

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Estudo das rochas vulcânicas e das alterações
hidrotermais associadas do Grupo Uatumã a sul da
confluência dos rios Jamanxim e Tapajós na Província
Aurífera do Tapajós**

Renato dos Santos Neves Kahwage

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani
Co-orientadora: Dra. Mônica Mazzini Perrotta

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2010/42)

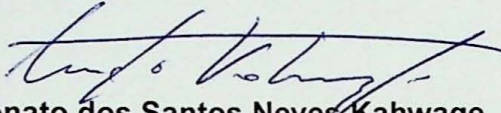
TF
K12
RSN.e

SÃO PAULO
2010

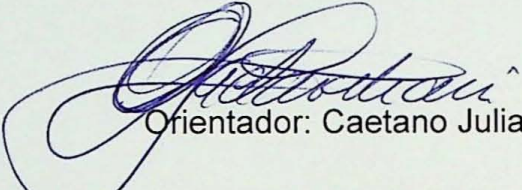
UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**Estudo das rochas vulcânicas e das alterações
hidrotermais associadas do Grupo Uatumã a
sul da confluência dos rios Jamanxim e Tapajós
na Província Aurífera do Tapajós**


Renato dos Santos Neves Kahwage




Orientador: Caetano Juliani

Co-orientadora: Dra. Mônica Mazzini Perrotta

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2010/42)

DEDALUS - Acervo - IGC



30900028418

SÃO PAULO

2010

TF
K 12
RSN.e

OFFICE OF THE SECRETARY OF AGRICULTURE

WASHINGTON, D. C. 20250

Report of the Secretary of Agriculture
to the President of the United States
and the Congress of the United States
on the Administration of the Department
of Agriculture for the Year 1954



Report of the Secretary of Agriculture
to the President of the United States
and the Congress of the United States
on the Administration of the Department
of Agriculture for the Year 1954

Report of the Secretary of Agriculture
to the President of the United States
and the Congress of the United States
on the Administration of the Department
of Agriculture for the Year 1954

OFFICE OF THE SECRETARY OF AGRICULTURE

WASHINGTON, D. C. 20250

Resumo

A Província Aurífera do Tapajós (PAT) situa-se na porção sul do estado do Pará, abrangendo uma área de 80.650 km². Limita-se a norte pela Bacia do Amazonas, a sul pela Serra do Cachimbo e a leste e oeste, pelos rios Iriri e Abacaxis, respectivamente. A região se encontra inserida no contexto geológico do Cráton Amazônico, no domínio Tapajós da província Tapajós–Parima, ou Ventuari-Tapajós. A produção de ouro na PAT, desde o fim da década de 1950, é de mais de 750 toneladas, montante extraído quase em sua totalidade em garimpos.

Mineralizações do tipo *high-sulfidation* já foram identificadas nas rochas do Grupo Iriri, pertencentes ao Supergrupo Uatumã, na região da PAT, associadas a remanescentes de vulcões anelares em caldeiras vulcânicas. Ocorrências deste tipo estão tipicamente associadas a depósitos de sulfetos de cobre do tipo pórfiro, em decorrência de alteração hidrotermal gerada por fluidos tardios em rochas encaixantes, na porção mais distal do corpo intrusivo. Os fluidos percolantes em rochas mais profundas podem gerar depósitos de prata–auríferos de alto teor e baixo volume, dos tipos *high-* ou *low sulfidation*, em ambiente de relativamente baixa temperatura entre 200 e 300 °C.

Por estarem geneticamente correlacionados, os dois tipos de mineralizações supracitados poderiam ocorrer em diferentes regiões da PAT. Partindo dessa premissa, foram iniciados estudos de caracterização petrográfica e das alterações hidrotermais encontradas em rochas semelhantes às estudadas por Juliani *et al.* (2002; 2005), na região, entre as confluências dos rios Tapajós e Jamanxim.

As análises petrográficas, bem como a utilização de dados de microscopia eletrônica de varredura, permitirão caracterizar a alteração hidrotermal presente nas rochas, que pelos resultados obtidos, pode ser do tipo *low-sulfidation*, conforme sugerido por Juliani *et al.* (2005). Aliado aos estudos petrográficos, recursos de computação geológica – imagens de satélite e programas de SIG – foram utilizados para definir estruturas geológicas, realizar composições RGB em falsa cor e permitir a integração dos dados de maneira eficiente.

Abstract

The Tapajós Gold Province (TGP) is located at the southern region of the Pará state, northern Brazil, within an area of approximately 80.650km². It is limited at north by the Amazon Basin, at south by the Cachimbo Range and at east and west by the Iriri and Abacaxis rivers, respectively. The TGP is part of the Tapajós-Parima tectonic province, in the Amazonic Craton. The gold production at the TGP since the late 1950's achieved more than 750 tons of the metal, most of it recovered by conventional manual mining.

Gold mineralizations of the high-sulfidation type have already been described at the region, held in the volcanic rocks of the Iriri Group, Uatumã Supergroup, occurring mainly at remnants of ancient ring volcanoes and calderas. This kind of mineralization is known to be associated with felsic intrusions which bare copper-gold porphyry deposits in depth, being a result of the interaction of its hydrothermal fluids with the wall rock in more shallow environments.

Another kind of mineralization is the low-sulfidation which is very similar, but represents a more deep-settled interaction of hydrothermal fluids with the wall rock. As both kinds of mineralizations are genetically related, they could occur at the TGP in different sites. With this premise, this work has been done to recognize and define a low-sulfidation mineralization at the region of confluence between the Tapajós and Jamanxim rivers, where volcanic rocks very similar to those studied by Juliani *et al.*, 2000 & 2005 exists.

The petrography and electronic microscope labors, associated with the utilization of satellite images and GIS database furnished the proper tools to characterize this occurrence as a low-sulfidation epithermal alteration, as suggested by Juliani's former works.

Agradecimentos

Talvez o maior erro do ser humano seja considerar-se algo à parte do mundo natural. Os que enxergam o mundo em números, os que buscam a visão do belo, do artístico e do som, ou ainda aqueles que priorizam as relações interpessoais, todos têm uma coisa em comum: esqueceram-se de olhar para o horizonte e notar que tudo o que conhecemos é condicionado pelo nosso ambiente, a Terra.

Como amante da natureza, que sempre fui, me sinto cada dia mais feliz por poder conhecer o mundo em que vivo. A geologia me trouxe a oportunidade de entender a Terra de uma maneira muito especial, pelas rochas. O substrato é, afinal, a base inorgânica que condiciona o desenvolvimento da vida e que influi em todas as esferas da natureza.

O conhecimento sobre nosso planeta nos ajuda a respeitá-lo, utilizando-o de maneira mais responsável e acima de tudo, percebendo que somos parte integrante do universo e que não passamos de matéria esperando a hora de sermos reintegradas ao ciclo sem fim dos elementos.

A noção da volatilidade da vida humana frente ao infinito renovar do universo ensina ao geólogo mais sensível às questões filosóficas, um pouco de humildade, além de atentar para a grande responsabilidade da carreira – utilizar o conhecimento para explorar o meio mineral, mas de maneira racional e ética.

Mas para poder entender a Terra, é necessário ler as rochas, e para isso, *aprender a ver. Treinar os olhos para não apenas olharem superficialmente, mas para enxergarem nas brumas do desconhecido uma história fascinante, e assim, desenvolver a habilidade de, num punhado de pedras, entender a natureza que está à nossa volta.*

Gostaria de agradecer com toda a humildade aos docentes que ao longo de cinco anos, abriram meus olhos para as sutilezas da geologia. Em especial aos professores Paulo César Boggiani – que me iniciou na carreira acadêmica com uma iniciação científica – e Caetano Juliani, meu orientador do trabalho de formatura. Além destes, *mando os mais sinceros agradecimentos aos meus companheiros de trabalho da CPRM – Ao Tales, companheiro e mestre do Excel, e à Mônica, uma das tutoras mais atenciosas que já tive e que se tornou uma grande amiga.*

A todos os meus colegas de turma que riram, se abraçaram, choraram e brigaram, juntos, fazendo da turma de 2006 uma das mais queridas e unidas que a geologia já viu! Vai ser um prazer seguir trabalhando com vocês, meus colegas!

AOS SEIXOS PRA UM!!! VIVA O ROCK N ROLL!!! Obrigado Sheila, Oncinha e Fyona, eternos companheiros de som!!! Muito rock pragente sempre!!!

Aos meus amigos, Ricardo, Danilo, Wissmann, Rodrigo, Lippel, Leandro, André e a tantos outros que fizeram do meu caminho uma estrada cheia de alegrias e que me deram a segurança de saber que podiam ser sempre meus apoios nas horas boas ou ruins, obrigado e um abraço! *Anima Fraterna ad Eternum!*

Em especial gostaria de agradecer à minha família, que sempre apoiou as decisões que tomei em minha vida. Agradeço também por ela ter sido a forja de todo o meu caráter e por ter me ensinado os valores que julgo tão importantes: humildade, conhecimento, amor e união. Amo vocês todos!!!

— Pois é isso, Pedrinho. Para o geólogo, o chão, os barrancos, as buraqueiras, as perambeiras, as boçorocas, as ravinas, as margens dos rios, os cortes das estradas de ferro, tudo são páginas do livro da natureza, onde ele lê mil coisas que jamais passaram pela cabeça dos ignorantes.

— Que gostoso é saber, hein, Narizinho?

— Nem fale, Pedrinho. Cada vez tenho mais dó dos analfabetos.”

O Visconde de Sabugosa conversa com Narizinho e Pedrinho, em o Poço do Visconde
– Geologia para Crianças, de Monteiro Lobato.

Sumário

1.	Introdução.....	3
2.	Objetivos.....	3
3.	Levantamento Bibliográfico.....	4
3.1	Geologia Regional:	4
3.1.1	Província Carajás	5
3.1.2	Província Transamazônica.....	6
3.1.3	Província Tapajós–Parima	7
3.1.4	Província Amazônia Central.....	8
3.1.5	Província Rio Negro.....	8
3.1.6	Província Rondônia–Juruena.....	9
3.1.7	Província Sunsás.....	9
3.2	A Província Aurífera do Tapajós	10
3.3	Geologia da Área de Estudo:.....	11
3.3.2	Grupo Iri:.....	13
3.3.3	Suíte Intrusiva Maloquinha.....	14
3.3.4	Membro Lontra.....	14
3.4	Os Depósitos Epitermais dos tipos <i>High- & Low-sulfidation</i>	15
4	Materiais e Métodos.....	17
4.1	Métodos Aplicados em Sensoriamento Remoto	17
4.1.1	Correção Atmosférica	18
4.1.2	Realce por Geobotânica em Imagens ETM+.....	19
4.1.3	Pré-tratamento de imagens de RADAR aeroportado.....	20
5	Desenvolvimento do Trabalho	21
6	Resultados Obtidos.....	22

6.1	5.1 Sensoriamento Remoto	22
	5.1.1 Realce das imagens imagens ETM+ pelo método da Geobotânica.....	22
	5.1.2 Estudo das estruturas da área por imagem de RADAR aeroportado.....	25
	5.1.3 Interpretação dos resultados.....	27
6.2	Petrografia das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã.....	30
6.3	Microscopia Eletrônica de Varredura	36
6.4	Geoquímica	38
	5.2.1 Geoquímica de elementos Menores e traço.....	42
	5.2.2 Geoquímica de Elementos Terras Raras	44
	5.4.3 Afinidade Tectono-Magmática.....	44
6	CONCLUSÃO	46
	Bibliografia.....	49

1. Introdução

A Província Aurífera do Tapajós (PAT), explorada desde a década de 1950, se tornou uma das mais relevantes áreas de produção garimpeira de ouro do Brasil nas décadas de 70 e 80, lavrado em aluviões, colúvios e elúvios. Apesar da sua grande importância na produção de ouro, apenas no começo dos anos 2000 é que trabalhos geológicos mais detalhados sobre as mineralizações primárias e novos mapeamentos foram publicados, representando um grande avanço no conhecimento geológico da região.

O presente trabalho visa contribuir para melhoria do conhecimento geológico da PAT, pelo estudo petrogenético e da alteração hidrotermal presente nas rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã na região de confluência dos rios Tapajós e Jamanxim.

O estudo mais aprofundado das ocorrências auríferas e de alterações hidrotermais é de grande valia para o entendimento do sistema hidrotermal paleoproterozóico da região, pois contribui para a avaliação de novos prospectos, ou para a geração de um modelo exploratório para pesquisa de depósitos magmática-hidrotermais associados ao magmatismo Uatumã.

A confirmação da ocorrência de depósitos do tipo *high-* e *low-sulfidation* na PAT abre ainda a possibilidade da existência de rochas intrusivas félsicas subvulcânicas com depósitos do tipo pórfiro, tanto de cobre e molibidênio, como de ouro, o que ressalta ainda mais a necessidade da caracterização dos tipos de mineralizações epitermais como a aqui estudada.

2. Objetivos

O presente trabalho tem por objetivo o estudo das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã na região a sul da confluência dos rios Tapajós e Jamanxim, a fim de entender melhor as relações entre as litologias presentes e a mineralização de ouro ocorrente na região. Para tal, deve-se caracterizar preliminarmente o tipo de mineralização ocorrente, através de associações mineralógicas específicas e estudos petrográficos, bem como entender o melhor possível as relações de campo entre as rochas envolvidas na pesquisa.

Outra meta é a utilização de imagens de satélite para realizar um estudo prévio de sensoriamento remoto na região, com o intuito de direcionar melhor a pesquisa de campo e de mapear localmente a ocorrência de importantes alterações hidrotermais possivelmente associadas à mineralização aurífera. Trabalhos deste tipo se mostraram muito promissores na região com a aplicação de técnicas de geobotânica (Almeida *et al.* 2009).

3. Levantamento Bibliográfico

3.1 Geologia Regional:

O contexto geológico no qual a região de estudo se insere é o do Cráton Amazônico, uma das maiores áreas cratônicas do mundo, ocupando mais de 4 milhões de quilômetros quadrados da porção norte do continente Sul Americano. O Cráton, limitado a sudeste e a sudoeste por faixas móveis neoproterozóicas, se divide em dois escudos, o Guaporé a Sul e o das Guianas a norte, separados pelas rochas sedimentares da Bacia do Amazonas.

As primeiras tentativas de síntese geológica regional datam de 1903, realizadas por Katzer, sendo que apenas em 1970 houve a primeira tentativa de esboçar a compartimentação tectônica da região, em um trabalho de Suszczynski (*apud* Amaral, 1974). No entanto, os dados geocronológicos e os mapeamentos de detalhe na época eram praticamente inexistentes e os resultados não foram satisfatórios. Posteriormente Amaral

(1974) propôs três eventos de reativação tectônica para a região durante o mesoproterozóico: o evento mais antigo, denominado Paraense, o intermediário era chamado Madeirense e o final como Rondoniense. Estes eventos apenas deformariam as rochas pré-existentes que, segundo esta vertente de pensamento, teriam sido geradas todas durante o Arqueano e o Paleoproterozóico, por retrabalhamento de crosta continental.

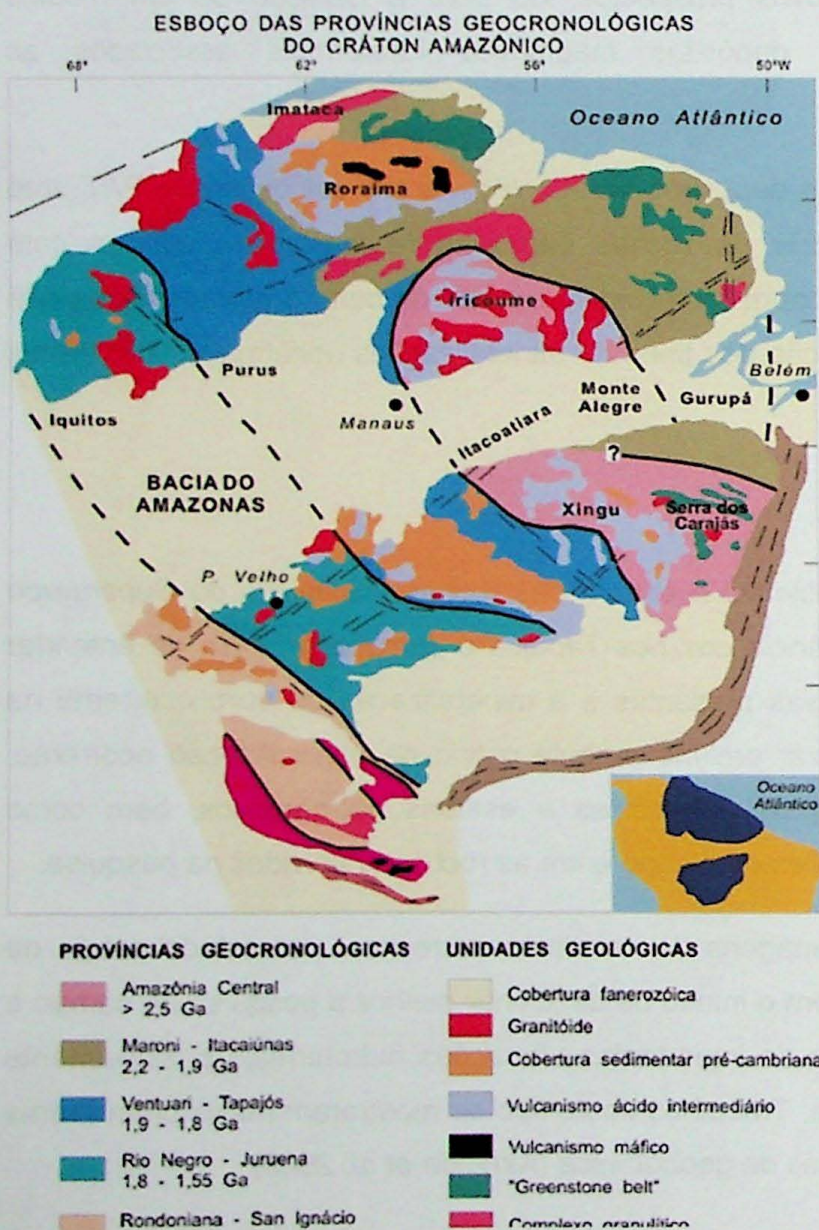


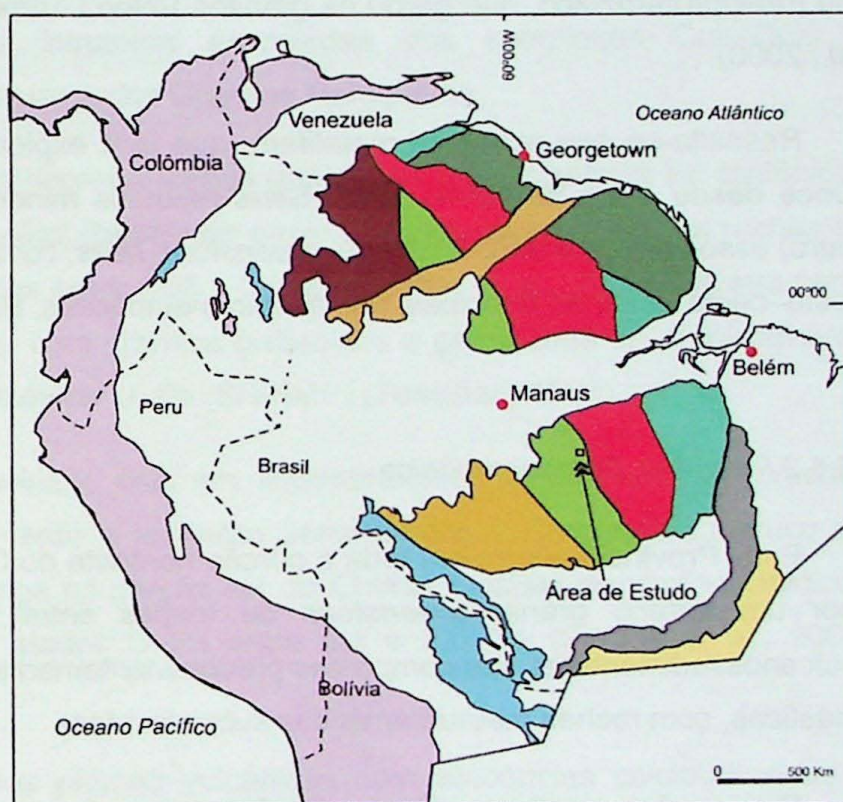
Fig.1: Compartimentação tectônica do Cráton Amazônico segundo Tassinari e Macambira, 2004.

Uma nova vertente de pensamento, no entanto, sugeria que as rochas cristalinas da Amazônia não se formaram apenas durante o Arqueano e o Paleoproterozóico, mas

também teriam sido geradas por uma série de arcos magmáticos durante o Mesoproterozóico (Cordani *et al.*, 1979; Tassinari, 1996; Tassinari & Macambira, 2004).

A evolução do entendimento geológico da região em função de sucessivos mapeamentos, e principalmente com a ajuda de dados geocronológicos mais abundantes e confiáveis, em especial pelo método Rb–Sr, foi essencial para aprimorar a configuração geotectônica do Cráton Amazônico (Figura 1). Estes estudos permitiram, segundo Tassinari (1996a) separação de seis províncias geocronológicas: Amazônia Central (>2,5 Ga), Maroni–Itacaiúnas (2,2 – 1,9 Ga), Ventuari–Tapajós (1,9 – 1,8 Ga), Rio Negro–Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana–San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,25 – 1,0 Ga).

Novas datações U–Pb em SHRIMP (Santos *et al.*, 2000) forneceram a ferramenta para gerar uma compartimentação tectônica ainda mais detalhada, com a definição de sete províncias tectônicas (Figura 2), geradas por processos acrescionais de arcos magmáticos: Carajás (3,1 – 2,53 Ga), Transamazônica (2,25 – 2,0 Ga), Tapajós–Parima (2,1 – 1,87 Ga) e Rondônia–Juruena (1,75 – 1,74 Ga), ou por reciclagem de crosta continental, no caso das províncias Amazônia Central (1,8 – 1,7 Ga), Rio Negro (1,86 – 1,52 Ga) e Sunsás (1,33 – 0,99 Ga). Por fim, há uma província caracterizada como uma zona de cisalhamento, pouco conhecida, denominada K’Mudku (~1,2 Ga).



Províncias Tectônicas do Cráton Amazônico

Carajás Imataca	Transamazônica	Tapajós Parima	Amazônia Central	Rio Negro
		Rondônia Juruena	K'Mudku	Sunsás

Outras Unidades

Andes	Cráton S. Francisco	Faixa Araguaia
-------	---------------------	----------------

3.1.1 Província Carajás

Essa é a província mais antiga do cráton Amazônico, com idades variando de 3,1 a 2,53 Ga. Situa-se na porção leste do Cráton, no leste do Pará e no sudeste do Amapá, e, segundo os dados cronológicos obtidos por Santos *et al.* (2000), pode ser dividida em dois

ciclos de evolução crustal. O mais antigo, de 3.002 ± 14 até 2.960 ± 20 Ma, e o mais recente, entre 2.759 ± 2 e 2.573 ± 2 Ma.

O evento mais antigo resultou na formação de uma seqüência metavulcanossedimentar há aproximadamente 3 Ga, com granitóides intrusivos, como o Granodiorito Rio Maria e o Trondjemito Mogno, com idade próxima dos 2,87 Ga. Toda a seqüência sofreu metamorfismo regional por volta dos 2.861 Ga (Santos *et al.*, 2000).

Posteriormente ocorreu um grande evento vulcânico, representado pelas rochas riódacíticas do Grupo Grão Pará, de idade 2.759 ± 2 Ga, metamorfoisado por volta dos 2,57 Ga, seguido pela colocação das suítes graníticas Estrela e Velho Salobro, de ~2,5 Ga. Na região não foram observadas evidências de atividades tectônicas relacionadas o Transamazônico, mas houve o forte magmatismo intraplaca do Supergrupo Uatumã, no fim do Paleoproterozóico, que gerou os granitos Velho Guilherme, Pojuca e Carajás (Santos *et al.*, 2000).

Ressalta-se seu potencial metalífero, que já é explorado pela Companhia Vale do Rio Doce desde o fim dos anos 1960. Seus recursos minerais (principalmente ferro, cobre e ouro) associam-se a seqüências de *greenstone belts*, com *trend* estrutural aproximadamente leste-oeste, onde as principais rochas são metabasitos, BIFs e metassiltitos.

3.1.2 Província Transamazônica

Essa Província ocorre em toda a porção nordeste do Cráton Amazônico e caracteriza-se por um terreno granito-*greenstone* de idades entre 2,25 a 2,0 Ga. As seqüências vulcanossedimentares são compostas predominantemente por unidades metassedimentares clásticas, com rochas metaultramáficas subordinadas.

O cinturão orogênico Transamazônico se desenvolveu no Riáciano e os dados geocronológicos indicam uma grande correlação com o cinturão Birimian, no oeste da África (Santos *et al.*, 2000). A evolução geotectônica desta porção do cráton se iniciou com a geração de uma crosta juvenil, após a abertura oceânica, há cerca de 2,5 Ga. Após isso, houve convergência entre arcos de ilha, com magmatismo tonalítico-trondjemítico-granodiorítico (TTG) e seqüências *greenstone* no intervalo de 2,18 a 2,14 Ga (Tassinari & Macambira, 2004).

Segundo Tassinari & Macambira (2004), após o fechamento da bacia de ante-arco, houve sedimentação clástica e diversas intrusões graníticas (~2,1 Ga), associadas a uma fase de transcorrência.

Rochas dessa idade também ocorrem ainda no centro do estado do Amapá, em meio a um bloco remanescente de rochas neoarqueanas, incluindo os granulitos Cupixi, com idades Pb–Pb de 2,49 – 2,55 Ga (Lafon *et al.*, 1998 *apud* Santos *et al.*, 2000).

3.1.3 Província Tapajós–Parima

É nessa Província que se insere a área estudada. Esta unidade geotectônica, com rochas com idades situadas entre 2,1 e 1,87 Ga, é interpretada como um cinturão orogênico paleoproterozóico de direção noroeste–sudeste que se estende do Mato Grosso até a Venezuela.

A Província é formada predominantemente por rochas granito–gnáissicas de composição quartzo diorítica a granítica. Ocorrem também rochas supracrustais do Grupo Jacareacanga, além de rochas intrusivas associadas dos complexos Cuiú-Cuiú e Creporizão, da Suite Intrusiva Parauari e dos Granitos Maloquinha.

Na porção sul da província ocorrem rochas gnáissicas e migmatíticas sin-tectônicas metamorfasadas até a fácies anfibolito. Participam deste contexto geotectônico as rochas da Suite Intrusiva Parauari, com idades entre 1,98 e 2,0 Ga (Santos *et al.*, 2000). Na sua parte norte ocorrem rochas mais novas, com granitos gnáissicos e granitóides do embasamento com $1,835 \pm 17$ Ga, datados pelo método U–Pb (SHRIMP) (Tassinari, 1996).

Ao longo de toda a Província, ocorrem subordinadamente rochas supracrustais metamorfasadas em fácies xisto verde a anfibolito pertencentes à Formação Cinaruco na Venezuela e o Grupo Jacareacanga na porção sul do Cráton. Cristais de zircões clásticos destas unidades resultaram em idades U–Pb entre 2,1 e 2,0 Ga (Santos *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 2004).

Ocorrem ainda associações plutono–vulcânicas com tendências cálcio–alcalinas e composições ácidas a intermediárias, isentas de metamorfismo. As vulcânicas compõem os grupos Iriri e Teles Pires e as rochas plutônicas os granitos Maloquinha. Os granitos Maloquinha (1,88 a 1,89 Ga – U–Pb em zircão, Santos *et al.*, 2000) são álcali-granitos, monzogranitos e sienogranitos de composição subalcalina a alcalina metaluminosa. Relacionam-se a estas rochas plutônicas, os derrames intermediários a ácidos do Grupo Iriri, principalmente composto por riolitos, riodacitos e ignimbritos, com idade muito próxima da cristalização dos granitos Maloquinha, em torno de 1,87 Ga.

Capeando estas unidades ocorrem rochas sedimentares não deformadas do Grupo Gorotire e Beneficente, com idade mínima em torno dos 1.880 Ma já que são cortados por intrusões de granitos da Suite Maloquinha idade (Pessoa *et al.*, 1977 *apud* Tassinari &

Macambira, 2004). São basicamente unidades siliciclásticas com arenitos, metarcóseos e siltitos, além de calcários subordinados.

3.1.4 *Província Amazônia Central*

O contexto tectônico proposto para a Província Amazônia Central a define como um núcleo arqueano ao qual houve a acreção de diversos cinturões proterozóicos mais novos (Tassinari, 1996). Esta interpretação foi revista por Santos *et al.* (2000), que restringiram a área de ocorrência de rochas arqueanas às regiões de Imataca, Venezuela e Carajás, bem como caracterizaram a Província da Amazônia Central como composta por rochas de origem cratogênica, representadas por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (grupos Irii, Burro-Burro, Surumu e Iricoumé), granitos tipo A (suites Intrusivas Maloquinha, Saracura e Mapuera), grupos de sedimentação clástica fluvial e de plataforma (grupos Palmares, Roraima e Gurupi) e diques e *sills* tholeiíticos (Intrusões Avanero, Crepori e Quarenta Ilhas). Estas rochas foram formadas entre 1,88 e 1,7 Ga, e não há evidências de rochas arqueanas na região.

3.1.5 *Província Rio Negro*

Localiza-se no extremo noroeste do Brasil e é uma das porções menos conhecidas e estudadas geologicamente. É formada predominantemente por rochas graníticas e poucos remanescentes de espessas coberturas de arenitos quartzosos, além de sedimentos cenozóicos.

O embasamento da região compreende rochas graníticas foliadas ou bandadas, com os granitóides Içana e Uaupés intrusivos. Há poucos dados de campo disponíveis, o que dificulta até mesmo a distinção entre as unidades do embasamento e suas intrusivas. As poucas datações foram feitas na porção Venezuelana da Província, com idades entre 1859 ± 47 Ma (Gnaiss Macabana) a cerca de 1783 ± 35 Ma (Granito Cassiquiare) (Gaudette & Olszewski, 1985, *apud* Santos *et al.*, 2000).

As rochas mais novas da região datam de cerca de 1,5 Ga. Pertencem Grupo Tunuí, uma seqüência metassedimentar dobrada invadida pelas suítes intrusivas Içana e Uaupés, com idades U–Pb 1.518 Ma (Santos *et al.*, 2000). Nas rochas do grupo Tunuí ocorrem os únicos depósitos auríferos da região, do tipo *paleoplacer*.

3.1.6 Província Rondônia–Juruena

Inicialmente os dados Rb–Sr obtidos por Tassinari (1996), sugeriam idades distintas para os blocos Rondônia (1,45 – 1,30 Ga) e Juruena (1,80 – 1,55 Ga). Após a comparação de dados U–Pb e U–Pb SHRIMP por Santos *et al.* (2000), foi observado que as idades em ambas as porções cratônicas são semelhantes e correspondentes, situadas entre os 1,74 – 1,54 Ga, pertencendo, portanto, à mesma província. Também não foram observadas idades em torno de 1,45 Ga, o que pode significar a ausência de um cinturão orogênico relacionado à Orogenia Rodoniana – San Ignacio.

3.1.7 Província Sunsás

Situada no extremo oeste do cráton Amazônico, é a província mais nova conhecida na região. Os eventos tectônicos e a formação das rochas desta porção do cráton se deram durante o intervalo entre 1,33 e 0,99 Ga, sendo que as primeiras rochas a serem datadas com idades do final do mesoproterozóico foram os granitos estaníferos de Rondônia, com idades Rb–Sr de 1.011 Ma (Santos *et al.*, 2000).

As rochas da Província Sunsás parecem ter, por sua geocronologia, relações com o evento colisional Grenviliano, referente à formação do supercontinente Rodinia, que corresponde à fusão do Laurentia com o Cráton Amazônico, entre 1,2 e 1,1 Ga. Este evento gerou acreção de material juvenil na porção mais a oeste da Província Sunsás, isolada no contato com o cinturão Andino. A maior parte da província, no entanto, é caracterizada por dobramento e retrabalhamento crustal de rochas mais antigas (Santos *et al.*, 2000).

Localmente, o evento Grenviliano ocorreu há cerca de 1 Ga, e foi responsável por gerar um cinturão móvel de *trend* noroeste, presente tanto na Bolívia (Cinturão Sunsás – Litherland & Bloonfield, 1981, *apud* Tassinari & Macambira, 2004) como no Brasil (Cinturão Aguapeí – Saes & Fragoso César, 1994, *apud* Tassinari & Macambira, 2004), caracterizando o ciclo tectônico Sunsás.

Rochas pós-grenvilianas compreendem as suítes intrusivas de granitos rapakivi (granitos estaníferos de Rondônia), *pipes* alcalinos (Teotônio), álcali-basaltos (suítes Nova Floresta e Siriquiqui) e uma formação sedimentar conhecida por Pacaás Novos.

3.2 A Província Aurífera do Tapajós

A região de estudo se encontra na denominada Província Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000), ou cinturão móvel Ventuari–Tapajós (Tassinari, 1996). É caracterizada como um cinturão orogênico que se estende na direção NW–SE desde o norte do Mato Grosso até Parima, em Roraima.

A Província Tapajós–Parima foi formada após o evento orogênico Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000), entre 2,1 e 1,87 Ga. Colisões oceano–continente geraram sucessivos arcos magmáticos, o principal deles associado com um evento de subducção com mergulho para leste a aproximadamente 1,9 Ga, que resultou na formação do arco magmático Parauari (Santos *et al.*, 2000). A esse evento seguiu-se o vulcanismo intermediário a ácido do Grupo Iriri e intrusões graníticas pós-colisionais, como as rochas da suíte Maloquinha (1,87 – 1,864 Ga) (Lamarão *et al.*, 2002).

Quanto à estratigrafia (Figuras 3 e 4), a unidade mais antiga da região é o Grupo Jacareacanga. Caracteriza-se principalmente por suas rochas supracrustais – xistos (mica-quartzo-feldspato xistos, talco xistos e actinolita xistos), *metacherts* e quartzitos micáceos e ferruginosos. Há ainda *hornfels* nos contatos desta unidade com a Suíte Intrusiva Parauari. As rochas do Grupo Jacareacanga ocorrem orientadas na direção NW–SE a NNW–SSE, com xistos muito foliados, dobrados metamorfisados em grau metamórfico baixo a médio (Coutinho, 2008). Datações em zircão detrítico fornecem idades de 2.875 e 2.100 Ma (Santos *et al.*, 2000).

O Grupo também está em contato tectônico com o Complexo Cuiú-Cuiú (~2,0 Ga), composto por rochas metamórficas de médio a alto grau, incluindo gnaisses variados, anfibolitos, granodioritos e tonalitos. São importantes por serem, em alguns locais, encaixantes de mineralizações auríferas. Tanto o Complexo Cuiú-Cuiú como o Grupo Jacareacanga são entendidos como gerados por um evento colisional da orogenia Cuiú-Cuiú (Vasquez & Rosa-Costa, 2008).

A Suíte Creporizão, com idades de 2,00 a 1,96 Ga, se coloca estratigraficamente acima das unidades supracitadas. É composta essencialmente de granitóides cálcio-alcalinos, cuja geração associa-se à fase sin- a pós-orogênica (Lamarão *et al.*, 2000).

Um outro evento magmático ocorreu na fase final da orogenia, resultando na formação de granitos do tipo A, tais como o Granito Carochal e os corpos da Suíte Maloquinha, de idades em torno de 1,88 Ga.

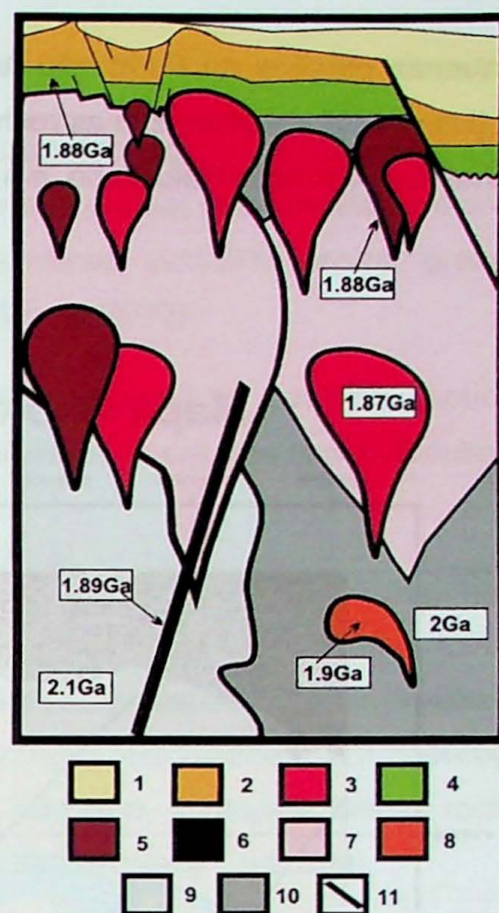
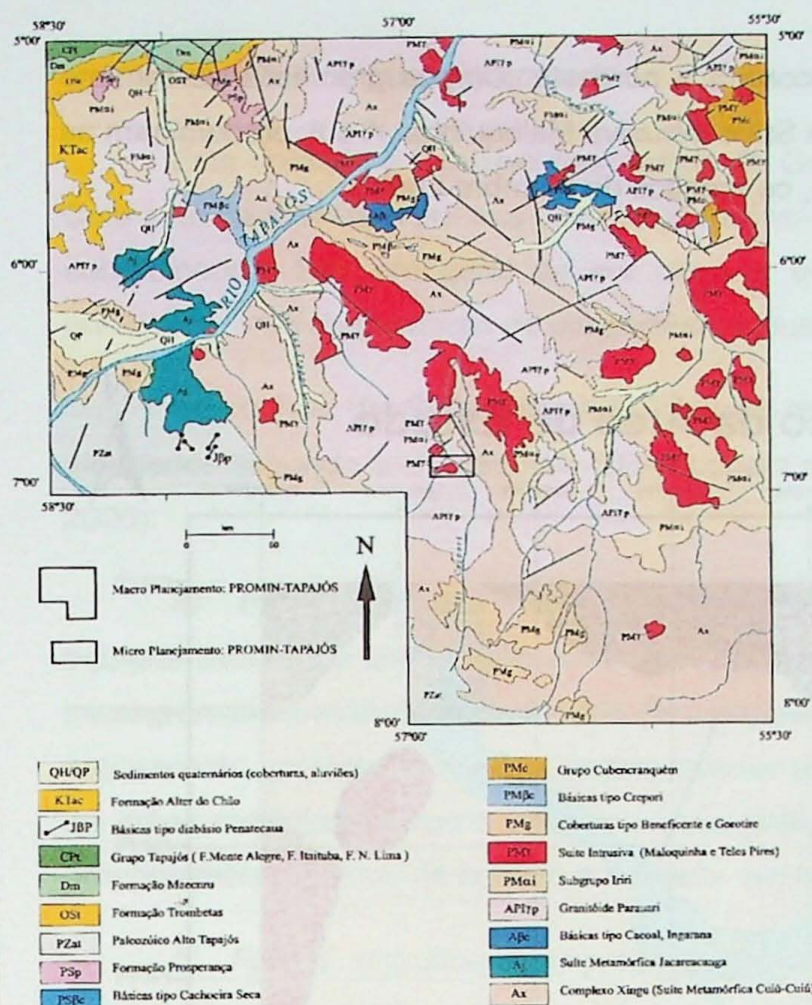


Figura 3. Mapa geológico da Província Aurífera Tapajós (Coutinho, 2008). Figura 4. Coluna estratigráfica esquemática da PAT, simplificada de Juliani *et al.* (2002): 1) Formação Buiúçu. 2) Grupo Iri – Fm. Aruri e Salustiano – 3) Suíte Intrusiva Maloquinha. 4) Fm. Bom Jardim. 5) Granitos Batalha e Rosa de Maio. 6) Suíte Intrusiva Ingarana. 7) Suíte Intrusiva Parauari. 8) Suíte Intrusiva Creporizão. 9) Complexo Cuiú-Cuiú. 10) Grupo Jacareacanga. 11) Zonas de cisalhamento.

São muito comuns também as rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e subordinadamente intermediárias do Grupo Iri, que compõe o Supergrupo Uatumã, por vezes constituindo um magmatismo fissural de composição riodacítica (Leite, 1995). As rochas da Formação Vila Riozinho faziam parte do Grupo Iri, mas foram dele separadas devido às suas características geoquímicas distintas e pela idade mais antiga (Lamarão *et al.*, 2000).

3.3 Geologia da Área de Estudo:

A geologia da área de estudo compreende 5 grupos de litologias, sendo eles a Suíte intrusiva Parauari, o Grupo Iri, a Suíte Intrusiva Maloquinha e os arenitos do Membro Lontra.

Segundo o recorte do mapa geológico da Folha Tapajós (SB-21) para a área de estudo (Figura 5), pode-se observar que os litotipos predominantes são as rochas do Grupo Iri – principalmente da Formação Salustiano – ocupando toda a região central da área.

Pequenas porções da Formação Aruri ocorrem a nordeste. Corpos graníticos de formato elíptico a leste e a oeste são as rochas da Suíte Intrusiva Maloquinha. A sul, predominam as rochas da Formação Salustiano, e a norte, os arenitos do Membro Lontra.

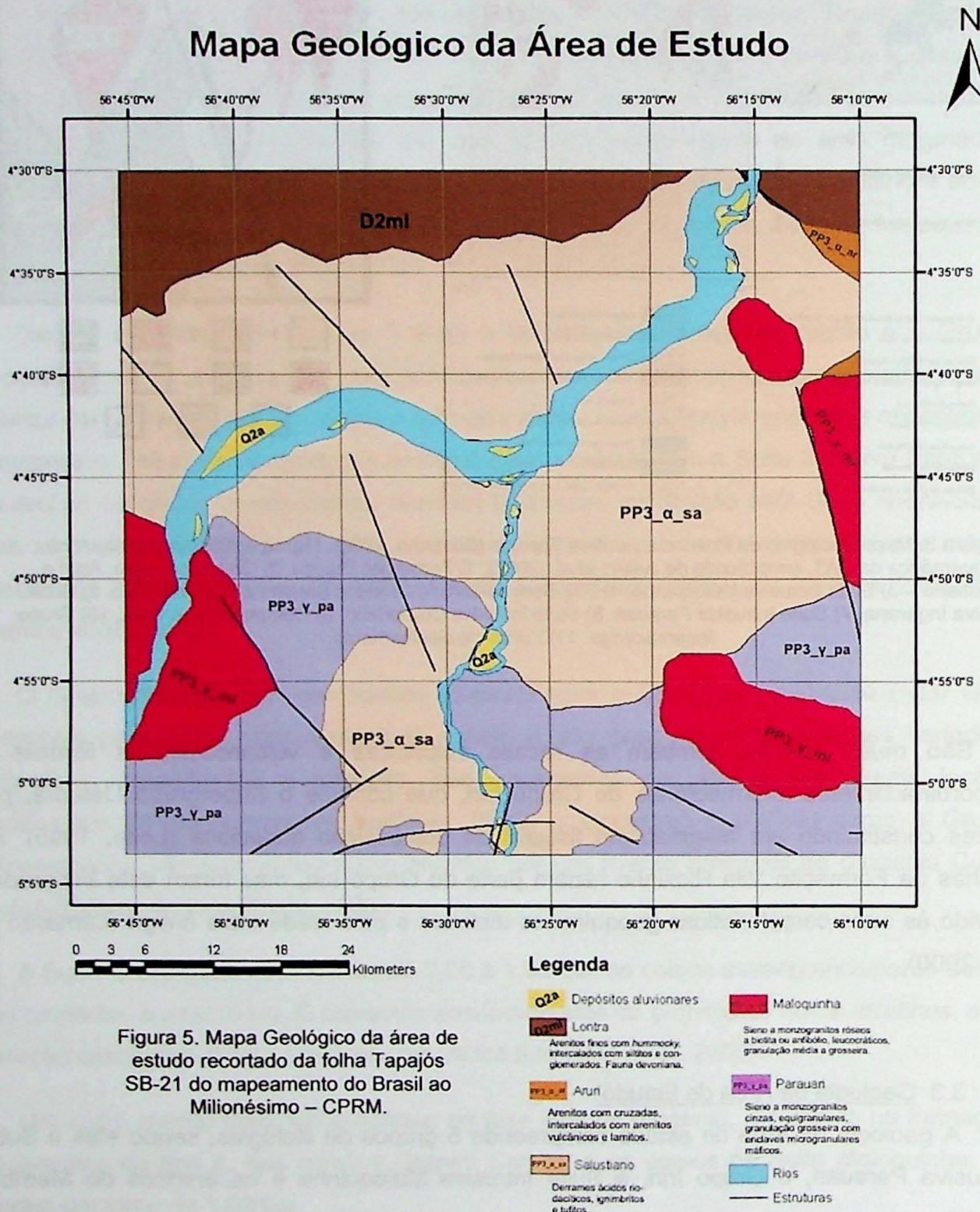


Figura 5. Mapa Geológico da área de estudo recortado da folha Tapajós SB-21 do mapeamento do Brasil ao Milionésimo – CPRM.

3.3.1 A Suíte Intrusiva Parauari

Esta unidade é intrusiva nas rochas do Grupo Jacareacanga e do Complexo Cuiú-Cuiú e se caracterizam por sua composição sieno- a monzogranítica, com tonalitos e dioritos subordinados. São em geral de cor cinza e equigranulares, podendo ocorrer granitos porfíricos, com megacristais de plagioclásio e quartzo (Misas, 2010).

As rochas da Suíte Intrusiva Parauari ocorrem em *stocks* ou batólitos elípticos, alongados segundo a direção NW–SE, e podem ser subdivididas em três fácies (Coutinho, 2008):

a) *Fácies granodiorítica*, caracterizada por granodioritos e monzogranitos equigranulares, de granulação média a grossa, de cor cinza. Podem ocorrer encaves microgranulares máficos decimétricos, de composição diorítica a quartzo diorítica. Apesar de seu aspecto geralmente maciço, podem ocorrer porções mais tectonizadas com orientação de grãos conferindo à rocha uma aparência gnáissica. Não raro, a intrusão destas rochas provoca metamorfismo de contato e *hornfels* em rochas do Complexo Cuiú-Cuiú.

b) *Fácies granítica*: compreende monzogranitos e sienogranitos a biotita e hornblenda. São rochas porfíricas, de cor rosa a rosa-acinzentado, de granulação média a grossa, predominantemente leucocráticas, por vezes com texturas *rapakivi*. Não raramente apresentam estruturas de fluxo magmático, dado pela orientação de cristais euhédricos de feldspatos.

c) *Fácies granítica a titanita*: ocorre de modo subordinado e é caracterizada por rochas mais avermelhadas, leucocráticas, com textura equigranular média a grossa e composição monzogranítica, com biotita e a hornblenda como máficos predominantes.

Idades obtidas por método U–Pb (SHRIMP) em zircão resultaram em 1.883 ± 4 Ma e 1.870 ± 12 Ma, segundo Santos *et al.* (2001).

3.3.2 Grupo Iriri:

O Grupo Iriri, pertencente ao Supergrupo Uatumã, compreende as formações Salustiano e Aruri, ambas expostas na área.

A Formação Salustiano compõe derrames ácidos, com riolitos, riolacitos e dacitos, além de diversos corpos ignimbritos e tufitos, por vezes invadidas por granitos e pórfiros, que resultaram no desenvolvimento de diversos tipos de alteração hidrotermal, ora muito intensas (Juliani *et al.*, 2002; Juliani *et al.*, 2005), ora de veios ou *stockworks* de quartzo

ricos em ouro (Coutinho, 2008). A textura das rochas é geralmente porfirítica e suas cores variam de vermelho-acastanhado (riolitos) a cinza-amarronzada (dacitos).

Para as rochas desta formação, foram obtidas idades em torno dos 1.888 ± 2 Ma (Vazquez *et al.*, 1999).

Aflora subordinadamente na área a Formação Aruri, que compreende uma grande variação de rochas vulcanoclásticas, principalmente tufos ácidos, ignimbritos, conglomerados e arenitos vulcânicos. Os sedimentos vulcanoclásticos são formados principalmente por quartzo, feldspato e fragmentos de cristais e rochas. Têm cor cinza, granulação média a grossa e mal selecionados, com clastos angulosos.

A Formação Aruri é caracterizada por apresentar estratificações plano-paralelas, e cruzadas acanaladas, além de laminações convolutas e leitos de arenitos vulcânicos com intercalações de lamitos, formados pela sedimentação em ambiente de grandes lagos continentais nas proximidades de vulcões (Coutinho, 2008).

3.3.3 Suíte Intrusiva Maloquinha

Essa Suíte é composta por corpos de granitos alcalinos gerados em ambientes anorogênicos, constituindo tipicamente *stocks* elípticos, alongados na direção NW–SE. As rochas são leucocráticos de cor rosa-avermelhada, cuja composição pode variar entre álcali-feldspato granito, sienogranito e monzogranito. Há predominância de ortoclásio perítico em relação ao microclínio. Não raro, podem apresentar textura *rapakivi*, e quimicamente, se correspondem a granitos peraluminosos subalcalinos a alcalinos (Misas, 2010).

Essas rochas são divididas em duas fácies, os granitos com biotita, compostos por sieno- e monzogranitos leucocráticos de cor rosa-avermelhada; e os granitos Maloquinha com anfibólio, cuja ocorrência é mais rara, restrita à porção central da Província Aurífera do Tapajós. Sua cor é rosa-acinzentado, sua granulação é mais fina e são composicionalmente classificados como micromonzogranitos (Coutinho, 2008).

3.3.4 Membro Lontra

O Membro Lontra é o membro superior da Formação Maecuru, pertencente ao Grupo Urupadi – representante da sedimentação eodevoniana/eocarbonífera da Bacia do Amazonas. Caracteriza-se por uma seqüência de arenitos de cor cinza a branca, com estratificações cruzadas, intercalados entre conglomerados e com raras ocorrências de siltitos. A grande importância desta unidade geológica é a ocorrência da fauna devoniana

mais rica do país, em porções interpretadas como tempestitos marinhos – arenitos finos com *hummocky* (Ponciano, 2007).

3.4 Os Depósitos Epitermais dos tipos *High- & Low-sulfidation*

Segundo Henley (1993), os depósitos minerais epitermais são produtos de sistemas hidrotermais convectivos gerados por calor magmático nos 5 a 10 km superiores da crosta.

Os fluidos associados ao magma félsico são muito importantes neste contexto por serem os responsáveis pela geração de depósitos sub-vulcânicos de Cu, Cu–Mo, ou de Au do tipo pórfiro, bem como vulcânicos de Au, Ag e Cu do tipo epitermal. Dentre as características químicas que controlam o transporte e a concentração de metais preciosos e de base em eventos hidrotermais incluem-se o estado de oxidação, a sulfetação e a ionização. A sulfetação é de importância fundamental para a caracterização de depósitos epitermais (Einaudi, 1994).

Os depósitos do tipo *high-* e *low-sulfidation* levam este nome simplesmente pelo estado de oxidação do enxofre contido nas soluções hidrotermais que os geram. Depósitos do tipo *high-sulfidation* são gerados a partir da oxidação dos fluidos ácidos onde o enxofre tem seu estado de oxidação +4, ocorrendo na forma de SO₂, resultando na formação de sulfatos, enquanto que depósitos *low-sulfidation* têm fluidos geradores ricos em S²⁺, na forma de H₂S (Hedenquist *et al.*, 2000), que geram sulfetos. Alguns autores chamam estes depósitos também de *acid-sulphide* e *adularia-sericite*, respectivamente (Henley, 1993).

Depósitos do tipo *low-sulfidation*, se formam a temperaturas mais altas, entre os 200 e 300 °C e próximos ao sistema plutônico gerador, em profundidade de até 1 km.

Sua gênese está intimamente relacionada com a ebulição das salmouras hidrotermais. A ebulição ou *boiling* ocorre devido às mudanças das condições de pressão e temperatura, ocasionando uma rápida perda de CO₂, o que faz com que o pH da solução aumente drasticamente, gerando deposição de minerais como a calcita e a adularia, bem como sulfetos aos quais se associam o ouro e a prata (Hedenquist *et al.*, 2000). Sendo assim, um ambiente ideal para a formação de um grande depósito deste tipo seria na interface intrusão–encaixante, com sucessivos pulsos magmáticos colocados em rochas pouco fraturadas (Figura 6) (Einaudi, 1994).

Alguns autores sugerem a distinção entre ambientes de formação dos depósitos *low-sulfidation* pela análise de sua paragênese. Segundo Corbett (2002), os depósitos *low-sulfidation* podem ser de dois tipos, os desenvolvidos em ambientes de arco ou os desenvolvidos em ambientes de *rift*. Isso pode ser determinado pela mineralogia da

alteração – se predominam minerais de origem ígnea, então o ambiente é de arco. Caso os minerais dominantes sejam oriundos da alteração hidrotermal, então o ambiente tectônico é de *rift*.

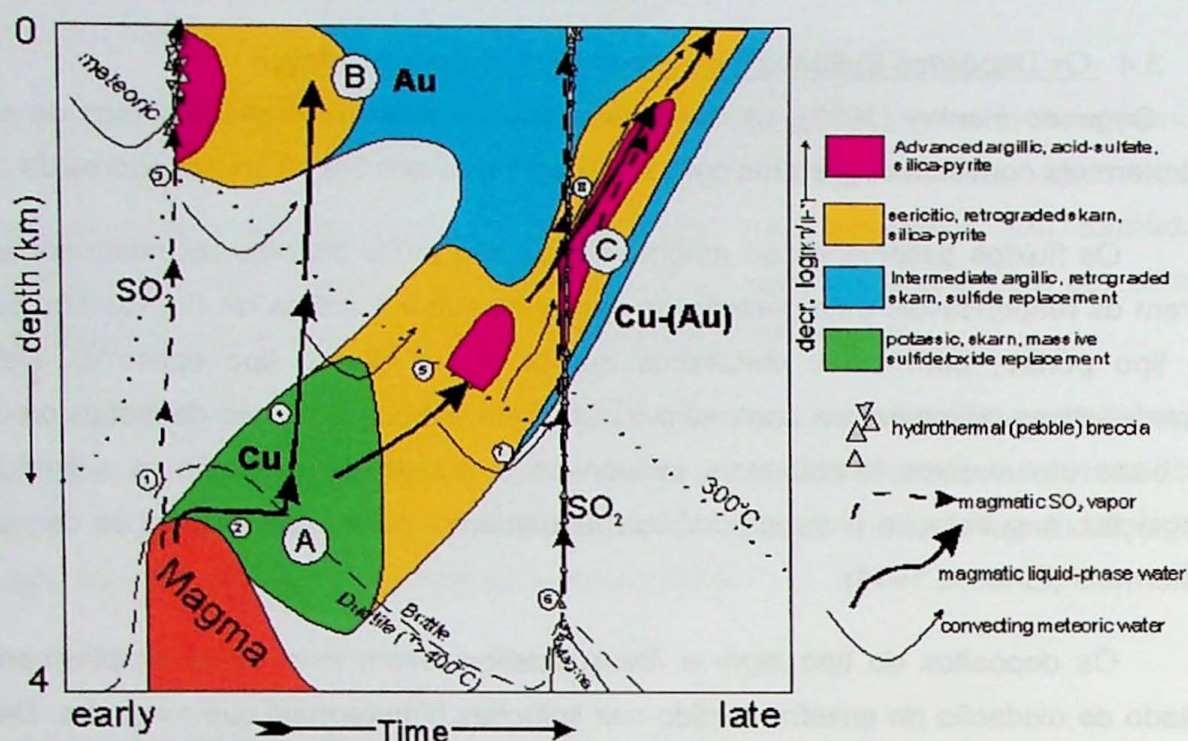


Figura 6. Esquema mostrando os ambientes de formação de depósitos tipo *high-* (C) e *low-sulfidation* (A). Ambiente B é intermediário (Einaudi, 1994).

Por sua vez, depósitos do tipo *high-sulfidation* se formam a partir de fluidos hidrotermais em posições mais rasas da crosta, com temperaturas mais baixas e mais distantes da intrusão geradora. Nas condições físico-químicas pós-*boiling*, o restante do enxofre está na forma de SO₂, sendo carregado na forma de vapor. A deposição deste enxofre na forma de sulfato depende da mistura destes vapores com água freática, o que levaria à oxidação e deposição. Os sulfosais são comuns nesses depósitos, principalmente a luzonita e a enargita (seu polimorfo de alta temperatura), mas pode ocorrer pirita associada. Esse tipo de mineralização pode formar depósitos filonianos de sulfetos maciços, com pouca extensão, mas teor muito alto, também conhecidos como depósitos do tipo Bonanza (Henley, 1993).

Os fluidos que geram depósitos tipo *high-sulfidation* são enriquecidos em voláteis e derivados de intrusões ácidas em profundidade, desde que não haja alta taxa de diluição pelas águas freáticas antes da interação final com a rocha encaixante. A injeção destes fluidos na rocha se dá através das fraturas e condutos de brechas freatomagmáticas, que proporcionam uma ascensão rápida para a superfície terrestre. A depressurização rápida desses fluidos faz com que principalmente o SO₂, mas também o HCl, o CO₂ e o HF reajam com a água freática e o O₂ nela contido, gerando altas concentrações de H₂SO₄ e outros ácidos (Corbett, 2002).

4 Materiais e Métodos

O presente estudo enfocou a utilização das técnicas tradicionais da geologia, principalmente a petrografia e a geoquímica, juntamente com técnicas de sensoriamento remoto e SIG – Sistema de Informação Geográfica.

O estudo petrográfico foi realizado em microscópios da marca Olympus, modelo BX-40. As imagens obtidas para o relatório foram capturadas por uma câmera *infinity1*, de 1,3 Megapixel, acoplada a um microscópio também de marca Olympus, modelo BX-51 – material gentilmente cedido pela CPRM de São Paulo.

A caracterização petrográfica de vulcânicas e granitos do Grupo Iriiri permitiu a seleção de 8 amostras previamente coletada pelo orientador para realização de geoquímica de rocha total. Devido a problemas técnicos, os últimos resultados analíticos foram recebidos apenas nas vésperas da entrega desse trabalho, razão pela qual não foi possível o uso adequado dos dados. Os elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_{3T} , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) foram analisados por fluorescência de raios X e os elementos-traço e terras raras foram determinados por ICP-MS (*Inductively coupled plasma emission spectrometry*) em pastilha fundida por metaborato/tetraborato de lítio e digestão em ácido nítrico no AcmeLabs. As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGc-USP e enviadas ao para análise.

Para os estudos de microscopia eletrônica de varredura (MEV) foi utilizado o equipamento modelo LEO 430i de marca Zeiss, do Laboratório de Microscopia Eletrônica do Instituto de Geociências da UNICAMP.

Para a obtenção das imagens de satélite, foi utilizado o site do *Global Land Cover Facility*, serviço *on-line* fornecido pela Universidade de Maryland (EUA) - <http://glcfapp.glcf.umd.edu:8080/esdi/index.jsp>. A imagem utilizada foi obtida pelo sensor ETM+ do satélite Landsat 7 (Nasa, *Landsat Program*, 2001). Os dados SRTM - foram gentilmente cedidos pela DISERE – Divisão de Sensoriamento Remoto – da CPRM de São Paulo.

O pré-tratamento e a geração de composições em falsa cor foram realizados através do programa de visualização de imagens ENVI®. O tratamento de dados cartográficos e geração de modelos digitais de terreno foi realizado utilizando o programa ArcGis, da ESRI.

4.1 Métodos Aplicados em Sensoriamento Remoto

A região foi inicialmente estudada através da análise de imagens do sensor Landsat-ETM+ (*Enhanced Thematic Mapper*) obtidas no GLCF- *Global Land Cover Facility* (acesso

em <http://glcf.umiacs.umd.edu>). O tratamento digital foi feito com programa computacional Envi®.

O sensor ETM+ possui 8 bandas espectrais. As bandas 1, 2 e 3, correspondem à região do visível do espectro eletromagnético e compreendem, respectivamente, os seguintes intervalos de comprimento de onda 0,45 a 0,52 μm ; 0,52 a 0,60 μm e 0,63 a 0,69 μm . A banda 4 capta o intervalo entre 0,76 a 0,90 μm , correspondente ao infravermelho próximo (NIR). As bandas 5 e 7, com intervalos de comprimento de onda, respectivamente, entre 1,55 e 1,75 μm e entre 2,08 e 2,35 μm correspondem ao infravermelho de ondas curtas (SWIR). A banda 6 situa-se na região do infravermelho termal (10,4 a 12,5 μm) e a banda 8 é pancromática (0,52 a 0,90 μm). As bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7 possuem resolução de 30 m, a banda 6 possui resolução de 60m e a banda 8 possui resolução de 15m (<http://geo.arc.nasa.gov/sge/landsat/l7.html>).

As imagens obtidas no GLCF já foram processadas para as correções geométricas, ortorretificação e registro cartográfico.

O pré-processamento das imagens compreendeu sua correção atmosférica e o processamento se deu por meio de um conjunto de técnicas coerentemente combinadas, visando a discriminação dos conjuntos litológicos aflorantes, sob a denominação geral de realce por geobotânica (Perrotta *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2009), descrita abaixo.

4.1.1 Correção Atmosférica

Para a utilização das imagens, é necessário realizar um pré-processamento, que consiste em retirar o melhor possível a influência da atmosfera na obtenção dos dados espectrais. Isto é feito por meio da subtração, banda a banda, dos valores excedentes devidos ao espalhamento atmosférico. Para a avaliação dos valores a serem subtraídos de cada banda espectral combina-se os métodos de remoção do pixel escuro e da quebra dos histogramas. Ele consiste em reconhecer na banda 7 – que representa a região do espectro com menor influência atmosférica – as feições de corpos de água limpa ou sombras absolutas (que devem ter nível de cinza próximo a zero) e avaliar, por meio de perfis espectrais, os valores de nível de cinza das outras bandas nestas feições. Para comprovação da estimativa, os valores determinados são confrontados com a primeira quebra dos histogramas das bandas espectrais. Desta forma evita-se subestimar e, principalmente, superestimar os valores determinados para subtração.

4.1.2 Realce por Geobotânica em Imagens ETM+

A geobotânica refere-se ao estudo do substrato através da observação da flora, principalmente focada na busca de mineralizações. O ser humano se utiliza de observações da cobertura vegetal como reflexo do substrato há séculos, principalmente relacionando deficiências na saúde das plantas – senescência precoce, atrofia – a ocorrências de minérios (Agricola, 1556, *apud* Perrotta *et al.*, 2008).

Em regiões densamente florestadas como a porção centro–norte da América do Sul e grande parte da América Central, África central e sudeste da Ásia, o acesso a afloramentos rochosos é geralmente muito difícil, seja por falta de estradas, trilhas, etc, pela ausência de rochas frescas devido ao clima úmido e quente. Nessas regiões o uso de imagens de satélite fica também comprometido, já que não há informação espectral referente ao substrato propriamente dito, o que faz com que o uso da geobotânica por sensoriamento remoto constitua uma importante ferramenta para cartografia geológica e para identificação de zonas de alteração hidrotermal.

O tratamento de imagens de satélite para a geobotânica consiste em realçar as diferenças entre a população de uma floresta, no que se refere aos teores foliares de pigmentos (clorofila e antocianina), água e compostos bioquímicos, tais como açúcares e lignina, além da resposta do albedo, característica essa influenciada pela arquitetura do dossel florestal (Almeida *et al.*, 2007; Perrotta *et al.*, 2008; Almeida *et al.*, 2009).

Para tanto, o procedimento adequado (Almeida *et al.*, 2009; Perrotta *et al.*, 2009, modificado de Almeida & Souza-Filho, 2004), consiste em:

1. Pré-tratamento da imagem, incluindo a correção atmosférica e a geração de máscara de processamento para todo o tipo de cobertura que não vegetal – corpos d'água, ocupação humana, nuvens – de forma a desconsiderar esta informação na modelagem geobotânica.
2. Geração de um conjunto de razões de bandas com a banda 4 – infravermelho próximo, região do espectro na qual a vegetação apresenta a maior reflectância no numerador, e as demais, uma a uma no denominador, gerando um total de 5 razões de bandas.
3. Aplicação de análise por principais componentes (APC) no conjunto de razões, com cálculo das componentes baseado na matriz de variância–covariância. O objetivo deste processamento é a decorrelação da informação redundante, concentração da informação de interesse em componentes específicas e segregação de ruídos.

4. Análise dos resultados estatísticos da APC selecionando-se as componentes mais representativas da resposta espectral desejada para combinação em tripletes que representem a variação da informação.
5. Aplicação de filtro do tipo passa-baixa proporcional de 17 elementos nas componentes geradas para suavização de feições de alta frequência, seguida da geração de composições coloridas em RGB.
6. Reintegração da informação textural e de albedo, perdida nas razões de bandas, através da fusão por transformação IHS dos tripletes RGB com a componente 1 (PC1) da APC sobre o conjunto de bandas originais calculada com base na matriz de correlação.

4.1.3 Pré-tratamento de imagens de RADAR aeroportado

Foram utilizadas também nesse trabalho imagens de RADAR aeroportado obtidas da base de dados da CPRM – projeto SAR-SIPAM, levantamento BR163, com resolução de 6 metros.

O intuito de utilizar estas imagens foi a interpretação das estruturas da área em maior detalhe. Observando-se a Figura 5, percebe-se que as estruturas do mapa geológico ao milionésimo não satisfazem o nível de detalhe deste estudo. A análise pormenorizada das falhas e fraturas a partir de uma imagem de alta resolução é importante para caracterizar as principais direções dos lineamentos e, no enfoque da prospecção mineral, essa análise fornece dados para associar as ocorrências minerais às estruturas presentes na região.

O pré-tratamento das imagens de satélite consiste primeiramente em efetuar o registro dos segmentos a serem utilizados. Com a ferramenta do programa ENVI® - *map > registration > select GCPs: image to image*, pode-se utilizar uma imagem já georreferenciada da região para obter os dados de referência geográfica para as imagens de radar.

Após este procedimento os segmentos devem ser tratados para corrigir o padrão de antena. Cada equipamento de RADAR do tipo SAR (sigla em inglês para RADAR de Abertura Sintética) trabalha com uma certa angulação da antena em relação ao eixo normal de voo (Figura 7). Isso faz com que os sinais de eco sejam perceptíveis com maior intensidade em certas porções da faixa imageada do que em outras, gerando um padrão em *degradé* (<http://www.radartutorial.eu>).

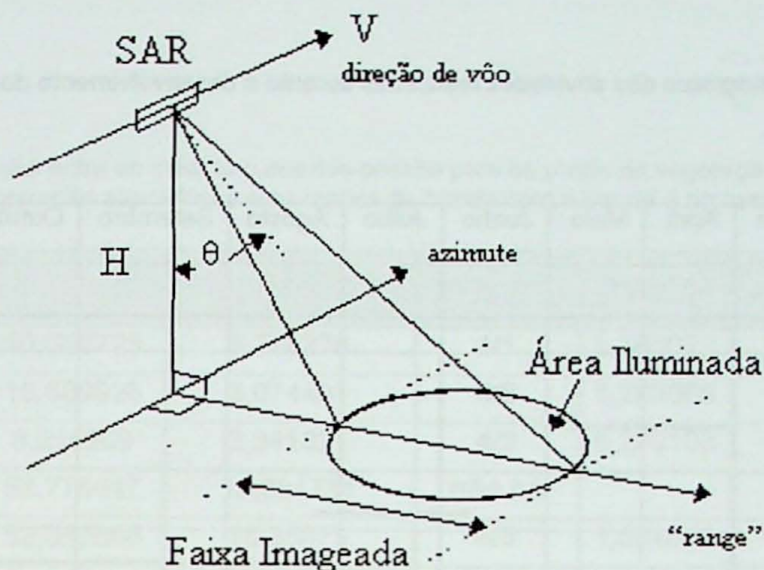


Figura 7. Esquema de funcionamento de um sensor SAR aeropoportado. θ é o ângulo entre a direção normal (NADIR) e a antena. Retirado de <http://www.dpi.inpe.br/spring/teoria/radar/radar.htm>

O padrão de antena pode ser corrigido no programa ENVI®, com a ferramenta RADAR > *antenna pattern correction*. O padrão de antena pode ser do tipo linear – se o *degradé* varia na direção norte-sul – ou colunar – caso o *degradé* seja na direção leste-oeste da imagem, o que deve ser observado para realizar a correção.

Finalmente, procede-se com uma filtragem para suavização do ruído *speckle*. Este ruído é gerado principalmente pela rugosidade das superfícies imageadas. No caso de uma floresta, em que o dossel florestal gera uma superfície muito irregular, o *speckle* gera o aspecto pontilhado observado nas imagens. Isto pode ser suavizado através da ferramenta do ENVI®: RADAR > *adaptive filters* > *enhanced frost*.

5 Desenvolvimento do Trabalho

O resumo do trabalho durante o ano está contido na Tabela 1. Durante o primeiro semestre do ano, foi realizada a pesquisa bibliográfica preliminar, com a construção do conhecimento de base para o desenvolvimento do trabalho, tanto no conhecimento sobre a geologia da região, como no que se refere ao desenvolvimento de depósitos epitermais e em sensoriamento remoto.

Tabela 1. Cronograma das atividades realizadas durante o desenvolvimento do trabalho.

	Março	Abril	Maio	Junho	Julho	Agosto	Setembro	Outubro	Novembro
Revisão Bibliográfica	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____	_____
Tratamento de imagens de satélite		_____	_____						
Laminação				_____	_____				
Petrografia						_____	_____	_____	_____
Integração de dados em SIG				_____	_____	_____	_____	_____	_____

Após esta fase, foram feitos os estudo petrográficos e a preparação de amostras para a geoquímica. Também foi realizada uma etapa preliminar de MEV, onde foi possível ter melhor entendimento do quimismo dos minerais de alteração hidrotermal, em especial dos sulfetos e suas inclusões.

Ainda no primeiro período do ano, foram realizadas as primeiras análises de imagens de satélite e a geração das composições com realce por geobotânica.

Durante o segundo semestre, o trabalho ganhou consistência com outra etapa de análises em MEV, desta vez com definição da composição química dos minerais por EDS. Houve ainda a continuidade na petrografia e na pesquisa bibliográfica. Foi realizada, por fim, a fotointerpretação das imagens, com o auxílio de modelos digitais de terreno e recortes do mapa geológico da base da CPRM – 1:1.000.000 e a redação da monografia.

6 Resultados Obtidos

6.1 5.1 Sensoriamento Remoto

5.1.1 Realce das imagens imagens ETM+ pelo método da Geobotânica

A Tabela 2 apresenta a variação estatística das bandas da imagem submetidas à correção atmosférica e das razões de bandas produzidas, considerando apenas os pixels de vegetação. Notam-se os altos valores de desvio padrão da banda 4, representando uma maior quantidade de informação em relação às outras bandas da imagem. O mesmo ocorre com as razões 4/1 e 4/3, com altos valores de média e desvio padrão.

Tabela 2. Relação entre as médias e desvios-padrão para os pixels de vegetação entre a imagem com correção atmosférica e as razões de banda com a banda 4 no numerador.

Banda	Média	Desvio Padrão	RAZÕES	Média	Desvio Padrão
1	10,060723	3,774276	4/1	5,785072	2,345163
2	10,689926	3,674491	4/2	5,283069	1,817827
3	9,219209	3,341331	4/3	6,230103	2,367838
4	59,776447	18,684731	não há		
5	52,367608	16,35873	4/5	1,054833	0,318037
7	21,709324	6,79212	4/7	2,550014	0,789216

A Tabela 3, por sua vez, mostra os coeficientes de correlação entre as razões de bandas considerando-se apenas os pixels de vegetação. Nota-se que os maiores valores de correlação se dão entre as razões que envolvem bandas do SWIR (razões 4/5 e 4/7). As razões que envolvem bandas do visível também apresentam alta correlação entre si. Os valores de correlação diminuem quando se comparam razões que envolvem bandas do SWIR com as que envolvem bandas do visível. Quanto à covariância observam-se valores baixos da razão 4/5 em relação às demais.

Tabela 3. Tabela composta por valores de covariância entre razões de bandas – negrito na diagonal inferior – e valores de correlação entre razões de bandas em itálico, na diagonal superior. Consideram-se apenas os pixels de vegetação.

R	4/1	4/2	4/3	4/5	4/7
4/1	5,499788	<i>0,870542</i>	<i>0,848894</i>	<i>0,734554</i>	<i>0,737527</i>
4/2	3,711207	3,304494	<i>0,883577</i>	<i>0,851093</i>	<i>0,842883</i>
4/3	4,713877	3,803196	5,606656	<i>0,788166</i>	<i>0,790855</i>
4/5	0,547867	0,492048	0,593536	0,101148	<i>0,977441</i>
4/7	1,365044	1,209248	1,477899	0,245338	0,622861

As Tabelas 4 e 5, de autovalores e autovetores das APCs, demonstram o quanto cada razão de banda contribuiu na geração das PCs. A Tabela 4 é referente à APC baseada na matriz de correlação, enquanto que a Tabela 5 traz os dados estatísticos da APC baseada na matriz de covariância. Para ambas as situações, as três primeiras componentes concentram a informação referente à região do visível. A PC4 apresenta pouco ruído, com grande contribuição da razão 4/7 e a PC5 tem forte contribuição da razão 4/5, mas também retém feições de ruído.

Tabela 4. Autovalores (AV) e autovetores correspondentes à APC com as PCs calculadas com base na matriz de correlção a partir do conjunto de razões de bandas com a banda 4 no numerador. Em itálico, componentes dominadas por ruído.

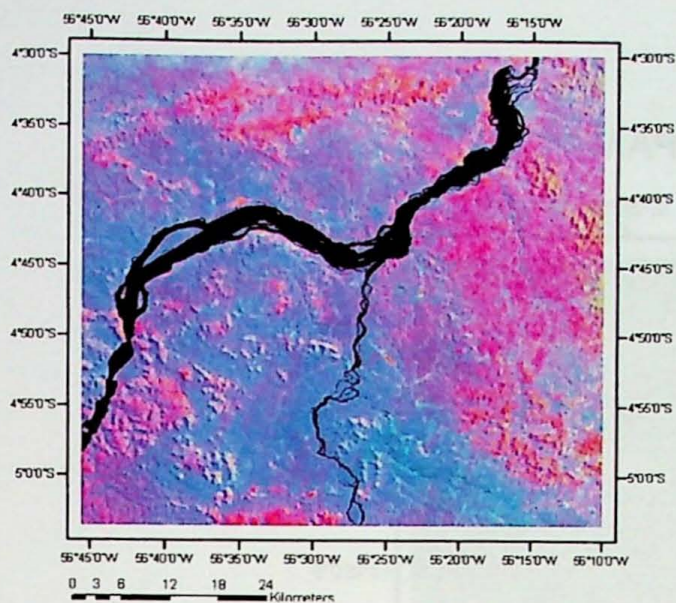
PC	AV	Autovetores				
		4/1	4/2	4/3	4/5	4/7
1	79,00%	- 0,6	- 0,46	- 0,61	- 0,071	- 0,17
2	13,90%	- 0,75	- 0,082	0,63	0,047	0,11
3	5,86%	- 0,24	0,76	- 0,46	0,146	0,34
4	1,10%	- 0,078	0,43	0,029	- 0,30	- 0,84
5	0,05%	- 0,004	- 0,019	0,002	- 0,93	0,34

Tabela 5. Autovalores (AV) e autovetores correspondentes à APC com as PCs calculadas com base na matriz de covariância a partir do conjunto de razões de bandas com a banda 4 no numerador. Em itálico, componentes dominadas por ruído.

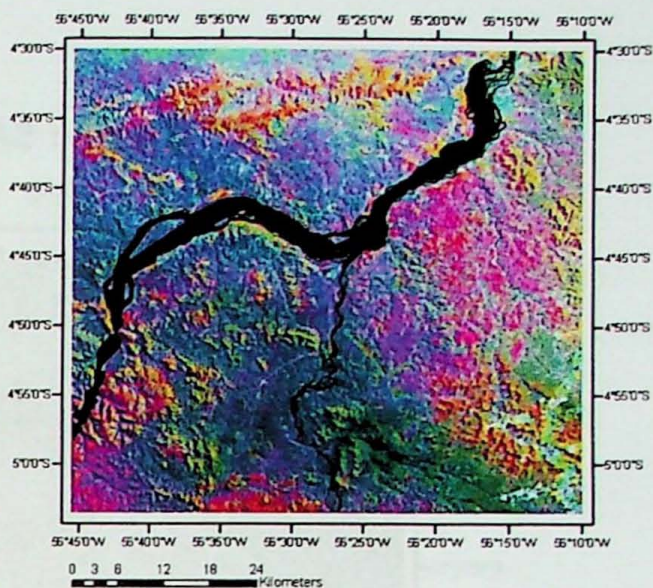
PC	AV	Autovetores				
		4/1	4/2	4/3	4/5	4/7
1	80,25%	- 0,69	0,366	0,62	0,01	0,038
2	13,95%	- 0,67	- 0,0034	- 0,74	- 0,0082	- 0,027
3	5,76%	- 0,296	- 0,93	0,25	- 0,0007	0,008
4	1,10%	- 0,01	0,0069	0,04	- 0,23	- 0,97
5	0,041%	- 0,0012	0,029	0,001	- 0,97	0,23

As figuras 7 a 12 mostram os resultados finais do realce por geobotânica aplicado aos dados ETM+ (NASA, Landsat program, 2001). Foram produzidas composições coloridas RGB combinando-se componentes calculadas ora pela matriz de correlação ora pela matriz de covariância. Os resultados se mostraram satisfatórios em ambos os casos, no entanto, percebe-se que as combinações de componentes geradas a partir da matriz de covariância apresentam uma maior variedade de cores.

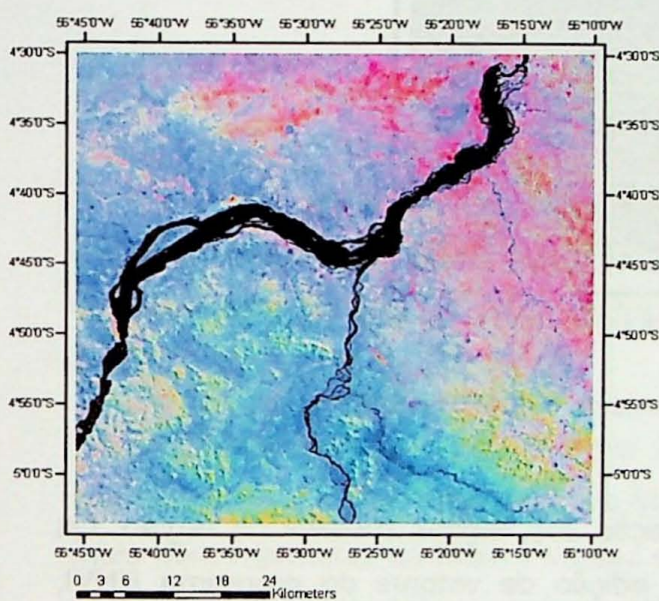
Geobotânica PCs 124 correlação



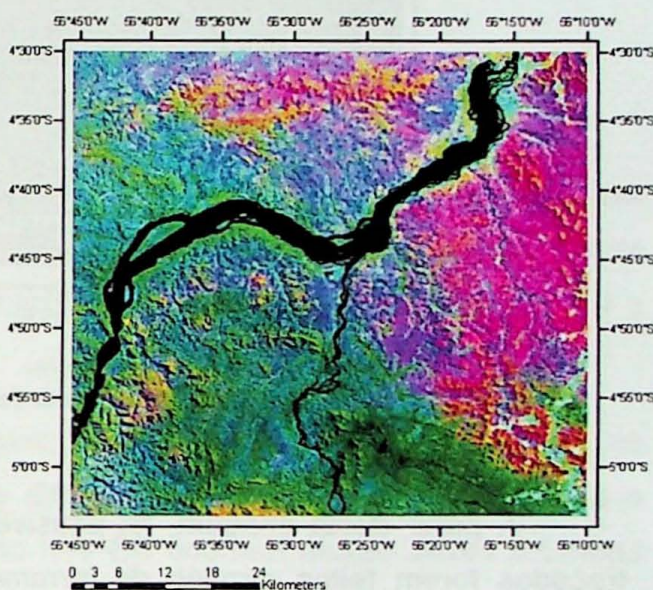
Geobotânica PCs 124 covariância



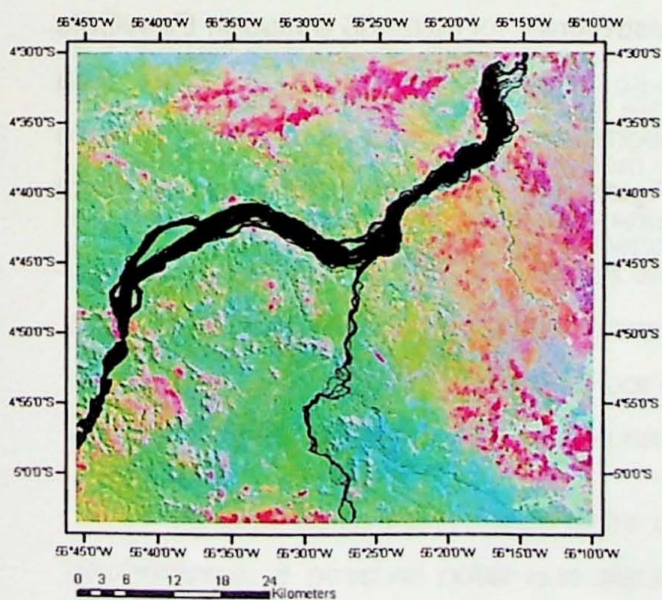
Geobotânica PCs 134 correlação



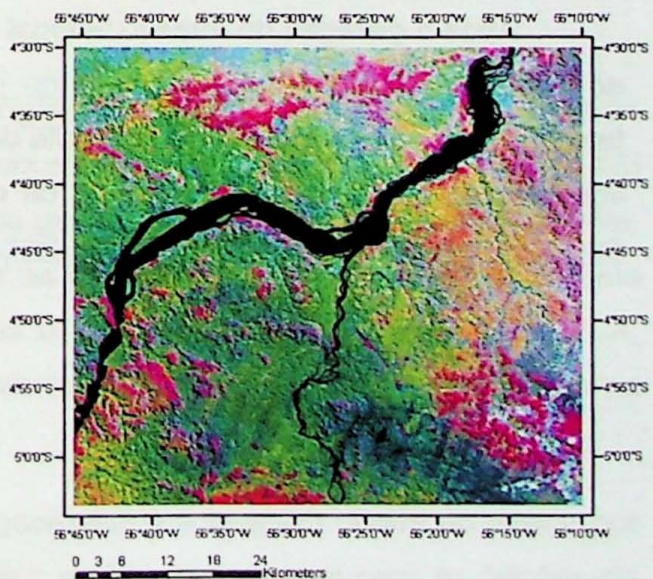
Geobotânica PCs 134 covariância



Geobotânica PCs 142 correlação



Geobotânica PCs 142 covariância



Figuras 7 a 12: Composições coloridas RGB das componentes principais geradas pelo método de realce por geobotânica, após a aplicação de filtro de passa-baixa (de 17 elementos) e fusão por HSV com a PC1 das bandas originais (baseada na matriz de correlação) como componente textural. Do lado esquerdo, PCs das razões de bandas geradas com base na matriz de correlação. Do lado direito, PCs geradas com base na matriz de covariância.

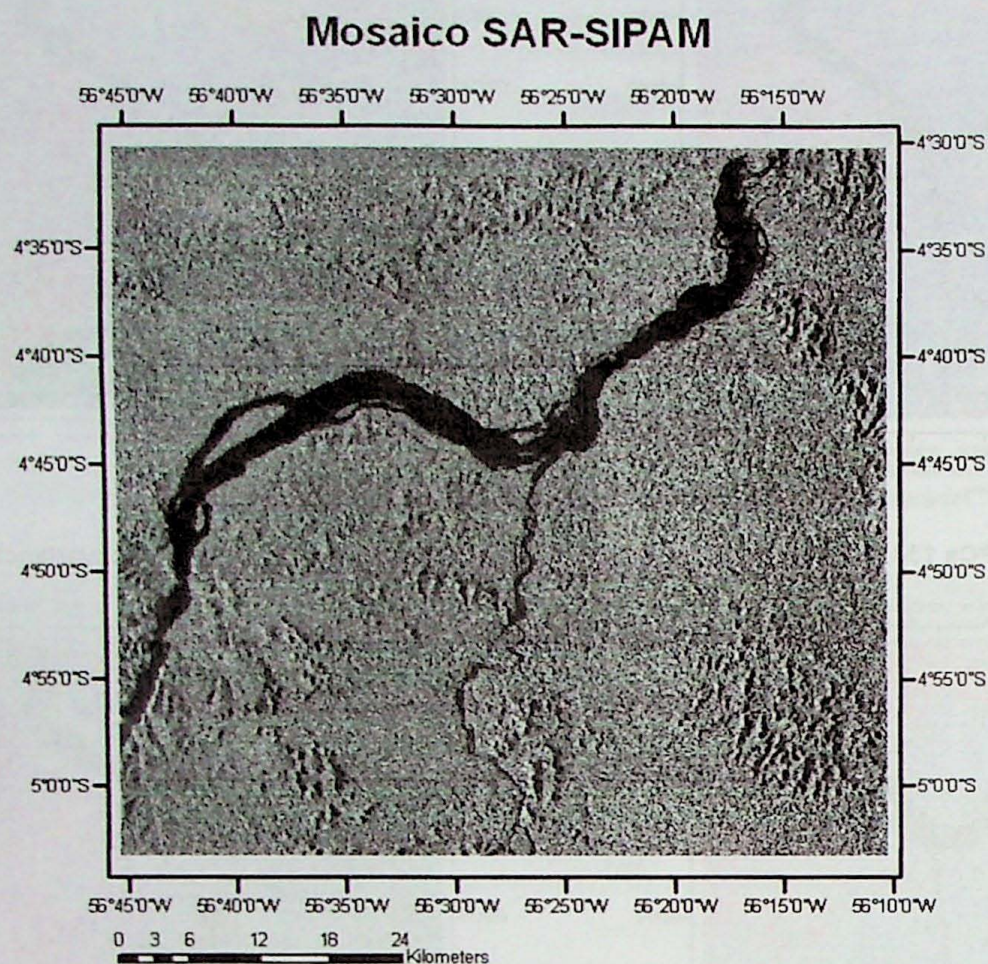


Figura 13. Mosaico gerado a partir de imageamento por RADAR tipo SAR.

A partir desta imagem, foi possível a extração das feições lineares da região. Os traçados foram feitos através de ferramenta de edição de vetores do programa ENVI, gerando a malha de estruturas dispostas no mapa reinterpretado mais adiante (Figura 17).

Após a geração do arquivo vetorial com as estruturas, foi utilizado o *plug-in* EasyCalc do programa ArcGIS, obtido em http://www.ian-ko.com/free/free_arcgis.htm. Com esta ferramenta é possível calcular o azimuth de cada segmento. Após obter as direções de cada lineamento, foi gerado um diagrama de roseta (Figura 14), utilizando o programa Rozeta (http://www.xentrik.net/software/publisher/pazera-software_com.html).

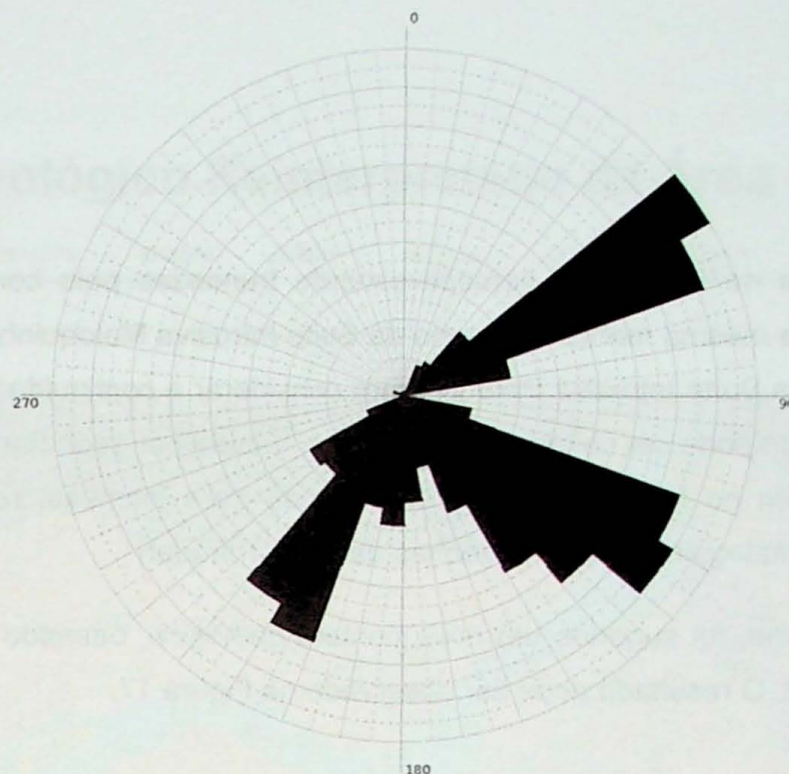


Figura 14. Diagrama de roseta mostrando as principais direções das estruturas da área de estudo.

Com a ajuda do diagrama, é possível separar 3 grupos de estruturas. O com maior expressão na área varia da direção N45E e N70E. O segundo grupo mais importante é o de direções entre N110E a N155E. As fraturas menos freqüentes são as de direção S05W a S40W.

Observando-se o traçado dos lineamentos, pode-se dizer também que além de ocorrerem com maior freqüência, as fraturas de direção NE–SW são as mais extensas e mais bem marcadas da área. Fraturas de direção NW–SE ocorrem muitas vezes próximas entre si e perpendiculares a fraturas NE–SW maiores, evidenciando uma possível direção de tração.

5.1.3 Interpretação dos resultados

A Figura 15 é o recorte do mapa geológico 1:1.000.000 da CPRM, folha SB-21 Tapajós da área. Em comparação com os resultados do realce por geobotânica (Figura 16) é possível observar forte correlação entre o mapa geológico obtido e a imagem de satélite, comprovando a eficiência do método em realçar as diferenças do substrato definidas pela flora. Notar que nas composições foram utilizadas as componentes PC1, PC2, PC3 e PC4, já que a PC5, apesar de importante por conter informações espectrais referentes à água na estrutura foliar (razão 4/5), contém muito ruído.

Apesar da alta correlação entre o mapa geológico e a imagem obtida do realce por geobotânica, é possível notar que alguns contatos estão discrepantes com as feições da imagem. É o caso do contato do Membro Lontra com a Formação Salustiano, a norte (seta). Os arenitos do Membro Lontra se destacaram fortemente na imagem tratada em cor

alaranjada na Figura 16, perceptivelmente truncados pelo contato desenhado no mapa original. Da mesma maneira, o corpo da Suite Intrusiva Maloquinha a sudeste, é posto em contato com a Suíte Intrusiva Parauari sem considerar a continuidade do corpo intrusivo para nordeste. Isto pode ser observado na imagem tratada por geobotânica com as PCs 1, 4 e 2, que mostram no local, porções avermelhadas mais intensas, relacionáveis com as rochas da Suite Maloquinha e não às rochas da Suite Parauari.

Desta forma, foi sugerido um novo contato geológico, baseado na interpretação da imagem realçada. O resultado pode ser observado na Figura 17.

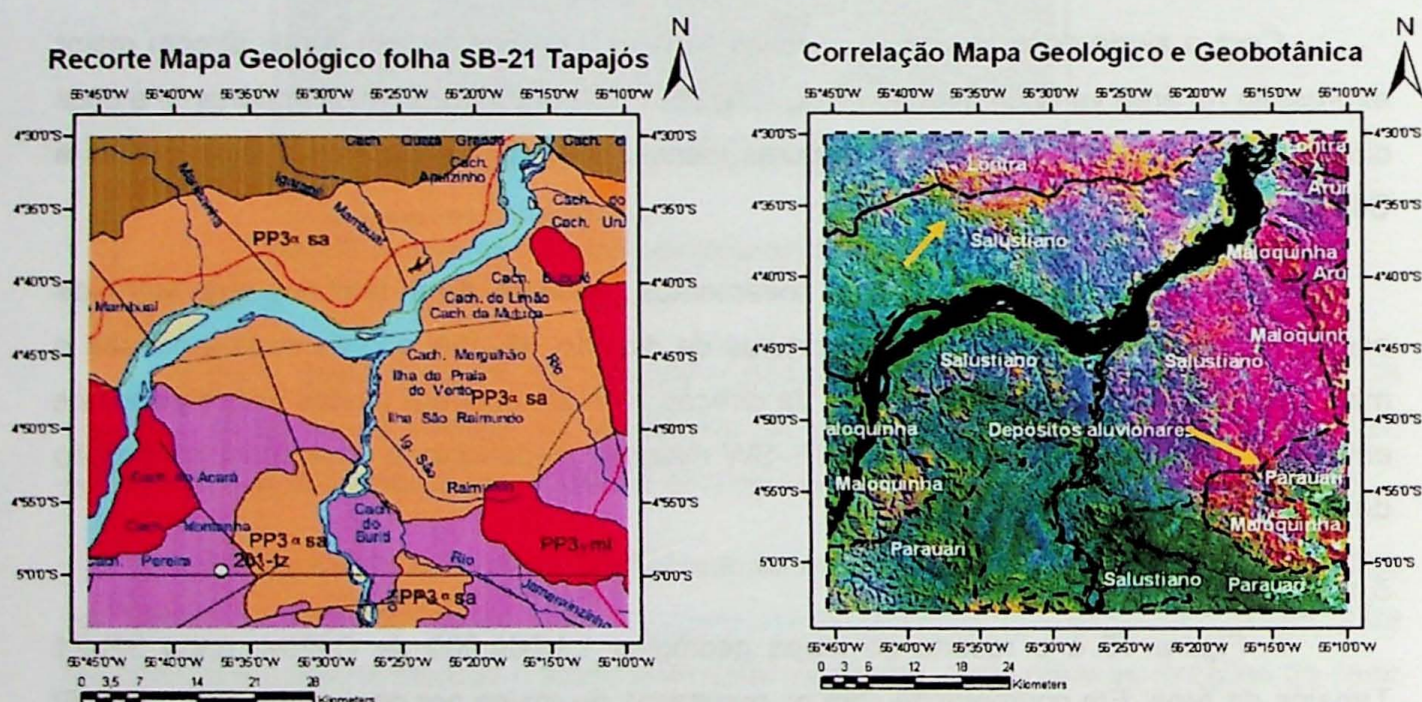


Figura 15: Recorte do mapa geológico do Brasil ao milionésimo, folha SB-21 Tapajós da área de estudo.
 Figura 16: Relação entre a imagem obtida por tratamento de geobotânica e o mapa geológico da área. PCs 1, 3 e 4. As setas apontam as discrepâncias entre os contatos e a informação da imagem.

Mapa Geológico Reinterpretado da Área de Estudo

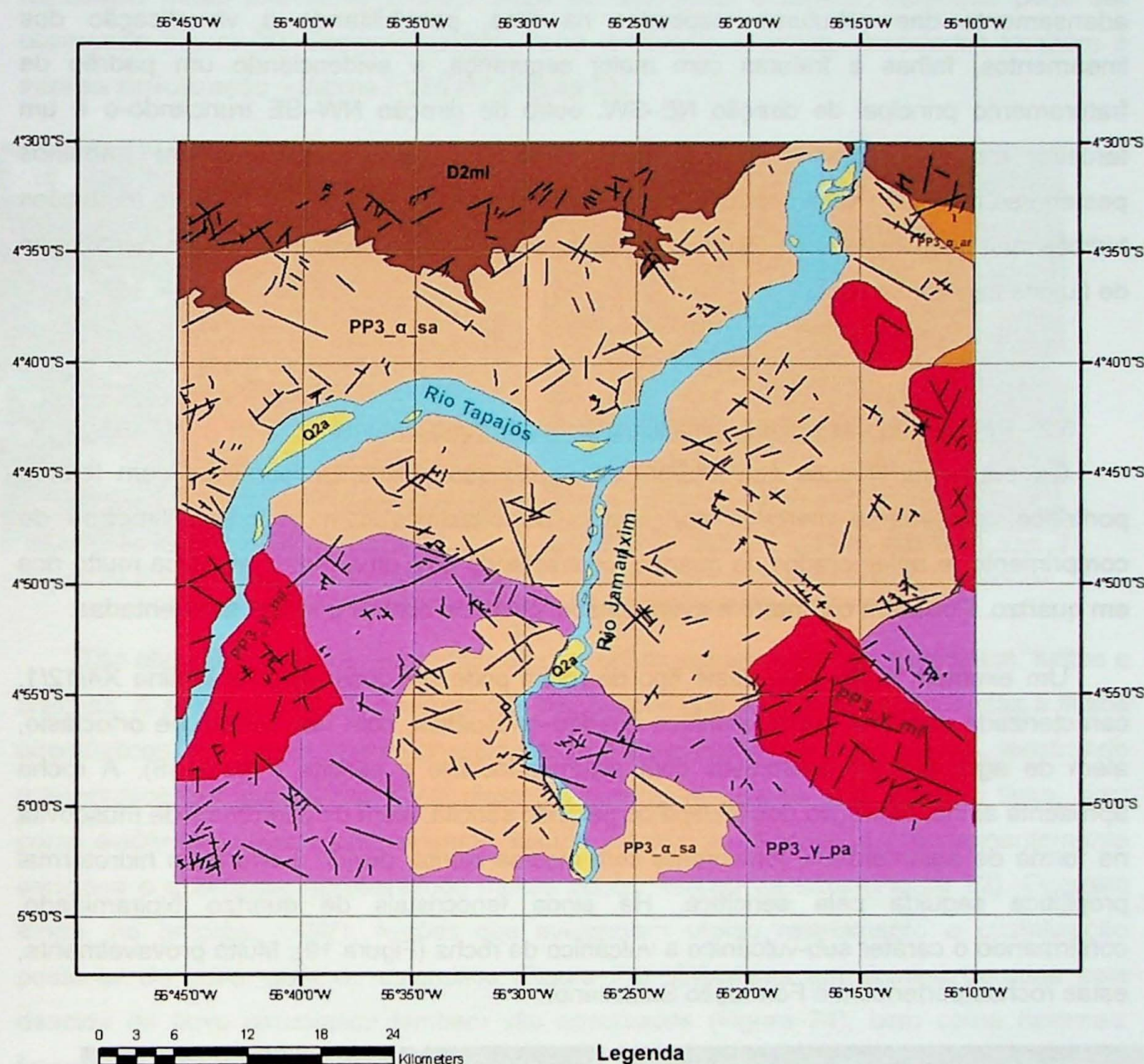


Figura 17. Reinterpretação geológica do mapa da CPRM ao milionésimo, folha SB-21, na área de estudo, a partir da interpretação dos produtos gerados pelo tratamento de dados de sensoriamento remoto (sensor multiespectral ETM+ e sensor SAR/R99B).

Legenda

- | | |
|--|--|
| Q2a Depósitos aluvionares | Maloquinha
Sieno a monzogranitos róseos a brancos ou amarelados, leucocráticos, granulação média a grossa. |
| D2ml Lontra
Arenitos finos com hummocky, intercalados com siltes e conglomerados. Fauna devoniana. | PP3_y_pa Parauan
Sieno a monzogranitos cinzas, equigranulares, granulação grossa com enclaves microgranulares máficos. |
| PP3_y_ar Arun
Arenitos com cruzadas, intercalados com arenitos vulcânicos e lamitos. | Rios |
| PP3_α_sa Salustiano
Derrames ácidos nodulosos, ignimbritas e tufos. | Estruturas |

A interpretação dos dados da missão BR-163 do SAR/R99B-SIPAM permitiu o adensamento das estruturas mapeadas na área, possibilitando a visualização dos lineamentos, falhas e fraturas com maior segurança, e evidenciando um padrão de fraturamento principal de direção NE–SW, outro de direção NW–SE truncando-o e um terceiro, menos expressivo com direções NNE–SSW. Uma sugestão para trabalhos posteriores na região seria o estudo da correlação entre as direções estruturais e as feições hidrotermais identificadas de forma a se distinguir as direções preferenciais de percolação de fluidos mineralizantes.

6.2 Petrografia das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã

Os principais litotipos que afloram na região são riolitos leucocráticos com textura porfírica, geralmente marcada por cristais de ortoclásio com poucos milímetros de comprimento, e aglomerados de quartzo, contrastando com uma matriz afanítica muito rica em quartzo. Possuem cor marrom-avermelhado, podendo ocorrer porções acinzentadas.

Um exemplo muito bom deste tipo de rocha pode ser observado na lâmina X4/12/1, caracterizada por uma matriz afanítica quartzo–feldspática, com fenocristais de ortoclásio, além de aglomerados quartzosos com algum ortoclásio e sericita (Figura 18). A rocha apresenta ainda, alteração dos feldspatos gerando sericita, além da ocorrência de muscovita na forma de aglomerados, juntamente com alguma clorita, devido à alteração hidrotermal propilítica seguida pela sericítica. Há ainda fenocristais de quartzo bipiramidado, confirmando o caráter sub-vulcânico a vulcânico da rocha (Figura 19). Muito provavelmente, estas rochas pertencem à Formação Salustiano.

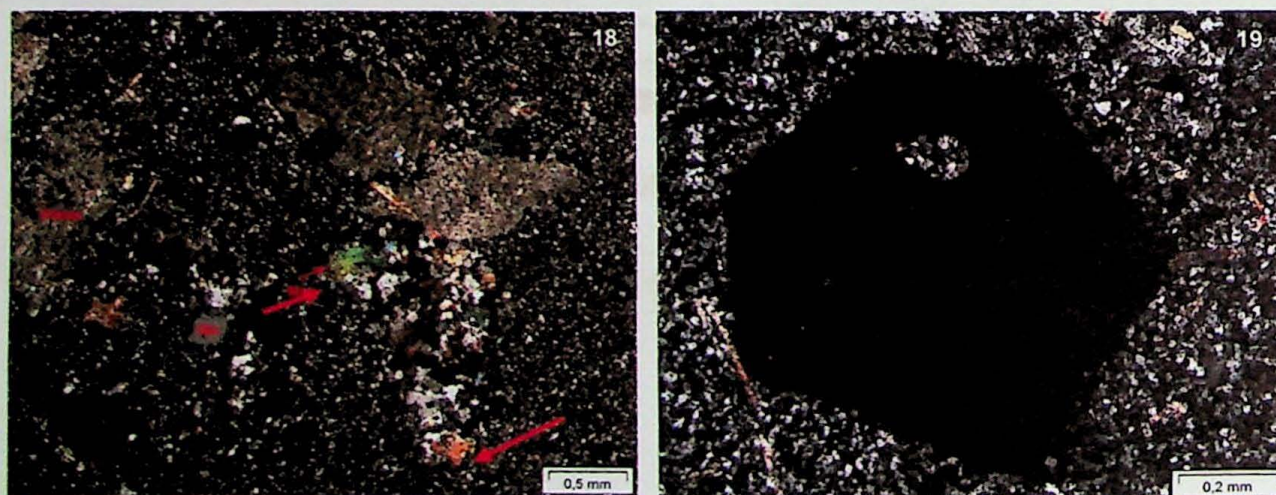


Figura 18: Detalhe dos pórfiros formados por feldspato potássico (à esquerda e na porção superior da imagem), bem como porções ricas em quartzo e muscovita (seta) sugerindo serem autólitos. Figura 19: quartzo bipiramidado no riolito porfírico.

Foram observadas ainda feições de forte alteração hidrotermal, principalmente intensa sericitização, comumente com adulária. Na lâmina FV6/2/50, praticamente todos os feldspatos estão totalmente recristalizados em muscovita e sericita, conforme pode ser observado Figura 20. Ocorrem também veios de fluorita e calcita, associados também à intensa sericitização – lâmina FV6/2/47 (Figura 21).

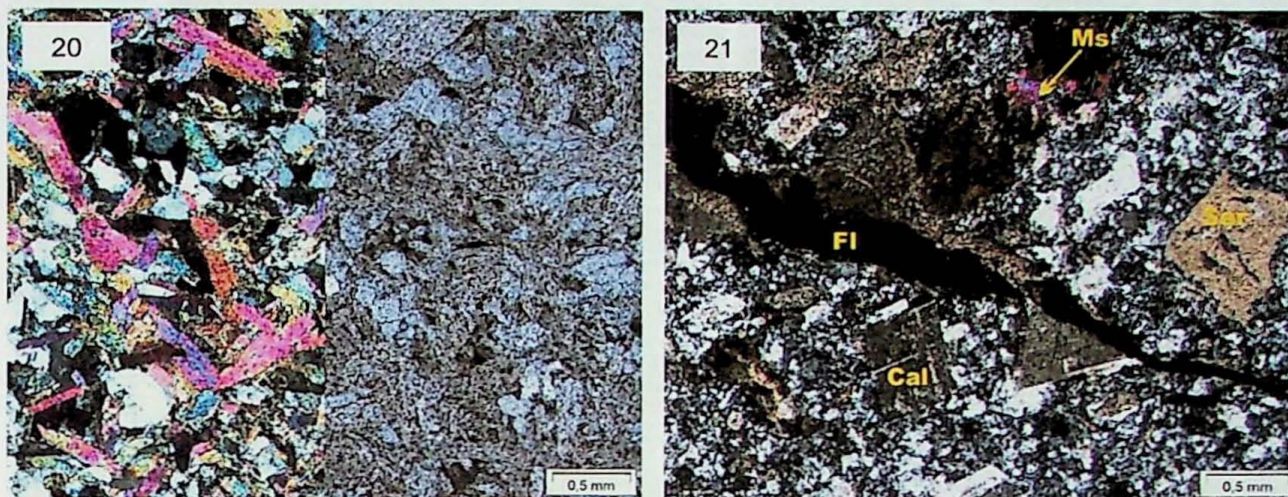


Figura 20. Pórfiro intensamente sericitizado. Notar os cristais de muscovita pseudomórficos, substituindo antigos feldspatos. Figura 21. Veio de fluorita, calcita e intensa sericitização.

Tão abundantes quanto os pórfiros são as rochas vulcanoclásticas: ignimbritos, tufitos e brechas. A amostra X4/21/2, por exemplo, traz feições que podem ser relacionadas a fluxos piroclásticos. Apresenta grande diversidade de fragmentos líticos e de cristais, mostrando granocrescência ascendente. Além disso, há clastos imbricados pela ação do fluxo, bem como evidências de autobrechamento – textura autotaxítica. A matriz é predominantemente sericítica e quartzosa, apresentando muitas vezes, feições de fluxo (Figura 22). Ocorrem ainda, na amostra X4/4/1, feições que evidenciam rápido resfriamento e cristalização posterior do vidro, gerando esferulitos (Figura 23). Estruturas em dominó geradas pela descida do fluxo piroclástico também são observadas (Figura 24), bem como *fiammes*: fragmentos de púmice estirados (Figura 25).

Dentre as rochas vulcanoclásticas, ocorrem ainda tufitos muito finos e tufos vítreos. São rochas afaníticas de coloração bege a acinzentada, podendo ser totalmente homogêneas, como a amostra FV6/2/24, com matriz praticamente composta por quartzo e sericita, provavelmente produto de devitrificação, seguida pela alteração hidrotermal (Figura 26). Rochas mais grossas, como tufos de cristais e arenitos com contribuição vulcânica também são comuns – lâminas FV6/2/28 – Figura 27. Nestas rochas, as alterações hidrotermais ocorrem na forma de propilitização, evidenciada por epídoto granular, calcita e clorita (Figuras 28 e 29).

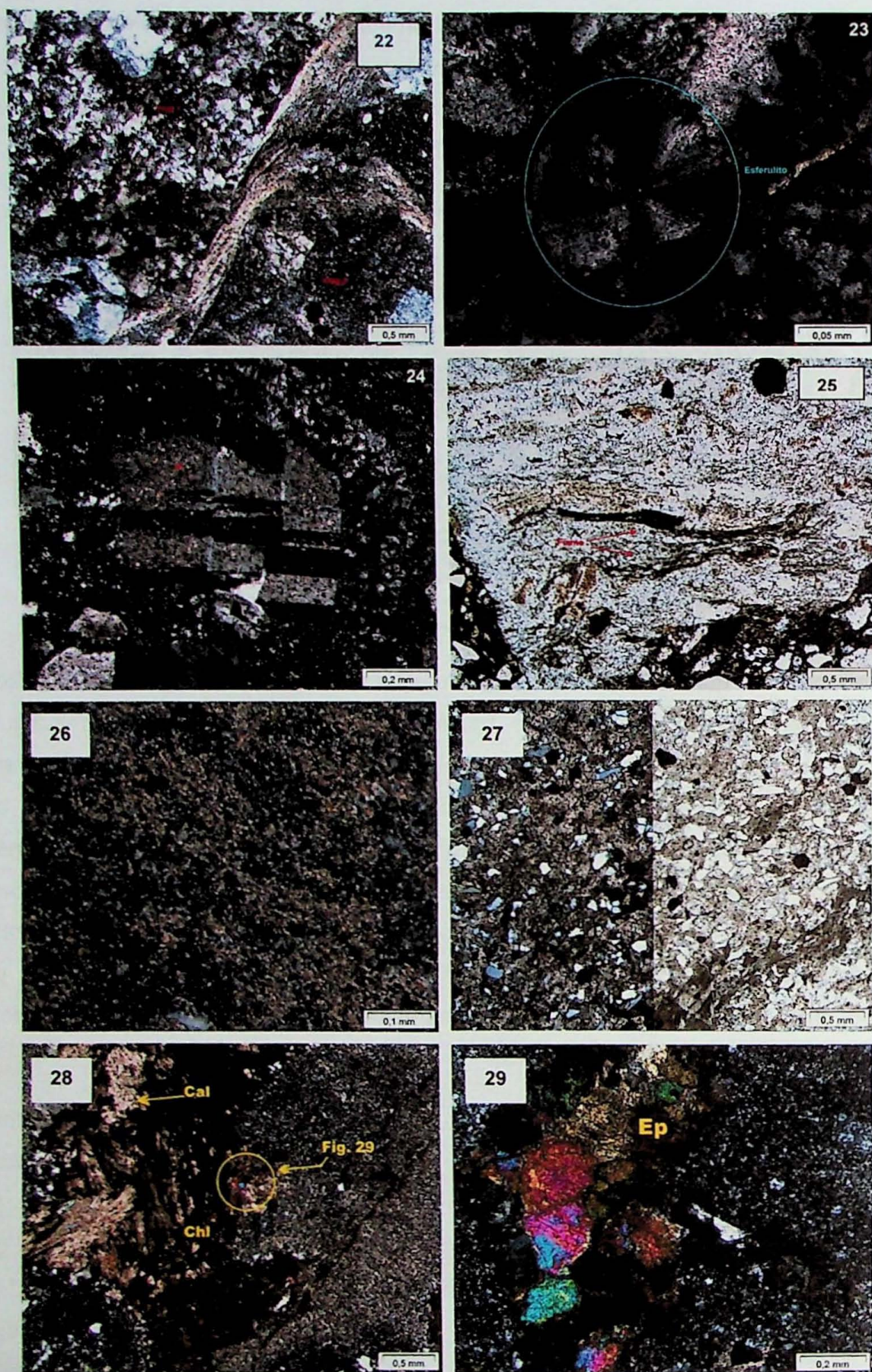


Fig 22: Fluxo de fluidos pervasivos entre dois fragmentos líticos. Fig.23: Esferulito em destaque. Fig. 24: Cristal de plagioclásio com fraturas em dominó. Fig. 25: *Fiamme* em destaque. Fig. 26: Tufo vítreo, com devitrificação marcada pela sericita. Fig. 27 Tufo de cristais com porções mais ricas em cinzas formando a matriz. Lado esquerdo com polarizadores cruzados e direito com paralelos. Fig. 28: Calcita fibrorradiada crescendo juntamente com clorita. Fig. 29: Detalhe da imagem anterior mostrando aglomerado de epidoto.

Em uma das amostras de tufo, ocorre uma forte concentração de sulfetos, disseminados em toda a rocha, com porções praticamente maciças (Figura 30). Estes sulfetos são majoritariamente compostos por pirita (90%) e calcopirita. Rochas tufáceas menos alteradas também ocorrem, mostrando clastos angulosos, cristais fraturados e fragmentos líticos dispersos numa matriz sericitica. Não raro, podem ocorrer veios de quartzo, evidenciando silicificação (Figura 31).

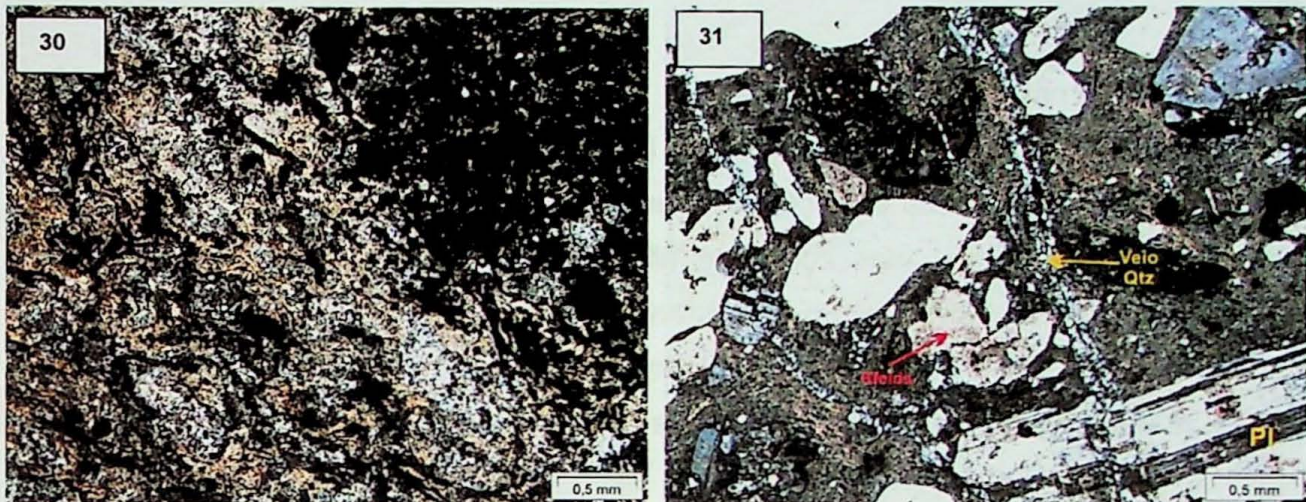


Figura 30. Sulfetos abundantes em tufo hidrotermalizado. Notar aglomeração intensa de sulfetos na porção esquerda superior da imagem. Figura 31. Tufo com cristais menos afetados por sericitização, mas fortemente silicificado.

Ainda no domínio das rochas vulcanoclásticas ou sedimentares de contribuição vulcânica, ocorrem arenitos arcoseanos. Os arenitos são de granulação média, com baixo a médio grau de arredondamento, apresentam forte imbricamento dos grãos e pode ocorrer porcentagens de feldspato de 30 até 60%. O feldspato dominante é o ortoclásio e quase sempre, com algum grau de sericitização (Figura 32).

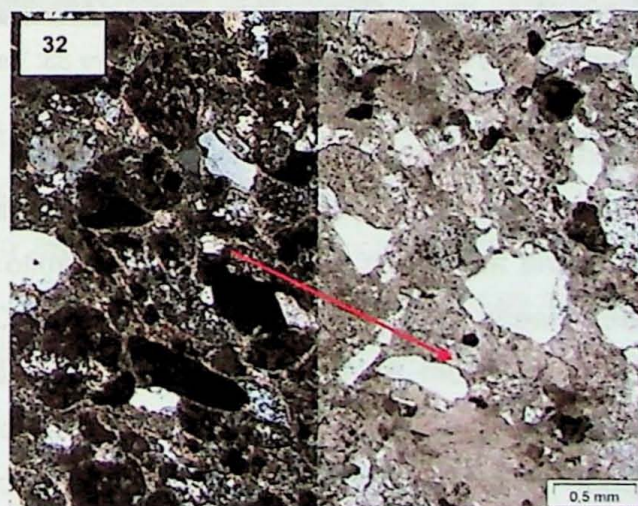


Figura 32. Arenito arcoseano com forte imbricamento de grãos, na direção da seta. Lado esquerdo da fotomicrografia com polarizadores cruzados. Grãos escuros de feldspato potássico. Grãos claros de quartzo. Notar sericitização na matriz, afetando levemente os cristais de feldspato.

Ocorrem também rochas graníticas de granulação média a grossa vermelhas, raramente acinzentadas, com textura granular hipidiomórfica, fraturadas e entrecortadas por veios de quartzo. São leucocráticas, com teor de máficos raramente maior que 15%, podendo variar de sienito a monzogranito. De maneira geral, têm texturas indicativas de deformações tectônicas, evidenciado por quartzo com extinção ondulante ou cristais de feldspato rompidos. A composição do plagioclásio varia de oligoclásio (An_{15}) a andesina (An_{33}).

Podem ocorrer nas porções mais alteradas, veios hidrotermais tardios ricos em fluorita (Figura 32), controlados por fraturas (Figura 34). De maneira geral, a mineralogia indica que fluidos hidrotermais foram ricos em potássio, gerando principalmente clorita, sericita muito fina em feldspatos e matriz, mas zonas de alteração propilitica com clorita, epidoto e carbonato são comuns. Em nenhum dos granitos ocorre quantidades significativas de sulfetos. Estas rochas são provavelmente pertencentes à Suite Intrusiva Maloquinha ou a granitóides pós-Maloquinha como o granito Caroyal ou o Granito Porquinho (Coutinho, 2008).

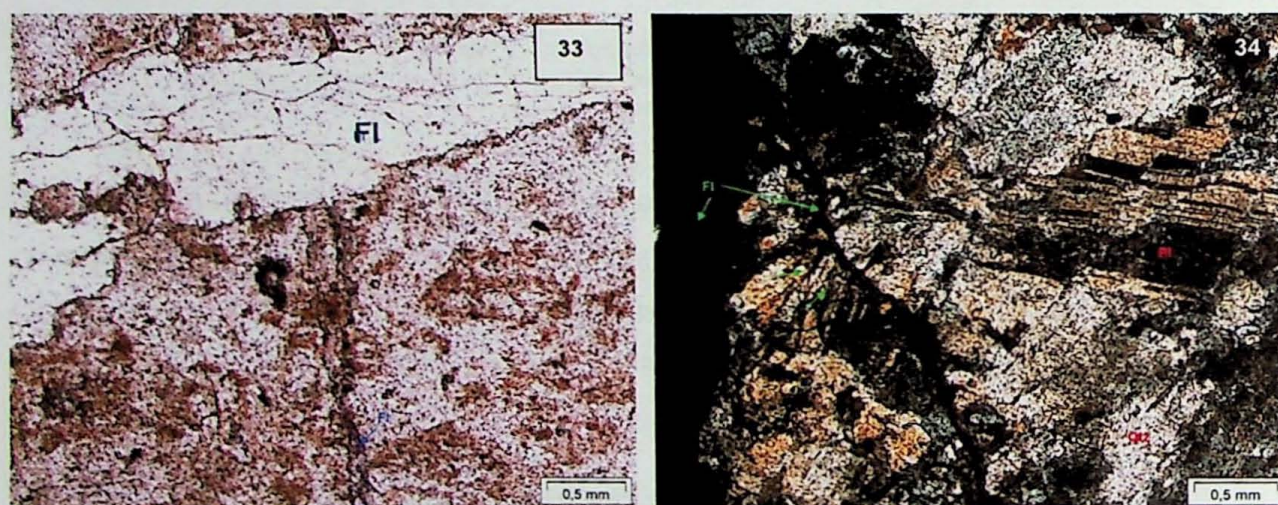


Figura 32: Veio de fluorita em granito intensamente hidrotermalizado. Figura 33: Veio de fluorita com vênulas menores truncando os cristais.

As rochas fortemente hidrotermalizadas apresentam cor bege-clara a esbranquiçadas, com aspecto pulverulento. Ocorrem diversos veios ricos em quartzo e sericita, comumente com adulária associada, identificada pelo hábito pseudo-ortorrômbico, bem como importante disseminação de sulfetos por toda a rocha. Calcedônia ocorre em algumas rochas, em alguns casos com estruturas internas derivadas da substituição de calcita por calcopirita, indicativa de *boiling* prévio à silicificação. Muitas vezes estes sulfetos se concentram em veios e pode haver fluorita associada. Microscopicamente a rocha tem aspecto homogêneo, com matriz fina formada predominantemente por sericita e quartzo. A sericita ocorre ou disseminada, ou em aglomerados. O quartzo se apresenta contornos irregulares e bordas de acréscimo de sílica, podendo ocorrer às vezes, engolfamento da

matriz (Figura 35), feições estas interpretadas como evidências de silicificação associada ao hidrotermalismo. Ocorrem também clorita, por vezes abundante (Figura 36), com epídoto e carbonatos associados, caracterizando a alteração propilitica. A forte sericitização ataca principalmente os feldspatos e a matriz das rochas, podendo ser encontrados pseudomorfos de antigos feldspatos intensamente sericitizados (Figuras 20 e 37).

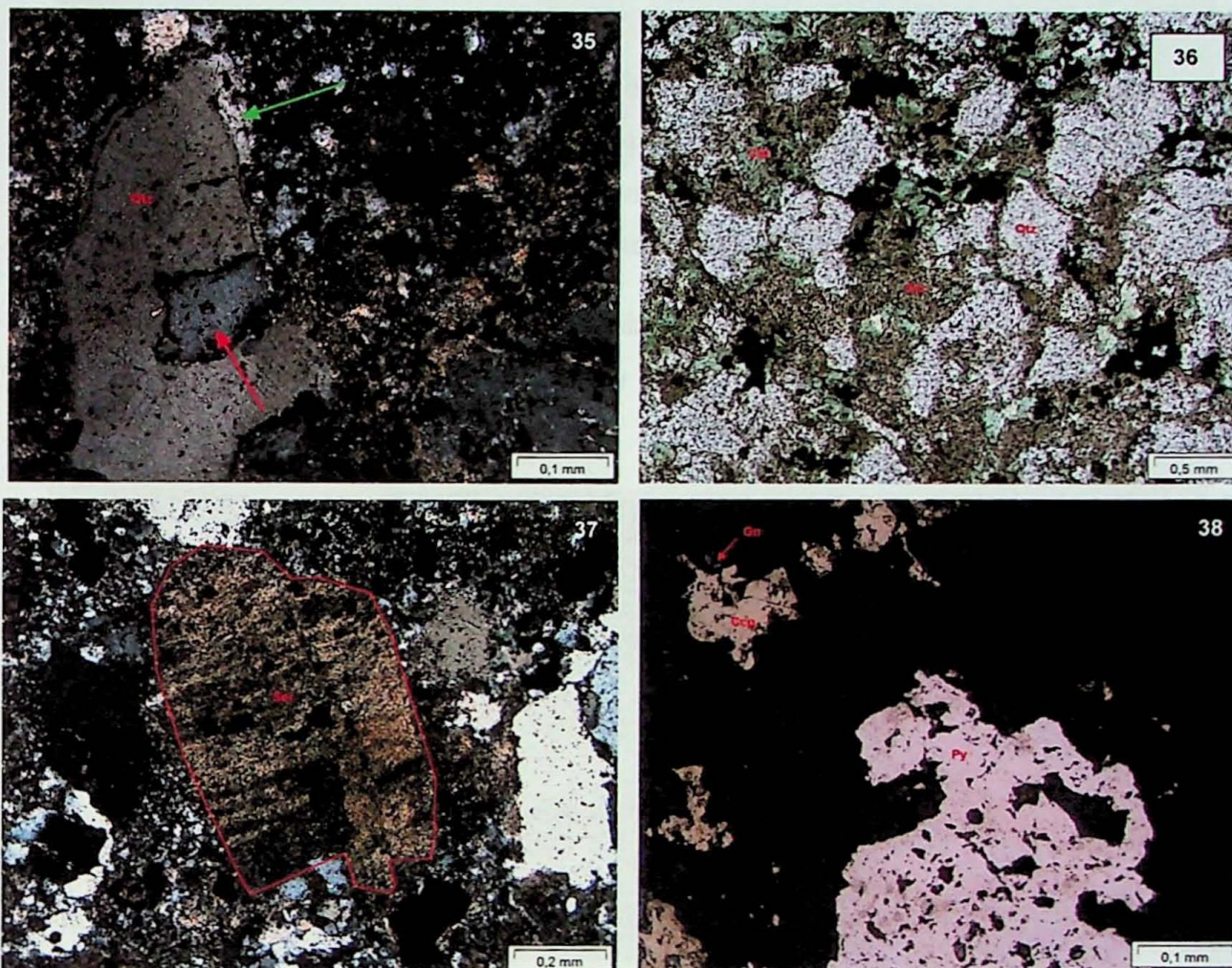


Figura 35: Seta verde indicando borda de reação em cristal de quartzo. Seta vermelha indica engolfamento. Figura 36. Aspecto geral da lâmina FV6/2/32, cuja mineralogia predominante é clorita, quartzo e sericita, além de sulfetos. Figura 37. Feldspato sericitizado. Figura 38. Sulfetos da lâmina FV6/2/32: Pirita (py), galena (gn) e calcopirita (ccp).

Em microscópio óptico, foi possível discernir três principais fases sulfetadas nas amostras hidrotermalizadas. O mineral predominante é a calcopirita, ocorrendo de forma disseminada, associada com pequena quantidade de galena. Muito freqüente é também a pirita, ocorrendo tanto euhédrica, como em aglomerados. Os três minerais supracitados podem ser vistos na Figura 38. Maior detalhamento das formas minerais sulfetadas será dado nos resultados da microscopia eletrônica de varredura

6.3 Microscopia Eletrônica de Varredura

O principal foco da utilização da microscopia eletrônica de varredura foi o estudo das fases minerais sulfetadas nas rochas com alteração hidrotermal. As imagens de elétrons retro-espalhados dos minerais analisados semi-quantitativamente, bem como os resultados analíticos em porcentagens de elementos e os espectogramas são apresentados no Anexo 1.

Com a análise do MEV foi confirmada a predominância de sulfetos de cobre e ferro, principalmente calcopirita e, subordinadamente, pirita. Associados a estes minerais foram encontrados em todas as lâminas estudadas minerais ricos em elementos terras raras (Figura 39). Associados a estes minerais ocorre também um silicato de Th e U.

Foi observada a ocorrência de fluorita, associada a calcopirita e galena, além de óxidos de ferro. Na Figura 40, pode-se notar que sua cristalização foi tardia em relação à dos sulfetos.

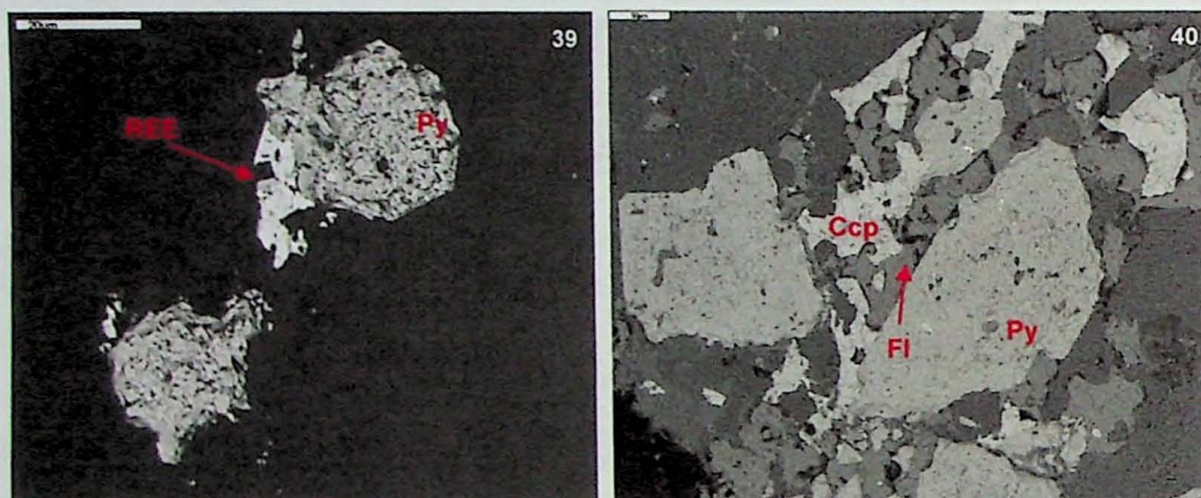
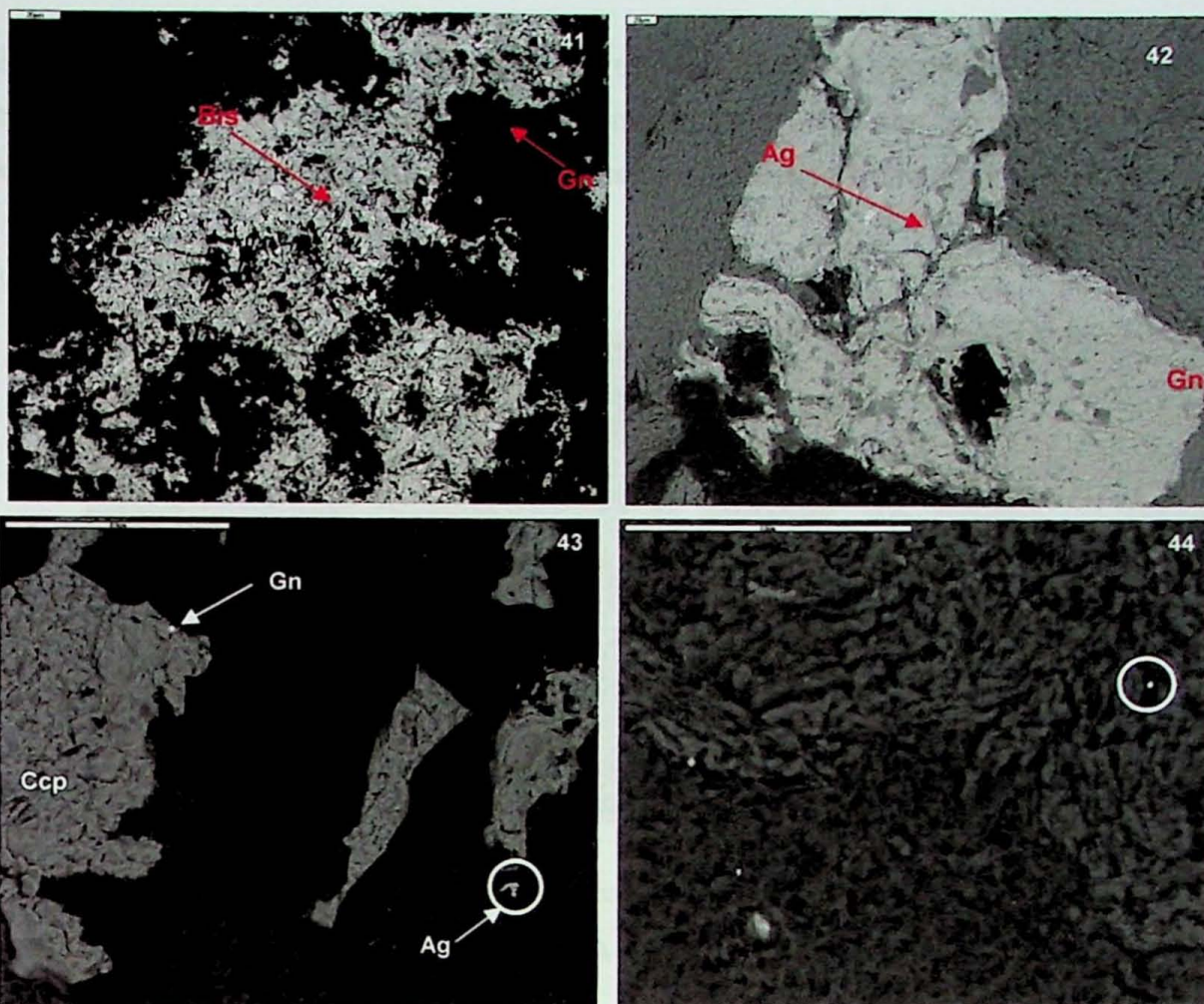


Fig. 39. Imagem de elétrons retro-espalhados da lâmina FV6/1/35. Silicato com terras raras (REE) e pirita (Py). Fig. 40. Imagem de elétrons retro-espalhados da lâmina FV6/2/40. Veio de fluorita (FI) cristalizada entre pirita (Py) e calcopirita (Ccp).

Associado à galena, ocorre um mineral rico em bismuto (Figura 41) e telúrio. Na mesma lâmina, FV6/1/19, observou-se uma inclusão de telureto de prata, provavelmente petzita, incluso em galena (Figura 42). A rocha hospedeira é um riolito porfírico.

A amostra FV6/2/32, fortemente afetada por hidrotermalismo, foi a que mais mostrou enriquecimento em prata. Foram contadas seis grãos de prata durante a varredura da lâmina, todos de tamanho em torno de 0,5 μm (Figura 43). Ocorre ainda, nesta lâmina, enriquecimento em tungstênio, com mineralização de provável wolframita (Figura 44).



41. Imagem de elétrons retro-espalhados mostrando galena (Gn) com inclusões de minerais de bismuto (Bis). Fig. 42. Imagem de elétrons retro-espalhados mostrando galena (Gn) com inclusão de telureto de prata (Ag). Fig. 43. Imagem de elétrons retro-espalhados mostrando mineralização de prata. Fig. 44: Imagem de elétrons retro-espalhados com mineralização de tungstênio – círculos – provável wolframita. Ambas da lâmina FV6/2/32.

Ainda nesta lâmina, ocorrem minerais com prata, cério e lantânio, além de de apatita (Figura 45, número 4), prata nativa e inclusões de esfalerita na calcopirita. A prata ocorre também associada a vênulas de quartzo com galena nos cristais de calcopirita (Figura 46). Segundo as análises do EDS (Anexo 1), a prata ocorre na forma de sulfeto, provavelmente acantita (Ag_2S), e nativa, junto com cobre.

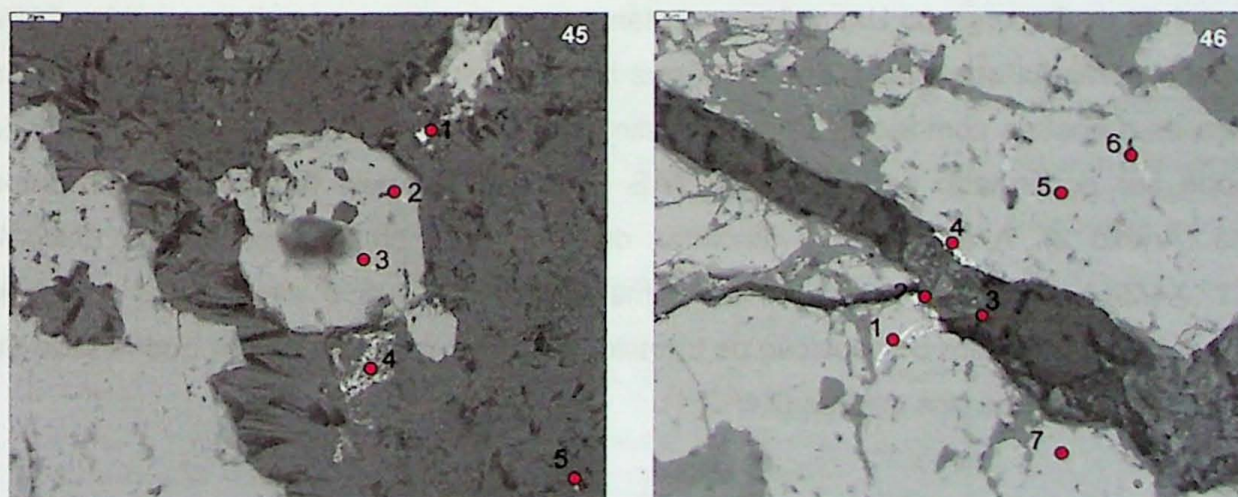


Figura 45. Imagem de elétrons retro-espalhados mostrando mineralização de sulfeto de prata (1) e associada a minerais de terras raras (4). Figura 46: Imagem de elétrons retro-espalhados com mineralização de prata (4) associada a veio de quartzo (3), com galena (1) e (2), com cristais de calcopirita ao fundo (7). As inclusões na calcopirita são de esfalerita (5) e pirita (6). Os pontos vermelhos são os locais de análise com EDS, listadas no Anexo 1.

Também foi identificado óxido de bismuto (bismita) (Figura 47) associado a minerais com urânio (Figura 47, número 3). Na mesma lâmina (FV6/1/19), ocorrem minerais de cério, lantânio e outros elementos terras raras e, muitas vezes estes elementos estão associados com a apatita (Figura 48).

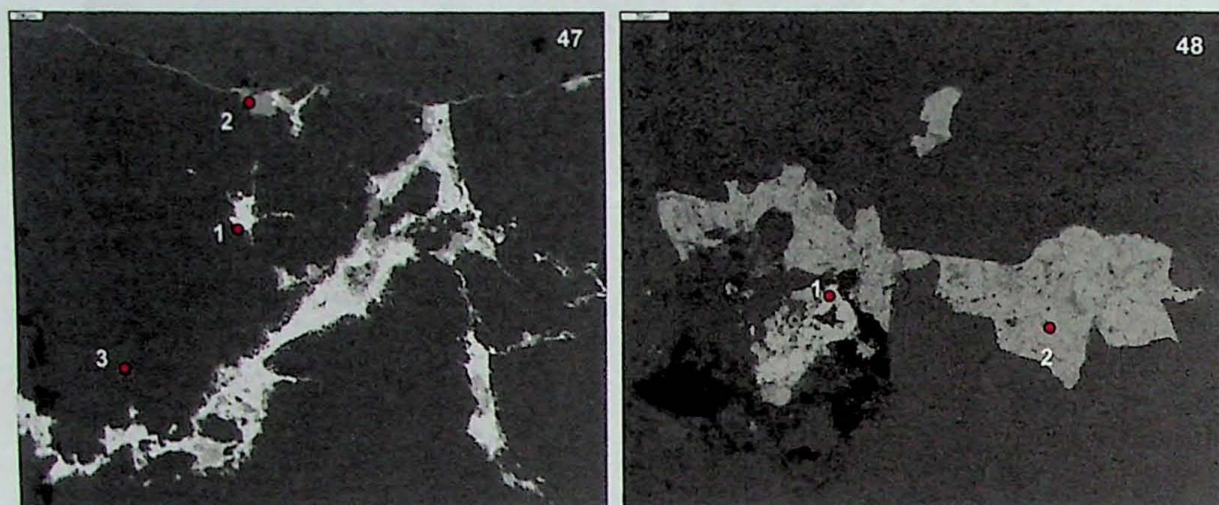


Figura 47: Micro vênulas preenchidas por bismutita (1), calcopirita (2) e galena (3). Figura 48: Mineral rico em terras raras (1) e apatita enriquecida em terras raras (2). Os pontos vermelhos são os locais de análise com EDS, listadas no Anexo 1.

Com os dados obtidos pelo EDS, foi possível estimar o teor de prata da acantita, em ~63%, enquanto que a prata nativa apresenta 97% de pureza, com cerca de 2% de cobre. A presença de cobre na prata nativa pode ser indicio de sua cristalização no final da fase principal da alteração hidrotermal, após a precipitação de calcopirita e pirita e outros sulfetos, incluindo a acantita, quando houve esgotamento do enxofre no fluido.

6.4 Geoquímica

As rochas do Supergrupo Uatumã apresentam teores de sílica variando entre 68 e 79%. De maneira geral, foi observada uma tendência binária nas análises químicas, gerada pela presença de amostras com teores de sílica distintos, um entre 68 e 70% e outro 75 a 78%. Isso pode ser confirmado pelo diagrama TAS (Figura 49) e pela tabela dos elementos maiores (Anexo 2). A maioria das amostras distribui-se no campo dos riolitos (X4/8/4, X4/20/1, X4/3/6), com duas delas se aproximam do limite com o campo dos traquitos (X4/3/7, X4/5/3), uma tem composição de traquito (X4/5/1) e uma tem menor quantidade de álcalis e plota no campo dos dacitos (X4/12/1).

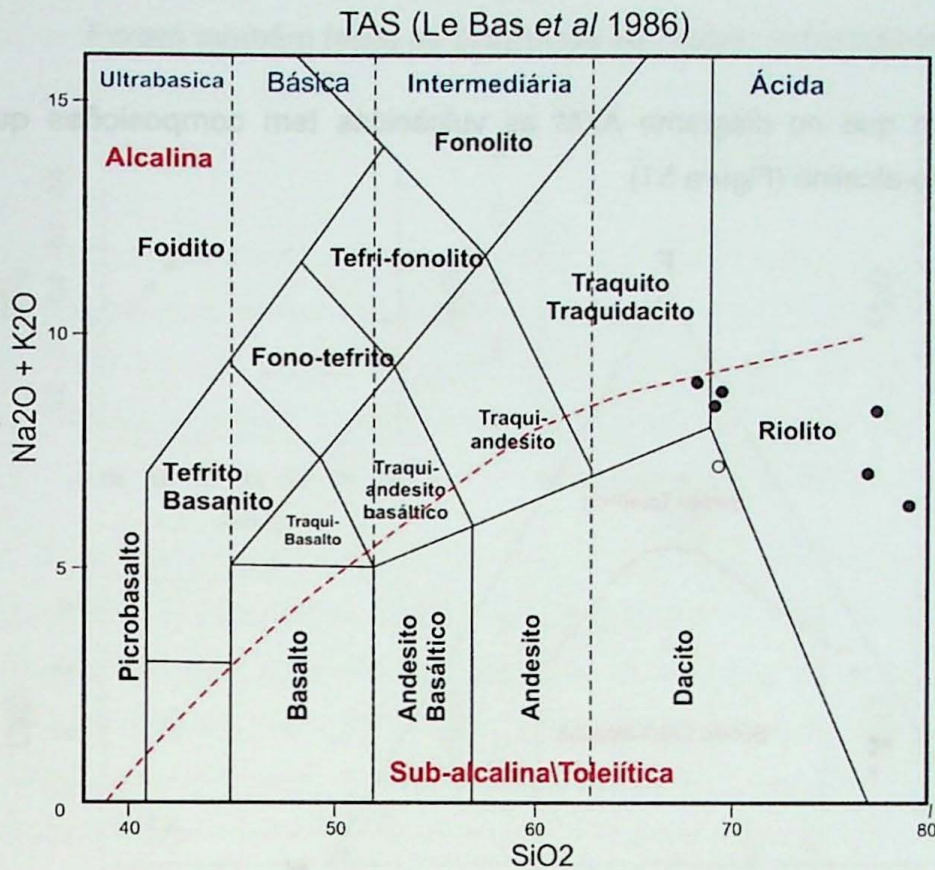


Figura 49: Diagrama TAS para rochas vulcânicas. As amostras identificadas por círculos cheios são classificadas como riolitos e a com o círculo vazado como dacito.

As amostras foram também classificadas no diagrama R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980), evidenciando composições de riolito, álcali-riolito e riodacito (Figura 50). Nem todas amostras foram plotadas nesse diagrama devido às de uso do diagrama, que exclui as rochas muito saturadas em sílica e com teor relativamente baixo de álcalis

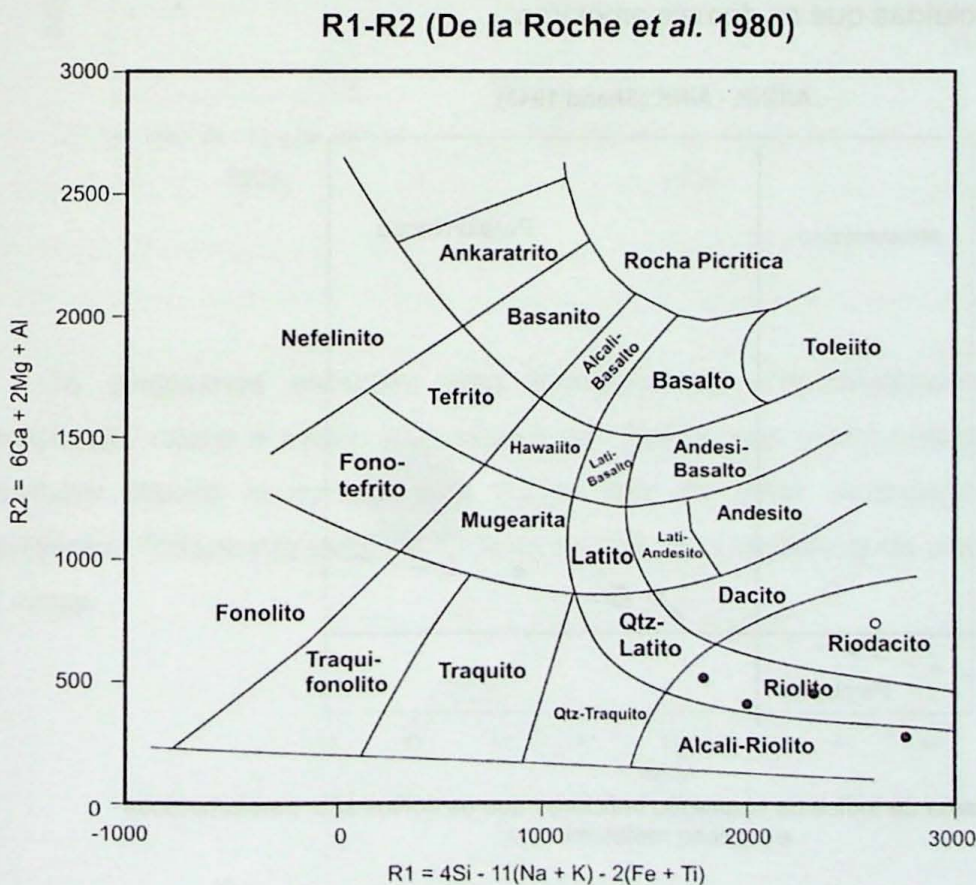
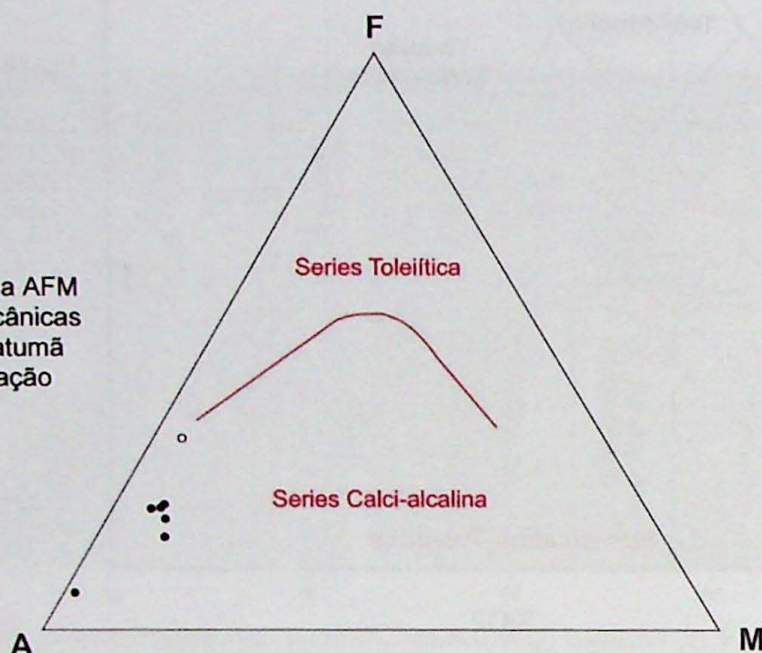


Figura 50: Diagrama R1-R2, evidenciando as composições de riolito e riodacito das vulcânicas com mineralizações hidrotermais associadas.

Pode-se observar também que no diagrama AFM as vulcânicas tem composições que sugerem uma filiação cálcio-alkalina (Figura 51).

Figura 51: Diagrama AFM das das rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã junto à mineralização epitermal.



O diagrama de índice de saturação em alumina de Shand (1943) evidencia dois padrões para as amostras analisadas (Figura 52). De maneira geral as rochas têm razões A/NK entre 1,1 e 1,7. O que separa as amostras, no entanto, são os valores de A/CNK , que para os riolitos variam de 1,1 a 1,57, classificando-os como peraluminosos. O dacito, que tem razão A/CNK de 0,78, plotando-o no campo das rochas metaluminosas, indicando composições menos evoluídas que as demais amostras.

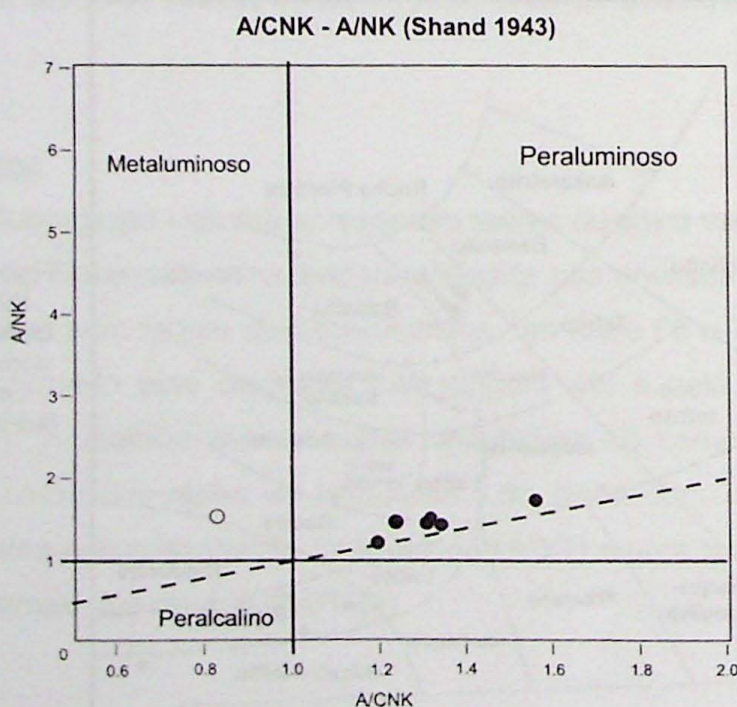


Figura 52: Diagrama de índice de saturação indicando que os riolitos são peraluminosos e o dacito metaluminoso.

Foram também feitos os diagramas de Harker, apresentados na Figura 53.

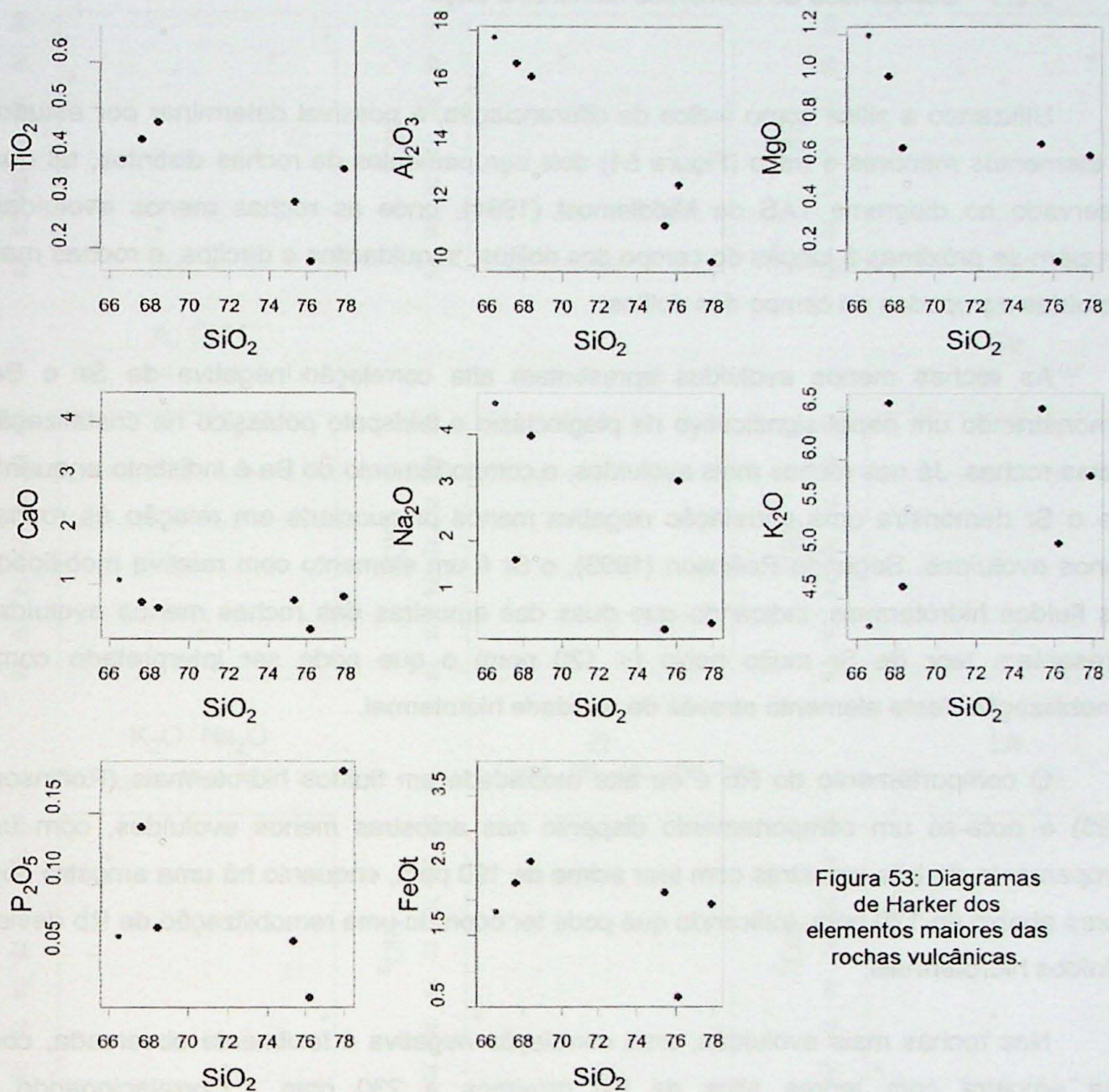


Figura 53: Diagramas de Harker dos elementos maiores das rochas vulcânicas.

Os diagramas mostram uma tendência de empobrecimento de titânio, alumina, magnésio, cálcio e sódio. Isso sugere que fácies mais enriquecidas nestes elementos, são também menos evoluídas, com menor teor de sílica. Apenas o potássio mostra uma tendência fortemente positiva. O ferro mostra uma tendência de pouca variação em relação à sílica.

5.2.1 Geoquímica de elementos Menores e traço

Utilizando a sílica como índice de diferenciação, é possível determinar por estudos de elementos menores e traço (Figura 54) dois agrupamentos de rochas distintos, tal qual observado no diagrama TAS de Middlemost (1994), onde as rochas menos evoluídas, agrupam-se próximas à junção do campo dos riolitos, traquidacitos e dacitos, e rochas mais evoluídas agrupadas no campo dos riolitos.

As rochas menos evoluídas apresentam alta correlação negativa de Sr e Ba, demonstrando um papel significativo de plagioclásio e feldspato potássico na cristalização destas rochas. Já nas rochas mais evoluídas, o comportamento do Ba é indistinto enquanto que o Sr demonstra uma correlação negativa menos pronunciada em relação às rochas menos evoluídas. Segundo Rollinson (1993), o Sr é um elemento com relativa mobilidade nos fluídos hidrotermais, indicando que duas das amostras das rochas menos evoluídas apresentam teor de Sr muito baixo (< 120 ppm) o que pode ser interpretado como remobilização deste elemento através de atividade hidrotermal.

O comportamento do Rb é de alta mobilidade em fluídos hidrotermais (Rollinson, 1993) e nota-se um comportamento disperso nas amostras menos evoluídas, com um agrupamento de três amostras com teor acima de 190 ppm, enquanto há uma amostra com teores abaixo de 170 ppm, indicando que pode ter ocorrido uma remobilização de Rb devido a fluídos hidrotermais.

Nas rochas mais evoluídas, uma correlação negativa é facilmente observada, com uma amostra com teores altos de Rb próximos a 230 ppm. Correlacionando o comportamento do Rb em relação ao parâmetro K_2O/Na_2O ($> 20\%$), é possível dizer que esta amostra sofreu significativa alteração hidrotermal de caráter potássica, onde o Rb se alojaria em minerais como a biotita, que são comuns em rochas com alta proporção de potássio.

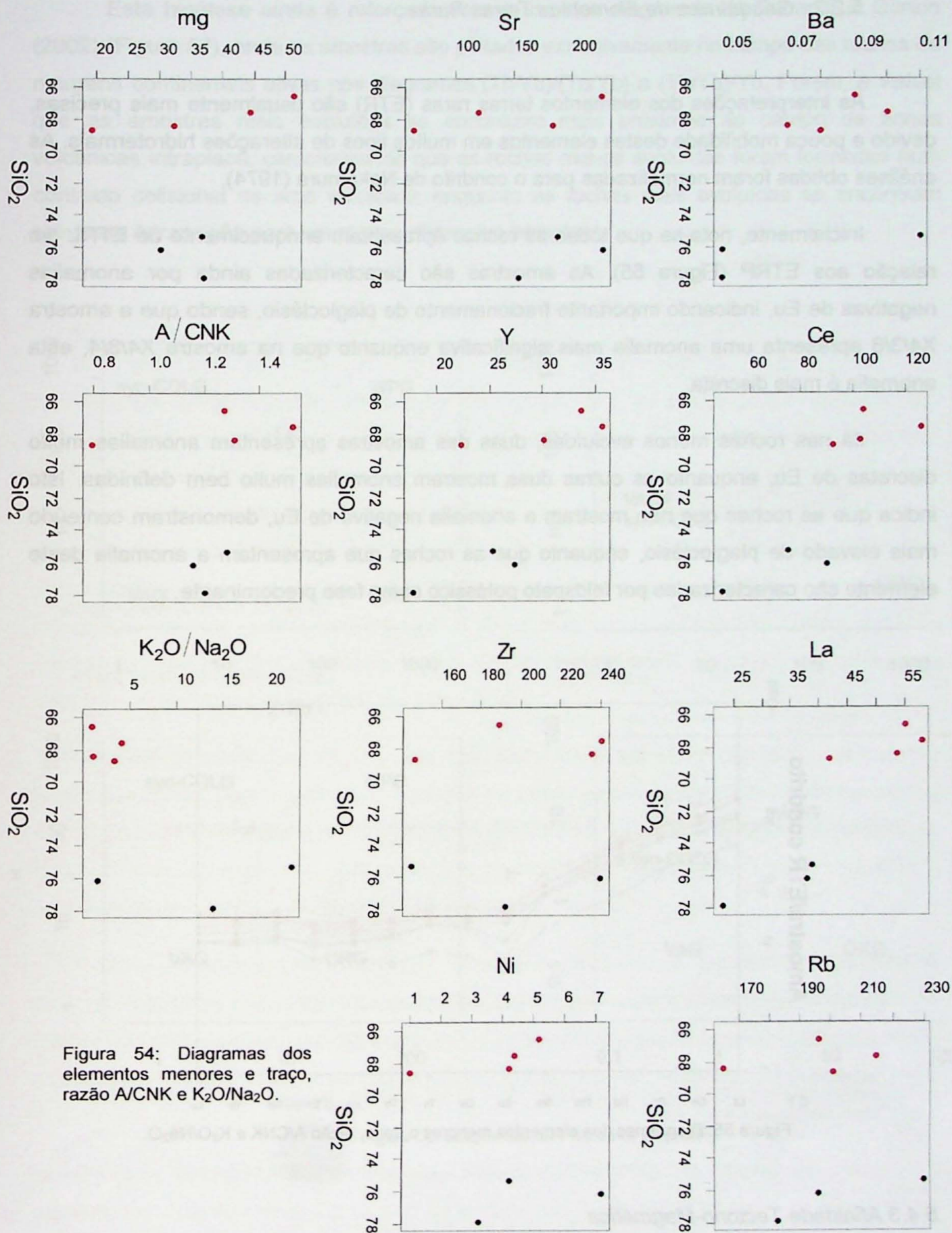


Figura 54: Diagramas dos elementos menores e traço, razão A/CNK e $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O}$.

5.2.2 Geoquímica de Elementos Terras Raras

As interpretações dos elementos terras raras (ETR) são usualmente mais precisas, devido a pouca mobilidade destes elementos em muitos tipos de alterações hidrotermais. As análises obtidas foram normalizadas para o condrito de Nakamura (1974).

Inicialmente, nota-se que todas as rochas apresentam enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (Figura 55). As amostras são caracterizadas ainda por anomalias negativas de Eu, indicando importante fracionamento de plagioclásio, sendo que a amostra X4/3/6 apresenta uma anomalia mais significativa enquanto que na amostra X4/8/4, esta anomalia é mais discreta.

Já nas rochas menos evoluídas, duas das amostras apresentam anomalias muito discretas de Eu, enquanto as outras duas mostram anomalias muito bem definidas. Isto indica que as rochas que não mostram a anomalia negativa de Eu, demonstram conteúdo mais elevado de plagioclásio, enquanto que as rochas que apresentam a anomalia deste elemento são caracterizadas por feldspato potássico como fase predominante.

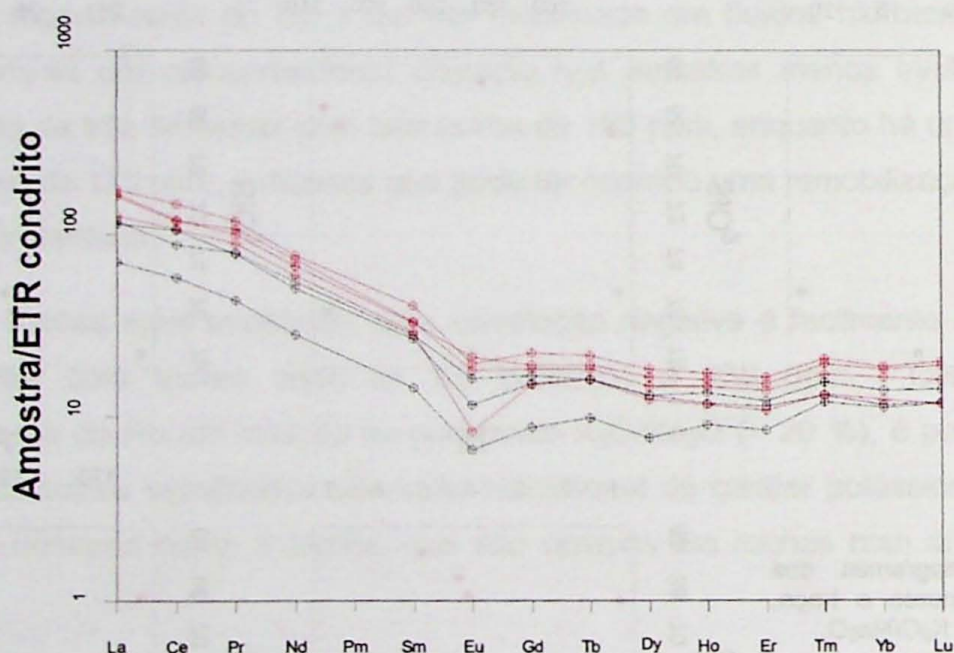


Figura 55: Diagramas dos elementos menores e traço, razão A/CNK e K_2O/Na_2O .

5.4.3 Afinidade Tectono-Magmática

Com base nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Figura 56) os litotipos estudados possuem afinidade geoquímica com granitóides de arco vulcânico (segundo o diagrama $Rb/(Y+Nb)$) e de arco-vulcânico a sin-colisionais (segundo os diagramas Nb/Y , $Rb/(Ta+Yb)$ e Ta/Yb). A proximidade dos pontos plotados com o campo dos granitóides intraplaca pode sugerir um caráter tardi- a pós-colisional para estas rochas.

Esta hipótese ainda é reforçada com o uso dos diagramas de Schandl & Gorton (2002) (Figura 57), onde as amostras são plotadas exclusivamente no campo das rochas de margens continentais ativas nos diagramas $(Th/Yb)/(Ta/Yb)$ e $(Th/Ta)/Yb$. Porém, é visível que as amostras mais evoluídas se encontram mais próximas ao campo de zonas vulcânicas intraplaca, caracterizando que as rochas menos evoluídas foram formadas num contexto colisional de arco vulcânico, enquanto as rochas mais evoluídas se encontram próximas à transição para um regime distensivo intraplaca.

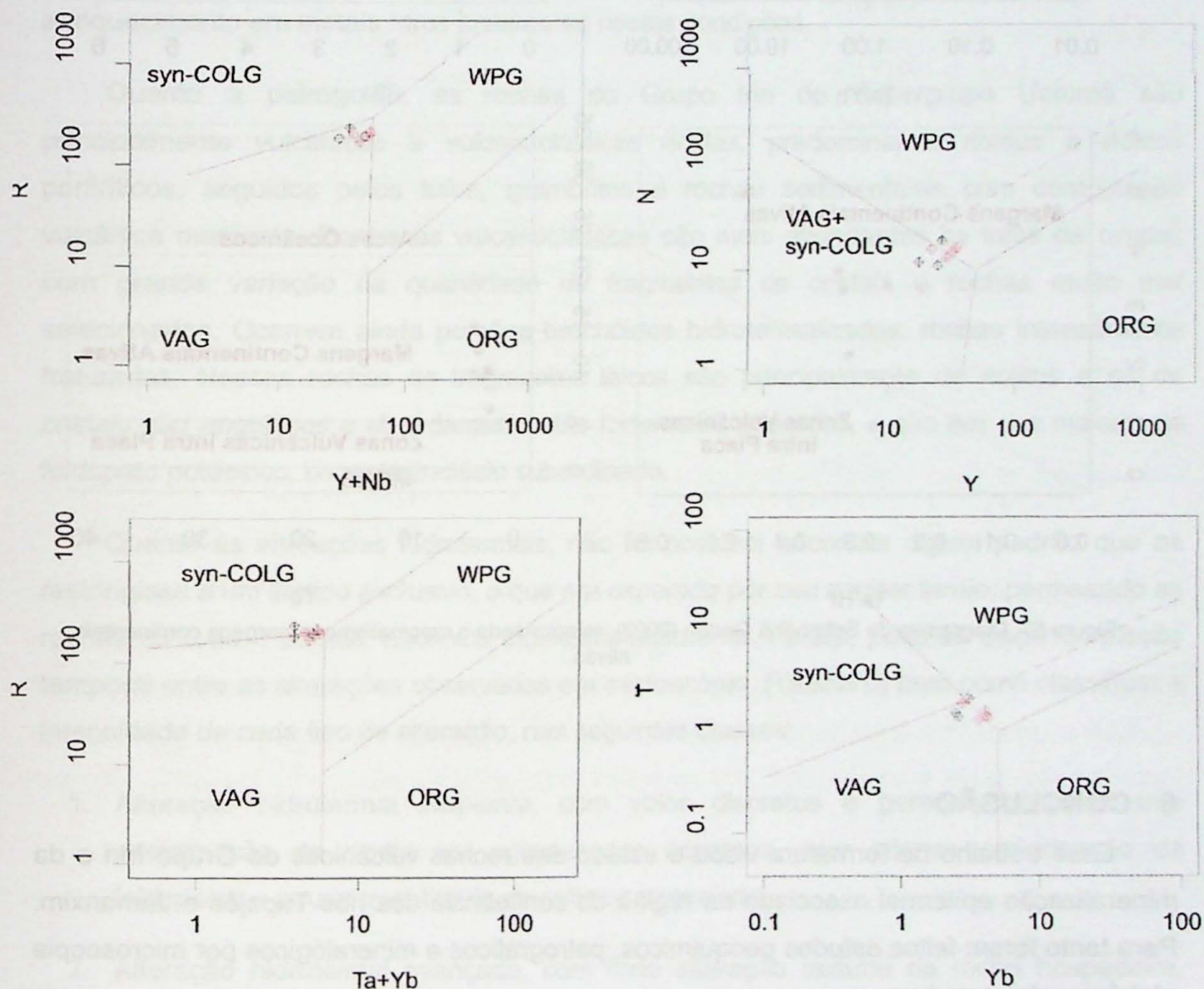


Figura 56: Diagramas de Pearce *et al.* (1984).

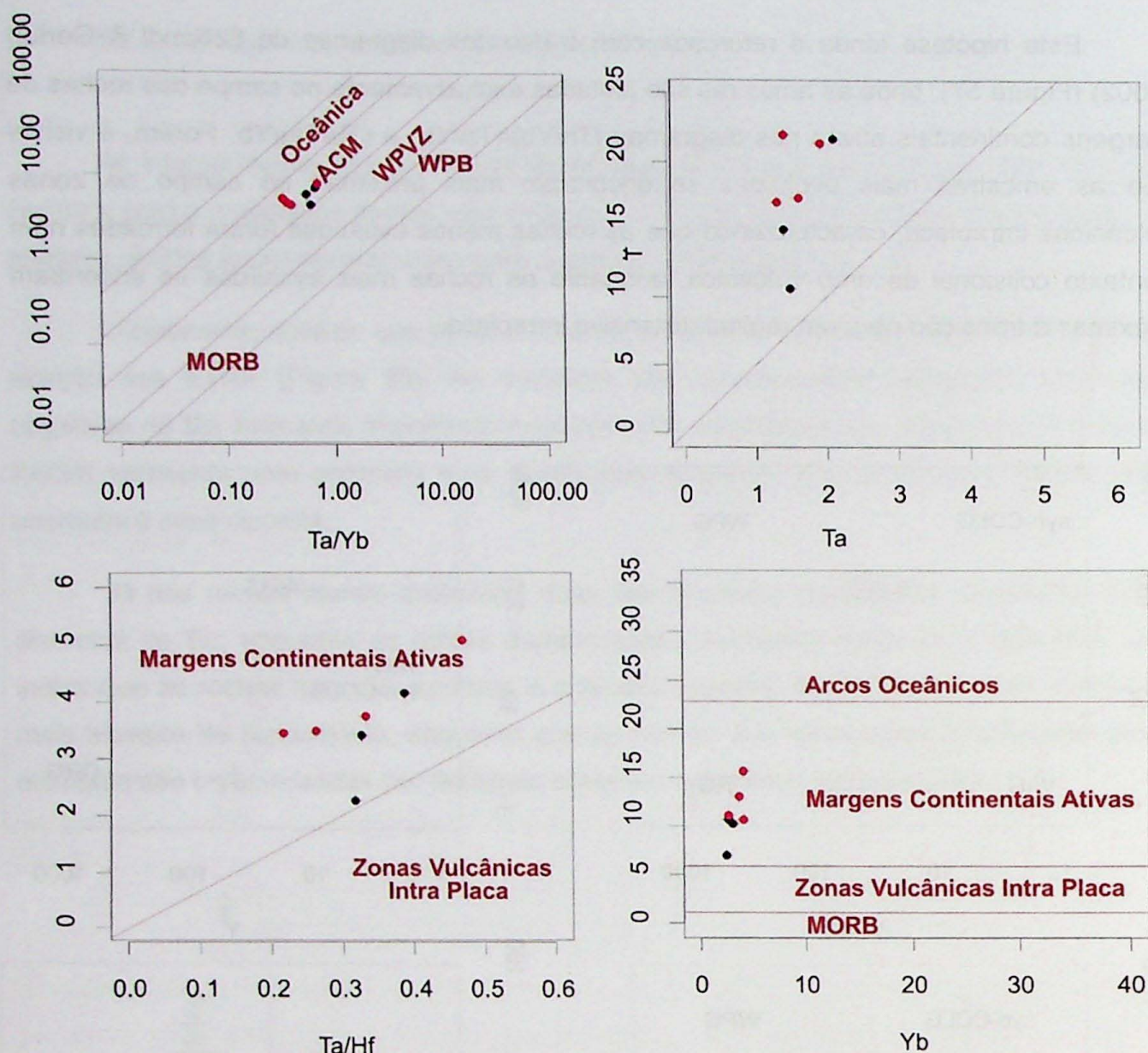


Figura 57: Diagramas de Schandl & Gorton (2002), relacionando o magmatismo a margens continentais ativas.

6 CONCLUSÃO

Esse trabalho de formatura visou o estudo das rochas vulcânicas do Grupo Iriri e da mineralização epitermal associada na região da confluência dos rios Tapajós e Jamanxim. Para tanto foram feitos estudos geoquímicos, petrográficos e mineralógicos por microscopia eletrônica de varredura.

Como ferramenta de apoio, o tratamento de imagens de satélite através da técnica de geobotânica se mostrou muito eficaz em separar os litotipos presentes na área em questão, o que foi confirmado pela notável correlação entre as composições RGB em falsa cor e o mapa geológico local. A abordagem mais correta para esse tipo de ferramenta é aliar ao estudo de geobotânica às informações de localização das amostras em campo, fornecendo uma maneira eficaz de observar a resposta espectral de cada amostra na imagem. Isto é importante para mapear possíveis porções hidrotermalizadas e outras feições mais sutis.

Desta forma, o sensoriamento remoto mostrou excelentes resultados possibilitando inclusive, a realização de uma releitura do mapa geológico anteriormente utilizado. Foi possível retratar o contato dos arenitos do membro Lontra, a norte, bem como melhorar os contatos da ocorrência de granito Maloquinha a sudeste. Além disso, possibilitou o estudo pormenorizado das estruturas locais através da interpretação de imagens de RADAR aeroportado, caracterizando três principais direções de lineamentos: a principal, NE–SW, outro de direção NW–SE truncando-o e um terceiro, menos expressivo com direções NNE–SSW. Conhecer bem as estruturas dominantes de uma região como esta é de suma importância, pois os fluidos hidrotermais tendem a permearem as fraturas, gerando enriquecimento em metais raros justamente nestas condições.

Quanto à petrografia, as rochas do Grupo Iriri do Supergrupo Uatumã são principalmente vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas, predominando riolitos e riolitos porfíricos, seguidos pelos tufos, ignimbritos e rochas sedimentares com contribuição vulcânica marcante. Dentre as vulcanoclásticas são mais abundantes os tufos de cinzas, com grande variação na quantidade de fragmentos de cristais e rochas muito mal selecionados. Ocorrem ainda porções brechóides hidrotermalizados, rochas intensamente fraturadas. Nessas rochas os fragmentos líticos são principalmente de riolitos e os de cristais são angulosos e abundantes, estão fortemente alterados, e são em sua maioria de feldspato potássico, com plagioclásio subordinado.

Quanto às alterações hidrotermais, não foi possível encontrar algum padrão que as restringisse a um litotipo exclusivo, o que era esperado por seu caráter tardio, permeando as rochas de todo o pacote vulcânico indiscriminadamente. Porém, pode-se traçar a relação temporal entre as alterações observadas em microscópio, (Tabela 6) bem como classificar a intensidade de cada tipo de alteração, nas seguintes classes:

1. Alteração hidrotermal incipiente, com veios discretos e gerando principalmente cristalização de clorita em aglomerados esparsos, com intensa sericitização de feldspatos e pouca quantidade de sulfetos associada.
2. Alteração hidrotermal avançada, com forte alteração textural da rocha hospedeira, formando uma rocha friável de cor bege e muito rica em sulfetos, às quais estão ligadas as ocorrências de metais preciosos (no caso prata apenas).
3. Alteração hidrotermal tardia, associada a veios de fluorita, entrecortando as rochas de maneira brusca – sugerindo alta pressão de vapor dos líquidos percolantes – gerando sulfetação na rocha de maneira disseminada e em pouca quantidade, além de sericitização muito intensa.

Em todos os casos, a sericitização, com sulfetos, quartzo e adulária associados (QSP) é o tipo de alteração mais comum. Essa alteração é tipicamente epitermal, do tipo *low-sulfidation*. Nos halos externos há ocorrência de rochas propilitizadas, marcada pela cristalização de epidoto e clorita, sempre com carbonatos associados e zonas com forte silicificação são muito freqüentes.

Tabela 6. Relação temporal de cristalização dos principais minerais de alteração, sulfetos e metais raros, com relação ao momento da mineralização dos metais raros.

Mineral	Pré	Mineralização	Pós
Sericita	_____	_____	_____
Epídoto	_____	_____	_____
Carbonato	_____	_____	_____
Clorita	_____	_____	_____
Calcopirita	_____	_____	_____
Prata	_____	_____	_____
Bismuto	_____	_____	_____
Fluorita	_____	_____	_____

Onde pode-se observar a sobreposição de diferentes tipos de alteração hidrotermal nota-se que primeira fase alteração, mais pervasiva, é a sericitica. Posteriormente, houve silicificação fissural, propilitização, com cristalização de carbonatos, epidoto e clorita, e, por fim uma alteração gerada por fluidos ácidos com flúor. Esse estágio final pode estar relacionado com a colocação dos granitos anorogênicos alcalinos da Suite Intrusiva Maloquinha.

Geoquimicamente, as rochas vulcânicas do Supergrupo Uatumã apresentam variação composicional entre dacito, traquidacito e riolito, predominando riolitos. O dacito se mostra ainda como a rocha mais evoluída das amostradas, caracterizado como uma rocha metaluminosa, em contrapartida aos riolitos, peraluminosos. A afinidade magmática é cálcio-alcalina e as rochas tem composições que sugerem formação em ambiente de arco vulcânico associados a um contexto colisional, com transição para um regime distensivo intraplaca.

Apesar de não existir uma mineralização intensa, foi observada a presença de prata e outros metais raros, como bismuto. A ausência de ouro não é fator para classificar esta alteração como não sendo importante. Segundo Kesler, (1978), *apud* Hutchison (1987),

áreas cratônicas onde há a formação de depósitos epitermais tendem a ser mais enriquecidas em prata do que em ouro, o que é confirmado por este estudo.

Conforme o visto durante o trabalho, as características da alteração hidrotermal estudada são concordantes com o modelo de mineralização epitermal do tipo *low-sulfidation*, tanto nas associações litológicas e texturais, como também na mineralogia, com ocorrência de minerais de Te e Bi, teluretos, além de sericita e carbonato, que segundo Coutinho (2008), são principalmente relacionados a este tipo de mineralização.

Esses dados evidenciam que o método da geobotânica pode ser uma importante ferramenta auxiliar no mapeamento das regiões densamente florestadas da Amazônia e, a presença de mineralizações epitermais com prata, ainda não descritas no Cráton, indicam um potencial significativo para ocorrência não apenas de mineralizações epitermais de metais preciosos nas vulcânica Uatumã, como também de pórfiros de metais preciosos e de metais de base nos granitóides subvulcânicos e pórfiros cálcio-alcálinos gerados no ambiente colisional e de arco-vulcânico do final do Paleoproterozóico na região.

Bibliografia

ALMEIDA, T.I.R.; SOUZA FILHO, C.R. 2004. *Principal component analysis applied to feature-oriented band ratios of hyperspectral data: a tool for vegetation studies*. International Journal of Remote Sensing, v. 25, n. 22, p. 5005-5023.

ALMEIDA, T.I.R. de; SOUZA FILHO, C.R.; JULIANI, C.; BRANCO, F.C. 2009. Application of Remote Sensing to Geobotany to Detect Hydrothermal Alteration Facies in Epithermal High Sulfidation Gold Deposits in the Amazon Region. In: Bedell, R.; Simmons, S.; Grunsky, E.; Crósta, A.P. (Orgs.). *SEG Special Publication on Remote Sensing and Spectral Geology*. Society of Economic Geologists, v. 01, p. 1–12.

ALMEIDA, T.I.R., PERROTTA, M.M., SOUZA FILHO, C.R. SANTOS, M.G.M 2007. *Geobotânica por sensoriamento remoto no mapeamento geológico de região recoberta por floresta amazônica de terra firme: uma avaliação metodológica na região do Vale do Guaporé (RO)*.

AMARAL, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região amazônica*. São Paulo, Igc-USP, tese de livre-docência. 212p.

COURBETT, G. 2002. *Epithermal Gold for Explorationists*. In: AIG Journal – Applied geoscientific practice and research in Australia. Paper 2002-01, Fevereiro 2002.

COUTINHO, M.G.N. 2008. *Província Mineral do Tapajós: geologia, metalogenia e mapa previsional para ouro em SIG*. CPRM, 420p. Rio de Janeiro, 2008.

EINAUDI, M.T. 1994a. *High Sulfidation and Low Sulfidation Porphyry Copper/Skarn systems: Characteristics, Continua, and Causes*. In Society of Economic Geologists – international exchange lecture – june 1994.

EINAUDI, M.T. 1994b. *6km vertical cross-section through porphyry copper deposits, Yerington district, Nevada: Multiple intrusions, fluids and metal sources*. In Society of Economic Geologists – international exchange lecture – june 1994.

HEDENQUIST, J.W., ARRIBAS Jr., A., GONZALEZ-URIEN, E., 2000. *Exploration for epithermal gold deposits*. In: Hagemann, S.G., Brown, P.E. (Eds.), *Gold in 2000*, Rev. Econ. Geol., vol.13, pp. 245–277.

HENLEY, R. W. 1993. *Epithermal gold deposits in volcanic terranes*. In *Gold metallogeny and exploration*, cap. 5. Editado por FOSTER, R.P. 1993, ed. Chapman & Hall, England.

HUTCHISON, C. S. 1987. *Economic deposits and their tectonic setting*. Editora Macmillan, London, 1987.

JULIANI, C. CORRÊA-SILVA, R.H. 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*. In: *Precambrian Research* v. 119, p 225-256.

JULIANI, C. RYE, R.O. NUNES, C.M.D. SNEE, L.W. CORRÊA-SILVA, R.H. MONTEIRO, L.V.S. BETTENCOURT, J.S. NEUMANN, R. NETO, A.A. 2005. *Paleoproterozoic High Sulfidation mineralization in the Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age and stable isotope constraints*. In *Chemical Geology* v.215 p. 95 – 125.

LAMARÃO, N.C. DALL'AGNOL, R. LAFON, J.M. LIMA, E.F. 2002. *Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajó's Gold Province, Amazonian craton, Brazil*. In *Pre Cambrian research*, v. 119, p 118-223.

LEITE, G.C. 1995. *Projeto Tapajós – mapa preliminar de integração geológica da Reserva Garimpeira do Médio Tapajós escalas 1:500000 e 1:250000*. Nota Explicativa.

PERROTTA, M.M., ALMEIDA, T.I.R., ANDRADE J.B.F., SOUZA FILHO, C.R., RIZZOTTO, G.J. & SANTOS, M.G.M. 2008. *Geobotânica por sensoriamento remoto e aerogamaespectrometria aplicados ao mapeamento geológico da Amazônia: um estudo comparativo no vale do Guaporé (MT)*. In *Revista Brasileira de Geociências* 38(1):155-158, março 2008.

PERROTTA, M.M., ALMEIDA, T.I.R., SOUZA FILHO, C.R., BAHIA, R.B.C., COSTA, U.A.P., SPLENDOR, F., REIS, N.J., BETIOLLO, L.M. 2009. *Geobotânica por sensoriamento remoto como ferramenta no mapeamento geológico de área de floresta amazônica, uma aplicação na região de Apuí-Nova Aripuanã (AM)*. In Anais do XIV Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 2009, INPE, p 3293-3300.

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 Res.* 3 (4), 453 - 488.

TASSINARI, C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do cráton amazônico no Brasil: revisão dos dados isotópicos*. Tese de doutorado. Instituto de Geociências – USP. São Paulo, 1996.

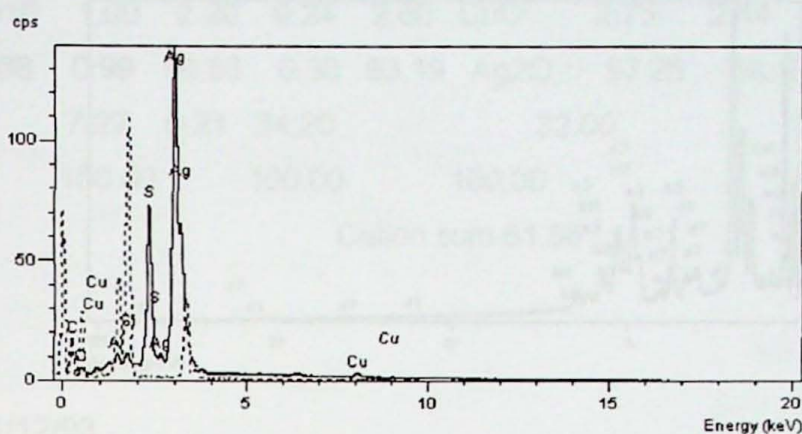
TASSINARI, C.C.G. & MACAMBIRA, M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In *Geologia do Continente Sul Americano, evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. Cap. XXVII p. 471- 485 Ed. Beca, São Paulo, 2004.

NASA *Landsat Program*, 2001. Landsat sensor ETM+, Scene WRS-2 Path 228, Row 63, june/8/2001, orthorectified - Geocover. Sioux Falls, South Dakota: USGS. Source: University of Maryland, Earth Science Data Interface (ESDI) at the Global Land Cover Facility (GLCF): <http://glcfapp.glcfc.umd.edu:8080/esdi/index.jsp> (access in june/13/2010).

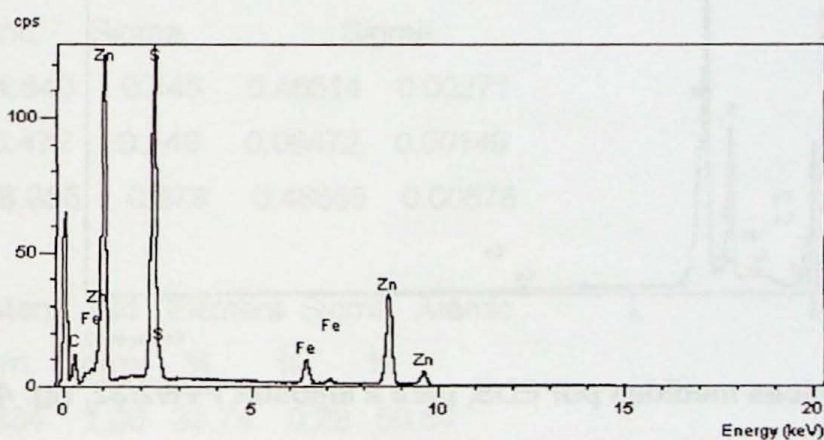
VASQUEZ, M.L. & ROSA-COSTA, L.T. 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará – sistema de informações geográficas – Programa Geologia do Brasil (PGB), integração, atualização e difusão de dados da geologia do Brasil – mapas geológicos estaduais*. CPRM, 328p. Belém do Pará, 2008.

ANEXOS

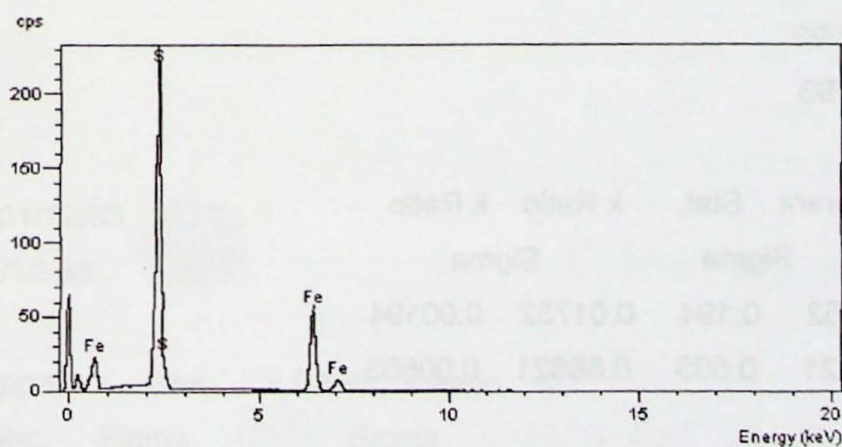
Anexo 1.1 – Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 45), e os resultados do EDS, para cada ponto assinalado. Ponto 1.



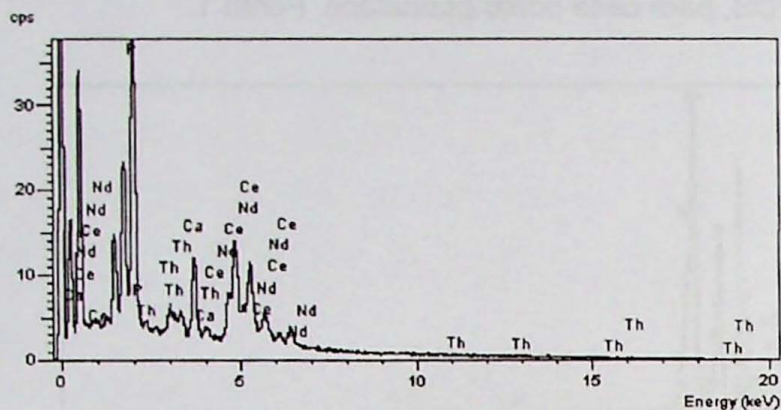
Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 45), ponto 2.



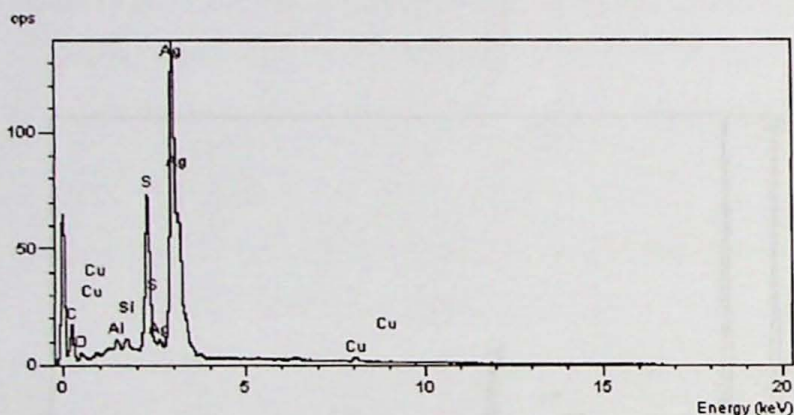
Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 45), ponto 3.



Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 45), ponto 4.



Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 45), ponto 5.



Porcentagens químicas medidas por EDS, para a amostra FV6/2/32, fig. 45.

PONTO 1

Standards :

Cu K Cu 01/12/93

Ag L Ag 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
Cu K	ED	1.752	0.194	0.01752	0.00194
Ag L	ED	68.821	0.503	0.68821	0.00503

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic	Compound	Nos. of
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	%	ions	
Cu K	ED	1.016	1.00	2.20	0.24	2.60	CuO	2.75 2.44
Ag L	ED	0.968	0.99	90.53	0.30	63.19	Ag ₂ O	97.25 59.13
O			7.27	0.21	34.20			32.00
Total			100.00		100.00			100.00

Cation sum 61.56

PONTO 2

Standards :

S K FeS₂ 01/12/93

Fe K Fe 01/12/93

Zn K Zn 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma			
S K	ED	24.843	0.145	0.46514	0.00271
Fe K	ED	5.472	0.149	0.05472	0.00149
Zn K	ED	48.655	0.578	0.48655	0.00578

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	
S K	ED	0.834	1.00	33.74	0.28	50.54
Fe K	ED	1.008	1.00	6.15	0.16	5.29
Zn K	ED	0.916	1.00	60.11	0.32	44.17
Total			100.00		100.00	

PONTO 3

Standards :

S K FeS₂ 01/12/93

Fe K Fe 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma			
S K	ED	46.117	0.191	0.86345	0.00358
Fe K	ED	35.163	0.297	0.35163	0.00297

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	
S K	ED	0.984	1.00	54.22	0.23	67.35
Fe K	ED	0.888	1.00	45.78	0.23	32.65
Total			100.00		100.00	

PONTO 4

Standards :

P K	GaP	29/11/93
Ca K	Wollas	23/11/93
Ce L	CeO2	01/12/93
Nd L	NdF3	01/12/93
Th M	ThO2	01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
P K	ED	9.806	0.122	0.31880	0.00397
Ca K	ED	2.907	0.076	0.08476	0.00222
Ce L	ED	7.343	0.278	0.09019	0.00342
Nd L	ED	3.554	0.260	0.04958	0.00362
Th M	ED	1.599	0.206	0.01820	0.00235

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic	Compound	Nos. of
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	%	ions	
P K	ED	1.068	1.01	21.44	0.36	20.56	P2O5	49.14 9.77
Ca K	ED	0.988	0.99	6.87	0.19	5.09	CaO	9.61 2.42
Ce L	ED	0.828	0.99	20.70	0.67	4.39	Ce2O3	24.24 2.08
Nd L	ED	0.860	0.99	9.64	0.65	1.99	Nd2O3	11.25 0.94
Th M	ED	0.736	0.98	5.07	0.62	0.65	ThO2	5.77 0.31
O			36.28	0.60	67.34			32.00
Total			100.00		100.00		100.00	

Cation sum 15.52

PONTO 5

Standards :

S K FeS2 01/12/93

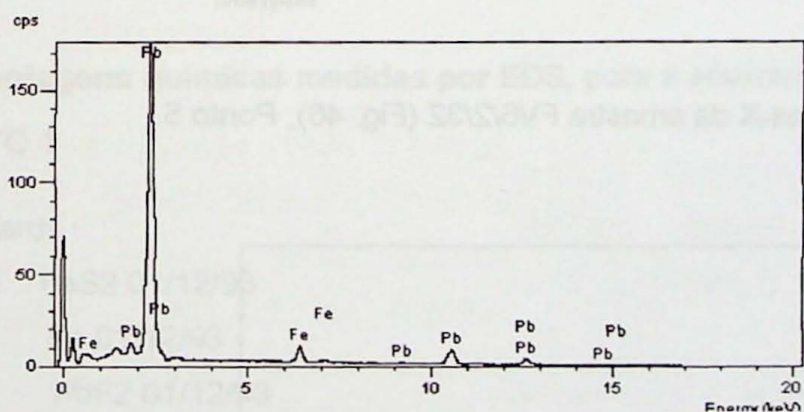
Cu K Cu 01/12/93

Ag L Ag 01/12/93

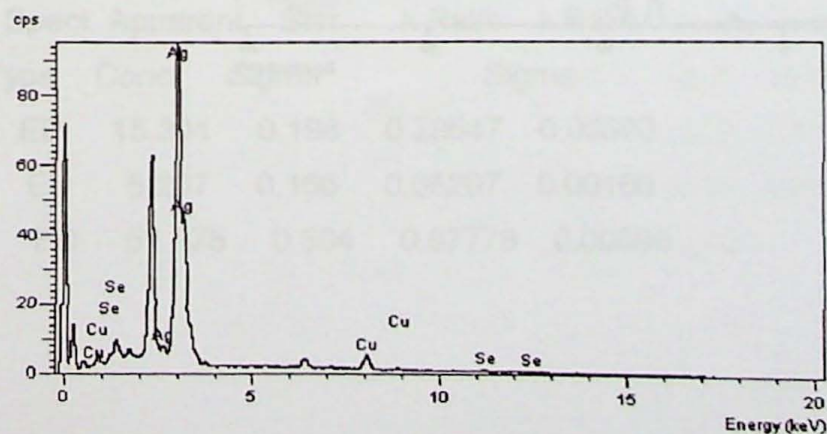
Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma			Sigma
S K	ED	13.611	0.119	0.25485	0.00223
Cu K	ED	1.752	0.194	0.01752	0.00194
Ag L	ED	68.282	0.503	0.68282	0.00503

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
Type	Conn.	Conn.	%	%	%	
S K	ED	1.091	1.00	13.78	0.14	34.61
Cu K	ED	0.997	1.00	1.94	0.21	2.46
Ag L	ED	0.895	0.99	84.28	0.23	62.93
Total			100.00		100.00	

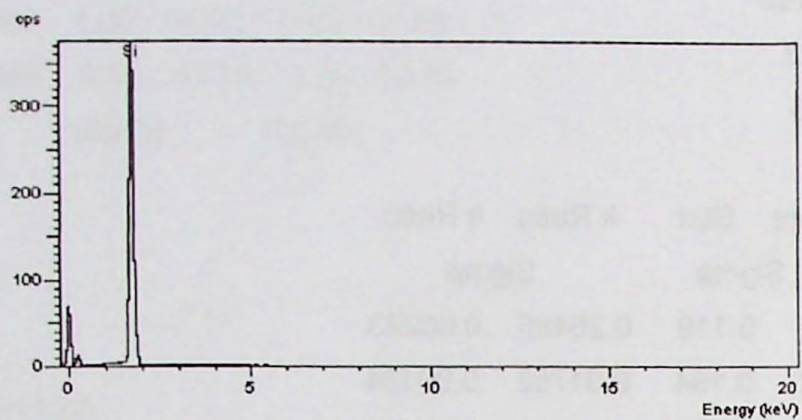
Anexo 1.2 – Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), e os resultados do EDS, para cada ponto assinalado. Ponto 1.



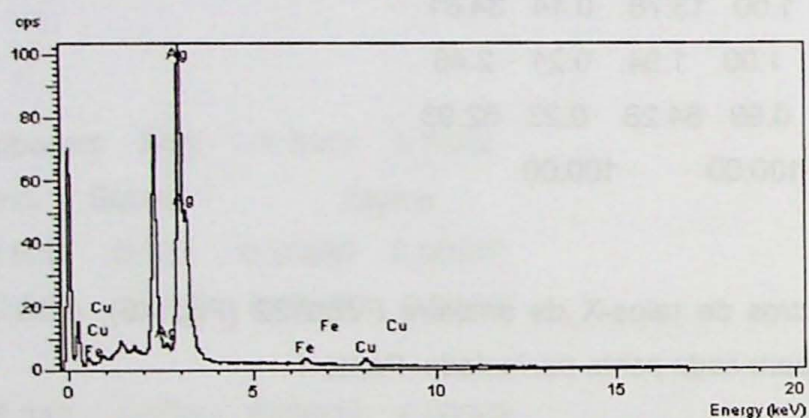
Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), Ponto 2.



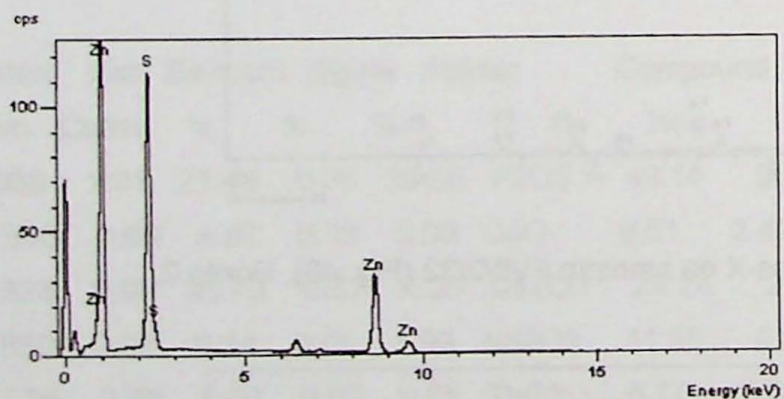
Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), Ponto 3.



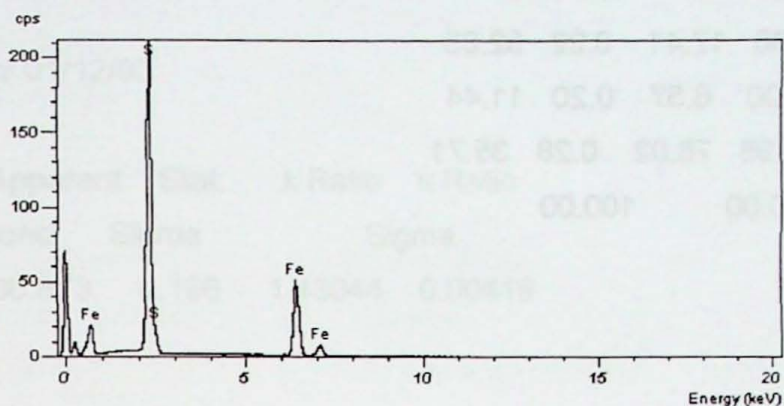
Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), Ponto 4.



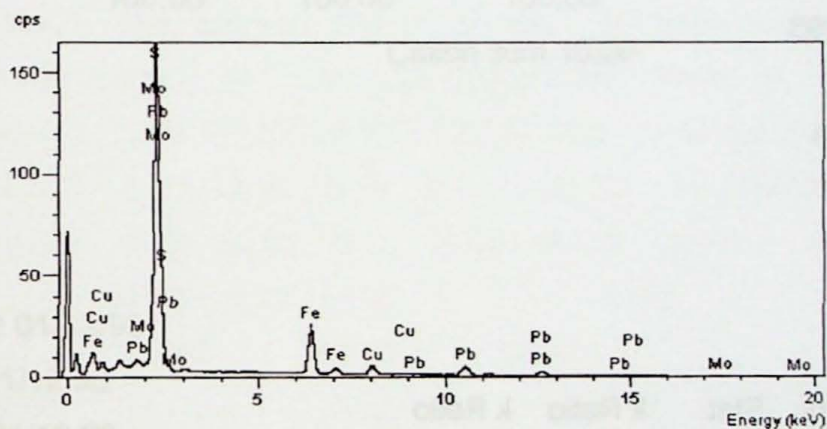
Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), Ponto 5.



Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), Ponto 6



Espectros de raios-X da amostra FV6/2/32 (Fig. 46), Ponto 7.



Porcentagens químicas medidas por EDS, para a amostra FV6/2/32, fig. 46.

PONTO 1

Standards :

S K FeS2 01/12/93

Fe K Fe 01/12/93

Pb M PbF2 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
S K	ED	15.301	0.198	0.28647	0.00370
Fe K	ED	5.207	0.166	0.05207	0.00166
Pb M	ED	57.275	0.504	0.67778	0.00596

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	
S K	ED	1.160	1.00	17.41	0.22	52.85
Fe K	ED	1.047	1.00	6.57	0.20	11.44
Pb M	ED	0.994	0.98	76.02	0.28	35.71
Total			100.00		100.00	

PONTO 2

Standards :

S K FeS2 01/12/93
 Fe K Fe 01/12/93
 Cu K Cu 01/12/93
 Se L Se 01/12/93
 Ag L Ag 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
S K	ED	11.914	0.109	0.22306	0.00205
Fe K	ED	1.468	0.116	0.01468	0.00116
Cu K	ED	4.443	0.216	0.04443	0.00216
Se L	ED	1.083	0.066	0.01083	0.00066
Ag L	ED	48.073	0.424	0.48073	0.00424

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	
S K	ED	1.051	1.00	15.15	0.16	35.66
Fe K	ED	0.964	1.00	2.03	0.16	2.75
Cu K	ED	0.987	1.00	6.01	0.28	7.14
Se L	ED	0.523	0.92	2.77	0.16	2.64
Ag L	ED	0.868	0.99	74.04	0.34	51.81
Total			100.00		100.00	

PONTO 3

Standards :

Si K Quartz 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
Si K	ED	66.873	0.196	1.43044	0.00419

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic	Compound	Nos. of
	Type	Corrn.	Corrn.	%	%	%	ions	
Si K	ED	0.982	1.01	46.74	0.10	33.33	SiO ₂	16.00
O			53.26	0.10	66.67			32.00
Total			100.00		100.00	100.00		
Cation sum 16.00								

PONTO 4

Standards :

S K FeS₂ 01/12/93

Fe K Fe 01/12/93

Cu K Cu 01/12/93

Ag L Ag 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
S K	ED	14.050	0.117	0.26306	0.00220
Fe K	ED	0.993	0.110	0.00993	0.00110
Cu K	ED	2.080	0.185	0.02080	0.00185
Ag L	ED	51.685	0.440	0.51685	0.00440

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
	Type	Corrn.	Corrn.	%	%	%
S K	ED	1.079	1.00	17.20	0.17	40.22
Fe K	ED	0.954	1.00	1.38	0.15	1.85
Cu K	ED	0.982	1.00	2.80	0.24	3.30
Ag L	ED	0.869	0.99	78.62	0.29	54.63
Total			100.00		100.00	

PONTO 5

Standards :

S K FeS2 01/12/93

Zn K Zn 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
S K	ED	22.552	0.138	0.42225	0.00259
Zn K	ED	45.659	0.558	0.45659	0.00558

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
	Type	Corrn.	Corrn.	%	%	%
S K	ED	0.829	1.00	35.40	0.31	52.77
Zn K	ED	0.920	1.00	64.60	0.31	47.23
Total				100.00		100.00

PONTO 6

Standards :

S K FeS2 01/12/93

Fe K Fe 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
S K	ED	41.975	0.183	0.78590	0.00343
Fe K	ED	31.527	0.282	0.31527	0.00282

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
	Type	Corrn.	Corrn.	%	%	%
S K	ED	0.984	1.00	54.55	0.25	67.64
Fe K	ED	0.887	1.00	45.45	0.25	32.36
Total				100.00		100.00

PONTO 7

Standards :

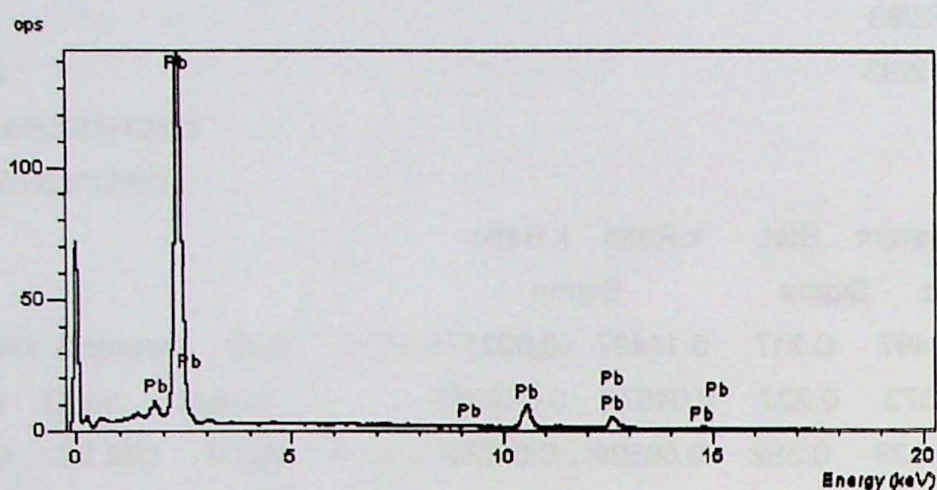
Fe K Fe 01/12/93
 Cu K Cu 01/12/93
 Mo L Mo 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
Fe K	ED	14.497	0.217	0.14497	0.00217
Cu K	ED	4.673	0.227	0.04673	0.00227
Mo L	ED	58.529	0.352	0.58529	0.00352

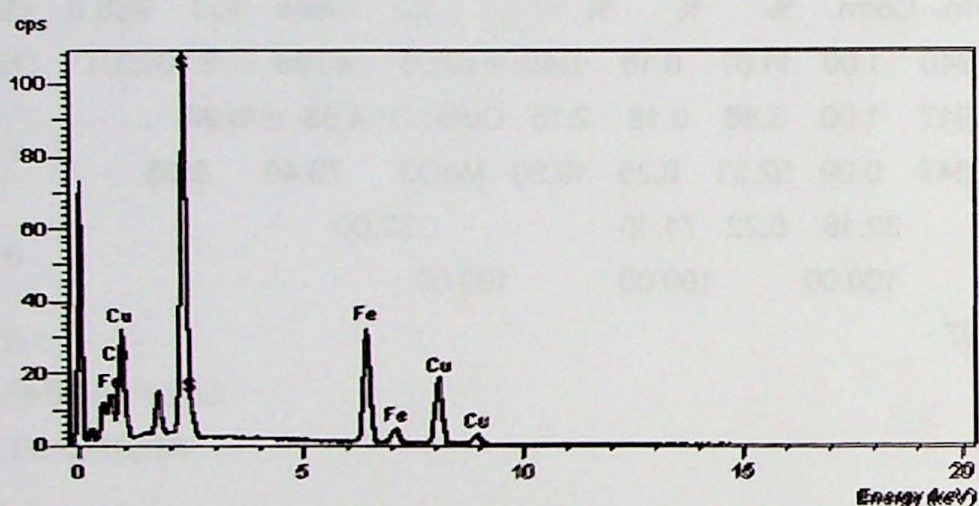
Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic	Compound	Nos. of
	Type	Corn.	Corn.	%	%	%	%	ions
Fe K	ED	0.940	1.00	11.67	0.16	7.40	Fe ₂ O ₃	16.69 3.33
Cu K	ED	0.917	1.00	3.86	0.18	2.15	CuO	4.83 0.97
Mo L	ED	0.847	0.99	52.31	0.25	19.30	MoO ₃	78.49 8.68
O				32.16	0.22	71.15		32.00
Total				100.00		100.00		100.00

Cation sum 12.97

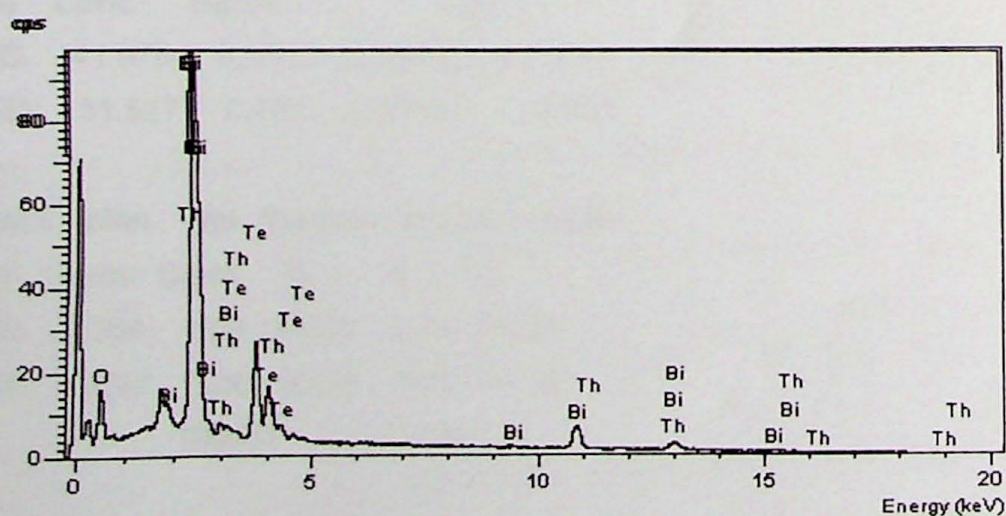
Anexo 1.3 – Espectros de raios-X da amostra FV6/1/19 (Fig. 47), e os resultados do EDS, para cada ponto assinalado. Ponto 1.



Espectros de raios-X da amostra FV6/1/19 (Figura 47), Ponto 2.



Espectros de raios-X da amostra FV6/1/19 (Figura 47), Ponto 3.



Porcentagens químicas medidas por EDS, para a amostra FV6/1/19, fig. 47.

PONTO 1

Standards :

S K FeS2 01/12/93

Pb M PbF2 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
S K	ED	9.407	0.177	0.17612	0.00331
Pb M	ED	52.534	0.459	0.62168	0.00543

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
	Type	Corn.	Corn.	%	%	%
S K	ED	1.209	1.00	13.31	0.24	49.81
Pb M	ED	1.037	0.98	86.69	0.24	50.19
Total			100.00		100.00	

PONTO 2

Standards :

S K FeS2 01/12/93

Fe K Fe 01/12/93

Cu K Cu 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
	Type	Conc.	Sigma		Sigma
S K	ED	21.277	0.134	0.39837	0.00252
Fe K	ED	19.537	0.231	0.19537	0.00231
Cu K	ED	19.879	0.329	0.19879	0.00329

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
	Type	Corn.	Corn.	%	%	%

S K	ED	0.900	1.00	35.64	0.28	50.75
Fe K	ED	0.971	1.00	30.31	0.31	24.78
Cu K	ED	0.880	1.00	34.05	0.40	24.47
Total			100.00		100.00	

PONTO 3

Standards :

Te L HgTe 01/12/93

Bi M Bi 01/12/93

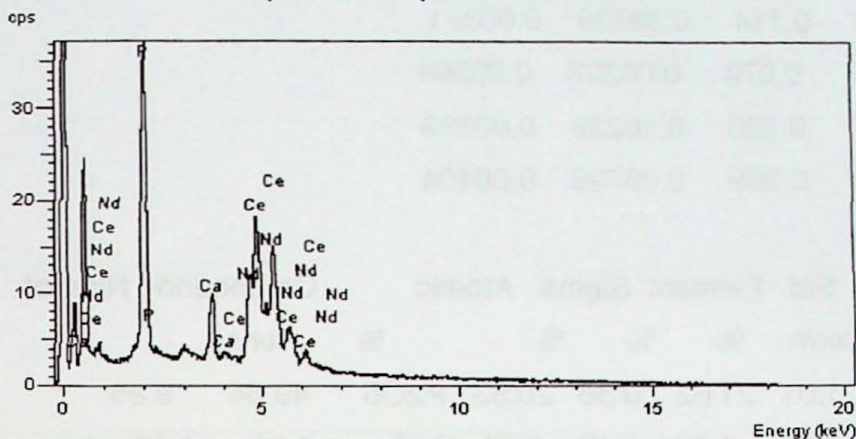
Th M ThO2 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
Te L	ED	19.488	0.294	0.50123	0.00757
Bi M	ED	45.647	0.389	0.45647	0.00389
Th M	ED	2.141	0.249	0.02436	0.00283

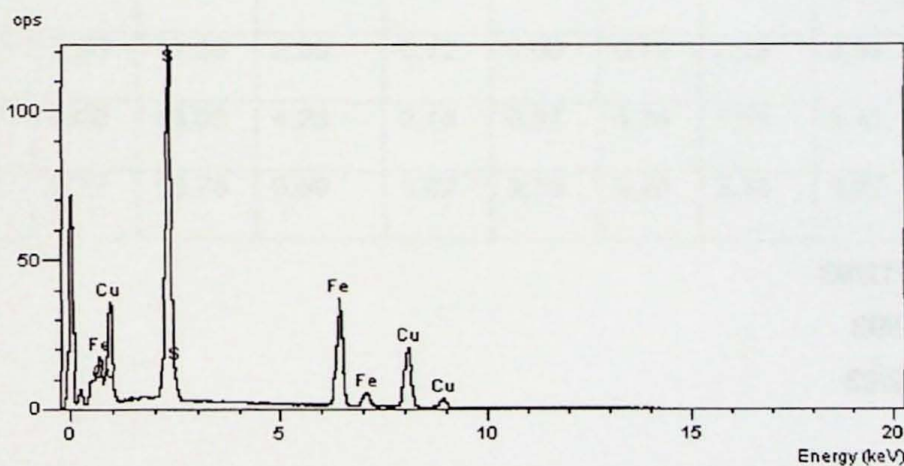
Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic	Compound	Nos. of
Type	Corn.	Corn.	%	%	%	%	ions	
Te L	ED	0.883	0.98	24.75	0.33	14.64	TeO2	30.95 7.42
Bi M	ED	0.874	0.98	58.59	0.41	21.16	Bi2O3	65.32 10.72
Th M	ED	0.733	0.98	3.28	0.37	1.07	ThO2	3.73 0.54
O			13.39	0.27	63.14			32.00
Total			100.00		100.00			100.00

Cation sum 18.68

EDS, para cada ponto assinalado. Ponto 1.



Espectros de raios-X da amostra FV6/1/19 (Figura 48), Ponto 2.



Porcentagens químicas medidas por EDS, para a amostra FV6/1/19, fig. 48.

PONTO 1

Standards :

P K GaP 29/11/93

Ca K Wollas 23/11/93

Ce L CeO2 01/12/93

Nd L NdF3 01/12/93

Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
P K	ED	9.268	0.114	0.30129	0.00371
Ca K	ED	2.135	0.070	0.06223	0.00204
Ce L	ED	8.327	0.320	0.10229	0.00393
Nd L	ED	4.873	0.289	0.06799	0.00404

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic	Compound	Nos. of
Type	Conn.	Conn.	%	%	%	%	ions	
P K	ED	1.034	1.01	21.62	0.36	20.83	P2O5	49.54 9.86
Ca K	ED	1.012	0.99	5.09	0.17	3.79	CaO	7.11 1.79
Ce L	ED	0.848	0.99	23.68	0.74	5.04	Ce2O3	27.74 2.39
Nd L	ED	0.878	0.99	13.38	0.70	2.77	Nd2O3	15.60 1.31
O			36.23	0.59	67.57			32.00
Total			100.00		100.00			100.00
Cation sum 15.36								

PONTO 2

Standards :

S K FeS2 01/12/93
 Fe K Fe 01/12/93
 Cu K Cu 01/12/93

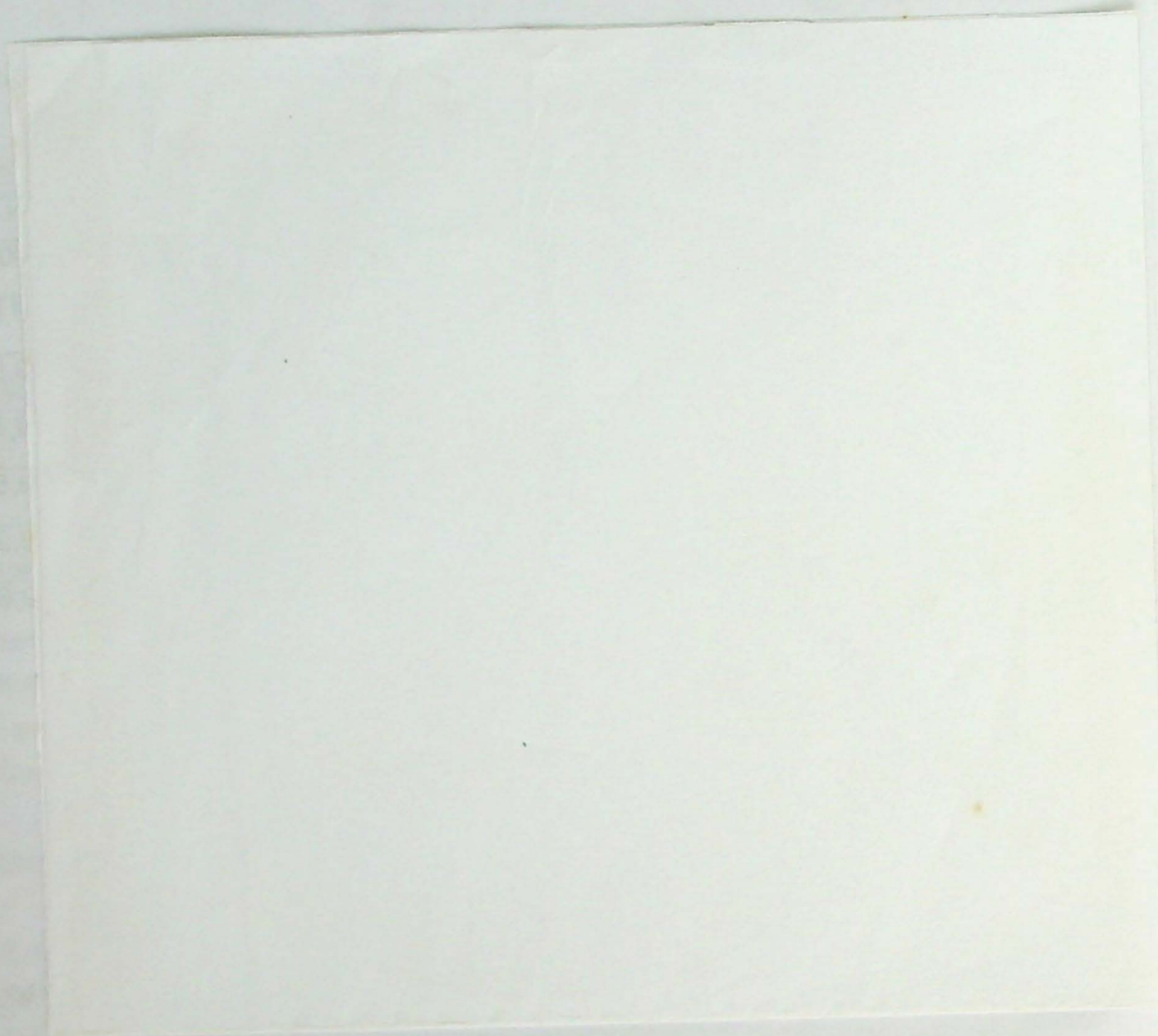
Elmt	Spect.	Apparent	Stat.	k Ratio	k Ratio
Type	Conc.	Sigma		Sigma	
S K	ED	24.078	0.143	0.45082	0.00267
Fe K	ED	21.884	0.243	0.21884	0.00243
Cu K	ED	21.955	0.342	0.21955	0.00342

Elmt	Spect.	Inten.	Std	Element	Sigma	Atomic
Type	Conn.	Conn.	%	%	%	
S K	ED	0.901	1.00	35.99	0.26	51.12
Fe K	ED	0.970	1.00	30.38	0.29	24.78
Cu K	ED	0.879	1.00	33.63	0.37	24.10
Total			100.00		100.00	

Anexo 2. Tabela de geoquímica dos elementos maiores.

	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Perda	Soma
X4.5.1	66,6	0,39	17,82	2,24	0,04	1,20	1,08	4,60	4,16	0,07	1,76	100,02
X4.5.3	68,4	0,47	16,43	2,85	0,07	0,68	0,58	3,97	4,62	0,07	1,66	99,85
X4.3.6	77,9	0,37	10,13	2,17	0,09	0,64	0,81	0,42	5,80	0,18	1,30	99,86
X4.3.7	67,6	0,43	16,86	2,52	0,02	1,01	0,69	1,62	6,60	0,14	2,13	99,74
X4.8.4	75,4	0,30	11,35	2,36	0,12	0,69	0,72	0,29	6,54	0,06	1,56	99,53
X4.12.1	68,7	0,66	13,03	4,28	0,13	0,51	4,35	1,61	5,45	0,13	0,96	99,92
X4.20.1	76,2	0,17	12,73	0,69	0,02	0,15	0,20	3,13	5,07	0,02	1,45	99,87

Anexo 3. CD de dados SIG e sensoriamento remoto.



DOAÇÃO _____
<i>TGC-USP</i>
Data: <i>21/02/11</i>

