

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DE
ZONAS HIDROTERMALIZADAS EM VULCÂNICAS E PÓRFIROS
PALEOPROTEROZÓICOS DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO
XINGU (PA) – CRÁTON AMAZÔNICO**

Fares Ferreira Pessoa

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Co-Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2010/17)**

**SÃO PAULO
2010**

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DE
ZONAS HIDROTHERMALIZADAS EM VULCÂNICAS E PÓRFIROS
PALEOPROTEROZOÍCOS DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO
XINGU (PA) – CRÁTON AMAZÔNICO**

Fares Ferreira Pessoa



Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

Co-Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Bettencourt

DEDALUS - Acervo - IGC



30900028376

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2010/17)**

**SÃO PAULO
2010**

TF
P475
FF.2

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DE
ZONAS HIPOTERMALIZADAS EM VULCÂNICAS E PORFÍROS
PALEOPROTEROZOICOS DA REGIÃO DE SÃO FELIX DO
XINGU (PA) - CRÁTON AMAZÔNICO



Fatos Petróleos Brasileiros

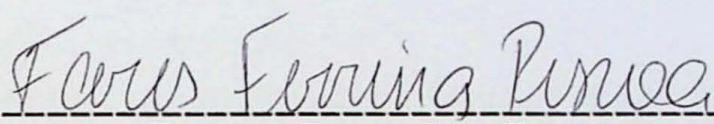
Orientador: Prof. Dr. Celso de Almeida
Co-Orientador: Prof. Dr. Jorge Silva Brito

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FÓRMATURA
(TF - 2010/11)

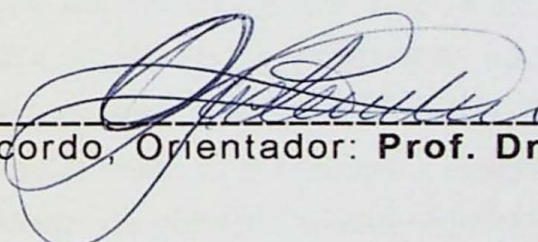
SÃO PAULO
2010

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA DE
ZONAS HIDROTHERMALIZADAS EM VULCÂNICAS E PÓRFIROS
PALEOPROTEROZOÍCOS DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO
XINGU (PA) – CRÁTON AMAZÔNICO**



Fares Ferreira Pessoa



De acordo, Orientador: **Prof. Dr. Caetano Juliani**

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF – 2010/17)**

**SÃO PAULO
2010**

AGRADECIMENTOS

Agudeço ao Prof. Dr. Cassiano Jurek pelo incentivo e orientação de trabalhar nessa área tão fascinante quanto e desafiadora paleopetrográfica da Amazônia e além das fronteiras brasileiras. Agradeço ainda pessoas que estiveram e estarão de perto dessa multidisciplinar, que não se pararam e estão no meu coração. Não consigo esquecer que estou passando os dias trabalhando atualmente e momentaneamente durante esse período. Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Jorge Delgado e ao Prof. Dr. Carlos Alberto Lima Fernandes pelas orientações e discussões. Um agradecimento para os membros do Núcleo de Apoio Científico, sua ajuda, disposição de colaborar e trabalho. Vou ser um grande beneficiário dessa pesquisa e isso me dá um novo impulso para a vida acadêmica.

Agradeço ao Prof. Dr. Cassiano Jurek pelo incentivo e orientação de trabalhar nessa área tão fascinante quanto e desafiadora paleopetrográfica da Amazônia e além das fronteiras brasileiras. Agradeço ainda pessoas que estiveram e estarão de perto dessa multidisciplinar, que não se pararam e estão no meu coração. Não consigo esquecer que estou passando os dias trabalhando atualmente e momentaneamente durante esse período. Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Jorge Delgado e ao Prof. Dr. Carlos Alberto Lima Fernandes pelas orientações e discussões. Um agradecimento para os membros do Núcleo de Apoio Científico, sua ajuda, disposição de colaborar e trabalho. Vou ser um grande beneficiário dessa pesquisa e isso me dá um novo impulso para a vida acadêmica.

Uma homenagem ao trabalho entre o Departamento de Geologia e o Departamento de Física da UFPA. Agradeço ao Prof. Dr. Cassiano Jurek pelo incentivo e orientação de trabalhar nessa área tão fascinante quanto e desafiadora paleopetrográfica da Amazônia e além das fronteiras brasileiras. Agradeço ainda pessoas que estiveram e estarão de perto dessa multidisciplinar, que não se pararam e estão no meu coração. Não consigo esquecer que estou passando os dias trabalhando atualmente e momentaneamente durante esse período. Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Jorge Delgado e ao Prof. Dr. Carlos Alberto Lima Fernandes pelas orientações e discussões. Um agradecimento para os membros do Núcleo de Apoio Científico, sua ajuda, disposição de colaborar e trabalho. Vou ser um grande beneficiário dessa pesquisa e isso me dá um novo impulso para a vida acadêmica.

Com todo o carinho e respeito, agradeço ao Prof. Dr. Cassiano Jurek pelo incentivo e orientação de trabalhar nessa área tão fascinante quanto e desafiadora paleopetrográfica da Amazônia e além das fronteiras brasileiras. Agradeço ainda pessoas que estiveram e estarão de perto dessa multidisciplinar, que não se pararam e estão no meu coração. Não consigo esquecer que estou passando os dias trabalhando atualmente e momentaneamente durante esse período. Agradeço ao meu orientador Prof. Dr. Jorge Delgado e ao Prof. Dr. Carlos Alberto Lima Fernandes pelas orientações e discussões. Um agradecimento para os membros do Núcleo de Apoio Científico, sua ajuda, disposição de colaborar e trabalho. Vou ser um grande beneficiário dessa pesquisa e isso me dá um novo impulso para a vida acadêmica.

"Não consigo entender por que as pessoas têm medo das novas ideias.

Eu tenho medo das velhas."

John M. Cage

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao Prof. Dr. Caetano Juliani pela orientação e oportunidade de trabalhar numa área tão fascinante quanto o vulcanismo paleoproterozóico da Amazônia e alterações hidrotermais associadas. Sempre admirei pessoas que encaram a Geologia de uma forma multidisciplinar, que não se prendem a rótulos ou áreas específicas. Não conheço ninguém que melhor represente um pesquisador polivalente e interessado por diversas áreas das geociências. Agradeço ao meu co-orientador Prof. Dr. Jorge Bettencourt e ao Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes pelas conversas e discussões. Sou imensamente grato ao mestrando Bruno Lagler (Meninão), meu amigo, companheiro de discussões e trabalho. Você foi um grande incentivador dessa pesquisa e sem sua ajuda não seria possível terminá-la. Muito obrigado!

Agradeço ao CNPq pela bolsa de iniciação científica PIBIC, projeto que evoluiu e transformou-se nesse trabalho de formatura. Sou grato ao INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA/PETROBRÁS – Proc. 573733/2008-2), CNPq/CT-Mineral (Proc. 505851/2004-0 e 555066/2006-1) e PROCAD/CAPES (Proc. 0096/05-9) pelo apoio financeiro fornecido a essa pesquisa.

Uma abordagem tão variada como a desse trabalho dificilmente é realizada sem a ajuda de muitas pessoas. Nesse sentido, sou grato ao Flaviano Fernandes (Juba), Érica Tonetto e Dailto Silva, responsáveis pelo LABMEV do IG-UNICAMP, pela disposição em resolver problemas e pela busca por ouro e prata. Agradeço ao Flávio Carvalho do Laboratório de DRX do IGc-USP pela ajuda na obtenção e interpretação de difratogramas de amostras nem sempre amigáveis. Sou imensamente grato ao Marcos Mansueto, responsável pelo Laboratório de Microsonda do IGc-USP, pelas boas risadas, conversas e discussões à respeito da química mineral. Agradeço aos gatunos Andrés Bustamante e Carlos Mario Echeverri pela ajuda nos cálculos e uso do MinPet.

Conheci pessoas incríveis nesses cinco anos e sou grato às conversas, brejas de quinta (e eventualmente de outros dias) e a amizade de Claudio Alejandro Salazar Mora (meu irmão Kabong), Gaspar Darin Filho, Mateus (Vizinho), Rafael (Vizinho), Aline Mota (Massacrada ou Bassa), Marília Pulito de Aguiar (Atoladinha), Fernando César Caramello (Caraio), Diego Daniel Silva (Fyona), André de Souza Pires (Fungah), Rodolfo Carlos Mineli (Pinky), Mariana Tiisel (Voo-doo), Stephano Pessini (Gargalo), Evandro Nardini (Arregazzo), Renato Kahwage (Mimozzo), da galera do Cativoiro (que tantas vezes me abrigou) e de toda a turma de 2006. Agradeço também aos meus amigos da pós-graduação Thiago Piacentini (Nulo) e Frederico Castro Jobim Vilalva (Jaú) pelo incentivo no começo do curso e eterna amizade.

Agradeço ao Instituto de Geociências da USP pela recepção calorosa no início dessa jornada e apoio em todas minhas atividades acadêmicas. Destaco meus agradecimentos

aos funcionários Henrique, Claudionor, Sandra, Tomaz, Márcio, Ivoneide e Marilda pela atenção e ótimos serviços prestados.

Alguns professores me inspiram por sua forma de ensinar e amor a Geologia, sou grato a Renato Paes de Almeida (Ninguém), Silvio Roberto Farias Vlach (Silvião), Renato de Moraes, Carlos Henrique Grohmann de Carvalho (Guano) e Gergely Andres Julio Szabó por compartilharem seu conhecimento e incentivarem o espírito crítico de uma forma tão agradável e simples.

Agradeço a galera da REGEA pela paciência e todo apoio que me deram durante o desenvolvimento desse trabalho, muito obrigado Mi e Skrotho.

Sou grato à minha família, sem a qual nada disso faria o menor sentido. Muito obrigado às minhas tias (Elta, Rita e Amal), aos meus tios (Paulinho, Edmilson e Sérgio), ao meu primo Leonardo e meu irmão Átila (meu orgulho e futuro Geólogo). Aos meus amigos da terrinha, que sempre estarão comigo, Maurinho, Pollyana, Juarez, Diego e Broto, vocês são demais! À minha namorada (Bá), por entender como é difícil namorar um aspirante à Geólogo e por sempre me apoiar. Por fim, gostaria de agradecer e dedicar esse trabalho às duas pessoas mais incríveis do mundo. Não conheço pessoa mais simpática e de coração tão bom quanto da minha mãe (Eliana Ferreira), nem pessoa mais sábia e virtuosa que meu baba (Jarbas Antonio Pessoa). Amo vocês incondicionalmente!

RESUMO

O Cráton Amazônico hospeda sequências vulcânicas e pórfiros associados que são agrupados genericamente no Supergrupo Uatumã. A pesquisa visou avaliar o potencial metalogenético associado a esse vulcano-plutonismo paleoproterozóico (1,88–1,87Ga) na região de São Félix do Xingu (PA), com ênfase às alterações magmático–hidrotermais, através da caracterização petrográfica e mineralógica das rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa (Grupo Uatumã).

A Formação Sobreiro, unidade basal, compreende derrames de andesito, de caráter predominantemente cálcio-alcálico de alto potássio a shoshonítico, e caráter tholeiítico subordinado. É composta por rochas porfíricas a glomeroporfíricas, holocristalinas, maciças a foliadas. Os megacristais são de anfibólio (magnesiohastingsita e magnesiohornblenda), clinopiroxênio (augita), plagioclásio (andesina) e feldspato potássico. Rochas piroclásticas são comuns e representadas por lapilli-tufo, tufo de cristais máfico, e tufo de cristais máfico laminado.

A Formação Santa Rosa é composta por riolitos e álcali riolitos holocristalinos, maciços fissurais tardios, com texturas porfíricas a glomeroporfíricas, matriz esferulítica e megacristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; e pórfiros graníticos com megacristais de anfibólio, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio de matriz granofírica. É peraluminosa a metaluminosa, de caráter transicional alcalino–subalcalino. Rochas piroclásticas são representadas por tufo de cristais, tufo vítreo, lapilli-tufo acrescionário e tufo soldado.

Os vulcanitos da Formação Sobreiro apresentam alteração propilitica, com desenvolvimento de paragênese composta por epidoto, clorita, minerais opacos, carbonato, quartzo, albita, fengita, clinozoisita, tremolita, actinolita e calcedônia, que se manifesta de maneira seletivamente pervasiva e fissural. Os vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa apresentam alteração sericítica seletivamente pervasiva a pervasiva, compostas pela paragênese: muscovita, fengita, clorita, quartzo, pirita, barita, esfalerita, fluorita, calcopirita, alloclasita (?), epidoto e carbonato. Os pórfiros ainda apresentam metassomatismo potássico seletivamente pervasivo, marcado pela substituição de megacristais de plagioclásio por microclínio. Indícios de alunite por DRX podem indicar presença de mais sistema epitermal high-sulfidation preservado no Cráton Amazônico.

ABSTRACT

The Amazonian Craton hosts well-preserved volcanic sequences and associated porphyries which are generically grouped in the Uatumã Supergroup. The present research aimed to evaluate the metallogenetic potential associated to this paleoproterozoic (1,88–1,87Ga) volcano-plutonism in the São Felix do Xingu (PA) region. Petrographic and mineralogical characterization focused the magmatic-hydrothermal alterations on the rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations (Uatumã Group).

The Sobreiro Formation, basal portion of this group, comprises high-K calc-alkaline to shoshonitic and subordinated tholeiitic andesitic lava flows. It is composed of massive to foliated, holocrystalline porphyritic to glomeroporphyritic rocks. The megacrystals are amphibole (magnesiohastingsite and magnesiohornblende), clinopyroxene (augite), plagioclase (andesine) and subordinate k-feldspar. Lapilli-tuff, mafic crystal-tuff and laminated mafic crystal-tuff are the common pyroclastic rocks.

The upper Santa Rosa Formation comprises massive holocrystalline rhyolites and alkali-rhyolites with porphyritic to glomeroporphyritic texture and spherulitic matrix. The megacrystals are quartz, k-feldspar and plagioclase. The Formation also contains granitic porphyries with amphibole, quartz, k-feldspar and plagioclase as megacrystals in a granophyric matrix. Geochemically it is peraluminous to metaluminous, and shows transitional alkaline to subalkaline affinity. The pyroclastic rocks are crystal-tuff, glassy tuff, accretionary lapilli-tuff and welded tuff.

The Sobreiro Formation volcanites present propylitic alteration with the development of epidote, chlorite, clinozoisite, carbonate, quartz, sericite, opaque minerals, chalcedony paragenesis which manifests itself as selectively pervasive to pervasive, with occurrences of fissural-type alteration. The volcanites and porphyries of the Santa Rosa Formation usually present selectively pervasive to pervasive sericitic alteration with muscovite, fengite, chlorite, quartz, pyrite, sphalerite, fluorite, chalcopyrite, alloclasite (?), epidote and carbonate paragenesis. The porphyries also present selectively pervasive potassic metassomatism, represented by the substitution of plagioclase megacrystals by microcline. XRD evidences for alunite suggest the presence of another high-sulfidation epithermal system preserved within the Amazonian Craton.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	i
RESUMO.....	iii
ABSTRACT	iv
1. INTRODUÇÃO.....	1
2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO À ÁREA DO ESTUDO.....	2
3. OBJETIVOS.....	2
4. JUSTIFICATIVAS	3
5. MATERIAIS E MÉTODOS	3
5.1 Revisão Bibliográfica	3
5.2 Petrografia e Análise Textural	4
5.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Química Mineral em Microsonda Eletrônica (MSE)	4
5.4 Difractometria de Raios X (DRX).....	5
5.5 Geoquímica.....	5
6. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO.....	5
7. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	7
7.1 Cráton Amazônico	7
7.2 Magmatismo Uatumã	9
7.3 Contexto Geológico da região de São Félix do Xingu.....	10
8. DEPÓSITOS VULCÂNICOS.....	13
8.1 Conceitos fundamentais e classificação de depósitos vulcânicos.....	13
8.2 Classificação de rochas vulcânicas	16
9. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL	17
9.1 Definição e conceitos fundamentais	17
9.2 Tipos e Estilos de Alterações Hidrotermais	18
9.3 Sistemas Epitermais.....	21
10. PETROGRAFIA, ANÁLISE TEXTURAL E CARACTERIZAÇÃO DAS ALTERAÇÕES HIDROTHERMAIS NOS VULCANITOS E PÓRFIROS ASSOCIADOS.....	23
10.1 Formação Sobreiro.....	23
10.1.1 Plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico.....	24
10.1.2 Anfibólio andesito fírico	27
10.1.3 Feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico.....	29
10.1.4 Tufo de cristais máfico e lapilli-tufo de cristais máfico	29
10.1.5 Tufo de cristais máfico laminado	31
10.2 Formação Santa Rosa.....	33

10.2.1 Plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico	35
10.2.2 Feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico	36
10.2.3 Anfibólio pórfiro granítico	36
10.2.4 Tufo de cristais félsico.....	38
10.2.5 Tufo de cristais félsico levemente soldado	40
10.2.6 Tufo soldado	41
10.2.7 Lapilli-tufo acrescicionário	41
10.2.8 Tufo vítreo.....	43
11. QUÍMICA MINERAL.....	45
11.1 Clinopiroxênio.....	45
11.2 Anfibólio	46
11.3 Feldspato	46
11.4 Mica	48
12. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA.....	50
13. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X	57
13.1 Formação Sobreiro.....	57
13.2 Formação Santa Rosa.....	59
14. GEOQUÍMICA	61
14.1 Elementos maiores.....	62
15. DISCUSSÃO.....	66
16. CONCLUSÕES.....	69
17. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	71
ANEXOS.....	75
Anexo I – Análises químicas pontuais utilizando microsonda eletrônica	76
Anexo II – Trabalho apresentado no 45º Congresso Brasileiro de Geologia.....	83
Anexo III – Trabalho submetido ao 18º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da Universidade de São Paulo	85

1. INTRODUÇÃO

Sequências vulcânicas efusivas e explosivas e pórfiros associados ao evento *sensu lato* Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977), do final do Paleoproterozóico, recobrem mais de 1.100.000 km² do Cráton Amazônico e constituem um dos mais significativos episódios de vulcanismo félsico do planeta. Na região centro-sul do Estado do Pará, em uma área ao redor da cidade de São Félix do Xingu, no âmbito da Província Mineral de Carajás, este vulcanismo constitui derrames e diques de traquibasalto, andesito basáltico, traquiandesito, dacito, traquito e riolito, bem como depósitos vulcanoclásticos, representados por tufo de cristais máfico, tufo de cristais félsico, ignimbrito félsico e brecha polimítica maciça (Lagler, 2008).

Estas sequências são incluídas no Grupo Uatumã (Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2006; Lagler *et al.*, 2008; Fernandes, 2009) que é dividido nas formações 1) Sobreiro: basal e constituída majoritariamente por derrames andesíticos, de caráter metaluminoso, natureza cálcio-alcalina e afinidade geoquímica de formação em arco vulcânico e 2) Santa Rosa: composta por vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas sub-alcalinas a alcalinas, peraluminosas e de caráter anorogênico com afinidade de formação em ambiente intraplaca (Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2006).

Em etapas de campo anteriores, realizadas pelo orientador desta pesquisa, foram identificados diversos núcleos de alterações pós-magmáticas nessas sequências vulcânicas, por vezes muito intensas, constituindo centros de alteração hidrotermal, muito dos quais relacionados à intrusão de pórfiros, que podem representar mineralizações epitermais *low*- (adulária-sericita) e *high-sulfidation* (quartzo-alunita) de metais preciosos e de base, a exemplo das ocorrências na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005), além das zonas de metassomatismo potássico e alteração propilitica. Complementarmente, estes vulcanitos são cortados por plútons graníticos anorogênicos de aproximadamente 1.860 Ma, por vezes mineralizados em estanho, tungstênio e molibdênio.

Nas duas últimas décadas essas sequências vulcânicas foram tema de investigações em escala regional e de semi-detalle com diferentes enfoques (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002; Fernandes *et al.*, 2006; Lagler, 2008; Fernandes, 2009). Entretanto, estudos de detalhe visando a caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal ainda são escassos ou encontram-se em fase inicial de desenvolvimento. Esta pesquisa, com tal enfoque, justifica-se por contribuir na elaboração de modelos metalogenéticos para metais preciosos e de base no Cráton Amazônico, o que pode ser de grande utilidade para aos trabalhos de prospecção mineral.

2. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO À ÁREA DO ESTUDO

A área do estudo localiza-se na porção centro-sul do Estado do Pará (Figura 1), nas vizinhanças de São Félix do Xingu (PA) (Folha SB-22-Y-B – São Félix do Xingu). Encontra-se limitada pelos paralelos $6^{\circ}30'00''$ e $6^{\circ}57'00''$ de latitude sul e pelos meridianos $51^{\circ}56'00''$ e $52^{\circ}30'00''$ de longitude oeste, totalizando aproximadamente 2.630 km².

As principais vias de acesso a área de estudo são as rodovias PA-150 (Belém – Marabá – Xinguara) e PA-279 (Xinguara – Tucumã – São Félix do Xingu). No interior da área ainda existem vias locais que interligam pequenos povoados, vilas e sedes de fazendas.

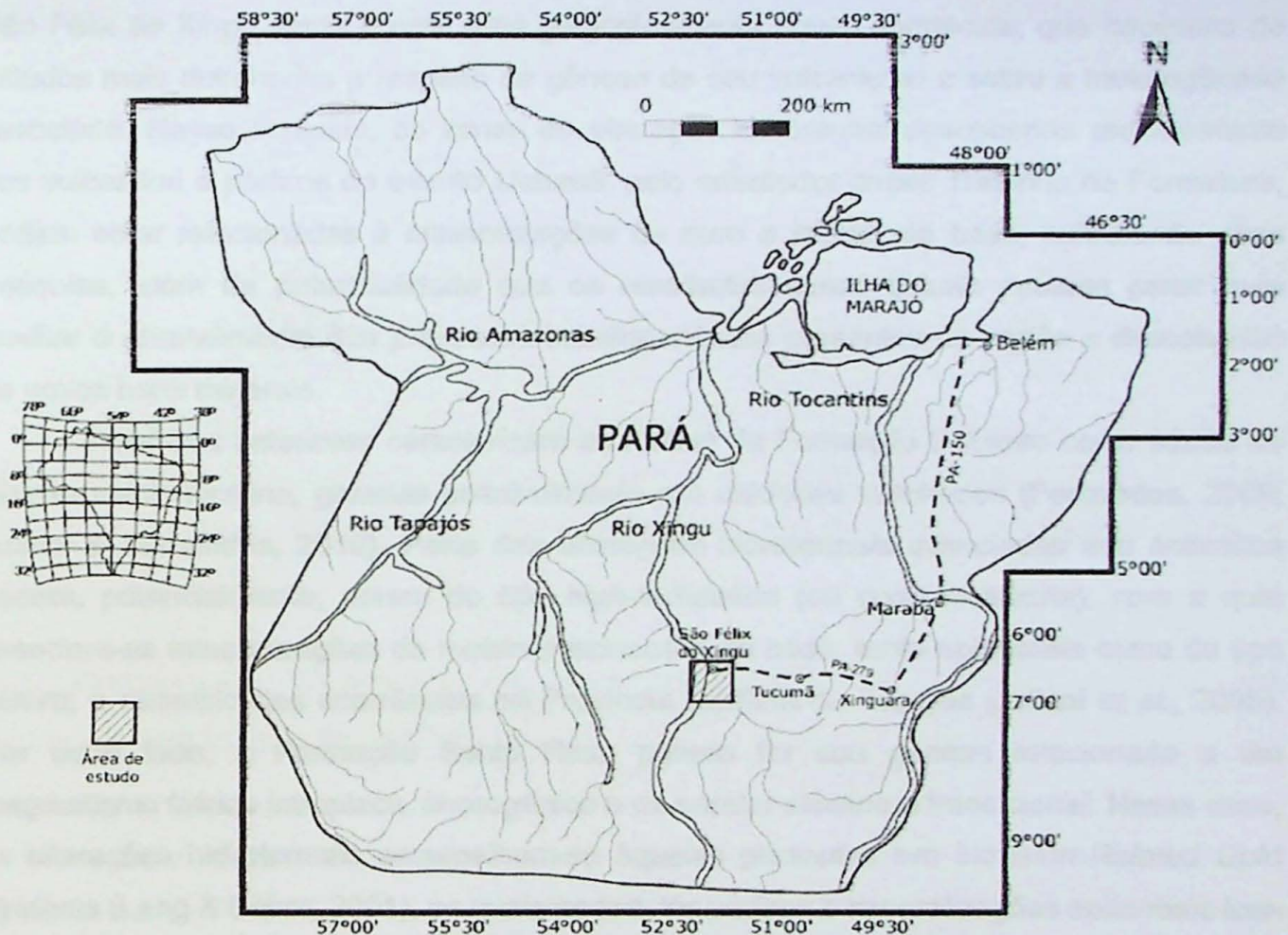


Figura 1: Mapa do Estado do Pará com localização da área de estudo e principais vias de acesso. Extraído de Fernandes (2005).

3. OBJETIVOS

A pesquisa visou avaliar o potencial metalogenético associado a esse vulcano-plutononismo na região de São Félix do Xingu (PA) (Juliani & Fernandes, 2010), com ênfase às alterações magmático-hidrotermais através da caracterização petrográfica e mineralógica das rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa (Grupo Uatumã). Para tanto foram caracterizados petrograficamente os vulcanitos, pórfiros e, especialmente, as rochas hidrotermalizadas das formações Sobreiro e Santa Rosa. Complementarmente foram

caracterizados megacristais, minerais opacos e fases minerais mais finas e de difícil identificação ao microscópio petrográfico por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV), microsonda eletrônica (MSE) e difração de raios X (DRX).

4. JUSTIFICATIVAS

A região de São Félix do Xingu (PA) insere-se na Província Mineral de Carajás, área essa que além de possuir significativa importância econômica tem papel estratégico para o Brasil no que diz respeito a bens minerais, tais como ferro, estanho, manganês, alumínio, platinóides, cobre, zinco e ouro. Mesmo sendo uma região com imenso potencial mineral, São Félix do Xingu ainda é uma área geologicamente pouco conhecida, que necessita de estudos mais detalhados a respeito da gênese de seu vulcanismo e sobre a metalogênese associada. Nesse contexto, as zonas de alteração hidrotermal descobertas recentemente nos vulcanitos e pórfiros do evento Uatumã, pelo orientador desse Trabalho de Formatura, podem estar relacionadas à mineralizações de ouro e metais de base, justificando essa pesquisa, além da potencialidade que os resultados desse estudo possam gerar para auxiliar o entendimento dos processos metalogenéticos presentes na região e descobertas de novos bens minerais.

Trabalhos anteriores caracterizam as rochas da Formação Sobreiro como sendo de filiação cálcio-alcálica, geradas possivelmente em caldeiras vulcânicas (Fernandes, 2009; Juliani & Fernandes, 2010). Parte das alterações hidrotermais associadas aos andesitos podem, potencialmente, serem do tipo *high-sulfidation* (ou quartzo-alunita), com a qual associam-se mineralizações de metais preciosos e de base, tanto epitermais como do tipo pórfiro, a exemplo das ocorrências na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005). Por outro lado, a Formação Santa Rosa parece ter sua gênese relacionada a um magmatismo félsico intraplaca, anorogênico e de caráter alcalino a transicional. Nesse caso, as alterações hidrotermais assemelham-se às aquelas presentes em *Intrusion Related Gold Systems* (Lang & Baker, 2001), as quais podem ter pórfiros e mineralizações epitermais *low-sulfidation* (ou adularia-sericita) de ouro, bem como de estanho e wolfrâmio associados.

5. MATERIAIS E MÉTODOS

5.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica buscou fornecer embasamento teórico para desenvolvimento das atividades propostas. Nesse sentido, foram compilados livros, artigos e teses relacionados a temas sobre a geologia regional e local, bem como temas relacionados à descrição de rochas vulcânicas e processos hidrotermais associados à mineralizações de ouro e de metais de base. Para tanto será utilizado o acervo da biblioteca do IGc-USP e os sistemas de buscas de dados, fornecidos pelo Sistema Integrado de Bibliotecas da

Universidade de São Paulo (SIBi/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e Web of Science e pelo portal CAPES.

5.2 Petrografia e Análise Textural

As amostras utilizadas neste trabalho foram coletadas em afloramentos naturais em etapas de campo já realizadas pelo orientador desta pesquisa. A partir de estudos mesoscópicos foram escolhidas aquelas que melhor representam as unidades vulcânicas do Grupo Uatumã e ígneas associadas. As seções delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação do IGc-USP e foram analisadas com uso de microscópio óptico convencional da marca Olympus, modelo BX-40. Cinquenta lâminas foram descritas e a análise textural procurou caracterizar as fases minerais presentes; descrever detalhadamente a forma de ocorrência de cada fase mineral, incluindo hábito, dimensão, relações de contato, intercrescimentos e inclusões entre os diferentes minerais; identificar as diferentes texturas dos vulcanitos e rochas intrusivas associadas; caracterizar estruturas e microestruturas; caracterizar paragênese magmática e hidrotermal e definir estado de equilíbrio das paragêneses e sua evolução. Nesse trabalho foram utilizados livros e tabelas, tais como: como Bard (1986), Deer *et al.* (1967), Hibbard (1995), Ixer (1990), Klein & Hurlbut (1993), MacKenzie & Adams (1994), Melgarejo (1997) e Tröger (1979). As descrições de rochas vulcânicas e suas alterações hidrotermais (Intensidade, forma de ocorrência, estilo e tipo) foram baseadas em critérios presentes em McPhie *et al.* (1993), Giffkins *et al.* (2005) e Pirajno (1992, 2009).

5.3 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) e Química Mineral em Microsonda Eletrônica (MSE)

Os litotipos que foram afetados por algum tipo de alteração hidrotermal geralmente apresentam quantidade significativa de minerais opacos e fases minerais de granulação muito fina e de difícil identificação ao microscópio óptico convencional. Essas fases foram analisadas por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UNICAMP, que conta com aparelho modelo LEO 430 i com EDS Oxford Instruments acoplado. A composição dos minerais foi feita com o EDS (*Energy Dispersive System*), o que proporciona rápida identificação mineralógica realizando análises qualitativas e semi-quantitativas de qualidade razoável. O uso em conjunto do MEV com o EDS é de significativa importância na caracterização mineralógica de alterações hidrotermais, visto que o MEV fornece imagens com qualidade e grande aumento, enquanto o EDS proporciona a identificação das fases minerais presentes.

Adicionalmente, análises químicas pontuais quantitativas por meio de espectrometria de dispersão de comprimentos de onda (WDS) foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, equipado com microsonda eletrônica modelo JEOL JXA 8600S, visando caracterizar os megacristais e os minerais da matriz e de alteração hidrotermal. As condições para obtenção de análises químicas pontuais foram de 15 kV e corrente de 10 nA, com um feixe de elétrons com diâmetro de 5 μ , exceto para as análises de feldspato, para as quais foi utilizado um feixe com 10 μ e uma corrente de 4 nA, para limitar a volatilização e migração de elementos. O software MINPET 2.02 (Richard, 1995) foi utilizado na interpretação, classificação e ilustração dos resultados.

5.4 Difractometria de Raios X (DRX)

Complementarmente aos estudos realizados pelo microscópio eletrônico de varredura, microsonda eletrônica e microscópio óptico convencional, as análises realizadas por difração de raios X (DRX) visaram caracterizar fases minerais muito finas, em especial aquelas compostas por argilo-minerais, muito comuns em algumas fácies de alteração hidrotermal. Estas análises foram obtidas com difratômetro SIEMENS, modelo D5000, no Laboratório de Difração de Raios X do IGc-USP.

5.5 Geoquímica

A caracterização petrográfica de vulcânicas e pórfiros do Grupo Uatumã permitiu selecionar 12 amostras para realização de geoquímica de rocha total. Por questões de tempo, somente 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, empregando-se a técnica ICP-ES (*Inductively coupled plasma emission spectrometry*). As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) do IGc-USP e enviadas ao AcmeLabs para análise. Quatro análises presentes em Lagler (2008) complementam o quadro da geoquímica desse estudo e foram utilizadas, pois são referentes a unidades descritas nesse trabalho.

Os resultados obtidos foram utilizados na classificação das rochas vulcânicas utilizando diagrama multicatiônico R_1 vs. R_2 (De La Roche *et al.*, 1980). Foram construídos diagramas binários do tipo elementos maiores versus sílica (Diagramas de Harker), úteis na determinação de *trends* de diferenciação magmática, bem como diagramas de classificação quanto ao índice de saturação em alumina (Maniar & Piccoli, 1989), alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971) e natureza da série magmática (Peccerillo & Taylor, 1976).

6. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Esta pesquisa visou caracterizar as alterações hidrotermais presentes em vulcânicas e pórfiros do Grupo Uatumã, na região de São Félix do Xingu (PA). Para tanto, foram

utilizadas amostras coletadas em etapas de campo anteriores, realizadas pelo orientador desse Trabalho de Formatura. Estudos mesoscópicos permitiram a seleção de algumas amostras, que foram laminadas no Laboratório de Laminação do IGc-USP no primeiro semestre.

A descrição microscópica teve início em maio e utilizou lâminas já existentes e as recém confeccionadas. Esse estudo permitiu caracterizar petrograficamente as vulcânicas, pórfiros e suas alterações hidrotermais, bem como direcionar estudos realizados em microscópio eletrônico de varredura (MEV), microsonda eletrônica (MSE) e difratômetro de raios X (DRX), no segundo semestre.

Duas etapas de MEV foram realizadas, três dias em julho e dois em setembro, no LABMEV da Unicamp. Durante a primeira etapa o software que calcula os valores das análises semi-quantitativas provenientes do EDS estava com problemas e não foi possível obter esses valores. Essa dificuldade foi resolvida na segunda etapa, onde pontos de interesse foram analisados novamente, assim como novos pontos.

Os trabalhos em microsonda eletrônica foram realizados em uma etapa de dois dias em setembro, no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP.

As amostras para estudos por difratometria de raios X foram selecionadas no mês de setembro e as análises foram realizadas no mês de outubro no Laboratório de Difração de Raios X do IGc-USP.

A geoquímica foi adicionada ao programa inicial de métodos propostos para esse Trabalho de Formatura por considerarmos que é uma ferramenta importante na classificação de rochas vulcânicas e que também fornece informações relativas à petrogênese, auxiliando nas interpretações a respeito do vulcanismo Uatumã. As amostras foram preparadas em julho e agosto e foram enviadas ao AcmeLabs para análises. Os resultados foram obtidos no mês de novembro e somente elementos maiores foram analisados a tempo, por conta de problemas analíticos no laboratório.

Tabela 1: Cronograma de atividades deste Trabalho de Formatura

ANO	2010										
MÊS	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pesquisa Bibliográfica											
Projeto Inicial											
Descrição Mesoscópica											
Laminação de Amostras											
Descrição Microscópica											
Geoquímica											
MEV & MSE											
DRX											
Relatório de Progresso											
Tratamento de Dados											
Monografia											

7. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

7.1 Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981) hospeda magníficas manifestações magmáticas efusivas e explosivas denominadas genericamente como evento Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977). Essa megaunidade geotectônica localiza-se na parte norte da América do Sul e tem sua evolução baseada em dois modelos principais e contrastantes: o fixista e o mobilista. O primeiro deles baseia-se principalmente em dados estruturais e geofísicos e sugere que a formação do Cráton Amazônico se deu no Arqueano, constituindo uma grande plataforma que foi retrabalhada e ativada durante o Paleoproterozóico (2000 ± 2 Ma) (Amaral, 1974; Hasui *et al.*, 1984; Costa & Hasui, 1997). Já o segundo modelo considera, baseado principalmente em dados isotópicos e geocronológicos, que parte do cráton se formou durante o Arqueano, mas que sua evolução é controlada por uma série de eventos tectônicos acrescionários, com formação de arcos magmáticos, material juvenil proveniente do manto, bem como com retrabalhamento crustal dos blocos continentais mais antigos (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000).

Dentro desta última linha de pensamento dois grupos de autores divergem sobre as idades das províncias geocronológicas, bem como seus limites geográficos. Tassinari & Macambira (1999) dividem o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas: 1) Amazônia Central (>2.300 Ma), 2) Maroni-Itacaiúnas ($2.200 - 1.900$ Ma), 3) Ventuari-Tapajós ($1.950 - 1.800$ Ma), 4) Rio Negro-Juruena ($1.800 - 1.550$ Ma), 5) Rondoniana-San Ignácio ($1.500 - 1.300$ Ma) e 6) Sunsás ($1.250 - 1.000$ Ma) (Figura 2). Santos *et al.* (2000) propõem uma divisão em sete províncias geocronológicas, quais sejam: 1) Carajás-Imataca ($3.100 - 2.530$ Ma), 2) Trasmazônica ($2.250 - 2.000$ Ma), 3) Tapajós-Parima ($2.100 - 1.870$ Ma), 4) Amazônia Central ($1.880 - 1.700$ Ma), 5) Rio Negro ($1.860 - 1.520$ Ma), 6) Rondônia-Juruena ($1.760 - 1.470$ Ma) e 7) Sunsás ($1.330 - 990$ Ma) (Figura 3).

Para ambos os modelos (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000) a área de estudo localiza-se na Província Geocronológica Amazônia Central. Entretanto, os autores diferem quanto à interpretação e o significado geológico para esta província. Tassinari & Macambira (1999) definem a Província Amazônia Central como sendo o núcleo arqueano mais antigo do cráton, em torno da qual as outras províncias foram acrescidas e que não foi afetada pelos processos orogenéticos paleoproterozóicos (Brito Neves, 2009). Os autores (Tassinari & Macambira, 1999) dividem essa província nos blocos Carajás e Xingu-Iricoumé. O primeiro deles abriga a mais importante província mineral brasileira e está estável tectonicamente desde o Arqueano. Já o bloco Xingu-Iricoumé é formado principalmente por rochas vulcânicas e granitóides paleoproterozóicos, com locais coberturas sedimentares. Os afloramentos de seu embasamento metamórfico são raros e os dados geocronológicos disponíveis são insuficientes para sua caracterização, entretanto, Tassinari & Macambira

(1999, 2004) argumentam a favor da junção desse bloco à Província Amazônia Central devido a idades modelo de Nd (T_{DM}) superiores a 2500 Ma em riodacitos e granitos.

Por outro lado, Santos *et al.* (2000) argumentam que rochas de idade arqueana encontram-se afloram somente em Imataca (Venezuela) e em Carajás (Sudeste do Estado do Pará). Com isso, os autores separam esses blocos em duas províncias distintas: Carajás–Imataca (3.100 – 2.530 Ma) que seria o núcleo arqueano preservado do Cráton Amazônico, e Amazônia Central, que teria sido formada pelo retrabalhamento da crosta arqueana e por vulcânicas com idades entre 1.880 Ma e 1.700 Ma. Esses autores indicam haver evidências de crosta arqueana em profundidade.

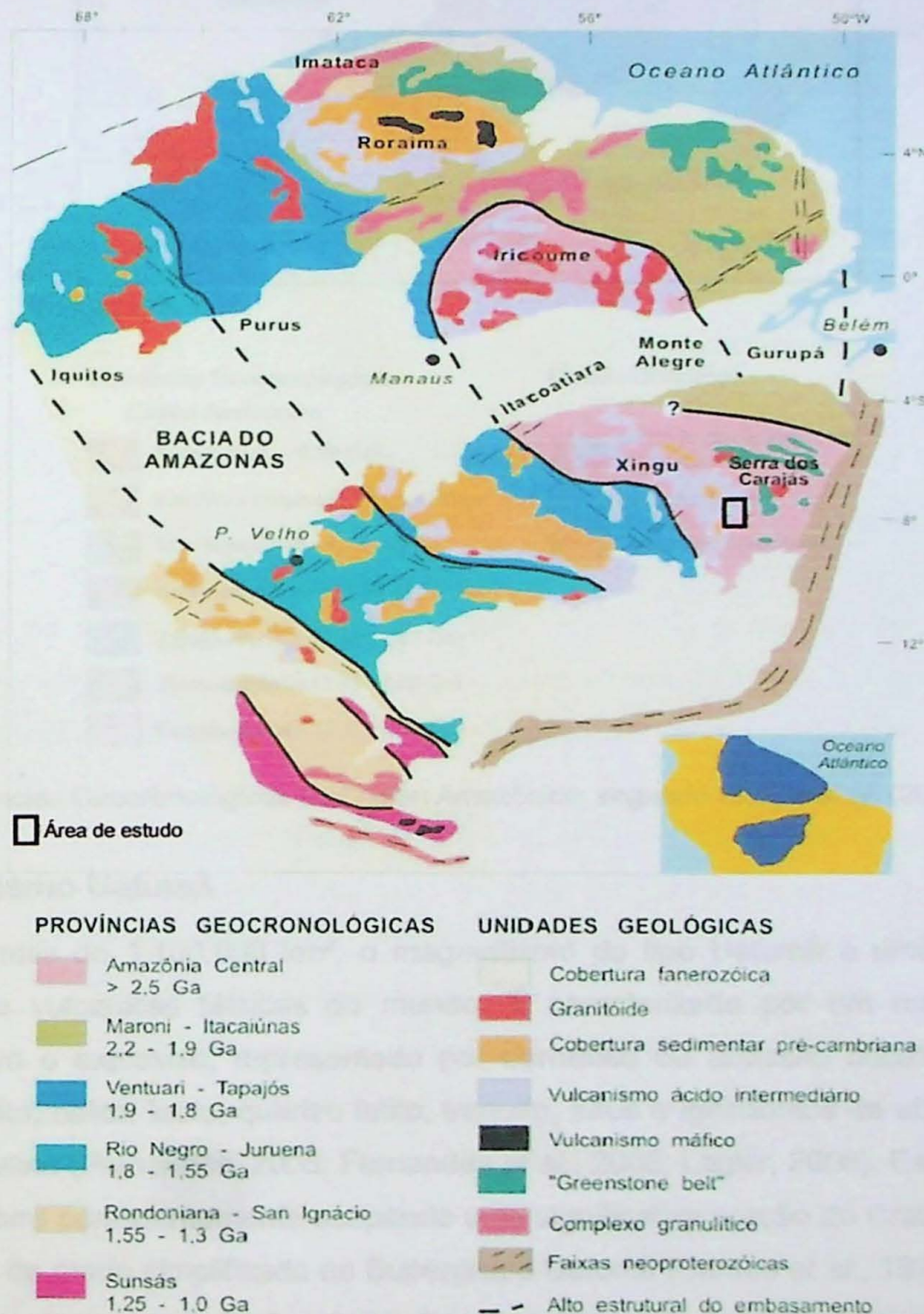
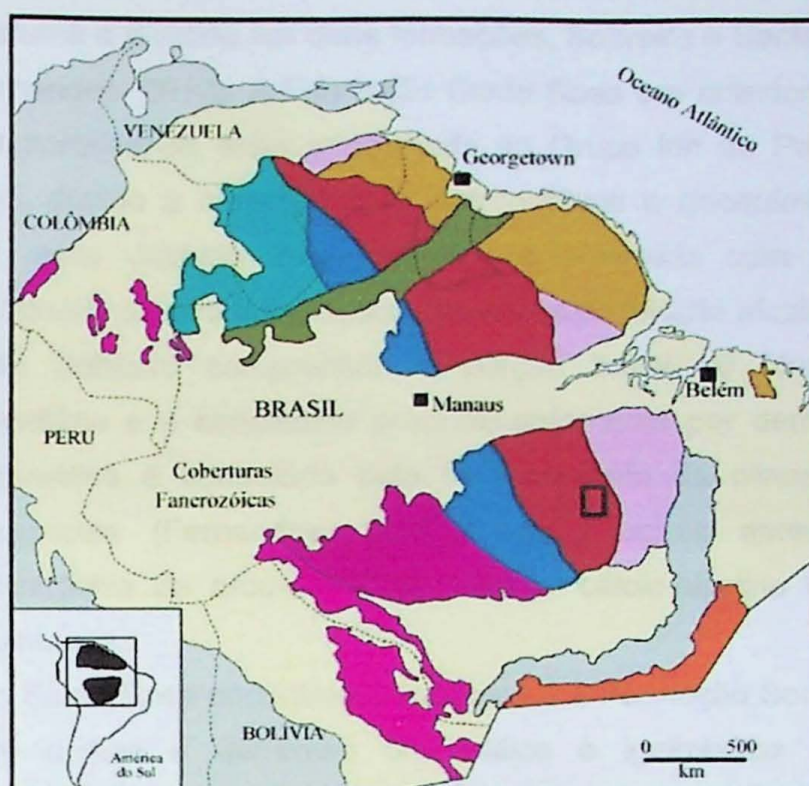


Figura 2: Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari e Macambira (1999, 2004).



□ Área de estudo

Províncias Geocronológicas Cráton Amazônico

- Sunsás (1,33 - 0,99 Ga)
- Rondônia-Juruena (1,76 - 1,47 Ga)
- Rio Negro (1,86 - 1,52 Ga)
- Amazônia Central (1,88 - 1,70 Ga)
- Tapajós-Parima (2,10 - 1,87 Ga)
- Transamazônica (2,25 - 2,00 Ga)
- Carajás-Imataca (3,10 - 2,53 Ga)

Outros Domínios

- Cinturão de cisalhamento K'Mudku
- Faixa Araguaia
- Cráton São Francisco

Figura 3: Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Santos *et al.* (2000).

7.2 Magmatismo Uatumã

Com mais de 1.100.000 km², o magmatismo do tipo Uatumã é uma das maiores manifestações vulcânicas félsicas do mundo. É caracterizado por um magmatismo de caráter efusivo e explosivo, representado por derrames de andesito basáltico, andesito, dacito, riodacito, riolito, latito, quartzo latito, traquito, tufos e ignimbritos de afinidade cálcio-alcalina e alcalina (Fernandes, 2005; Fernandes *et al.*, 2006; Lagler, 2008). Essa associação de rochas ocorre persistentemente ocupando uma significativa porção do Cráton Amazônico e é agrupada de modo simplificado no Supergrupo Uatumã (Santos *et al.*, 1975). Cada área de ocorrência dessa associação de rochas recebe uma denominação própria, sendo conhecido como Grupo Iricoumé no norte de Manaus, ao passo que a norte de Roraima é chamado Grupo Surumu. Nas regiões cortadas pelo rio Xingu, os vulcanitos pertencem ao Grupo Uatumã, enquanto no Tapajós constituem o Grupo Iri.

O Grupo Uatumã é dividido em duas formações, Sobreiro e Santa Rosa (Fernandes, 2009; Juliani & Fernandes, 2010). A Formação Santa Rosa era anteriormente denominada Formação Iriri, por acreditar-se estar relacionada ao Grupo Iriri da Província Aurífera do Tapajós. Entretanto, devido a características petrográficas e geoquímicas discutidas em Fernandes (2009), essa unidade foi renomeada e agrupada com pórfiros, depósitos vulcanoclásticos e intrusões graníticas associadas, todos de filiação alcalina.

A Formação Sobreiro compreende a porção basal do Grupo Uatumã. Tem composição intermediária e é constituída predominantemente por derrames de andesito, cuja evolução magmática é controlada pelo fracionamento de clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e magnetita (Fernandes, 2009). Essas rochas apresentam assinatura geoquímica de granitóides de arco-vulcânico, caráter cálcio-alcalino de alto potássio e composição metaluminosa.

A Formação Santa Rosa encontra-se sobreposta à Formação Sobreiro e é composta predominantemente diques e derrames de riolítico e ignimbritos diferenciados pelo fracionamento de feldspatos (Fernandes, 2009). Possui assinatura geoquímica de ambiente intraplaca, é anorogênica e peraluminosa de caráter alcalino a subalcalino.

7.3 Contexto Geológico da região de São Félix do Xingu

Esta pesquisa utilizará parte dos dados referentes à estratigrafia e geologia apresentados no mapa geológico na escala 1:250.000 (Folha SB-22-Y-B – São Félix do Xingu), elaborado por Macambira & Vale (1997) (Figura 4), e que faz parte do “*Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais do Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás/Sub-Programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*”.

As unidades mais antigas desta folha (SB-22-Y-B – São Félix do Xingu) apresentam idade arqueana e são representadas pelo Terreno Granito-Greenstone do Sul do Pará (TGGSP) e pelo Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI) (Araújo *et al.*, 1988). O TGGSP é constituído por granitóides deformados de composição granodiorítica/tonalítica a monzogranítica, de idade neoarqueana, dispostos numa faixa de orientação NW-SE. Em relação às supracrustais, as rochas granitóides dispõem-se intrusivamente e podem ser correlacionadas ao Granodiorito Rio Maria. Macambira & Lancelot (1991) obtiveram idade de $2.876 \pm 13/-11$ Ma utilizando método U-Pb em zircão para granitóides dessa unidade.

O CCI é constituído por rochas arqueanas muito deformadas e de grande expressão na Folha SB-22-Y-B. Segundo Macambira & Vale (1997) é possível dividir essa unidade geotectônica em: Domínio Imbricado (Composto pelo Complexo Xingu, Granito Plaquê e Grupo Sapucaia) e Domínio Transcorrente (Subdividido nos sistemas Anaporã e Araraquara).

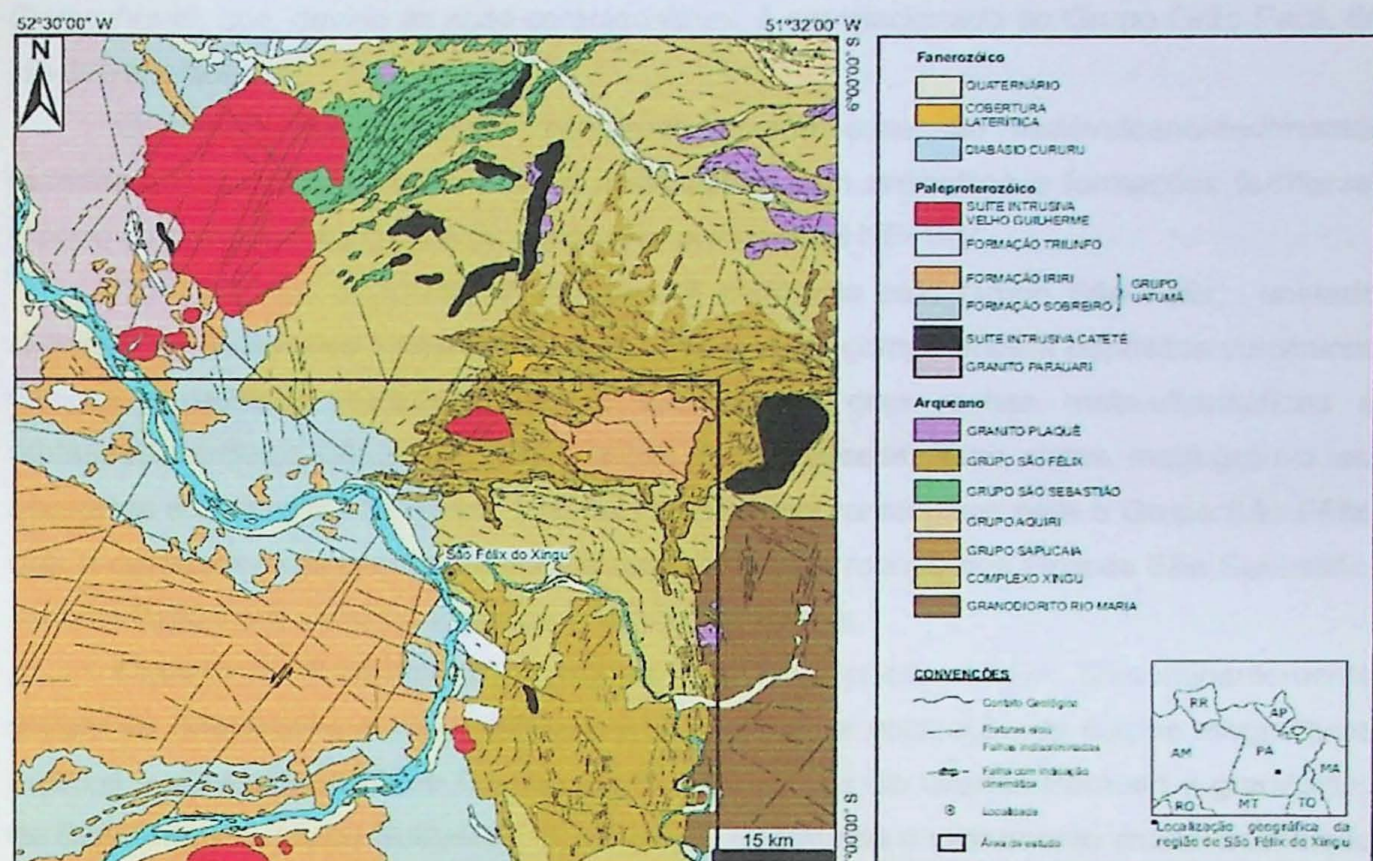


Figura 4: Porção do mapa geológico da região de São Félix do Xingu, Folha SB-22-Y-B (Macambira & Vale, 1997). Extraído de Fernandes (2009).

O Complexo Xingu é formado por gnaisses granodioríticos a tonalíticos, por vezes migmatizados, com comum desenvolvimento de estruturas estromáticas. Utilizando-se o método Pb-Pb em rocha total, Avelar *et al.* (1999) obtiveram idade de 2.859 ± 34 Ma e a interpretaram como idade do último evento de migmatização. Os autores ainda realizaram datação Pb-Pb em zircão de ortognaisses e obtiveram idade 2.974 ± 15 Ma.

O Granito Plaquê compreende rochas graníticas sin-colisionais que dispõem-se como corpos lenticularizados predominantemente na direção E-W e que ocorrem intercalados aos gnaisses do Complexo Xingu (Figura 4). Os litotipos comumente apresentam desenvolvimento de foliação milonítica, sendo a deformação responsável pela formação de proto- a ultramilonitos. Avelar *et al.* (1999) obtiveram idade de 2.736 ± 24 Ma em zircão pelo método Pb-Pb. Os autores interpretam esse dado como idade de estruturação do CCI, dado aspecto sin-colisional do Granito Plaquê.

O Grupo Sapucaia é formado por uma sucessão metassedimentar composta por xistos, quartzitos e formações ferríferas. Ocorre intercalada com gnaisses do Complexo Xingu e apresenta orientação preferencialmente na direção E-W.

O Sistema Anaporã, parte do Domínio Transcorrente, pode ser subdividido nos Grupos Aquiri e São Sebastião. O primeiro deles é composto por uma sucessão metavulcano-sedimentar que abriga metassedimentos, arenitos, arcóseos e vulcânicas ácidas e básicas metamorfizadas. Até então não existem estudos geocronológicos para o

Grupo Aquiri, que, devido às suas características, é correlacionado ao Grupo Grão Pará, de idade neoarqueana.

O Grupo São Sebastião compreende uma sucessão metavulcano-sedimentar formada por quartzitos, xistos e filitos intercalados com anfibolitos e formações ferríferas. Ocorre como faixas alongadas de orientação preferencial NE-SW.

Por sua vez, o Sistema Araraquara é composto pelo Grupo São Félix, unidade formada por sucessões metavulcano-sedimentares que compreendem depósitos vulcânicos félsicos e máficos metamorfizados e intercalados com rochas meta-ultramáficas e metassedimentares, tais como meta-arenitos, meta-arcóseos, filitos, xistos, meta-grauvacas, quartzitos e formações ferríferas. Não há estudos geocronológicos para o Grupo São Félix, que é correlacionado por Macambira & Vale (1997) às rochas dos Grupos São Sebastião, Aquiri e Grão Pará devido a aspectos crono-litoestruturais.

Durante o Proterozóico o regime tectônico passa a ser predominantemente distensivo (Macambira & Vale, 1997), o que propiciou a colocação de corpos magmáticos máficos e ultramáficos (Suíte Cateté), bem como corpos do Granito Parauari e granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. A reativação de fraturas e estiramento crustal acentuado possibilitaram a ascensão do vulcanismo ácido a intermediário do Grupo Uatumã, bem como deposição dos sedimentos da Formação Triunfo.

O Granito Parauari (Santos *et al.*, 1975) é composto por granitóides de composição monzo- a sienogranítica e subordinadamente granodiorítica. Apresentam caráter metaluminoso e filiação cálcio-alcálica. Macambira *et al.* (1992), através de datação utilizando método Rb-Sr, obtiveram idade de 1.902 ± 39 Ma para o Granito Parauari, interpretada como idade de cristalização pelos autores.

A Suíte Cateté é formada por corpos de rochas máficas e ultramáficas tais como peridotito, piroxenito, gabro e norito, com serpentinitos associados à base da sucessão. Em geral, os corpos não encontram-se deformados e não apresentam metamorfismo. Dispõem-se discordantemente das rochas do Complexo Xingu e do Granito Plaquê. Datação com base no método Sm-Nd realizada por Macambira & Tassinari (1998) revelaram idade de $2.378 \pm 55,5$ Ma para um dos corpos que constitui a suíte.

O Grupo Uatumã é composto pelas formações Sobreiro e Santa Rosa. A Formação Sobreiro compreende a porção basal do grupo e é composta por derrames coerentes de traquibasalto, andesito basáltico, traquiandesito, andesito, dacito e traquito, bem como por rochas piroclásticas, tais como tufo de cristais máfico (Fernandes *et al.*, 2006; Fernandes, 2009). Teixeira *et al.* (1998), através de datações pelo método Pb-Pb (rocha total), obtiveram idade de 1.875 ± 79 Ma, ao passo que Fernandes (2005), utilizando a técnica Pb-Pb em cristais de zircão, obteve idade de 1.880 ± 6 Ma. O autor interpreta o dado como idade mínima de cristalização. A Formação Santa Rosa compreende derrames, domos e extensos diques compostos por riolitos, álcali riolitos, tufos vítreos, tufos de cristais félsico e

pórfiros graníticos associados. Teixeira et al. (2002b) realizaram datação pelo método Pb-Pb em zircão e obtiveram idade de 1.875 ± 3 Ma para as vulcânicas dessa formação.

A Formação Triunfo é composta por rochas sedimentares detríticas, principalmente quartzo arenitos e arenitos arcoseanos, com intercalações de leitos contendo siltito e conglomerado. Encontra-se sob discordância angular em relação às rochas do Grupo São Félix, Granito Parauari e vulcânicas do Grupo Uatumã.

A Suíte Intrusiva Velho Guilherme é formada por rochas de composição álcali-feldspato granítica e subordinadamente sienogranítica e monzogranítica. Apresenta caráter metaluminoso a peraluminoso, natureza anorogênica e comumente são afetadas por alterações pós-magmáticas que geram mineralizações de cassiterita (Teixeira, 1999). Estudos geocronológicos realizados por Lafon et al. (1991) pelo método Rb-Sr revelaram idade de 1.653 ± 2 Ma, ao passo que Teixeira (1999) utilizando Pb-Pb em rocha total obteve idade de 1.906 ± 29 Ma.

Ainda ocorrem na Folha São Félix do Xingu enxame de diques mesozóicos representados pelo Diabásio Cururu e coberturas sedimentares cenozóicas (Macambira & Vale, 1997).

8. DEPÓSITOS VULCÂNICOS

8.1 Conceitos fundamentais e classificação de depósitos vulcânicos

Os principais produtos de erupções vulcânicas são lavas coerentes e partículas piroclásticas (Figura 5) (McPhie et al., 1993). Dentre as variáveis que condicionam a formação desses diferentes depósitos, a viscosidade do magma e seu conteúdo em voláteis são as mais importantes e as que exercem maior influência na morfologia e tipo de depósito vulcânico gerado (Hall, 1996). Magmas que apresentam baixa viscosidade (basálticos e andesíticos) e pequena quantidade de voláteis dissolvida entram em erupção de maneira suave, por fluxos de lava. Magmas mais viscosos (riolíticos e traquíticos) e com baixa quantidade de voláteis dissolvidos tendem a formar domos de lava, ao passo que aqueles que apresentam alto conteúdo de voláteis dissolvidos entram em erupção de maneira explosiva, dando origem a uma variada gama de rochas piroclásticas (Hall, 1996).

Os depósitos de fluxo de lavas (*lava flows*) são divididos em três classes (Hall, 1996): lavas *Pahoehoe*, lavas *Aa* e lavas em blocos. A diferença entre esses três tipos está principalmente relacionada à viscosidade dos magmas, e consequentemente à sua composição e temperatura. Lavas *Pahoehoe* movimentam-se lentamente, apresentam superfície ondulada e lobada, por vezes com aspecto de corda. Lavas *Aa* são caracterizadas pela sua superfície áspera e fragmentada de maneira irregular, ao passo que lavas em blocos são constituídas por blocos poliédricos com superfícies lisas, não rugosas e irregulares como no caso das lavas *Aa* (Hall, 1996).

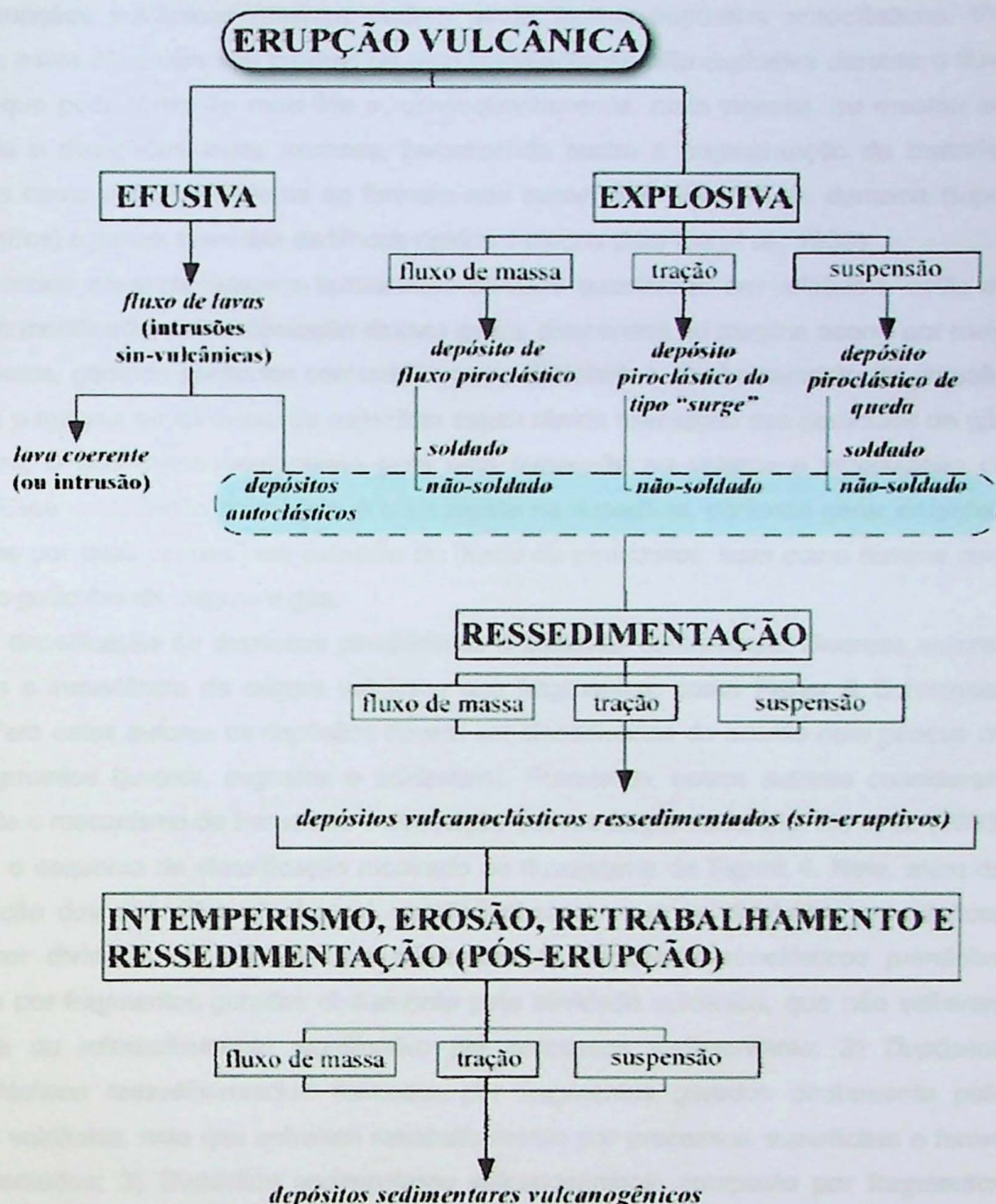


Figura 5: Fluxograma mostrando esquema de classificação genética dos depósitos vulcânicos (modificado de McPhie *et al.*, 1993). Caixas representam processos e letras em *itálico* representam os tipos de depósitos.

Magmas mais viscosos não fluem sobre a influência da gravidade, mas sim quando são sujeitos a uma pressão dentro do conduto vulcânico, de baixo para cima. Os depósitos formados por esse tipo de magmas constituem os domos de lava (*lava domes*), comuns em magmas de composição intermediária a ácida. Seu crescimento se dá numa velocidade bem menor comparada à razão de movimentação dos fluxos de lava e comumente se desenvolvem em magmas riolíticos relativamente pobre em voláteis.

Erupções vulcânicas efusivas podem ainda formar depósitos autoclásticos. Por definição, estes depósitos são produto de uma fragmentação não explosiva durante o fluxo da lava, que pode tornar-se mais fria e, conseqüentemente, mais viscosa, ou mesmo ser submetida a distensões muito intensas, favorecendo assim a fragmentação do material. Depósitos como esse comumente se formam nas superfícies externas do derrame (topo, base, e lados) e geram camadas de blocos rígidos e placas (McPhie *et al.*, 1993).

Quando magmas viscosos apresentam elevada quantidade em voláteis o estilo da erupção é modificado, pois a liberação desses gases dissolvidos no magma ocorre por meio de espasmos, gerando partículas conhecidas como piroclastos. O abaixamento da pressão conforme o magma se aproxima da superfície causa rápida exsolução das partículas de gás dissolvidas, o que conseqüentemente gera uma expansão no volume e vesiculação do magma. Essa vesiculação do magma é mais rápida na superfície, podendo gerar erupções compostas por altas plumas com extrusão de fluxos de piroclastos, bem como nuvens com pequenas gotículas de magma e gás.

A classificação de depósitos piroclásticos é bastante controversa. Diversos autores destacam a importância da origem vulcânica dos fragmentos, como Fisher & Schmincke (1984). Para estes autores os depósitos devem ser classificados de acordo com gênese de seus fragmentos (juvenis, cognatos e acidentais). Entretanto, outros autores consideram importante o mecanismo de transporte e deposição desses fragmentos. McPhie *et al.* (1993) propõem o esquema de classificação mostrado no fluxograma da Figura 4. Nele, além da classificação dos depósitos efusivos, é possível observar que os depósitos piroclásticos podem ser divididos em três classes diferentes: 1) *Depósitos piroclásticos primários*: formados por fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica, que não sofreram transporte ou retrabalhamento significativo por processos sedimentares; 2) *Depósitos vulcanoclásticos ressedimentados*: formados por fragmentos gerados diretamente pela atividade vulcânica, mas que sofreram retrabalhamento por processos superficiais e foram ressedimentados; 3) *Depósitos sedimentares vulcanogênicos*: composto por fragmentos gerados pelo intemperismo e erosão de rochas piroclásticas pré-existentes.

Para cada uma dessas classes de depósitos ainda existem subdivisões que levam em consideração o tipo de transporte dos materiais (McPhie *et al.*, 1993). No caso específico dos depósitos piroclásticos primários há uma subdivisão em:

1) *Depósitos de fluxo piroclástico*, formados por correntes densas de particulados quentes e gases produzidos por atividade vulcânica. São de grande extensão, mal selecionados, geralmente maciços, mas podem apresentar gradação incipiente, acamamento ou mesmo imbricação de partículas orientadas. Seus principais componentes são cristais, fragmentos de cristais, glass shards, fragmentos líticos e púmice.

2) *Depósitos piroclásticos de queda*, formados por fragmentos piroclásticos (cristais, líticos e vítreos) que são introduzidos na atmosfera por meio de erupções explosivas e são

transportados por turbulência e suspensão. Comumente desenvolve-se acamamento nesses depósitos e é possível observar granodecrescência ao se afastar do vulcão. Não possuem volume significativo, mas podem cobrir áreas muito grandes.

3) *Depósitos piroclásticos do tipo "surge"*, que compreendem pacotes de rocha formadas por fragmentos bem selecionados, granulação mais fina comparada aos depósitos de fluxo piroclástico, pouco espessos e comumente acamadados, inclusive com desenvolvimento de estruturas como estratificação plano-paralela, cruzada e marcas onduladas.

8.2 Classificação de rochas vulcânicas

Segundo Le Maitre (1989), se a moda pode ser determinada e o índice de cor é menor que 90%, as rochas vulcânicas devem ser classificadas no diagrama QAPF (Figura 6). Caso isso não seja possível devido à granulação muito fina do vulcanito, e se existem análises químicas, a classificação pode ser feita no diagrama TAS (*Total Alkalis x Silica = SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$*). Caso não haja análises químicas e não seja possível determinar a moda, utiliza-se temporariamente uma classificação de campo. McPhie *et al.* (1993) propõem uma estimativa da composição com base na mineralogia dos megacristais presentes na rocha e que muitas vezes é útil quando não se dispõe de análises químicas.

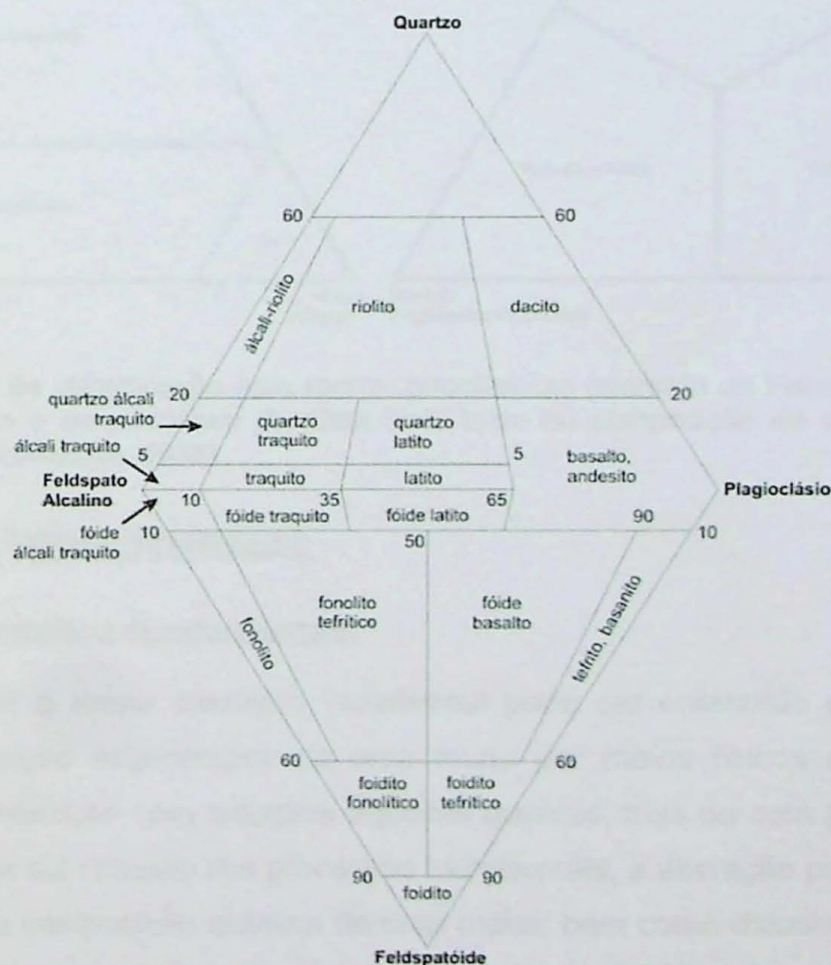


Figura 6: Diagrama QAPF para classificação modal de rochas vulcânicas, segundo Le Maitre (1989)

A grande diversidade composicional e textural das rochas ígneas impede que todas possam ser classificadas de modo adequado por um único sistema. A classificação de rochas piroclásticas é baseada principalmente na granulação dos fragmentos que compõem a rocha (Figura 7A). Bombas são piroclastos cujo diâmetro ultrapassa 64 mm e que apresentam formato ou superfícies que indicam estado parcial ou totalmente fundido durante sua formação e subsequente transporte. Blocos também são piroclastos cujo diâmetro ultrapassa 64 mm, mas cujas formas angulosas indicam que o fragmento já estava sólido durante sua formação. Lapilli são piroclastos de qualquer formato com granulação entre 2 e 64 mm e cinzas são aqueles que apresentam granulação menor que 2 mm. A composição dos fragmentos que compõem as rochas piroclásticas também pode ser utilizada em sua classificação, como mostra o diagrama da Figura 7B.

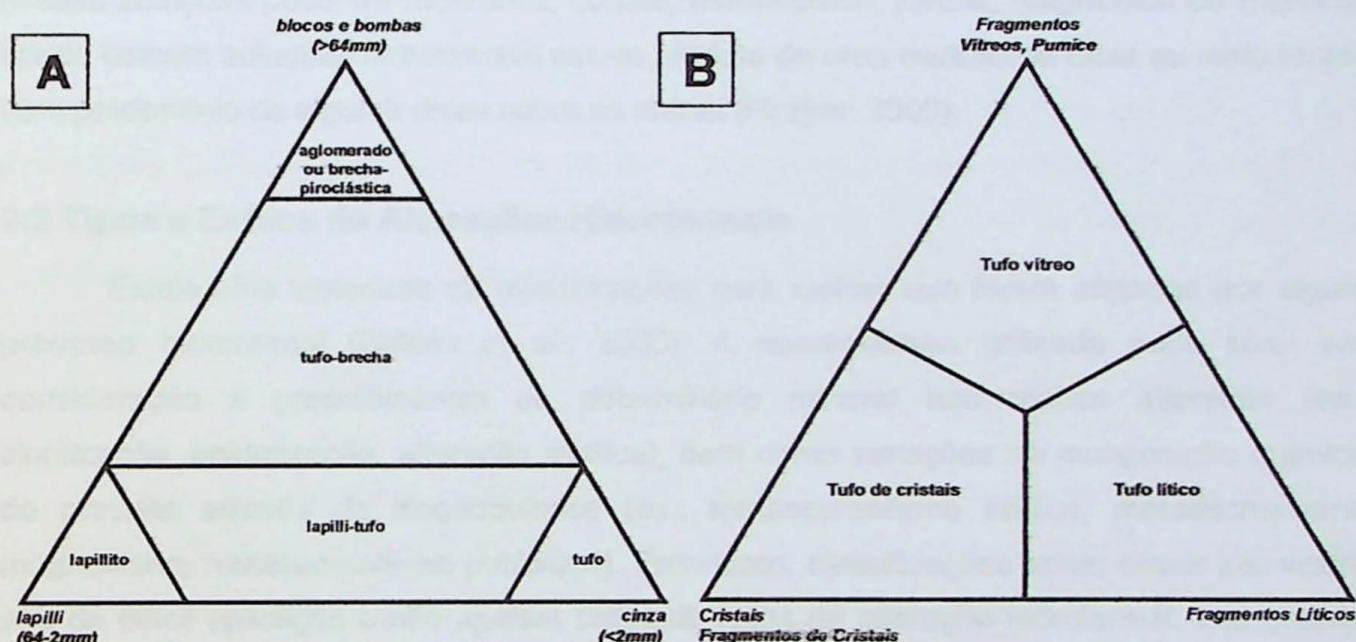


Figura 7: A) Diagrama de classificação para rochas piroclásticas (extraído de Fisher & Schmincke, 1984). B) Classificação e nomenclatura de tufo com base na composição de seus fragmentos (extraído de Fisher & Schmincke, 1984).

9. ALTERAÇÃO HIDROTHERMAL

9.1 Definição e conceitos fundamentais

Genericamente o termo alteração hidrotermal pode ser entendido como qualquer mudança na composição mineralógica de uma rocha por meios físicos e/ou químicos, especialmente pela interação com soluções aquosas quentes, frias ou com gases (Guilbert & Park, 1986). No que diz respeito aos processos hidrotermais, a alteração pode modificar a mineralogia, textura e composição química de uma rocha, bem como dissolver, precipitar e recrystalizar novos minerais, incluindo minerais de minério (Giffkins *et al.*, 2005). Estas alterações ocorrem devido a mudanças físico-químicas induzidas pelo contato de fluidos ou

soluções hidrotermais com a rocha por onde eles circulam (Pirajno, 2009). Estes fluidos atacam quimicamente os constituintes mineralógicos das rochas encaixantes, que tendem a se reequilibrar formando uma assembléia mineralógica estável nas novas condições. Tal processo, conhecido como metassomatismo, é caracterizado por trocas químicas (*chemical exchange*) entre a fase fluida altamente reagente e os minerais das rochas circundantes e depende da composição, textura e estrutura pré-existente na rocha, bem como das características físico-químicas dos fluidos do sistema (Gifkins *et al.*, 2005).

Um sistema hidrotermal é constituído basicamente por dois componentes: uma fonte de energia térmica (oriunda de atividade magmática, gradiente geotérmico, decaimento radioativo ou metamorfismo) e uma fase fluida, que pode ser definida como uma solução aquosa quente (50 a > 500 °C) que contém solutos que podem ser precipitados em função de mudanças físico-químicas dessa solução no tempo e no espaço. A água presente nessas soluções pode ser meteórica, conata, metamórfica, juvenil, magmática ou marinha; sendo comum soluções hidrotermais serem produto de uma mistura de duas ou mais fontes com predomínio de alguma delas sobre as outras (Pirajno, 2009).

9.2 Tipos e Estilos de Alterações Hidrotermais

Existe uma variedade de classificações para rochas que foram afetadas por algum processo hidrotermal (Gifkins *et al.*, 2005). A nomenclatura utilizada pode levar em consideração a predominância de determinado mineral nas rochas alteradas (ex.: cloritização, epidotização, alteração albitica), bem como variações na composição química do protolito através da litogeoquímica (ex.: metassomatismo sódico, metassomatismo magnesiano, metassomatismo potássico). Entretanto, classificações como essas por vezes são de difícil aplicação e não ajudam distinguir halos de alteração hidrotermal. Isto ocorre, pois nem sempre é fácil determinar o mineral dominante numa zona hidrotermalizada e a aplicação da litogeoquímica requer conhecimento da composição química original da rocha (o que nem sempre é possível), além de tornar-se muito complicada quando mais de um elemento sofre enriquecimento ou empobrecimento, o que geralmente ocorre em processos hidrotermais.

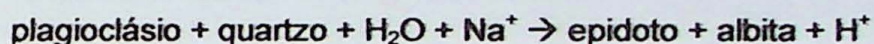
Um esquema de classificação bastante útil baseia-se num grupo de termos genéricos amplamente difundidos na literatura, tais como: alteração argílica, sericítica, propilitica, potássica etc., que fazem referência a uma assembléia mineral característica de um determinado tipo de alteração hidrotermal (Tabela 2). O que controla o desenvolvimento de cada uma dessas assembléias minerais é a evolução da razão aK^+/aH^+ (onde a é a atividade química do componente do sistema) na solução hidrotermal em contato com as rochas encaixantes, ou seja, a razão entre a atividade química dos íons K^+ e H^+ no sistema rocha-fluido (Pirajno, 1992; Pirajno, 2009). Os campos de estabilidade de cada tipo de

alteração hidrotermal podem ser observados na Figura 8 e são descritos detalhadamente abaixo.

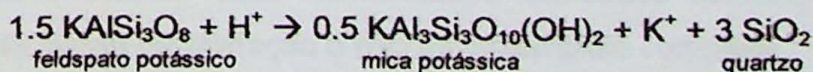
O metassomatismo potássico caracteristicamente se desenvolve nos núcleos de corpos intrusivos, em fluidos de alta temperatura onde a razão aK^+/aH^+ é bastante elevada. Os minerais de alteração típicos são: feldspato potássico e biotita em sistemas do tipo pórfiro e adularia em sistemas epitermais (Robb, 2004; Pirajno, 2009). As principais reações envolvidas são trocas químicas ("chemical exchange"), tais como:



Em temperaturas menores (200 a 350 °C), baixa razão fluido/rocha e baixa atividade química do íon K^+ ocorre a alteração propilítica (Robb, 2004). A assembléia mineralógica desenvolvida é semelhante àquela de rochas básicas em metamorfismo regional na fácies dos xistos verdes, sendo composta basicamente por epidoto (zoisita ou clinozoisita), clorita, albita e carbonato, com zeólitas, sericita, montmorillonita e óxidos de ferro subordinados (Tabela 1). Comumente esse tipo de alteração se desenvolve nas margens de depósitos de cobre do tipo pórfiro, bem como em depósitos epitermais. Uma reação bastante típica é a epidotização e albitização do plagioclásio, representada abaixo:



A alteração sericitica ocorre quando há aumento do metassomatismo do íon H^+ e diminuição da razão aK^+/aH^+ (Figura 8). É um tipo muito comum de alteração que se desenvolve em uma série de depósitos minerais de origem hidrotermal (Robb, 2004). Essencialmente está ligada a desestabilização de feldspato devido à elevada quantidade de H^+ , OH^- , K e S, formando uma assembléia típica composta por quartzo, sericita e pirita, com feldspato potássico, caolinita, calcita, biotita, rutilo, anidrita e apatita subordinados (Pirajno, 2009). Diferentemente das reações de trocas químicas presentes no metassomatismo potássico, a alteração sericitica manifesta-se através de reações químicas como hidrólise e hidratação. Um exemplo típico é a decomposição de feldspato potássico onde os íons H^+ provenientes da hidrólise ($H_2O \rightarrow H^+ + OH^-$) entram na estrutura cristalina do mineral (hidratação) enquanto cátions desse mineral são liberados e entram em solução. Há também formação de mica potássica e quartzo, como mostra a reação abaixo:



A alteração argílica é caracterizada por intenso metassomatismo do íon H^+ e lixiviação ácida em temperaturas entre 100 a 300 °C (Pirajno, 2009). Comumente é

subdividida em argílica intermediária e argílica avançada, dependendo da intensidade e assembléia mineralógica desenvolvida durante a interação fluido-rocha (Robb, 2004). Quando há formação de montmorillonita, illita, sericita, clorita e minerais do grupo da caolinita, com preservação de cristais de feldspato potássico e lixiviação incompleta de K, Ca, Mg e Na, a alteração é denominada argílica intermediária. Já em condições de extremo ataque ácido, lixiviação quase completa de cátions alcalinos com destruição do retículo cristalino de feldspatos e minerais máficos, a alteração é dita argílica avançada. A paragênese desenvolvida compreende pirofilita, caolinita, quartzo, barita, alunita e diásporo (Pirajno, 2009).

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

Tipo de alteração	Paragênese mineral	Ambiente de formação
Argílica intermediária	Montmorillonita + Illita + Caolinita ± Clorita ± Sericita ± Esmeclita ± Calcita ± Epidoto ± Biotita ± Pirita	Cu-Pórfiro e epitermal high sulfidation
Argílica avançada	Pirofilita + Caolinita + Quartzo ± Alunita ± Diásporo ± Barita ± Andaluzita ± Sericita ± Topázio ± Enargita ± Turmalina ± Pirita ± Calcopirita ± Hematita	Cu-Pórfiro, epitermal high sulfidation, epitermal low sulfidation e geothermal
Sericítica	Sericita + Quartzo + Pirita ± Biotita ± Clorita ± Rutilo ± Leucóxênio ± Illita ± Calcopirita ± Feldspato potássico	Cu-Pórfiro, epitermal low sulfidation, VHMS e geothermal
Propilítica	Epidoto (Zoisita ou Clinozoisita) + Clorita + Albita + Carbonato ± Sericita ± Montmorillonita ± Apatita ± Anidrita ± Ankerita ± Hematita ± Pirita ± Calcopirita	Cu-Pórfiro, epitermal high sulfidation, epitermal low sulfidation e geothermal
Potássica	Feldspato potássico (Ortoclásio) + Biotita + Quartzo ± Magnetita ± Sericita ± Albita ± Clorita ± Anidrita ± Apatita ± Rutilo ± Epidoto ± Calcopirita ± Bornita ± Pirita	Cu-Pórfiro
Greisen	Muscovita (ou Sericita) + Quartzo + Topázio ± Turmalina ± Fluorita ± Rutilo ± Cassiterita ± Magnetita ± Wolframita ± Feldspato potássico	Cu-Pórfiro e Sn-Pórfiro
Skarn cálcico	Piroxênio + Granada + Wollastonita ± Epidoto ± Actinolita-Tremolita ± Pirita ± Calcopirita ± Esfalerita	Pórfiro e skarn
Skarn magnesiano	Forsterita + Diopsídio + Serpentina + Talco ± Actinolita-Tremolita ± Calcita ± Magnetita ± Hematita ± Calcopirita ± Pirita ± Esfalerita	Pórfiro e skarn
Skarn regressivo	Calcita + Clorita ± Hematita ± Pirita	Pórfiro e skarn

Apesar dessa classificação ser muito utilizada, deve-se ficar atento, pois determinados autores utilizam essa nomenclatura baseados somente na presença do mineral indicador da classe de alteração e não da assembléia completa.

Outra forma de se classificar os produtos da alteração hidrotermal é através do seu estilo, ou seja, utilizando características que refletem a intensidade da alteração, forma de ocorrência e caráter do processo hidrotermal de acordo com o estado de preservação da

rocha original. Nesse sentido, Pirajno (1992, 2009) destaca os seguintes estilos de alteração hidrotermal:

- 1) **Pervasiva:** ocorre total ou significativa substituição mineralógica da rocha, com desaparecimento total ou parcial das texturas pré-existentes.
- 2) **Seletivamente pervasiva:** a substituição ocorre sempre associada à determinada mineralogia, como a saussuritização do plagioclásio ou mesmo cloritização da biotita, preservando a textura original da rocha.
- 3) **Não pervasiva:** geralmente ocorre em determinadas porções da rocha favoráveis ao caminho dos fluidos, tais como em veios e fissuras (alteração fissural).

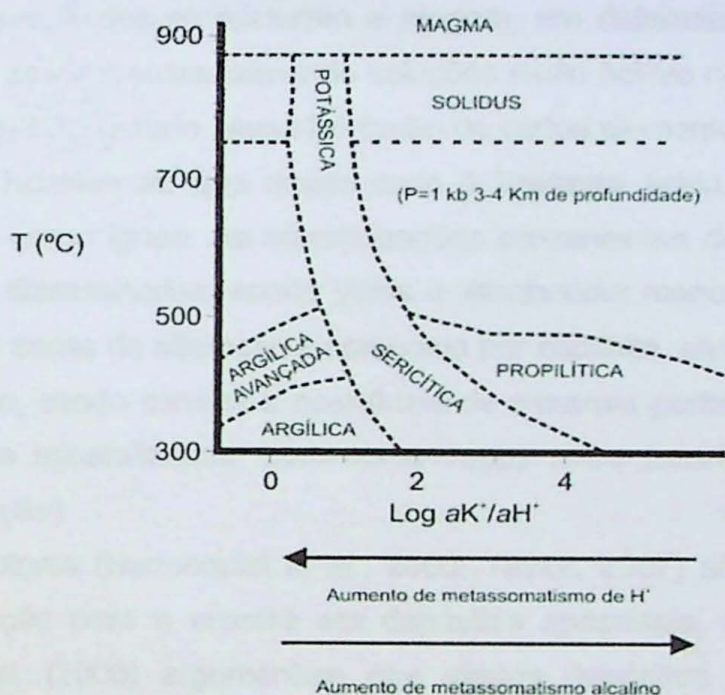


Figura 8: Gráfico com diferentes tipos de alteração hidrotermal de acordo com a temperatura e razão aK^+/aH^+ . (Extraído de Pirajno, 1992).

9.3 Sistemas Epitermais

Pirajno (2009) define sistema epitermal e depósitos minerais associados como aqueles formados em temperaturas baixas a moderadas (entre ~50 e ~300 °C) e pressões menores que 500 bar (da superfície terrestre até profundidades de 1,5 km), onde a fonte de água é predominantemente meteórica, mas que também contém HCl, CO₂ e H₂S de origem magmática. As soluções hidrotermais são compostas por fluidos suavemente salinos (<1 a ~5–15% em peso de NaCl equivalente) com diversos solutos comuns em minérios, tais como: Au, Ag, As, Sb, Hg, Tl, Te, Pb, Zn e Cu.

Dependendo das características dessas soluções hidrotermais (atividade de H₂S, pH e estado de oxidação do S) o enxofre pode estar presente em sua forma oxidada (SO₄²⁻) ou reduzida (H₂S). Sulfetos e sulfatos são precipitados, respectivamente, de soluções onde o enxofre encontra-se em estado reduzido e oxidado. Logo, o estado de oxidação do enxofre

controla a deposição de minerais de minério e o estilo de mineralização. Por esse motivo, a classificação de depósitos epitermais é baseada principalmente no estado de oxidação do enxofre.

Em depósitos *low-sulfidation* as soluções geralmente são redutoras, o pH é neutro e o enxofre encontra-se em sua forma reduzida (H_2S). A fonte de água é principalmente meteórica, com certa contribuição magmática, e a mineralização se forma distante da fonte de calor (magma) e geralmente apresenta-se como *stockworks*, veios e brechas que apresentam como minerais de minério e de ganga pirita, arsenopirita, esfalerita, galena, quartzo, adularia, calcita, calcedônia, illita, ouro e barita (Pirajno, 2009).

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

Alguns autores (Hedenquist *et al.*, 2000; Taylor, 2007) ainda sugerem um terceiro estado de oxidação para o enxofre em depósitos epitermais, o *intermediate-sulfidation*. Hedenquist *et al.* (2000) argumentam que alguns depósitos com características de alteração hidrotermal similares as encontradas em depósitos *low-sulfidation* apresentam minerais de minério característicos de estado de oxidação intermediário entre *high-* e *low-sulfidation*. Depósitos desse tipo estariam mais próximos aos centros magmáticos e seriam caracterizados por fluidos de acidez baixa, altamente salinos e que comumente formam depósitos expressivos compostos por metais de base (Cu, Pb e Zn) e sulfetos de ferro.

Devido à sua ocorrência em ambientes crustais muito rasos, no contexto tectônico de arcos vulcânicos de relevo acentuado, em constante soerguimento, seguido por rápido intemperismo e erosão, o potencial de preservação de depósitos epitermais é muito baixo no registro geológico antigo, sendo mais comuns depósitos de idades meso- a cenozóicas. Entretanto, descobertas recentes na Província Aurífera do Tapajós apontam para mineralizações epitermais do tipo *high-* e *low-sulfidation* em vulcânicas félsicas cálcio-alcalinas do Grupo Iriri (Juliani *et al.*, 2005). Até então não se tinha registro de depósitos epitermais tão antigos não metamorfisados e tão pouco deformados no mundo. Essa descoberta abre novas fronteiras para a exploração mineral no Cráton Amazônico, bem como desenvolvimento dos modelos metalogenéticos existentes para essa região.

10. PETROGRAFIA, ANÁLISE TEXTURAL E CARACTERIZAÇÃO DAS ALTERAÇÕES HIDROTHERMAIS NOS VULCANITOS E PÓRFIROS ASSOCIADOS.

As diversas unidades constituídas pelos produtos coerentes e piroclásticos do vulcanismo do tipo Uatumã na região de São Félix do Xingu (PA) foram analisadas microscopicamente e suas principais características são apresentadas abaixo. Procurou-se separar a petrografia e análise textural de litotipos sem alteração hidrotermal ou com alteração incipiente a fraca, de litotipos com alteração hidrotermal em estágio moderado a intenso (Giffkins *et al.*, 2005). Isso se fez necessário para a descrição da textura, mineralogia e microestrutura original presente na rocha, com o intuito de caracterizar as diferentes unidades que constituem as formações Sobreiro e Santa Rosa, de acordo com critérios presentes em Le Maitre (1989) e McPhie *et al.* (1993), e suas alterações hidrotermais.

Para cada unidade individualizada foram selecionadas amostras com diferentes assembléias mineralógicas de alteração, bem como com diferentes intensidades e estilos de ocorrência, na tentativa de caracterizar os processos hidrotermais que afetaram essas sequências vulcânicas e pórfiros associados. A classificação da intensidade da alteração hidrotermal segue critérios propostos por Giffkins *et al.* (2005). Após a descrição de cada unidade, uma síntese descrevendo a mineralogia, intensidade e forma de ocorrência das diferentes alterações hidrotermais presentes nos vulcanitos e pórfiros do Grupo Uatumã é apresentada.

10.1 Formação Sobreiro

As vulcânicas da Formação Sobreiro basicamente são rochas andesíticas com variações mais evoluídas compostas por dacitos. Essa formação é composta por rochas porfíricas a glomeroporfíricas, holocristalinas, maciças, com foliações de fluxo magmático em alguns derrames. Os megacristais nessas rochas são de anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e feldspato potássico subordinado. As vulcânicas menos evoluídas são representadas por plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico e anfibólio andesito fírico, ao passo que feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico representa a unidade mais evoluída nessa formação.

As rochas piroclásticas são representadas por tufo de cristais máfico, lapilli-tufo de cristais máfico e tufo de cristais máfico laminado. Por serem muito parecidos texturalmente e mineralogicamente, os tufos de cristais máficos são descritos juntamente com os lapilli-tufos de cristais máfico, dos quais diferem somente na granulação de alguns fragmentos líticos. São rochas hipocristalinas, maciças, formadas por fragmentos mal selecionados, angulosos e texturalmente pouco maduros, representados por cristais, fragmentos de cristais, líticos e vítreos devitrificados. Já os tufos de cristais máfico laminados apresentam melhor seleção

granulométrica, estrutura laminada e arcabouço constituído por cristais, fragmentos de cristais e líticos.

Os vulcanitos da Formação Sobreiro apresentam alteração propilítica que se manifesta de maneira seletivamente pervasiva a pervasiva com ocorrências de alteração do tipo fissural.

10.1.1 Plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico

Compreendem vulcanitos holocristalinos, inequigranulares de textura porfirítica com megacristais de anfibólio em granulação média (3-4 mm) a grossa (7 mm) e de clinopiroxênio em granulação fina a média (0,5-1 mm) que por vezes apresentam textura glomeroporfirítica (Figura 9A). Megacristais tabulares de plagioclásio em granulação média (1-1,5 mm) ocorrem subordinadamente. A matriz dessas rochas comumente apresenta foliação de fluxo magmático (Figura 9A) marcada pela textura traquitóide assumida por cristais ripiformes de plagioclásio em granulação muito fina (0,1-0,2 mm) e pelo alinhamento de megacristais prismáticos de anfibólio e clinopiroxênio. Os minerais essenciais são plagioclásio, anfibólio e clinopiroxênio, sendo os acessórios representados por minerais opacos. Minerais secundários comuns são epidoto, clinozoisita, clorita, sericita, quartzo, opacos e carbonato.

A densidade de megacristais varia de 7 a 9% nas porções onde estes apresentam granulação grossa e a matriz apresenta foliação de fluxo magmático bem marcada, a até 15% em variações dentro da unidade que apresentam megacristais em granulação média e foliação de fluxo não tão bem caracterizada na matriz. Os mais abundantes são os megacristais de anfibólio, seguidos por clinopiroxênio e de plagioclásio.

Os megacristais de anfibólio (Figuras 9A-F) são euhédricos com hábito prismático, seções hexagonais e faces bem cristalizadas a subeuhédricos, muitas vezes arredondados, preservando parte do hábito prismático e comumente orientados segundo a foliação de fluxo magmático, quando esta se faz presente no litotipo. Além dos processos de alteração que comumente afetam esses cristais e que são descritos abaixo, um processo de caráter essencialmente vulcânico gera uma quantidade elevada de minerais opacos, concentrados principalmente nas bordas desses minerais, mas que por vezes chega a substituir praticamente todo cristal (Figura 9B). Buckley *et al.* (2006) relacionam esse processo à descompressão e desidratação do magma durante sua ascensão.

O clinopiroxênio (Figuras 9A, C e F) apresenta hábito prismático subeuhédrico com feições de arredondamento e variações euhedrais muito bem cristalizadas. Ocorre em granulação e volume menores que o anfibólio, e encontra-se orientado segundo a foliação presente na rocha. Cristais em granulação média apresentam faces bem definidas e marcam textura porfirítica, ao passo que cristais em granulação fina não apresentam faces bem cristalizadas e comumente definem textura glomeroporfirítica.

A cristalização de plagioclásio ocorre em duas fases nesses vulcanitos. A primeira delas se dá no estágio precoce da evolução magmática e é marcada pelo surgimento dos megacristais euhédricos, tabulares, fortemente orientados, com geminação da Lei da Albita preservada. Através de análises utilizando o método Michel-Lévy o teor de anortita foi estimado em torno de 46%, indicando composição de andesina. A segunda fase de cristalização se dá em estágios mais avançados da evolução magmática dessas rochas e é constituída por cristais finos, euhedrais a subeuhedrais, tabulares que constituem a matriz desses vulcanitos juntamente com minerais opacos (Figura 9A). Estes ocorrem dispersos por toda rocha, em granulação muito fina, por vezes sem hábito característico, podendo apresentar seções quadradas, retangulares e losangulares.

A alteração hidrotermal nessa unidade varia de incipiente e seletivamente pervasiva a intensa e pervasiva, com ocorrências de alterações não pervasivas do tipo fissural. Os megacristais frequentemente encontram-se alterados, sendo os núcleos de anfibólio comumente substituídos por clorita, epidoto, clinozoisita, quartzo, calcedônia e minerais opacos (provenientes da alteração) em estágios de alteração hidrotermal fraca a moderada (Figuras 9D e E). Esses megacristais também são comumente envolvidos por um aglomerado de cristais muito finos e arredondados compostos basicamente por epidoto e clinozoisita com clorita subordinada. A alteração do clinopiroxênio (Figura 9F) é marcada pelo surgimento de quartzo, clorita, epidoto e opacos enquanto os megacristais de plagioclásio comumente apresentam saussuritização. Em estágios mais intensos de alteração os megacristais são completamente substituídos e formam pseudomorfos compostos por clorita, epidoto, clinozoisita, opacos e quartzo (Figura 10A).

A matriz apresenta alteração incipiente representada por leve sericitização dos finos cristais de plagioclásio com pequena quantidade de epidoto associado e clorita alterando minerais opacos primários (Figuras 9E e F). Estágios mais avançados consistem em alteração seletivamente pervasiva, com preservação de texturas e de parte da mineralogia do protolito, entretanto com incremento na quantidade e granulação de opacos dispersos na matriz e aumento na intensidade da saussuritização dos plagioclásios (Figura 10B). Esses vulcanitos frequentemente apresentam amígdalas preenchidas por epidoto, clinozoisita, opacos, carbonato e quartzo (Figuras 10C e D).

Alteração pervasiva ocorre em algumas porções. As características originais do protolito são obliteradas e uma assembléia composta por epidoto (subeuhédrico a anhédrico, com forte pleocroísmo e granulação média), clinozoisita (cristais prismáticos euhédricos a subeuhédricos, com intenso pelocroísmo), opacos, carbonato (sem hábito bem definido), quartzo (intersticial com extinção ondulante e microgranular com contatos difusos entre cristais) e clorita substitui a matriz da rocha vulcânica.

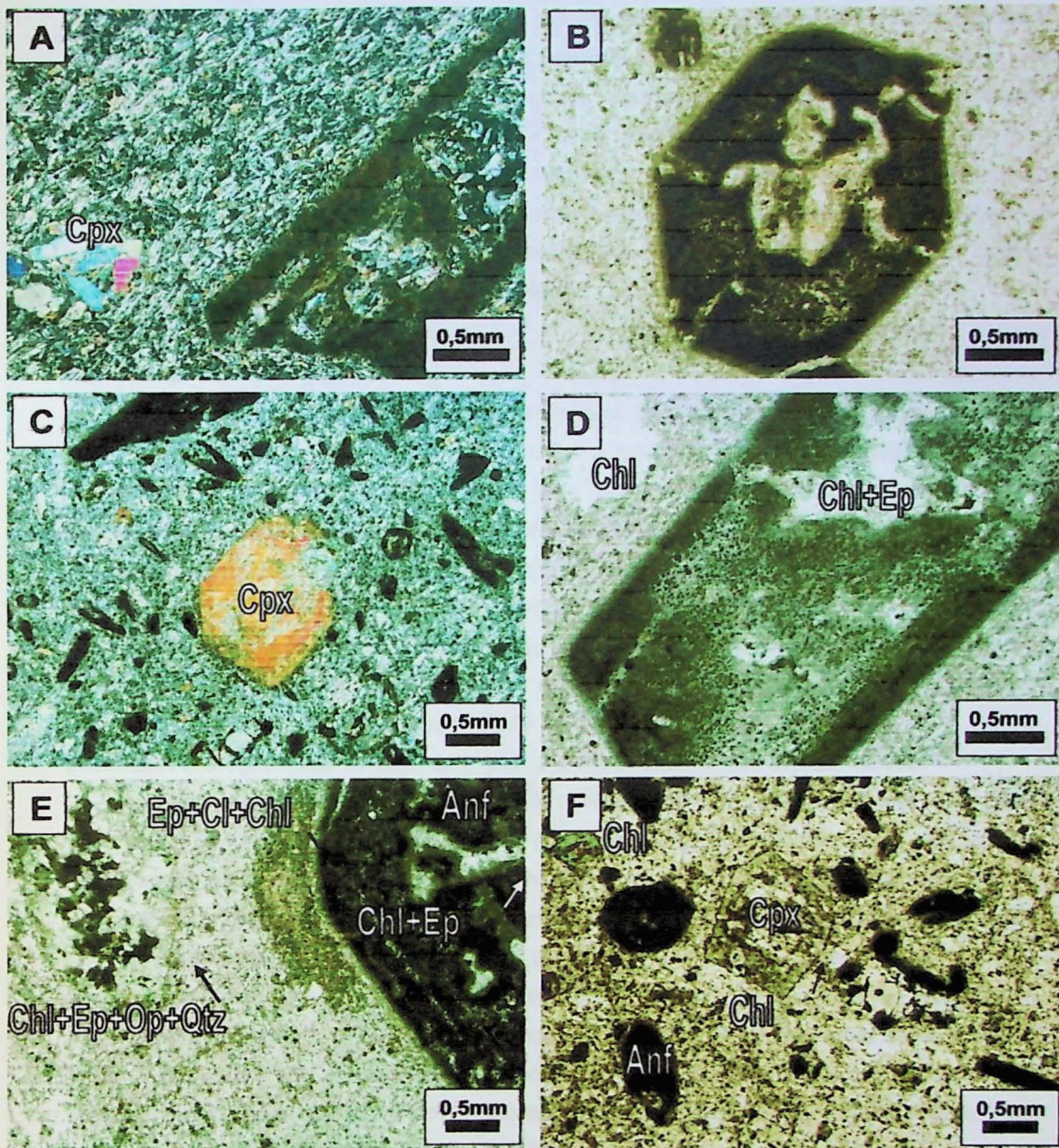


Figura 9: **A)** Matriz vulcânica muito fina com foliação de fluxo magmático marcada pela orientação dos cristais de plagioclásio e por megacristal de anfibólio. Notar textura glomeroporfírica dos cristais de clinopiroxênio (Cpx) e a elevada quantidade de opacos inclusos no anfibólio. Polarizadores cruzados. **B)** Secção basal de megacristal de anfibólio, hexagonal e euhédrico. Notar o grande volume de inclusões de minerais opacos. Polarizadores descruzados. **C)** Megacristal de clinopiroxênio (Cpx) euhédrico imerso em matriz muito fina. Polarizadores cruzados. **D)** Megacristal de anfibólio apresentando rico em opacos nas bordas e alteração composta por clorita (Chl) e epidoto (Ep). Polarizadores descruzados. **E)** Aspecto geral da alteração de megacristal de anfibólio (Anf) com clorita (Chl) e epidoto (Ep) e da matriz, com a formação de agregados finos compostos por clorita (Chl), epidoto (Ep) e clinozoisita (Cl), bem como microbolsões contendo clorita (Chl), epidoto (Ep), opacos (Op) e quartzo (Qtz). Polarizadores descruzados. **F)** Cloritização de megacristal de clinopiroxênio (Cpx) e saussuritização da matriz vulcânica. Polarizadores descruzados.

Interligando essas porções alteradas pervasivamente e cortando a matriz de porções com alteração seletivamente pervasiva ocorrem veios que caracterizam o último estilo de alteração observado nessa unidade, o fissural. Variam de submilimétricos, compostos basicamente por cristais muito finos de clorita e epidoto, a centimétricos (Figura 10E) compostos por cristais arredondados e prismáticos de epidoto, bem como clorita, quartzo e albita. Esse processo hidrotermal comumente é acompanhado por intensa geração de quartzo intersticial na matriz das rochas vulcânicas. Este mineral não apresenta hábito característico e por vezes tem extinção ondulante.

10.1.2 Anfibólio andesito fírico

Compreende rochas maciças, holocristalinas, inequigranulares de textura porfirítica com megacristais de anfibólio em granulação fina a média (0,3 a 3,5 mm) perfazendo de 15 a 17% da rocha (Figuras 11A e B). A matriz é de granulação muito fina, por vezes afanítica, e é constituída em sua maior parte por cristais tabulares de plagioclásio e minerais opacos. Minerais secundários comuns são: clorita, epidoto, sericita, carbonato, quartzo e opacos.

Os megacristais de anfibólio ocorrem amplamente dispersos no litotipo em granulação fina a média. Suas bordas apresentam inclusões de minerais opacos, mas comumente encontram-se núcleos onde o mineral é preservado. Apresenta pleocroísmo com cores variando de verde muito claro a amarelo-claro, são euhédricos com hábito prismático e secção basal hexagonal, a subeuhédricos com bordas arredondadas.

A alteração hidrotermal nessa unidade varia de incipiente a intensa, com alterações fissurais subordinadas. Vulcanitos com alteração incipiente comumente apresentam epidotização da matriz, representada pela formação de cristais em granulação muito fina de cor castanha. Por vezes ocorrem pequenos veios caracterizando o início da alteração fissural, compostos por epidoto, carbonato, clorita e minerais opacos. Esses veios cortam a rocha e, por vezes, são responsáveis por completa substituição de megacristais de anfibólio por epidoto, clinozoisita, clorita, quartzo e opacos (Figura 11C). Tais megacristais também foram substituídos por aglomerados de finos cristais de epidoto marrom e clorita, e por cristais subeuhédricos de epidoto mais grossos com forte pleocroísmo, em associação com clorita, quartzo e minerais opacos (Figura 11B).

Estágios de alteração hidrotermal moderada e seletivamente pervasiva são representados por intensa substituição de cristais de plagioclásio por carbonatos em paragênese com sericita, quartzo, calcedônia e com incremento significativo da quantidade de minerais opacos, dispersos intersticialmente na matriz. Há também aumento na intensidade de epidotização da matriz, bem como alteração de megacristais de anfibólio. Amígdalas esféricas frequentemente ocorrem nessa fácies de alteração hidrotermal (Figura 11D).

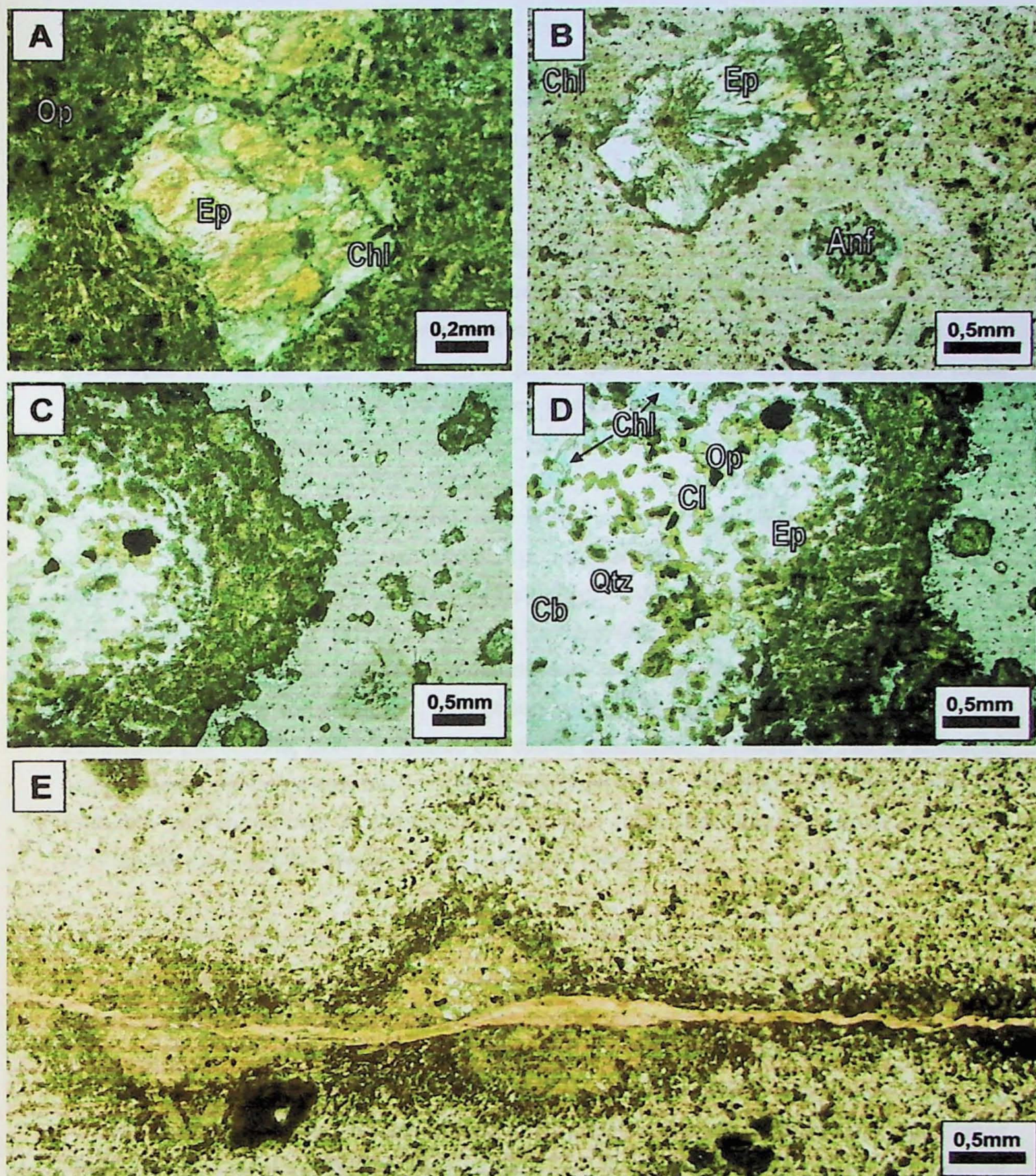


Figura 10: **A)** Pseudomorfo de megacristal completamente substituído por clorita (Chl), epidoto (Ep) e minerais opacos (Op). Notar a alteração pervasiva representada pela intensa epidotização da matriz com formação de clorita e minerais opacos e obliteração da textura vulcânica original. Polarizadores descruzados. **B)** Alteração seletivamente pervasiva com aumento na intensidade da saussuritização da matriz, geração de cristais radiados e prismáticos de epidoto (Ep) em granulação média. Notar cristal euhédrico de anfibólio (Anf) completamente substituído por clorita (Chl), epidoto (Ep) e minerais opacos (Op). Polarizadores descruzados. **C)** Aspecto geral de uma amígdala. Notar contato irregular. Polarizadores descruzados. **D)** Detalhe de uma amígdala preenchida por epidoto (Ep), clinozoisita (Cl), opacos (Op), carbonato (Cb) e quartzo (Qtz). Polarizadores descruzados. **E)** Junção de fotomicrografias mostrando alteração fissural com comum epidotização do vulcanito. Polarizadores descruzados.

Estágios de alteração hidrotermal intensa e pervasiva são representados por total substituição da mineralogia vulcânica original e obliteração das texturas, resultando num aspecto de brecha com intensa silicificação, onde é possível encontrar resquícios de texturas originais, tais como hábito de megacristais de anfibólio. É comum formação de minerais opacos neste contexto.

10.1.3 Feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico

Esse conjunto é constituído por rochas maciças, holocristalinas, com textura inequigranular porfírica, com megacristais de plagioclásio e feldspato potássico em granulação fina a média (0,5 a 1,5 mm), ao passo que a matriz apresenta granulação muito fina (<0,1 mm), constituída principalmente por feldspato e minerais opacos. O conteúdo de megacristais é menor que o das unidades anteriores e fica em torno de 3 a 5%.

Os megacristais de plagioclásio variam de euhédricos de hábito tabular a subeuhédricos, apresentando bordas levemente arredondadas. Geralmente é possível observar geminação da lei da Albita. Os megacristais de feldspato potássico são subeuhédricos a anhédricos não apresentando hábito característico. Comumente apresentam geminação Carlsbad, que é uma das feições que possibilita sua distinção.

A alteração nessa unidade é marcada pela alteração do plagioclásio para epidoto, clorita, sericita, biotita e quartzo, ao passo que o feldspato potássico geralmente é substituído por sericita, clorita e epidoto em menor quantidade. A matriz apresenta alteração seletivamente pervasiva com saussuritização de plagioclásio e sericitização e cloritização de feldspato potássico, mas a alteração pode gradar para pervasiva, formando pequenos bolsões ricos em epidoto, clorita, quartzo e opacos (Figura 11F).

10.1.4 Tufo de cristais máfico e lapilli-tufo de cristais máfico

Essa unidade é composta por rochas piroclásticas maciças, hipocristalinas, inequigranulares, formadas por fragmentos mal selecionados, angulosos e texturalmente pouco maduros (Figura 12A). Os principais constituintes do arcabouço são cristais e fragmentos de cristais de clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio, fragmentos líticos de composição intermediária, tais como de anfibólio andesito fírico, e fragmentos vítreos (*glass shards*) subordinados. Predominam clastos na granulação cinza, podendo ocorrer fragmentos em granulação lapilli (até 2 cm). A matriz é vítrea e constituída por micrólitos, minerais opacos e esferulitos. Minerais secundários comuns são epidoto, clorita, sericita e carbonato.

Cristais e, subordinadamente, fragmentos de cristais, constituem uma parcela significativa nos litotipos da unidade (>40%). O clinopiroxênio, provavelmente augita, é subeuhédrico prismático a anhédrico, com zonamento composicional em alguns cristais. Por vezes ocorrem cristais arredondados de esfericidade moderada. O anfibólio é subeuhédrico

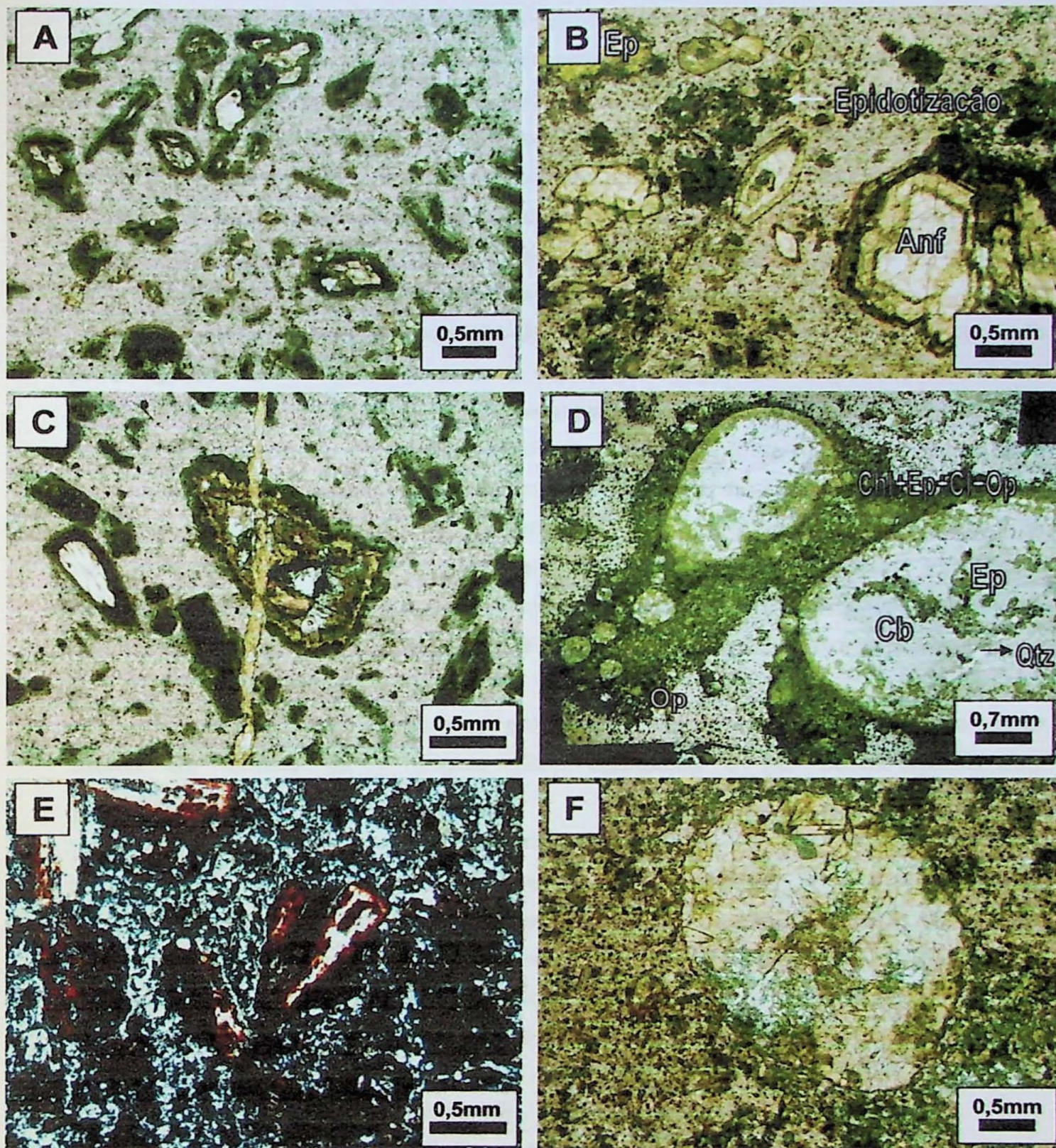


Figura 11: **A)** Textura porfírica com megacristais de anfibólio e matriz muito fina em andesito fírico. Comumente os megacristais apresentam bordas com inclusões de minerais opacos e, por vezes, são completamente substituídos. A rocha é maciça não apresentando qualquer orientação dos megacristais ou da matriz. Polarizadores descruzados. **B)** Alteração hidrotermal incipiente com geração de cristais de epidoto de coloração castanha na matriz e substituição de anfibólio por epidoto subeuhédrico no canto esquerdo superior. Notar intenso pleocroísmo do anfibólio e a comum geminação desse mineral. Polarizadores descruzados. **C)** Pseudomorfo de anfibólio cortado por veio rico em epidoto, quartzo, carbonato e clorita. Polarizadores descruzados. **D)** Aspecto geral de amígdalas. **E)** Rocha intensamente hidrotermalizada, com aspecto de brecha, intensamente silicificada e com formação de minerais opacos. Notar pseudomorfos de anfibólio. Polarizadores descruzados. **F)** Alteração pervasiva em matriz de dacito. Notar obliteração de texturas e substituição por epidoto, quartzo, sericita, clorita e opacos. Polarizadores descruzados.

prismático com secções hexagonais bem desenvolvidas, a anhédrico arredondado e sem hábito característico, constituindo fragmentos de cristais. Tem forte pleocroísmo (amarelo-claro a verde-amarelado) e, por vezes, apresenta bordas com inclusões de opacos, que podem chegar a substituir todo cristal. O plagioclásio ocorre como cristais euhédricos a subeuhédricos, tabulares e com geminação da Lei da Albita bem desenvolvida (Figuras 12A e D). Determinações através do método de Michel-Lévy indicam composições de andesina (An ~30%). O quartzo ocorre em pequena quantidade (<2%) e é representado por cristais anhédricos, arredondados e com esfericidade moderada.

Os fragmentos líticos (Figuras 12A-D) têm morfologia bastante diversificada, variando de alongados com secções circulares a elípticas, a fragmentos angulosos com baixa esfericidade. Comumente são de rochas inequigranulares, porfíricas a glomeroporfíricas, com megacristais de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio. A matriz é muito fina e suas fases minerais de difícil identificação. Alguns desses fragmentos são bastante semelhantes ao anfibólio andesito fírico da Formação Sobreiro (Figura 12B). Ocorrem ainda fragmentos inequigranulares de matriz vitrofírica com megacristais de plagioclásio, fragmentos inequigranulares com megacristais de plagioclásio, anfibólio e clinopiroxênio com matriz fortemente orientada por fluxo magmático (Figura 12C) e fragmentos altamente vesiculados com cristais subeuhédricos.

Fragmentos vítreos ocorrem em granulação cinza e são representados por *glass shards* em formato de Y (Figura 12E), agregados e por *bubble-wall shards*. Subordinadamente ocorre *pumice shards*.

A unidade apresenta alteração hidrotermal seletivamente pervasiva marcada pela saussuritização de cristais de plagioclásio e cloritização de clinopiroxênio e anfibólio, bem como alteração não seletiva do tipo fissural, com frequente desenvolvimento de epidoto. Ainda ocorre alteração pervasiva na matriz de alguns vulcanitos, marcada pelo desenvolvimento de paragênese composta por epidoto e carbonato, obliterando completamente a textura e mineralogia original do litotipo (Figura 12F).

10.1.5 Tufo de cristais máfico laminado

Compreende rochas piroclásticas com laminação plano-paralela (Figura 13A) bem marcada, que por vezes adquire terminação lenticular. São hipocristalinas, inequigranulares, formadas por fragmentos em seleção moderada a ruim. Apresenta distribuição granulométrica bimodal, principal fator que confere aspecto laminado à unidade, marcada por alternância milimétrica de leitos de granulação média ao redor de 0,2 mm e leitos de granulação 0,6 mm. Os componentes do arcabouço da rocha são cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio, anfibólio, quartzo e feldspato potássico e fragmentos líticos, predominantemente na granulação cinza. A matriz da rocha é muito fina, com devitrificação e formação de agregados microcristalinos de quartzo e feldspato. Minerais secundários

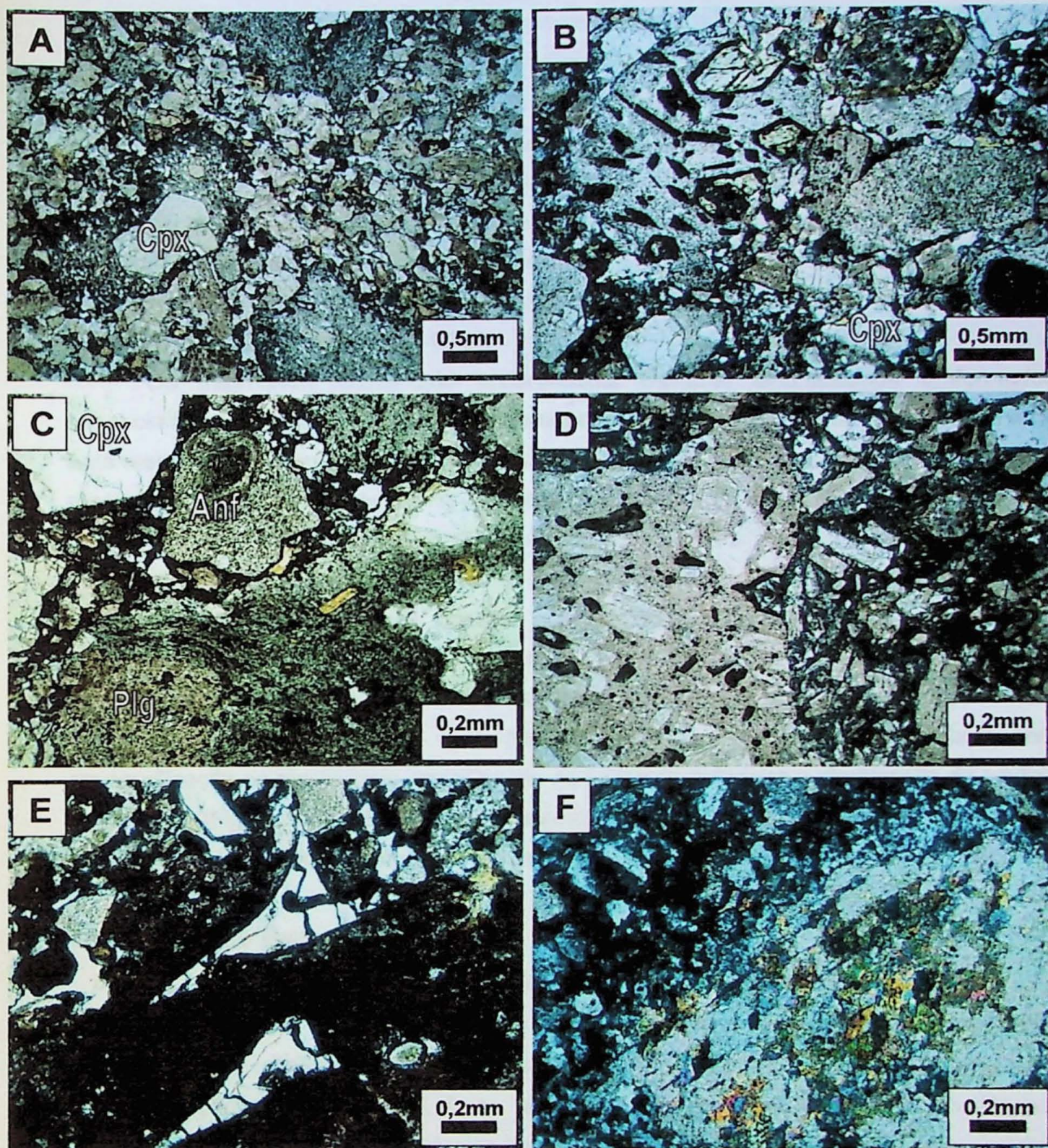


Figura 12: **A)** Aspecto microscópico do tufo de cristais máfico. Notar elevada quantidade cristais e fragmentos de cristais. Subordinadamente ocorrem fragmentos líticos, alguns cristais euhédricos de clinopiroxênio (Cpx) e plagioclásio. Polarizadores descruzados. **B)** Tufo de cristais máfico, destacando um fragmento lítico de anfibólio andesito fírico e a morfologia de cristais e fragmentos de cristais de clinopiroxênio (Cpx). Polarizadores descruzados. **C)** Fragmentos líticos com megacristais de plagioclásio (Plg), anfibólio (Anf) e clinopiroxênio (Cpx) com matriz fortemente orientada por fluxo magmático. Polarizadores descruzados. **D)** Cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio euhédricos a subeuhédricos, tabulares e fragmento lítico de plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico. Notar fragmentação de cristal de anfibólio. Polarizadores descruzados. **E)** Detalhe para fragmentos vítreos do tufo de cristais máfico, com *glass shards* em formato de Y. **F)** Aspecto microscópico da alteração hidrotermal pervasiva marcada pelo desaparecimento da textura original e cristalização de carbonato e epidoto. Polarizadores cruzados

comuns são: epidoto, clorita, carbonato, minerais opacos e sericita.

Cristais e fragmentos de cristais de plagioclásio (Figura 13 A e B) constituem porção significativa dos litotipos da unidade (até 35%) e ocorrem como cristais tabulares euhédricos a subeuhédricos. São angulosos a subangulosos com feições de arredondamento moderadamente desenvolvidas. A esferecidade é baixa e é comum a presença de geminação da Lei da Albita ainda preservada. Determinações através do método de Michel-Lévy indicam composições no campo da andesina (An ~32%). Subordinadamente ocorrem fragmentos de cristais de anfibólio anhédricos, quartzo anguloso de baixa esfericidade e feldspato potássico subeuhédrico tabular.

Os fragmentos líticos são texturalmente bastante diversificados e formados essencialmente por plagioclásio e minerais opacos. As variações são dadas principalmente pela matriz desses fragmentos, ora vitrofírica, ora fanerítica muito fina, e pela granulação do plagioclásio, que varia de cinza grossa a cinza fina, constituindo micrólitos. Há desenvolvimento de foliação de fluxo em alguns fragmentos líticos, que morfologicamente são sub-angulosos a sub-arredondados de baixa esfericidade.

A alteração hidrotermal nessas rochas geralmente é moderada e varia de seletivamente pervasiva a fissural. No primeiro caso é representado por alteração de leitos específicos da rocha, com desenvolvimento de paragênese composta por epidoto, minerais opacos e clorita (Figura 13C). Esse tipo de alteração também é representado pela saussuritização do plagioclásio, sericitização de feldspato potássico e cloritização de cristais de anfibólio (Figura 13D). Já a alteração fissural (Figura 13C) ocorre associada a pequenos veios compostos predominantemente por epidoto, com clorita subordinada.

10.2 Formação Santa Rosa

As vulcânicas da Formação Santa Rosa são predominantemente riolitos com texturas porfiríticas a glomeroporfiríticas e matriz esferulítica. Os litotipos são usualmente holocristalinos e maciços, com megacristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em granulação média a grossa. Duas unidades, uma formada predominantemente por plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico e outra por feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico foram distinguidas nesse trabalho. Comumente associada a esses vulcanitos, e com significativa semelhança mineralógica e textural, ocorrem anfibólio pórfiros graníticos. Estes apresentam megacristais de anfibólio, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio com intercrescimentos granofíricos muito abundantes.

As rochas piroclásticas são texturalmente e composicionalmente bastante diversificadas e são representadas por unidades em diferentes graus de soldagem (*welding*). Nesse trabalho foram individualizadas as seguintes unidades: tufo de cristais félsico, hipocristalino, texturalmente imaturo, maciço, composto por cristais, fragmentos de cristais, fragmentos líticos e vítreos; tufo de cristais félsico levemente soldado, que

compreende rochas com *fiammes*, de matriz esferulítica e arcabouço formado por cristais e fragmentos de cristais; tufo soldado, laminado, com textura esferulítica e presença de cristais e fragmentos de cristais; lapilli-tufo acrescionário, formado por agregados esferoidais em granulação lapilli compostos basicamente por fragmentos vítreos e subordinadamente cristais; tufo vítreo com elevada quantidade de *glass shards* e subordinadamente cristais e fragmentos líticos;

Os vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa comumente apresentam alteração sericítica pervasiva na matriz a seletivamente pervasiva concentrada nos megacristais de feldspato potássico e plagioclásio. Neste último caso é comum epidotização, com clorita, quartzo, carbonato e minerais opacos subordinados. Os pórfiros ainda apresentam metassomatismo potássico seletivamente pervasivo, marcado pela substituição de megacristais de plagioclásio por microclínio, com biotita associada.

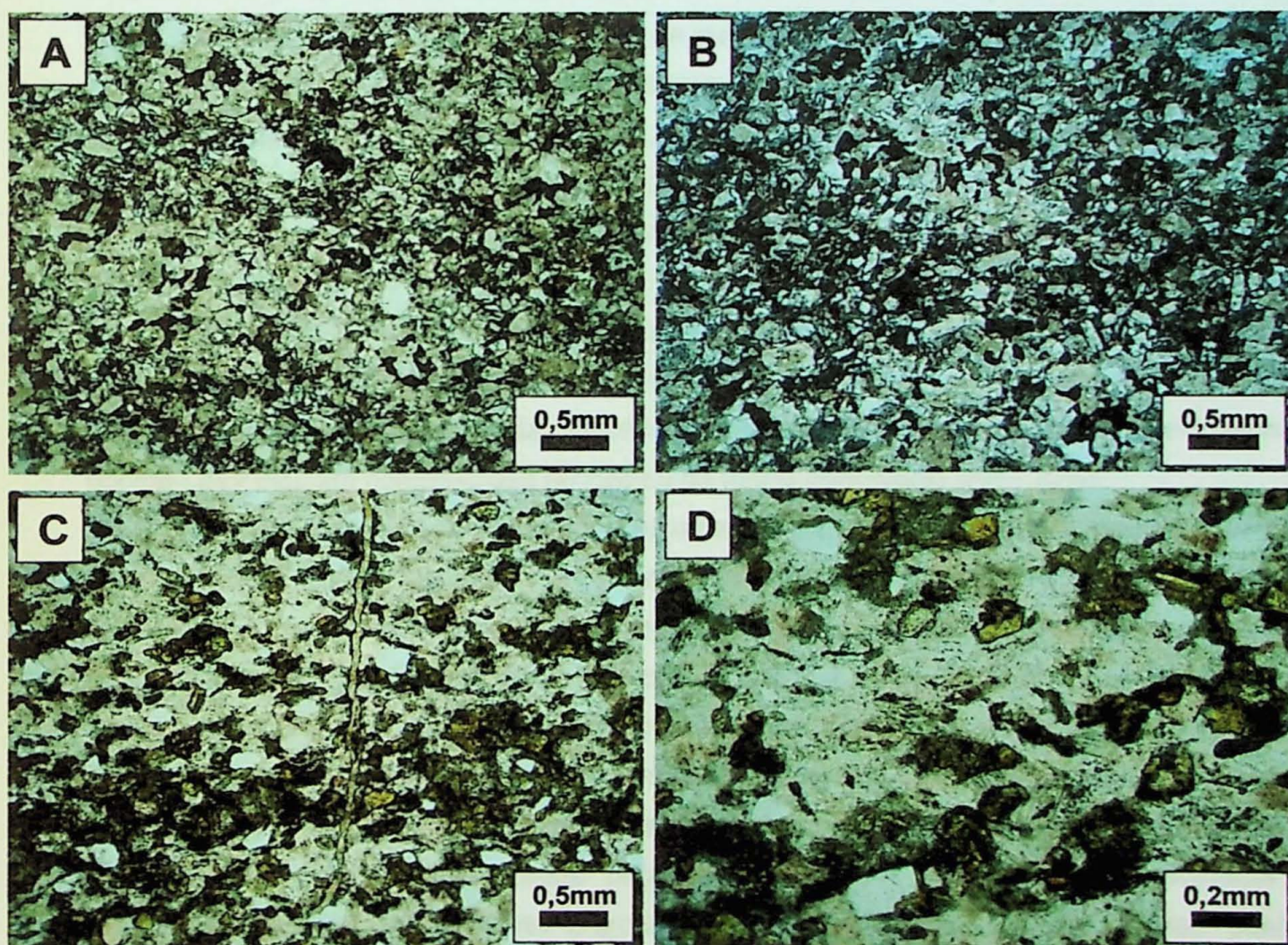


Figura 13: **A)** Aspecto microscópico do tufo de cristais máfico laminado. Notar distribuição granulométrica bimodal formada por fragmentos em seleção moderada a ruim. Polarizadores descruzados. **B)** Laminação plano-paralela dada por leitos de granulação média com ~ 0,2 mm e leitos de granulação chegando a 0,6 mm. Polarizadores descruzados. **C)** Alteração hidrotermal seletivamente pervasiva e fissural. Polarizadores descruzados. **D)** Detalhe da epidotização de cristais de plagioclásio e da sericitização de feldspato potássico. Polarizadores descruzados.

10.2.1 Plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico

Essa unidade é composta por vulcanitos maciços, holocristalinos, inequigranulares porfiríticos com megacristais de feldspato potássico em granulação média a grossa (1 a 7 mm) e megacristais de quartzo e plagioclásio em granulação média. A densidade de megacristais varia de 15 a 17%. A matriz é de granulação fina e comumente formada por cristais fibrosos em arranjos radiados denominados esferulitos (Figura 14A). Cristais de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico também ocorrem na matriz, juntamente com minerais opacos, biotita comumente cloritizada, e apatita. O índice de cor desses vulcanitos é muito baixo, caracterizando essa unidade como hololeucocrática.

O feldspato potássico é o megacristal volumetricamente mais abundante e o que ocorre em granulação mais grossa. Apresenta hábito tabular euhédrico e variações compostas por cristais subeuhédricos arredondados. As bordas desse mineral frequentemente apresentam esferulitos, provavelmente devido à reação com a matriz.

Os megacristais de quartzo variam de euhédricos, com uma diversidade de formatos apresentados nas secções (losangular, retangular, bipiramidal, triangular e hexagonal), a subeuhédricos, com bordas arredondadas, dentre outras feições de reabsorção magmática, tais como reentrâncias e contatos interlobados com a matriz (Figuras 14B e C). Distribui-se de maneira homogênea na rocha, podendo haver concentrações, caracterizando texturas glomeroporfiríticas.

Os megacristais de plagioclásio são os que ocorrem em menor quantidade e volume na unidade. Em geral são euhédricos tabulares a subeuhédricos. A geminação está muito bem desenvolvida quando o cristal não se encontra alterado, e determinações pelo método Michel-Lévy indicam composições no campo da albita-oligoclásio (An ~10%).

A matriz é composta quase que inteiramente por esferulitos. Os minerais acessórios presentes são: biotita pleocróica (verde-acastanhado a amarelo-acastanhado) anhédrica (Figura 14D), minerais opacos com hábitos prismáticos e cúbicos variando para cristais arredondados e anhédricos em pequena quantidade, apatita com secções basais hexagonais e zircão inclusos em cristais de biotita, com halos pleocróicos.

A alteração hidrotermal nesses vulcanitos geralmente é incipiente, podendo ocorrer regiões onde a alteração é mais intensa e marcada pelo estilo seletivamente pervasivo. A alteração incipiente é representada pela sericitização da matriz desses vulcanitos e cloritização de cristais de biotita (Figura 14D). Acompanhando esse processo ocorre cristalização de minerais opacos e fluorita intersticialmente aos minerais da matriz (Figura 15A). Megacristais de feldspato potássico também apresentam sericitização, o que lhes conferem coloração acastanhada e turva (Figura 14E), e os megacristais de plagioclásio foram saussuritizados, com formação de clinozoisita, clorita, quartzo e sericita.

Alteração seletivamente pervasiva concentra-se nos megacristais de feldspato potássico e plagioclásio. Em algumas partes da rocha a alteração é caracterizada por

paragêneses com carbonato, sericita, quartzo, minerais opacos e clorita, com epidoto em menor volume, enquanto outras partes apresentam epidoto como mineral dominante, seguido por clorita, sericita, opacos e carbonato em menor quantidade. Essa alteração dos megacristais chega a ser tão intensa que, frequentemente, há formação de pseudomorfos de feldspato totalmente substituídos por epidoto (Figura 14F) ou carbonato em paragênese com outros minerais comuns nesse tipo de alteração.

10.2.2 Feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico

Unidade formada por rochas maciças, holocristalinas, com textura inequigranular porfírica com megacristais de feldspato potássico em granulação média e megacristais de quartzo, por vezes em textura glomeroporfírica, em granulação fina a média. São rochas hololeucocráticas com teores de megacristais variando de 5 a 10%. A matriz apresenta grande quantidade de esferulitos, bem como cristais muito finos de quartzo e feldspato tabular. Minerais opacos ocorrem em quantidades reduzidas na matriz. São anhédricos, arredondados e podem ocorrer como cristais euhédricos de hábito cúbico. Os minerais acessórios são o zircão e minerais opacos, ao passo que os secundários são representados por sericita, quartzo, opacos e fluorita.

Os megacristais de feldspato potássico variam de euhédricos tabulares a subeuhédricos. Comparado à unidade descrita anteriormente ocorrem em menor volume, granulação e quantidade. Os megacristais de quartzo (Figura 15B) estão comumente associados à esferulitos e apresentam formatos muito variados, desde bipiramidais euhédricos a cristais totalmente arredondados. Feições de reabsorção magmática são comuns e incluem arredondamento, interdigitação com a matriz muito fina da rocha, perda de hábito característico e dissolução de cristais.

A alteração hidrotermal nas rochas dessa unidade é representada basicamente pela sericitização dos megacristais de feldspato potássico, com geração de minerais opacos, quartzo e fluorita subordinados. Esse processo por vezes é muito intenso, constituindo alteração pervasiva com destruição das texturas originais e substituição da maior parte da mineralogia por sericita, minerais opacos e quartzo (Figura 15B). O único mineral não afetado pela sericitização é o quartzo, que mantém seu hábito e granulação intactos.

10.2.3 Anfibólio pórfiro granítico

Compreendem litotipos maciços, holocristalinos de textura inequigranular porfírica com megacristais de quartzo em granulação média (1,5 a 4 mm), podendo atingir granulação grossa, com cristais de até 7 mm. O feldspato potássico tem granulação média a predominantemente grossa (até 1,2 cm), o plagioclásio em granulação média (2 a 3,5 mm) a

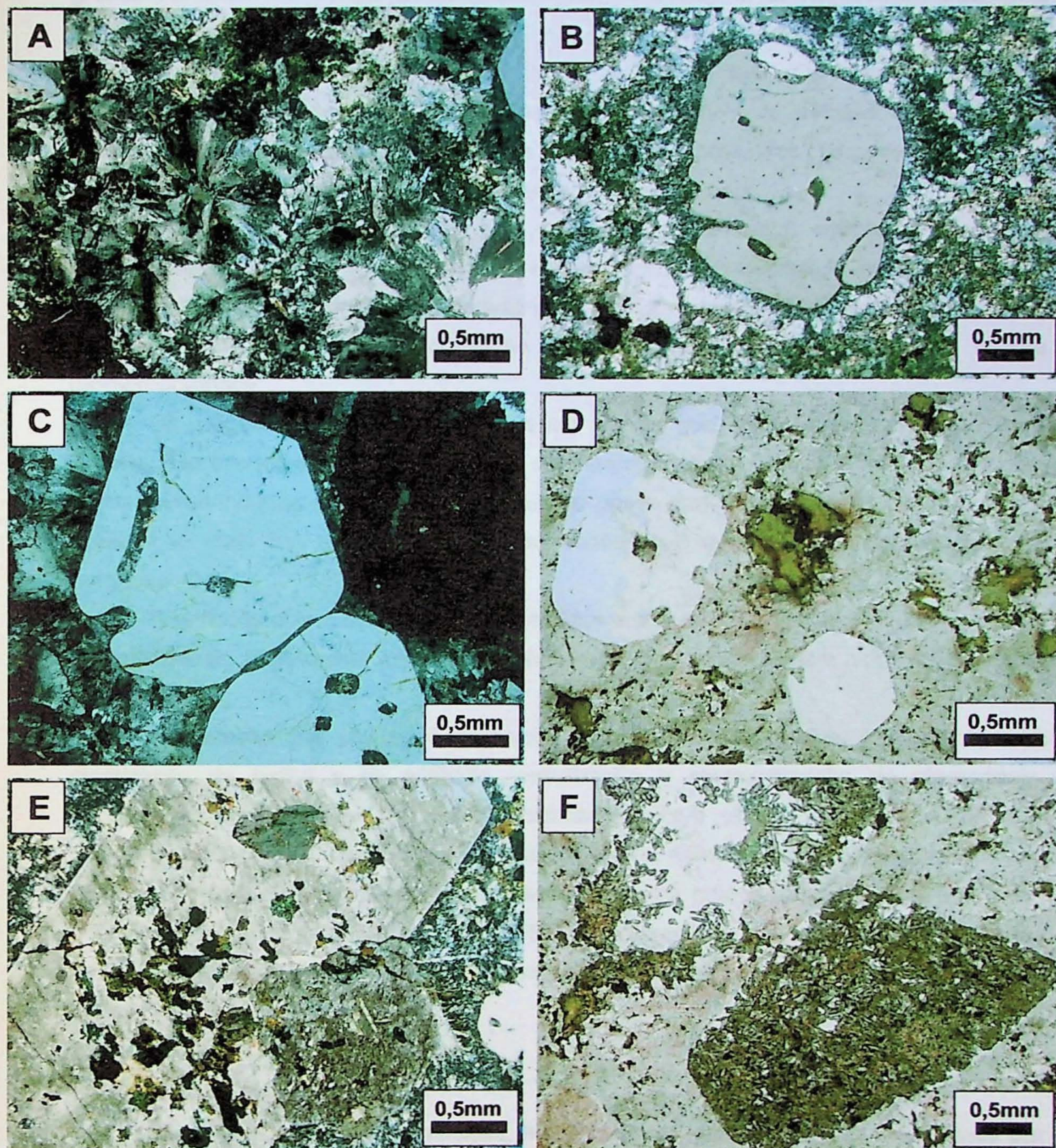


Figura 14: **A)** Matriz esferulítica dos riolitos com início de sericitização. Polarizadores cruzados. **B)** Megacristal de quartzo com feições de reação com a matriz. Notar as bordas arredondadas do cristal, o contato interlobado com a matriz e a reabsorção de dois fragmentos provenientes do cristal original. Polarizadores cruzados. **C)** Megacristal de quartzo subeuédrico com feições de reabsorção magmática dada pelo arredondamento dos vértices e reentrâncias da matriz. Polarizadores cruzados. **D)** Aspecto geral do vulcanito com destaque para cristal de biotita parcialmente cloritizado no centro da foto e para os megacristais de quartzo com feições de reação com a matriz. Notar coloração acastanhada e turva da matriz dada pela sericitização. Polarizadores descruzados. **E)** Megacristal de feldspato potássico com sericitização e epidotização, com clorita e minerais opacos. Polarizadores cruzados. **F)** Pseudomorfo de feldspato substituído por epidoto, clinozoisita, quartzo, clorita e opacos. Polarizadores descruzados.

grossa e anfibólio em granulação média (2 a 4 mm). A densidade de megacristais é bastante elevada, atingindo 25% em alguns litotipos da unidade. A matriz dessas rochas é microlítica felsofírica, intercrescimentos granofíricos freqüentes (Figura 15C). Os minerais essenciais são quartzo, feldspato potássico e plagioclásio, e os acessórios são anfibólio, titanita, zircão, apatita e minerais opacos. Os minerais secundários presentes são sericita, clorita, carbonato, epidoto, quartzo, feldspato potássico e minerais opacos.

Os megacristais de quartzo são euhédricos, apresentam secções hexagonais, losangulares, quadradas e retangulares a subeuhédricos, com contatos irregulares com a matriz, e formas arredondadas, possivelmente devido à reabsorção magmática (Figura 15D). Os megacristais de granulação mais fina comumente constituem textura glomeroporfírica.

Os megacristais de feldspato potássico são os que apresentam granulação mais grossa. São cristais euhédricos tabulares, com variações para cristais subeuhédricos com bordas arredondadas e levemente sinuosas, ao passo que o plagioclásio, que ocorre em granulação mais fina e com hábito tabular euhédrico é o menos abundante dentre os megacristais.

O anfibólio ocorre como cristais prismáticos e com secções hexagonais euhédricas a subeuhédricas. Geralmente encontra-se cloritizado, o que lhe confere cor verde intensa (Figura 15E).

A alteração dos pórfiros é geralmente seletivamente pervasiva, comumente com cloritização da biotita e do anfibólio, sericitização e saussuritização do plagioclásio, sericitização de feldspato potássico e epidotização, com clorita, carbonato e minerais opacos subordinados. Um tipo de alteração rara nos demais litotipos, mas comum nos pórfiros é o metassomatismo potássico. Ele se expressa pela substituição total ou parcial dos megacristais de plagioclásio (Figura 15F) por microclínio, por vezes restando apenas relíquias de plagioclásio continuidade óptica dentro de megacristais de feldspato potássico hidrotermal.

10.2.4 Tufo de cristais félsico

São rochas piroclásticas maciças, hipocristalinas, inequigranulares, compostas por fragmentos mal selecionados de morfologia bastante variada (Figura 16A-C). O arcabouço desses vulcanitos é composto por cristais e fragmentos de cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio; fragmentos líticos de composição riolítica; e fragmentos vítreos como *pumice shards*. Excetuando-se alguns cristais de feldspato e fragmentos líticos, que apresentam granulação lapilli, os outros constituintes do tufo encontram-se em granulação cinza.

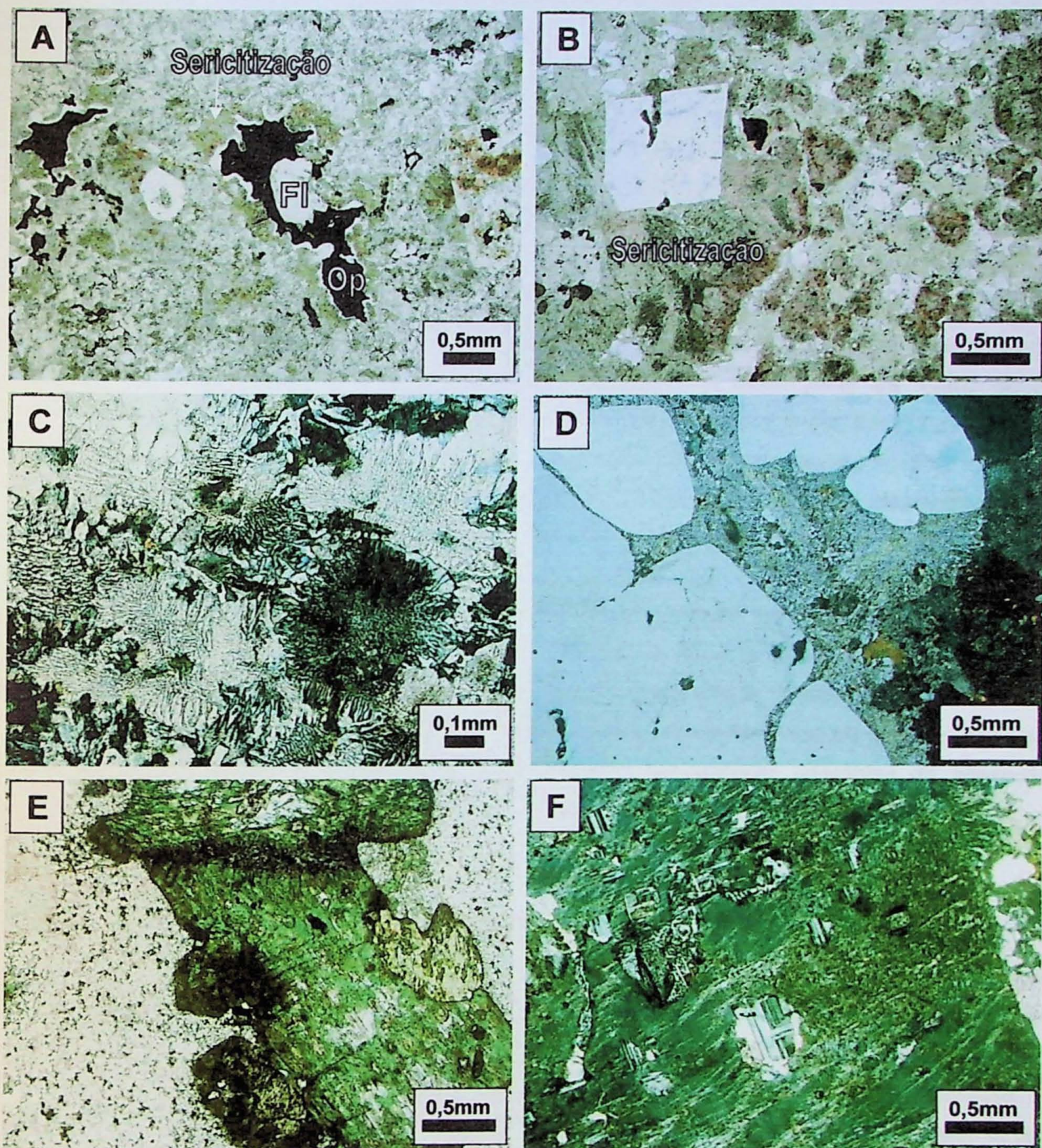


Figura 15: **A)** Minerais opacos (Op) intersticiais, anhédricos em granulação média (~1,5 mm) a fina em paragênese com cristais de fluorita (Fl) anhédrica e intersticial no plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico. Polarizadores descruzados. **B)** Aspecto geral dos feldspato potássico-quartzo álcali-riolitos fírico com detalhe para cristal euhédrico de quartzo com feições de reabsorção magmática e matriz intensamente sericitizada (alteração pervasiva). Polarizadores descruzados. **C)** Matriz fina com textura granofílica característica dos pórfiros. Polarizadores cruzados. **D)** Megacristais de quartzo subeuhédricos com contatos sinuosos e reentrâncias com a matriz, feições características de reabsorção magmática. Polarizadores cruzados. **E)** Megacristal prismático de anfibólio com cloritização muito intensa. Notar crescimento de minerais opacos associados à cloritização. Polarizadores descruzados. **F)** Alteração potássica muito intensa em megacristal de plagioclásio substituído para feldspato potássico. As porções restantes do plagioclásio apresentam continuidade óptica, sugerindo que tenha sido um único cristal. Notar sericitização no cristal de feldspato potássico. Polarizadores cruzados.

Cristais e fragmentos de cristais perfazem parcela significativa do litotipo. O quartzo apresenta duas formas de ocorrência principais, representada por cristais subeuhédricos a anhédricos, com bordas arredondadas e reentrâncias que sugerem reabsorção magmática (Figura 16A), e fragmentos de cristais muito angulosos, de morfologia variada (Figura 16B). Subordinadamente ocorrem cristais euhédricos a subeuhédricos. O feldspato potássico ocorre como cristais subeuhédricos de hábito tabular a anhédricos alongados, geralmente com desenvolvimento de pertita. O plagioclásio varia de subeuhédrico tabular a anhédrico.

Os fragmentos vítreos são representados principalmente por *pumice shards* (Figura 16C). São alongados, vesiculados, encontram-se dispersos por todo litotipo e comumente apresentam feições de deformação por compactação. A maior parte da matriz dessa unidade é formada por fragmentos vítreos provenientes da fragmentação desses púmices.

Fragmentos líticos ocorrem subordinadamente. São de composição riolítica, maciços, hipocristalinos, formados por cristais euhédricos de feldspato potássico e plagioclásio, bem como cristais euhédricos a subeuhédricos de quartzo. A matriz está completamente devitrificada e é comum encontrar esferulitos.

A alteração hidrotermal nas rochas dessa unidade varia de pervasiva a não pervasiva do tipo fissural. O primeiro caso (Figura 16D) é representado por intensa sericitização, com obliteração das texturas e da mineralogia ígnea. Pseudomorfos de feldspato são comuns. Já a alteração fissural é representada por veios de quartzo, minerais opacos e óxidos e hidróxidos de ferro, formados em estágios diferentes de alteração hidrotermal, como pode ser observado pelas relações de corte entre os diferentes veios (Figura 16E).

10.2.5 Tufo de cristais félsico levemente soldado

Compreende tufos com estrutura levemente orientada dada por *fiammes*, lentes vítreas bastante alongadas e pouco espessas, que comumente são deformados próximos a cristais e fragmentos de cristais (Figura 16F). Os litotipos são hipocristalinos, inequigranulares e texturalmente pouco maduros. O arcabouço é formado por cristais e fragmentos de cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em granulação cinza grossa (2 a 1/16 mm) e a matriz por cinza fina (< 1/16 mm) com comum formação de esferulitos.

O quartzo ocorre como cristais e fragmentos de cristais (Figura 16F) subeuhédricos a anhédricos, subarredondados a angulosos, com feições de reabsorção magmática dada por reentrâncias e formação de pequenos golfos. Sobrecrecimento em continuidade óptica também é comum e ocorre preferencialmente em cristais mais angulosos. O feldspato potássico é euhédrico a subeuhédrico, ocorre principalmente como cristais e fragmentos de cristais subordinadamente. Encontra-se fortemente sericitizado e, por vezes, apresenta exsoluções de albita. O plagioclásio ocorre como cristais tabulares euhédricos a

subeuhédricos. Apresenta geminação polissintética bem desenvolvida, mas que comumente é mascarada pela intensa saussuritização que afeta esse mineral.

10.2.6 Tufo soldado

Compreende tufos com laminação plano-paralela bem desenvolvida (Figura 17A), hipocristalinos, com intenso processo de soldagem (*welding*) e devitrificação, representada por esferulitos que comumente ocorrem na unidade (Figura 17B). Subordinadamente ocorrem cristais e fragmentos de cristais de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio e minerais opacos em granulação cinza.

Cristais e fragmentos de cristais de quartzo são anhédricos a subeuhédricos, angulosos a arredondados, podendo ocorrer como cristais alongados segundo a laminação da rocha, em granulação cinza fina, com extinção ondulante e evidências de recristalização, como geração de subgrão, ou ocorrem como cristais em granulação cinza grossa subeuhédricos deformando as finas camadas de cinza (Figura 17B). Feldspato potássico ocorre como cristais euhédricos a subeuhédricos com faces bem preservadas e hábito tabular. Deformam as camadas de cinza e geralmente estão sericitizados. Ainda ocorrem cristais euhédricos a subeuhédricos de plagioclásio com geminação da Lei da Albita preservada e minerais opacos em granulação cinza fina anhédricos a subeuhédricos prismáticos.

10.2.7 Lapilli-tufo acrescionário

Unidade constituída por rochas piroclásticas de estrutura maciça com elevada quantidade de lapilli acrescionário (Figura 17C), agregados de cinza esféricos na granulação lapilli (McPhie *et al.*, 1993), que concentram-se em certos leitos e constituem o arcabouço desses vulcanitos. São rochas hipocristalinas de granulação lapilli, com alguns lapilli acrescionários chegando a 6 mm de diâmetro, e matriz em granulação cinza fina. A matriz é formada principalmente por fragmentos vítreos bastante alongados e levemente arqueados, *glass shards* em formato de X e Y, e por cristais subeuhédricos a anhédricos de quartzo e minerais opacos subordinados.

Os lapilli acrescionários compreendem partículas arredondadas compostas por fragmentos vítreos e cristais de quartzo. Sua gênese está relacionada à atração eletrostática de partículas de cinza em depósitos piroclásticos de queda (*Pyroclastic fall deposits*). Seu formato achatado, assemelhando-se a um elipsóide, provavelmente deve estar ligado ao processo de compactação do depósito. De acordo com Moore & Peck (1962) *apud* McPhie *et al.* (1993), podem ser classificados como *rim-type*, pois apresentam um núcleo composto por cinza grossa que gradativamente passa à cinza fina em direção as bordas (Figura 17 C).

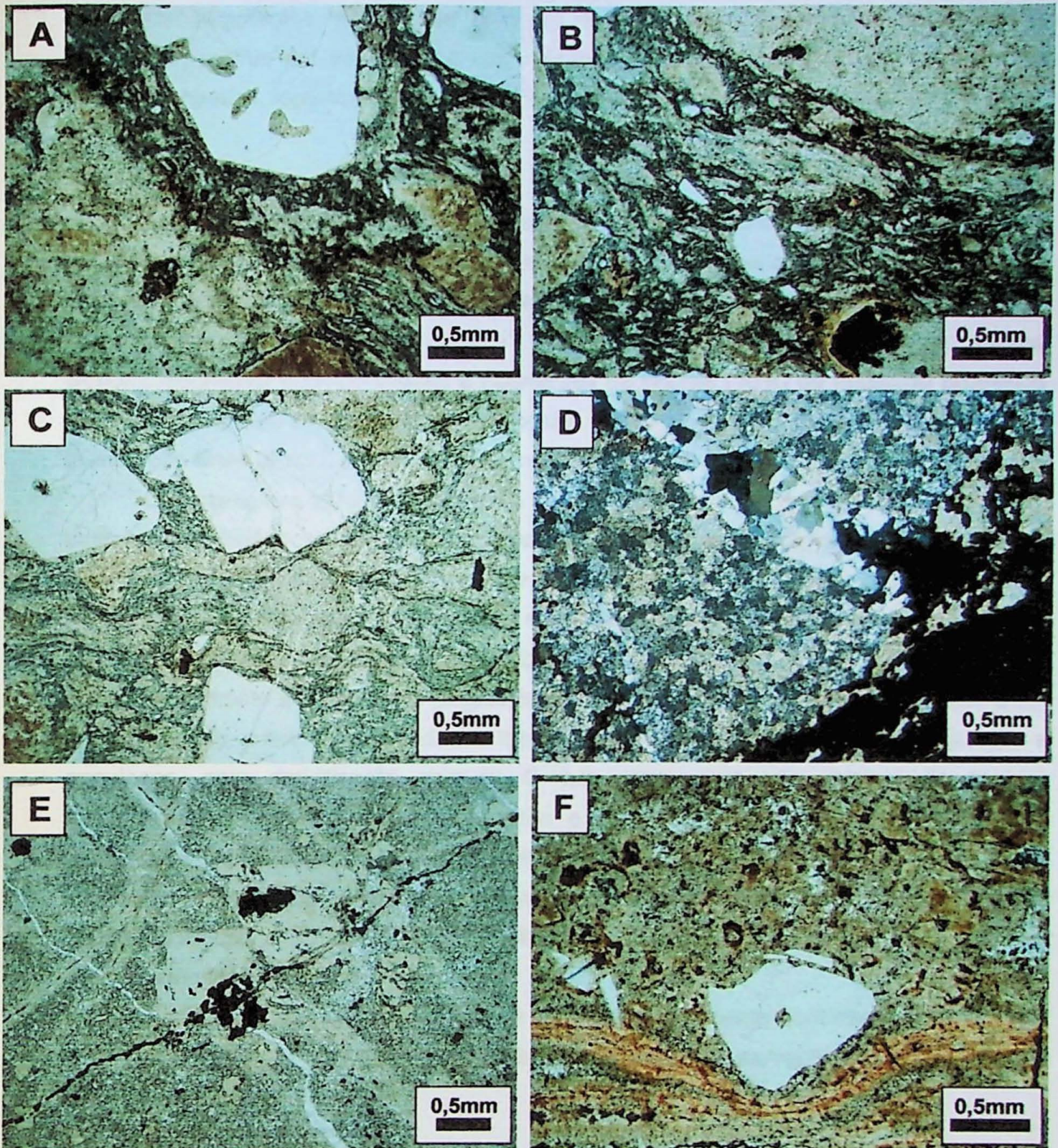


Figura 16: **A)** Aspecto microscópico de tufo de cristais félsico. Notar feições de reabsorção magmática em cristal de quartzo e elevada quantidade de fragmentos vítreos presentes no litotipo. Polarizadores descruzados. **B)** Fragmentos vítreos e de cristais de quartzo do tufo de cristais félsico. Polarizadores descruzados. **C)** Fragmentos vítreos vesiculados (púmice) e deformados por cristais e fragmentos de cristais de quartzo e feldspato. Polarizadores descruzados. **D)** Aspecto microscópico da alteração sericítica de tufo de cristais félsico. Notar obliteração das texturas originais e elevada quantidade de veios de quartzo. Polarizadores cruzados. **E)** Alteração sericítica intensa e pervasiva com alteração do tipo fissural associada. Notar diferentes gerações de veios. Polarizadores descruzados. **F)** Fragmento de cristal de quartzo bastante anguloso deformando *fiamme*. Polarizadores descruzados.

Os fragmentos vítreos são similares aos presentes na matriz, tanto em sua morfologia, quanto em aspectos de sua alteração pós-deposicional. Compreendem *glass shards* alongados, levemente arqueados (Figura 17D) e em formato de X e Y.

10.2.8 Tufo vítreo

Essa unidade é composta por tufos maciços, hipocristalinos, inequigranulares, texturalmente pouco maduros com fragmentos angulosos de baixa esfericidade (Figura 17E). O arcabouço é constituído predominantemente por fragmentos vítreos (~70%), tais como *glass shards* em formato de X e Y, alongados, levemente arqueados e púmice. Subordinadamente ocorrem cristais e fragmentos de cristais (10%) de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, bem como fragmentos líticos (2 a 3%), predominantemente na granulação cinza grossa. A matriz tem granulação cinza fina.

Os fragmentos vítreos constituem a maior porção do litotipo e morfologicamente são bastante heterogêneos, estando representados majoritariamente por fragmentos alongados e arqueados (Figura 17E), seguidos por fragmentos com morfologia das terminações semelhante a das letras X e Y, alongados e ligeiramente arqueados. Ainda ocorre relíquias de púmice, com fragmentos pouco alongados e muito vesiculados.

O feldspato potássico e o plagioclásio ocorrem como cristais e, subordinadamente, fragmentos de cristais subeuhédricos tabulares a anhédracos, com faces irregulares e angulosas, com sericitização comum. O tufo ainda apresenta cristais de quartzo subeuhédricos a anhédracos, arredondados e com alta esfericidade. Alguns minerais apresentam sobrecrecimento em continuidade óptica.

Fragmentos de andesito e traquito ocorrem em pequena quantidade. São subarredondados e apresentam baixa esfericidade. A matriz da rocha é muito fina, por vezes sendo formada por micrólitos.

A alteração hidrotermal na unidade é predominantemente sericitica e marcada por forte substituição dos constituintes originais, com eventual preservação fragmentos vítreos (*glass shards*) (Figura 17F).

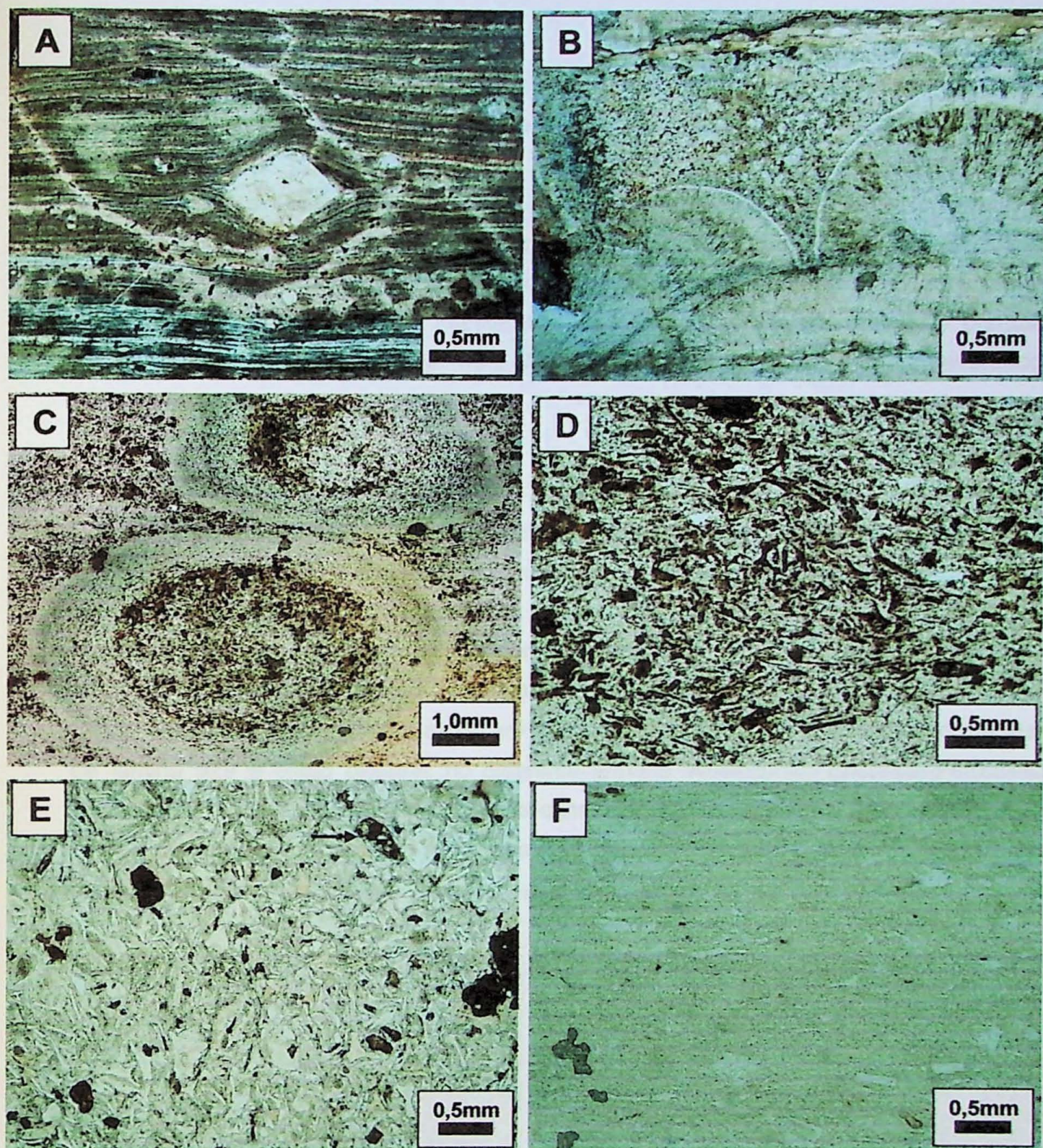


Figura 17: **A)** Tufo soldado com laminação plano-paralela bem desenvolvida. Notar deformação causada por cristal de feldspato. Polarizadores descruzados. **B)** Textura esferulítica comumente desenvolvida na unidade de tufo soldado. Notar morfologia esférica e relações de corte com a laminação. Polarizadores descruzados. **C)** Aspecto microscópico de um lapilli-tufo acrescionário. Notar gradação dos núcleos em direção às bordas na granulação dos fragmentos vítreos e de cristais que constituem as partículas de lapilli acrescionário. Polarizadores descruzados. **D)** Detalhe para núcleo de lapilli acrescionário composto por fragmentos vítreos (*glass shards*) em formatos de X, Y e alongados e levemente arqueados. Polarizadores descruzados. **E)** Tufo vítreo formado predominantemente por fragmentos vítreos (*glass shards*) e subordinadamente por cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos (indicado pela seta preta). Polarizadores descruzados. **F)** Sericitização de tufo vítreo com preservação de fragmentos morfologicamente semelhantes a *glass shards*, entretanto já recristalizados. Polarizadores descruzados

11. QUÍMICA MINERAL

As análises químicas pontuais por microsonda eletrônica procuraram caracterizar o quimismo de fases minerais magmáticas e hidrotermais presentes em vulcânicas e pórfiros do Grupo Uatumã. Para os vulcanitos da Formação Sobreiro foram analisados cristais de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio da unidade plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico, bem como cristais de micas da alteração hidrotermal de variedades traquitóides. Já nas vulcânicas e pórfiros da Formação Santa Rosa foram analisados cristais de feldspato, bem como micas hidrotermais. Os dados das análises químicas pontuais (Anexo I) foram tratados com o *software* MINPET 2.02 (Richard, 1995) e são apresentados abaixo.

11.1 Clinopiroxênio

Os cristais de clinopiroxênio (Figuras 18A e B) presentes na unidade plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico ocorrem tanto como megacristais em granulação média, constituindo textura porfírica, como cristais em granulação fina, que caracteristicamente constituem textura glomeroporfírica. Variam de euhédricos prismáticos a subeuhédricos prismáticos com bordas levemente arredondadas.

Nove análises foram realizadas em cristais não afetados por processos hidrotermais da lâmina 929 e estão plotadas no diagrama ternário Wollastonita–Enstatita–Ferrossilita (Figura 19). Todas as análises plotam no campo da augita, próximas à transição com o campo do diopsídio. A variação na composição química da augita pode ser expressa pela seguinte fórmula: $Wo_{45,541-41,786} En_{52,549-43,717} Fs_{12,617-5,327}$.

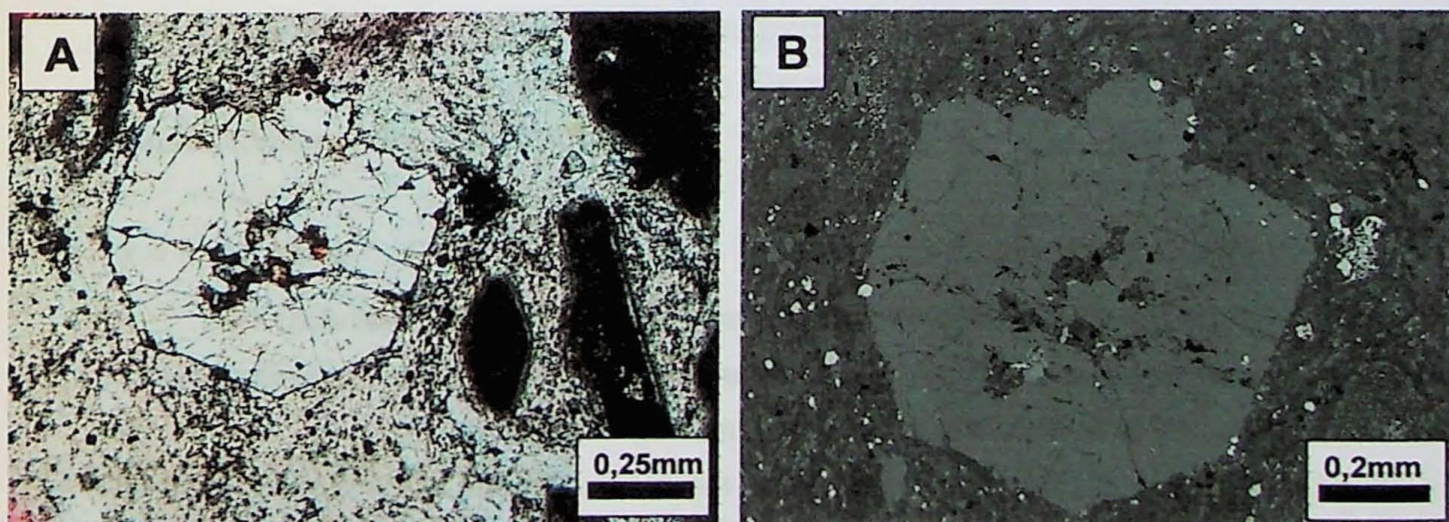


Figura 18: **A)** Típico cristal de clinopiroxênio presente na unidade plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico onde foram realizadas análises químicas pontuais. Polarizadores descruzados. **B)** Imagem de elétrons retroespalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura para cristal de clinopiroxênio. Notar hábito euhédrico e baixa quantidade de inclusão de minerais opacos.

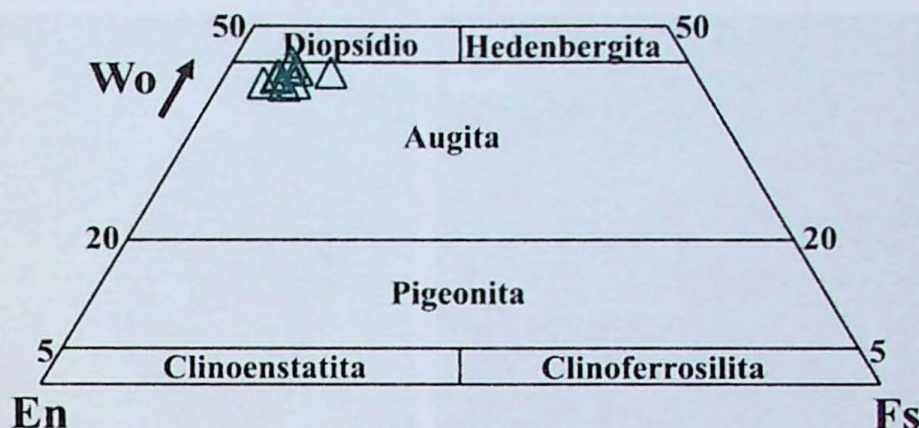


Figura 19: Classificação dos megacristais de clinopiroxênio presentes na Formação Sobreiro em diagrama ternário Wollastonita (Wo) – Enstatita (En) – Ferrossilita (Fs), indicando serem de augita.

11.2 Anfibólio

Os megacristais de anfibólio da unidade plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico são euhédricos, têm hábito prismático, secções hexagonais e faces bem cristalizadas a subeuhédricos, muitas vezes arredondados, preservando parte do hábito prismático. Além dos processos de alteração que comumente afetam esses cristais, um processo de caráter essencialmente vulcânico gera uma quantidade elevada de minerais opacos, concentrados principalmente nas bordas desses minerais, mas que por vezes chega a substituir praticamente todo cristal (Figuras 20A e B). Isso torna muito difícil a análise química desse mineral, pois raros são os núcleos preservados. Por conta disso, poucas análises foram realizadas com sucesso. Cinco análises em núcleos de cristais de anfibólio da lâmina 294 revelaram composição no campo da magnesiohastingsita (Figura 21A), magnesiohomblenda e tremolita (Figura 21B). Essa variação pode ser fruto de alteração hidrotermal presente na unidade. Os núcleos formados por magnesiohastingsita e magnesiohomblenda compreendem os megacristais primários, ao passo que tremolita e magnesiohomblenda com elevado Si em fórmula podem ser provenientes de alteração propilitica intensa descrita na unidade.

11.3 Feldspato

As vulcânicas coerentes da Formação Sobreiro apresentam matriz constituída por cristais ripiformes de plagioclásio, comumente orientados por foliação de fluxo magmático. Megacristais de plagioclásio ocorrem em pequena quantidade e compreendem cristais tabulares, euhédricos a subeuhédricos em granulação média. Análises químicas revelaram composição no campo da albita tanto para megacristais, como para cristais em granulação muito fina da matriz. Como determinações do teor de anortita através do método de Michel-Lévy estimaram composição em torno de 46% (andesina) em outras lâminas de vulcânicas da Formação Sobreiro, interpreta-se provável gênese ligada à alteração hidrotermal para esses cristais de albita, que apresentam a seguinte variação química: $Ab_{98,7-95}An_{4,4-0,9}Or_{4,0-0,4}$.

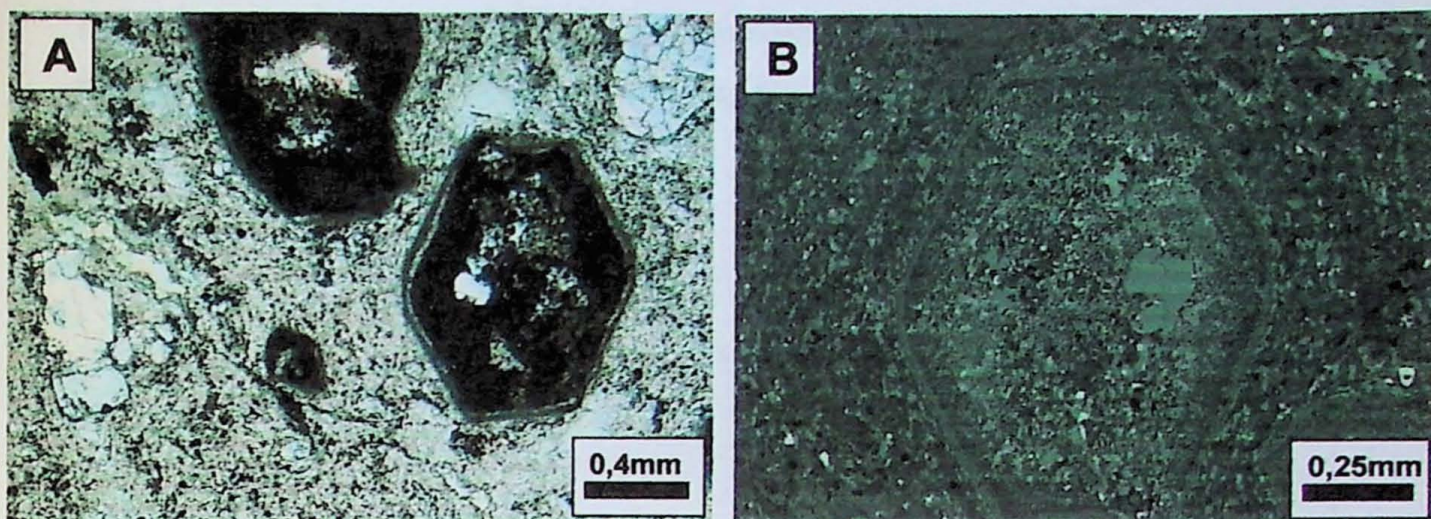


Figura 20: **A)** Megacristais de anfibólio da unidade plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico. Notar elevada quantidade de minerais opacos inclusos e possíveis núcleos preservados. Polarizadores descruzados. **B)** Imagem de elétrons retroespalhados obtidas em microscópio eletrônico de varredura para cristal de anfibólio.

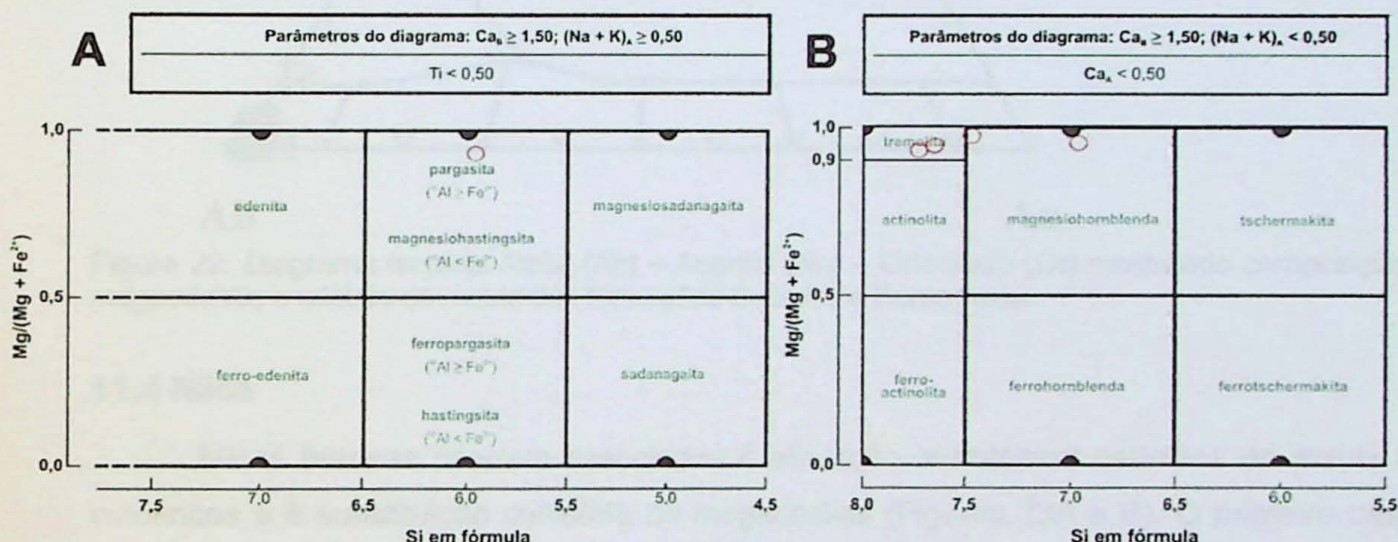


Figura 21: **A)** Diagrama de classificação de anfibólio segundo Leake *et al.* (1997) para núcleo de megacristal de anfibólio da lâmina 294 – Formação Sobreiro. **B)** Diagrama de classificação de anfibólio segundo Leake *et al.* (1997) para núcleos de megacristais de anfibólio da lâmina 294 – Formação Sobreiro.

O plagioclásio torna-se mais abundante em vulcânicas da Formação Santa Rosa, onde constitui megacristais tabulares euhédricos a subeuhédricos em granulação média (até 3,5 mm). Análises químicas pontuais foram realizadas nas unidades plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico (lâminas 422a e 549a) e anfibólio pórfiro granítico (lâmina 534), e revelaram composição no campo da albita (Figura 22), com a variação química representada pela fórmula: $Ab_{99,7-94,1} An_{3,1-0,0} Or_{4,3-0,3}$.

Os riolitos e pórfiros da Formação Santa Rosa apresentam, predominantemente, feldspato potássico, que compreende cristais de hábito tabular euhédrico e variações compostas por cristais subeuhédricos arredondados em granulação grossa (até 7 mm em riolitos e 12 mm em pórfiros). Esse mineral apresenta ampla variação composicional, variando de anortoclásio a sanidina quase pura, que pode ser expressa pela seguinte fórmula: $Or_{98,7-11,3} Ab_{86,7-1,3} An_{2,0-0,0}$. Ainda ocorre como mineral acessório em andesitos da

Formação Sobreiro (Figura 22), constituindo cristais em granulação muito fina dispersos na matriz, com composição de $Or_{97,3-66,6} Ab_{30,1-2,4} An_{3,4-0,4}$.

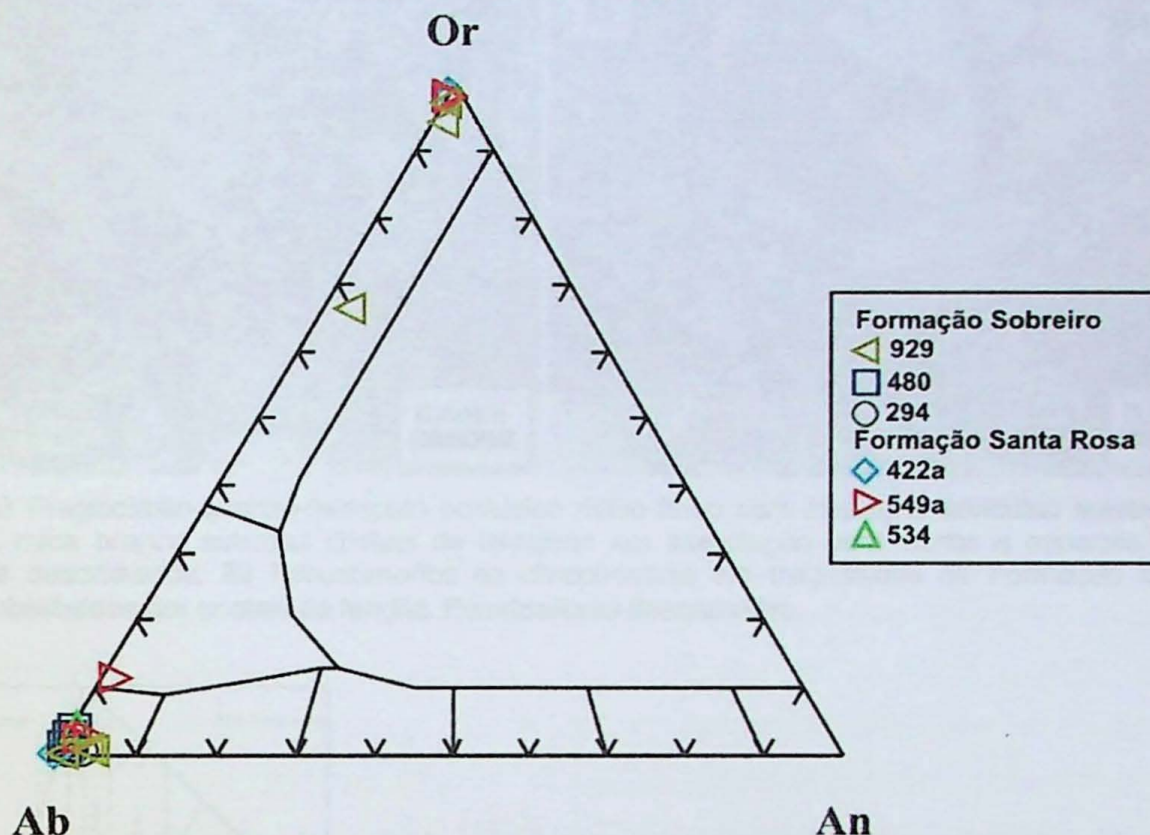


Figura 22: Diagrama ternário Albita (Ab) – Anortita (Na) – Ortoclásio (Or) mostrando composição de megacristais e cristais da matriz das formações Sobreiro e Santa Rosa.

11.4 Mica

Micas brancas ocorrem associadas à alteração hidrotermal sericitica da matriz dos vulcanitos e à substituição completa de megacristais (Figuras 23A e B). O primeiro caso é representado pelas unidades plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico e anfibólio pórfiro granítico, lâminas 549a e 534 respectivamente, onde é comum a formação de cristais de sericita em granulação fina a muito fina, que por vezes obliteram totalmente as texturas originais. Análises químicas pontuais revelaram composição no campo da muscovita (Figura 24) para os minerais da alteração sericitica dessas unidades, de acordo com diagrama de Tischendorf *et al.* (1997).

O segundo caso de ocorrência de micas brancas é típico em rochas afetadas por alteração sericitica seletivamente pervasiva, concentrada em megacristais de feldspato e piroxênio. Plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico e traquitóides de composição intermediária são as rochas onde comumente ocorre esse tipo de alteração e são representadas pelas lâminas 422a e 480, respectivamente. Análises químicas apontaram presença de micas mais magnesianas, representadas por fengita e subordinadamente muscovita (Figura 24), que plotam no limite entre os dois campos (Tischendorf *et al.*, 1997). Uma análise na lâmina 422a destoa das demais, pois apresenta composição no campo da muscovita, longe da transição muscovita–fengita.

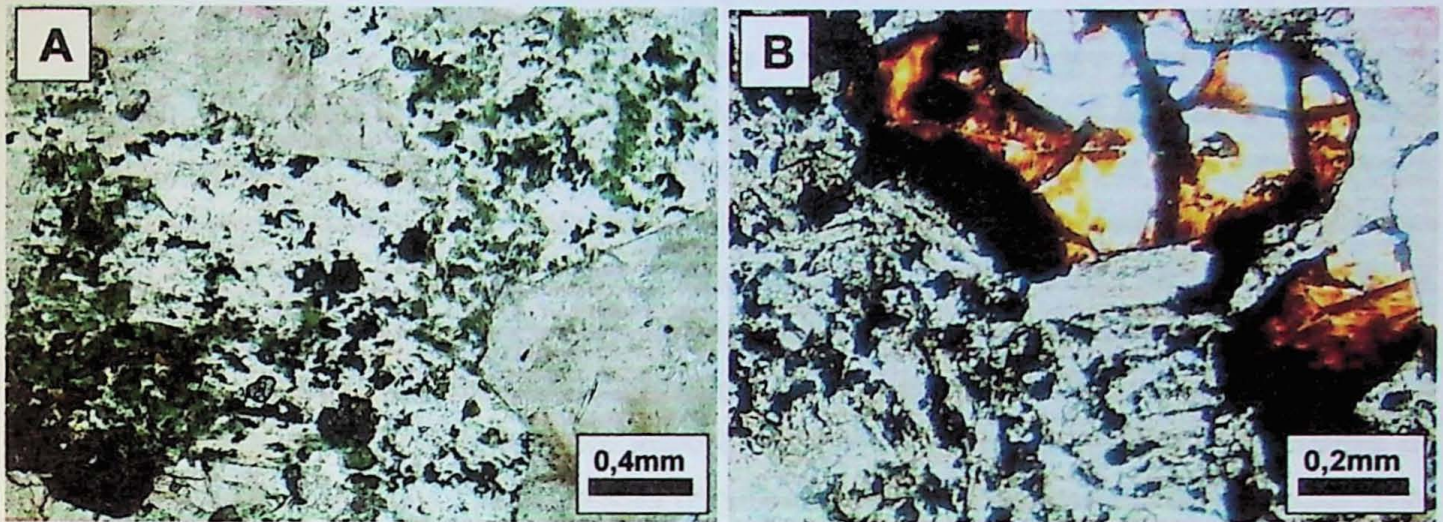


Figura 23: **A)** Plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico com alteração sericítica seletivamente pervasiva. A mica branca substitui cristais de feldspato em associação com clorita e minerais opacos. Polarizadores descruzados. **B)** Pseudomorfos de clinopiroxênio em traquitóides da Formação Sobreiro, totalmente substituídos por cristais de fengita. Polarizadores descruzados.

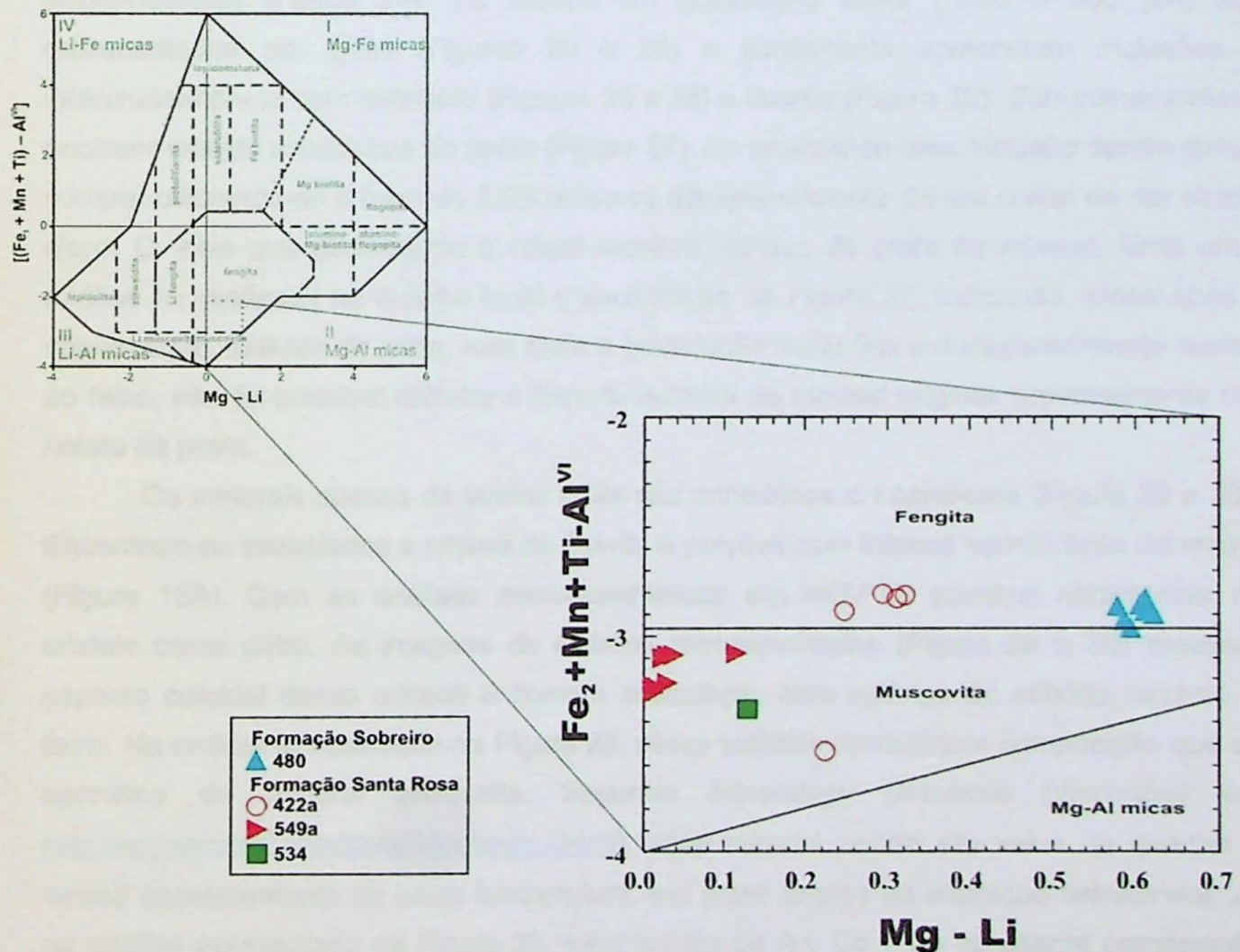


Figura 24: Diagrama de classificação de micas de acordo com Tischendorf *et al.* (1997) mostrando composição das micas presentes na alteração sericítica da matriz (muscovita) e alteração sericítica pervasiva (fengita) de vulcanitos e pórfiros do Grupo Uatumã.

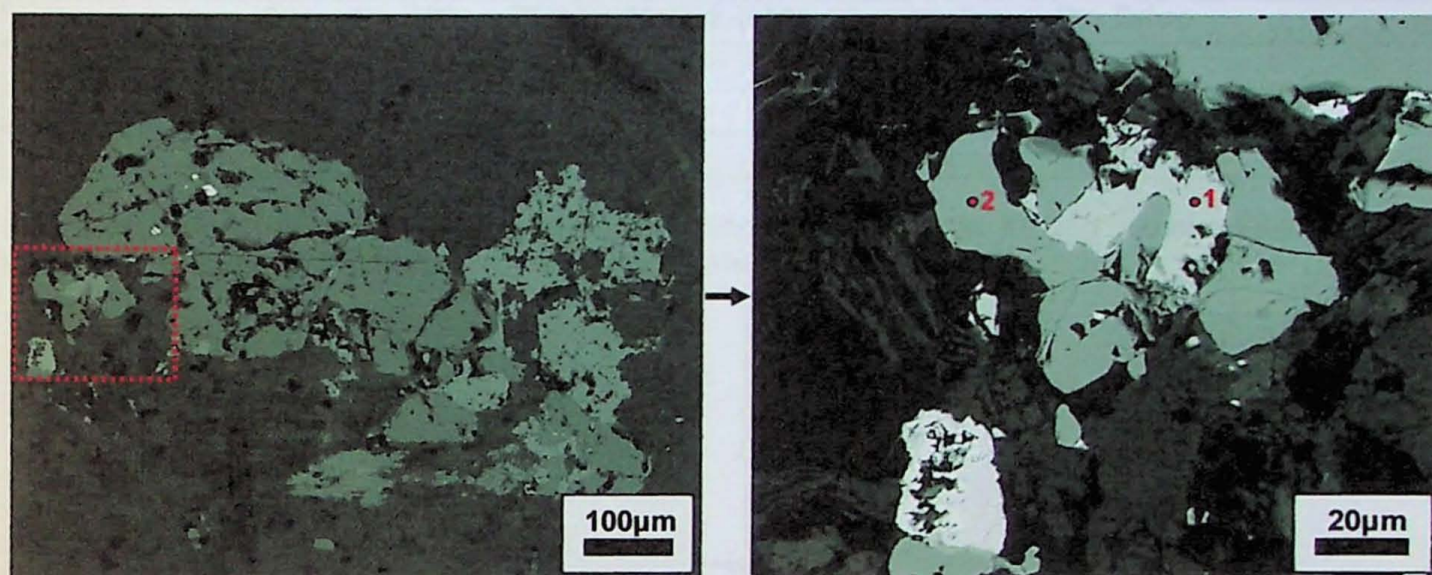
12. MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA

As análises por meio de microscopia eletrônica de varredura visaram caracterizar minerais opacos e micas brancas da alteração sericitica em riolitos e pórfiros da Formação Santa Rosa. As análises químicas semi-quantitativas foram realizadas com EDS (*Energy Dispersive System*) Oxford Instruments acoplado ao microscópio eletrônico de varredura (MEV). Os valores obtidos foram normalizados pelo *software* do MEV LEO 430i e, juntamente com as imagens de elétrons retroespalhados, são apresentados abaixo.

A unidade plagioclásio-feldspato potássico-quartzo riolito fírico (Amostras 422a e 549a) apresenta alteração sericitica marcada pela substituição da matriz e megacristais de feldspato potássico por micas brancas (Figuras 26 e 28), classificadas como fengita tanto por MEV, como por microsonda eletrônica (Item 11.4). Associado a esse processo ocorre o desenvolvimento de minerais opacos, que apresentam formas de ocorrência bastante variadas. Na amostra 422a os minerais opacos são anhédricos (Figuras 25 e 27) a subeuhédricos (Figura 28). Os cristais em granulação maior (~500 a 600 μm) são representados por pirita (Figuras 25 e 28) e comumente apresentam inclusões e intercrescimentos com esfalerita (Figuras 25 e 28) e fluorita (Figura 28). Subordinadamente ocorrem cristais anhédricos de barita (Figura 27). Ao analisar-se uma inclusão dentro desse mineral utilizando-se o feixe do EDS notou-se desaparecimento de um cristal de cor cinza-claro. O feixe que desintegrou o cristal mostrou indícios de prata no mineral. Uma nova análise foi realizada no mesmo local e encontra-se na Figura 27, indicando, emso após a volatilização, indícios de prata, mas dada a granulação muito fina e desaparecimento devido ao feixe, não foi possível calcular a fórmula química do mineral original, provavelmente um haleto de prata.

Os minerais opacos da lâmina 549a são anhédricos e intersticiais (Figura 29 e 30). Encontra-se associados a cristais de fluorita e porções com intensa sericitização da matriz (Figura 15A). Com as análises semi-quantitativas em MEV foi possível caracterizar os cristais como pirita. As imagens de elétrons retroespalhados (Figura 29 e 30) mostram aspecto coloidal desse mineral e comum associação com sulfetos de cobalto, arsênio e ferro. Na análise apresentada na Figura 29, esses sulfetos apresentam composição que se aproxima do mineral alloclasita. Segundo *Mineralogy Database* (disponível em <http://webmineral.com/data/Alloclasite.shtml>), esse mineral ocorre em veios de quartzo e calcita aparentemente de baixa temperatura, em fases tardias de alteração hidrotermal. Já na análise apresentada na Figura 30, esse sulfeto de As, Co e Fe apresenta composição química distinta. Não foi identificado o mineral que possa representar esse sulfeto. Ainda na amostra 549a ocorre, subordinadamente, cristais de calcopirita em granulação muito fina (Figura 29), associada a pirita coloidal e sericitização da matriz.

A unidade anfibólio pórfiro granítico (Amostra 534) apresenta minerais opacos euhédricos e com faces bem definidas, por vezes com hábito cúbico. As imagens de elétrons retroespalhados juntamente com os dados das análises semi-quantitativas revelaram que os núcleos desses cristais são compostos por pirita (Figuras 31 e 32) e que as bordas são formadas por óxidos de ferro. Na análise apresentada na figura 31 a borda parece ser composta por hematita, ao passo que a análise da figura 32 as bordas são formadas por óxidos de ferro que ficam mais ricos em ferro quanto mais distantes dos núcleos de pirita preservados.



Amostra 422a – Plagioclásio-k-feldspato-quartzo riolito fírico				
Ponto	Mineral	% Elementos		
		S	Fe	Zn
1	Esfalerita	33,60	1,72	67,94
2	Pirita	54,49	45,51	-

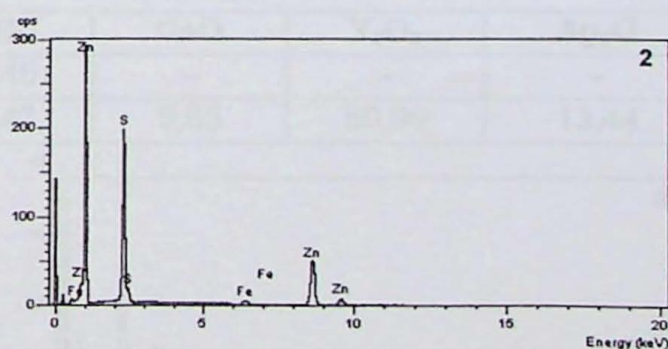
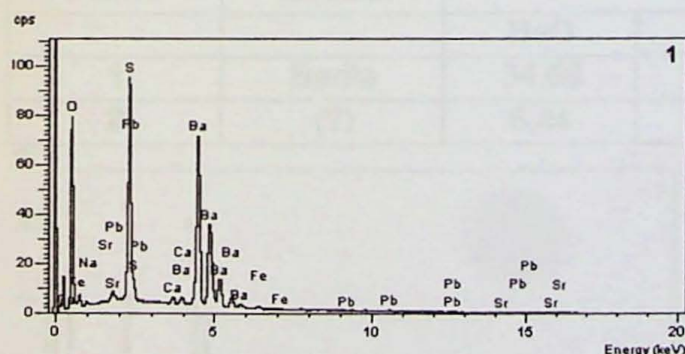
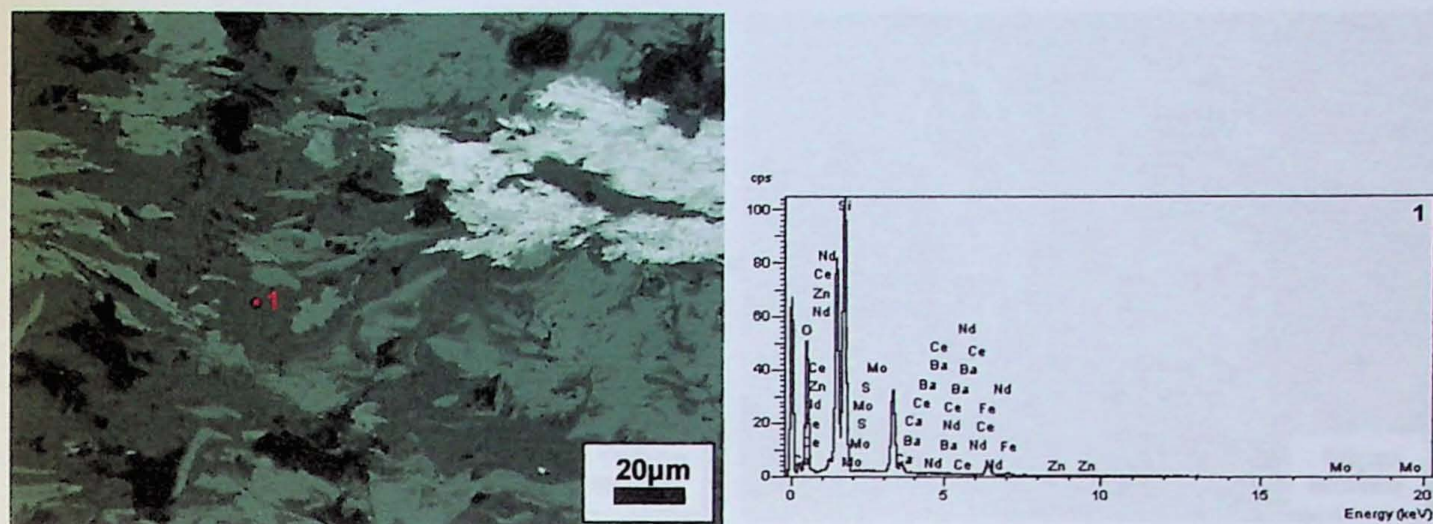
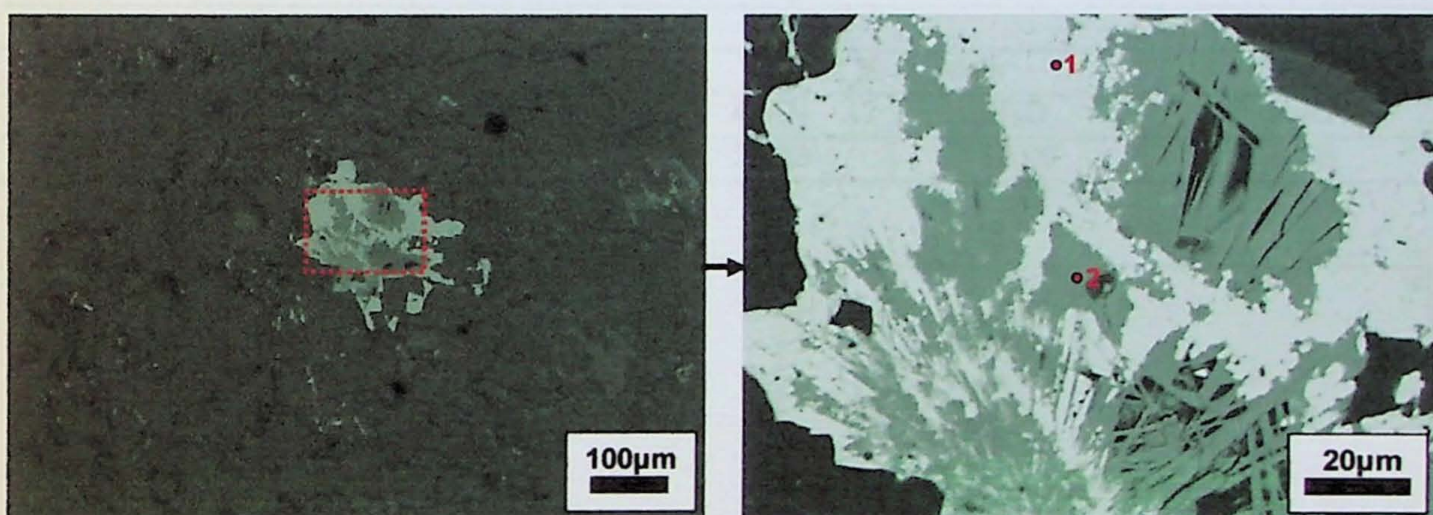


Figura 25: Imagens de elétrons retroespalhados do MEV para lâmina 422a e detalhe da área onde foram realizadas as análises semi-quantitativas. Abaixo encontra-se a tabela com os valores normalizados e respectivos espectros. Notar hábito anhédrico do cristal de pirita e associação com cristal de esfalerita.



Amostra 422a – Plagioclásio-k-feldspato-quartzo riolito fírico					
Ponto	Mineral	% Óxidos			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO
1	Fengita	50,22	29,09	10,85	4.71

Figura 26: Imagem de elétrons retroespalhados do MEV para lâmina 422a. Ao lado encontra-se o espectro e abaixo os valores normalizados para análise em mica branca.



Amostra 422a – Plagioclásio-k-feldspato-quartzo riolito fírico						
Ponto	Mineral	% Óxidos				
		BaO	SO ₃	CaO	Y ₂ O ₃	Ag ₂ O
1	Barita	34,60	65,40	-	-	-
2	(?)	6,44	13,47	5,65	60,99	13,44

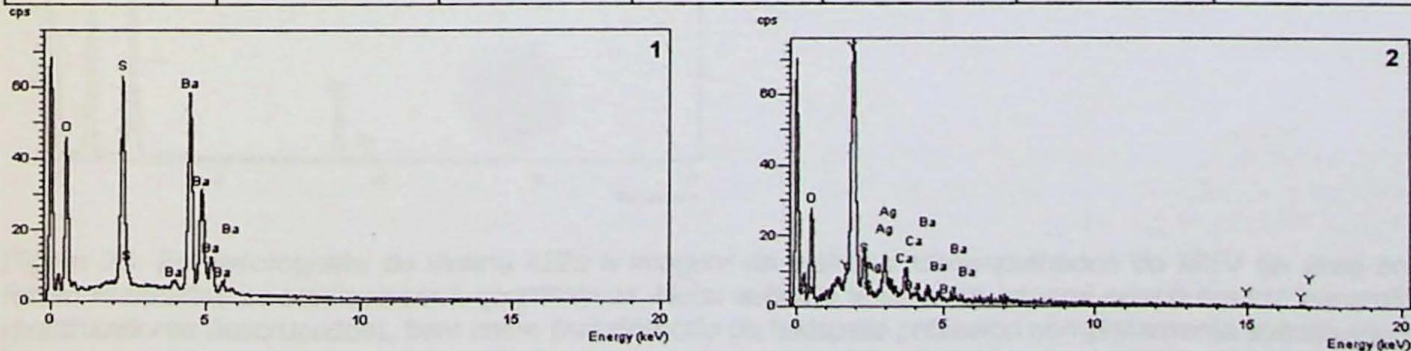
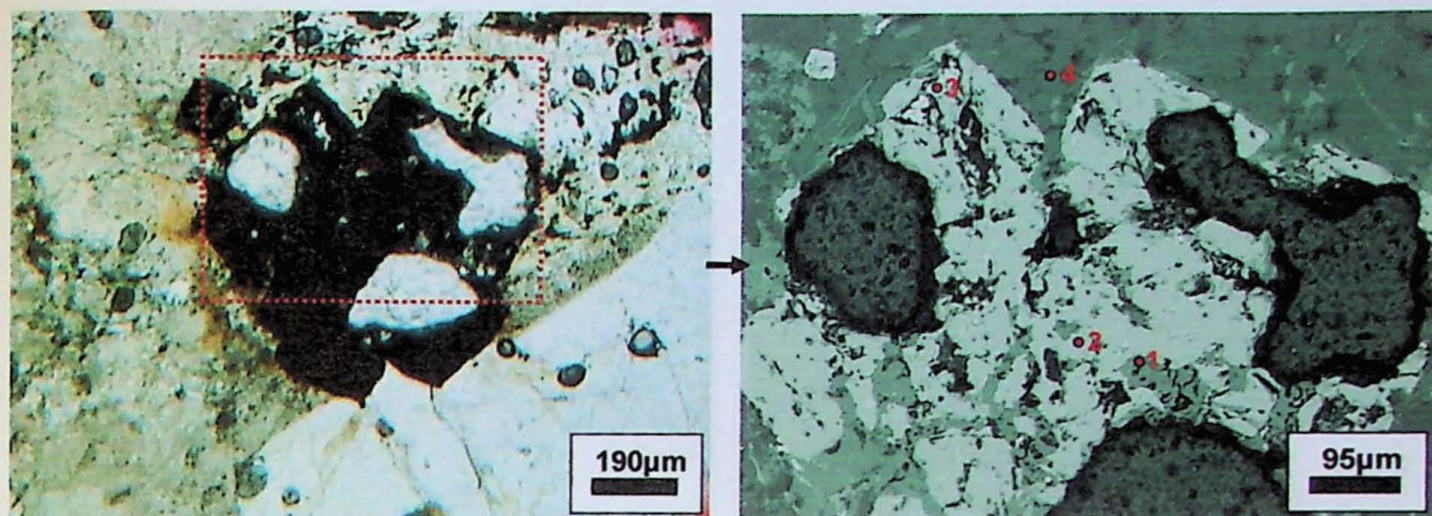


Figura 27: Imagens de elétrons retroespalhados do MEV para lâmina 422a e zoom para área onde foram realizadas as análises semi-quantitativas. Abaixo encontra-se a tabela com os valores normalizados e respectivos espectros. Notar cristal anhédrico de barita com inclusões de minerais aciculares de coloração cinza escuro. A análise 2 refere-se à inclusão de granulação muito fina de provável haleto de prata.



Amostra 422a – Plagioclásio-k-feldspato-quartzo riolito fírico						
Ponto	Mineral	% Elementos				
		Ca	F	Fe	Zn	S
1	Fluorita	50,34	49,76	-	-	-
2	Pirita	-	-	45,44	-	54,56
3	Esfalerita	-	-	-	66,31	33,69

Ponto	Mineral	% Óxidos			
		SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO
4	Fengita	49,60	28,33	10,96	5,36

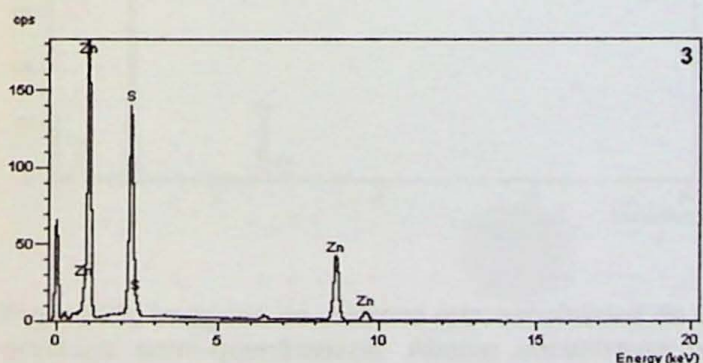
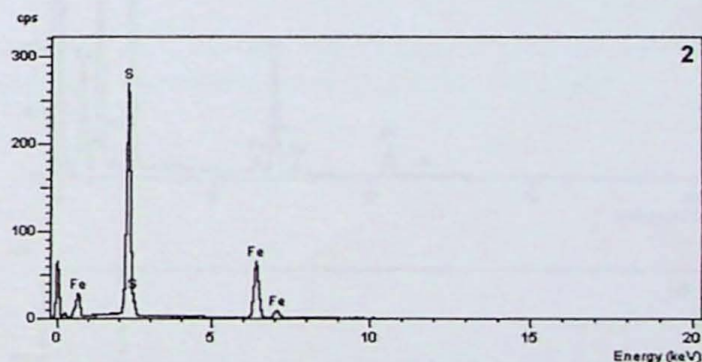
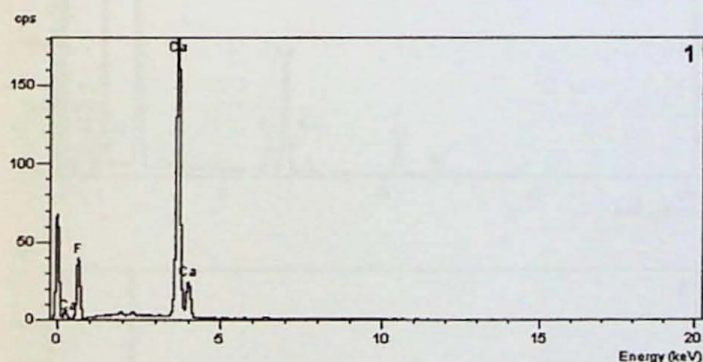
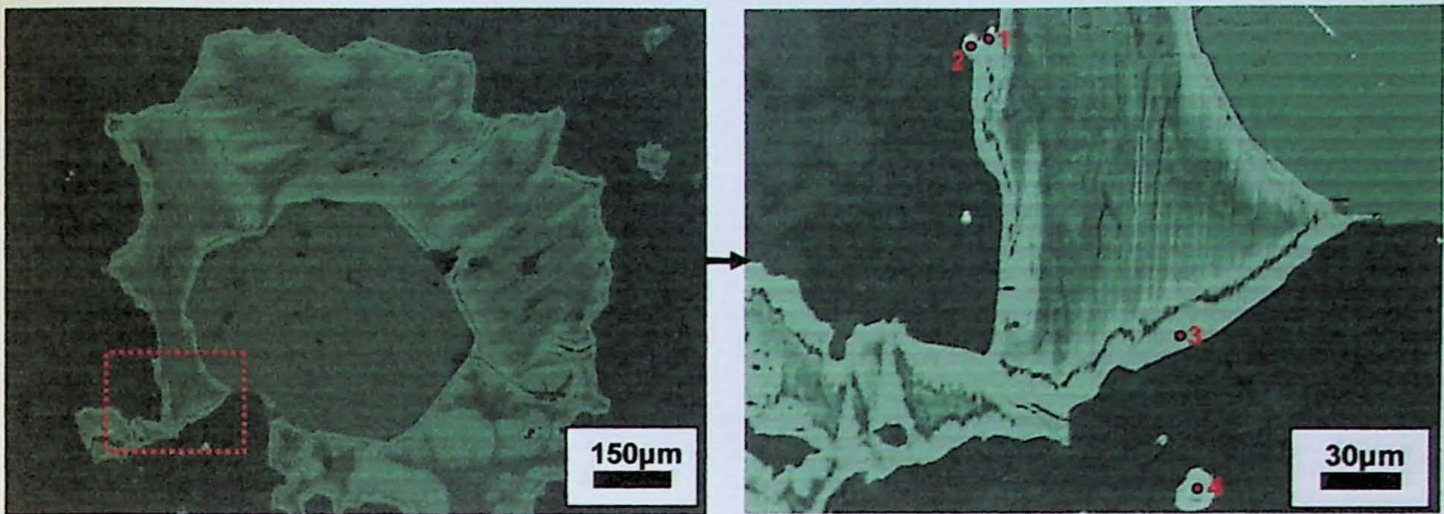


Figura 28: Fotomicrografia da lâmina 422a e imagem de elétrons retroespalhados do MEV da área onde foram realizadas as análises semi-quantitativas. Notar aspecto textural do mineral opaco em luz transmitida (polarizadores descruzados), bem como pseudomorfo de feldspato potássico completamente substituído por mica branca. As análises semi-quantitativas caracterizaram o cristal maior como pirita, com comum inclusão de esfalerita e fluorita. Abaixo encontra-se a tabela com os valores normalizados e respectivos espectros.



Amostra 549a – Plagioclásio-k-feldspato-quartzo riolito fírico							
Ponto	Mineral	% Elementos					
		Si	S	Fe	Co	As	Cu
1	Alloclasita (?)	0,57	21,03	8,39	30,86	39,14	-
2	Alloclasita (?)	0,76	22,06	3,68	31,01	42,49	-
3	Pirita	-	55,13	44,87	-	-	-
4	Calcopirita	-	36,48	30,06	-	-	33,46

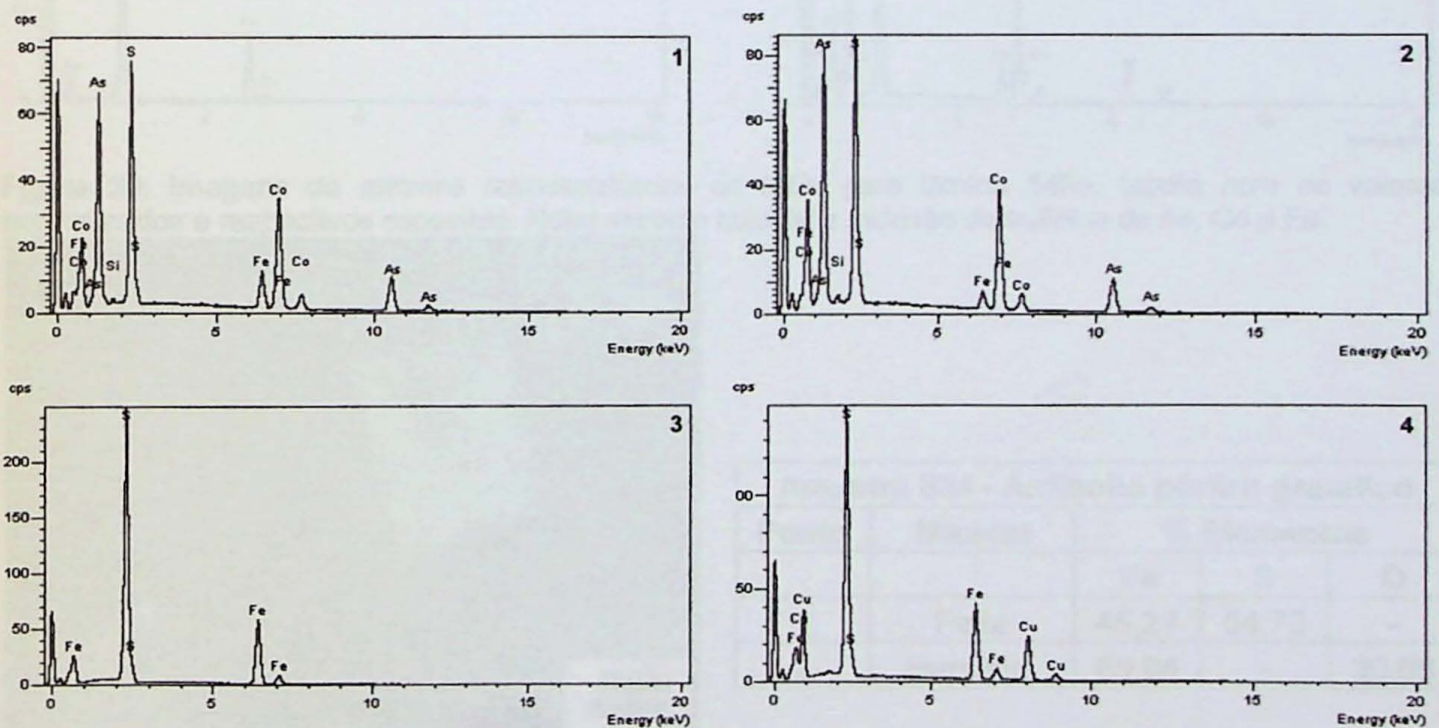
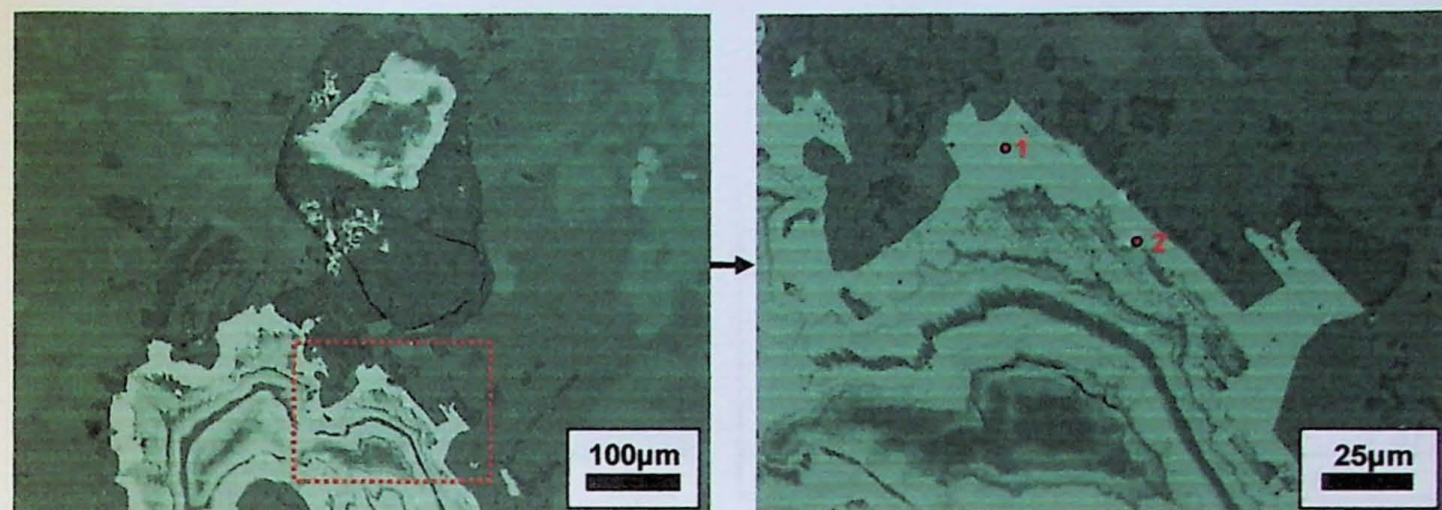


Figura 29: Imagens de elétrons retroespalhados da lâmina 549a e detalhe da área onde foram realizadas as análises semi-quantitativas. Abaixo encontra-se a tabela com os valores normalizados e respectivos espectros. Notar hábito anhédrico do cristal de pirita, bem como aspecto coloidal. Esse tipo de textura é bastante comum e ocorre em todos os cristais da amostra. Associado à borda dos cristais de pirita ocorrem sulfetos de As, Co e Fe (Alloclasita?), bem como calcopirita.



Amostra 549a – Plagioclásio-k-feldspato-quartzo riolito fírico

Ponto	Mineral	% Elementos			
		Fe	S	Co	As
1	Pirita	45,36	54,64	-	-
2	Sulfeto As,Co,Fe (?)	14,02	28,39	23,29	34,20

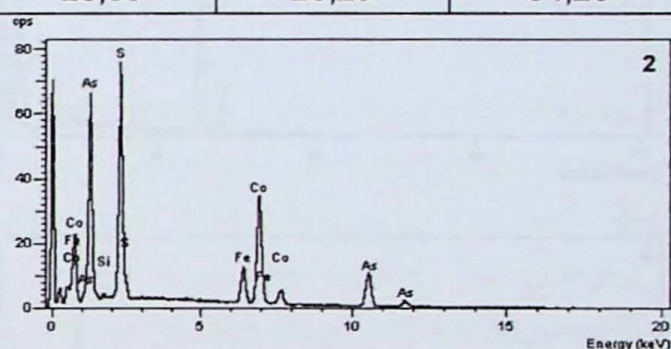
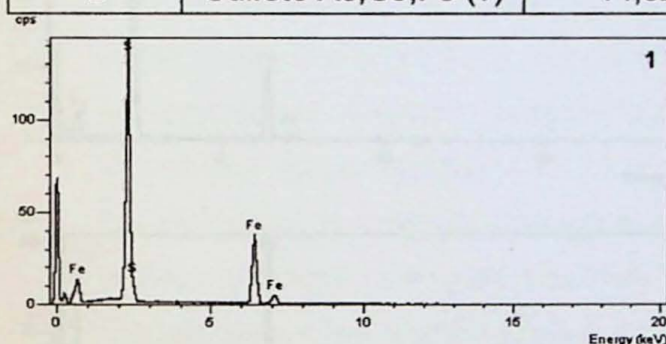


Figura 30: Imagens de elétrons retroespalhados do MEV para lâmina 549a, tabela com os valores normalizados e respectivos espectros. Notar aspecto coloidal e inclusão de sulfetos de As, Co e Fe.



Amostra 534 - Anfibólio pórfiro granítico

Ponto	Mineral	% Elementos		
		Fe	S	O
1	Pirita	45,27	54,73	-
2	Hematita	69,94	-	30,06

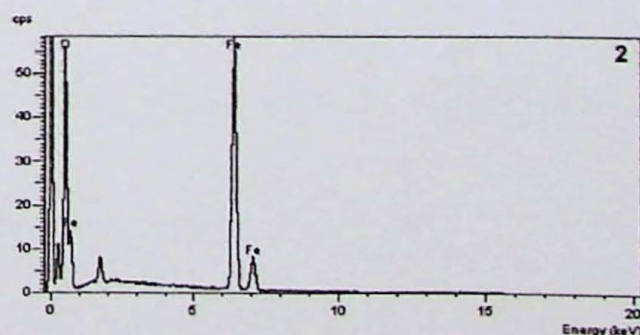
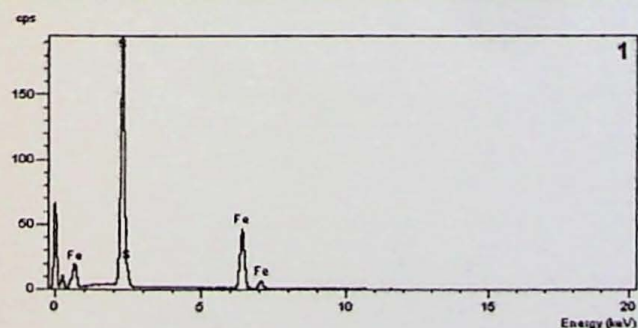


Figura 31: Imagens de elétrons retroespalhados do MEV para lâmina 534, tabela com os valores normalizados e respectivos espectros. Notar hábito cúbico de cristal de pirita e alteração nas bordas.



Amostra 534 - Anfibólio pórfiro granítico				
Ponto	Mineral	% Elementos		
		Fe	S	O
1	Pirita	45,85	54,15	-
2	Óxido de Fe	59,07	-	40,93
3	Óxido de Fe	62,39	-	37,61
4	Pirita	45,32	54,68	

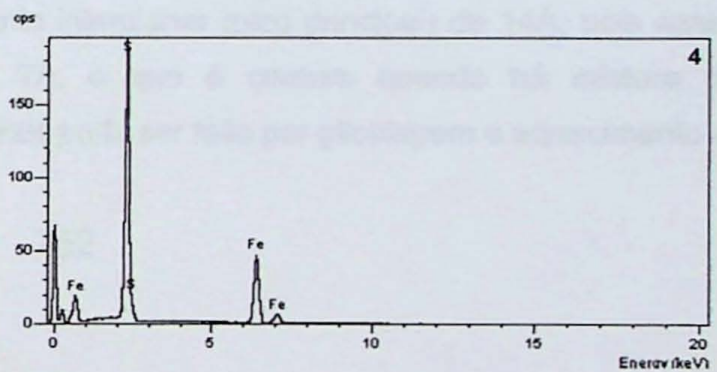
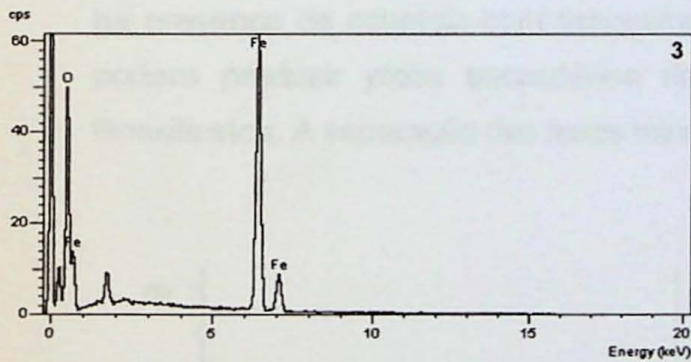
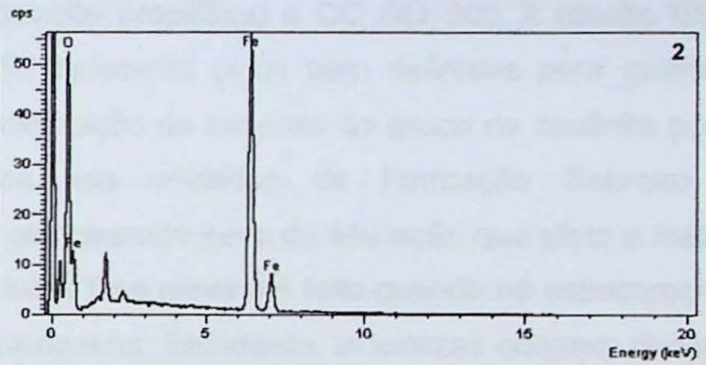
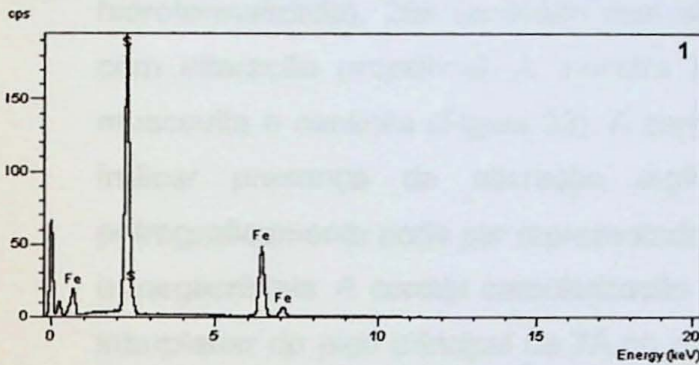


Figura 32: Imagens de elétrons retroespalhados do MEV para lâmina 534, tabela com os valores normalizados e respectivos espectros. Notar aspecto da alteração de cristal euhédrico de pirita. Óxidos de ferro tornam-se mais ricos em Fe conforme afasta-se dos núcleos de pirita preservados.

13. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X

Os processos hidrotermais de interação fluido-rocha comumente geram fases minerais de granulação muito fina, de difícil identificação ao microscópio óptico convencional, representadas por argilo-minerais, micas, entre outras. Assim, a difratometria de raios X visou à caracterização dessas fases minerais em rochas hidrotermalizadas e brechas hidrotermais das formações Sobreiro e Santa Rosa.

13.1 Formação Sobreiro

Três amostras da Formação Sobreiro foram analisadas: 752 (andesito hidrotermalizado), 294 (andesito com alteração propilitica) e CC_SO_305_2 (dacito fírico com alteração propilitica). A amostra 752 apresenta picos bem definidos para quartzo, muscovita e caulinita (Figura 33). A caracterização de minerais do grupo da caulinita pode indicar presença de alteração argílica nas unidades da Formação Sobreiro e petrograficamente pode ser representada pelo aspecto turvo da alteração que afeta a matriz e megacristais. A correta caracterização dessa fase mineral é feita quando há espaçamento interplanar do pico principal de 7Å no difratograma. Entretanto, incertezas ocorrem quando há presença de minerais com espaçamento interplanar (pico principal) de 14Å, pois esses podem produzir picos secundários de 7Å, o que é comum quando há mistura de filossilicatos. A separação das fases minerais pode ser feita por glicolagem e aquecimento e,

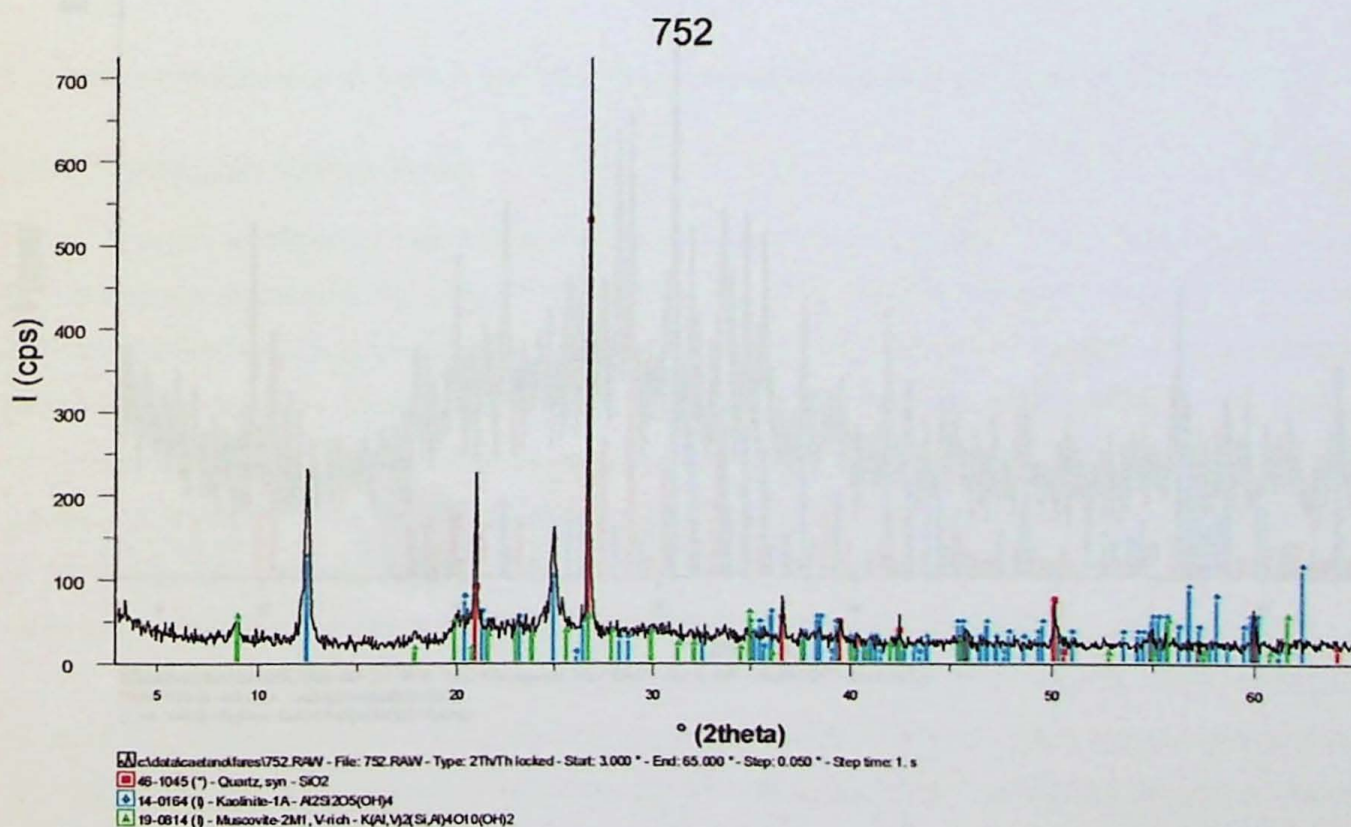


Figura 33: Difratograma de raios X com minerais provenientes da alteração hidrotermal de andesito.

como isso não foi feito nesse trabalho de formatura, a suspeita de caulinita precisa ser confirmado em investigações posteriores.

A amostra 294 corresponde a um andesito com alteração propilítica pervasiva e fissural, onde foi realizada amostragem em veio contendo minerais de alteração hidrotermal. A difratometria de raios X revelou presença de epidoto, já caracterizado através da petrografia, e actinolita (Figura 34). Cristais de tremolita foram identificados em estudos de microsonda eletrônica (Item 11.2) e são interpretados como produto da alteração hidrotermal de cristais primários, tais como magnesiohastingsita. A caracterização de actinolita por difratometria de raios X reforça essa interpretação e constitui mais uma evidência da alteração hidrotermal propilítica na Formação Sobreiro.

Além das fases minerais caracterizadas (epidoto e actinolita), é possível notar indícios de pumpellyita na amostra 294. Lagler (2008) caracterizou pumpellyita em andesitos da Formação Sobreiro utilizando difratometria de raios X e MEV, e prehnita na Formação Santa Rosa através de microsonda eletrônica. O autor sugere a existência de metamorfismo geotermal VLGM (*Very Low Grade Metamorphism*) na fácies prehnita–pumpellyita para os vulcanitos do Grupo Uatumã, levando em consideração o contexto geológico da área e preservação de mineralizações epitermais descritas por Juliani (2005) em outra área do Cráton Amazônico.

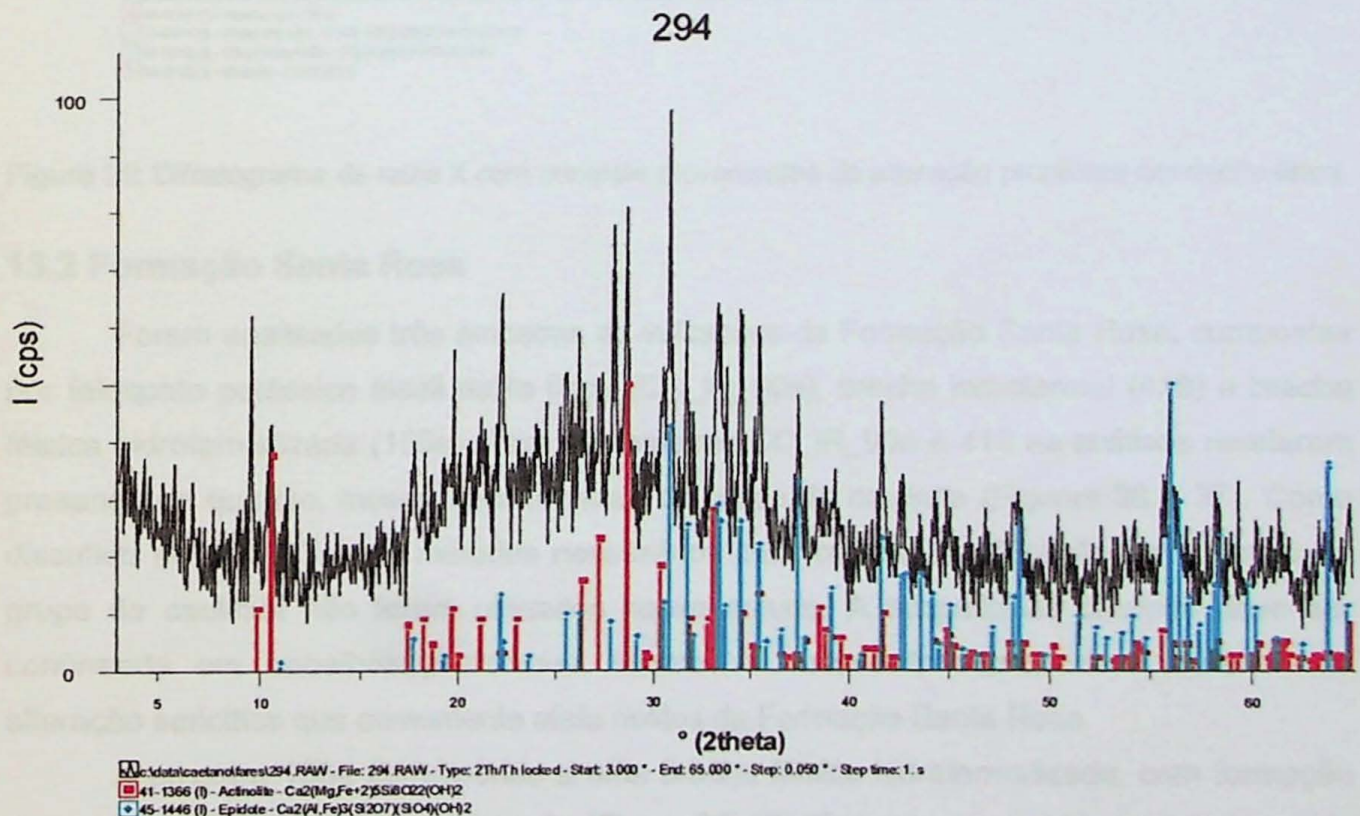


Figura 34: Difratoograma de raios X com minerais provenientes da alteração propilítica em andesito.

A difratometria de raios X para a amostra CC_SO_305_2, um dacito fírico com alteração propilítica, revelou presença de quartzo, muscovita, clinoclóro e goethita (Figura 35).

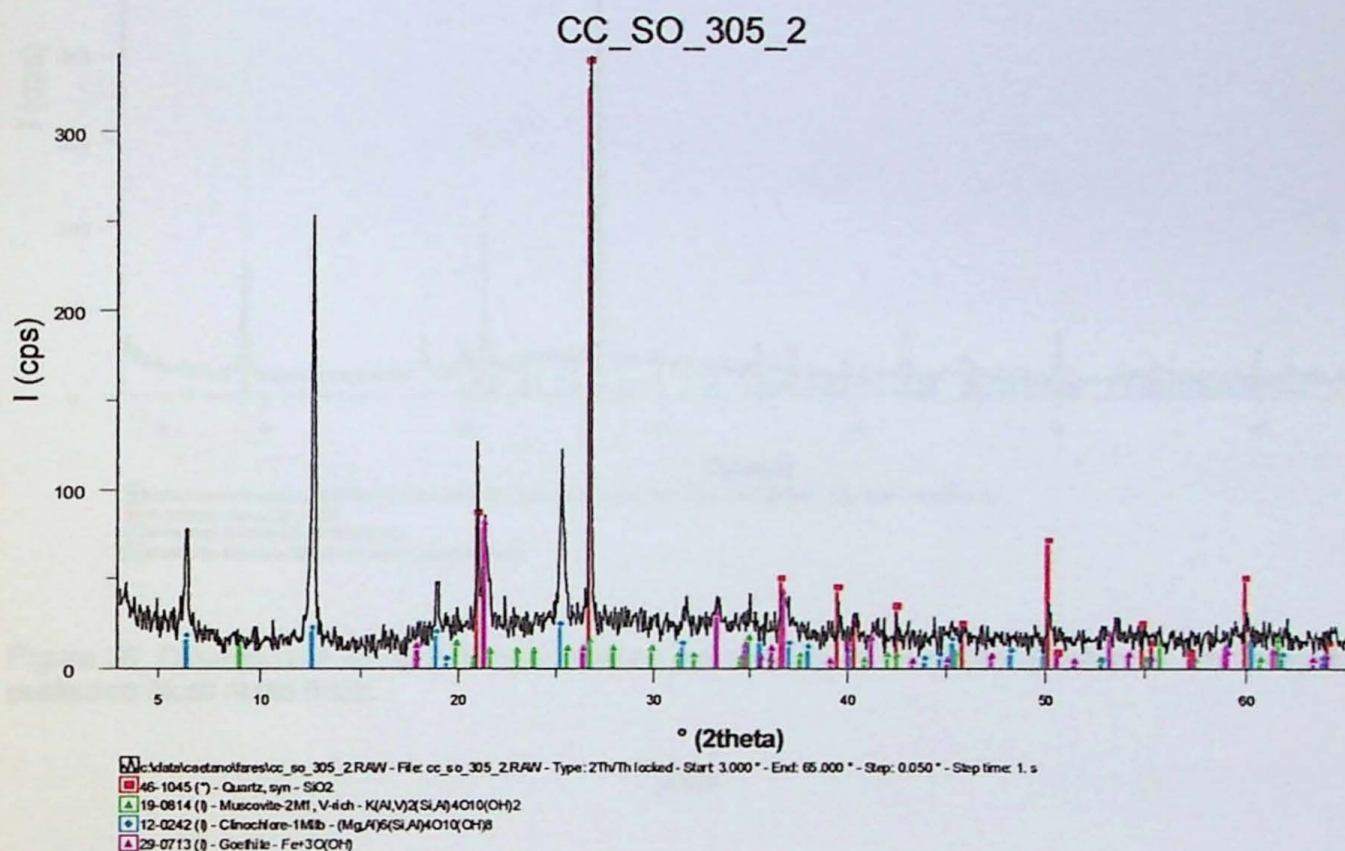


Figura 35: Difratoograma de raios X com minerais provenientes da alteração propilítica em dacito fírico.

13.2 Formação Santa Rosa

Foram analisadas três amostras de vulcanitos da Formação Santa Rosa, compostas por feldspato potássico álcali riolito fírico (CC_IR_90a), brecha hidrotermal (418) e brecha félsica hidrotermalizada (156a). Para as amostras CC_IR_90a e 418 as análises revelaram presença de quartzo, muscovita e minerais do grupo da caulinita (Figuras 36 e 37). Como discutido no item 13.1, os métodos necessários para correta identificação de minerais do grupo da caulinita não foram utilizados nesse estudo. A suspeita de caulinita deve ser confirmada em trabalhos posteriores. Quartzo e muscovita representam minerais da alteração sericítica que comumente afeta riolitos da Formação Santa Rosa.

A amostra 156a corresponde a uma brecha félsica hidrotermalizada, com formação de epidoto, albita, quartzo e muscovita (Figura 38). O difratoograma ainda mostra indícios de alunite, mineral característico de sistemas epitermais do tipo *high-sulfidation*. Novas análises precisam ser realizadas para confirmar efetiva presença do mineral e sua relação com a

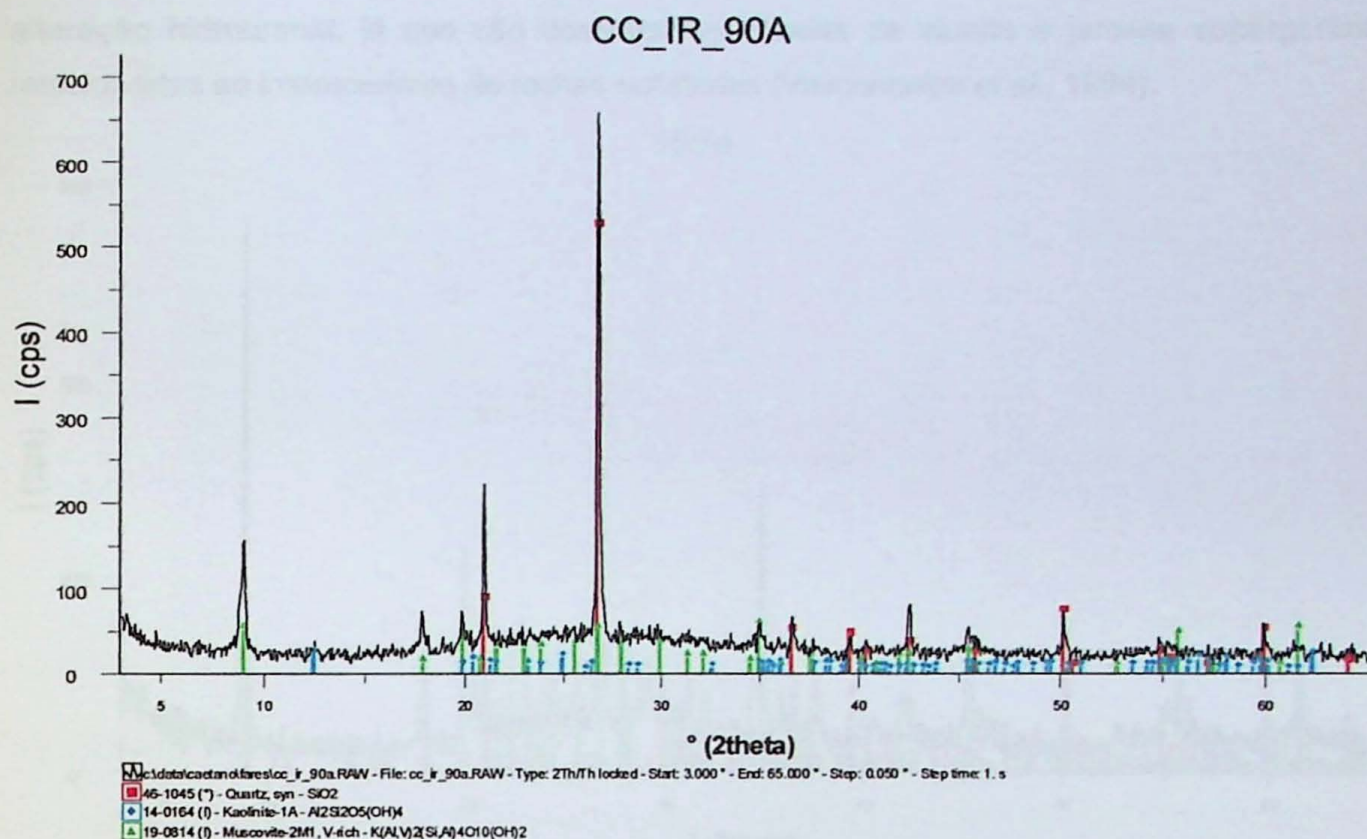


Figura 36: Difrátograma de raios X com minerais provenientes da alteração hidrotermal em feldspato potássico álcali riolito fírico.

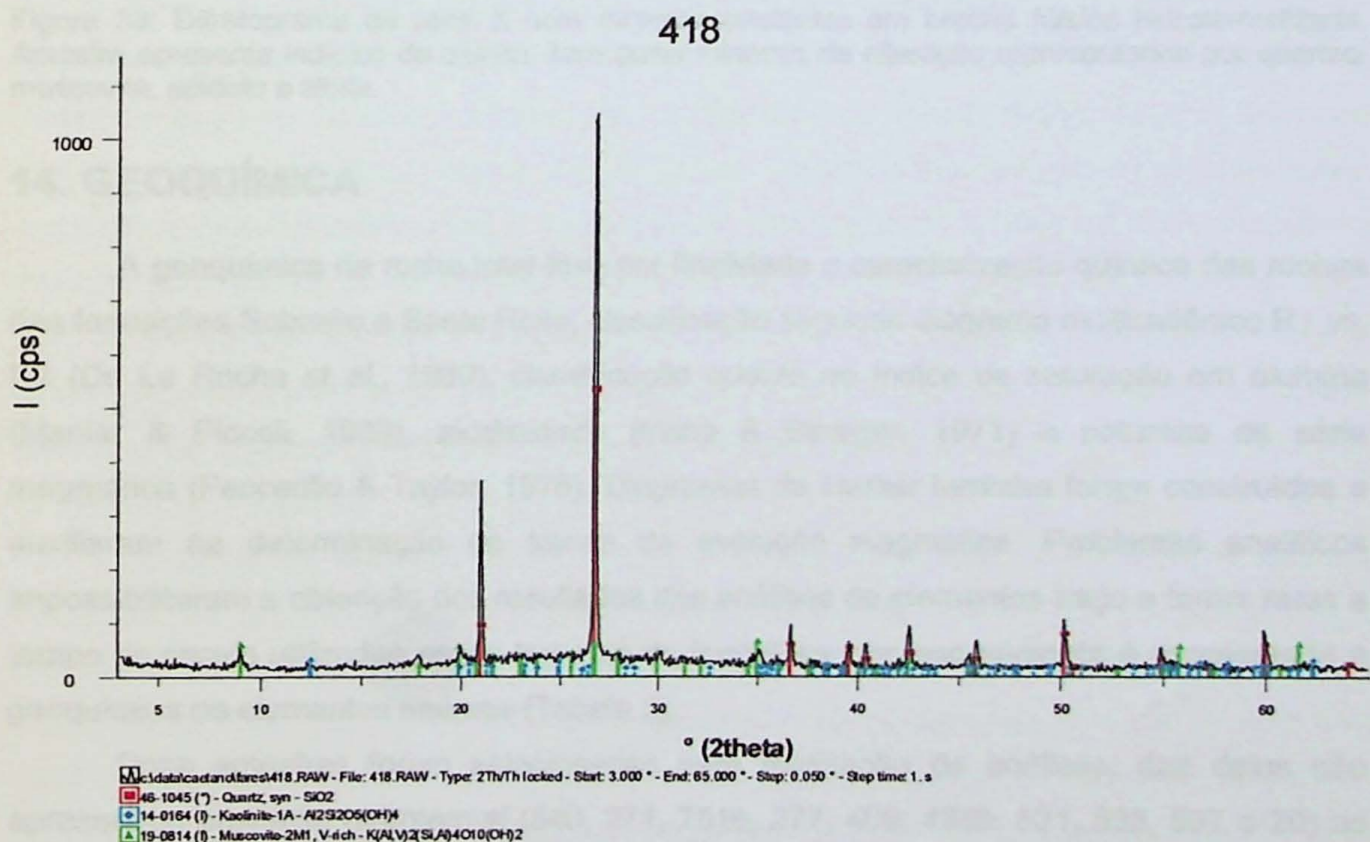


Figura 37: Difrátograma de raios X com minerais presentes em brecha hidrotermal associada a riolitos da Formação Santa Rosa.

alteração hidrotermal, já que são descritas ocorrências de alunita e jarosita supérgenas relacionadas ao intemperismo de rochas sulfetadas (Vasconcelos *et al.*, 1994).

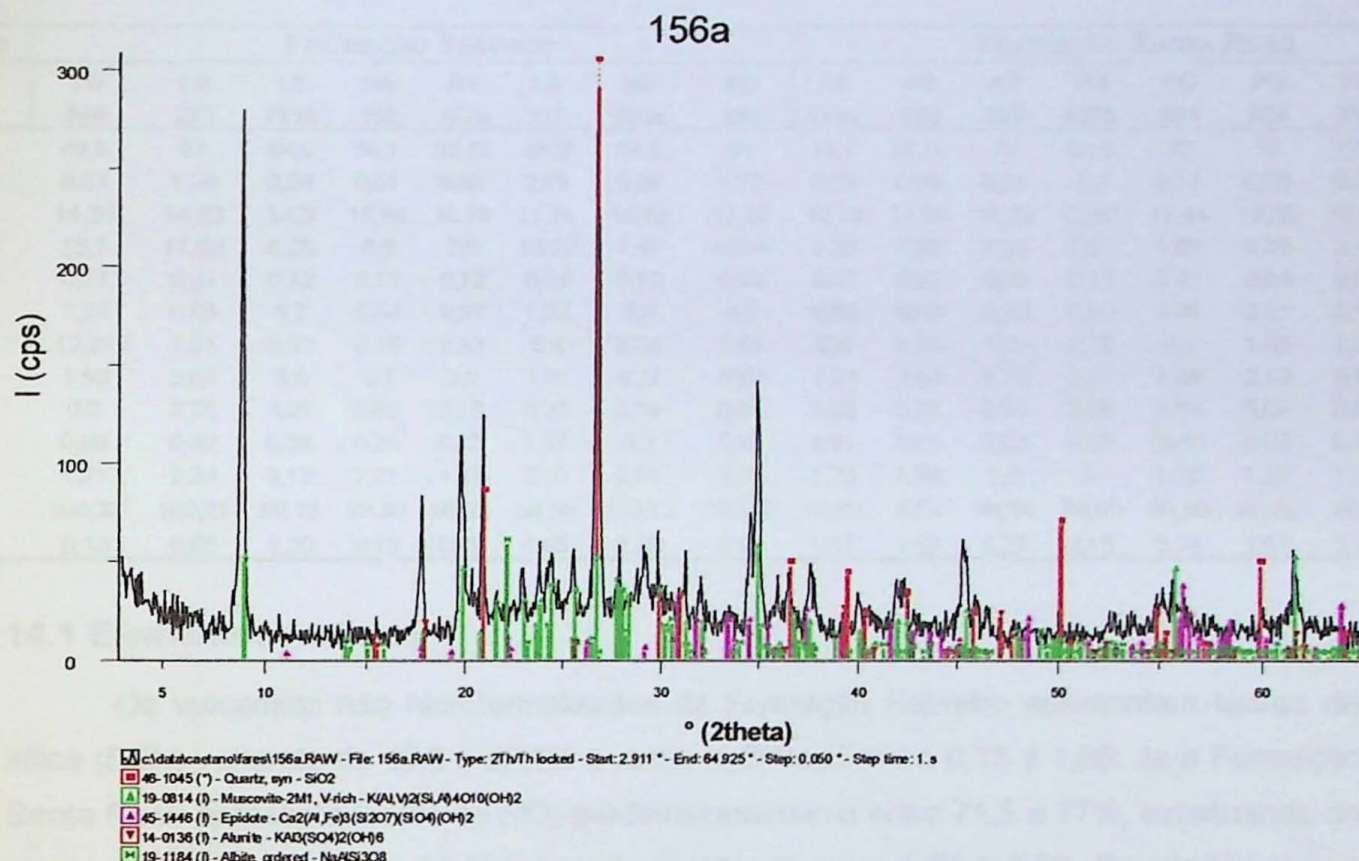


Figura 38: Difratograma de raios X com minerais presentes em brecha félsica hidrotermalizada. Amostra apresenta indícios de alunita, bem como minerais de alteração representados por quartzo, muscovita, epidoto e albita.

14. GEOQUÍMICA

A geoquímica de rocha total teve por finalidade a caracterização química das rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa, classificação segundo diagrama multicatiônico R1 vs. R2 (De La Roche *et al.*, 1980), classificação quanto ao índice de saturação em alumina (Maniar & Piccoli, 1989), alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971) e natureza da série magmática (Peccerillo & Taylor, 1976). Diagramas de Harker também foram construídos e auxiliaram na determinação de *trends* de evolução magmática. Problemas analíticos impossibilitaram a obtenção dos resultados das análises de elementos traço e terras raras a tempo de serem utilizadas nesse trabalho de formatura, por isso somente é apresentada a geoquímica de elementos maiores (Tabela 3).

Doze amostras foram selecionadas para realização de análises, dez delas não apresentam alteração hidrotermal (540, 271, 751b, 277, 409, 438b, 531, 535, 537 e 20) ao passo que duas análises foram realizadas em andesito e latito com alteração propilitica (751a e 295). Quatro análises (109, 167a, 274a e 280) presentes em Lagler (2008) foram utilizadas nesse trabalho para auxiliar na discussão e por serem análises realizadas em amostras que foram utilizadas na petrografia de algumas unidades descritas no Capítulo 10.

Tabela 3: Análises químicas representativas dos principais litotipos estudados, ocorrentes na região de São Félix do Xingu. TO = toleito; LB = lati-basalto; LT = latito; AN = andesito; LA = lati-andesito; HD = latito e andesito hidrotermalizado; AR = álcali-riolito; PG = pórfiro granítico.

Unidade	Formação Sobreiro								Formação Santa Rosa							
Rocha	TO	LB	LT	AN	AN	LA	HD	HD	AR	AR	AR	PG	PG	PG	PG	PG
Amostra	540	271	751b	109	167a	277	751a	295	274a	280	409	439b	531	535	537	20
SiO ₂ (%)	48,5	51	54,9	56,1	55,78	54,9	54,5	51	75,7	75,73	75	64,6	77	73	72,1	71,5
TiO ₂	0,87	1,24	0,54	0,51	0,59	2,69	0,66	1,13	0,05	0,06	0,21	1,2	0,17	0,26	0,35	0,28
Al ₂ O ₃	14,35	14,69	14,3	15,64	16,26	11,71	15,46	17,12	12,19	11,66	11,32	12,63	11,44	12,38	12,36	12,82
Fe ₂ O ₃	13,7	11,63	6,25	6,5	7,8	13,22	7,41	10,84	1,39	1,32	2,35	7,51	1,61	2,36	3,79	2,54
MnO	0,18	0,21	0,12	0,11	0,13	0,14	0,13	0,16	0,07	0,02	0,03	0,12	0,02	0,04	0,06	0,12
MgO	7,37	5,05	6,7	5,54	3,91	1,92	5,4	4,8	0,04	0,03	0,23	0,93	0,06	0,21	0,19	0,18
CaO	12,31	7,51	5,52	6,15	6,93	5,8	5,54	5,48	0,8	0,36	0,5	2,39	0,1	1,93	1,39	1,3
Na ₂ O	1,53	3,64	3,5	3,3	2,9	1,96	4,27	6,06	3,24	3,04	1,73	2,31	1,86	2,12	2,03	2,31
K ₂ O	0,2	2,38	4,21	2,62	2,19	3,26	3,39	0,07	5,09	5,05	6,54	5,06	5,84	5,67	5,56	6,65
P ₂ O ₅	0,06	0,42	0,38	0,25	0,25	1,57	0,3	0,15	0,01	0,01	0,03	0,65	<0,01	0,03	0,03	0,03
LOI	1,21	2,24	3,12	2,21	1,49	2,16	2,84	3,56	1,25	1,24	1,4	2	1,26	1,27	1,32	0,9
Total	100,33	100,21	99,78	98,93	98,23	99,65	100,13	100,35	99,82	9,52	99,54	99,61	99,39	99,36	99,4	98,75
K ₂ O/Na ₂ O	0,13	0,65	1,20	0,79	0,76	1,66	0,79	0,01	1,57	1,66	3,78	2,19	3,14	2,67	2,74	2,88

14.1 Elementos maiores

Os vulcanitos não hidrotermalizados da Formação Sobreiro apresentam teores de sílica (SiO₂) variando de 48,5 a 56,1% e razão K₂O/Na₂O entre 0,13 a 1,66. Já a Formação Santa Rosa apresenta teores de SiO₂ predominantemente entre 71,5 a 77%, excetuando-se uma amostra com teor de 64,6%, e razão K₂O/Na₂O entre 1,57 e 3,78. De acordo com a classificação de rochas vulcânicas utilizando diagrama multicatiônico R1 vs. R2 (De La Roche *et al.*, 1980), as vulcânicas não hidrotermalizadas da Formação Sobreiro podem ser classificadas como tholeiíto, andesito, lati-basalto, latito e lati-andesito (próximo à transição com o campo dos dacitos) (Figura 39). As rochas hidrotermalizadas plotam no campo dos mugearitos. Provavelmente isso é decorrente da albitização de cristais de andesina, como descrito para andesitos da Formação Sobreiro no item 11.3, e epidotização comumente gerada na alteração propilítica. Segundo o diagrama R1 vs. R2, a Formação Santa Rosa é composta predominantemente por álcali riolitos, na transição para riolitos, e os pórfiros graníticos de composição riolítica (Figura 39), rochas muito mais evoluídas comparadas às da Formação Sobreiro.

Ao plotar os dados em diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) nota-se que os vulcanitos da Formação Sobreiro localizam-se predominantemente no campo da série cálcio-alcálica, com duas amostras no campo da série tholeiítica, ao passo que os vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa predominantemente localizam-se próximo ao vértice A (Na₂O + K₂O) do diagrama, excetuando-se a amostra 439b que plota no campo tholeiítico. Ao lançar os dados dos vulcanitos da Formação Sobreiro no diagrama SiO₂ vs. K₂O (Peccherillo & Taylor, 1976) é possível observar um alinhamento marcado por uma reta bastante inclinada, com rochas plotando no campo tholeiítico, cálcio-alcálico de alto potássio e shoshonítico (Figura 41). É importante ressaltar o papel que a alteração hidrotermal pode

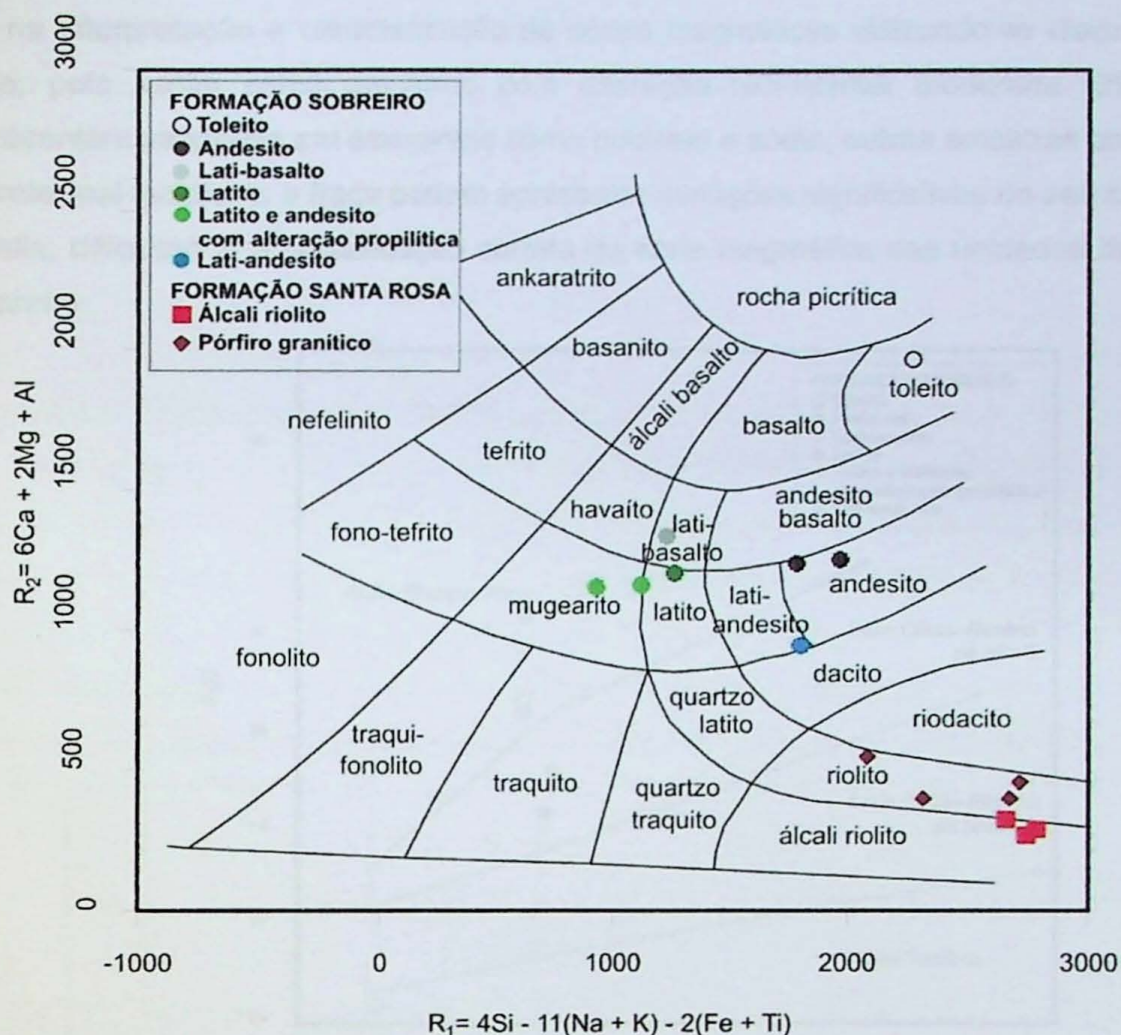


Figura 39: Diagrama de classificação multicatiónico R1 vs. R2 (De La Roche et al., 1980) para vulcanitos e pórfiros do Grupo Uatumã.

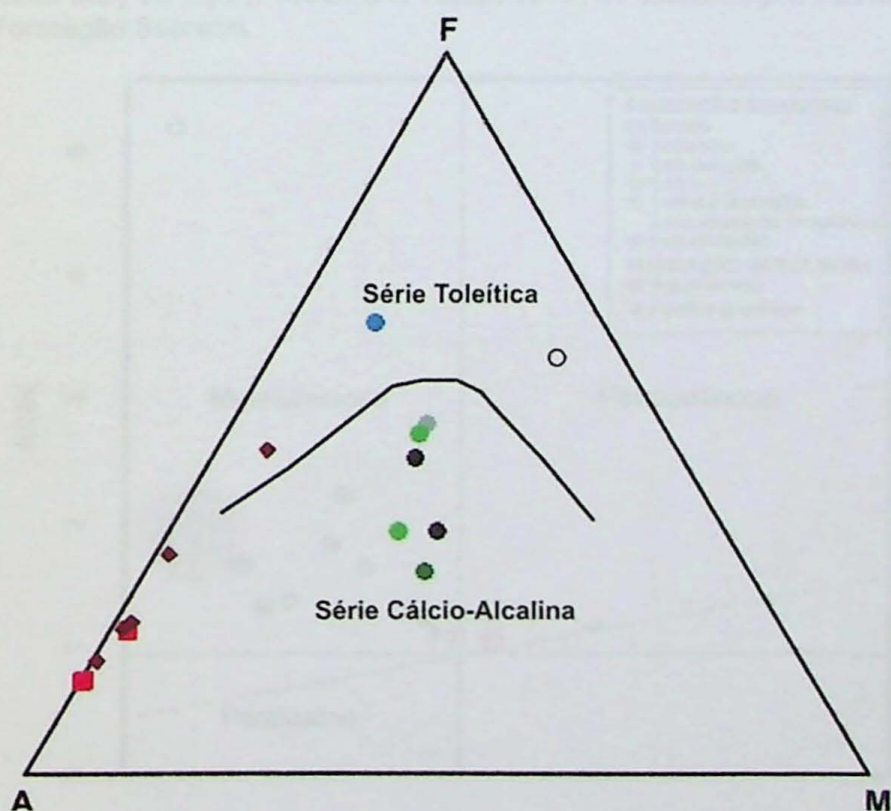


Figura 40: Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971) para amostras em estudo. Legenda de acordo com figura 37.

ter na interpretação e caracterização de séries magmáticas utilizando-se diagramas como este, pois assim como amostras com alteração hidrotermal moderada (295 e 751a) apresentam variações em elementos como potássio e sódio, outras amostras com alteração hidrotermal incipiente a fraca podem apresentar variações significativas no seu conteúdo em álcalis, dificultando a classificação correta da série magmática das unidades da Formação Sobreiro.

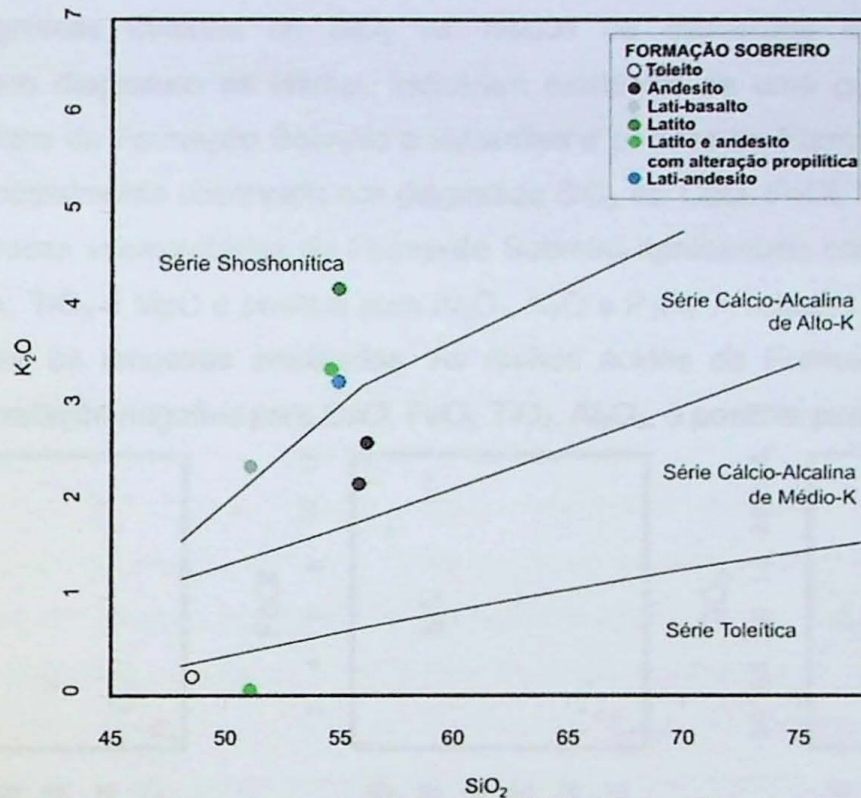


Figura 41: Diagrama SiO_2 vs. K_2O (Peccerillo & Taylor, 1976) de classificação das séries magmáticas para rochas da Formação Sobreiro.

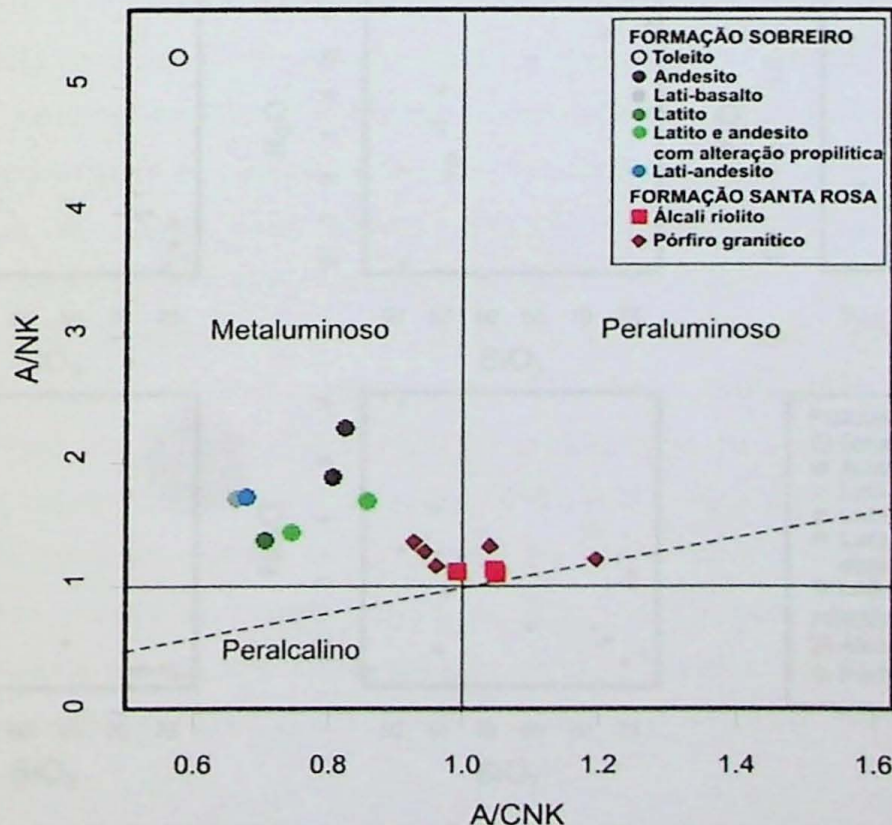


Figura 42: Diagrama A/CNK vs. A/NK de classificação quanto ao índice de saturação em alumina (Maniar & Piccoli, 1989).

Segundo diagrama de índice de saturação em alumina de Maniar & Picolli (1989) da figura 42, os vulcanitos da Formação Sobreiro podem ser classificados como metaluminosos, com valores de A/CNK predominantemente entre 0,65 e 0,81, e A/NK entre 1,3 e 2,3, excetuando-se a amostra 540 que apresenta $A/CNK < 0,6$ e $A/NK > 5,0$. A Formação Santa Rosa pode ser classificada como peraluminosa a metaluminosa, com A/CNK variando de 0,94 a 1,2 e A/NK entre 1,0 e 1,3.

Os diagramas binários de SiO_2 vs. óxidos de elementos maiores, também conhecidos como diagramas de Harker, indicaram existência de uma *gap* composicional entre os vulcanitos da Formação Sobreiro e vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa (Figura 43), principalmente observado nos diagramas SiO_2 vs. CaO , $FeOt$, MgO e Al_2O_3 . Em geral, as vulcânicas intermediárias da Formação Sobreiro apresentam correlação negativa para CaO , $FeOt$, TiO_2 e MgO e positiva para Al_2O_3 , K_2O e P_2O_5 . A relação com Na_2O não é muito clara para as amostras analisadas. As rochas ácidas da Formação Santa Rosa apresentam correlação negativa para CaO , $FeOt$, TiO_2 , Al_2O_3 , e positiva para K_2O . A relação

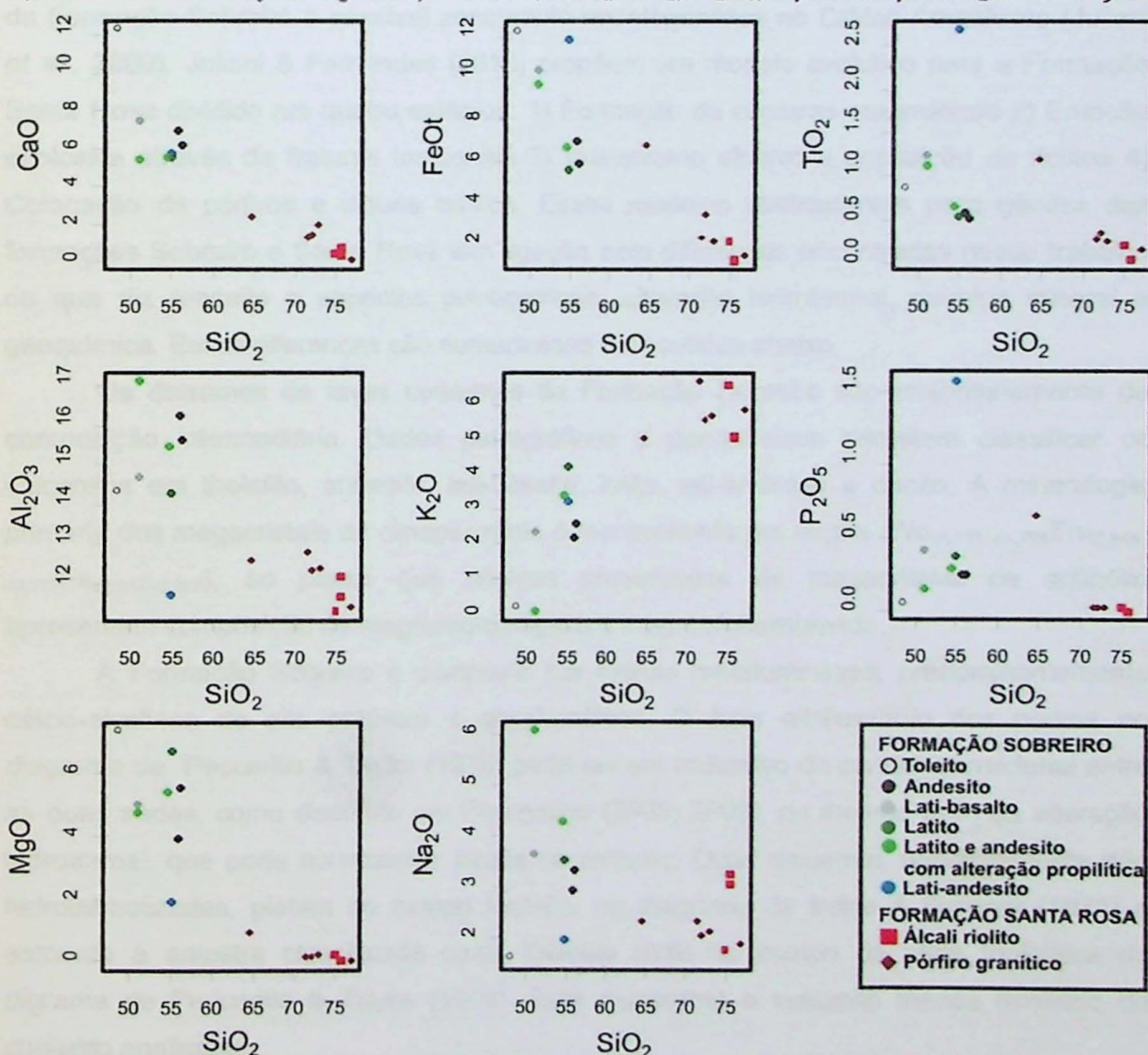


Figura 43: Diagramas binários (Harker) de elementos maiores vs. sílica para vulcânicas e pórfiros do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu.

dos óxidos P_2O_5 , MgO e Na_2O com SiO_2 não apresenta correlações bem definidas. Casos como esses podem ser provenientes do pequeno número de análises, ou mesmo alteração hidrotermal em algumas unidades, responsável pela obliteração de relações ígneas originalmente presentes.

15. DISCUSSÃO

Segundo Brito Neves (1999), o vulcanismo Uatumã e as intrusivas associadas na região de São Félix do Xingu estão geneticamente ligados a um forte processo de estiramento crustal paleoproterozóico. Dados recentes (Fernandes, 2009) sugerem que a gênese da Formação Sobreiro esteja ligada a processos de mistura de material mantélico e crustal, ao passo que a Formação Santa Rosa seria produto de uma combinação de diferentes componentes crustais. Fernandes (2009) propõem um modelo baseado na mudança do ângulo de subducção (*flat subduction*) para explicar a formação dos depósitos da Formação Sobreiro e possível zonamento metalogenético no Cráton Amazônico (Juliani *et al.*, 2009). Juliani & Fernandes (2010) propõem um modelo evolutivo para a Formação Santa Rosa dividido em quatro estágios: 1) Formação de câmaras magmáticas 2) Erupção explosiva através de fraturas tensionais 3) Vulcanismo efusivo e deposição de riolitos 4) Colocação de pórfiros e diques tardios. Esses modelos contrastantes para gênese das formações Sobreiro e Santa Rosa tem ligação com diferenças encontradas nesse trabalho no que diz respeito a aspectos petrográficos, alteração hidrotermal, química mineral e geoquímica. Essas diferenças são sumarizadas e discutidas abaixo.

Os derrames de lavas coerentes da Formação Sobreiro são majoritariamente de composição intermediária. Dados petrográficos e geoquímicos permitem classificar os vulcanitos em tholeiíto, andesito, lati-basalto, latito, lati-andesito e dacito. A mineralogia primária dos megacristais de clinopiroxênio é representada por augita ($Wo_{45,191-41,786}En_{52,549-43,717}Fs_{12,617-5,327}$), ao passo que núcleos preservados de megacristais de anfibólio apresentam composição de magnesiohastingsita e magnesiohomblenda.

A Formação Sobreiro é composta por rochas metaluminosas, predominantemente cálcio-alcalinas de alto potássio a shoshoníticas. O forte alinhamento dos pontos no diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) pode ser um indicativo do caráter transicional entre as duas séries, como discutido em Fernandes (2005; 2009), ou mesmo fruto da alteração hidrotermal, que pode acrescentar álcalis no sistema. Duas amostras, aparentemente não hidrotermalizadas, plotam no campo tholeiíto no diagrama de Irvine & Baragar (1971) e somente a amostra classificada como tholeiíto plota no campo da série tholeiítica do digrama de Peccerillo & Taylor (1976). Esta representa o vulcanito menos evoluído do conjunto analisado.

As rochas piroclásticas da Formação Sobreiro compreendem tufo de cristais máfico, lapilli-tufo de cristais máfico e tufo de cristais máfico laminado. Fernandes (2009) argumenta que devido a aspectos de campo os tufos de cristais máfico e lapilli-tufos de cristais máfico sejam produto de processos autoclásticos na frente de derrames de lavas coerentes, mas não descarta a possibilidade de existência de depósitos de fluxo piroclástico. Características petrográficas apontam possível gênese ligada a esse tipo de regime e são representadas pela diversidade e morfologia de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos. A ocorrência de tufos laminados, descrita nesse trabalho, pode ser interpretada como depósitos de tração (*surge deposits*) associados a eventos explosivos e fluxos piroclásticos. Entretanto, a distinção entre depósitos piroclásticos primários e depósitos vulcanoclásticos ressedimentados não é simples e deve ser averiguada em trabalhos futuros.

A alteração hidrotermal típica da Formação Sobreiro é a propilitica, que se manifesta de maneira seletivamente pervasiva a pervasiva, com ocorrências de alteração do tipo fissural. A caracterização petrográfica permitiu a identificação da paragênese: epidoto + clorita + minerais opacos + carbonato + quartzo + sericita + clinozoisita ± calcedônia. Dados de química mineral mostram núcleos de anfibólio primário (magnesiohastingsita e magnesiohornblenda) sendo alterados para tremolita e magnesiohornblenda rica em silício; pseudomorfos de clinopiroxênio completamente substituídos por cristais de fengita e cristais de andesina alterados para albita quase pura. A difratometria de raios X aponta presença de actinolita em veios de alteração hidrotermal e constitui mais uma evidência da propilitização de vulcanitos da Formação Sobreiro. É importante ressaltar que Lagler (2008) caracterizou pumpellyita em andesitos dessa formação e sugere possível existência de VLGM (*Very Low Grade Metamorphism*) na fácies prehnita-pumpellyita. Parte das modificações aqui apresentadas podem ser decorrentes de processos como esse e devem ser analisadas em rochas não hidrotermalizadas para correta caracterização do metamorfismo de baixo grau.

A geoquímica de rocha total aplicada à rochas hidrotermalizadas claramente mostra a modificação química impressa pela percolação de fluidos hidrotermais em vulcanitos da Formação Sobreiro. As amostras são deslocadas para a esquerda em diagrama R1 vs. R2 e plotam no campo dos mugearitos. Utilizando-se o diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) novamente é possível notar essas modificações. As análises plotam no campo toleítico e shoshonítico. Modificações como essas ocorrem devido à alteração propilitica. No caso da amostra 295 há intenso processo de albitização de cristais de andesina e aumento de Na₂O em relação aos outros óxidos. Já a amostra 751b apresenta aumento significativo na quantidade de ferro e álcalis. Esse comportamento é bastante interessante e deve ser levado em consideração na interpretação de análises de geoquímica de rocha total de vulcânicas com alterações hidrotermais associadas. Devido a problemas analíticos não foi possível confeccionar gráficos utilizando elementos menores e traços, que poderiam ajudar

na visualização de processos hidrotermais, tais como enriquecimento e lixiviação de elementos.

O magmatismo da Formação Santa Rosa é representado por vulcânicas e pórfiros de composição ácida. Dados petrográficos e geoquímicos permitem classificar os vulcanitos em álcali-feldspato riolito e riolito, e intrusivas associadas em pórfiros de composição granítica. A mineralogia primária de megacristais é representada por feldspato potássico (sanidina), plagioclásio variando de albita a oligoclásio e quartzo.

A Formação Santa Rosa é composta por rochas peraluminosas a metaluminosas de caráter subalcalino a alcalino, com uma amostra de pórfiro granítico plotando na transição entre a série cálcio-alcalina e tholeiítica no diagrama de Irvine & Baragar (1971). Isso provavelmente deve corresponder a pórfiros menos evoluídos, de composição riodacítica, em relação aos tipicamente encontrados na Formação Santa Rosa, que plotam no campo dos riolitos. Diagramas de Harker revelam *gap* composicional entre os vulcanitos dessa formação em relação aos vulcanitos da Formação Sobreiro, assim como um *trend* de evolução magmática não contínua entre os mesmos. Evidências como essa, dentre outras, fizeram Fernandes (2009) sugerir que essas formações não são co-magmáticas.

As rochas piroclásticas da Formação Santa Rosa incluem tufo de cristais félsico, tufo de cristais félsico levemente soldado, tufo soldado, tufo vítreo e lapilli-tufo acrescionário. Uma grande parte desse conjunto teve sua efusão de derrames e piroclásticas relacionada a grandes fissuras, mas os estudos de Fernandes (2009) sugerem também a existência de caldeiras vulcânicas. De qualquer modo, as rochas da Formação Santa Rosa foram, em parte, depositadas em regime de fluxo piroclástico com diferentes graus de soldagem, a depender do posicionamento do pacote de tufos. A ocorrência de lapilli-tufos acrescionários, até então não descritos para a região, é indicativa de depósitos de queda (*ash fall deposits*). Sua formação se dá através da atração eletrostática de partículas de cinza que formam agregados de granulação lapilli.

As rochas da Formação Santa Rosa comumente apresentam alteração hidrotermal sericítica seletivamente pervasiva (concentrada em megacristais de feldspato) a pervasiva. Os pórfiros ainda apresentam metassomatismo potássico seletivamente pervasivo, representada pela substituição de cristais de plagioclásio por feldspato potássico, com biotita hidrotermal associada. A caracterização petrográfica permitiu a identificação da paragênese da alteração sericítica, composta por: sericita + clorita + quartzo + minerais opacos + fluorita ± epidoto ± carbonato. Os dados de química mineral revelam que a mica fina é representada por muscovita (proveniente da alteração da matriz) e fengita (proveniente da alteração de megacristais).

Comumente associado a alteração sericítica ocorre cristalização de minerais opacos. Estes minerais foram caracterizados por microscopia eletrônica de varredura e são representados por pirita subeuhédrica, pirita anhédrica coloidal, barita, esfalerita, calcopirita

e sulfetos de As, Co e Fe (Alloclasita?). Sulfetos como alloclasita são típicos de estágios tardios de alteração hidrotermal, em veios de quartzo e calcita. Fluorita e fengita ocorrem associados a esses minerais, bem como indícios de prata em cristais anhédricos de barita. Análises por difratometria de raios X indicaram presença de quartzo, muscovita, albita, epidoto e indícios de alunita. A paragênese observada pelos minerais opacos juntamente com os indícios de alunita podem indicar presença de um sistema epitermal do tipo *high-sulfidation* em vulcânicas da Formação Santa Rosa. É importante ressaltar que Vasconcelos *et al.* (1994) descrevem ocorrências de alunita e jarosita supérgenas relacionadas ao intemperismo de rochas sulfetadas, entretanto, dado o contexto de alterações hidrotermais nas vulcânicas do Grupo Uatumã, as evidências presentes devem estar associadas a um provável sistema epitermal *high-sulfidation*.

16. CONCLUSÕES

Este trabalho teve por objetivo a caracterização petrográfica e mineralógica de zonas hidrotermalizadas em vulcânicas e pórfiros do Grupo Uatumã, na região de São Félix do Xingu. A análise petrográfica de litotipos inalterados das formações Sobreiro e Santa Rosa possibilitou o reconhecimento da mineralogia original presente nessas rochas, bem como texturas e microestruturas. Essa etapa, ao se trabalhar com rochas alteradas, é de fundamental importância para que o reconhecimento das novas feições impressas pelos fluidos hidrotermais seja feita de maneira correta.

Os produtos coerentes da Formação Sobreiro, que compreende a porção basal do Grupo Uatumã, têm composição intermediária e são constituídos principalmente por derrames de andesito, de caráter predominantemente cálcio-alcálico de alto potássio a shoshonítico. Essa formação é composta por rochas porfíricas a glomeroporfíricas, holocristalinas, maciças, com foliações de fluxo magmático em alguns derrames. Os megacristais presentes nessas rochas são de anfibólio (magnesiohastingsita e magnesiohomblenda), clinopiroxênio (augita), plagioclásio (andesina) e feldspato potássico subordinado. Os vulcanitos menos evoluídos são representados por toleito, plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico e anfibólio andesito fírico, ao passo que feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico representa a unidade mais evoluída presente nessa formação. Rochas piroclásticas são comuns e são representadas por tufo de cristais máfico, lapilli-tufo de cristais máfico e tufo de cristais máfico laminado. As duas primeiras unidades são compostas por rochas hipocristalinas, maciças, formadas por fragmentos mal selecionados, angulosos e texturalmente pouco maduros representados por cristais, fragmentos de cristais, fragmentos líticos e fragmentos vítreos devitrificados. Já os tufos de cristais máfico laminados apresentam melhor seleção granulométrica, estrutura laminada e arcabouço constituído por cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos.

A Formação Santa Rosa encontra-se sobreposta à Formação Sobreiro e é composta por riolitos e ignimbritos, muitos alojados em grandes fissuras. Quanto ao índice de saturação em alumina classifica-se como peraluminosa a metaluminosa, apresentando caráter alcalino a subalcalino. Suas rochas são predominantemente riolitos com texturas porfiríticas a glomeroporfiríticas com matriz esferulítica. Os litotipos são usualmente holocristalinos e maciços, com megacristais de quartzo, feldspato potássico (sanidina) e plagioclásio (albita–oligoclásio) em granulação média a grossa. Duas unidades, uma formada predominantemente por plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico e outra por feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico foram distinguidas nesse trabalho. Comumente associada a esses vulcanitos e com significativa semelhança mineralógica e textural ocorrem anfibólio pórfiros graníticos. Estes apresentam megacristais de anfibólio, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio com intercrescimentos granofíricos muito abundantes.

Com base em estudos petrográficos e mineralógicos (MEV, MSE, DRX) da mineralogia secundária presente nos produtos coerentes e piroclásticos do vulcanismo do tipo Uatumã foram identificados diversos tipos de alteração hidrotermal. Os vulcanitos da Formação Sobreiro apresentam alteração propilítica, com desenvolvimento de paragênese composta por epidoto + clorita + minerais opacos + carbonato + quartzo + albita + fengita + clinozoisita $\pm$ tremolita $\pm$ actinolita $\pm$ calcedônia, que se manifesta de maneira seletivamente pervasiva a pervasiva com ocorrências de alteração do tipo fissural. Os vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa comumente apresentam alteração sericítica pervasiva na matriz, compostas pela paragênese: muscovita + clorita + quartzo + piritita + barita + esfalerita + fluorita $\pm$ calcopirita $\pm$ alloclasita (?) $\pm$ sulfetos de As, Co e Fe $\pm$ epidoto $\pm$ carbonato a seletivamente pervasiva concentrada nos megacristais de feldspato potássico e plagioclásio, onde é comum o desenvolvimento de fengita e saussuritização, respectivamente. Os pórfiros ainda apresentam metassomatismo potássico seletivamente pervasivo, marcado pela substituição de megacristais de plagioclásio por microclínio. Análises por meio de difratometria de raios X revelaram indícios de alunite em brecha félsica hidrotermalizada da Formação Santa Rosa. A confirmação da presença do mineral pode representar a descoberta de mais um sistema epitermal *high-sulfidation* preservado no Cráton Amazônico.

17. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. de, Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews.*, 17: 1–29.
- Amaral G. 1974. Geologia Pré-Cambriana da Região Amazônica. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N., Jorge João X.S. Costa J.B.S. 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *In: SBG, Congresso Latino-americano de Geologia.*, 7, Belém, Anais, v.1, p. 324–333.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Júnior F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã – Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências* 29, 454–460.
- Bard J.P. 1986. Microtextures of igneous and metamorphic rocks. D. Reidel Publishing company, Dordrecht.
- Brito Neves B.B. de. 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrecionário andino. *Revista Brasileira de Geociências* v.29, p:379–392.
- Brito Neves B.B. de. 2009. The Paleoproterozoic of South America: Review and Synthesis. *In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, São Paulo. Anais. IGc-USP, v. CD-ROM, pp 2–7.*
- Buckley V, Sparks R., Wood B. 2006. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 151, n. 2, p: 121–140.
- Costa J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução geológica da Amazônia. *In: M.L. Costa & R.S. Angélica (Eds), Contribuições à Geologia da Amazônia*, pp. 16–90.
- De La Roche H., Leterrier J., Grand Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* 29, 183–210.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1967. Rock forming Minerals. Longman, London.
- Hibbard, M.J., 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall, New Jersey.
- Fernandes C.M.D. 2005. Geologia, Geoquímica e Geocronologia das vulcânicas do Grupo Uatumã, região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 136p.
- Fernandes C.M.D., Lamarão C.N., Teixeira N.P. 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3): 565–576.
- Fernandes C.M.D. 2009. Estratigrafia e petrogênese das sequências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Tese de Doutorado, Universidade de São Paulo, São Paulo, 190 p.
- Fisher R. V. & Schminke H. U. 1984. Pyroclastic rocks. Berlin: Springer-Verlag.

- Gifkins C., Herrmann W., Large R. 2005. Altered volcanic rocks. Hobart, Tasmania, Center for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 pp.
- Guilbert B.L. & Park P.M. 1986. The geology of ore deposits. New York, USA, W.H. Freeman and Co., 985 pp.
- Hall A. 1996. Igneous Petrology. 2nd ed. Harlow, UK, Longman.
- Hasui Y., Haraláyi N.I.E., Schobbenhaus C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Manaus, Anais, p. 129–148
- Hedenquist J.W., Arribas A.R., and Gonzalez-Urien E. 2000. Exploration for epithermal gold deposits, Chapter 7 in Hagemann, S.G., and Brown, P.E., eds., Gold in 2000: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, v. 13, p. 245-277.
- Hibbard M.J. 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice-Hall, New Jersey, 587 p.
- Irvine T.N. & Baragar W.R.A. 1971. A guide to classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal Of Earth Sciences 8, 523-547.
- Ixer R.A. 1990. Atlas of opaque and ore minerals in their associations. Van Nostrand Reinhold, New York.
- Juliani, C. & Fernandes, C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 191: 167-179.
- Juliani C., Fernandes C.M.D., Monteiro L.V.S., Misas C.M.E., Lagler B. 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano-plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, UFRGS, CD-ROM.
- Juliani C., Rye R.O., Nunes C.M.D., Snee L.W., Correa Silva R.H., Monteiro L.V.S., Bettencourt J.S., Neumann R., Neto A.A. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215: 95–125.
- Klein C. & Hurlbut C.S.J. 1993. Manual of Mineralogy (After J. D. Dana). John Wiley & Sons, Inc., New York.
- Lafon J.M., Rossi P., Delor C., Avelar V.G., Faraco M.T.L. 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da Província Maroni-Itacaiúnas (sudeste do Escudo das Guianas). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais, Belo Horizonte, p.64.
- Lagler B. 2008. Geologia e petrografia do sistema vulcano-plutônico na região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Trabalho de Formatura, Universidade de São Paulo, São Paulo, 63 p.

- Lang J. & Baker T. (2001) Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, v: 36 (6), p:477-489.
- Le Maitre R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell Scientific.
- Macambira M.J.B. & Lancelot, J. 1991. História Arqueana da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará, registrada em zircões detríticos de greenstone belts e de cobertura plataformais. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, *Anais*, p.59-69.
- Macambira E.M.B. & Tassinari C.C.G. 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações Geocronológicas e Geológicas e Geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, p.463
- Macambira E.M.B. & Vale A.G. 1997. *Projeto especial mapas de recursos minerais, de solo e de vegetação para área do Projeto Grande Carajás – sub-programa mapas metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Folha São Félix do Xingu Regular Folha SB-22-Y-B*. CPRM, SUREG, Belém.
- MacKenzie W.S. & Adams A.E. 1994. A color atlas of rocks and minerals in thin section. John Wiley & Sons, Inc, New York.
- Maniar P.D. & Piccoli P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* 101: p 635-643.
- Melgarejo J.C. 1997. Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada. Edicions de La Universitat de Barcelona, Barcelona.
- McPhie J., Allen R., Doyle M. 1993. Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Hobart: Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania.
- Peccherillo A., Taylor S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 58, p63-81.
- Pessoa M.R., Andrade A.F. de, Nascimento J.O. do, Santos J.O.S., Oliveira J.R. de, Lopes R. da C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Relatório Final. Manaus, CPRM/DNPM, V8.
- Pirajno F. 1992. Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist. Berlin: Springer. 709 pp.
- Pirajno F. 2009. Hydrothermal Processes and Mineral Systems. Springer. 1273 pp.
- Richard L.R. 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system.
- Robb L. 2004. Introduction to Ore-forming Processes. Blackwell Publishing, Oxford, 373 pp.
- Santos D.B. dos, Fernandes P.E.C.A., Dreher A.M., Cunha F.B. da, Basei M.A.S., Teixeira J.B.G. 1975. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL. Folha SB.21 Tapajós. Rio de Janeiro, DNPM. P.15-99. (Levantamento de Recursos Naturais, 7).

- Santos J.O., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J. & Fletcher I.R. 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research* 3, 453-488.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174-182.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: Neto V.M., Bartorelli A., Carneiro C., Brito Neves B.B. de. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo; Beca, cap. 28, pp. 478-485.
- Taylor B.E. 2007. Epithermal gold deposits. *In*: Goodfellow W.D., ed., *Mineral Deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit-Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods*, p. 113-139.
- Tischendorf G. 1997. On Li-bearing micas: estimating Li from electron microprobe analyses and an improved diagram for graphical representation. *Mineralogical Magazine* v.61, p: 809-834.
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R. 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Suíte and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brasil. *In*: IGCP, Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Process, Madison, p. 178-180.
- Texeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil, *In*: SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, Boletim de Resumos e Roteiro de Excursão, p.28.
- Tröger, W.E., 1979. Optical determination of rock-forming minerals. E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.
- Vasconcelos P.M., Brimhall G.H., Becker T.A., Renne P.R. 1994. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ analysis of supergene jarosite and alunite: Implications to the paleoweathering history of the western USA and West Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 58, p:401-420.

ANEXOS

Anexo I – Análises químicas pontuais utilizando microsonda eletrônica

Análises químicas pontuais com microsonda eletrônica para cristais de clinopiroxênio da Formação Sobreiro

Amostra Análise	L-929 P-01	L-929 P-02	L-929 P-02	L-929 P-06	L-929 P-07	L-929 P-07	L-929 P-07	L-929 P-07	L-929 P-08
Local	núcleo	glom1	glom2	núcleo	borda1	borda2	núcleo1	núcleo2	borda
SiO ₂	52,494	52,625	52,923	52,937	52,868	52,778	53,609	53,005	49,916
TiO ₂	0,22	0,201	0,113	0,151	0,101	0,139	0,05	0,126	0,35
Al ₂ O ₃	3,052	2,682	2,461	2,089	1,969	1,787	1,299	1,959	3,353
FeO	5,055	4,456	4,346	5,895	3,975	5,014	3,377	3,99	7,698
MnO	0,105	0,077	0,112	0,114	0,153	0,136	0,099	0,128	0,214
NiO	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MgO	16,798	17,022	16,858	17,846	18,438	17,887	19,244	18,191	15,383
CaO	21,7	21,864	22,21	21,423	21,626	20,751	21,464	21,884	21,382
Na ₂ O	0,432	0,423	0,435	0,435	0,477	0,345	0,405	0,49	0,349
K ₂ O	0,002	0	0,027	0	0,01	0	0,019	0	0,005
Cr ₂ O ₃	0,333	0,856	0,811	0,16	1,186	0,262	0,868	0,816	0,006
Total	100,19	100,21	100,3	101,05	100,8	99,1	100,43	100,59	98,66
Si	1,909	1,913	1,923	1,907	1,901	1,936	1,927	1,91	1,861
Al ^{IV}	0,091	0,087	0,077	0,089	0,083	0,064	0,055	0,083	0,139
Al ^{VI}	0,04	0,028	0,028	0	0	0,013	0	0	0,008
Fe	0,12	0,116	0,1	0,144	0,12	0,154	0,102	0,12	0,114
Cr	0,01	0,025	0,023	0,005	0,034	0,008	0,025	0,023	0
Mn	0,003	0,002	0,003	0,003	0,005	0,004	0,003	0,004	0,007
Ni	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,911	0,923	0,913	0,958	0,964	0,976	0,974	0,973	0,855
Ti	0,006	0,005	0,003	0,004	0,003	0,004	0,001	0,003	0,01
Ca	0,846	0,852	0,865	0,827	0,833	0,815	0,827	0,845	0,854
Na	0,03	0,03	0,031	0,03	0,033	0,025	0,028	0,034	0,025
K	0	0	0,001	0	0	0	0,001	0	0
Wo	44,194	44,541	45,191	42,051	42,82	41,786	42,124	43,412	43,669
En	47,601	48,249	47,726	48,74	50,797	50,116	52,549	50,209	43,714
Fs	8,205	7,21	7,082	9,209	6,383	8,097	5,327	6,379	12,617

Análises químicas pontuais com microsonda eletrônica para cristais de anfibólio da Formação Sobreiro

Amostra	L294	L294	L294	L294	L294	L294
Análise	P-01	P-02	P-03B	P-03C	P-13	
SiO ₂	42,082	50,582	55,798	54,919	54,205	
TiO ₂	1,06	0,69	0	0,113	0,025	
Al ₂ O ₃	15,258	8,161	2,436	2,61	4,079	
FeO	7,275	5,223	3,943	4,153	4,352	
MnO	0,089	0,259	0,612	0,585	0,453	
MgO	17,155	20,532	21,132	21,073	21,203	
CaO	11,096	10,95	13,259	13,103	12,917	
Na ₂ O	1,986	0,783	0,231	0,282	0,293	
K ₂ O	1,236	0,339	0,063	0,041	0,048	
F	0,228	0	0	0,117	0	
Cl	0,006	0,037	0	0,028	0	
Total	97,47	97,56	97,47	97,02	97,58	
Si	5,976	6,953	7,727	7,651	7,469	
Ti	0,113	0,071	0	0,012	0,003	
Al ^{IV}	2,024	1,047	0,273	0,349	0,531	
Al ^{VI}	0,527	0,274	0,124	0,079	0,131	
Fe ³	0,591	0,369	0,111	0,21	0,378	
Fe ²	0,132	0,064	0,346	0,274	0,107	
Mn	0,005	0,015	0,057	0,048	0,026	
Mg	3,632	4,207	4,363	4,377	4,355	
Ca	1,688	1,613	1,967	1,956	1,907	
Na	0,381	0,106	0,045	0,053	0,039	
K	0,224	0,059	0,011	0,007	0,008	
F	0,102	0	0	0,052	0	
Cl	0,001	0,009	0	0,007	0	

Análises químicas pontuais com microsonda eletrônica para cristais de feldspato das formações Sobreiro e Santa Rosa

Amostra	L549	L549	L549	L549	L549	L549	L549	L549	L549	L549	L549	L422	L422	L422	L422	L422	L422	L422	L422
Análise	P-05	P-06A	P-06A	P-06C	P-06D	P-07	Felds	P-X	P-01	P-07	Felds	L422	P-XA	P-XB	P-08	P-08	P-08	P-08	P-08
Mineral	Felds	Plg	Plg	Plg	Felds	Felds	Felds	Felds	Felds	Felds	Felds	Felds	Felds	Felds	Plg	Plg	Plg	Plg	Felds
SiO ₂	62,320	66,301	65,609	63,902	62,763	63,028	63,706	63,731	63,584	64,238	64,225	66,763	63,321						
TiO ₂	0,006	0,000	0,000	0,025	0,089	0,000	0,051	0,063	0,000	0,000	0,025	0,032	0,076						
Al ₂ O ₃	18,963	20,100	20,473	22,529	18,155	18,064	18,580	18,536	18,520	18,739	18,794	20,939	18,654						
Fe ₂ O ₃	0,088	0,095	0,057	0,228	0,024	0,000	0,008	0,000	0,094	0,000	0,067	0,016	0,527						
FeO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						
MnO	0,000	0,019	0,005	0,017	0,017	0,000	0,021	0,000	0,010	0,000	0,028	0,013	0,000						
MgO	0,018	0,034	0,012	0,037	0,000	0,005	0,007	0,009	0,007	0,013	0,003	0,000	0,004						
BaO	1,595	0,043	0,000	0,000	0,046	0,154	0,000	0,679	0,357	0,264	0,665	0,000	0,560						
CaO	0,072	0,442	0,640	0,402	0,024	0,092	0,060	0,054	0,000	0,004	0,025	0,000	0,280						
Na ₂ O	0,162	11,091	10,928	9,670	0,177	0,180	0,150	0,172	0,155	0,140	0,152	11,631	0,452						
K ₂ O	15,950	0,410	0,501	1,921	16,784	16,559	16,897	16,702	16,310	16,634	16,615	0,051	15,301						
SrO	0,023	0,000	0,000	0,058	0,000	0,025	0,000	0,008	0,000	0,004	0,050	0,000	0,247						
TOTAL	99,200	98,540	98,220	98,790	98,080	98,110	99,480	99,950	99,040	100,040	100,650	99,450	99,420						
Si	11,776	11,798	11,722	11,419	11,903	11,940	11,896	11,892	11,917	11,918	11,888	11,743	11,835						
Al	4,220	4,212	4,308	4,741	4,055	4,030	4,086	4,073	4,088	4,094	4,097	4,337	4,106						
Fe ³	0,013	0,013	0,008	0,031	0,003	0,000	0,001	0,000	0,013	0,000	0,009	0,002	0,074						
Ti	0,001	0,000	0,000	0,003	0,013	0,000	0,007	0,009	0,000	0,000	0,003	0,004	0,011						
Fe ²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000						
Mn	0,000	0,003	0,001	0,003	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,000	0,004	0,002	0,000						
Mg	0,005	0,009	0,003	0,010	0,000	0,001	0,002	0,003	0,002	0,004	0,001	0,000	0,001						
Ba	0,118	0,003	0,000	0,000	0,003	0,011	0,000	0,050	0,026	0,019	0,048	0,000	0,041						
Ca	0,015	0,084	0,123	0,077	0,005	0,019	0,012	0,011	0,000	0,001	0,005	0,000	0,056						
Na	0,059	3,827	3,786	3,351	0,065	0,066	0,054	0,062	0,056	0,050	0,055	3,967	0,164						
K	3,845	0,093	0,114	0,438	4,061	4,002	4,025	3,976	3,900	3,937	3,923	0,011	3,649						
Cátions	20,170	20,045	20,065	20,073	20,114	20,080	20,086	20,126	20,030	20,042	20,081	20,066	19,978						
X	16,010	16,023	16,038	16,194	15,974	15,970	15,990	15,974	16,018	16,012	15,997	16,086	16,026						
Z	4,042	4,019	4,027	3,879	4,137	4,099	4,096	4,102	3,986	4,011	4,036	3,980	3,911						
Ab	1,500	95,600	94,100	86,700	1,600	1,600	1,300	1,500	1,400	1,300	1,400	99,700	4,200						
An	0,400	2,100	3,100	2,000	0,100	0,500	0,300	0,300	0,000	0,000	0,100	0,000	1,400						
Or	98,100	2,300	2,800	11,300	98,300	97,900	98,400	98,200	98,600	98,700	98,500	0,300	94,300						

Análises químicas pontuais com microsonda eletrônica para cristais de feldspato das formações Sobreiro e Santa Rosa

Amostra	L929	L929	L929	L929	L929	L480	L480	L480	L534	L294	L294	L294
Análise	P-05B	P-05C	P-05D	P-XA	P-XB	P-03	P-04	P-09	P-02	P-08	P-24	P-25
Mineral	Felds	Plg	Plg	Felds	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg	Plg
SiO ₂	61,169	65,951	66,995	63,245	68,736	66,145	62,084	67,883	66,188	66,292	65,972	63,981
TiO ₂	0,000	0,000	0,038	0,000	0,013	0,025	0,000	0,025	0,063	0,000	0,000	0,000
Al ₂ O ₃	19,488	20,476	20,201	18,705	20,018	21,272	21,213	20,906	22,454	22,087	20,514	23,653
Fe ₂ O ₃	1,644	0,131	0,165	0,429	0,166	0,666	2,347	0,402	0,321	0,114	0,087	0,177
FeO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
MnO	0,020	0,000	0,018	0,001	0,012	0,016	0,032	0,000	0,022	0,006	0,000	0,000
MgO	1,717	0,029	0,003	0,006	0,000	0,894	3,281	0,433	0,012	0,001	0,875	0,008
BaO	0,650	0,000	0,117	0,950	0,038	0,021	0,043	0,000	0,000	0,000	0,024	0,011
CaO	0,633	0,913	0,763	0,068	0,199	0,118	0,103	0,117	0,156	0,270	0,634	0,374
Na ₂ O	3,131	10,883	11,106	0,253	11,787	10,824	9,726	11,582	10,300	10,809	10,789	10,508
K ₂ O	10,533	0,100	0,196	15,756	0,071	0,695	0,417	0,268	0,708	0,081	0,100	0,076
SrO	0,105	0,219	0,175	0,123	0,179	0,034	0,003	0,000	0,035	0,094	0,096	0,069
TOTAL	99,090	98,700	99,780	99,540	101,220	100,710	99,250	101,620	100,260	99,750	99,090	98,860
Si	11,382	11,723	11,790	11,844	11,896	11,558	11,094	11,717	11,561	11,614	11,671	11,332
Al	4,270	4,286	4,187	4,125	4,080	4,377	4,464	4,250	4,619	4,557	4,274	4,933
Fe ³	0,230	0,018	0,022	0,060	0,022	0,087	0,315	0,052	0,042	0,015	0,012	0,024
Ti	0,000	0,000	0,005	0,000	0,002	0,003	0,000	0,003	0,008	0,000	0,000	0,000
Fe ²	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Mn	0,003	0,000	0,003	0,000	0,002	0,002	0,005	0,000	0,003	0,001	0,000	0,000
Mg	0,476	0,008	0,001	0,002	0,000	0,233	0,874	0,111	0,003	0,000	0,231	0,002
Ba	0,047	0,000	0,008	0,070	0,003	0,001	0,003	0,000	0,000	0,000	0,002	0,001
Ca	0,126	0,174	0,144	0,014	0,037	0,022	0,020	0,022	0,029	0,051	0,120	0,071
Na	1,130	3,751	3,790	0,092	3,956	3,667	3,370	3,876	3,489	3,672	3,701	3,609
K	2,500	0,023	0,044	3,764	0,016	0,155	0,095	0,059	0,158	0,018	0,023	0,017
Cátions	20,211	19,983	20,002	20,041	20,017	20,106	20,243	20,090	19,912	19,928	20,036	19,990
X	15,882	16,027	16,004	16,029	16,000	16,025	15,873	16,022	16,230	16,186	15,957	16,289
Z	4,282	3,956	3,990	3,942	4,014	4,080	4,367	4,068	3,682	3,742	4,077	3,700
Ab	30,100	95,000	95,300	2,400	98,700	95,400	96,700	98,000	94,900	98,200	96,300	97,600
An	3,400	4,400	3,600	0,400	0,900	0,600	0,600	0,600	0,800	1,400	3,100	1,900
Or	66,600	0,600	1,100	97,300	0,400	4,000	2,700	1,500	4,300	0,500	0,600	0,500

Análises químicas pontuais com microsonda eletrônica para cristais de mica das formações Sobreiro e Santa Rosa

Amostra Análise	L-422 P-02A	L-422 P-03B	L-422 P-04	L-422 P-05A	L-422 P-05B	L-480 P-01	L-480 P-02A	L-480 P-02B	L-480 P-05	L-480 P-06
SiO ₂	48,387	47,684	49,554	40,235	48,209	51,322	51,359	49,315	51,855	48,923
TiO ₂	0,243	0,062	0,025	0,213	0,094	0	0,094	0,07	0,035	0,025
Al ₂ O ₃	28,944	29,785	28,951	40,15	29,1	27,533	27,578	26,536	28,331	27,282
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
FeO	4,01	4,073	4,124	3,16	4,061	2,656	2,495	2,79	3,167	2,359
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
MnO	0,068	0	0,006	0,042	0,045	0	0,003	0	0	0
MgO	1,448	1,216	1,551	1,106	1,578	3,077	2,946	2,967	2,946	2,87
CaO	0,01	0,055	0,029	0,095	0,035	0,131	0,139	0,105	0,166	0,133
BaO	0	0,014	0	0,029	0,063	0,23	0,211	0,19	0,152	0,194
Na ₂ O	0,056	0,099	0,059	0,061	0,058	0,072	0,064	0,074	0,014	0,088
K ₂ O	10,227	10,664	10,496	8,278	10,355	9,797	9,526	9,583	9,366	9,125
Cl	0,008	0,003	0,011	0,051	0,02	0,003	0,011	0,021	0	0,056
F	0,206	0,19	0,33	0,062	0,597	0,229	0,376	0,432	0,7	0
H ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	93,61	93,84	95,14	93,48	94,22	95,05	94,8	92,08	96,73	91,05
O_F_Cl	0,09	0,08	0,14	0,04	0,26	0,1	0,16	0,19	0,29	0,01
CTotal	93,52	93,76	95	93,44	93,96	94,95	94,64	91,89	96,44	91,04
Si	6,633	6,544	6,693	5,479	6,607	6,856	6,87	6,833	6,826	6,791
Al ^{IV}	1,367	1,456	1,307	2,521	1,393	1,144	1,13	1,167	1,174	1,209
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8	8
Al ^{VI}	3,306	3,358	3,298	3,917	3,304	3,187	3,214	3,163	3,218	3,251
Ti	0,025	0,006	0,003	0,022	0,01	0	0,009	0,007	0,003	0,003
Fe ³	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Fe ²	0,46	0,467	0,466	0,36	0,465	0,297	0,279	0,323	0,349	0,274
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mn	0,008	0	0,001	0,005	0,005	0	0	0	0	0
Mg	0,296	0,249	0,312	0,225	0,322	0,613	0,587	0,613	0,578	0,594
Ca	0,001	0,008	0,004	0,014	0,005	0,019	0,02	0,016	0,023	0,02
Na	0,015	0,026	0,015	0,016	0,015	0,019	0,017	0,02	0,004	0,024
K	1,789	1,867	1,809	1,438	1,81	1,67	1,626	1,694	1,573	1,616
Cations	13,9	13,981	13,908	13,997	13,936	13,805	13,752	13,836	13,748	13,782
CF	0,179	0,165	0,282	0,053	0,517	0,193	0,318	0,379	0,583	0
CCI	0,004	0,001	0,005	0,024	0,009	0,001	0,005	0,01	0	0,026
OH	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
O	24	24	24	24	24	24	24	24	24	24
Fe_FeMg	0,61	0,65	0,6	0,62	0,59	0,33	0,32	0,35	0,38	0,32
Mg_FeMg	0,39	0,35	0,4	0,38	0,41	0,67	0,68	0,65	0,62	0,68
Fe+Mn+Ti-Al ^{VI}	-2,81	-2,89	-2,83	-3,53	-2,82	-2,89	-2,93	-2,83	-2,87	-2,97

Análises químicas pontuais com microsonda eletrônica para cristais de mica das formações Sobreiro e Santa Rosa

Amostra	L-480	L-534	L-549	L-549	L-549	L-549	L-549	L-549	L-549	L-549	L-549	L-549
Análise	P-08A	P-04	P-02A	P-02B	P-02C	P-03A	P-03B	P-04	P-08			
SiO ₂	50,789	47,89	46,617	48,935	46,049	46,418	46,804	45,888	47,018			
TiO ₂	0,025	0,023	0,405	0,387	0,281	0,356	0,168	0,412	0,363			
Al ₂ O ₃	27,18	33,608	32,966	32,598	33,21	33,381	32,119	33,999	33,645			
Cr ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
FeO	2,876	2,627	3,81	3,411	3,969	3,052	3,638	3,045	3,095			
Fe ₂ O ₃	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
MnO	0,012	0,05	0,03	0,045	0	0,133	0,012	0,066	0,04			
MgO	3,015	0,646	0,146	0,181	0,115	0,054	0,571	0,061	0,144			
CaO	0,102	0,058	0,029	0,009	0,021	0,029	0,019	0	0			
BaO	0,137	0	0,036	0,071	0,099	0	0,19	0,088	0,064			
Na ₂ O	0,018	0,062	0,108	0,893	0,189	0,142	0,187	0,247	0,156			
K ₂ O	9,427	10,581	10,767	10,607	10,76	10,902	10,895	10,602	11,052			
Cl	0	0,005	0	0	0,008	0	0,011	0,008	0			
F	0,177	0	0,392	0	0,395	0	0	0,394	0			
H ₂ O	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Total	93,76	95,55	95,31	97,14	95,1	94,47	94,61	94,81	95,58			
O_F_Cl	0,07	0	0,17	0	0,17	0	0	0,17	0			
C_Total	93,69	95,55	95,14	97,14	94,93	94,47	94,61	94,64	95,58			
Si	6,864	6,373	6,308	6,449	6,26	6,293	6,365	6,222	6,302			
Al ^{IV}	1,136	1,627	1,692	1,551	1,74	1,707	1,635	1,778	1,698			
Sum_T	8	8	8	8	8	8	8	8	8			
Al ^{VI}	3,19	3,64	3,561	3,509	3,576	3,623	3,509	3,651	3,613			
Ti	0,003	0,002	0,041	0,038	0,029	0,036	0,017	0,042	0,037			
Fe ³	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Fe ²	0,325	0,292	0,431	0,376	0,451	0,346	0,414	0,345	0,347			
Cr	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
Mn	0,001	0,006	0,003	0,005	0	0,015	0,001	0,008	0,005			
Mg	0,607	0,128	0,029	0,036	0,023	0,011	0,116	0,012	0,029			
Ca	0,015	0,008	0,004	0,001	0,003	0,004	0,003	0	0			
Na	0,005	0,016	0,028	0,228	0,05	0,037	0,049	0,065	0,041			
K	1,625	1,796	1,859	1,783	1,866	1,886	1,89	1,834	1,89			
Cations	13,771	13,888	13,956	13,976	13,998	13,958	13,999	13,957	13,962			
CF	0,151	0	0,335	0	0,34	0	0	0,338	0			
CCI	0	0,002	0	0	0,004	0	0,005	0,004	0			
OH	0	0	0	0	0	0	0	0	0			
O	24	24	24	24	24	24	24	24	24			
Fe_FeMg	0,35	0,7	0,94	0,91	0,95	0,97	0,78	0,97	0,92			
Mg_FeMg	0,65	0,3	0,06	0,09	0,05	0,03	0,22	0,03	0,08			
Fe+Mn+Ti-Al ^{VI}	-2,86	-3,34	-3,09	-3,09	-3,1	-3,23	-3,08	-3,26	-3,22			

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS VULCÂNICAS PALEO-PROTEROZOICAS E DE SUAS ALTERAÇÕES HIDROTHERMAIS NA REGIÃO DE SÃO FELIX DO XINGU (PA)

Fabrizio Ferreira Pinheiro, Bruno Lages, Carlos Augusto Queiroz de Aguiar e Carlos

No Cráton Amazônico existem importantes vulcânicas paleo-proterozoicas e pórfiros que são importantes geocondutores no Supergrupo Uruarí. Para melhor entendermos essas áreas temos que 1.100.000 km² e estão distribuídas entre 100 e 200 km de sua área de ocorrência. Na região de São Félix do Xingu (PA) existem as Províncias Mineral de Carajás, os grandes depósitos de pórfiros e hidrotermal e paleoproterozoica (1.800-1.200 Ma) pertencem ao Grupo Uruarí e são compostos de 1000 km². São Paulo e Santa Rosa.

A Formação Santa Rosa compreende a parte mais do Cráton Amazônico e é caracterizada principalmente por granitos de médio e alto grau metamórfico de alto grau e contém hidrotermal de alto grau. A Formação é composta por rochas ígneas e metamórficas, principalmente granitos, com folhosidade de alta temperatura e alta pressão.

Anexo II – Trabalho apresentado no 45º Congresso Brasileiro de Geologia

A Formação Santa Rosa compreende a parte mais do Cráton Amazônico e é caracterizada principalmente por granitos de médio e alto grau metamórfico de alto grau e contém hidrotermal de alto grau. A Formação é composta por rochas ígneas e metamórficas, principalmente granitos, com folhosidade de alta temperatura e alta pressão. As rochas são predominantemente ácidas com estruturas primárias e secundárias com muito alteração. Os depósitos são caracterizados por granitos, com megacristos de quartzo, feldspato potássico e oligoclase, com folhosidade média e baixa. Uma unidade, uma formação predominantemente por granitos com folhosidade média e baixa por feldspato potássico e oligoclase. As rochas são predominantemente ácidas com estruturas primárias e secundárias com muito alteração. Os depósitos são caracterizados por granitos, com megacristos de quartzo, feldspato potássico e oligoclase, com folhosidade média e baixa.

Com base em estudos petrográficos de rochas alteradas nos depósitos ocorrentes no vulcanismo do São Félix do Xingu, foram identificados depósitos de alteração hidrotermal. Os vulcanitos da Formação Santa Rosa apresentam alteração profunda, com desenvolvimento de parageneses complexas de epidoto + cloroita + clorita + clorita + clorita + quartzo + feldspato + oligoclase + calcopirita. As rochas são predominantemente ácidas com estruturas primárias e secundárias com muito alteração. Os depósitos são caracterizados por granitos, com megacristos de quartzo, feldspato potássico e oligoclase, com folhosidade média e baixa. Uma unidade, uma formação predominantemente por granitos com folhosidade média e baixa por feldspato potássico e oligoclase. As rochas são predominantemente ácidas com estruturas primárias e secundárias com muito alteração. Os depósitos são caracterizados por granitos, com megacristos de quartzo, feldspato potássico e oligoclase, com folhosidade média e baixa.

Palavras-chave: Formação Santa Rosa, Alteração hidrotermal e Grupo Uruarí.

CARACTERIZAÇÃO PETROGRÁFICA DAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZOÍCAS E DE SUAS ALTERAÇÕES HIDROTHERMAIS NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA)

Fares Ferreira Pessoa, Bruno Lagler, Carlos Marcello Dias Fernandes e Caetano Juliani

No Cráton Amazônico ocorrem sequências vulcânicas muito bem preservadas e pórfiros que são agrupados genericamente no Supergrupo Uatumã. Esse vulcano-plutonismo recobre uma área maior que 1.100.000 km² e recebe diferentes denominações dependendo da sua área de ocorrência. Na região de São Félix do Xingu (PA), no âmbito da Província Mineral de Carajás, os produtos dessa atividade vulcano-plutônica paleoproterozóica (1,88-1,87 Ga) pertencem ao Grupo Uatumã e são divididos em duas formações, Sobreiro e Santa Rosa.

A Formação Sobreiro, que compreende a porção basal do Grupo, tem composição intermediária e é constituída principalmente por derrames de andesito com assinatura geoquímica de arco-vulcânico e caráter cálcio-alcálico de alto potássio. Essa formação é composta por rochas porfíricas a glomeroporfíricas, holocristalinas, maciças, com foliações de fluxo magmático em alguns derrames. Os megacristais presentes nessas rochas são de anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e feldspato potássico subordinado. Os vulcanitos menos evoluídos são representados por plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico e anfibólio andesito fírico, ao passo que feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico representa a unidade mais evoluída presente nessa formação.

A Formação Santa Rosa encontra-se sobreposta à Formação Sobreiro e é composta por riolitos e ignimbritos, muitos alojados em grandes fissuras, com assinatura geoquímica de ambiente intraplaca e anorogênico, e tem caráter peraluminoso alcalino a subalcalino. Suas rochas são predominantemente riolitos com texturas porfíricas a glomeroporfíricas com matriz esferulítica. Os litotipos são usualmente holocristalinos e maciços, com megacristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio em granulação média a grossa. Duas unidades, uma formada predominantemente por plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico e outra por feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico foram distinguidas nesse trabalho. Comumente associada a esses vulcanitos e com significativa semelhança mineralógica e textural ocorrem anfibólio pórfiros graníticos. Estes apresentam megacristais de anfibólio, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio com intercrescimentos granofíricos muito abundantes.

Com base em estudos petrográficos da mineralogia secundária nos produtos coerentes do vulcanismo do tipo Uatumã foram identificados diversos tipos de alteração hidrotermal. Os vulcanitos da Formação Sobreiro apresentam alteração propilítica, com desenvolvimento de paragênese composta por epidoto + clorita + minerais opacos + carbonato + quartzo + sericita + clinozoisita ± calcedônia que se manifesta de maneira seletivamente pervasiva a pervasiva com ocorrências de alteração do tipo fissural (não pervasiva). Os vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa comumente apresentam alteração sericítica pervasiva na matriz (sericita + clorita + quartzo + minerais opacos + fluorita ± epidoto ± carbonato) a seletivamente pervasiva concentrada nos megacristais de feldspato potássico e plagioclásio. Neste último caso é comum epidotização com geração de clorita, quartzo, carbonato e minerais opacos subordinadamente. Os pórfiros ainda apresentam metassomatismo potássico seletivamente pervasivo, marcado pela substituição de megacristais de plagioclásio por microclínio.

Palavras-chave: Petrografia, Alteração Hidrotermal e Grupo Uatumã

**Anexo III – Trabalho submetido ao 18º
Simpósio Internacional de Iniciação
Científica da Universidade de São Paulo**

Caracterização mineralógica das alterações hidrotermais e suas implicações metalogenéticas nas sequências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA)

Fares F. Pessoa, Bruno Lagler, Caetano Juliani, Carlos M. D. Fernandes

Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências – USP

1. Objetivos

Sequências vulcânicas efusivas e explosivas e pórfiros associados ao evento *sensu lato* Uatumbã, do final do Paleoproterozóico, recobrem mais de 1.100.000 km² do Cráton Amazônico e constituem um dos mais significativos episódios de vulcanismo félsico do planeta. A pesquisa visou avaliar o potencial metalogenético associado a esse vulcano-plutonismo na região de São Félix do Xingu (PA) [1], com ênfase às alterações magmático-hidrotermais por meio da caracterização petrográfica e mineralógica das rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa do Grupo Uatumbã.

2. Materiais e Métodos

A análise petrográfica buscou caracterizar as principais fases minerais presentes, descrever detalhadamente suas formas de ocorrência, incluindo hábito, dimensão, relações de contato, intercrescimentos e inclusões entre os diferentes minerais. Procurou-se identificar as diferentes texturas dos vulcanitos e rochas intrusivas associadas; caracterizar microestruturas e paragênese magmática e hidrotermal.

3. Resultados

Os vulcanitos da Formação Sobreiro basicamente são rochas andesíticas com variações mais evoluídas compostas por dacitos. Três unidades foram individualizadas, são elas: plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico, anfibólio andesito fírico e feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico. São rochas porfíricas a glomeroporfíricas, holocristalinas, maciças, mas com comum desenvolvimento de foliações de fluxo magmático em alguns derrames. Os megacristais presentes são de anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio e feldspato potássico subordinado.

Os litotipos presentes na Formação Santa Rosa são geoquimicamente mais evoluídos e apresentam composição riolítica. Três unidades foram individualizadas: plagioclásio-quartzo-feldspato potássico riolito fírico, feldspato potássico-quartzo álcali-riolito fírico e anfibólio pórfiro granítico. Os vulcanitos têm texturas porfíricas a glomeroporfíricas e matriz esferulítica. São rochas holocristalinas, maciças com megacristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio. Os pórfiros apresentam megacristais de anfibólio, quartzo, feldspato potássico e plagioclásio com intercrescimentos granofíricos na matriz.

4. Conclusões

Com base em estudos petrográficos foram identificados diversos tipos de alteração hidrotermal no Grupo Uatumbã. Os vulcanitos da Formação Sobreiro apresentam alteração propilítica, com desenvolvimento de paragênese composta por epidoto + clorita + minerais opacos + carbonato + quartzo + sericita + clinozoisita ± calcedônia que se manifesta de maneira seletivamente pervasiva a pervasiva e, localmente, fissural. Os vulcanitos e pórfiros da Formação Santa Rosa apresentam alteração sericitica pervasiva na matriz (sericita + clorita + quartzo + minerais opacos + fluorita ± epidoto ± carbonato) a seletivamente pervasiva, concentrada nos megacristais de feldspato potássico e plagioclásio. Também é comum epidotização. Os pórfiros ainda apresentam alteração potássica seletivamente pervasiva marcada pela substituição de megacristais de plagioclásio por feldspato potássico.

5. Referências Bibliográficas

- [1] JULIANI, C. & FERNANDES, C.M.D. Journal of Volcanology and Geothermal Research, **191**, 167-179, (2010).

Caracterização etnológica das atividades rituais e suas implicações etnológicas nas sociedades indígenas paleoamericanas no estado de São Paulo (SP)

Felipe A. Pereira, Bruno L. Aguiar, Carolina J. Aguiar, Carlos M. D. Aguiar
Departamento de História e Geografia, Instituto de Filosofia e Ciências Sociais, Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

O presente trabalho tem como objetivo principal investigar as atividades rituais e suas implicações etnológicas nas sociedades indígenas paleoamericanas no estado de São Paulo (SP). Para isso, foram analisados os dados arqueológicos e etnográficos disponíveis sobre o tema. Os resultados indicam que as atividades rituais eram muito importantes para essas sociedades, sendo realizadas em locais específicos e com o uso de objetos cerimoniais. Além disso, as atividades rituais estavam relacionadas com a organização social e política das sociedades, sendo utilizadas para reforçar a coesão grupal e a autoridade dos líderes.

1. Introdução

A arqueologia tem sido uma das principais fontes de informação sobre as sociedades indígenas paleoamericanas no estado de São Paulo (SP). Nos últimos anos, houve um crescimento significativo das pesquisas arqueológicas, especialmente em relação às atividades rituais e suas implicações etnológicas. Este trabalho visa contribuir para o conhecimento sobre essas atividades, analisando os dados arqueológicos e etnográficos disponíveis. A metodologia utilizada foi a análise documental e a interpretação dos dados arqueológicos. Os resultados indicam que as atividades rituais eram muito importantes para essas sociedades, sendo realizadas em locais específicos e com o uso de objetos cerimoniais. Além disso, as atividades rituais estavam relacionadas com a organização social e política das sociedades, sendo utilizadas para reforçar a coesão grupal e a autoridade dos líderes.

2. Metodologia

A metodologia utilizada neste trabalho foi a análise documental e a interpretação dos dados arqueológicos.

1. Objetivos
O presente trabalho tem como objetivo principal investigar as atividades rituais e suas implicações etnológicas nas sociedades indígenas paleoamericanas no estado de São Paulo (SP). Para isso, foram analisados os dados arqueológicos e etnográficos disponíveis sobre o tema. Os resultados indicam que as atividades rituais eram muito importantes para essas sociedades, sendo realizadas em locais específicos e com o uso de objetos cerimoniais. Além disso, as atividades rituais estavam relacionadas com a organização social e política das sociedades, sendo utilizadas para reforçar a coesão grupal e a autoridade dos líderes.

2. Metodologia e Resultados

A metodologia utilizada neste trabalho foi a análise documental e a interpretação dos dados arqueológicos. Os resultados indicam que as atividades rituais eram muito importantes para essas sociedades, sendo realizadas em locais específicos e com o uso de objetos cerimoniais. Além disso, as atividades rituais estavam relacionadas com a organização social e política das sociedades, sendo utilizadas para reforçar a coesão grupal e a autoridade dos líderes.

3. Resultados

Os resultados indicam que as atividades rituais eram muito importantes para essas sociedades, sendo realizadas em locais específicos e com o uso de objetos cerimoniais. Além disso, as atividades rituais estavam relacionadas com a organização social e política das sociedades, sendo utilizadas para reforçar a coesão grupal e a autoridade dos líderes.

DOAÇÃO

TGC-USP

Data: 01/02/11

