

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOLÓGICO E PETROGRÁFICO DAS VULCÂNICAS E
DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS NO MÉDIO
RIO XINGU

Ana Paula Chiquini

Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 04)

SÃO PAULO
2011

TF
C541
AP.e

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ESTUDO GEOLÓGICO E PETROGRÁFICO DAS VULCÂNICAS E DAS ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS NO MÉDIO RIO XINGU

Ana Paula Chiquini



Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani
Co-orientador: Prof. Dr. Carlos Marcello Dias Fernandes

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 04)

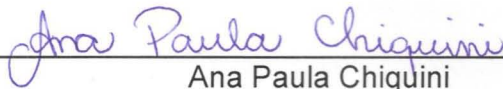
DEDALUS - Acervo - IGC



30900030268

SÃO PAULO
2011

ESTUDO GEOLÓGICO E PETROGRÁFICO DAS VULCÂNICAS E DAS
ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS ASSOCIADAS NO MÉDIO RIO XINGU


Ana Paula Chiquini


De acordo, Orientador: Prof. Dr. Caetano Juliani

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2011 / 04)

SÃO PAULO
2011

"Live as if you were to die tomorrow. Learn as if you were to live forever."

Mahatma Gandhi (1869 – 1948)

AGRADECIMENTOS

Agradeço ao meu orientador, Prof. Dr. Caetano Juliani, por toda a paciência e cuidado e por ter acreditado em mim para desenvolver um trabalho de campo em condições tão desfavoráveis quanto as da Amazônia.

Sou grata à empresa Itafós/MBAC pelo apoio financeiro e infra-estrutura para a realização do trabalho de campo, especialmente ao chefe do projeto, Marcos Antônio Tedesco, Luiz Augusto Bizzi e Richard Lepine e a Daniel Lopes Pego e Rômulo Mendes Carvalho, por terem acompanhado o trabalho de campo. Agradeço ao Seu Cleuton João de Oliveira e à D. Valdivina Modesta de Oliveira pela recepção calorosa e pelas refeições saborosas durante o campo.

Agradeço ao Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia Geociências da Amazônia (INCT-GEOCIAM): Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Amazônia. (MCT/CNPq/FAPESPA/PETROBRAS – Proc. 573733/2008-2) pelo apoio financeiro a essa pesquisa.

Gostaria de agradecer também a todo o Instituto de Geociências da USP por fornecer uma ótima infra-estrutura não só para realização dessa pesquisa, como durante a formação do geólogo e a todo o corpo docente pelo esforço e dedicação contínuos ao transmitir o conhecimento. Em especial ao Prof. Dr. Marcelo Monteiro da Rocha, por despertar o interesse também em outras áreas da geologia, e ao Prof. Dr. Colombo Celso Gaeta Tassinari, pela orientação em pesquisa de iniciação científica no início do curso. Agradeço também a Érica Tonetto, responsável pelo LABMEV do IG–Unicamp e a Marcos Mansueto, responsável pelo Laboratório de Microsonda do IGc-USP: vocês são ótimos profissionais e muito dedicados, obrigada!

Nesses anos de curso, conheci pessoas maravilhosas e posso dizer, com toda a segurança, que fiz grandes AMIGOS, dos quais cuidarei para levar ao resto da vida. Sou grata à minha irmãzinha Lolita (Jacqueline Neitzel Medeiros) pela companhia desde o primeiro dia de faculdade; você me mostrou que irmãos não precisam ser de sangue. Agradeço também ao Emília (Mathias Hueck) por ser um ótimo ouvinte, sempre dar bons conselhos e pregar a verdade e sinceridade. Sou imensamente grata ao Fofona (Caio Arthur Santos), não só pela grande amizade, como por toda a ajuda na descrição de lâminas e tratamento de dados de química mineral durante o andamento desse trabalho. Cuide bem da 108 quando sairmos daqui, garoto! Quero também agradecer ao Sinistro (Vinícius Zacatei dos Santos Teixeira) por ser o cara mais chato que eu conheço e que gosto e considero tanto.

Também sou grata às companheiras de casa, Saravá (Lyvia Fernanda Amaral Sousa) e Pig (Larissa Heloiza da Silva). Quantos “perrengues” e quantas risadas, hein,

meninas? A companhia de vocês fará muita falta, tenho certeza. Também quero agradecer ao Meninão (Bruno Lagler), meu cunhado (cuide bem da Lolita!), e ao Carlos Mario Echeverri, por toda a ajuda com as amostras desse trabalho; ao Placenta (Adinan Jarouche), pelo “*bacon* nosso de cada dia”, e a tantos outros por tornarem esses cinco anos tão especiais.

Agradeço aos meus pais, Regina Turella Chiquini e Sérgio Chiquini, e à minha irmã, Amanda Beatriz Chiquini, sem os quais jamais teria chegado até aqui. Obrigada por todo o apoio e dedicação incondicionais, amo vocês demais. Também agradeço aos meus tios, Rosa Amélia Chiquini Buzato e Marcelo Aparecido Buzato, pelos conselhos, preocupações e companheirismo e aos meus avós, Rita Pereira Chiquini e Carlos Chiquini, por todo apoio e carinho. Não podia também deixar de agradecer aos meus grandes amigos da “*terrinha*”, que sempre estarão comigo: Ana Gabriela Izzo, Marcel Vieira Fernandes, Patrícia de Faria Tasca, Leonardo Finamor Filho, Daniela Finamor e Karina Tieme Taguchi.

Por fim, em especial, quero agradecer imensamente ao meu namorado, Zaca (Dhaniel Antunes de Carvalho), por ser essa pessoa incrível e por todo o amor e companheirismo dedicados.

RESUMO

O Cráton Amazônico foi recoberto por sequências vulcânicas efusivas e explosivas, agrupadas no Grupo Uatumã, datado do final do Paleoproterozóico e que representa um dos mais significativos eventos de vulcanismo félsico do planeta. Este trabalho visou à caracterização dos litotipos do Grupo Uatumã, bem como as alterações hidrotermais associadas, que ocorrem na parte sul do município de São Félix do Xingu, próximo a Santana do Araguaia.

Na área de trabalho ocorrem basaltos e andesitos possivelmente relacionados à Formação Sobreiro, bem como riolitos, dacitos, ignimbritos e diques de pórfiro granítico que podem ser correlacionáveis à Formação Santa Rosa, ambas parte do Grupo Uatumã. Entretanto, feições como uma alteração hidrotermal carbonática tardia presente nesses litotipos e a presença de megacristais de plagioclásio zonados, que são mais típicos de magmas cálcio-alcálicos, nos pórfiros graníticos, não permitem afirmar que esses afloramentos estão relacionados às ocorrências típicas do Grupo Uatumã em São Félix do Xingu.

Ainda foram identificadas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de natureza carbonatítica, como indicado por pseudomorfos de olivina serpentinizada, piroxênio cloritizado e glóbulos de carbonatos indicativos de fusão. Além disso, a ocorrência de nefelina como material intercumulus em rochas ultramáficas da área direciona para uma associação muito comum em complexos carbonatíticos: ijolitos e carbonatitos. Foram ainda descritos *lapilli* acrescionários e glauconita nas rochas vulcanoclásticas, indicativos de explosões vulcânicas em ambiente com água, como caldeiras de vulcões carbonatíticos. As rochas vulcanoclásticas gradam, nas porções mais distais, para arenitos vulcânicos carbonáticos epiclásticos.

O magmatismo carbonatítico formou predominantemente depósitos vulcanoclásticos, proximais e distais e é certamente posterior aos derrames de andesito/basalto e riolitos e colocação dos diques de pórfiro, como indicado pela presença de fragmentos de basalto e riolito em rochas vulcanoclásticas carbonatíticas. Ocorrem ainda brechas e sedimentos siliciclásticos, de posicionamento litoestratigráfico ainda incerto relativamente às rochas sedimentares das formações Cubencranquém e Triunfo, que comumente ocorrem nas regiões limítrofes a São Félix Xingu.

RESUMO

O Cráton Amazônico foi recoberto por sequências vulcânicas efusivas e explosivas, agrupadas no Grupo Uatumã, datado do final do Paleoproterozóico e que representa um dos mais significativos eventos de vulcanismo félsico do planeta. Este trabalho visou à caracterização dos litotipos do Grupo Uatumã, bem como as alterações hidrotermais associadas, que ocorrem na parte sul do município de São Félix do Xingu, próximo a Santana do Araguaia.

Na área de trabalho ocorrem basaltos e andesitos possivelmente relacionados à Formação Sobreiro, bem como riolitos, dacitos, ignimbritos e diques de pórfiro granítico que podem ser correlacionáveis à Formação Santa Rosa, ambas parte do Grupo Uatumã. Entretanto, feições como uma alteração hidrotermal carbonática tardia presente nesses litotipos e a presença de megacristais de plagioclásio zonados, que são mais típicos de magmas cálcio-alcálinos, nos pórfiros graníticos, não permitem afirmar que esses afloramentos estão relacionados às ocorrências típicas do Grupo Uatumã em São Félix do Xingu.

Ainda foram identificadas rochas vulcânicas e vulcanoclásticas de natureza carbonatítica, como indicado por pseudomorfos de olivina serpentinizada, piroxênio cloritizado e glóbulos de carbonatos indicativos de fusão. Além disso, a ocorrência de nefelina como material intercumulus em rochas ultramáficas da área direciona para uma associação muito comum em complexos carbonatíticos: ijolitos e carbonatitos. Foram ainda descritos *lapilli* acrescionários e glauconita nas rochas vulcanoclásticas, indicativos de explosões vulcânicas em ambiente com água, como caldeiras de vulcões carbonatíticos. As rochas vulcanoclásticas gradam, nas porções mais distais, para arenitos vulcânicos carbonáticos epiclásticos.

O magmatismo carbonatítico formou predominantemente depósitos vulcanoclásticos, proximais e distais e é certamente posterior aos derrames de andesito/basalto e riolitos e colocação dos diques de pórfiro, como indicado pela presença de fragmentos de basalto e riolito em rochas vulcanoclásticas carbonatíticas. Ocorrem ainda brechas e sedimentos siliciclásticos, de posicionamento litoestratigráfico ainda incerto relativamente às rochas sedimentares das formações Cubencranquém e Triunfo, que comumente ocorrem nas regiões limítrofes a São Félix Xingu.

ABSTRACT

The Amazonian Craton was covered by effusive and explosive volcanic sequences, grouped in Uatumã Group, from the end of the Paleoproterozoic, that represents one of the most significant events of felsic volcanism on the planet. This work aimed to characterize the Uatumã Group lithotypes and the associated hydrothermal alteration, which occur in the south of the city of São Félix do Xingu, nearby Santana do Araguaia.

On the referred area, basalts and andesites are possibly related to Sobreiro Formation and rhyolites, dacites, ignimbrites and porphyry granites dikes may be correlated to the Santa Rosa Formation, both part of Uatumã Group. However, features such as late carbonate hydrothermal alteration, present in these rock types and the presence of zoned plagioclase megacrysts, which are more typical of calc-alkaline magmas in granite porphyry, don't let us confirm that these outcrops are typical occurrences related to the Uatumã Group in São Félix do Xingu.

In addition, there have been identified volcanic and volcanoclastic carbonatites rocks, as indicated by serpentinized olivine pseudomorphs, pyroxene and globular carbonate, indicative of melting. Furthermore, the occurrence of nepheline as intercumulus material in ultramafic rocks of the area directs us to a very common association in carbonatitic complexes: ijolites and carbonatites. Accretionary lapilli and glauconite were also found in volcanoclastic rocks, indicative of volcanic explosions in an environment with water, such as carbonatitic volcanoes calderas. At the most distal portions, the volcanoclastic rocks grade to epiclastics carbonatic volcanic sandstones.

The carbonatitic magmatism formed predominantly volcanoclastic deposits, proximal and distal, and is certainly posterior to andesites/basalts and rhyolites and to the emplacement of porphyry dikes, as indicated by the presence of basalt and rhyolite fragments in carbonatitics volcanoclastic rocks. There are still breccias and siliciclastic sediments, which positioning in relation to the sedimentary rock formations Cubencranquém and Triunfo is still uncertain.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	I
RESUMO	III
ABSTRACT	IV
1. INTRODUÇÃO	1
2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO.....	2
3. OBJETIVOS.....	3
4. MATERIAIS E MÉTODOS.....	3
4.1. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
4.2. TRABALHO DE CAMPO	3
4.3. PETROGRAFIA.....	3
4.4. QUÍMICA MINERAL EM MICROSSONDA ELETRÔNICA (MSE) E CARACTERIZAÇÃO DE MINERAIS POR MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA (MEV)	4
4.5. DIFRATOMETRIA DE RAIOS X (DRX)	4
4.6. GEOQUÍMICA	5
5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO	5
6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL.....	6
6.1. CRÁTON AMAZÔNICO	6
6.2. GEOLOGIA REGIONAL.....	9
7. ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS	12
7.1. CONCEITOS.....	12
7.2. SISTEMAS HIDROTERMAIS EM SISTEMAS MAGMÁTICOS–HIDROTERMAIS	13
7.3. TIPOS DE ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	14
7.4. ESTILOS DA ALTERAÇÃO HIDROTERMAL	16
8. DEPÓSITOS VULCÂNICOS	17
9. RESULTADOS OBTIDOS	18
9.1. LITOLOGIA	18
9.1.1. Rochas vulcânicas básicas a intermediárias.....	19
9.1.2. Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias	19
9.1.3. Pórfiros graníticos	22
9.1.4. Rochas carbonatíticas	22
9.1.5. Rochas ultramáficas	27
9.1.6. Rochas plutônicas ácidas a intermediárias	27
9.1.7. Brechas siliciclásticas.....	27

9.1.8.	<i>Sedimentos siliciclásticos</i>	29
9.2.	PETROGRAFIA.....	29
9.2.1.	<i>Carbonato-plagioclásio basalto</i>	29
9.2.2.	<i>Quartzo-feldspato potássico riolito fírico</i>	30
9.2.3.	<i>Pórfito granítico</i>	30
9.2.4.	<i>Rochas vulcanoclásticas carbonatíticas</i>	33
9.2.5.	<i>Ijolito</i>	35
9.2.6.	<i>Hidrotermalitos</i>	35
9.3.	QUÍMICA MINERAL EM MICROSSONDA ELETRÔNICA.....	37
9.3.1.	<i>Clinopiroxênio</i>	37
9.3.2.	<i>Clorita</i>	37
9.3.3.	<i>Nefelina</i>	37
9.3.4.	<i>Espinélio</i>	38
9.3.5.	<i>Pseudomorfos de apatita</i>	39
9.4.	MICROSCOPIA ELETRÔNICA DE VARREDURA	40
9.5.	DIFRATOMETRIA DE RAIOS X	42
9.5.1.	<i>Glauconita</i>	43
9.5.2.	<i>Albita</i>	44
10.	DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	45
11.	CONCLUSÕES.....	47
	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	49
	ANEXOS	52

1. INTRODUÇÃO

No final do Paleoproterozóico o Cráton Amazônico foi recoberto por sequências vulcânicas efusivas e explosivas, associadas ao magmatismo *sensu lato* conhecido como Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977), que representa um dos mais significativos eventos de vulcanismo félsico do planeta.

Na região do município de São Félix do Xingu, centro-sul do estado do Pará, o vulcanismo citado encontra-se excepcionalmente bem preservado e constitui o chamado Grupo Uatumã (Macambira & Vale, 1997; Fernandes, 2005; Fernandes *et al.*, 2008; Lagler *et al.*, 2009; Fernandes, 2009; Juliani & Fernandes, 2010). Esse Grupo é formado por uma sequência basal com derrames de composição intermediária associados a tufos de cinzas, tufos de cristais, *lapilli*-tufos e brechas polimíticas, reunidos na Formação Sobreiro. Sobrepostos a esta ocorrem, predominantemente, riolitos e riodacitos, cuja efusão foi em parte controlada por grandes fissuras, além de ignimbritos riolíticos, tufos de cristais, *lapilli*-tufos e brechas polimíticas, representando os litotipos vulcanoclásticos, reunidos na Formação Santa Rosa. Também associados à sequência superior, encontram-se diques e *stocks* de pórfiros graníticos.

Na área de trabalho afloram sequências de rochas vulcânicas de composições ácidas e intermediárias que podem estar relacionadas às formações citadas anteriormente, bem como rochas sedimentares siliciclásticas associadas às formações Triunfo e/ou Cubencranquém, de posição estratigráfica duvidosa em relação ao vulcanismo félsico. Essa sequência é cortada por diques de pórfiros graníticos e de riolitos, muitas vezes esferulíticos, e nas bordas desses diques de riolitos são comuns fluxos de ignimbritos parcialmente preservados. Ocorrem ainda rochas plutônicas ácidas a intermediárias, e intrusivas ultramáficas que se associam a rochas ígneas e vulcanoclásticas de natureza carbonatítica, as quais gradam para sedimentos carbonáticos detríticos.

Nas rochas vulcânicas geoquimicamente mais primitivas ocorrem extensas zonas de alteração hidrotermal, predominando uma forte carbonatização, com cloritização subordinada, comumente prévia à carbonatização. Nas rochas félsicas mais tardias observa-se metassomatismo potássico, em especial nos diques de pórfiros, e zonas de intensa sericitização e propilitização, notadamente nos riolitos e ignimbritos.

Tais sequências vulcânicas têm sido tema, nos últimos anos, de inúmeras pesquisas com diferentes enfoques (Macambira & Vale, 1997; Fernandes *et al.*, 2008). No entanto, estudos de detalhe voltados para a caracterização petrográfica e mineralógica da alteração hidrotermal em áreas específicas ainda são escassos, devido em grande parte às dificuldades de acesso e à imensa cobertura vegetal e de solo.

Em busca de melhorar o conhecimento geológico da região, a pesquisa proposta visa à realização de um estudo mais detalhado da distribuição espacial, características petrográficas, química mineral e alterações hidrotermais existentes nos litotipos possivelmente relacionados às formações Sobreiro e Santa Rosa, bem como suas relações com os outros litotipos observados.

2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se no sul-sudeste do estado do Pará, no município de São Félix do Xingu, próximo ao município de Santana do Araguaia, como exibido na Figura 1.

O acesso à localidade pode ser realizado pelo estado de Tocantins, a partir da capital Palmas, principalmente por meio das rodovias PA-327, PA-287 e BR-158. Além das rodovias principais, o acesso pode ser feito por vias secundárias entre fazendas e povoados.

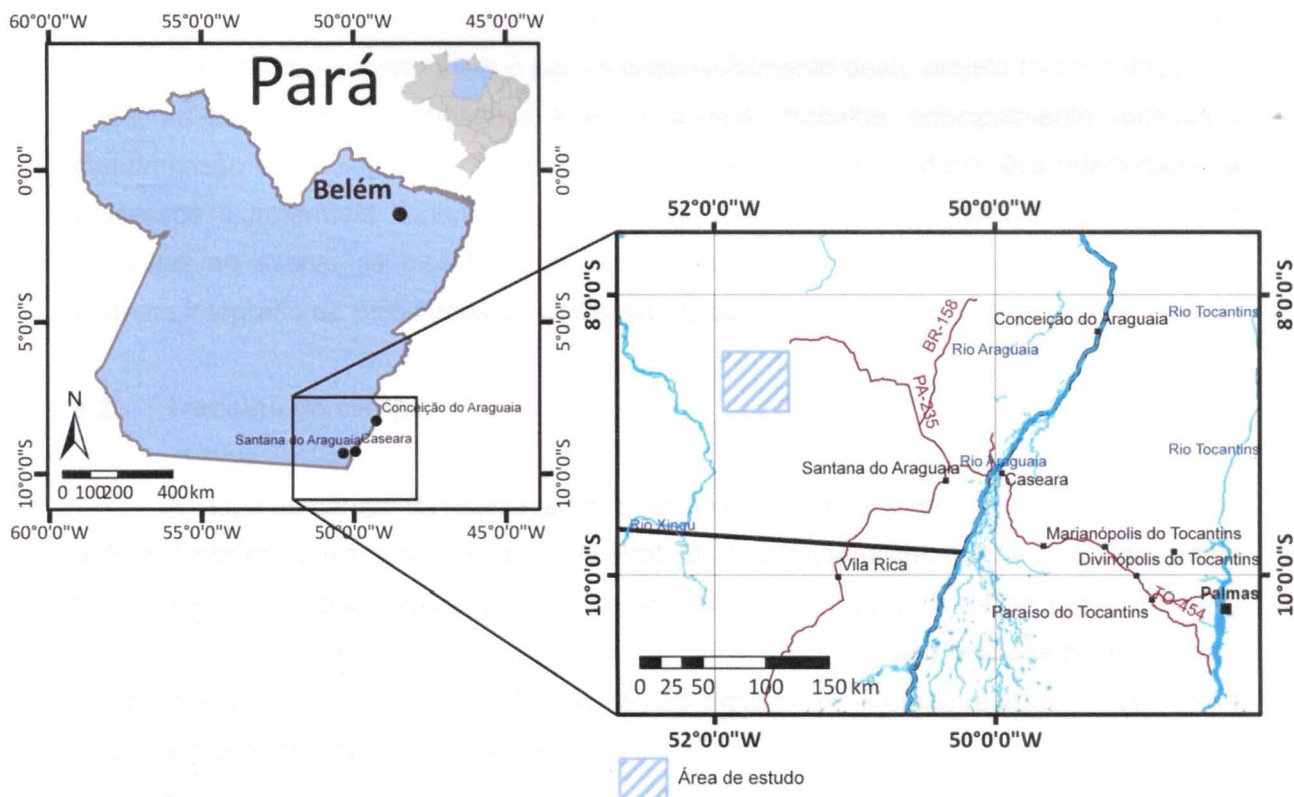


Figura 1. Localização da área de estudo e principais vias de acesso.

3. OBJETIVOS

Este Trabalho de Formatura teve por objetivo caracterizar petrograficamente e mineralogicamente os litotipos vulcânicos, subvulcânicos e plutônicos e os produtos da alteração hidrotermal que os afetou na região do município de São Félix do Xingu. Adicionalmente, foi possível dar início à caracterização de rochas de natureza carbonatítica que afloram na região, identificadas pela primeira vez neste trabalho.

Para isso realizou-se a caracterização mineralógica e textural dos litotipos vulcânicos, além dos membros subvulcânicos e plutônicos associados, e, adicionalmente, as fases minerais mais finas foram identificadas por meio de microscopia eletrônica de varredura (MEV), microsonda eletrônica (MSE) e difração de raios X (DRX).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Revisão bibliográfica

Para obter o suporte teórico para o desenvolvimento deste projeto foram compilados livros, artigos e teses relacionados à temática deste trabalho, principalmente voltados à compreensão da geologia regional e local da área em estudo e a definições relacionadas a processos hidrotermais e depósitos vulcânicos. A compilação foi realizada por meio de consultas ao acervo da biblioteca do IGc-USP e aos sistemas de buscas de dados do Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP).

4.2. Trabalho de campo

A etapa de campo foi realizada entre os dias 14 e 28 de junho, com a participação da autora desta pesquisa sob orientação do Prof. Dr. Caetano Juliani. Nessa etapa de campo foi realizado um maior detalhamento da região em estudo, por meio da descrição de cerca de 150 afloramentos, tomadas de pontos por GPS (Sistema de Posicionamento Global), coleta de amostras e visitas a porções ainda não exploradas na etapa realizada em fevereiro desse ano pelo orientador da pesquisa.

4.3. Petrografia

Foram selecionadas amostras representativas dos litotipos ígneos e hidrotermalizados que ocorrem na área de estudo por meio de observações mesoscópicas, e descritas 20 (vinte) lâminas delgadas. As seções delgadas foram confeccionadas no

Laboratório de Laminação do IGc-USP e descritas com o uso de microscópio óptico convencional no Laboratório Didático do IGc-USP. A partir desse estudo procurou-se o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, estruturas e a identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica, bem como dos minerais diagnósticos das alterações hidrotermais ocorrentes.

4.4. Química mineral em Microsonda Eletrônica (MSE) e caracterização de minerais por Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

Os litotipos vulcânicos e os afetados por algum hidrotermalismo geralmente apresentam fases minerais de granulação muito fina e, conseqüentemente, de difícil identificação ao microscópio óptico convencional. Em vista disso, para proporcionar uma melhor caracterização dessas fases e zonamentos típicos, estas foram analisadas por meio de Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV) no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UNICAMP, cujo modelo é LEO 430i com EDS *Oxford Instruments* acoplado.

Adicionalmente, foram realizadas análises químicas pontuais quantitativas por meio de espectrometria de dispersão de comprimentos de onda (WDS) no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP, sob supervisão do técnico Marcos Mansueto. Tais análises foram obtidas por microsonda eletrônica marca JEOL JXA 8600S. A técnica de espectrometria WDS foi aplicada em três amostras com voltagem de análise de 15 kV, corrente de 20,10 $\pm$ 0,10 nA e diâmetro de feixe de 5 μ m para clinopiroxênio, clorita e pseudomorfos de apatita, 1 μ m para espinélio e 10 μ m para nefelina, para evitar a volatilização e perda de elementos como o Na. Foi utilizado o *software* MinCalc (Gualda & Vlach, inédito) para interpretação dos resultados e o método de Droop (Droop, 1987) para cálculo da razão entre Fe³⁺ e Fe²⁺ em espinélio e clinopiroxênio.

4.5. Difratometria de Raios X (DRX)

As análises de difração de raios X foram realizadas no Laboratório de Difração de Raios X do IGc-USP por meio do difratômetro SIEMENS D5000 e buscaram complementar os estudos realizados por microsonda eletrônica, microscopia eletrônica de varredura e microscopia óptica convencional das fases minerais muito finas, que comumente ocorrem em rochas hidrotermalizadas.

4.6. Geoquímica

Foram inseridas no cronograma deste Trabalho de Formatura quatro análises geoquímicas de rocha total para elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O e P_2O_5) das amostras coletadas pelo orientador da pesquisa, as quais foram selecionadas por critérios litoestratigráficos e petrológicos. As amostras foram preparadas no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) e enviadas ao AcmeLabs, entretanto as análises não foram concluídas a tempo de serem incluídas neste Trabalho de Formatura.

5. DESENVOLVIMENTO DO TRABALHO

Este trabalho buscou a realização de um estudo mais detalhado da distribuição espacial, características petrográficas, química mineral e os tipos das alterações hidrotermais que ocorrem nos litotipos da área em estudo. Para tanto, foram utilizadas principalmente amostras coletadas na etapa de campo preliminar realizada pelo orientador desta pesquisa em fevereiro deste ano. As etapas realizadas e que determinaram o progresso desta pesquisa são descritas a seguir e expostas no cronograma de atividades (apresentado abaixo).

Cronograma de atividades.

Mês	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Pesquisa Bibliográfica											
Projeto Inicial											
Descrição Mesoscópica											
Laminação de Amostras											
Descrição Microscópica											
Etapa de Campo											
DRX											
Relatório de Progresso											
MEV e MSE											
Geoquímica											
Tratamento de Dados											
Monografia											

A pesquisa bibliográfica estendeu-se durante todo o período da pesquisa, sempre que houve a necessidade de novas consultas e inserções de bibliografias. Por conta da inexistência de trabalhos anteriores na área de estudo, a revisão bibliográfica não pôde ser

apresentada com detalhe na área, desse modo, optou-se por utilizar dados existentes de mapeamentos regionais.

Por meio de descrições mesoscópicas das amostras coletadas em etapa de campo preliminar pelo orientador deste projeto, realizadas em abril, foi possível selecionar as amostras que foram laminadas para os estudos petrográficos. A descrição microscópica das seções delgadas confeccionadas teve início em maio, e, além de permitir interpretações acerca das alterações hidrotermais presentes nos litotipos, forneceu subsídios para os estudos de MEV, MSE e DRX.

A etapa de campo foi realizada em junho e visou um maior detalhamento do local em estudo e auxiliar na interpretação da distribuição espacial das unidades e suas alterações hidrotermais. Foram coletadas amostras que, de início, seriam destinadas essencialmente para estudos petrográficos e análises de geoquímica e química mineral, entretanto durante o desenvolvimento da pesquisa, em vista de atrasos na entrega dessas amostras, optou-se por utilizar somente as amostras coletadas em etapa de campo preliminar.

A difratometria de raios X foi realizada em agosto e setembro, no Laboratório de Difração de Raios X do IGc-USP. Em setembro foram selecionadas as amostras para microsonda eletrônica e para microscopia eletrônica de varredura. As análises foram realizadas em uma única etapa em outubro, respectivamente no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc-USP e no LABMEV da Unicamp. As amostras para análises geoquímicas de rocha total foram preparadas no mês de setembro no Laboratório de Tratamento de Amostras (LTA) e enviadas ao AcmeLabs, mas não foi possível realizar a análise a tempo de incluí-las nesta pesquisa.

6. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

6.1. Cráton Amazônico

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981) abriga manifestações magmáticas de caráter efusivo e explosivo de grande expressão, reconhecidas genericamente como evento Uatumã (Pessoa *et al.*, 1977), de idade paleoproterozóica. Existem dois modelos principais que buscam explicar a evolução do Cráton Amazônico, a saber: o fixista e o mobilista. O modelo fixista tem como base dados estruturais e geofísicos e propõe que a formação dessa megaunidade geotectônica deu-se durante o Arqueano como uma grande plataforma posteriormente retrabalhada e ativada no Paleoproterozóico (2.000 ± 2 Ma). Em contrapartida, o modelo mobilista sugere, a partir de dados geocronológicos, que apenas parte do cráton se formou durante o Arqueano e que sua evolução ocorreu por meio de

sucessivos eventos de acreção crustal durante o Proterozóico, com formação de cinturões móveis e arcos magmáticos.

Ainda no modelo mobilista, dois grupos de autores divergem a respeito das idades das províncias geocronológicas e seus limites geográficos. Tassinari & Macambira (1999) dividem o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas, quais sejam: 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). Por outro lado, Santos *et al.* (2000) dividem-no em sete províncias geocronológicas, a saber: 1) Carajás–Imataca (3.100 – 2.530 Ma), 2) Transamazonas (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).

Em trabalho mais recente, por meio de novos dados aerogeofísicos e isotópicos, Santos *et al.* (2006) refinaram os limites das províncias citadas anteriormente (Figura 2), renomearam parte delas e refinaram também suas respectivas idades, como segue: 1) Carajás (3.000 – 2.530 Ma), 2) Amazônia Central (supostamente arqueana), 3) Transamazonas (incluindo Imataca e Bakhuis) (2.260 – 2.010 Ma), 4) Tapajós–Parima (2.030 – 1.880 Ma), 5) Rio Negro (1.820 – 1.520 Ma), 6) Rondônia–Juruena (1.820 – 1.540 Ma) e 7) Sunsás e K'Mudku (1.450 – 1.100 Ma).

De acordo com o modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999), a área relativa a este projeto localiza-se na porção sul da Província Geocronológica Amazônia Central, a qual representaria um núcleo arqueano mais antigo do cráton não afetado pela orogenia Transamazônica, e em torno da qual ocorreu a acreção de outras províncias. No modelo de Santos *et al.* (2006) a área de estudo localiza-se mais próxima à Província Carajás, mas também na Província Amazônia Central, que corresponderia à crosta arqueana intensamente retrabalhada no Paleoproterozóico e com uma extensa cobertura vulcânica também formada no final do Paleoproterozóico, no denominado evento magmático Uatumã.

Ainda não se dispõe de nenhuma evidência da existência de rochas arqueanas na Província Amazônia Central e à medida que esta província é estudada fica demonstrado que sua parte ocidental, a qual abrange o sudeste de Roraima, nordeste do Amazonas e noroeste do Pará, na realidade, é parte integrante da Província Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2006).

Segundo Santos *et al.* (2000), a área da Província Amazônia Central é dominada por uma associação de rochas composta por: 1) rochas vulcânicas ácidas a intermediárias (Formação Santa Rosa, Surumu, Burro-Burro, Caiçara e Iricoumé); 2) granitos do tipo A (Suítes Intrusivas Maloquinha, Mapuera e Saracura); 3) rochas sedimentares clásticas fluviais (Grupos Palmares, Roraima e Urupi); e 4) diques e sills tholeiíticos (Intrusões

Avanavero, Crepori e Quarenta Ilhas). As rochas dessa província apresentam pouco metamorfismo regional e caracterizam-se por tectônica rúptil (Santos *et al.*, 2000).

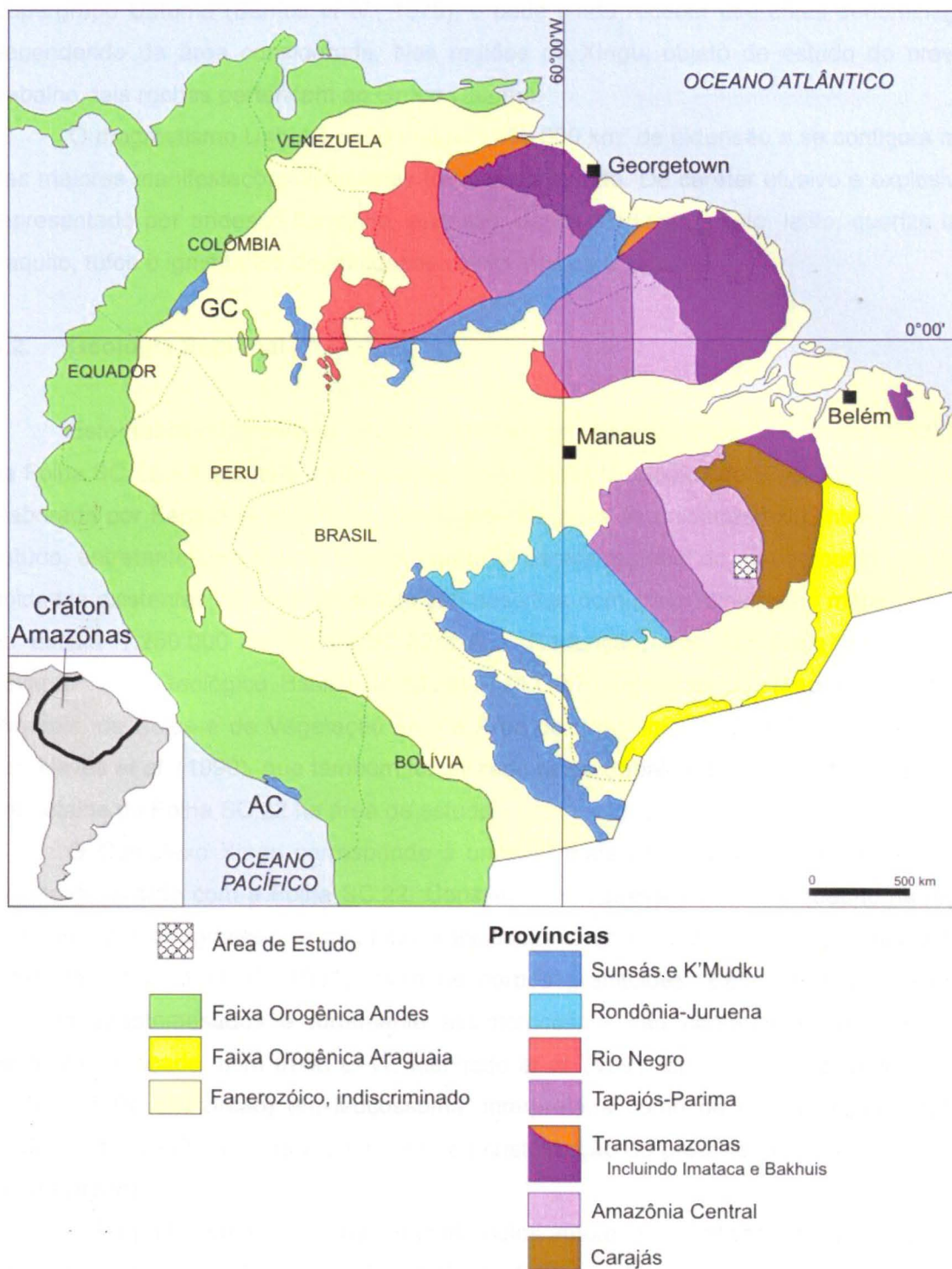


Figura 2. Cráton Amazônico e sua subdivisão em províncias. Modificado de Santos *et al.* (2006).

A associação de rochas da cobertura vulcânica gerada no final do Paleoproterozóico ocupa uma grande porção do Cráton Amazônico e é agrupada genericamente no Supergrupo Uatumã (Santos *et al.*, 1975), e pode ainda receber diferentes denominações, dependendo da área considerada. Nas regiões do Xingu, objeto de estudo do presente trabalho, tais rochas pertencem ao Grupo Uatumã.

O magmatismo Uatumã pode atingir 1.500.000 km² de extensão e se configura numa das maiores manifestações vulcânicas félsicas do mundo. De caráter efusivo e explosivo, é representado por andesito basáltico, andesito, dacito, riódacito, riólito, latito, quartzito latito, traquito, tufo e ignimbritos de afinidades cálcio-alcalina e alcalina.

6.2. Geologia Regional

Este trabalho utilizará os dados existentes no mapa geológico na escala 1:1.000.000 da Folha SC.22 – Tocantins, parte integrante da “Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo”, elaborada por Faraco *et al.* (2004), que apresenta todas as unidades existentes na área de estudo, entretanto com pouco detalhe, devido à escala regional do mapeamento. Parte das unidades existentes na área de estudo são descritas com maior detalhe no mapa geológico na escala 1:250.000 da Folha SC.22-X-A – Redenção, que faz parte do “Programa Levantamento Geológico Básico do Brasil – PLGB/Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás”, elaborado por Neves *et al.* (1999), que também foi utilizado neste trabalho. Na Figura 3 é apresentado um detalhe da Folha SC.22 na área de estudo.

O Complexo Xingu corresponde à unidade mais antiga que se insere na área de estudo de acordo com a Folha SC.22. Constitui o embasamento mesoarqueano na região, composto por ortognaisses e migmatitos associados, de composições predominantemente tonalíticas (Araújo *et al.*, 1991), além de corpos granitóides. Estas rochas apresentam padrões anastomosados e fortemente assimétricos, e são controladas por um regime tectônico imbricado, com *trend* E–W. Machado *et al.* (1991) obtiveram uma idade de 2859 ± 2 Ma (U–Pb em zircão) em leucossoma, interpretada como de última migmatização, e Avelar *et al.* (1999) obtiveram uma idade de cristalização do protólito de 2974 ± 15 Ma (Pb–Pb em zircão).

O Grupo Uatumã, assim denominado pelos autores supracitados, é dividido em duas formações na região, Sobreiro e Santa Rosa. A Formação Santa Rosa era anteriormente denominada Formação Iriri, entretanto a mesma foi assim renomeada a partir de critérios petrogenéticos e metalogenéticos por Fernandes (2009) e Juliani & Fernandes (2010).

A Formação Sobreiro corresponde à porção inferior do Grupo Uatumã, tem caráter intermediário e é constituída por depósitos de lavas de traquibasalto, andesito basáltico,

traquiandesito, andesito, dacito e traquito e tufo máfico de cristais e vítreo (Fernandes, 2009). Em geral, são rochas isotrópicas, de cor cinza-escuro, cinza-esverdeada e preta, afaníticas a finas, parte delas porfíricas, com fenocristais de plagioclásio e anfibólio. Segundo Fernandes *et al.* (2008), as rochas dessa suíte possuem assinatura geoquímica de granitóides de arco vulcânico, caráter cálcio-alcálico de alto potássio e metaluminoso. Pinho *et al.* (2006) obtiveram uma idade mínima de cristalização de 1880 ± 6 Ma (Pb–Pb em zircão) para as rochas dessa Formação.

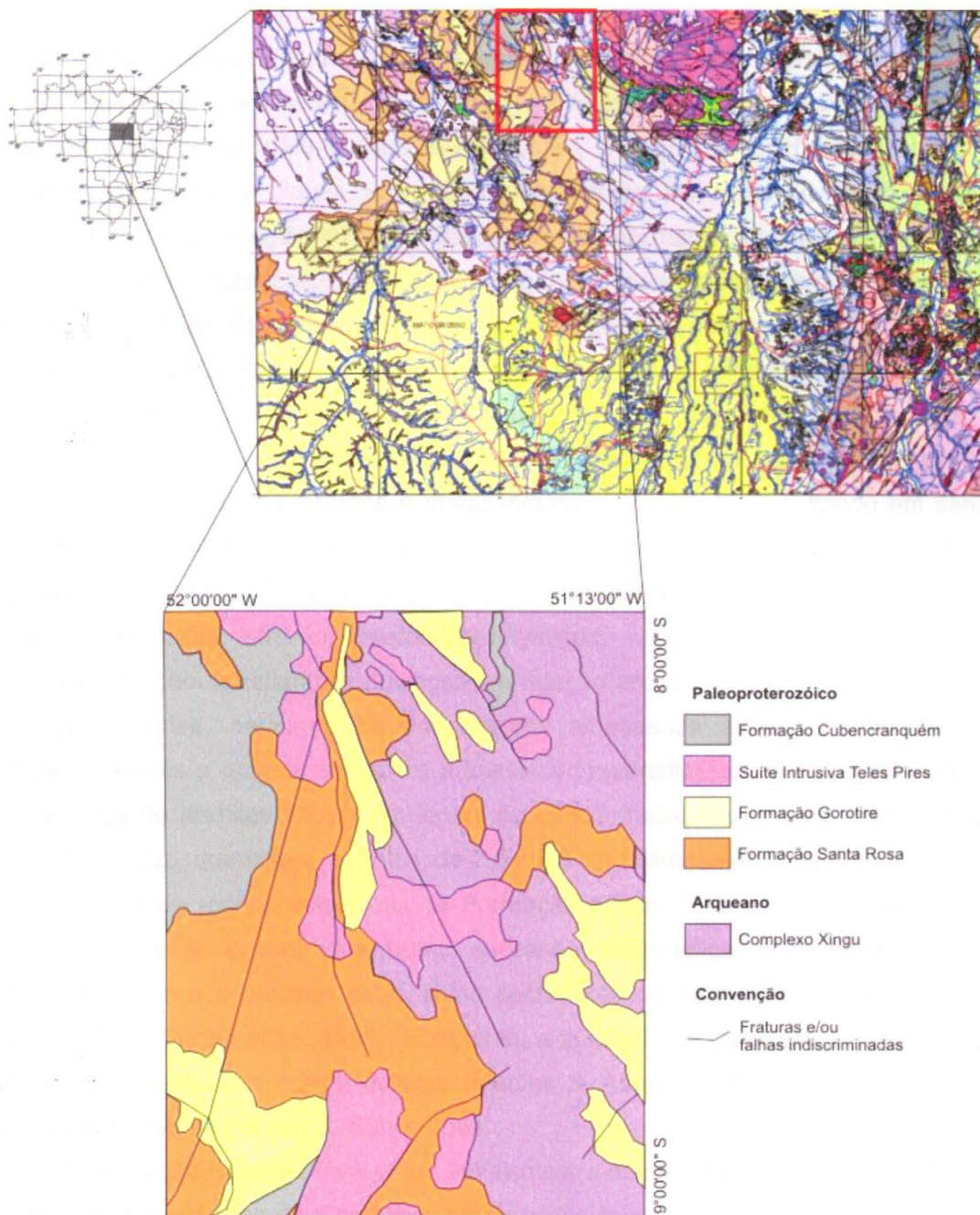


Figura 3. Detalhe da Folha SC.22 na área de estudo, segundo Faraco *et al.* (2004).

A partir de estudos mineralógicos de detalhe, Lagler *et al.* (2009) e Pessoa (2010) identificaram nas rochas da Formação Sobreiro a norte da área estudada propilitização e epidotização marcantes, de caráter seletivamente pervasivo a pervasivo, cuja paragênese geral da alteração hidrotermal é formada por clorita + epidoto + minerais opacos + carbonato + sericita ± quartzo, o que sugere a possibilidade da existência de mineralizações epitermais de metais de base e preciosos com alteração sericitica e argílica dos tipos *low-* e até mesmo *high-sulfidation*, como indicado pela presença de barita + pirita.

Sobreposta à Formação Sobreiro encontra-se a Formação Santa Rosa, que representa os termos ácidos do Grupo Uatumã. É composta predominantemente por riolitos, tufos vítreos e de cristais félsicos, brechas polimíticas e, subordinadamente, dacitos e riodacitos (Fernandes, 2009; Juliani & Fernandes, 2010). Tais unidades ocorrem como derrames, ignimbritos e diques, que preenchem fraturas derivadas do amplo estiramento crustal que vigorou na região durante a passagem Paleoproterozóico/Mesoproterozóico. São rochas de caráter anorogênico, com afinidade geoquímica intraplaca, e predominantemente peraluminosos e transicionais entre subalcalino e alcalino. Teixeira *et al.* (2002) obtiveram idade de 1875 ± 3 Ma (Pb-Pb em zircão) para as rochas dessa unidade.

Nos vulcanitos da Formação Santa Rosa as alterações hidrotermais mais recorrentes, de acordo com Lagler *et al.* (2009) e Pessoa (2010), são intensa sericitização pervasiva com sulfetos associados e metassomatismo potássico, resultando em sericita + argilo-minerais + feldspato potássico + quartzo ± pirita, que podem estar associadas a mineralizações de Au, Sn e W, que indica a possibilidade de ocorrência de sistemas mineralizantes do tipo *Intrusion-Related Gold Systems*.

Em posição estratigráfica duvidosa em relação ao vulcanismo félsico, encontra-se a Formação Gorotire, caracterizada por arenitos arcoseanos alterados (cauliníticos), de granulção média a grossa, e quartzo arenitos (ortoquartzitos) de granulção média, com intercalações de arenitos finos, com lentes de concentrados de ilmenita e leitos ricos em seixos de quartzo, quartzito e jaspilitos, de 2,5 a 7,5 cm (Barbosa *et al.*, 1986).

Clastos de rochas vulcânicas da Formação Santa Rosa e de quartzo arenitos da Formação Gorotire encontrados numa sucessão siliciclástica mais jovem (Formação Triunfo), levaram a posicionar estas como posteriores ao vulcanismo (Silva *et al.*, 1974; Pastana, 1980; Cunha *et al.*; 1981). Entretanto, a ausência de tais clastos na seção tipo da Formação Gorotire leva outros autores (Martins & Araújo, 1979) a posicioná-la sob as rochas vulcânicas da Formação Santa Rosa.

A Formação Triunfo (Silva *et al.*, 1974) mostra-se assentada em franca discordância angular sobre as rochas do Complexo Xingu e das formações Sobreiro e Santa Rosa. É constituída por rochas sedimentares detríticas, tais como quartzo arenitos e arenitos arcoseanos com intercalações de leitos de siltito e conglomerado. Não existem, até o

momento, datações radiométricas nessa unidade, e embora as relações estratigráficas dessa Formação ainda não estejam bem definidas, pode-se admitir que esta sedimentação continental sucedeu o vulcanismo orosiriano das formações Santa Rosa e Sobreiro.

Os granitos da Suíte Intrusiva Teles Pires (Rizzoto, 2004) ocorrem introduzidos nas rochas da Formação Santa Rosa e do Complexo Xingu. Tal Suíte é composta por uma variedade de granitos granulares, porfiríticos, granofíricos, microgranitos e granitos com riebeckita, com assinatura cálcio-alcálica de alto potássio. Santos (2003) apresentou uma idade de cristalização de 1757 ± 16 Ma (U–Pb em zircão) e uma idade modelo T_{DM} de 2,10 Ga, que indica fonte paleoproterozóica.

Barbosa *et al.* (1986) descreveram arcóseos, *cherts* e siltitos na Serra Cubencranquém, reunidos na Formação Cubencranquém. A Formação Cubencranquém recobre discordantemente granitos anorogênicos paleoproterozóicos. Pastana (1980) e Cunha *et al.* (1981) descrevem esta Formação como sobreposta às rochas vulcânicas do Grupo Uatumã, bem como sobre as rochas sedimentares da Formação Gorotire, como previamente descrito por Barbosa *et al.* (1986).

Pastana (1980) identificaram contribuição de material vulcânico félsico nos arenitos da Formação Cubencranquém, contribuição também registrada nos arenitos líticos e sub-líticos, grauvasas líticas e tufáceas, tufos e brechas vulcanoclásticas identificadas por Cunha *et al.* (1981). A contribuição de material vulcânico retrabalhado e a intercalação com material piroclástico indicam que a Formação Cubencranquém é contemporânea ou que há uma pequena defasagem temporal em relação ao vulcanismo orosiriano da região (Grupo Uatumã), portanto poderia ser uma continuação da Formação Triunfo. No entanto, neste trabalho foi mantida a distinção entre estas duas unidades, em função da inexistência de estudos que comprovem esta correlação.

7. ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS

7.1. Conceitos

Um fluido hidrotermal pode ser definido como uma solução aquosa cuja temperatura pode variar de 50 a mais de 500 °C e que contém Na, K, Ca e Cl como componentes principais. As soluções hidrotermais podem ser alimentadas por águas marinhas, meteóricas, conatas, metamórficas, juvenis ou magmáticas (Pirajno, 1992).

A alteração hidrotermal é um processo complexo que envolve mudanças mineralógicas, químicas e texturais, resultantes da interação de fluidos hidrotermais com as rochas nas quais circulam (Gifkins *et al.*, 2005). O processo é uma forma de metassomatismo, ou seja, uma troca de componentes químicos entre os fluidos e as rochas

encaixantes, no qual até mesmo os fluidos podem mudar suas composições como resultado da interação com as rochas encaixantes (Pirajno, 2009).

Em suma, tais fluidos reagem quimicamente com os minerais das rochas encaixantes, que tendem a se reequilibrar formando uma nova assembléia mineral em equilíbrio sob as novas condições. A ação desses processos faz com que componentes das rochas possam ser dissolvidos, substituídos ou recristalizados; novos minerais podem precipitar, as razões isotópicas podem se alterar; porosidade e permeabilidade podem ser acrescidas ou diminuídas; e texturas vulcânicas primárias podem ser destruídas e substituídas por novas texturas (Gifkins *et al.*, 2005).

Os constituintes dissolvidos nos fluidos hidrotermais podem ser adquiridos por algum, ou ambos, dos seguintes processos:

- (A) Pela liberação dos mesmos por um magma que está cristalizando;
- (B) Por lixiviação das rochas pelas quais o fluido percola pervasivamente.

Segundo Skinner (1979), a precipitação desses constituintes dissolvidos pode ocorrer como consequência de:

- (A) Mudanças na temperatura;
- (B) Variações na pressão de ebulição, que podem provocar mudanças na solubilidade dos constituintes dissolvidos;
- (C) Reações entre as encaixantes e a solução (sendo esta, provavelmente, a maior causa de precipitação dos constituintes presentes nas soluções);
- (D) Mudanças químicas devidas à mistura de fluidos de composições diferentes.

7.2. Sistemas Hidrotermais em Sistemas Magmáticos–Hidrotermais

Segundo Pirajno (1992), um sistema hidrotermal pode ser sumariamente definido como a distribuição de fluidos quentes que circulam lateral e verticalmente em várias pressões e temperaturas, abaixo da superfície da terra. Seus componentes principais são uma fonte de energia térmica (oriunda de atividade magmática, gradiente geotérmico, decaimento radioativo ou metamorfismo) e uma fase fluida.

Uma célula hidrotermal convectiva consiste em: um sistema de recarga, uma célula de circulação e um sistema de descarga (Pirajno, 1992). Os depósitos minerais são comumente formados nos locais de descarga e as rochas nas quais os depósitos se formam se submetem a vários graus de alteração hidrotermal, cuja intensidade diminui com o distanciamento do local de descarga e aumenta em direção ao corpo mineralizado (Pirajno, 2009).

Pirajno (1992) expõe que existem seis tipos básicos de sistemas hidrotermais, quais sejam:

(1) Magmáticos relacionados às atividades plutônicas rasas ou profundas. Geram depósitos do tipo Sn–W *greisens*.

(2) Magmáticos–meteóricos a predominantemente meteóricos, presentes em ambientes vulcano–plutônicos a subvulcânicos, relacionados à atividade vulcânica. São responsáveis por mineralizações do tipo pórfiro, *skarns*, depósitos epitermais de metais preciosos e de base, assim como por diversos tipos de depósitos na forma de veios.

(3) Atuantes sob o assoalho oceânico, responsáveis pela formação de uma ampla gama de depósitos vulcanogênicos de sulfetos maciços.

(4) Associados a *riffts*, presentes em bacias sedimentares, podendo ou não estar associados à atividade ígnea.

(5) Depósitos do tipo *stratabound* de sulfetos hospedados em rochas carbonáticas. Podem ser considerados membros finais daqueles citados no item anterior.

(6) Sistemas hidrotermais relacionados ao metamorfismo, estando geralmente relacionados a eventos metamórficos progressivos.

7.3. Tipos de Alteração Hidrotermal

A circulação de fluidos hidrotermais e a alteração relacionada geralmente envolvem grandes quantidades de fluidos que passam por um dado volume de rochas, que deve ter uma permeabilidade considerável, na forma de fraturas ou poros conectados. Assim, a interação entre H₂O e as rochas encaixantes e a intensidade da alteração são função da razão fluido/rocha. Essa razão é um parâmetro importante, pois afeta o grau da alteração nas encaixantes (Pirajno, 2009).

Os diferentes tipos e estilos de alteração hidrotermal são controlados principalmente pela natureza das rochas encaixantes, composição dos fluidos, concentração, atividade e potencial químico dos componentes dos fluidos, como H⁺, CO₂, O₂, K⁺, H₂S e SO₂, pressão e temperatura.

Grande parte dos processos de alteração hidrotermal está relacionada à atividade de álcalis e do hidrogênio, sendo que as mudanças químicas nas soluções hidrotermais são controladas pelas variações na razão aK^+/aH^+ . Considerando a evolução de um sistema hidrotermal pode-se dizer que, de forma geral, à medida que aumenta o metassomatismo pelo íon de H⁺, o tipo de alteração evolui progressivamente da alcalina para a argílica.

Existem diversas tentativas de classificação dos diferentes tipos de alteração hidrotermal. Creasey (1959) foi o primeiro autor a classificar as rochas alumino-silicáticas alteradas hidrotermalmente em função de suas assembléias minerais. Meyer & Hemley (1967) classificaram os diferentes tipos de alteração hidrotermal que acontece na maioria

das rochas alumino-silicáticas em: potássica, também chamada de potássica silicática, propilítica, sericítica e do tipo *greisen*, argílica intermediária e argílica avançada.

A seguir, será discutido brevemente cada tipo de alteração hidrotermal, cujas assembléias minerais características são apresentadas na Tabela 1.

Tabela 1. Tipos de alteração hidrotermal associados às assembléias minerais características.

Tipo de alteração	Assembléia Mineral
Potássica	Feldspato potássico (microclínio) + biotita + quartzo ± magnetita ± sericita ± albita ± clorita ± anidrita ± calcita ± apatita ± rutilo ± hematita ± pirita ± ankerita ± siderita
Propilítica	Epidoto (zoisita ou clinozoisita) + clorita + albita + carbonato ± sericita ± montmorillonita ± apatita ± anidrita ± hematita ± pirita ± calcopirita ± zeólita ± biotita ± pirrotita ± magnetita
Sericítica	Sericita + quartzo + pirita ± biotita ± clorita ± rutilo ± leucóxênio ± illita ± feldspato potássico ± caolinita ± calcita ± anidrita ± apatita
<i>Greisen</i>	Muscovita (ou sericita) + quartzo + topázio ± turmalina ± fluorita ± rutilo ± cassiterita ± magnetita ± wolframita ± feldspato potássico
Argílica intermediária	Montmorillonita + illita + caolinita ± clorita ± sericita ± esmectita ± calcita ± epidoto ± biotita ± pirita
Argílica avançada	Pirofilita + caolinita + quartzo ± alunita ± diaspóro ± barita ± andaluzita ± sericita ± topázio ± enargita ± turmalina ± pirita ± calcopirita ± hematita

Na alteração potássica de silicatos há uma substituição do plagioclásio e dos minerais máficos, em temperaturas entre 450 a 600 °C. A presença de inclusões diminutas de hematita dentro dos feldspatos potássicos presentes nestas zonas de alteração lhes confere uma coloração avermelhada típica (Boone, 1969).

A alteração propilítica caracteriza-se pela adição de H₂O, CO₂ e, localmente S, havendo um metassomatismo de H⁺ e remoção pouco intensa de cátions metálicos. A adição de H₂O provoca a hidratação dos alumino-silicatos (Meyer & Hemley, 1967).

Albitização intensa, cloritização e carbonatização das rochas encaixantes são considerados por Meyer & Hemley (1967) separadamente, reservando os autores o termo de alteração propilítica para alterações onde o metassomatismo de H⁺ não é intenso.

Nas alterações propilíticas típicas a albita é gerada pela concentração do Na liberado a partir da quebra do plagioclásio mais cálcico. Os autores Meyer & Hemley (1967) reservam o termo albitização para processos onde o sódio é introduzido metassomaticamente.

Segundo Pirajno (1992), a predominância de clorita em zonas de alteração hidrotermal deve-se a grandes adições de Mg e/ou de Fe nestas zonas. A clorita pode estar

presente sozinha, ou acompanhada de quartzo, sericita ou de turmalina, em assembléias minerais simples, sendo que, em geral, está associada pelo menos com pequenas quantidades dos outros minerais típicos das zonas de alteração propilítica.

A alteração carbonática de rochas silicáticas envolve dois processos básicos: a dolomitização e a carbonatização. O primeiro é um tipo muito comum de alteração de calcários, no qual ocorre metassomatismo do cátion e troca de base, onde o Mg^{2+} substitui o Ca^{2+} , e o $CaCO_3$ se torna $CaMg(CO_3)_2$. A carbonatização de rochas silicáticas, por outro lado, ocorre por metassomatismo de ânion, com introdução de CO_2 (Pirajno, 2009).

A alteração sericítica é o tipo mais comum de alteração hidrotermal e está presente na maioria dos depósitos hidrotermais. Na seqüência do processo de alteração, o metassomatismo alcalino libera H^+ , provocando uma diminuição na razão álcalis/ H^+ , com subsequente desestabilização dos feldspatos e das micas. A alteração sericítica é essencialmente o resultado da desestabilização dos feldspatos, tanto os potássicos como o plagioclásio, na presença de H^+ , OH^- , K e S, gerando essencialmente quartzo, mica branca e pirita. Neste processo são simultaneamente lixiviados Na, Mg, Ti, Fe e K. Um aumento na quantidade de topázio, turmalina, quartzo e zunyita marcam a transição para uma alteração do tipo *greisen* (Pirajno, 1992).

De acordo com Pirajno (1992), as alterações argílica intermediária e avançada caracterizam-se pela atuação de um intenso metassomatismo de H^+ entre 100 e 300 °C onde argilo-minerais são formados principalmente pela substituição do plagioclásio e de silicatos máficos, essencialmente hornblenda e biotita.

Outros tipos de alteração hidrotermal não relacionados ao metassomatismo alcalino e do íon de hidrogênio também podem ocorrer, mais restritos e relacionados a condições específicas do ambiente onde ocorrem, podendo ser destacados a turmalinização, a serpentinização, a silicificação, a alteração talco-carbonática, a fenitização, a hematitização, a dolomitização e a carbonatização, os dois últimos já citados acima.

7.4. Estilos da Alteração Hidrotermal

O estilo da alteração hidrotermal considera a intensidade, forma e o caráter da alteração. Termos como fraco, moderado, forte, extenso, pervasivo e não pervasivo são frequentemente utilizados e referem-se ao estado de preservação da rocha original, ao quanto o processo de alteração avançou e à geometria do halo de alteração (Pirajno, 2009).

Os termos mais utilizados na literatura atual para descrever os estilos da alteração são fissural, pervasivo e seletivamente pervasivo (Pirajno, 1992).

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

originais. O estilo seletivamente pervasivo é caracterizado pela substituição de determinados minerais pela paragênese hidrotermal, o que resulta em texturas pseudomórficas. O estilo fissural refere-se a substituições ou preenchimentos diretamente em veios e/ou fraturas e em até alguns centímetros ao redor delas.

8. DEPÓSITOS VULCÂNICOS

Os depósitos vulcânicos incluem rochas vulcanoclásticas consolidadas, rochas vulcânicas coerentes e agregados vulcanoclásticos inconsolidados (McPhie *et al.*, 1993). Magmas de baixa viscosidade e baixo conteúdo de gás dissolvido (magmas básicos) entram em erupção como fluxos de lava, enquanto magmas de alta viscosidade e alto conteúdo de gás dissolvido (magmas ácidos) entram em erupção de maneira explosiva, e originam alta proporção de produtos piroclásticos e relativamente pouca lava. Assim, pode-se dizer que os dois fatores mais importantes que controlam o tipo da extrusão são a viscosidade do magma e seu conteúdo de voláteis (Hall, 1996).

São reconhecidos três tipos de fluxo de lava de composição básica (Hall, 1996). A lava *Pahoehoe* apresenta uma superfície arredondada, ondulada; lava *Aa* possui uma superfície bastante áspera e abrasiva; enquanto a lava em blocos apresenta blocos poliédricos com superfícies lisas. A viscosidade do magma é o que determina o tipo do fluxo de lava, associada à sua composição e temperatura. Fluxos de lava de composição riolítica e traquítica são raros e, quando ocorrem, são pequenos e relativamente espessos. Os magmas mais viscosos costumam constituir domos de lava, cuja extrusão é impulsionada pela pressão do conduto vulcânico (Hall, 1996).

Os magmas mais viscosos e com alto conteúdo de voláteis têm um modo de erupção menos uniforme do que os magmas basálticos, por exemplo. A diminuição da pressão conforme o magma se aproxima da superfície causa uma rápida exsolução do gás dissolvido com uma expansão de volume do magma, o que leva à erupção explosiva de magmas desse tipo, originando fluxos piroclásticos e nuvens ardentes (Hall, 1996).

De acordo com McPhie *et al.* (1993), as texturas que se desenvolvem em depósitos vulcânicos podem ser consideradas de três modos principais:

- (1) Construção das texturas originais por processos de erupção e *emplacement*;
- (2) Alteração das texturas originais por processos sin-vulcânicos como oxidação, degaseificação, hidratação, alteração da fase vapor, devitrificação em alta temperatura e alteração hidrotermal;
- (3) Modificação por processos pós-vulcânicos, a saber: hidratação, devitrificação, alteração hidrotermal, diagênese, metamorfismo, deformação e intemperismo.

O estilo do vulcanismo, se efusivo ou explosivo, é de suma importância na criação das texturas originais. A textura dos depósitos vulcanoclásticos, no geral, é caracterizada por apresentar uma mistura de partículas e fragmentos de diferentes formatos, tamanhos e tipos e acamamentos ou outras estruturas sedimentares que indicam transporte e deposição. A textura porfirítica é bastante característica dos depósitos coerentes, bem como as texturas afirítica, afanítica e de vidro vulcânico. Vesículas, foliações de fluxo e esferulitos são comuns nesses depósitos, mas também ocorrem em depósitos vulcanoclásticos e, portanto, não são diagnósticas.

Algumas texturas e estruturas são particularmente importantes no estudo de depósitos vulcânicos e especialmente na definição da gênese desses depósitos (McPhie *et al.*, 1993). Dentre elas, segue um sumário das principais observadas neste trabalho, associadas a uma breve descrição:

- (1) Textura porfirítica: encontrada em lavas, intrusões sin-vulcânicas, clastos em ignimbritos e em clastos derivados desses depósitos;
- (2) Esferulitos: indica progressão da cristalização do vidro de depósitos coerentes a altas temperaturas;
- (3) *Lapilli* acrescionários: formados por erupções subaéreas explosivas sob presença de água. A cinza suspensa na erupção começa a se agregar como resultado de atração eletrostática e colisão de partículas, e é fixada devido à tensão superficial da umidade condensada, às forças eletrostáticas e ao crescimento de novos minerais conforme a umidade evapora (McPhie *et al.*, 1993);
- (4) Foliações de fluxo: encontradas em lavas, intrusões sin-vulcânicas e ignimbritos;
- (5) Estratificações cruzadas: indica deposição por tração.

9. RESULTADOS OBTIDOS

9.1. Litologia

Por se tratar de uma região sem qualquer estudo de detalhe prévio, optou-se por descrever as unidades conforme a litoestratigrafia identificada em campo, sem relacionar os litotipos descritos às unidades litoestratigráficas existentes na região, o que será discutido no decorrer deste trabalho. Desse modo, a descrição é apresentada a seguir. É importante dizer que ainda não é possível confeccionar um mapa geológico da região, devido à insuficiência de dados existentes.

Durante o trabalho de campo foram identificados diversos litotipos, incluindo: rochas vulcânicas básicas a intermediárias comumente vesículo-amigdaloidais, rochas vulcânicas ácidas a intermediárias, como riolitos e ignimbritos, diques de pórfiros graníticos, intrusivas

ultramáficas, rochas plutônicas ácidas a intermediárias, brechas e sedimentos siliciclásticos e rochas ígneas e vulcanoclásticas carbonatíticas. Essas últimas variam de aglomerados vulcânicos a tufos finos, produto de atividade fortemente explosiva, com formação de ignimbritos, que gradam verticalmente para sedimentos carbonáticos detríticos.

9.1.1. Rochas vulcânicas básicas a intermediárias

Esse grupo é representado por basaltos e andesitos de cor marrom-escuro a cinza-esverdeada de granulação muito fina a afanítica. Essas rochas apresentam vesículas e amígdalas distribuídas irregularmente, com dimensões que variam de 4 mm a 3 cm de diâmetro, por vezes alcançando mais de 40% do volume da rocha. As formas geralmente tendem a esféricas, mas é comum ocorrências de amígdalas e vesículas muito alongadas por fluxo magmático, que podem formar dobras com flancos paralelizados verticalizados (Foto 1A). As vesículas estão parcial ou totalmente preenchidas por carbonatos. Em alguns afloramentos desses litotipos há até 2% de megacristais de plagioclásio, euhédricos e também orientados por fluxo magmático.

Comumente, essas rochas apresentam-se intensamente carbonatizadas, sem a ocorrência de abundantes veios e vênulas, o que caracteriza uma carbonatização pervasiva. Esses litotipos também se apresentam cloritizados, com formação de clorita principalmente ao longo de fraturas e, localmente, com leve metassomatismo potássico ao redor dos megacristais de plagioclásio.

Foi observada a estrutura vulcânica cone em cone, caracterizada por uma seção circular, com injeções de riolito e fragmentos de cerca de 30 cm dos basaltos e andesitos. Frequentemente foram observadas brechas nos topos das colinas sustentadas por essas rochas. Também ocorrem diques de riolito com até 10 cm de espessura (Foto 1B), aparentemente introduzidos quando os basaltos não estavam ainda completamente consolidados. Em algumas ocorrências, as rochas aparecem bastante fraturadas.

Tais litotipos ocorrem comumente sustentando colinas alinhadas, com certo destaque na topografia, o que deve indicar que essa unidade foi formada predominantemente por derrames, mas estruturas como as dobras apertadas, que demonstram a irregularidade do fluxo magmático, indicam a existência de condutos verticais de alimentação dos derrames.

9.1.2. Rochas vulcânicas ácidas a intermediárias

Este grupo é representado por riolitos, ignimbritos e ocorrências locais de traquito e dacito descritas na área de estudo. Os riolitos são variados e podem ser divididos em três tipos, como descritos a seguir.

O primeiro deles possui cor marrom-avermelhada, é maciço, com textura porfirítica e matriz de granulação fina a afanítica com até 15% de megacristais de 5 a 10 mm de plagioclásio, feldspato potássico e quartzo bipiramidado; na matriz foi observado biotita como mineral máfico. O plagioclásio está zonado, feição característica de rochas de composição cálcio-alcalina. Foram observadas cavidades miarolíticas de até 1 cm preenchidas por carbonato, quartzo e feldspato potássico. Em alguns afloramentos, esse litotipo encontra-se com aspecto ligeiramente mais vítreo e com *fiamme* que se amoldam ao redor dos megacristais de plagioclásio.

O plagioclásio apresenta às vezes uma corona de feldspato potássico, indicativa de metassomatismo potássico, e uma cor ligeiramente esverdeada devido à propilitização. Em alguns afloramentos, também pôde ser observada uma cloritização tardia em relação ao metassomatismo potássico, expressa por porções mais esverdeadas na rocha.

Também foram observados afloramentos nos quais o riolito geralmente encontra-se associado a outras rochas vulcânicas constituindo corpos de ignimbritos. Nesses casos, o riolito apresenta cor preta a verde-escura, estrutura maciça, granulação fina a média, e textura vitrofirica. Essas rochas são constituídas por plagioclásio, quartzo e feldspato potássico euhédricos, de até 5 mm de comprimento.

Associados a esse tipo de riolito, foram observados *welded tuffs* de composição riolítica, tufos com esferulitos e, por fim, brechas com fragmentos angulosos de até 20 cm de riolito e matriz de tufos de cristais e *welded tuffs* (Foto 1C). Essas rochas foram fortemente deformadas em alta temperatura (*highly rheologically deformed ignimbrites*), com intenso truncamento de estruturas e dobramentos convolutos. Essa assembléia pode ser descrita como um ignimbrito.

Ainda foram observados afloramentos de riolito de cor roxa, com textura porfirítica com megacristais euhédricos de plagioclásio e quartzo bipiramidado de 2 a 5 mm de comprimento em pequeno volume (< 2% vol.), cuja matriz, de granulação muito fina, é constituída por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio. Localmente, o plagioclásio possui bordas de composição albitica. Frequentemente foram descritas estruturas de fluxo magmático. Em alguns pontos, essa rocha está brechada e apresenta estruturas em quebra-cabeça (*jigsaw*) (Foto 1D) e abundância de veios de quartzo hidrotermal, com sulfetos, essencialmente pirita, associados.

Por vezes o feldspato potássico está sericitizado e o plagioclásio é substituído por clinozoisita devido à propilitização. Esse riolito ainda apresenta silificação e, ocasionalmente, leve metassomatismo potássico, identificado por feldspato mais róseo.

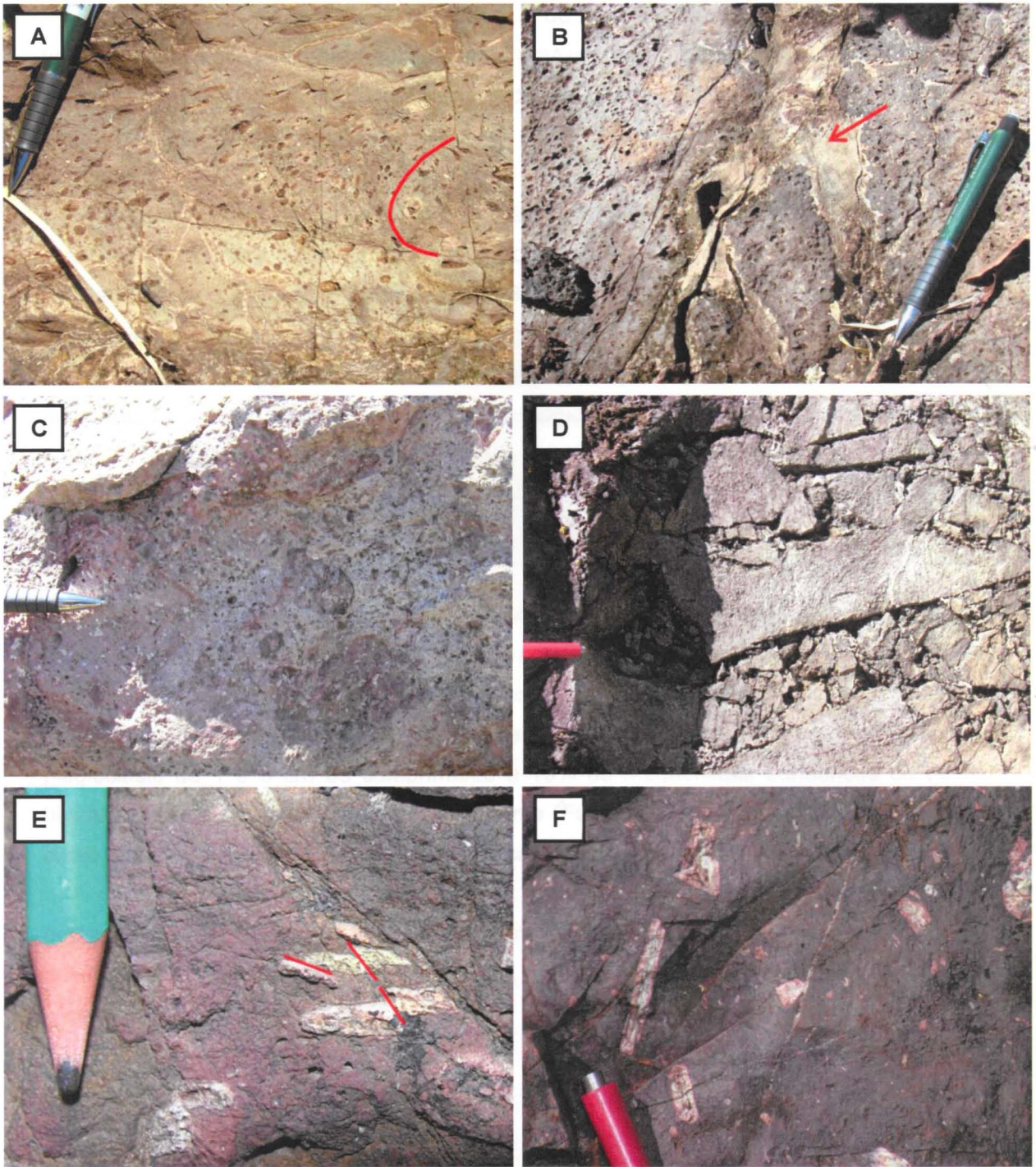


Foto 1. **A)** Basalto/andesito com dobras intrafoliais (linha vermelha) formadas em vesículas muito alongadas devido ao fluxo magmático, que apontam a irregularidade desse fluxo. **B)** Dique de riolito sin-magmático (indicado pela seta vermelha) em basalto/andesito de cerca de 7 cm de espessura; notar a borda irregular que denuncia seu caráter sin-magmático. **C)** Brecha com fragmentos angulosos de até 20 cm de riolito (porções róseas) e matriz de tufos de cristais e *welded tuffs* (porções cinzentas). **D)** Estrutura em quebra-cabeça (*jigsaw*) em riolito roxo. **E)** Dois cristais de feldspato subeuclídeos escalonados devido à formação da brecha em dacito; as linhas vermelhas indicam os principais planos em que ocorreu o escalonamento. **F)** Cristais de plagioclásio com borda de feldspato potássico devido ao metassomatismo potássico em dacito porfirítico.

Também aflora na área uma ocorrência de traquito. A rocha tem cor rosada, matriz fina composta essencialmente por feldspato potássico e, subordinadamente por quartzo e anfibólio. Há até 10% de megacristais de feldspato potássico de até 3 cm de comprimento orientados sub-paralelamente segundo o fluxo magmático, caracterizando a textura traquítica.

Assim como o traquito, o dacito também foi observado localmente. Possui matriz de granulação muito fina e cor marrom-escuro, com megacristais de até 6 cm de comprimento de plagioclásio orientados por fluxo magmático e fraturas com sulfetos de granulação fina associados. O dacito apresenta algumas porções brechadas, com feições como a estrutura em quebra-cabeça (*jigsaw*), estrutura de cone em cone e um feldspato escalonado pela formação da brecha (Foto 1E). Os grãos de plagioclásio frequentemente apresentam uma borda de feldspato potássico (Foto 1F) devido ao metassomatismo potássico.

9.1.3. Pórfiros graníticos

Os pórfiros graníticos ocorrem localmente pela área de estudo, formando diques e alguns *stocks*. São petrograficamente caracterizados por possuírem matriz afanítica microgranofírica de cor rosada, na qual ocorrem, além de feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, biotita e anfibólio, e até 20% de megacristais euhédricos a subeuhédricos de plagioclásio de 1 a 5 cm de comprimento e 15% de megacristais euhédricos de quartzo bipiramidado de 5 mm a 2 cm de comprimento (Foto 2A). Os megacristais de plagioclásio estão zonados, característicos de rochas de composição cálcio-alcálica.

Pode-se observar metassomatismo potássico, formando coronas de feldspato potássico no plagioclásio. A propilitização também está presente, por meio da cloritização dos máficos e epidotização do plagioclásio, e, tardiamente, ocorre alteração carbonática, por vezes intensa.

9.1.4. Rochas carbonatíticas

As rochas possivelmente carbonatíticas (vide discussão durante este trabalho) estão presentes em boa parte da área de estudo e podem ter origem vulcanoclástica, ígnea e sedimentar, como descrito a seguir.

Ocorrem típicas rochas vulcanoclásticas com granulação e estruturas variadas, com algumas camadas menos estruturadas, outras com estratificação cruzada com truncamentos, estruturas de queda e depósitos de tefra de *lapilli* acrescionários.

Essencialmente são intercalações de 10 a 40 cm de tufos com camadas de 40 cm a 1 m de *lapilli*-tufos e brechas polimíticas (Fotos 2B e 2C). No geral, são marrom-

acinzentados, apresentam matriz muito fina constituída essencialmente por feldspato potássico, plagioclásio, clorita e quartzo, ocorrendo também alguns casos onde a matriz é um tufo de cristal, com porções vitrofíricas.

Frequentemente os afloramentos das rochas vulcanoclásticas têm bombas vulcânicas de tamanhos variados, comumente entre 15 e 40 cm, no entanto foram observados fragmentos líticos de 5 mm e até de 1 m (Foto 2D), os quais apresentam foliação de fluxo nas bordas. As bombas são angulosas a subangulosas e, em sua maioria, formadas por carbonatitos, basaltos e andesitos vesículo-amigdaloidais carbonatizados, riolitos e pelas próprias rochas vulcanoclásticas; localmente ocorrem bombas vulcânicas de granitos.

Em alguns fragmentos líticos de riolitos foi possível reconhecer megacristais de feldspato potássico, plagioclásio e quartzo bipiramidado de 3 mm em média. Os fragmentos líticos por vezes estão estirados, indicando forte fluxo vulcanoclástico (Foto 2E). Frequentemente foram observados fragmentos líticos com fraturas conchoidais perfeitamente preservadas, indicando que essas rochas correspondem às fácies mais proximais da atividade explosiva (Foto 2F), sem retrabalhamento no ambiente deposicional.

As brechas, tufo e *lapilli*-tufo também possuem fragmentos de cristais, comumente de quartzo bipiramidado, raramente maiores do que 1 cm. Também estão presentes pseudomorfos de olivina com fraturas preenchidas por serpentina.

O tufo é finamente laminado e apresenta frequentemente estratificações cruzadas de baixo ângulo de médio porte (Foto 3A), decorrentes de fluxos vulcanoclásticos do tipo *surge*. Há alguns leitos maciços que apresentam aspecto ígneo, mas podem representar tufo de cristais, pois se observam fragmentos mais finos ou grossos, bombas vulcânicas. Fortes deformações, com erosão e formação de “diápiros” do tufo sotoposto também estão presentes nesses leitos.

Foram observados ejetólitos sobre a estratificação do tufo, que foi deformada em típicas estruturas de impacto por trajetória balística (Foto 3B). Em alguns locais pôde ser observado que a deposição da camada de sedimentos vulcanoclásticos mais grossos sobre o tufo, o *lapilli*, acabou por truncar a estratificação cruzada no tufo e erodir parte das camadas do tufo, gerando dobras convolutas por escorregamento (Foto 3C). Isso pode ser interpretado como um depósito piroclástico de *surge* formado por fluxo de ignimbritos.

Entre as camadas de tufo e de *lapilli*-tufo localmente foi observado um leito de 3 cm de espessura de tefra (Foto 3D), no qual há *lapilli* acrescionários imbricados de 1 cm de diâmetro. O imbricamento denuncia a direção do *vent* vulcânico, no entanto tal direção não pôde ser verificada, pois o bloco estava basculado. Os *lapilli* acrescionários descritos são indicativos de explosões vulcânicas em ambiente com água, como numa cratera ou numa caldeira vulcânica.



Foto 2. **A)** Aspecto geral de pórfiro granítico da área de trabalho; notar matriz afanítica de cor rosada e até 20% de megacristais euhédricos a subeuhédricos de plagioclásio, além de coronas de feldspato potássico no plagioclásio devido ao metassomatismo potássico. **B)** Aspecto típico das rochas vulcanoclásticas mais grossas da área: intercalações de *lapilli* com brechas polimíticas; notar abundância de bombas vulcânicas. **C)** Intercalações de tufos e *lapilli*-tufos estratificados igualmente típicos da área. **D)** Bomba vulcânica angulosa de basalto/andesito vesículo-amigdaloidal carbonatizado, de aproximadamente 1 m (contornada pela linha vermelha) com foliação de fluxo magmático nas bordas. **E)** Fragmentos líticos estirados, face ao forte fluxo vulcanoclástico. **F)** Fragmento lítico anguloso com fraturas conchoidais perfeitamente preservadas, evidenciando que essas rochas correspondem às fácies mais proximais da atividade explosiva, sem qualquer tipo de retrabalhamento.

Além de *lapilli* acrescionários, nessas porções de tufos há ocorrência de glauconita (identificada por difração de raios X, como apresentado no subitem 9.3.1.) preenchendo cavidades (Foto 3E), ou como clastos. A presença de glauconita indica um ambiente plataformar marinho, embora alguns trabalhos tenham indicado que a glauconita pode se formar até cerca de 1.500 m de profundidade (Porrenga, 1967). Entretanto, grandes profundidades devem ser descartadas em função das estruturas vulcanoclásticas (perfeitamente preservadas) observadas. Alternativamente, não pode ser desconsiderada a hipótese de um ambiente não marinho, pois em caldeiras de vulcões carbonatíticos os lagos ultra-salinos podem resultar em ambientes quimicamente semelhantes aos plataformais carbonatíticos.

Nas porções mais distais e superiores, estas rochas apresentam estruturas bandadas a laminadas, com estratificação plano-paralela e cruzada de ângulo muito baixo, além de marcas onduladas com fragmentos comumente arredondados variando de 0,2 a 4 mm, com leitos mais finos ou mais grossos. Essas rochas são tipicamente sedimentares, produzidas pelo retrabalhamento dos depósitos das rochas vulcanoclásticas descritas anteriormente e podem, pelo menos em parte, serem classificadas como arenitos vulcânicos carbonatíticos epiclásticos. Nesses arenitos foi observada glauconita detrítica.

Em alguns afloramentos observam-se rochas carbonatíticas com feições de intrusão nesses sedimentos epiclásticos (Foto 3F), com possíveis xenólitos parcialmente digeridos e estruturas em forma de dobras irregulares que sugerem fluxo ígneo (Foto 4A).

Em todas essas rochas há uma intensa carbonatização de temperatura relativamente alta, como sugere a granulação dos cristais, seguida por carbonatização de temperatura mais baixa, tendendo a fissural (Foto 4B). Localmente, as alterações propilítica, sericítica e potássica são também fissurais. Veios de magnetita hidrotermal e magmáticos não são raros em testemunhos de sondagens, especialmente em níveis mais profundos, bem como de sulfetos, com pirrotita, pirita e calcopirita.

Ao contrário do que se imaginou a princípio, essas rochas não apenas foram afetadas por uma alteração hidrotermal carbonática (como evidenciado pela presença de veios e fissuras preenchidos por carbonatos). A presença de feições ígneas em carbonatos, incluindo texturas porfíricas, fluxo ígneo, diques e lopólitos com bordas com alteração hidrotermal é comum. Outra característica petrográfica importante são os pequenos glóbulos e microesférulas de carbonatos, cuja origem somente pode ser explicada por fusão de carbonatos. Essas feições sugerem origem por:

- (A) Fusão e brechação por impacto de um meteorito; ou
- (B) Produto vulcanoclástico de uma atividade vulcânica explosiva formada por um magma carbonatítico, associado a estrato-vulcões, incluindo fragmentação de rochas carbonáticas ígneas e sedimentares por explosões freato-magmáticas.

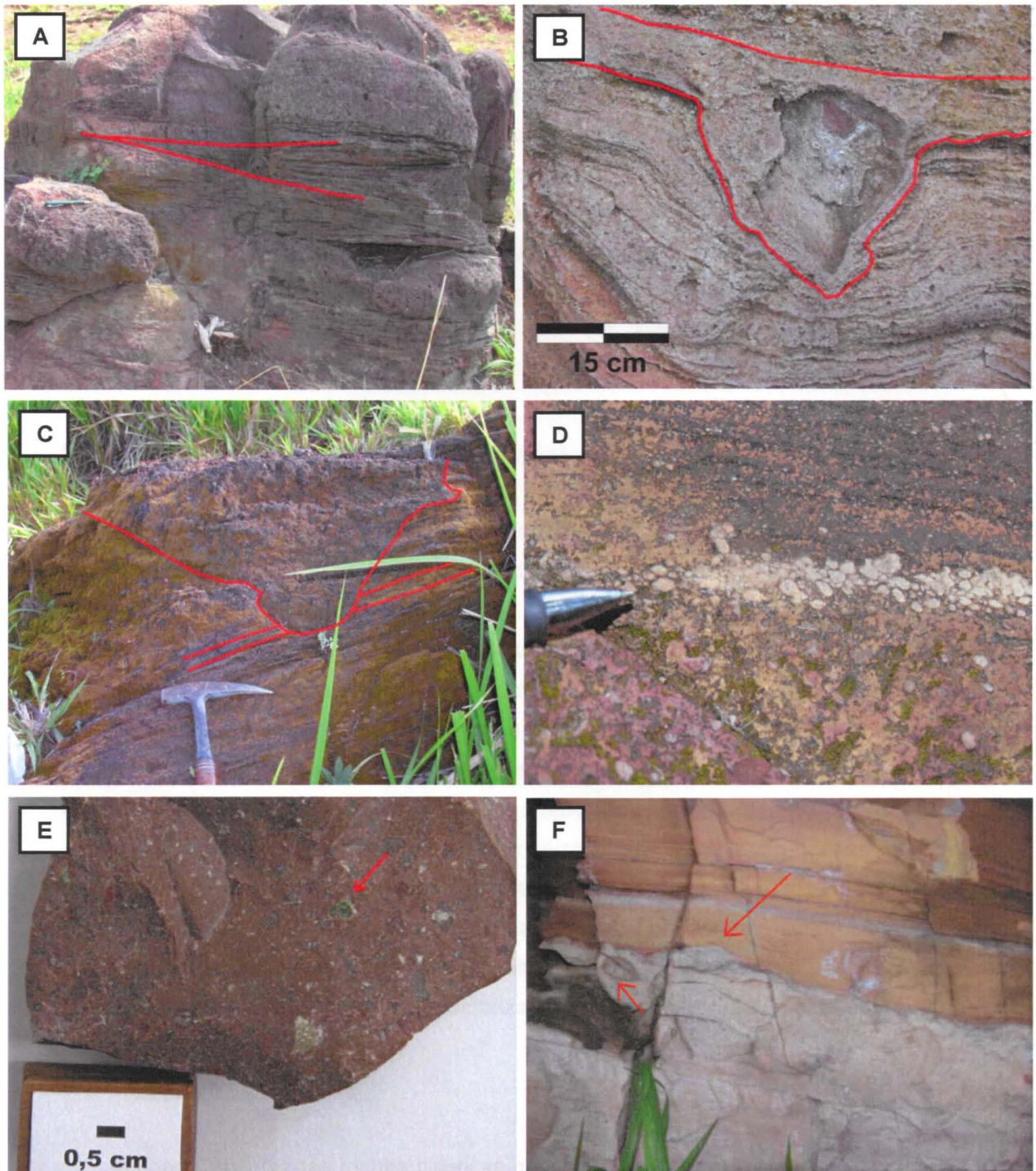


Foto 3. **A)** Estratificações cruzadas de baixo ângulo de médio porte no tufo carbonatítico. **B)** Ejetólitos na estratificação do tufo carbonatítico, deformando-a. **C)** Deposição de sedimentos vulcanoclásticos mais grossos sobre o tufo carbonatítico, o *lapilli*, que erodiu parte das camadas do tufo. **D)** Leito de tefra, entre camada de tufo e de *lapilli*-tufo, onde os *lapilli* acrescionários estão imbricados. **E)** Glauconita (indicada pela seta vermelha) na amostra analisada por difração de raios X. **F)** Feições discordantes intrusivas (seta maior) de uma camada carbonatítica cinza-claro intrusiva em cálcio-arenitos de cor laranja. Notar as feições de fluxo e o xenólito (seta menor) na rocha cinza-clara.

9.1.5. Rochas ultramáficas

São rochas ultramáficas com matriz de granulação muito fina, cinza escuro-esverdeada com megacristais de piroxênio de 4 mm a 1 cm de comprimento e megacristais de nefelina, o que as permite classificar como ijolitos, ou até mesmo localmente como jacupiranguitos, devido ao forte fluxo magmático. Essas rochas são densas e magnéticas.

Foram observadas feições globulares de carbonatos de até 7 mm de diâmetro e manchas e vênulas também de carbonatos, semelhantes a feições que podem indicar imiscibilidade ou contaminação de magmas (Foto 4C). Geomorfologicamente expressam-se como morrotes em forma de semi-anéis.

9.1.6. Rochas plutônicas ácidas a intermediárias

Esse grupo é representado principalmente por granitos típicos, granofíricos e com cavidades miarolíticas, róseos, inequigranulares de granulação fina a média, cujos grãos mais grossos são de plagioclásio e quartzo. As texturas observadas são características de corpos plutônicos de colocação rasa. Comumente foram observados pequenos diques de riolito de até 30 cm de espessura nessas rochas.

Quanto às alterações hidrotermais, foi identificado metassomatismo potássico, caracterizado pela formação de coronas de feldspato potássico ao redor do plagioclásio. Esse mineral também se encontra com uma tonalidade esverdeada devido à propilitização.

Adicionalmente, foi observada uma ocorrência de hornblenda-quartzo sienito. Essa rocha apresentava foliação magmática, granulação média e quartzo, clorita e feldspato como principais minerais constituintes, além de hornblenda, subordinadamente. O hornblenda-quartzo sienito apresenta as alterações clorítica e potássica e um veio com cristais de epidoto bem formados, caracterizando uma epidotização de caráter fissural.

9.1.7. Brechas siliciclásticas

Foram observadas rochas clásticas grossas com fragmentos de riolitos com quartzo bipiramidado, andesitos e basaltos vesículo-amigdaloidais e arenitos (Foto 4D). Esses fragmentos líticos são angulosos e possuem tamanhos variados, de 1 a 30 cm. Também ocorrem fragmentos de cristais de quartzo bipiramidado (Foto 4E). A grande imaturidade textural da rocha é indicativa de deposição rápida, com pouco transporte, provavelmente em fluxos de detritos em leques aluviais que evoluem para um regime fluvial *braided*.



Foto 4. **A)** Dobras irregulares (indicada pela lapiseira) que sugerem fluxo ígneo na rocha cinza-claro. **B)** Fissuras preenchidas por carbonato em tufo, evidenciando caráter fissural dessa alteração, em amostra também afetada por carbonatização pervasiva. **C)** Manchas e vênulas de carbonatos (indicadas pela seta vermelha) em rochas ultramáficas. **D)** Brecha siliciclástica com destaque para fragmento de arenito. **E)** Fragmentos com cristais de quartzo bipiramidado no mesmo afloramento de brecha siliciclástica.

Sabe-se que uma serra (não visitada devido a um conflito entre populações indígenas e fazendeiros no período de campo) com camadas horizontalizadas observada no oeste da área é parte integrante da Formação Cubencranquém e que, à semelhança dessa unidade de brechas siliciclásticas, está posicionada estratigraficamente sobre as rochas vulcanoclásticas carbonatíticas e vulcânicas máficas e félsicas, mas a correlação dessas brechas com as formações Triunfo e Cubencranquém é ainda de difícil determinação.

9.1.8. Sedimentos siliciclásticos

Foi descrito um afloramento da parte oeste da área formado por arenitos muito puros, com texturas clásticas bem preservadas, mas intensamente deformados e localmente hidrotermalizados, com o acamamento em posição praticamente vertical. Nota-se também que há relíquias de estratificações cruzadas bidirecionais e marcas onduladas, sugerindo um ambiente litorâneo de deposição.

Por outro lado, fragmentos de arenitos siliciclásticos foram observados em depósitos de fluxo litificados, bem como fragmentos de rochas andesíticas e basálticas, riolitos e quartzo, sugerindo que esses arenitos podem ser uma unidade siliciclástica mais antiga que a Formação Cubencranquém. A semelhança desses depósitos com as brechas sedimentares que capeiam as unidades vulcânicas, descritas anteriormente, favorece a existência de duas unidades siliciclásticas na área, a mais antiga delas, mais deformada, prévia ao evento vulcânico andesítico/basáltico e riolítico.

9.2. **Petrografia**

Foram descritas lâminas petrográficas de pórfiros graníticos, riolitos vitrofíricos, basaltos andesíticos, rochas vulcanoclásticas carbonatíticas, ijolitos e, inclusive, rochas tão alteradas hidrotermalmente que foi impossível classificar seu protolito, sendo aqui designadas como hidrotermalitos.

9.2.1. Carbonato-plagioclásio basalto

São basaltos com gradações para composições andesíticas cujos afloramentos foram descritos no subitem 9.1.1. São rochas maciças de granulação muito fina com amígdalas de cerca de 8 mm de diâmetro preenchidas por carbonato. Constituem-se por ripas de plagioclásio, de 0,3 mm de comprimento em média, quartzo e carbonatos, essencialmente, e opacos (pirita) e escapolita como acessórios (Fotomicrografia 1A).

As ripas de plagioclásio não possuem uma orientação preferencial, conferindo à rocha uma textura decussada. A pirita está disseminada na matriz, euhédrica, com faces perfeitamente quadradas, a subeuhédrica. O quartzo, juntamente com o carbonato e escapolita, ocupa as porções entre as ripas de plagioclásio.

A principal alteração hidrotermal observada foi a carbonatização, que ocorre pervasivamente em toda a rocha.

9.2.2. Quartzo-feldspato potássico riolito fírico

Esse litotipo corresponde à unidade dos riolitos vitrofíricos reologicamente deformados descritos no subitem 9.1.2. Apresenta quartzo e feldspato potássico como minerais essenciais, opacos e plagioclásio como acessórios e carbonatos como minerais secundários. Possuem estrutura finamente laminada, onde alterna lâminas de 1 mm de espessura de cor branca com lâminas de até 5 mm de espessura de tons avermelhados e megacristais euhédricos a subeuhédricos de feldspato potássico de 3 mm em média, e poucos megacristais de plagioclásio e carbonatos, este último com 6 mm.

A matriz é muito fina, constituída por quartzo, opacos e feldspato potássico. Os opacos podem ser encontrados inclusos nos megacristais de feldspatos ou dispersos na matriz, em granulação fina a muito fina. A maior parte da matriz (até 70%) é constituída de esferulitos, que correspondem às lâminas avermelhadas da rocha. Na matriz também há feldspato potássico subeuhédrico de granulação fina e quartzo que representam porções onde a cristalização progrediu ligeiramente nos esferulitos, originando cristais bem definidos.

A rocha está repleta de microfraturas que não têm uma orientação preferencial e são preenchidas por quartzo cristalizado da borda para o núcleo (Fotomicrografia 1B). O carbonato existente deve ter se cristalizado a partir de fluidos das microfraturas, como pode ser deduzido a partir de sua relação intrínseca com as microfraturas (Fotomicrografia 1C), e, portanto, é posterior à cristalização da rocha.

Pode-se observar uma borda irregular de feldspato potássico tardio sobre o ígneo, indicativo de metassomatismo potássico. As microfraturas podem ser tardias, posteriores à cristalização, e diagenéticas. Neste último caso, são provenientes do vapor da nuvem ardente que é compactado e cristaliza.

9.2.3. Pórfiro granítico

São rochas maciças cujos minerais essenciais são quartzo (40%), feldspato potássico (40%) e plagioclásio (14%) e possuem sericita, carbonatos, clorita, opacos

(essencialmente pirita), zircão, biotita e apatita como minerais acessórios. Apresentam matriz de granulação fina e megacristais de até 1,3 cm de plagioclásio e quartzo.

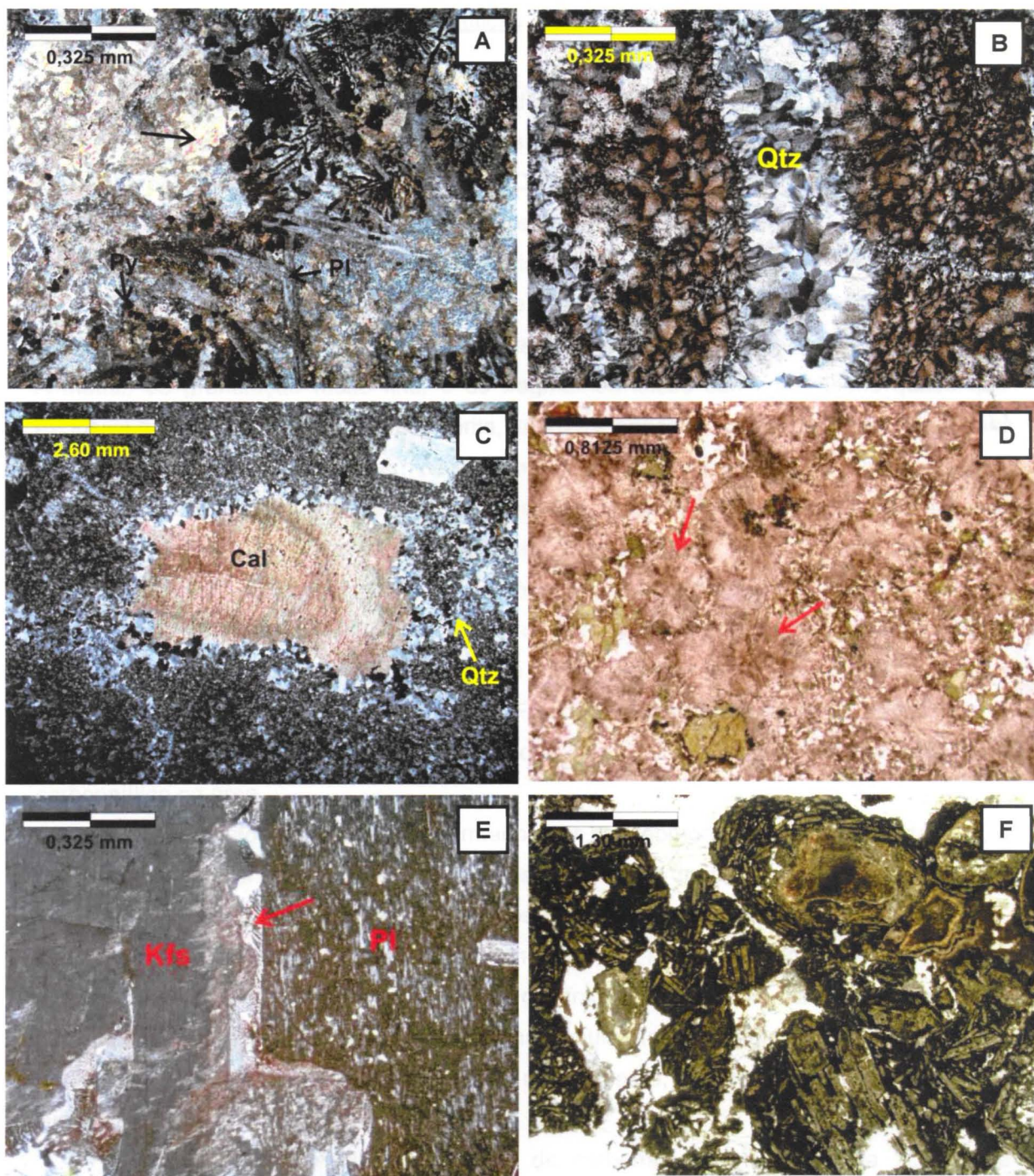
A matriz é constituída por cristais subarredondados límpidos e pouco fraturados de quartzo, intercrescimentos granofíricos entre quartzo e feldspato potássico e esferulitos (Fotomicrografia 1D). Além disso, também são encontrados na matriz em menor proporção: cristais subeuhédricos de plagioclásio e feldspato potássico de granulação fina, ripas submilimétricas de plagioclásio, carbonatos intersticiais de até 1 mm, sericita esparsa, por vezes inclusa em quartzo e plagioclásio ou associada à clorita, pirita euhédrica, clorita pleocróica de até 2 mm associada aos carbonatos ou intersticial. Biotita, apatita e zircão, acessórios, ocorrem dispersos na matriz ou inclusos em quartzo e plagioclásio.

Foram também observados pseudomorfos de anfibólio ígneo e porções amareladas na clorita que representam restos de biotita ígnea. O quartzo apresenta textura glomeroporfirítica e corrosão em golfo, características de quartzo de alta temperatura. Há também cavidades miarolíticas nas quais o quartzo e os carbonatos cristalizaram-se entre os feldspatos, intersticialmente; textura esta também característica de ambiente de colocação rasa.

Os megacristais de plagioclásio são zonados. Os megacristais de feldspato potássico estão envoltos por uma borda de albita e, entre o feldspato potássico e o plagioclásio, há restos de textura microgranofírica (Fotomicrografia 1E). Desse modo, a borda de plagioclásio deve ser derivada de alteração metassomática sódica. A alteração potássica também é observada no próprio feldspato potássico, no qual há porções desse mineral substituídos pelo feldspato potássico hidrotermal e feições de penetração, preferencialmente em fraturas.

A sericitização também está presente na rocha por meio de uma alteração pervasiva seletiva que substitui partes do plagioclásio, originando quartzo, sulfetos e sericita. A alteração clorítica também é pervasiva e tem rutilo associado; corta alterações sericíticas no feldspato, sendo posterior a ela. Por fim, pode-se observar a carbonatização, pervasiva e fissural, e posterior à cloritização, já que o carbonato substitui a clorita como pseudomorfo.

As texturas observadas na matriz, como os intercrescimentos granofíricos e esferulitos, são características de resfriamento rápido, logo pode se dizer que os pórfiros graníticos tiveram uma colocação rasa, possivelmente inferior a 3 km de profundidade, compondo rochas intrusivas relativamente tardias na área.



Fotomicrografia 1. A) Aspecto geral dos basaltos a andesitos, representados por ripas de plagioclásio, quartzo, carbonatos, pirita e escapolita, indicada pela seta. Polarizadores cruzados. B) Microfratura preenchida por quartzo cristalizado da borda para o núcleo em riolito vitrofírico, indicando a presença de quartzo na matriz; notar os esferulitos na matriz da rocha. Polarizadores cruzados. C) Relação de carbonato com as microfraturas, indicando que o carbonato deve ter se cristalizado a partir de fluidos das microfraturas. Polarizadores cruzados. D) Esferulitos (indicados pelas setas) que constituem a matriz dos pórfiros graníticos. Polarizadores paralelos. E) Resquícios de textura microgranofírica (indicados pela seta) entre o megacristal de feldspato potássico e a borda de plagioclásio em pórfiro granítico. Polarizadores cruzados. F) Minerais prismáticos curtos constituintes dos fragmentos líticos orientados segundo o formato do fragmento (porção central superior), orientados subparalelamente (porção central inferior) e sem orientação preferencial (canto inferior direito). Polarizadores paralelos.

9.2.4. Rochas vulcanoclásticas carbonatíticas

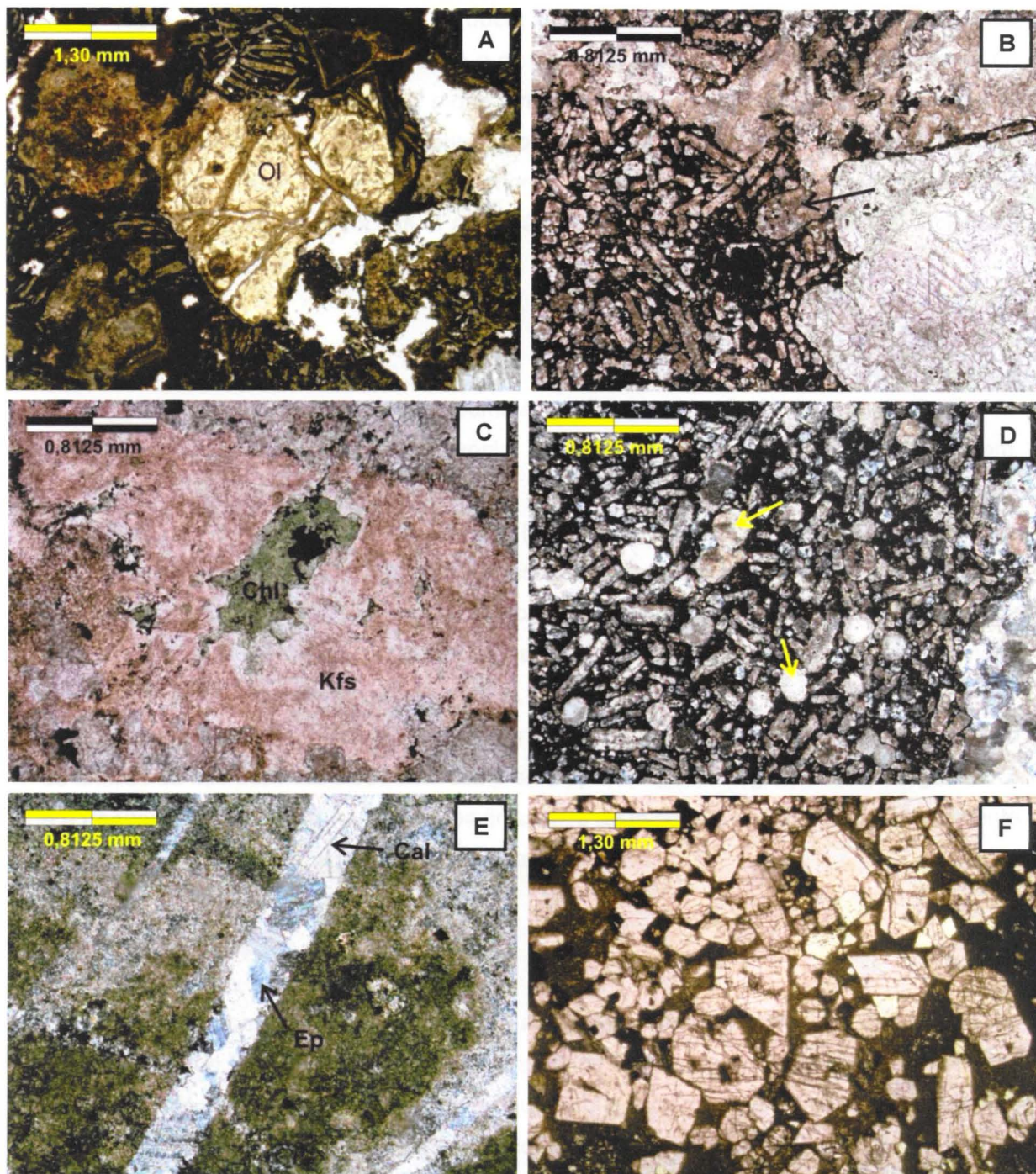
Correspondem aos litotipos carbonatíticos descritos em campo: tufos, *lapilli*-tufos e brechas. Microscopicamente, são formadas por fragmentos líticos e de cristais, ora suportado pela matriz, ora pelos fragmentos. Os fragmentos apresentam tamanhos e formas variados, onde os líticos variam de subarredondados a subangulosos, de 1 a 5 mm, geralmente, a até 2 cm, e os fragmentos de cristais são subangulosos de 0,5 mm a 1 mm.

Foram observadas apenas relíquias de texturas, pois os minerais originais foram em grande parte substituídos devido à carbonatização pervasiva tardia que afetou essas rochas. A matriz, de granulação muito fina, e os fragmentos líticos são constituídos quase que exclusiva por carbonatos, somados a clorita, quartzo e opacos, que, juntos, não ultrapassam 10% da constituição da rocha. Além disso, foram também identificados rutilo e zircão.

Foram descritos minerais prismáticos curtos de em média 0,5 mm de comprimento que constituem até 20% dos fragmentos líticos, e podem estar orientados no interior dos fragmentos líticos, apenas na borda dos fragmentos, seguindo o formato dos fragmentos – circunscrevendo círculos – ou não apresentar orientação alguma (Fotomicrografia 1F). Estes minerais podem ser pseudomorfos de apatita carbonatizados, assim como foram descritos pseudomorfos de olivina serpentinizada (Fotomicrografia 2A), piroxênio cloritizado e feldspato, todos muitas vezes fragmentais, o que reforça a interpretação de um vulcanismo carbonatítico na área.

Os fragmentos de cristais são formados por pseudomorfos de um mineral tabular, o qual não foi possível caracterizar, e são menos abundantes do que os fragmentos líticos. Os fragmentos líticos, por vezes, são constituídos predominantemente por minerais opacos e, localmente, podem apresentar corrosão em golfo da matriz carbonática no fragmento (Fotomicrografia 2B). Em alguns casos, os fragmentos líticos também podem ser constituídos por carbonatos de granulação fina a muito fina com aglomerados de feldspato potássico de granulação fina pseudomórficos de carbonato, com restos de clorita no interior (Fotomicrografia 2C).

É comum a existência de glóbulos de carbonatos (Fotomicrografia 2D), como pequenas esferas de até 0,25 mm de diâmetro, dispersos na seção, indicativos de fusão. Há também cimentação carbonática na rocha, expressa por carbonatos cristalizados com faces bem distintas ao redor dos fragmentos, resultado da alteração carbonática tardia. É comum a presença de microfraturas preenchidas por carbonatos de granulação grossa, opacos e epidoto (Fotomicrografia 2E).



Fotomicrografia 2. A) Pseudomorfos de olivina serpentinizada observados nos *lapilli*-tufos. Polarizadores paralelos. B) Corrosão no fragmento lítico constituído pelos minerais prismáticos (indicada pela seta) com intrusão da matriz carbonática. Polarizadores paralelos. C) Feldspato potássico de granulação fina pseudomórfico de carbonato, com restos de clorita em seu interior. Polarizadores paralelos. D) Carbonatos globulares (indicados pelas setas amarelas), possivelmente indicativos de fusão. Polarizadores cruzados. E) Microfraturas preenchidas por carbonatos de granulação grossa, opacos e epidoto. Polarizadores cruzados. F) Textura cumulática em ijolito, com cristais de clinopiroxênio euhédricos a subeuhédricos. Polarizadores paralelos.

Além da carbonatização, foi também observada alteração sericítica, seletiva, que substitui principalmente os feldspatos, e a cloritização. A sericita é observada no interior de cristais substituídos por carbonatos, o que torna a sericitização anterior à carbonatização. A clorita, associada ao rutilo, está presente na borda de pseudomorfos com núcleo de sericita, evidenciando que esta alteração é posterior à sericitização e anterior à carbonatização. Ocorre, ainda, em algumas rochas, a alteração potássica, seletiva, que substitui a clorita e carbonato como pseudomorfos.

9.2.5. Ijolito

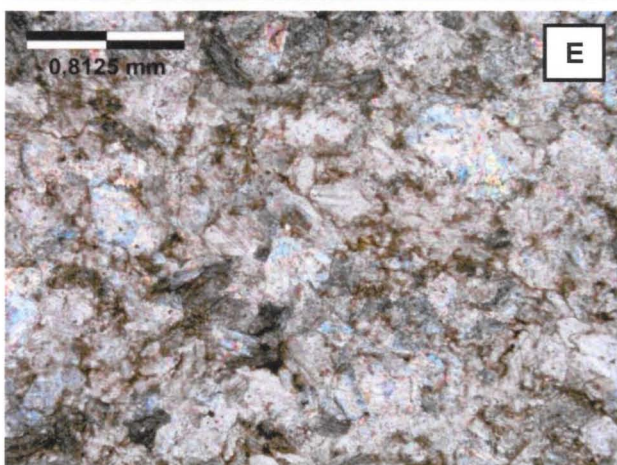
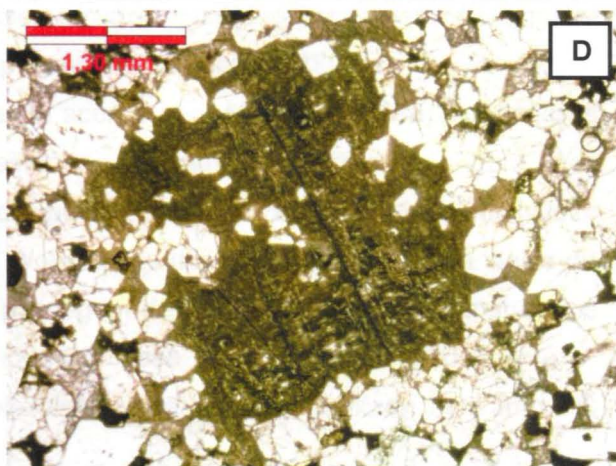
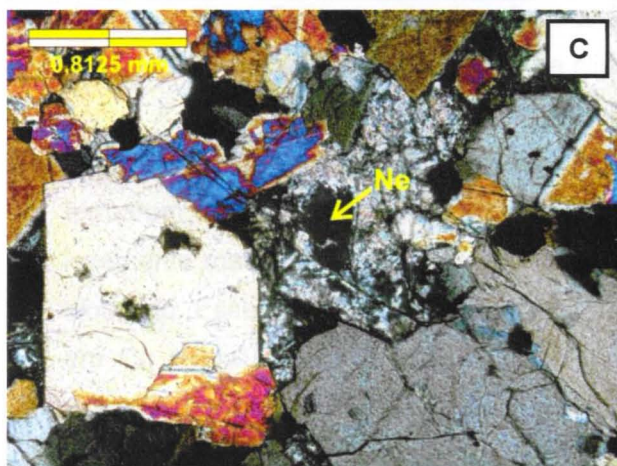
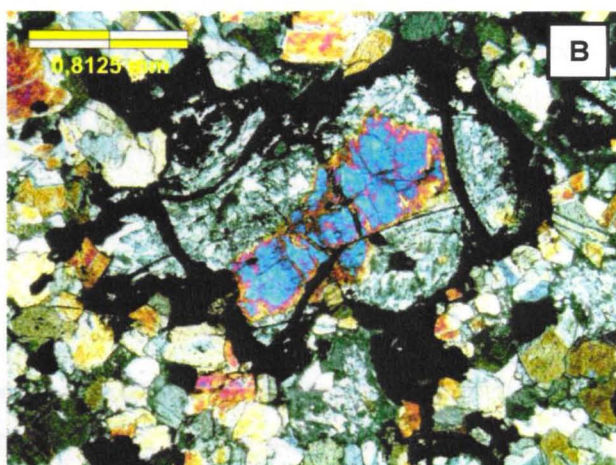
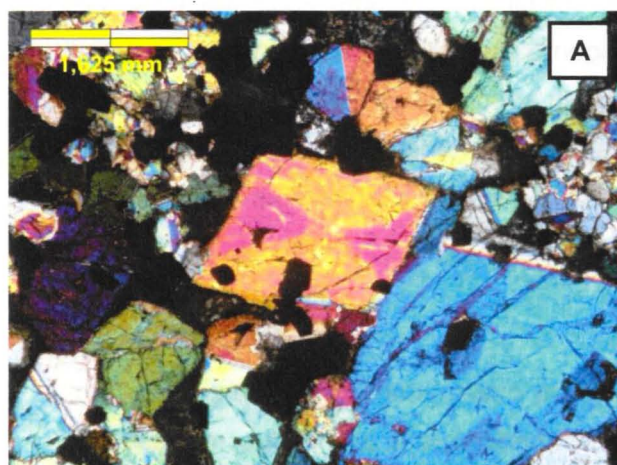
Essas rochas possuem textura cumulática (Fotomicrografia 2F) e granulação de fina a média, onde os cristais de clinopiroxênio, euhédricos a subeuhédricos, de até 2,5 mm, constituem cerca de 90% (Fotomicrografia 3A) e apresentam geminação simples e em ampulheta. A olivina ocorre serpentinizada (Fotomicrografia 3B), sendo descritos apenas restos desse mineral, que constituem 5% dessas rochas, e em cujas bordas ocorrem opacos e sericita. Os minerais opacos, subeuhédricos e de em média 0,4 mm, estão dispersos na seção delgada e por vezes estão alterados para clorita. Espinélio ocorre como mineral acessório e sericita como mineral secundário.

O material intercúmulus é formado por restos de nefelina ígnea (identificada por meio de análise de microsonda eletrônica, como será apresentado a seguir) (Fotomicrografia 3C) e é freqüente a ocorrência de agregados finíssimos de minerais, constituídos principalmente por carbonatos e clorita magnésiana (Fotomicrografia 3D).

9.2.6. Hidrotermalitos

Algumas rochas foram intensamente alteradas hidrotermalmente por carbonatização pervasiva, o que impossibilitou o reconhecimento de texturas e minerais originais da rocha. Nesses casos, as rochas são compostas quase que exclusivamente por carbonatos (até 97%) (Fotomicrografia 3E), e apresentam comumente turmalina, quartzo e sulfetos como minerais acessórios.

Geralmente possuem uma foliação incipiente, dada por uma leve orientação dos cristais de carbonato, e, principalmente, por lâminas descontínuas de 0,5 mm de espessura de sulfetos. A maior parte do carbonato está distribuída homogeneamente pela rocha em grãos muito finos (0,15 mm), mas este também é encontrado substituindo aglomerados de um mineral prismático curto, possivelmente apatita, de até 5 mm de diâmetro, e preenchendo microfraturas de cerca de 1 mm de espessura, associado ao quartzo. A turmalina está dispersa na lâmina em grãos muito finos e tem bordas corroídas.



Fotomicrografia 3. A) Cristais de clinopiroxênio, euhédricos a subeuhédricos, típicos dos ijolitos; ao centro, clinopiroxênio com geminação em ampulheta. Polarizadores cruzados. B) Resto de olivina em núcleo de cristal serpentizado em ijolito. Polarizadores cruzados. C) Resto de nefelina em material intercúmulus de ijolito. Polarizadores cruzados. D) Exemplo de agregado de minerais muito finos que ocorre no ijolito, constituído principalmente por carbonatos e clorita magnesiana. Polarizadores paralelos. E) Aspecto geral dos hidrotermalitos descritos, constituídos quase que exclusivamente por carbonatos. Polarizadores cruzados.

9.3. Química Mineral em Microsonda Eletrônica

Foram realizadas análises químicas pontuais quantitativas por meio de microsonda eletrônica em duas amostras de ijolitos e uma amostra de *lapilli*-tufo carbonatítico. Nos ijolitos foram analisados cristais de clinopiroxênio, clorita, nefelina e espinélio e nos *lapilli*-tufos foram analisados pseudomorfos de apatita. Foi utilizado o *software* MinCalc (Gualda & Vlach, inédito) para tratamento dos resultados (Anexo I) e para o cálculo das razões entre Fe^{3+} e Fe^{2+} para espinélio e clinopiroxênio foi utilizado o método de Droop (Droop, 1987).

9.3.1. Clinopiroxênio

Os cristais de clinopiroxênio presentes nos exemplares de ijolitos (Fotomicrografia 4A) ocorrem euhédricos a subeuhédricos, com até 2,5 mm, e constituem cerca de 90% dessas rochas. Foram realizadas duas análises em exemplares desse mineral da amostra APX-161b e oito análises em cristais de clinopiroxênio da amostra APX-161a (Anexo IA).

A classificação desse mineral foi feita de acordo com Morimoto (1988). As análises foram plotadas no diagrama ternário Wollastonita – Enstatita – Ferrosilita (Figura 4) e formaram uma nuvem de concentração de pontos próxima ao campo do diopsídio, levemente mais enriquecido no componente Wollastonita do que as composições ideais de diopsídio. Esse fato deve ser decorrente da passagem de fluidos hidrotermais enriquecidos em Ca pelos litotipos, o que pode ter enriquecido esse mineral em Ca tardiamente. A variação na composição química do clinopiroxênio pode ser representada pela fórmula: $\text{Wo}_{53,513-58,395} \text{En}_{37,637-46,383} \text{Fs}_{0,053-4,451}$.

9.3.2. Clorita

A clorita ocorre nos ijolitos em agregados finíssimos de minerais, juntamente com carbonatos (Fotomicrografia 4B). Foram realizadas duas análises na amostra APX-161b, as quais mostraram tratar-se de clorita magnesiana (Anexo IB). Tal composição é perfeitamente esperada, visto a natureza ultramáfica da rocha.

9.3.3. Nefelina

Restos de nefelina constituem o material intercúmulus dos ijolitos (Fotomicrografia 4C). Foram feitas duas análises desse mineral, uma na amostra APX-161a e outra na amostra APX-161b. Apesar da nefelina ter se formado em um ambiente rico em cálcio, não há quantidades apreciáveis desse elemento em sua composição, como mostrado nas

análises químicas (Anexo IC). Isso pode ser relacionado à menor solubilidade do cálcio na estrutura da nefelina nas baixas temperaturas de cristalização de minerais naturais ou à entrada de cálcio preferencialmente em outras fases que cristalizam anteriormente ou simultaneamente à nefelina (Deer *et al.*, 1967).

Foram determinadas pequenas quantidades de Mg, Mn e Ti na estrutura da nefelina, elementos que são tidos como substitutos de Na, K ou Ca na estrutura desse mineral. Além disso, sua estrutura pode não estar completamente ocupada, como é o caso dos cristais analisados neste trabalho, podendo, portanto, existir vacâncias (Deer *et al.*, 1967).

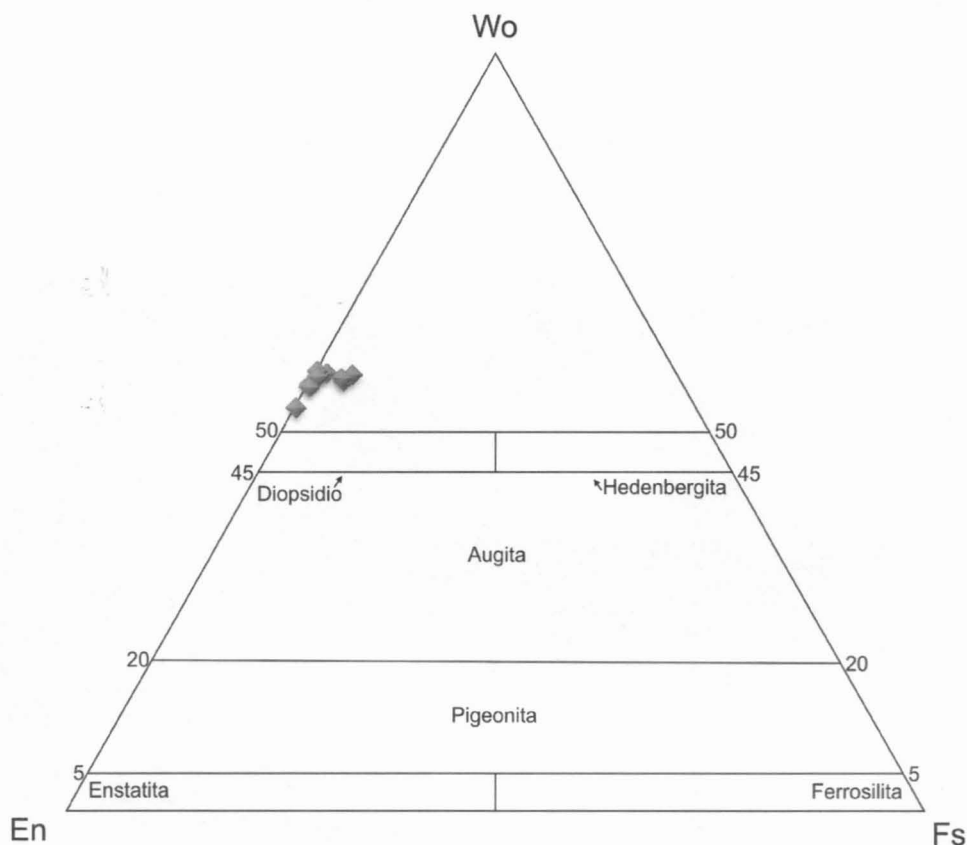


Figura 4. Classificação de cristais de clinopiroxênio em amostras de ijolitos em diagrama ternário Wollastonita (Wo) – Enstatita (Em) – Ferrosilita (Fs).

9.3.4. Espinélio

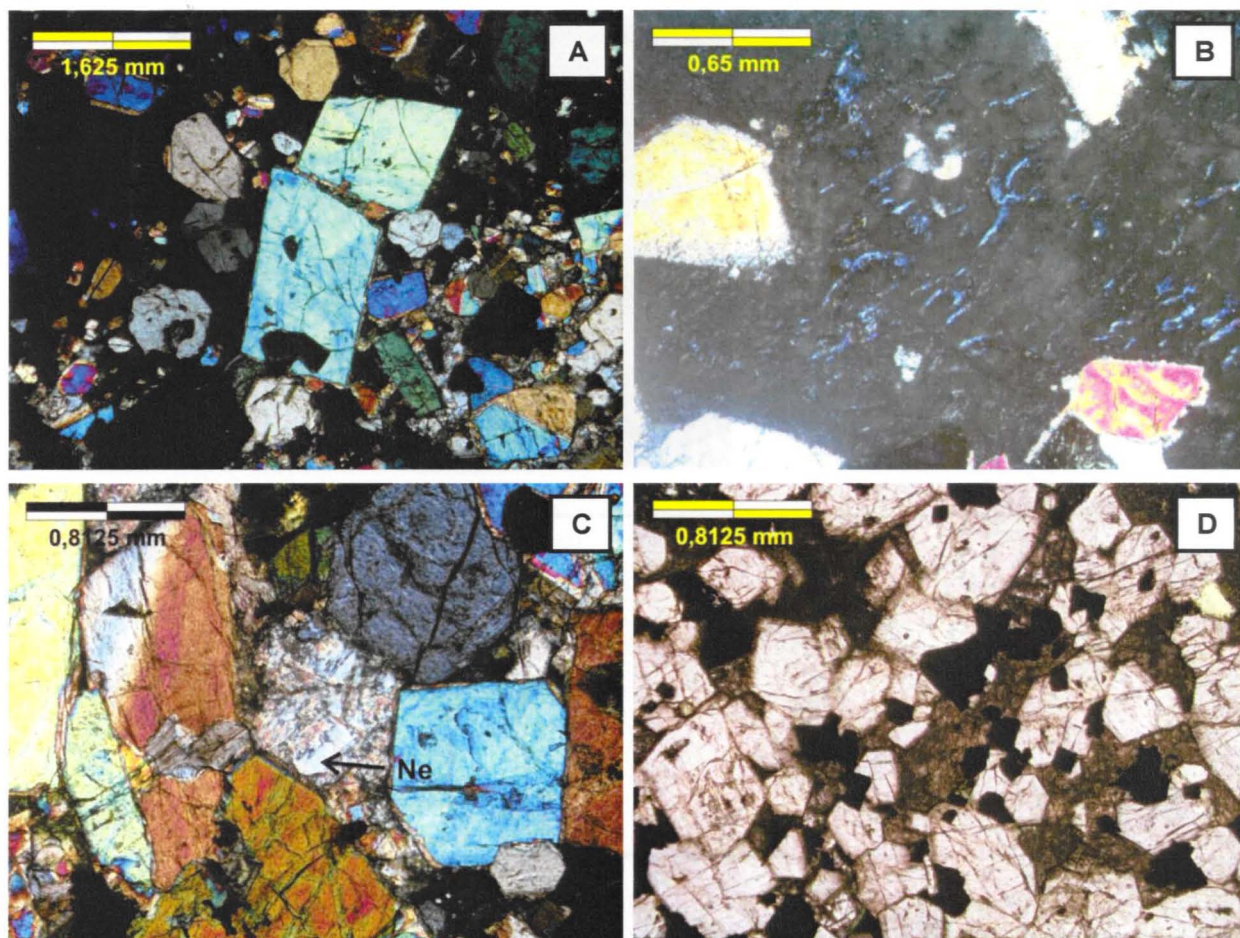
Foram realizadas duas análises na amostra APX-161a e uma análise na amostra APX-161b em minerais opacos presentes nos ijolitos, subeuhédricos e de em média 0,4 mm (Fotomicrografia 4D). Entretanto, os resultados mostraram tratar-se de minerais da série do espinélio (Anexo ID).

De acordo com Deer *et al.* (1967), acima de 858 °C existe solução sólida completa entre o membro ferroso da série do espinélio, hercinita ($\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$), e magnetita (Fe_3O_4); abaixo dessa temperatura a região de exsolução aumenta de acordo com o decréscimo de

temperatura. A partir disso, pode-se supor que os pontos analisados representam porções de hercinita exsolvida nos cristais opacos de magnetita. Além disso, quantidades apreciáveis de Mg são comumente observadas devido à solução sólida completa entre espinélio, MgAl_2O_4 , e hercinita, $\text{Fe}^{2+}\text{Al}_2\text{O}_4$.

9.3.5. Pseudomorfos de apatita

Foram realizadas três análises em diferentes pontos da amostra APX-003(9) nos minerais prismáticos curtos que constituem até 20% dos fragmentos líticos de *lapilli*-tufos. Os resultados (Anexo IE) mostraram que esses pseudomorfos são constituídos por uma mistura de minerais muito finos, derivados de alterações hidrotermais. Alguns pontos mostram-se extremamente enriquecidos em CaO, resultado da carbonatização, e também há pequenas quantidades de F e P_2O_5 que podem ser resquícios da composição química da flúor-apatita.



Fotomicrografia 4. A) Cristais de clinopiroxênio típicos dos ijolitos da área, analisados por microsonda eletrônica. Polarizadores cruzados. B) As manchas azuladas representam a clorita magnésiana, onde foram realizadas análises químicas pontuais. Polarizadores cruzados. C) Resto de nefelina (indicada pela seta) analisada por MSE. Polarizadores cruzados. D) Opacos (magnetita) nos quais deve haver porções de hercinita exsolvida. Polarizadores paralelos.

9.4. Microscopia Eletrônica de Varredura

As análises realizadas por meio de microscopia eletrônica de varredura visaram caracterizar possíveis restos de olivina, que não pôde ser analisada em microsonda eletrônica, e minerais opacos presentes nos ijolitos. Tais análises foram realizadas com EDS *Oxford Instruments* acoplado ao microscópio eletrônico de varredura LEO 430i. Os cálculos foram realizados com o sistema sem a coleção de padrões unielementares e pode haver alguma distorção; o programa com os padrões unielementares apresentou problemas e por isso não foi possível calcular desse modo.

Pontos de duas amostras de ijolito (APX-161a e APX-161b) foram analisados por microscopia eletrônica de varredura e revelaram a presença de ilmenita, representando uma fase de minerais opacos, e olivina. A seguir, são apresentados os valores obtidos pelas análises, bem como as respectivas imagens de elétrons retroespalhados desses minerais (Figuras 5 a 8).

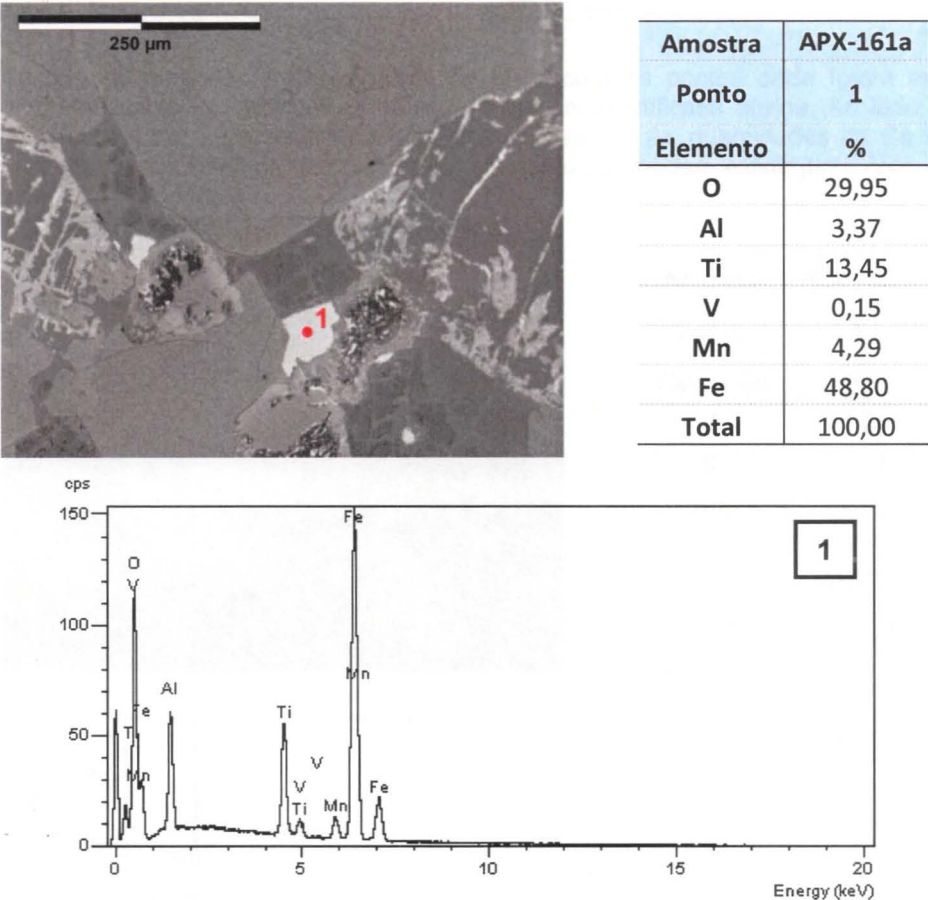
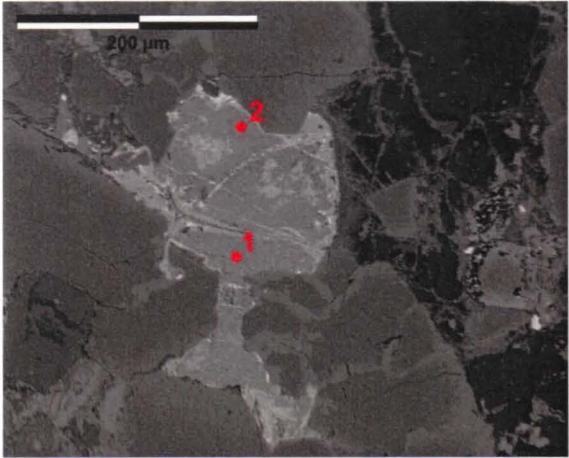


Figura 5. Imagem de elétrons retroespalhados de MEV da lâmina APX-161a, onde foi identificada ilmenita. Ao lado, tabela com valores normalizados e abaixo respectivo espectro.



Amostra	APX-161b	APX-161b
Ponto	1	2
Elemento	%	%
O	34,75	35,53
Si	14,26	15,47
Mg	5,85	6,58
Ca	3,84	3,86
Ti	-	-
Fe	41,29	38,56
Total	100,00	100,00

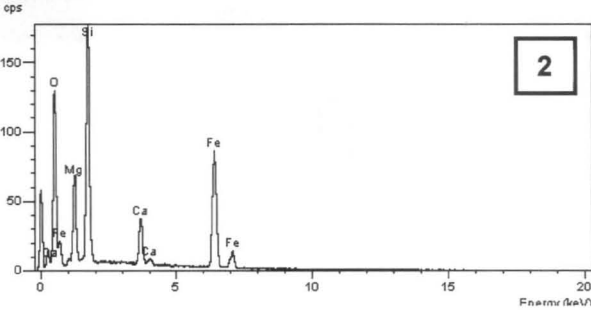
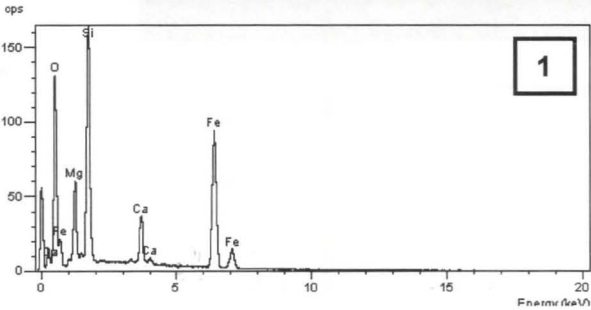
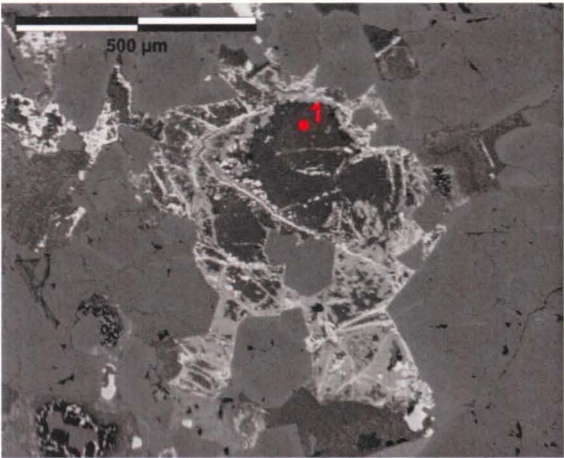


Figura 6. Imagem de elétrons retroespalhados de MEV com os pontos onde foram realizadas as análises semi-quantitativas na lâmina APX-161b, em que foi identificada olivina. Ao lado, tabela com valores normalizados e abaixo espectros dos pontos analisados. As quantidades de Ca encontradas nessas análises são decorrentes de porções desse elemento que podem existir junto com a serpentina que está substituindo a olivina.



Amostra	APX-161a
Ponto	1
Elemento	%
O	47,76
Si	24,01
Mg	11,28
Ca	6,57
Fe	10,37
Total	100,00

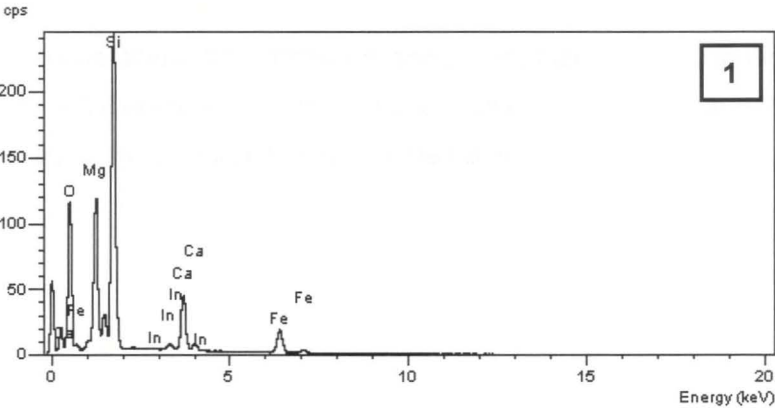
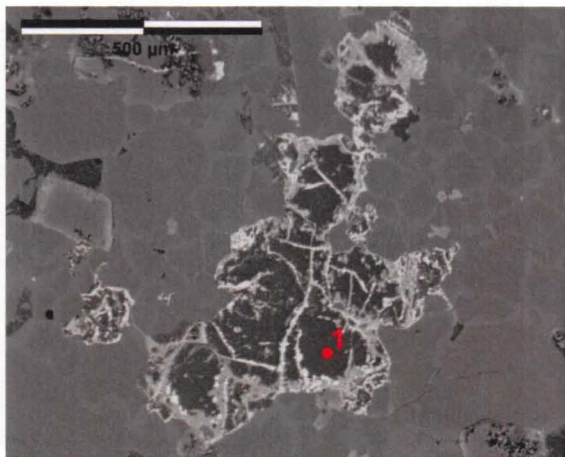


Figura 7. Imagem de elétrons retroespalhados de MEV de porção da lâmina APX-161a em que foi identificada olivina. Ao lado, tabela com valores normalizados e abaixo espectro do ponto analisado.



Amostra	APX-161a
Ponto	1
Elemento	%
O	46,89
Si	27,51
Mg	11,87
Ca	8,73
Ti	0,01
Fe	5,00
Total	100,00

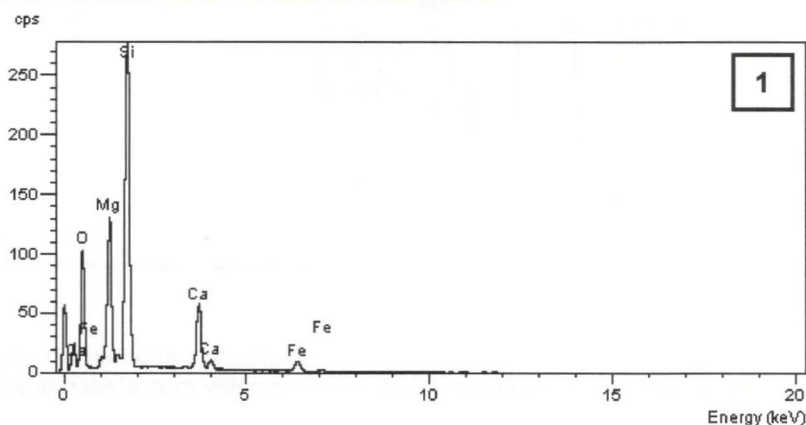


Figura 8. Imagem de elétrons retroespalhados de olivina identificada na lâmina APX-161a. Ao lado, tabela com valores normalizados e abaixo espectro do ponto analisado. Pode-se observar que as fraturas e bordas do mineral estão substituídas por outro.

Além desses pontos, foram realizadas outras análises semi-quantitativas em amostra de *lapilli*-tufo (APX-003(9)), que identificaram restos de barita no interior de clastos cloritizados. Seguem os valores obtidos pelas análises, as respectivas imagens de elétrons retroespalhados desses minerais e os espectros (Figura 9).

9.5. Difratometria de Raios X

Os processos de alteração hidrotermal podem produzir fases minerais de granulação muito fina, logo, de difícil identificação. Para proporcionar uma melhor caracterização dessas fases, foram realizadas duas análises de difratometria de raios X, apresentadas a seguir.



Amostra	APX-003(9)	APX-003(9)
Ponto	1	2
Elemento	%	%
O	18,34	18,17
S	10,61	10,44
Ba	71,83	71,39
Total	100,00	100,00

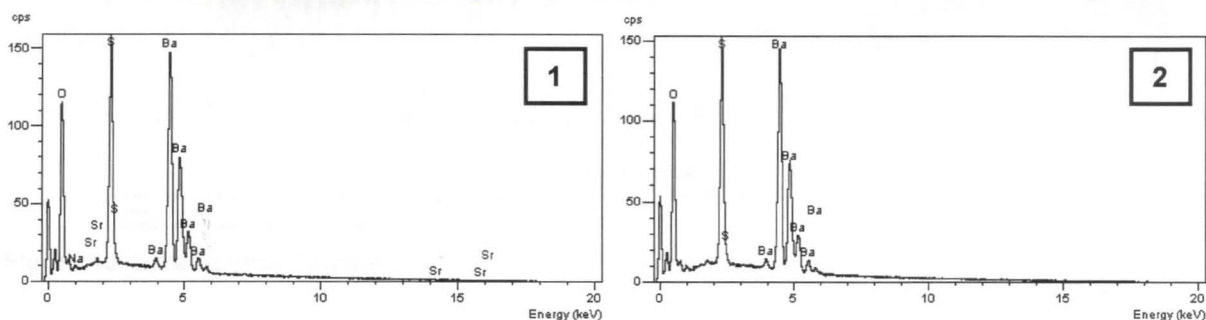


Figura 9. Imagem de elétrons retroespalhados de barita identificada no interior de clasto da lâmina APX-003(9). Ao lado, tabela com valores normalizados e abaixo espectro do ponto analisado.

9.5.1. Glaucionita

A glauconita foi identificada nos tufos carbonatíticos que ocorrem em conjunto com outras rochas vulcanoclásticas na área de estudo. Esse mineral ocorre de forma detrítica ou preenchendo cavidades, caso da amostra que foi submetida à análise. Como já dito, a presença desse mineral indica um ambiente plataformar marinho, interpretação essa reforçada devido às estruturas vulcanoclásticas perfeitamente preservadas que foram descritas. Todavia, não pode ser descartada a hipótese de um ambiente não marinho, pois em caldeiras de vulcões carbonatíticos os lagos ultra-salinos podem resultar em ambientes quimicamente semelhantes aos plataformais.

A Figura 10 mostra o difratograma obtido (em preto) e o padrão de difração da glauconita (em vermelho); pode-se constatar que os picos são bastante semelhantes. Deve ser observado que a glauconita é pela primeira vez descrita nesses terrenos vulcânicos paleoproterozóicos da Amazônia e pode ser peça fundamental para elaboração de um modelo mais preciso de tais terrenos.

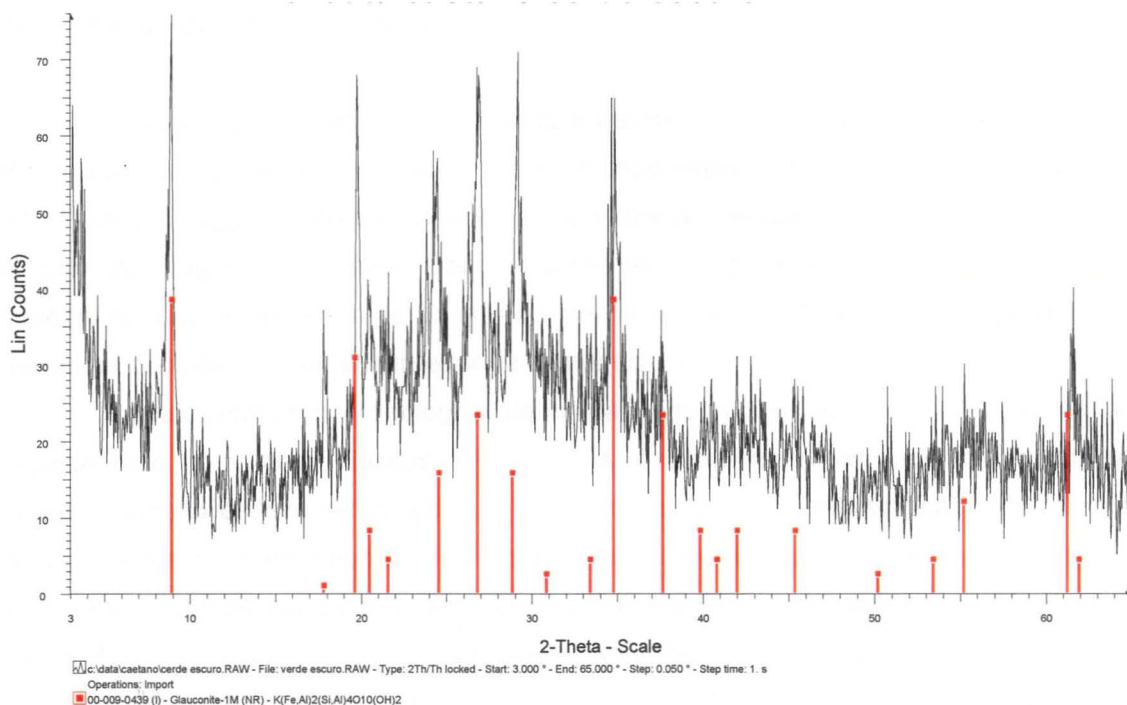


Figura 10. Difratograma da glauconita

9.5.2. Albita

Foi analisado também um veio de alteração hidrotermal presente nos mesmos tufos em que foi descrita a glauconita. A análise (Figura 11) mostrou que o veio era constituído por albita, quartzo, dolomita e calcita, assembléia mineral indicativa de fácies de alteração hidrotermal propilítica, descrita em vários litotipos da área.

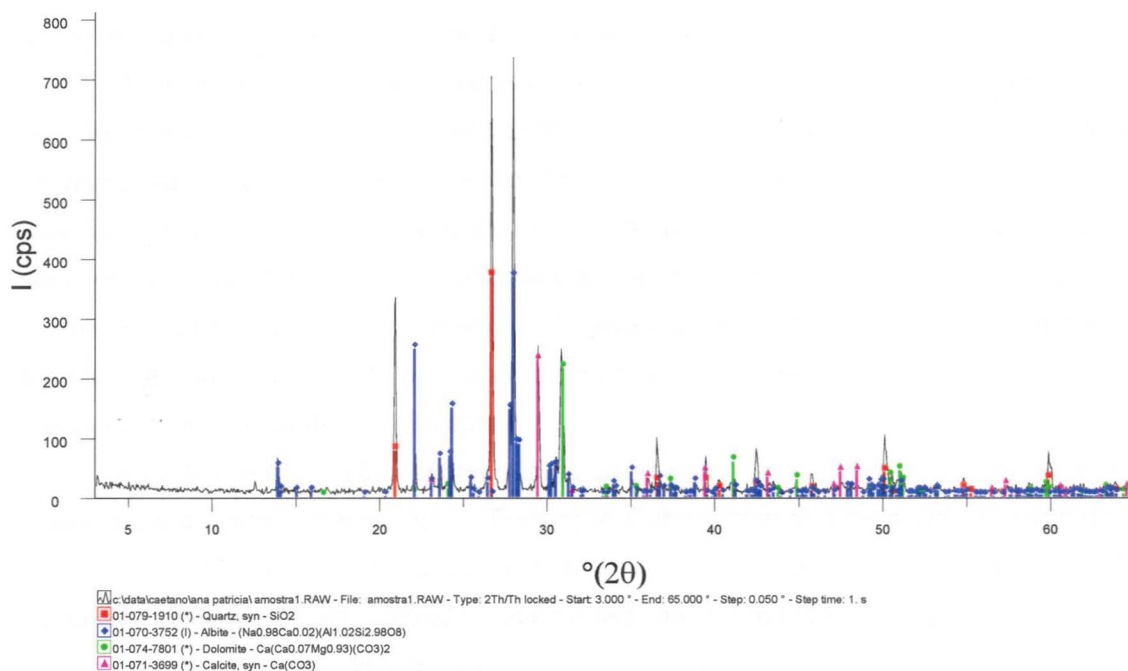


Figura 11. Difratograma do veio de alteração hidrotermal em tufo.

10. DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Os basaltos e andesitos observados e descritos na área de estudo assemelham-se muito àqueles creditados à Formação Sobreiro, nas regiões mais próximas do município de São Félix do Xingu, exceto pela intensa carbonatização pervasiva presente nesses litotipos. O fato de fragmentos dessas rochas comumente ocorrerem em depósitos clásticos superiores sugere, em analogia ao que ocorre na região de São Félix do Xingu, que esses derrames compõem a unidade inferior da seqüência vulcânica.

O posicionamento cronológico da unidade de rochas vulcânicas ácidas na área, representado por riolitos, dacitos e ignimbritos, é certamente posterior aos derrames de andesito/basalto e deve ser anterior à formação das rochas carbonatíticas, como indicado pela presença de fragmentos de basalto e riolito em rochas vulcanoclásticas carbonatíticas. Tais rochas vulcânicas podem ser correlacionáveis às rochas vulcânicas da Formação Santa Rosa, que também ocorre comumente nas regiões mais limítrofes ao município de São Félix do Xingu e representa os termos ácidos do Grupo Uatumã. Mais uma vez, a alteração hidrotermal carbonática tardia presente nos litotipos vulcânicos ácidos da área são uma importante diferença com relação às ocorrências típicas da Formação Santa Rosa em São Félix do Xingu.

Os pórfiros graníticos da área são semelhantes, tanto em cor e textura, como pela formação de diques, aos pórfiros graníticos também da Formação Santa Rosa em São Félix do Xingu, que tem características geoquímicas e petrográficas de magmas alcalinos intraplaca. Entretanto, as observações petrográficas indicam algumas diferenças, tanto pela presença de megacristais de plagioclásio zonados, que são mais típicos de magmas cálcio-alcalinos, como pela presença de uma alteração carbonática tardia.

O posicionamento das brechas siliciclásticas é incerto relativamente às rochas sedimentares da Formação Cubencranquém, mas é possível que essas rochas sejam unidades basais da referida Formação, formadas nas proximidades de falhas, em leques aluviais. Os fragmentos de arenitos poderiam, nesse contexto, indicar que as rochas sedimentares siliciclásticas verticalizadas sejam efetivamente mais antigas que as da Formação Cubencranquém. Os arenitos observados em campo são muito semelhantes aos arenitos da Formação Triunfo em São Félix do Xingu, que capeiam as unidades vulcânicas e tem zircões derivados das vulcânicas.

A idade das formações sedimentares da Amazônia não está ainda bem estabelecida, mas alguns autores sugerem que a Formação Cubencranquém teria sido depositada entre 1400 e 1200 Ma, enquanto outros consideram que isso se deu entre 1870 e 1780 Ma. Geomorfologicamente as camadas horizontais da Formação Cubencranquém parecem capear as seqüências vulcânicas, incluindo as carbonatíticas, sugerindo que esse

vulcanismo teria ocorrido antes de 1200 – 1400 Ma, de acordo com alguns autores, ou antes de 1780 – 1870 Ma.

As rochas vulcânicas da região também não foram datadas, mas por sua semelhança com as seqüências observadas em São Félix do Xingu, pode-se posicionar os diques tardios de riolitos e de pórfiros ao redor de 1880 a 1850 Ma e, caso as siliciclásticas verticalizadas possam ser correlacionadas com a Formação Triunfo, o vulcanismo carbonatítico seria posterior a 1850 – 1880 Ma.

Considerando a idade mais jovem para a Formação Cubencranquém, entre 1400 e 1200 Ma, e considerando que as rochas siliciclásticas verticalizadas possam sim ser correlacionadas com a Formação Triunfo, o vulcanismo carbonatítico se situaria entre 1200 – 1900 Ma.

Com relação às rochas de natureza carbonatítica, ao contrário do que se imaginou a princípio, estas não apenas foram afetadas por uma alteração hidrotermal carbonática tardia (expressa pela cimentação carbonática na rocha e pela presença de veios e fissuras preenchidos por carbonatos), mas feições ígneas em carbonatos permitem inferir que essas rochas são produto vulcanoclástico de uma atividade vulcânica explosiva formada por um magma carbonatítico, associado a estrato-vulcões.

A hipótese da existência de um magma carbonatítico parece ser aceitável, como concluído a partir de estudos petrográficos e dados de química mineral. Nos litotipos vulcanoclásticos, foram descritos pseudomorfos de olivina serpentinizada e piroxênio cloritizado, muitas vezes fragmentais, além de glóbulos de carbonatos, indicativos de fusão. Dados de química mineral indicaram a presença de magnetita e flúor-apatita (ainda que carbonatizada tardiamente) – a última constitui grande parte dessas rochas – assembléia de minerais acessórios não-silicáticos mais presente e difundida em carbonatitos (Heinrich, 1966). Além disso, a quantidade de fluidos ricos em CO₂ deveria ser absurdamente grande para imprimir a quase todos os litotipos da área uma carbonatização de caráter incrivelmente pervasivo.

Foram observados afloramentos em que as rochas ígneas carbonatíticas apresentam feições de intrusão nos sedimentos epiclásticos, inclusive com xenólitos parcialmente digeridos e estruturas em forma de dobras irregulares que sugerem fluxo ígneo, o que reforça a interpretação de um vulcanismo carbonatítico na área.

Além disso, a ocorrência de nefelina como material intercúmulus das rochas ultramáficas da área direciona para uma associação muito comum em complexos carbonatíticos: ijolitos e carbonatitos (Hall, 1996). A expressão geomorfológica dos ijolitos na área, em morrotes em formato de semi-anéis, é conhecida de diversos complexos carbonatíticos pelo mundo.

O magmatismo carbonatítico formou predominantemente depósitos vulcanoclásticos, proximais e distais. O estiramento dos fragmentos líticos indica forte fluxo vulcanoclástico, enquanto sua forma perfeitamente preservada mostra que as rochas vulcanoclásticas correspondem às fácies mais proximais da atividade explosiva, sem retrabalhamento no ambiente deposicional. Dentre as estruturas características de depósitos vulcanoclásticos foram observados ejetólitos, estruturas de impacto por trajetória balística, truncamento da estratificação cruzada no tufo, pela deposição de sedimentos mais grossos sobre aquele, e dobras convolutas por escorregamento (depósito piroclástico de *surge* formado por fluxo de ignimbritos).

Os *lapilli* acrescionários e a glauconita são indicativos de explosões vulcânicas em ambiente com água, aqui interpretados como as caldeiras de vulcões carbonatíticos, cujos lagos ultra-salinos podem resultar em ambientes quimicamente semelhantes aos plataformais carbonáticos, logo, favoráveis à formação da glauconita. Por fim, a tipologia do depósito sugere, então, geração em vulcões e/ou caldeiras vulcânicas, com intenso vulcanismo explosivo.

As rochas vulcanoclásticas gradam, nas porções mais distais, para arenitos vulcânicos carbonáticos epiclásticos, inclusive com glauconita detrítica, derivada do retrabalhamento dos tufos carbonatíticos das porções proximais do vulcanismo. Estratigraficamente acima desses sedimentos ocorrem as brechas siliciclásticas, derivadas, no contexto de depósitos vulcânicos, de corridas de lama, os *lahars*, que originam depósitos piroclásticos de escorregamento, onde há disponibilidade de água (Hall, 1996).

Nas porções ainda mais distais, tal contexto pode evoluir de um regime de fluxo de detritos em leques aluviais para um sistema fluvial do tipo *braided* e dar origem a mais brechas e sedimentos siliciclásticos.

11. CONCLUSÕES

Foram reconhecidos na área derrames de basaltos e andesitos vesículo-amigdaloidais, riolitos, ignimbritos e diques de pórfiro granítico, rochas plutônicas ácidas a intermediárias, brechas e sedimentos siliciclásticos, rochas vulcânicas e vulcanoclásticas carbonatíticas, sedimentos carbonáticos detríticos e ijolitos.

Os basaltos e andesitos podem ser correlacionáveis àqueles da Formação Sobreiro, enquanto os riolitos, ignimbritos e diques de pórfiros podem ser correlacionáveis às rochas da Formação Santa Rosa - ambas ocorrem tipicamente nas regiões mais próximas do município de São Félix do Xingu - embora os litotipos da área de estudo apresentem intensa carbonatização pervasiva tardia, o que não ocorre nas ocorrências típicas dessas unidades. A existência de fragmentos de basaltos e andesitos em depósitos clásticos

superiores sugere que os derrames compõem a unidade inferior da seqüência vulcânica, sob os litotipos de caráter ácido, e ambas as unidades devem ser anteriores à formação das rochas carbonatíticas, como indicado pela presença de fragmentos de basalto e riolito em rochas vulcanoclásticas carbonatíticas.

As rochas carbonatíticas não foram apenas afetadas por uma alteração hidrotermal carbonática tardia, mas são produto vulcanoclástico de uma atividade vulcânica explosiva formada por um magma carbonatítico, associado a estrato-vulcões. O magmatismo carbonatítico formou predominantemente depósitos vulcanoclásticos, proximais e distais.

A existência de um magma carbonatítico foi concluída a partir de estudos petrográficos e dados de química mineral, como pseudomorfos de olivina serpentinizada, piroxênio cloritizado e glóbulos de carbonatos observados em lâmina petrográfica, e magnetita e flúor-apatita, identificados por microsonda eletrônica. Foram observadas ainda feições de intrusão das rochas ígneas carbonatíticas em sedimentos epiclásticos, corroborando a interpretação de um vulcanismo carbonatítico na área. A associação de ijolitos e sua expressão geomorfológica são bastante comuns em complexos carbonatíticos.

Nas porções distais, há retrabalhamento dos depósitos vulcanoclásticos, originando arenitos vulcânicos carbonáticos epiclásticos com glauconita detrítica. Estratigraficamente acima desses sedimentos ocorrem as brechas siliciclásticas.

Não é possível afirmar ao certo, mas é possível que as brechas siliciclásticas sejam unidades basais da Formação Cubencranquém, enquanto as rochas sedimentares siliciclásticas verticalizadas devam ser mais antigas que as da referida Formação, estas muito semelhantes aos arenitos da Formação Triunfo em São Félix do Xingu.

Vale ressaltar que esses carbonatitos são pela primeira vez descritos em tais terrenos do Cráton Amazônico. Como mencionado anteriormente, ainda não é possível confeccionar um mapa geológico devido à insuficiência de dados para tal, mas o conjunto das rochas descritas representa um complexo carbonatítico pré-cambriano, cuja idade deve estar entre 1200 – 1900 Ma. Sugere-se ainda uma nomenclatura para este complexo: Complexo Carbonatítico Badjonkore (nome de terra indígena a norte deste complexo vulcânico carbonatítico).

A principal alteração hidrotermal observada na região de estudo é a alteração carbonática tardia, que ocorre nos basaltos e andesitos, especialmente, nas rochas vulcanoclásticas, e casos isolados em outros litotipos aflorantes, como os riolitos. Além dessa alteração, foram observadas as alterações sericítica, propilítica, clorítica e metassomatismo potássico, essencialmente nas rochas félsicas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, **17**:1–29.
- Araújo O.J.B., Maia R.G.N. 1991. Serra dos Carajás: folha SB.22-Z-A. Estado do Pará. Brasília, DNPM/CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), texto explicativo, 164 p., escala 1:250.000.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C., Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo arqueano da região de Tucumã, Província Mineral de Carajás: novos dados geocronológicos. *Rev. Bras. Geoc.*, **29**(4):453–460.
- Barbosa O., Andrade Ramos J.R., Gomes F.A., Hembold R. 1986. Geologia estratigráfica, estrutural e econômica da área do Projeto Araguaia. Monografia 19. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 95 p.
- Boone G.M. 1969. Origin of clouded feldspars: petrologic contrasts in a granitic porphyry intrusion. *American Journal of Sciences*, **267**:633–668.
- Creasey S.C. 1959. Some phase relations in the hydrothermally altered rocks of porphyry copper deposits. *Economic Geology*, **54**(3):351–373.
- Cunha B.C.C., Potiguar L.A.T., Ianhez A.C., Bezerra P.E.L., Pitthan J.H.L., Souza Jr. J.J., Montalvão R.M.G., Sousa A.M.S., Hildred P.R., Tassinari C.C.G. 1981. Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha SC Tocantins: geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM, **22**:21–196.
- Deer W.A., Howie R.A., Zussman J. 1967. *Rock forming minerals*. Longman, London Geological Society, 389 p.
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe³⁺ concentrations in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analyses, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*. **51**:431–435.
- Faraco M.T.L., Marinho P.A.C., Vale A.G., Costa J.S., Ferreira A.L., Valente C.R., Lacerda Filho J.V., Moreton L.C., Camargo L.C., Camargo M.A., Frasca A.A., Ribeiro P.S.E., Vasconcelos A.M., Oliveira M., Oliveira I.W.B., Abreu Filho W., Gomes I.P. 2004. Folha SC.22 - Tocantins. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília, CPRM, 1 CD-ROM.
- 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, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190 p.
- 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, 136 p.
- Fernandes C.M.D., Juliani C., Lagler B., Moura C.A.V. 2008. O sistema vulcano-plutônico paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 4, Foz do Iguaçu, 1 CD-ROM.
- Gifkins C., Herrmann W., Large R. 2005. *Altered Volcanic Rocks*. Hobart, Tasmania, Center for Ore Deposit Research, University of Tasmania, 275 p.
- Hall A. 1996. *Igneous Petrology*. 2nd ed. Harlow, UK, Longman.
- Heinrich E.W. 1966. *The Geology of Carbonatites*. Rand McNally & Company. Chicago.
- Juliani C., Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **191**:167–179.
- Lagler B., Juliani C., Fernandes C.M.D., Misas C.M.E. 2009. Alterações hidrotermais nos vulcanitos do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás: indícios de depósitos epitermais. In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia, 2, Gramado, 1 CD-ROM.
- 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

- metagenéticos e de previsão de recursos minerais. Folha São Félix do Xingu Regular Folha SB-22-Y-B. CPRM, SUREG, Belém.
- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**:329-354.
- Martins R.C., Araújo O.J.B. 1979. Projeto Integração Geológico-Geofísica Sul do Pará: relatório final. Belém: DNPM/CPRM, 6 v.
- 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. 198 p.
- Meyer C., Hemley J.J. 1967. Wall rock alteration. In: Holt, Rinehart, and Winston (eds). *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, 6, New York.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of Pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, **39**(1):55-76.
- Neves A.P., Vale A.G. 1999. Folha SC.22-X-A Redenção, estados do Pará e Tocantins. Brasília, DNPM/CPRM, Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB), 1 CD-ROM, escala 1:250.000.
- Pastana J.M.N. 1980. Projeto Rio Chiché: relatório final. Texto. Belém, DNPM/CPRM, v. 1, 125 p.
- Pessoa F.F. 2010. Caracterização petrográfica e mineralógica de zonas hidrotermalizadas em vulcânicas e pórfiros paleoproterozóicos da região de São Félix do Xingu (PA) – Cráton Amazônico. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 86 p.
- Pessoa M.R., Andrade A.F.D., Nascimento J.O.D., Santos J.O.S., Oliveira J.R.D., Lopes R.D.C., Prazeres W.V. 1977. Projeto Jamanxim. Manaus, DNPM/CPRM, 8 v.
- Pinho S.C.C., Teixeira N.P., Moura C.A.V. 2006. Geocronologia do Granito Serra da Queimada, região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 9, *Resumos Expandidos*, 1 CD-ROM.
- Pirajno F. 2009. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer, Berlim, 1273 p.
- Pirajno F. 1992. *Hydrothermal mineral deposits: principles and fundamental concepts for the exploration geologist*. Springer, Berlim, 709 p.
- Porrenga D.H. 1967. Glauconite and chamosite as depth indicators in the marine environment. *Marine Geology*, **5**(5-6):495-501.
- Rizzoto G.J. 2004. Folha SC.21 Jurueña. In: Schobbenhaus C., Gonçalves J.H., Santos J.O.S., Abram M.B., Leão Neto R., Matos G.M.M., Vidotti R.M., Ramos M.A.B., Jesus J.D.A. de (eds.). Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília, CPRM, 1 CD-ROM.
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica do Escudo das Guianas e Brasil-Central. In: Bizzi L.A. (eds.). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília, CPRM, p. 169-226.
- 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, **7**:15-99.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S.G., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG, Simp. Geol. Amazônia, 6, *Resumos Expandidos*, 1 CD ROM.
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon craton based on integration of field mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**:453-488.
- Skinner B.J., Barton Jr. P.B. 1979. *Sulfide mineral stabilities*. John Wiley & Sons, New York.
- Silva G.G., Lima M.I.L., Andrade A., F., Issler R.S., Guimarães G. 1974. Geologia. In: Projeto Radambrasil. Folha SB. 22 Araguaia e parte da folha SC.22 Tocantins: Geologia, geomorfologia, solos, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, DNPM, **4**:3-143.

- Tassinari C.C.G., Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian craton. *Episodes*, **22**:174–182.
- Teixeira N.P., Fernandes C.M.D., Moura C.A.V., Pinho S.C.C., Bettencourt J.S. 2002. Geologia, geoquímica, geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In*: SBG, Simp. de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, *Resumos Expandidos*, p. 28.

ANEXOS

ANEXOS

ANEXO I

Análises químicas pontuais por microsonda eletrônica

Anexo I. A) Análises químicas pontuais para cristais de clinopiroxênio

AMOSTRA	APX-161b	APX-161b	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a
ANÁLISE	A-1	A-2	A-3	A-3	A-3	A-4	A-4	A-5	A-5	A-6
SiO₂	44,679	45,621	44,014	43,749	45,321	48,277	45,023	44,484	45,408	46,763
TiO₂	0,922	1,289	1,771	1,026	1,268	0,843	1,231	1,432	1,387	0,743
Al₂O₃	10,507	9,667	9,704	10,703	10,210	7,099	10,609	10,910	10,335	8,926
FeO	6,874	6,292	7,044	7,247	6,271	5,126	6,535	7,029	6,551	5,380
MnO	0,075	0,052	0,078	0,028	0,079	0,059	0,068	0,107	0,074	0,072
MgO	11,610	12,415	12,355	12,428	13,150	14,997	12,670	11,271	11,979	13,587
CaO	23,501	24,680	24,026	24,298	23,917	24,070	24,255	24,126	24,383	24,409
Na₂O	0,305	0,267	0,231	0,208	0,252	0,285	0,223	0,238	0,238	0,209
K₂O	0,015	0,002	0,009	0,008	0,001	0,000	0,010	0,001	0,001	0,007
Cr₂O₃	0,023	0,020	0,036	0,006	0,023	0,170	0,020	0,000	0,000	0,139
NiO	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,023	0,011
Total	98,510	100,305	99,268	99,700	100,491	100,925	100,644	99,599	100,378	100,248

Anexo I. A) Análises químicas pontuais para cristais de clinopiroxênio

AMOSTRA	APX-161b	APX-161b	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a	APX-161a
ANÁLISE	A-1	A-2	A-3	A-3	A-3	A-4	A-4	A-5	A-5	A-6
Si	1,675	1,678	1,639	1,617	1,658	1,748	1,648	1,655	1,672	1,711
^{IV} Al	0,324	0,322	0,360	0,382	0,342	0,252	0,353	0,344	0,329	0,289
Soma T	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000	2,000
^{VI} Al	0,140	0,097	0,066	0,084	0,098	0,051	0,105	0,134	0,120	0,096
Fe ³⁺	0,155	0,173	0,212	0,224	0,192	0,155	0,195	0,148	0,148	0,164
Ti	0,026	0,036	0,050	0,029	0,035	0,023	0,034	0,040	0,038	0,020
Cr	0,001	0,001	0,001	0,000	0,001	0,005	0,001	0,000	0,000	0,004
Mg	0,649	0,680	0,672	0,663	0,675	0,766	0,665	0,625	0,657	0,716
Fe ²⁺	0,029	0,014	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,053	0,036	0,000
Soma M1	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Mg	0,000	0,000	0,014	0,022	0,042	0,044	0,026	0,000	0,000	0,025
Fe ²⁺	0,031	0,007	0,008	0,000	0,000	0,000	0,005	0,018	0,018	0,001
Mn	0,002	0,002	0,002	0,001	0,002	0,002	0,002	0,003	0,002	0,002
Ca	0,944	0,972	0,959	0,962	0,937	0,934	0,951	0,962	0,962	0,957
Na	0,022	0,019	0,017	0,015	0,018	0,020	0,016	0,017	0,017	0,015
K	0,001	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000
Ni	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000
Soma M2	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000
Soma Cátion	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000	4,000
Soma O	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000	6,000
En	0,392	0,406	0,415	0,416	0,433	0,464	0,419	0,376	0,392	0,436
Wo	0,570	0,581	0,579	0,584	0,566	0,535	0,577	0,579	0,574	0,563
Fs	0,038	0,013	0,006	0,001	0,002	0,001	0,004	0,045	0,034	0,002

Anexo I. B) Análises químicas pontuais para cristais de clorita

AMOSTRA ANÁLISE	APX-161b A-1	APX-161b A-2
SiO ₂	28,462	29,277
TiO ₂	0,026	0,009
Al ₂ O ₃	19,365	18,459
FeO	18,226	17,441
MnO	0,344	0,349
MgO	19,214	20,550
ZnO	0,116	0,049
CaO	0,138	0,242
BaO	0,048	0,008
Na ₂ O	0,002	0,035
K ₂ O	0,046	0,131
Cl	0,002	0,000
F	0,000	0,002
Total	85,991	86,551
Si	5,875	5,978
Ti	0,004	0,001
^{IV} Al	2,121	2,020
Soma Sítio T	8,000	8,000
^{VI} Al	2,590	2,422
Fe	3,146	2,978
Mn	0,060	0,060
Mg	5,911	6,254
Zn	0,018	0,007
Soma Sítio O	11,725	11,722
Ca	0,031	0,053
Ba	0,004	0,001
Na	0,001	0,014
K	0,012	0,034
Soma IF	0,047	0,102
Soma Cátion	19,772	19,823
Cl	0,001	0,000
F	0,000	0,001
Soma O	28,000	28,000

Anexo I. C) Análises químicas pontuais para cristais de nefelina

AMOSTRA	APX-161b	APX-161b
ANÁLISE	A-1	A-2
SiO ₂	41,638	41,414
TiO ₂	0,014	0,000
Al ₂ O ₃	35,148	35,164
FeO	0,499	0,472
MnO	0,026	0,000
MgO	0,106	0,074
CaO	2,824	2,765
SrO	0,000	0,000
BaO	0,118	0,035
Na ₂ O	14,917	14,933
K ₂ O	4,520	4,500
Total	99,810	99,357
Si	8,005	7,992
Al	7,964	7,998
Fe	0,080	0,076
Soma T	16,049	16,066
Ti	0,002	0,000
Mn	0,004	0,000
Mg	0,030	0,021
Ca	0,582	0,572
Sr	0,000	0,000
Ba	0,009	0,003
Na	5,560	5,587
K	1,109	1,108
Soma	7,296	7,291
Soma Cátion	23,345	23,357
Soma O	32,000	32,000

Anexo I. D) Análises químicas pontuais para cristais de espinélio

AMOSTRA	APX-161b	APX-161a	APX-161a
ANÁLISE	A-1	A-2	A-3
SiO ₂	0,086	0,069	0,045
TiO ₂	0,183	0,335	0,266
Al ₂ O ₃	54,574	54,268	55,495
Cr ₂ O ₃	0,000	0,099	0,012
FeO	23,541	25,085	25,589
MnO	0,182	0,186	0,232
MgO	17,435	17,379	16,216
CaO	0,025	0,000	0,000
NiO	0,241	0,200	0,194
ZnO	0,024	0,084	0,065
Nb ₂ O ₅	0,000	0,000	0,006
Total	96,290	97,703	98,119
Si	0,019	0,015	0,010
Al	13,956	13,752	14,061
Cr	0,000	0,017	0,002
Fe ³⁺	1,947	2,093	1,829
Ti	0,030	0,054	0,043
Soma Sítio T	15,951	15,931	15,946
Mg	5,639	5,570	5,196
Ni	0,042	0,035	0,034
Fe ²⁺	2,325	2,418	2,771
Zn	0,004	0,013	0,010
Mn	0,033	0,034	0,042
Ca	0,006	0,000	0,000
Nb	0,000	0,000	0,001
Soma Sítio O	8,049	8,069	8,054
Soma Cátion	24,000	24,000	24,000
Soma O	32,000	32,000	32,000

Anexo I. E) Análises químicas pontuais para pseudomorfos de apatita

AMOSTRA	APX-003(9)	APX-003(9)	APX-003(9)
ANÁLISE	A-1	A-1	A-2
SiO ₂	46,281	10,194	33,767
FeO	2,743	0,774	1,943
MnO	0,131	0,411	0,407
MgO	7,015	3,445	1,446
CaO	4,297	44,262	21,992
BaO	5,053	0,963	0,037
F	2,269	4,608	0,339
P ₂ O ₅	0,038	0,051	0,000
SrO	0,062	0,125	0,074
K ₂ O	-	1,016	-
Total	67,889	65,849	60,004



DATA	Nº	VALOR	TOTAL
01/01	001	100,00	100,00
02/01	002	200,00	300,00
03/01	003	300,00	600,00
04/01	004	400,00	1000,00
05/01	005	500,00	1500,00
06/01	006	600,00	2100,00
07/01	007	700,00	2800,00
08/01	008	800,00	3600,00
09/01	009	900,00	4500,00
10/01	010	1000,00	5500,00
11/01	011	1100,00	6600,00
12/01	012	1200,00	7800,00
01/02	013	1300,00	9100,00
02/02	014	1400,00	10500,00
03/02	015	1500,00	12000,00
04/02	016	1600,00	13600,00
05/02	017	1700,00	15300,00
06/02	018	1800,00	17100,00
07/02	019	1900,00	19000,00
08/02	020	2000,00	21000,00
09/02	021	2100,00	23100,00
10/02	022	2200,00	25300,00
11/02	023	2300,00	27600,00
12/02	024	2400,00	30000,00
01/03	025	2500,00	32500,00
02/03	026	2600,00	35100,00
03/03	027	2700,00	37800,00
04/03	028	2800,00	40600,00
05/03	029	2900,00	43500,00
06/03	030	3000,00	46500,00
07/03	031	3100,00	49600,00
08/03	032	3200,00	52800,00
09/03	033	3300,00	56100,00
10/03	034	3400,00	59500,00
11/03	035	3500,00	63000,00
12/03	036	3600,00	66600,00
01/04	037	3700,00	70300,00
02/04	038	3800,00	74100,00
03/04	039	3900,00	78000,00
04/04	040	4000,00	82000,00
05/04	041	4100,00	86100,00
06/04	042	4200,00	90300,00
07/04	043	4300,00	94600,00
08/04	044	4400,00	99000,00
09/04	045	4500,00	103500,00
10/04	046	4600,00	108100,00
11/04	047	4700,00	112800,00
12/04	048	4800,00	117600,00
01/05	049	4900,00	122500,00
02/05	050	5000,00	127500,00
03/05	051	5100,00	132600,00
04/05	052	5200,00	137800,00
05/05	053	5300,00	143100,00
06/05	054	5400,00	148500,00
07/05	055	5500,00	154000,00
08/05	056	5600,00	159600,00
09/05	057	5700,00	165300,00
10/05	058	5800,00	171100,00
11/05	059	5900,00	177000,00
12/05	060	6000,00	183000,00
01/06	061	6100,00	189100,00
02/06	062	6200,00	195300,00
03/06	063	6300,00	201600,00
04/06	064	6400,00	208000,00
05/06	065	6500,00	214500,00
06/06	066	6600,00	221100,00
07/06	067	6700,00	227800,00
08/06	068	6800,00	234600,00
09/06	069	6900,00	241500,00
10/06	070	7000,00	248500,00
11/06	071	7100,00	255600,00
12/06	072	7200,00	262800,00
01/07	073	7300,00	270100,00
02/07	074	7400,00	277500,00
03/07	075	7500,00	285000,00
04/07	076	7600,00	292600,00
05/07	077	7700,00	300300,00
06/07	078	7800,00	308100,00
07/07	079	7900,00	316000,00
08/07	080	8000,00	324000,00
09/07	081	8100,00	332100,00
10/07	082	8200,00	340300,00
11/07	083	8300,00	348600,00
12/07	084	8400,00	357000,00
01/08	085	8500,00	365500,00
02/08	086	8600,00	374100,00
03/08	087	8700,00	382800,00
04/08	088	8800,00	391600,00
05/08	089	8900,00	400500,00
06/08	090	9000,00	409500,00
07/08	091	9100,00	418600,00
08/08	092	9200,00	427800,00
09/08	093	9300,00	437100,00
10/08	094	9400,00	446500,00
11/08	095	9500,00	456000,00
12/08	096	9600,00	465600,00
01/09	097	9700,00	475300,00
02/09	098	9800,00	485100,00
03/09	099	9900,00	495000,00
04/09	100	10000,00	505000,00

DOAÇÃO _____
TGC-USP
 Data: 02/02/12