	IR-01B	IR-04	IR-05C	IR-05D	IR-10	IR-11B	IR-15	IR-16A	IR-17	IR-27C	IR-33A
Ba	PPM	1	787	198	315	63	646	761	527	724	121	127	885
Be	PPM	1	1	<1	2	<1	2	1	<1	2	1	2	2
Ce	PPM	0,1	38,9	176,6	43,9	82,2	48,7	31,8	60,3	99,3	81,3	162,9	114,4
Co	PPM	0,2	55,0	42,2	34,8	57,3	10,9	20,3	38,9	10,7	12,7	35,1	43,5
Cs	PPM	0,1	2,3	0,3	0,7	0,3	1,2	1,3	0,8	0,9	0,8	0,1	1,9
Dy	PPM	0,05	2,39	2,07	3,50	1,64	4,25	3,02	1,30	3,50	3,52	5,68	4,64
Er	PPM	0,03	1,44	1,00	2,03	1,03	2,69	1,90	0,84	2,22	2,18	3,73	2,77
Eu	PPM	0,02	0,85	0,99	0,36	0,37	0,48	0,55	0,28	0,85	0,86	0,63	1,09
Ga	PPM	0,5	14,6	14,9	17,8	12,4	18,6	14,8	16,4	16,9	17,2	21,0	14,9
Gd	PPM	0,05	2,50	4,37	3,09	2,16	3,30	2,57	1,27	3,78	3,79	5,06	4,66
Hf	PPM	0,1	2,2	7,1	7,4	5,7	4,4	7,1	4,3	6,3	7,1	8,3	7,0
Ho	PPM	0,02	0,52	0,35	0,69	0,32	0,88	0,63	0,26	0,70	0,71	1,24	0,94
La	PPM	0,1	19,4	88,1	24,3	44,3	26,8	20,0	37,5	48,9	40,9	51,1	58,1
Lu	PPM	0,01	0,21	0,16	0,33	0,18	0,42	0,29	0,17	0,38	0,39	0,72	0,48
Nb	PPM	0,1	2,4	14,3	14,5	12,2	9,7	12,8	10,4	13,9	14,5	22,1	14,9
Nd	PPM	0,3	17,2	71,5	12,5	28,1	17,0	11,3	14,9	38,5	31,8	38,6	44,5
Pr	PPM	0,02	4,40	19,22	4,05	8,11	4,86	3,29	5,09	10,90	8,72	11,05	11,82
Rb	PPM	0,1	58,2	74,6	135,6	75,6	140,5	109,0	86,1	130,3	138,3	4,2	79,3
Sm	PPM	0,05	2,87	10,01	2,53	3,85	2,72	2,29	1,74	5,41	5,33	6,52	6,45
Sn	PPM	1	<1	2	2	1	2	3	2	2	3	2	3
Sr	PPM	0,5	718,8	559,1	11,4	71,1	53,5	71,6	33,7	57,4	392,3	155,5	149,8
Ta	PPM	0,1	0,2	1,9	1,7	2,1	0,8	1,1	1,5	1,0	1,2	2,6	1,9
Tb	PPM	0,01	0,40	0,45	0,56	0,32	0,63	0,47	0,21	0,59	0,61	0,99	0,83
Th	PPM	0,2	3,4	18,5	21,5	16,2	18,3	13,5	14,5	17,5	16,4	38,8	19,4
Tm	PPM	0,01	0,23	0,16	0,33	0,17	0,45	0,30	0,16	0,37	0,36	0,68	0,47
U	PPM	0,1	1,3	2,5	4,5	2,9	2,4	3,5	1,9	3,5	5,0	6,5	4,5
V	PPM	8	127	<8	<8	<8	78	55	12	26	33	22	12
W	PPM	0,5	45,2	383,5	352,0	558,4	77,9	133,3	366,8	76,0	96,2	367,3	446,2
Y	PPM	0,1	14,2	10,3	19,5	10,2	26,1	18,4	7,6	20,5	20,1	33,3	27,4
Yb	PPM	0,05	1,51	1,08	2,11	1,19	2,87	2,00	1,10	2,57	2,57	4,37	2,96
Zr	PPM	0,1	85,7	250,3	264,6	206,0	176,0	285,3	144,2	219,0	268,1	251,7	269,0
Ag	PPM	0,1	<0,1	<0,1	0,2	<0,1	<0,1	0,2	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
As	PPM	0,5	1,1	7,7	1,2	4,5	10,5	1,0	1,9	5,1	1,5	0,5	1,5
Au	PPB	0,5	1,5	1,6	1,4	1,6	310,5	13,3	3,8	2,0	<0,5	<0,5	<0,5
Bi	PPM	0,1	<0,1	0,5	0,5	0,2	1,5	0,6	0,2	0,5	0,9	<0,1	<0,1
Cd	PPM	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1
Cu	PPM	0,1	47,3	4,8	1,4	2,3	2,1	11,8	6,0	1,1	3,2	1,3	0,5
Hg	PPM	0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01
Mo	PPM	0,1	0,2	14,4	4,8	3,6	6,7	2,1	2,9	1,6	5,3	0,2	0,2
Ni	PPM	0,1	171,5	0,8	0,7	1,0	0,6	0,8	1,4	0,3	0,4	0,9	0,9
Pb	PPM	0,1	4,0	15,7	9,9	9,4	7,9	54,3	12,2	12,2	7,5	12,4	5,1
Sb	PPM	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3
Se	PPM	0,5	<0,5	4,4	0,9	1,5	1,8	4,0	1,6	2,7	2,4	<0,5	<0,5
Tl	PPM	0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	<0,1	0,3	0,3	0,2	0,1	<0,1	<0,1
Zn	PPM	1	51	<1	2	<1	<1	1	<1	2	<1	25	47
B	PPM	3	6	15	9	12	11	11	6	8	<3	<3	<3



DOAÇÃO _____
<u>IGC-USP</u>
Data: <u>02/02/12</u>

