UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTRATIGRAFIA E PETROGÊNESE DAS SEQÜÊNCIAS VULCÂNICAS
PALEOPROTEROZÓICAS NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA),
PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS**

Carlos Marcello Dias Fernandes

Orientador: **Prof. Dr. Caetano Juliani**

Co-Orientador: **Prof. Dr. Roberto Dall’Agnol**

TESE DE DOUTORAMENTO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

SÃO PAULO

2009

*Se, a princípio, a idéia não é absurda,
então não há esperança para ela*

Albert Einstein (1879 – 1955)

Agradecimentos

- Aos meus pais, irmão, namorada e avós pelo apoio TOTAL e incondicional durante os quatro anos de “aventura” em São Paulo;
- Ao grande amigo e Orientador Prof. Caetano Juliani. Não existem palavras que demonstrem meu sentimento de gratidão pelo seu apoio durante esses quatro anos. Você sabe melhor do que eu o divisor de águas que está sendo em minha carreira e vida pessoal. Lembrarei para o resto da minha vida de uma frase sua em várias de nossas conversas, logicamente sempre acompanhados de Antarctica ou Itaipava (às vezes Bohemia em épocas de vagas gordas): “*Duvide de você mesmo*”. Muito obrigado por tudo!
- À Prof.^a Lena Virgínia Soares Monteiro. Serei eternamente grato por tudo que você e o Caetano fizeram para minha perfeita adaptação e instalação em São Paulo. Ainda tomaremos muita cerveja na casa nova de vocês!
- Ao Prof. Nilson Pinto Teixeira (*in memoriam*). Incentivador e grande responsável pela minha opção em estudar o até então “específico” mundo do vulcanismo Paleoproterozóico do Cráton Amazônico. O seu estilo alternativo de cobrar e motivar os estudantes de Geologia, considerado “rude” ou “ignorante” pelos alunos medíocres, está fazendo falta. Onde quer que você esteja este trabalho também é seu!
- Ao meu Co-Orientador Prof. Roberto Dall’Agnol pelas discussões e auxílio na interpretação dos dados geoquímicos e de química mineral, bem como pelo incentivo e apoio que nos deu durante o desenvolvimento do Projeto Xingu;
- Aos amigos da sala B11 Fernando Camargo Freitas (Pobrema), Andrés Bustamante Londoño (Coco), Thaís Nogueira Hyppolito (Cicciolina), Carlos Mario Echeverri Misas (Padre) e Bruno Lagler (Meninão) pelo auxílio mútuo, companheirismo e momentos de alegria que vivemos

durante esses quatro anos. Os nossos papos de “altíssimo nível” irão fazer falta no dia-a-dia da vida real!

– Ao Prof. Claudio Nery Lamarão do IG/UFPA pelo apoio na realização de algumas análises por microscopia eletrônica de varredura;

– Ao Prof. Candido Augusto Veloso Moura pelo acompanhamento e ajuda nas análises geocronológicas e separação dos cristais de zircão, bem como aos demais professores e técnicos do Pará-Iso (IG/UFPA) pela colaboração;

– Ao Geólogo Bruno Leonelo Payolla (Centrais Elétricas do Norte do Brasil SA) pela concessão de fotografias aéreas da região de São Félix do Xingu;

– Ao Prof. Jorge Silva Bettencourt do IGUSP pelo incentivo constante durante a realização do nosso projeto;

– À Ana Paula Cabanal, Magali Poli Fernandes Rizzo e Tadeu Caggiano pela disponibilidade na resolução de questões referentes à Pós-Graduação;

– Ao Prof. Farid Chemale Jr. (UFS) pela realização das análises isotópicas de Nd, na época em que era professor do Laboratório de Geologia Isotópica (LABISO) da UFRGS;

– Ao Prof. Teodoro Isnard Ribeiro de Almeida pela disponibilização e processamento de produtos de sensores remotos;

– Ao Prof. Ian McReath pela revisão do texto e sugestões científicas nos artigos;

– Ao técnico Marcos Mansueto e Prof. Silvio Roberto Farias Vlach do IGUSP pelo apoio durante a realização das análises de química mineral;

– A todos os colegas da Pós-Graduação do IGUSP;

– A todos os amigos e membros do Grupo de Pesquisa Petrologia de Granitóides – GPPG do IG/UFPA, que mesmo distantes sempre me apoiaram de alguma forma;

– Aos bibliotecários, secretários, técnicos e funcionários do IGUSP;

– À Universidade de São Paulo;

- Ao Instituto de Geociências da USP pela infra-estrutura;
- Ao Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia pelo apoio financeiro na participação de eventos científicos no Brasil e no exterior;
- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico – CNPq pela concessão de bolsa de doutorado (Processo 142139/2005-0);
- Ao Projeto **PRONEX** do IG/UFPA (103-98/MCT/CNPq – Processo 66.2103/98-0), já concluído, pelo apoio financeiro na primeira etapa de campo realizado em 2006;
- Ao Projeto “*Petrografia, Estratigrafia e Metalogênese das seqüências vulcânicas Paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (Província Mineral de Carajás) e do Tapajós (PA)*” pelo apoio financeiro na realização das análises geoquímicas e confecção de lâminas petrográficas (PROCAD/CAPES – Processo 0096/05-9);
- Ao Projeto “*Avaliação do potencial metalogenético de ouro e cobre do vulcano-plutonismo do Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu / Iriri (PA)*” pelo apoio financeiro nas etapas de campo subsequentes e na realização das análises por microsonda eletrônica e isótopos de Nd (CT-Mineral – Processo 555066/2006-1);
- À INV Mineração, pelo suporte durante o último trabalho de campo;
- Por fim, às demais instituições e pessoas que auxiliaram de alguma forma na realização deste trabalho.

Apresentação do trabalho

Esta tese foi elaborada junto ao Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IGUSP), sob orientação do Prof. Dr. Caetano Juliani. Ela está redigida em formato de artigos científicos submetidos à revistas indexadas e arbitradas, e tem o seu conteúdo assim organizado:

- 1) No **Capítulo 1** são apresentados os aspectos introdutórios deste trabalho; as justificativas para a sua realização; os principais objetivos almejados; a localização geográfica da área de estudo; o contexto geotectônico no qual as rochas vulcânicas da região de São Félix do Xingu estão inseridas; as ferramentas e as técnicas aplicadas durante todo o seu desenvolvimento; bem como uma revisão bibliográfica dos vários trabalhos que foram desenvolvidos nos últimos anos com ênfase nos vulcanitos estudados da região de São Félix do Xingu e em outros correlatos no Cráton Amazônico;
- 2) No **Capítulo 2** é apresentada uma proposta do empilhamento litoestratigráfico dos arredores do município de São Félix do Xingu, com base nos raros trabalhos de escala regional que foram desenvolvidos na região e que serviram como ponto de partida para a realização do mapeamento e definição da área de trabalho;
- 3) No **Capítulo 3** são apresentadas as principais feições de campo dos vulcanitos em tela; o mapa geológico confeccionado para a região de São Félix do Xingu com base na nova estratigrafia proposta e a caracterização faciológica dessas unidades;
- 4) No **Capítulo 4** são apresentadas as descrições petrográficas representativas dos principais litotipos identificados e que serviram de base para a elaboração do artigo referente à geologia, estratigrafia e petrografia das unidades estudadas e rochas associadas (ANEXO A);

- 5) Nos **Capítulos 5 e 6** são externadas as discussões dos dados apresentados e as principais conclusões obtidas neste trabalho, bem como a integração com o conhecimento geológico que se tem em outras porções do Cráton Amazônico;
- 6) O **ANEXO A** é constituído pelo artigo “*Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil*” (Caetano Juliani & Carlos Marcello Dias Fernandes) submetido para publicação no periódico ***Journal of Volcanology and Geothermal Research***;
- 7) O **ANEXO B** é constituído pelo artigo “*High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages?*” (Carlos Marcello Dias Fernandes, Caetano Juliani, Lena Virgínia Soares Monteiro, Bruno Lagler & Carlos Mario Echeverri Misas), submetido para publicação no periódico ***Precambrian Research***;

Ao longo do desenvolvimento deste trabalho, o autor, orientador, e outros integrantes do Grupo de Pesquisa “***Interação fluido-rocha e alteração hidrotermal em processos petrogenéticos e metalogenéticos***”, liderado e coordenado pelo Prof. Caetano Juliani, publicaram sistematicamente resumos simples e resumos expandidos sobre a geologia, petrografia, Petrogênese e potencial metalogenético dessas unidades vulcânicas em simpósios, congressos e outros eventos científicos no Brasil e no exterior, apresentados nos **ANEXOS C, D, E, F, G e H**.

Resumo

Próximo à cidade de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará, no contexto da Província Mineral de Carajás, ocorre um amplo vulcano-plutonismo Paleoproterozóico (1,88 – 1,87 Ga) excepcionalmente preservado e agrupado nas formações Sobreiro e Santa Rosa. Estas unidades são genericamente correlacionadas ao vulcano-plutonismo do Supergrupo Uatumã, um magmatismo com abrangência estimada de 1.500.000 km² e registrado em praticamente todo o Cráton Amazônico. Essas rochas vulcânicas encontram-se sobrepostas ao Granito Parauari, do Paleoproterozóico, e às unidades do embasamento arqueano, dos domínios do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas e do Terreno Granito-*Greenstone* do Sul do Pará. Maciços Granitóides mineralizados a estanho da Suíte Intrusiva Velho Guilherme de 1,86 Ga invadem as unidades supracitadas.

Apesar da evolução do conhecimento nos últimos anos nesta região, há uma grande carência de dados geológicos, geoquímicos e isotópicos mais detalhados e precisos acerca dessa associação vulcânica no Cráton Amazônico como um todo. Essa escassez de informações é decorrente, em parte, das dificuldades de acesso às áreas e da densa cobertura vegetal e de solo, características peculiares da região Amazônica; descontinuidade lateral e vertical das unidades; e principalmente pelos poucos grupos de pesquisa especializados nesta temática.

O mapeamento geológico intensivo realizado neste trabalho revelou que a unidade basal Formação Sobreiro é composta por fácies coerente de fluxo de lavas predominantemente andesítica, com subordinados dacito e riodacito; bem como por fácies vulcanoclástica caracterizada por tufo, lapilli-tufo e brechas polimítica maciça. Estas rochas exibem fenocristais de augita, magnesiohastingsita e plagioclásio de variável composição em uma matriz microlítica ou traquítica. Magnetita e apatita figuram como os principais acessórios primários. A variação sistemática da mineralogia de andesito basáltico para riodacito e dacito, bem como as características petrográficas destes litotipos, sugerem que as rochas dessa unidade diferenciaram-se por cristalização fracionada com provável assimilação crustal. Análises litoquímicas mostram que possui assinatura geoquímica de granitóides de arco vulcânico, enquadra-se na série magmática cálcio-alcalina de alto potássio e tem composição metaluminosa. A associação superior, Formação Santa Rosa, é formada por fácies coerente maciça de riolitos e subordinadamente riodacitos com variáveis conteúdos modais de feldspato potássico, plagioclásio e megacristais de quartzo envoltos por matriz constituída de quartzo e feldspato potássico intercrescidos, comumente esferulítica. Localmente ocorrem esferulitos de até 10 cm

de diâmetro. Biotita é uma fase varietal, embora de abundância reduzida, apontando para uma unidade extremamente evoluída. Zircão, apatita e, subordinadamente óxidos de Fe e Ti, são acessórios primários. Fácies vulcanoclásticas de ignimbritos, lapilli-tufos, tufos de cristais félsicos e brechas polimíticas maciças representam um ciclo de vulcanismo explosivo nesta unidade. Essa associação vulcanoclástica possui mineralogia e características geoquímicas muito similares à fácies coerente. Diques métricos e *stocks* de pórfiros graníticos e granitóides equigranulares completam esta suíte. A deposição desta foi controlada por grandes fissuras crustais de até 30 km de comprimento de direção NE–SW, e subordinadamente NW–SE, materializado por fluxo magmático predominantemente vertical. Estas rochas exibem afinidade geoquímica intraplaca, composição peraluminosa e características transicionais entre subalcalina e alcalina. Zonas hidrotermalmente alteradas foram identificadas nestas suítes, sugerindo um potencial metalogenético para as mesmas.

A grande quantidade de blocos isolados em uma topografia plana lembra um sistema eruptivo monogenético na Formação Sobreiro. Os altos topográficos podem ter sido originados pela acumulação de lava do tipo *scutulum*. Os depósitos vulcanoclásticos que ocorrem na porção superior dos fluxos de lavas estão associados à fragmentação autoclástica, embora possam estar associados também ao regime de fluxo de piroclástico originado nas elevações. O modelo de erupção da unidade superior é muito semelhante ao da sequência ignimbrítica Sierra Madre Ocidental, localizada na América do Norte. A presença deste vulcanismo fissural na região de São Félix do Xingu poderia estar relacionada a um batólito ou um conjunto de batólitos formados em um regime distensivo.

A integração de dados de isótopos de Nd com o possível zonamento metalogenético que ocorre na porção sul do Cráton Amazônico, entre as regiões do Gráben da Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu, sugere que evolução desta porção está vinculada ao desenvolvimento de uma orogênese oceano–continente orientada aproximadamente leste–oeste, e materializada pela geração de arcos magmáticos gradativamente mais jovens entre 2,1 – 1,88 Ga. A geração do vulcanismo cálcio–alcalino de 1,88 Ga na região de São Félix do Xingu estaria relacionada à suavização do ângulo de subducção e posterior migração do arco magmático, a exemplo do Cinturão Andino e Montanhas Rochosas. Neste cenário, o vulcanismo exclusivamente crustal de 1,87 Ga representado pela Formação Santa Rosa estaria vinculado a um evento distensivo identificado em várias regiões do Cráton Amazônico e que estendeu-se até o Mesoproterozóico.

Abstract

Near the São Félix do Xingu city, center–south portion of the Pará state, in the context of the Carajás Mineral Province, occur extensive Paleoproterozoic volcano–plutonism (1.88 – 1.87 Ga) exceptionally well-preserved and grouped in the Sobreiro and Santa Rosa formations. These suites are generically correlated to Uatumã Supergroup volcano–plutonism, a magmatic event that covers approximately 1,500,000 km² and is registered in several areas of the Amazonian craton. These volcanic rocks overlap the paleoproterozoic Parauari Granite, and units of the archaean basement included in the Itacaiúnas Shear Belt and South Pará Granite–Greenstone terrain. Later tin-bearing 1.86 Ga A-type granitoid massifs of the Velho Guilherme Intrusive Suite intrude above units.

Although knowledge improvement in the last years in this region, there is necessity of more detailed and precise geologic, geochemical, and isotopic data for this volcanic association in the Amazonian craton. This gap of information is partially explained by access difficulties to the studied areas and dense forest cover; lateral and vertical discontinuities of the units; and especially by few researchers groups focalized in this thematic.

The intensive geologic mapping developed for this thesis showed that the basal Sobreiro Formation has coherent lava flow facies mainly andesitic, with subordinate dacite and rhyodacite; as well volcanoclastic facies with tuff, lapilli-tuff, and massive polymictic breccia. These rocks show augite, magnesiohastingsite, and plagioclase of variable compositions phenocrysts set in microlithic or traquitic groundmass. Magnetite and apatite are the primary accessories. The systematic mineralogic variation from basaltic-andesite to rhyodacite and dacite, and the petrographical characteristics of these rocks, suggest that the fractional crystallization was the prevailing differentiation process with probable crustal contamination. Their geochemical signature is similar to those of volcanic-arc related granitoids, with high-K calc-alkaline affinity, and metaluminous composition. The upper Santa Rosa Formation is formed by massive coherent facies of rhyolite and subordinate rhyodacite with variable modal contents of K-feldspar, plagioclase and quartz megacrysts in groundmass formed by intergrowth of quartz and potassic feldspar, commonly spherulitic. Spherical spherulites until 10 cm diameter occur locally. Biotite is a varietal phase modally reduced. Zircon, apatite, and Fe-Ti oxides are primary accessories, suggesting an extremely evolved unit. Volcanoclastic facies of ignimbrites, lapilli-tuffs, felsic crystal tuffs, and massive polymictic breccias represent an explosive volcanism cycle in the Santa Rosa Formation. This volcanoclastic association has mineralogic

and geochemical characters very similar to the coherent facies. Metric dikes and stocks of granitic porphyries and equigranular granitoids complete this formation. The deposition was driven by large ~ 30 km length NE–SW crustal fissures, and subordinate NW–SE, where magmatic flow are predominantly vertical. These upper volcanic rocks and associated porphyries and granites exhibit intraplate geochemical affinity, peraluminous composition, and transitional subalkaline to alkaline characteristics. Hydrothermally altered zones were identified in these suites, pointing to a metallogenetic potential for them.

The presence of several isolated blocks in a flat topography resembles monogenetic eruptive system in the Sobreiro Formation. The topographic highs could have been originated scutulum-type lava accumulation. The volcanoclastic deposits that occur in the top of the lava flow are related to autoclastic fragmentation processes, although can be related to pyroclastic flow regime originated in the hills. The eruption model for the upper unit is very similar to Sierra Madre Occidental ignimbritic sequence, located in North America. The fissure-controlled volcanism in the São Félix do Xingu region could have been related to a batholith or series of batholiths generated in extensional tectonic regime occurred in the Amazonian craton.

The integration of Nd isotope data with the possible metallogenetic zoning that occurs in the south portion of the Amazonian craton, between Serra do Cachimbo Graben and São Félix do Xingu region, suggests that the evolution of this portion is related to an approximately east–west ocean–continent orogenesis, materialized by progressively younger 2.1 – 1.88 Ga magmatic arcs. The generation of 1.88 Ga calc-alkaline volcanism in the São Félix do Xingu region can be explained by flattening in the subduction angle and following arc migration, as occurs in the Andes Belt and Rocky Mountains. In this scenario, the exclusively crustal 1.87 Ga volcanism of the Santa Rosa Formation could have been linked to extensional tectonic identified in several regions of the Amazonian craton that extended until Mesoproterozoic.

Sumário

Agradecimentos	i
Apresentação do trabalho	iv
Resumo	vi
Abstract	viii
Sumário	x
Lista de figuras	xiv
Lista de tabelas	xvii

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Contexto Regional	4
1.2 Localização e acesso à área de estudo	8
1.3 Trabalhos anteriores	9
1.4 Justificativa	13
1.5 Objetivos	16
1.6 Atividades desenvolvidas e Métodos aplicados	17
<i>1.6.1 Pesquisa Bibliográfica</i>	<i>17</i>
<i>1.6.2 Mapeamento</i>	<i>17</i>
<i>1.6.3 Petrografia</i>	<i>17</i>
<i>1.6.4 Geoquímica</i>	<i>18</i>
<i>1.6.5 Química mineral em Microsonda Eletrônica e caracterização de minerais por Microscópio Eletrônico de Varredura</i>	<i>19</i>
<i>1.6.6 Isótopos de Nd</i>	<i>20</i>
2 GEOLOGIA REGIONAL: LITOESTRATIGRAFIA, ASPECTOS ESTRUTURAIS E GEOCRONOLOGIA	21
2.1 Arqueano	21
<i>2.1.1 Terreno Granito–Greenstone do Sul do Pará (TGGSP)</i>	<i>21</i>
<i>2.1.2 Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI)</i>	<i>22</i>

2.2 Proterozóico	25
2.2.1 <i>Intrusões Félsicas e Máficas–Ultramáficas</i>	25
2.2.2 <i>Bacia do Médio Xingu</i>	26
2.3 Fanerozóico	29
2.3.1 <i>Mesozóico</i>	29
2.3.2 <i>Cenozóico</i>	29
3 GEOLOGIA E DEFINIÇÃO DE FÁCIES	30
3.1 Formação Sobreiro	31
3.2 Formação Santa Rosa	31
4 PETROGRAFIA E ANÁLISE TEXTURAL	40
4.1 Formação Sobreiro	40
4.2 Formação Santa Rosa	48
5 DISCUSSÃO	59
5.1 Modelo evolutivo de deposição para as unidades e sua relação com o Cráton Amazônico	59
5.2 Petrogênese, fontes geradoras, ambiente tectônico e o possível zonamento metalogenético do Cráton Amazônico	61
5.2.1 <i>Evolução magmática</i>	61
5.2.2 <i>Assimilação crustal</i>	62
5.2.3 <i>Fonte dos magmas</i>	63
5.2.4 <i>Ambiente geodinâmico e implicações para o Cráton Amazônico</i>	64
6 CONCLUSÕES	67
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	70
 ANEXO A Artigo submetido ao periódico “<i>Journal of Volcanology and Geothermal Research</i>” – <i>Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil</i>	 81
Abstract	82
1. Introduction	83

2. Regional geological setting	84
3. Methods	86
4. The Uatumã event	86
5. Volcanic faciology and Stratigraphy	88
6. Petrography	93
7. Discussion	97
8. Conclusions	100
Acknowledgements	101
References	103

ANEXO B Artigo submetido ao periódico internacional “*Precambrian Research*” – *High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages?* **108**

Abstract	109
1. Introduction	110
2. Geological setting	111
3. Geology of the São Félix do Xingu volcano-plutonism	114
4. Petrography	115
5. Methods and Analytical Procedures	117
6. Mineral chemistry	118
7. Geochemistry	126
8. Nd isotopes	137
9. Discussion	140
10. Conclusions	149
Acknowledgements	149
References	150

ANEXO C Trabalho apresentado no IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados	159
ANEXO D Trabalho apresentado no 33rd <i>International Geological Congress</i>	165
ANEXO E Trabalho apresentado no 33rd <i>International Geological Congress</i>	166
ANEXO F Trabalho apresentado no 16º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP	167
ANEXO G Trabalho apresentado no II Simpósio Brasileiro de Metalogenia	168
ANEXO H Trabalho apresentado no II Simpósio Brasileiro de Metalogenia	170

Lista de figuras

1.1	Mapa geológico da região de São Félix do Xingu (Macambira & Vale, 1997).	3
1.2	Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira, 1999).	6
1.3	Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico (Santos <i>et al.</i> , 2000).	7
1.4	Esboço com a localização da área de estudo e as principais vias de acesso.	8
1.5	Mapa geológico do Cráton Amazônico com alguns correlatos do vulcanismo Uatumã.	13
1.6	Imagem do radar JERS-1 (SAR) com os pontos de afloramentos visitados nos trabalhos de campo.	18
3.1	Vistas panorâmicas do controle topográfico das formações Sobreiro e Santa Rosa.	34
3.2	Feições de campo	35
3.3	Feições de campo	36
3.4	Feições de campo	37
3.5	Feições de campo	38
3.6	Mapa geológico do vulcano–plutonismo da região de São Félix do Xingu (Juliani & Fernandes, <i>Submitted</i>).	39
4.1	Aspectos mesoscópico e microscópicos da fácies coerente da Formação Sobreiro.	46
4.2	Aspectos mesoscópico e microscópicos da fácies vulcanoclástica da Formação Sobreiro.	47
4.3	Aspectos mesoscópico e microscópicos da fácies coerente da Formação Santa Rosa.	56
4.4	Aspectos mesoscópico e microscópicos das fácies ignimbrítica e vulcanoclástica próxima da fonte da Formação Santa Rosa.	57
4.5	Aspectos mesoscópico e microscópicos de pórfiro granítico associado à Formação Santa Rosa.	58

ANEXO A

1	(a) Geochronological provinces of the Amazonian craton accord to Santos <i>et al.</i> (2000); (b) Geological map of the São Félix do Xingu region showing originally defined Sobreiro and Iriri formations.	85
2	Fusion of radar image and geological map of the Paleoproterozoic volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region.	90
3	Field and macroscopic features of the Sobreiro Formation.	92

4	Field and macroscopic features of the Santa Rosa Formation and associated rocks.	94
5	Mesosopic and microscopic characteristics of the Sobreiro Formation facies.	96
6	Mesosopic and microscopic characteristics of the Santa Rosa Formation rocks.	98
7	Evolutionary schematic model for the fissure-controlled Santa Rosa Formation.	102

ANEXO B

1	Geologic Provinces of the Amazonian Craton (Santos <i>et al.</i> , 2000) and geologic map of the São Félix do Xingu volcano-plutonism (Juliani & Fernandes, <i>Submitted</i>).	113
2	Classification of the amphiboles phenocrysts from the Sobreiro Formation.	120
3	Composition of amphibole from the Sobreiro Formation in terms of a) Fe/(Fe+Mg) vs. Al ^{IV} and b) Fe/(Fe+Mg) vs. Al ^{IV} + Al ^{VI} .	120
4	Classification of clinopyroxene phenocrysts from the Sobreiro Formation.	121
5	Ab – An – Or composition of feldspars phenocrysts and groundmass from the Sobreiro and Santa Rosa formations.	123
6	a) Multi-cationic R1 vs. R2 diagram; b) A – F – M diagram for the Sobreiro and Santa Rosa Formations.	130
7	a) SiO ₂ vs. K ₂ O diagram; b) Molar A/NK vs. A/CNK variation diagram.	131
8	Major vs. silica binary plots.	132
9	Chondrite-normalized REE patterns of representative samples.	134
10	MORB-normalized multi-element patterns of representative samples.	135
11	Tectonic affinity discrimination diagrams for the Sobreiro and Santa Rosa formations.	136
12	Selected trace elements binary plots.	141
13	K/Rb vs. Rb (a), K/Ba vs. Ba (b) and Th/Yb vs. SiO ₂ (c) diagrams for the coherent facies of the Sobreiro and Santa Rosa formations and associated granitic porphyries.	143
14	Idealized schematic model for the ~ 2.0 – 1.88 Ga volcano-plutonism of the Amazonian craton and its relation with the flattening of the subducted plate.	148

ANEXO C

1	Mapa geológico preliminar da região de São Félix do Xingu.	161
2	Diagrama R1 vs. R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980).	162

3	Diagrama SiO ₂ vs. K ₂ O (Peccerillo & Taylor, 1976).	162
4	Diagrama A/CNK vs. A/CNK de Maniar & Piccoli (1989).	163
5	Diagrama SiO ₂ vs. MALI (índice de alcalinidade modificado).	163

ANEXO G

1	Áreas de ocorrência das rochas vulcânicas e granitóides associados aos eventos magmáticos de ~ 2,0 a 1,88 Ga.	168
2	Possível zonamento metalogenético para os eventos ocorridos entre ~ 2,0 a 1,88 Ga.	169

ANEXO H

1	Andesito com alteração propilitica.	171
2	Cristal de fluorita envolto por pirita e barita.	171
3	Fenocristal de plagioclásio em riolito da Formação Santa Rosa substituído por feldspato potássico.	171

Lista de tabelas

ANEXO A

1	Geochronologic data of some volcanic and granitoid massifs correlate to the Uatumã volcano-plutonism in the Xingu, Tapajós, and Pitinga regions.	89

ANEXO B

1	Geochronologic data of correlate to the Uatumã volcano-plutonism in the Xingu, Tapajós, and Pitinga regions.	112
2	Representative compositions of amphibole from rocks of the Sobreiro Formation.	119
3	Representative compositions of clinopyroxene from rocks of the Sobreiro Formation.	122
4	Representative compositions of feldspars from some rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations.	124
5	Representative whole rock data from some rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations.	127
6	Nd isotopic data for the Sobreiro and Santa formations, and archean units.	139

1 INTRODUÇÃO

O Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981) foi palco, no Paleoproterozóico, de uma das mais exuberantes atividades magmáticas félsicas do mundo, englobando aproximadamente metade do território nacional. Ele contém um grande volume de granitóides e vulcânicas intermediárias e félsicas, com subordinados tipos plutônicos máficos (Bettencourt & Dall'Agnol, 1987; Dall'Agnol *et al.*, 1994; Dall'Agnol *et al.*, 1999a; Dall'Agnol *et al.*, 1999b; Teixeira *et al.*, 2002a).

Esta mega-unidade tectônica é considerada uma das últimas fronteiras na busca de bens minerais essenciais para o desenvolvimento da humanidade, pois hospeda enormes jazidas de ferro, ouro, cobre, manganês, entre outros, bem como abriga a maior bacia hidrográfica do planeta (Caputo *et al.*, 1972; Abreu & Ramos, 1974; DOCEGEO, 1988; Faraco *et al.*, 1997; Juliani *et al.*, 2002; Teixeira *et al.*, 2005; Juliani *et al.*, 2008). Tais características peculiares têm atraído e motivado pesquisadores do país e do mundo inteiro para o desenvolvimento de estudos na região junto aos órgãos de fomento do país e empresas privadas, possibilitando assim a elucidação dos processos mineralizantes e sua relação com o magmatismo, bem como o entendimento da evolução crustal da região como um todo.

Na região centro-sul do Estado do Pará, em área circunvizinha à cidade de São Félix do Xingu (Fig. 1.1), o extenso vulcanismo do final do Paleoproterozóico mostra-se muito bem preservado, com rochas vulcânicas e vulcanoclásticas muito pouco deformadas não metamorfisadas. Nesse local a seqüência basal, de composição intermediária, foi depositada em forma de derrames e está capeada por uma félsica predominantemente riolítica, cuja efusão foi predominantemente controlada por grandes fissuras orientadas segundo NE-SW. As rochas dessas unidades são petrográfica- e quimicamente distintas e se encontram reunidas nas formações Sobreiro e Santa Rosa, respectivamente. Associados às duas unidades ocorrem ainda *stocks* e diques de pórfiros graníticos e leucogranitos equigranulares. Datações Pb-Pb por evaporação em zircão apontam idade de ~ 1,88 Ga (Pinho *et al.*, 2006) para ambas as suítes, mas em campo pode-se observar que a Formação Santa Rosa está posicionada sobre a Formação Sobreiro.

Esta associação é correlacionada ao evento vulcano-plutônico Paleoproterozóico conhecido *sensu lato* como Uatumã (Barbosa, 1966; Silva *et al.*, 1974; Santos *et al.*, 1975; Leal *et al.*, 1978; Santos, 1980; Bettencourt & Dall'Agnol, 1987; Dall'Agnol *et al.*, 1987; Dall'Agnol *et al.*, 1997; Teixeira, 1999; Juliani *et al.*, 2002; Lamarão *et al.*, 2002; Teixeira *et al.*, 2002b; Juliani *et al.*, 2005; Fernandes *et al.*, 2006). Este evento resultou em um grande volume de

granitóides de composições e naturezas diversas, bem como em extensos derrames e fluxos vulcanoclásticos félsicos e, subordinadamente, de composição intermediária, bem como diversos depósitos de metais preciosos e de base a eles associados (Nunes *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005).

Apesar da evolução do conhecimento nos últimos anos, ainda há uma grande carência de dados geológicos, geoquímicos e geocronológicos mais detalhados e precisos a cerca dessa associação vulcânica, tanto na região sul-sudeste do Estado do Pará, quanto em relação ao Cráton Amazônico como um todo. Essa escassez de informações é decorrente, em parte, das dificuldades de acesso às áreas e da cobertura vegetal e de solo, características peculiares da região Amazônica; descontinuidade lateral e vertical das unidades, dificultando a definição precisa de sua estratigrafia; bem como pela ausência de estudos de detalhe envolvendo outras seqüências vulcânicas proterozóicas, tanto no país como em outras regiões do mundo, os quais serviriam como base para referência e comparações.

Esse trabalho visou a realização de um estudo mais detalhado sobre a distribuição e gênese dos litotipos constituintes das formações Sobreiro e Santa Rosa na região de São Félix do Xingu, com base em mapeamento, petrografia, litogeoquímica e geoquímica isotópica, bem como de análises químicas de minerais por microsonda eletrônica e microscopia eletrônica de varredura. Adicionalmente, fez-se uma avaliação do eventual potencial metalogenético desta seqüência, embora preliminar, em especial para depósitos epitermais *low-* e *high-sulfidation* de metais preciosos (ouro e prata) ou de base (cobre), a exemplo da ocorrência descrita na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005), a qual se encontra intimamente associada ao desenvolvimento de um conjunto de *ash flow calderas* (*cf.* Lipman, 1984). Complementarmente, estes vulcanitos foram invadidos por granitos anorogênicos de aproximadamente 1860 Ma (Teixeira *et al.*, 2002a; Pinho *et al.*, 2006) mineralizados principalmente em estanho, tungstênio e molibdênio constituintes da Província Estanífera do Sul do Pará (Abreu & Ramos, 1974); bem como por pórfiros graníticos que podem hospedar mineralizações do tipo *Intrusion-Related Gold Systems* (*cf.* Lang & Baker, 2001), justificando ainda mais os esforços nesta porção do Cráton.

Em conclusão, os resultados possibilitaram melhorar o conhecimento geológico da região e contribuir para o entendimento da evolução do Cráton Amazônico.

Fig. 1.1 Porção do mapa geológico da região de São Félix do Xingu, Folha SB-22-Y-B (Macambira & Vale, 1997).

1.1 Contexto Regional

Os vulcanitos do Grupo Uatumã (*lato sensu*), na região centro-sul do Estado do Pará, inserem-se no contexto do Cráton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981). Dois modelos principais procuram explicar a evolução desta megaunidade geotectônica: o fixista e o mobilista. O primeiro, com base em dados estruturais e geofísicos, preconiza o Cráton Amazônico como uma grande plataforma arqueana que foi retrabalhada e reativada no Proterozóico (2000 ± 2 Ma), durante o ciclo Transamazônico (Amaral, 1974; Montalvão & Bezerra, 1980; Hasui *et al.*, 1984, 1993; Costa & Hasui, 1997). O segundo, apoiado em dados predominantemente geocronológicos, considera que o Cráton Amazônico foi formado no Arqueano, porém evoluiu através de eventos de acreção crustal ocorridos no Proterozóico. Neste modelo, admite-se a existência de um núcleo continental arqueano, ao qual foram acrescidos cinturões móveis e arcos magmáticos a norte e sudoeste, distinguidos em novas províncias geocronológicas (Cordani & Brito Neves, 1982; Teixeira *et al.*, 1989; Tassinari, 1996; Tassinari *et al.*, 1996; Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000).

Nos últimos anos, com a obtenção de novos dados geológicos e geocronológicos, o modelo de províncias geocronológicas tem sofrido revisões e redefinições. O modelo proposto por Tassinari & Macambira (1999) divide o Cráton Amazônico em seis províncias geocronológicas (Fig. 1.2): 1) Amazônia Central (>2300 Ma), 2) Maroni-Itacaiúnas (2200 – 1900 Ma), 3) Ventuari-Tapajós (1950 – 1800 Ma), 4) Rio Negro-Juruena (1800 – 1550 Ma), 5) Rondoniana-San Ignacio (1500 – 1300 Ma) e 6) Sunsás (1250 – 1000 Ma). Por sua vez, Santos *et al.* (2000) subdividem o Cráton Amazônico em sete províncias geocronológicas, com limites consideravelmente distintos do anterior (Fig. 1.3).

A área de estudo situa-se na Província Geocronológica Amazônia Central, a qual é considerada a unidade mais antiga em torno da qual as demais províncias foram acrescidas. O núcleo arqueano mais importante encontra-se na região de Carajás, Estado do Pará, e é cortado por inúmeros corpos granitos anorogênicos paleoproterozóicos (Dall'Agnol *et al.*, 2005). Estende-se para noroeste, através do Estado de Roraima, parte da Guiana e sudeste da Venezuela, onde não são conhecidas outras ocorrências de rochas arqueanas. No modelo de Santos *et al.* (2000), as unidades mais antigas são representadas por dois núcleos que formam a Província Carajás-Imataca. O primeiro inclui as regiões de Carajás, Bacajás (ao norte de Carajás) e sul do Amapá, e o segundo, o Complexo Imataca da Venezuela. As demais áreas da Província Amazônia Central de Santos *et al.* (2000) foram separadas por Almeida *et al.* (1997) e Costa (1999) do domínio arqueano e incluídas na sua Província Amazônia Central redefinida, a

qual é interpretada como produto de retrabalhamento de uma crosta arqueana e constituída predominantemente por rochas cratogênicas não deformadas, com idades entre 1,88 Ga e 1,70 Ga. Entretanto, as suítes Água Branca e Pedra Pintada e rochas andesíticas do Grupo Surumu, situadas nos domínios dessa província, possuem idades U–Pb e Pb–Pb em zircão entre 2006 ± 4 Ma e 1938 ± 37 Ma (Santos *et al.*, 2000), portanto mais antigas do que o intervalo de idades anteriormente estabelecido por Sato & Tassinari (1997). Tassinari & Macambira (1999) e Santos *et al.* (2000) identificaram nos domínios da Província Amazônia Central uma crosta arqueana em profundidade, revelada por dados isotópicos, permitindo considerar essa como uma província predominantemente arqueana, mesmo que rochas com essa idade não ocorram em superfície.

A Província Maroni–Itacaiúnas (Tassinari & Macambira, 1999) ou Transamazônica (Santos *et al.*, 2000), cuja evolução se deu no Paleoproterozóico, situa-se a nordeste e norte da Província Amazônia Central ou Carajás–Imataca. Apresenta expressivas seqüências metavulcano–sedimentares, além de um magmatismo diversificado e grandes domínios de rochas granulíticas. Dados isotópicos disponíveis mostram um padrão concordante, sugerindo a formação de crosta juvenil no Paleoproterozóico em quase toda a província (Gruau *et al.*, 1985; Sider & Mendoza, 1991; Sato & Tassinari, 1997; Santos *et al.*, 2000), embora blocos arqueanos tenham sido encontrados na região central do Amapá (Lima, 1984; Lafon *et al.*, 1998).

A Província Ventuari–Tapajós (Tassinari & Macambira, 1999) ou Tapajós–Parima (Santos *et al.*, 2000) é interpretada em ambos os modelos como um arco magmático oceânico de direção NW–SE dominante, relacionado a uma subducção no Transamazônico. Essa província é mais bem estudada na região do Tapajós, onde é sugerida a existência de um magmatismo distinto, de idades um pouco mais novas do que as encontradas nas Províncias Maroni–Itacaiúnas ou Transamazônica (Faraco *et al.*, 1997; Sato & Tassinari, 1997; Klein & Vasquez, 2000; Lamarão *et al.*, 2002; Lamarão *et al.*, 2005). Nessa região predominam rochas granitóides cálcio–alcalinas a alcalinas e extensos derrames de rochas vulcânicas intermediárias a ácidas. A ausência de rochas arqueanas, somada aos dados isotópicos de Nd, apontam para fontes predominantemente paleoproterozóicas na origem desta Província (Sato & Tassinari, 1997; Lamarão *et al.*, 2005).

No geral, os limites entre as províncias são ainda imprecisos, decorrentes em grande parte de informações estruturais, petrológicas e geocronológicas insuficientes até o momento. A transição entre os domínios arqueano e proterozóico é indefinida e a relação das mineralizações com as associações magmáticas ainda é pouca conhecida.

Fig. 1.2 Principais Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Tassinari & Macambira (1999).

Províncias Geocronológicas Cráton Amazônico

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

Outros Domínios

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

Fig. 1.3 Principais Províncias Geocronológicas do Cráton Amazônico, segundo Santos *et al.* (2000).

1.2 Localização e acesso à área de estudo

A área de estudo localiza-se na Folha SB-22-Y-B – São Félix do Xingu, compreendida entre os paralelos 6°30'00" e 6°57'00" de latitude sul e os meridianos 51°56'00" e 52°30'00" de longitude oeste, perfazendo um total de aproximadamente 2.630 km² (Fig. 1.4).

As principais vias de acesso terrestres que servem a região são as rodovias PA-150 (Belém – Marabá – Xinguara) e PA-279 (Xinguara – Tucumã – São Félix do Xingu). Existem, ainda, no interior da área, estradas vicinais que conduzem aos pequenos povoados e vilas da região e à sedes de fazendas.

Fig. 1.4 Esboço do Estado do Pará mostrando a localização da área de estudo (retângulo azul hachurado), bem como as principais vias de acesso (Ministério dos Transportes, modificado; <http://www.transportes.gov.br/bit/mapas/mapas-print/estados/bit-pdf/para.pdf>).

1.3 Trabalhos anteriores

Apesar da extensa bibliografia a respeito do magmatismo do tipo Uatumã no Cráton Amazônico, as conclusões referentes à conceituação, idade, composição, correlação e posicionamento estratigráfico, dos vários autores que se dedicaram ao assunto são conflitantes (Caputo *et al.*, 1972; Silva *et al.*, 1974; Santos *et al.*, 1975; Leal *et al.*, 1978; Santos, 1980; Macambira & Vale, 1997; Costi *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002; Fernandes *et al.*, 2006; Ferron *et al.*, 2006). Este fato é justificado em virtude de alguns fatores como: a grande área de exposição, podendo atingir até 1.500.000 km², e a descontinuidade física entre os vários segmentos que constituem a unidade e escassez de dados.

Trata-se de um vulcanismo de caráter efusivo e explosivo representado por andesito basáltico, andesito, dacito, riodacito, riolito, latito, quartzo latito, traquito tufos e ignimbritos de afinidade cálcio-alcalina e, subordinadamente, alcalina. Toda essa associação foi agrupada de modo genérico no Supergrupo Uatumã (Santos *et al.*, 1975) e recebeu, dependendo da área de ocorrência, diferentes denominações (Fig. 1.5). Nas regiões do Xingu pertencem ao Grupo Uatumã (Macambira & Vale, 1997); no Tapajós foi denominado Grupo Iriri (Pessoa *et al.*, 1977); a norte de Manaus (região da Província Estanífera de Pitinga) e Roraima formam, respectivamente, os Grupos Iricoumé (Oliveira *et al.*, 1975) e Surumu (Montalvão *et al.*, 1975). A escassez de dados geoquímicos e geocronológicos detalhados tem levado muitos autores a admitirem a existência de apenas um evento vulcânico do tipo Uatumã em todo o Cráton Amazônico, com semelhanças geoquímicas e temporais (Santos, 1984).

Dall'Agnol *et al.* (1994; 1999c) admitiram que o Supergrupo Uatumã é heterogêneo, com pelo menos dois tipos de séries vulcânicas, que não são co-magmáticas e, provavelmente, não contemporâneas. Na região de Pitinga, riodacitos do Grupo Iricoumé forneceram idade U–Pb em zircão de 1960 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994) e Pb–Pb em zircão de 1888 ± 3 Ma (Costi *et al.*, 2000). A norte do Estado de Roraima, andesitos do Grupo Surumu foram datados em 1966 ± 9 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994) e 2005 ± 4 Ma (Costa, 1999).

Lamarão *et al.* (2002) caracterizaram na Província Aurífera do Tapajós duas seqüências vulcano–plutônicas independentes referentes ao magmatismo do tipo Uatumã e Suíte Maloquinha, com distintas assinaturas geoquímicas e diferentes idades. A Formação Vila Riozinho e o Maciço São Jorge Antigo com idade de aproximadamente 2,0 Ga e a Formação Moraes Almeida e os Maciços São Jorge Jovem, Jardim do Ouro e Maloquinha com idade de

1,88 Ga, mostrando dessa forma que este evento magmático deve ser redefinido nas outras áreas de ocorrências.

Juliani *et al.* (2005) identificaram na Província Aurífera do Tapajós um paleossistema epitermal *high-* e *low-sulfidation* mineralizado em Au, Cu e Mo, hospedado em vulcânicas cálcio-alcálicas paleoproterozóicas do Grupo Iriri, geneticamente vinculadas com a evolução de um conjunto de *ash flow calderas* aninhadas. O vínculo genético desses sistemas com os depósitos do tipo pórfiro de Au e Cu foram recentemente descritos na Província Aurífera do Tapajós com a caracterização petrográfica, mineralógica e metalogenética do Granito Palito (Juliani *et al.*, 2008).

Ferron *et al.* (2006) realizaram estudos geocronológicos e geológicos sistemáticos em unidades vulcânicas pertencentes ao Grupo Iricoumé e maciços graníticos da Suíte Mapuera, na Província Estanífera de Pitinga, propondo a definição de três novas unidades na região. A unidade basal foi denominada de Formação Divisor, consistindo de andesitos e latitos porfiríticos. Capeando esta ocorrem tufos e ignimbritos ácidos da Formação Paraíso e, por fim, no topo da seqüência, afloram riolitos, riodacitos e quartzo traquitos da Formação Ouro Preto. Análises isotópicas Pb–Pb em zircão revelaram idade de cristalização 1890 ± 2 Ma para a Formação Paraíso e, por sua vez, a Formação Ouro Preto ostenta idade situada entre 1881 e 1886 Ma.

Na região de São Félix do Xingu, alguns projetos foram desenvolvidos nos últimos anos com enfoque no magmatismo do tipo Uatumã. Macambira & Vale (1997) caracterizaram na região uma associação formada por vulcanismo intermediário e ácido, com predominância de diques e derrames de andesitos, denominada Formação Sobreiro, e um conjunto de vulcânicas ácidas, com predominância de diques riolíticos e tufos, denominada Formação Iriri, ambas as formações foram consideradas como parte do Grupo Uatumã. Análises geocronológicas em rocha total revelaram idades proterozóicas, as quais não foram fornecidas pelos autores.

Teixeira *et al.* (1998) obtiveram em riolitos e andesitos do Grupo Uatumã, idade de referência Pb–Pb em rocha total de 1875 ± 79 Ma.

Teixeira *et al.* (2002b) caracterizaram um amplo vulcanismo efusivo e explosivo, de composições traqui-andesito basáltica e andesito basáltica (Formação Sobreiro), riolítica e dacítica a riodacítica (Formação Iriri). Estudo petrográfico mostrou uma seqüência hidrotermalizada em diferentes graus, com paragênese típica a base de albita + epídoto + sericita + muscovita, sericita + muscovita + clorita + carbonato e epídoto + clorita + sericita + muscovita. As rochas da Formação Sobreiro apresentam filiação cálcio-alcálica, são

dominantemente aluminosas e originadas em ambiente cratônico continental. As da Formação Iriri são predominantemente potássicas, de natureza subalcalina a alcalina rica em potássio e foram geradas em ambiente continental intraplaca.

Teixeira *et al.* (2003), a partir da integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto e de sistemas de informação geográfica, levantaram a hipótese da existência de um domo e/ou caldeira vulcânica na formação das rochas das formações Iriri e Sobreiro, na região de São Félix do Xingu.

Fernandes *et al.* (2006) identificaram derrames de lavas coerentes de andesito basalto, traquiandesito, dacito e riolito recobertos por extensos depósitos de fluxos piroclásticos, representados por tufos vítreos e de cristais, brechas e aglomerados vulcânicos polimíticos. Geoquimicamente a unidade de composição intermediária (Formação Sobreiro) é cálcio-alcalina transicional entre alto potássio e shoshonítico, e exibe características de geração em arcos vulcânicos. As rochas vulcânicas e vulcanoclásticas ácidas superpostas, pertencentes à Formação Iriri, têm assinatura geoquímica compatível com uma formação intraplaca e anorogênica. Datações Pb–Pb em zircão revelaram para um dacito porfirítico da primeira idade de 1880 ± 6 Ma (MSWD=3,9), interpretada como aquela de cristalização. Com relação ao magmatismo alcalino, as relações de campo e características texturais permitem posicioná-lo na mesma faixa de idade.

Pinho *et al.* (2006) realizaram datações Pb–Pb em zircão de maciços granitóides relacionados à Suíte Intrusiva Velho Guilherme e vulcanito da Formação Sobreiro. Os maciços Serra da Queimada, Santa Rosa e Porfirítico de Vila Santa Rosa revelaram idades de 1882 ± 12 Ma, 1888 ± 3 Ma e 1881 ± 3 Ma, respectivamente. Um dacito porfirítico da unidade vulcânica revelou idade 1880 ± 6 Ma (MSWD=3,9), todas consideradas a idade mínima de cristalização.

Fernandes *et al.* (2008a) caracterizaram a nítida separação entre as duas seqüências vulcânicas na região de São Félix do Xingu. A suíte basal (Formação Sobreiro) é intermediária e formada predominantemente por derrames de andesitos cuja evolução foi governada pelo fracionamento de clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e magnetita. Os vulcanitos fissurais sobrepostos da Formação Iriri (aqui renomeada para Formação Santa Rosa) e rochas associadas são de composição riolítica, diferenciados pelo fracionamento de feldspatos. A primeira suíte tem assinatura geoquímica de granitóides de arco-vulcânico, caráter cálcio-alcalino de alto potássio e metaluminosa. Já a associação posterior e seus associados são anorogênicos, têm afinidade geoquímica intraplaca, bem como são predominantemente peraluminosos e

transicionais entre subalcalino e alcalino. A originalmente definida Formação Iriri (Macambira & Vale, 1997) era correlacionada ao Grupo Iriri da Província Aurífera do Tapajós, o qual é formado por vulcânicas félsicas cálcio-alcalinas. Diante desse quadro, considerando as características geoquímicas da primeira, esses autores a renomearam para Formação Santa Rosa, agrupando a esta os pórfiros graníticos, depósitos vulcanoclásticos e intrusões graníticas petrográfica- e quimicamente semelhantes.

Lagler *et al.* (2008) sugeriram a existência de um conjunto de *ash flow calderas* paleoproterozóicas na região NE de São Félix do Xingu de aproximadamente 30 km de diâmetro, com caldeiras individuais de até 5 km de diâmetro associadas às formações Sobreiro e Santa Rosa. O controle topográfico e a distribuição espacial dos litotipos identificados apontam para: a) **Estágio pré-caldeira**: formação de estratovulcões relacionados aos vulcanitos da Formação Sobreiro; b) **Estágio sin-caldeira**: responsável pelo abatimento desses estratovulcões e formação dos litotipos vulcanoclásticos de seu preenchimento e c) **Estágio pós-caldeira**: formação de pórfiros e *stocks* graníticos.

Juliani *et al.* (2009) com base nas mineralizações epitermais e do tipo pórfiro conhecidas na porção sul do Cráton Amazônico e no magmatismo cálcio-alcalino de $\sim 2.0 - 1.88$ Ga associado sugeriram a existência de um zonamento metalogenético semelhante ao encontrado em arcos magmáticos continentais modernos. Nesse contexto, zona de subducção geradora dessas rochas tem uma orientação tendendo a leste-oeste e que a formação das rochas andesíticas mais jovens podem ser consequência de mudanças no ângulo da placa em subducção, da mesma forma como ocorre na cadeia Andina e no cinturão Trans-Mexicano.

Lagler *et al.* (2009) realizaram investigações mineralógicas pormenorizadas e identificaram nas rochas da Formação Sobreiro marcante propilitização e epidotização, onde a paragênese geral da alteração hidrotermal consiste em clorita + epídoto + carbonato + sericita $\pm$ quartzo, sugerindo a possibilidade da existência de mineralizações epitermais de metais de base e preciosos com alteração sericítica e argílica dos tipos *low-* e, até mesmo *high-sulfidation*, como indicado pela presença de barita + pirita e, pelos possíveis indícios em DRX, ainda não comprovados, de alunita. Nos vulcanitos da Formação Santa Rosa as alterações hidrotermais mais comuns são sericitização, geralmente muito intensa e com sulfetos associados e metassomatismo potássico, resultando em sericita + argilo-minerais + feldspato potássico + quartzo $\pm$ pirita, às quais podem estar associadas mineralizações de Au, Sn e W, apontando para a possibilidade da ocorrência de sistemas mineralizantes do tipo *Intrusion-Related Gold Systems*.

Fig. 1.5 Mapa geológico do Cráton Amazônico (Bizzi *et al.*, 2003) com a indicação da área de ocorrências de alguns correlatos do vulcanismo Uatumã (*lato sensu*). 1 – Grupo Uatumã na região de São Félix do Xingu; 2 – Grupo Irii na Província Aurífera do Tapajós; e 3 – Grupo Iricoumé na Província Estanífera de Pitinga.

1.4 Justificativa

A Província Mineral de Carajás e adjacências desempenham um papel estratégico importante para o Brasil e, particularmente, para o Estado do Pará, pois hospedam em seu subsolo importantes depósitos minerais de ferro, cobre, zinco, alumínio, ouro, manganês, estanho e platinoídes.

Datam da década de 50 as primeiras iniciativas de investigação geológica na região, quando da execução do Projeto Araguaia, que objetivou, através de um amplo recobrimento aerofotogramétrico, avaliar o seu potencial mineral. No início da década de 70, passou-se a

aplicar metodologias de investigação mais sofisticadas, como o uso de imagens de radar (Projeto RADAMBRASIL), cuja contribuição possibilitou a descoberta de importantes jazidas de ferro e de outros bens minerais, bem como melhorou enormemente o conhecimento geológico da Província.

A Província Aurífera do Tapajós é outro exemplo de importância econômica no Cráton Amazônico, onde se explotou oficialmente mais de 200 toneladas de ouro até 1997 (Faraco *et al.*, 1997), tanto aluvionar como coluvionar. Tais ocorrências têm sido vinculadas a processos orogênicos transicionais entre mesozonais e epizonais, hospedadas em granitóides cálcio-alcalinos (Groves *et al.*, 1998; Klein & Vasquez, 2000), posteriormente desmontadas por agentes erosivos. Contudo, com o avanço das pesquisas sistemáticas na região, foram identificadas mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation* paleoproterozóicas em vulcânicas félsicas cálcio-alcalinas do Grupo Iriri (Nunes *et al.*, 2001; Juliani *et al.*, 2005), até então as mais antigas do mundo, abrindo dessa forma novos horizontes para a exploração mineral nesta parte do Cráton, tanto para a evolução do conhecimento geológico quanto para a elaboração de novos modelos prospectivos.

Apesar disso, diversas áreas desta unidade tectônica ainda são mal conhecidas e não mereceram mapeamentos geológicos mais pormenorizados e consistentes, visando a formulação de cartas geológicas mais detalhadas e à prospecção mineral. Dentre elas, a região de São Félix do Xingu, mesmo situada a oeste da Serra dos Carajás. Nos últimos anos apenas os granitóides anorogênicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme foram tema estudos mais detalhados (Teixeira *et al.*, 2002a; Teixeira *et al.*, 2005). Em razão disso, é necessário:

1. A realização de mapeamentos mais abrangentes, que possibilitem a confecção de cartas geológicas mais detalhadas, visto que aquelas existentes são de escala regional, e não permitem uma melhor delimitação dos corpos, bem como a visualização de suas relações estratigráficas com as outras unidades ocorrentes na região;
2. O refinamento de estudos petrográficos e geoquímico sobre essas associações, primordial para a caracterização de zonas afetadas por alterações hidrotermais, já que as mesmas são indicadoras da existência de possíveis depósitos minerais a semelhança do que ocorre em relação às rochas vulcânicas paleoproterozóicas da Província Aurífera do Tapajós, por exemplo;
3. A caracterização da estratigrafia e formas de ocorrência das vulcânicas. As rochas vulcânicas em questão são agrupadas de modo geral no Supergrupo Uatumã, sugerindo a existência de um único evento vulcânico na região. No entanto, como já comentado

anteriormente, estudos geocronológicos recentes (Lamarão *et al.*, 2002; Juliani *et al.*, 2005), mostram a existência de pelo menos dois eventos vulcânicos de idade paleoproterozóica na região do Tapajós. Isso reforça a necessidade de melhor precisar a idade das rochas envolvidas e o quadro de Tapajós precisa ser testado na região do Xingu;

4. A caracterização dos modos de ocorrência e formação das unidades vulcânicas. A identificação de complexos de caldeiras de cinzas vulcânicas na Província Aurífera do Tapajós (Juliani *et al.*, 2005) indica que não deve haver continuidade lito- e até mesmo cronoestratigráfica entre as unidades vulcânicas do Grupo Iriri (*lato sensu*) de diferentes regiões do Cráton Amazônico, ou até mesmo em uma única província geológica. Isso se deve ao processo de formação e evolução de um complexo de caldeiras continental (Elston, 1984; Lipman, 1984), usualmente iniciado com a construção de estratovulcões com uma unidade vulcânica basal andesítica, por vezes com basaltos associados, que grada para ignimbritos e tufos com derrames de riolito intercalados, que compõem as unidades litoestratigráficas relacionadas ao **estágio pré-caldeira**. Durante o **estágio sin-caldeira** há a formação de grandes volumes de tufos de cristais e cineríticos, distribuídos em extensas áreas, são resultantes do abatimento da delgada crosta sobre a câmara magmática sob os estratovulcões. Por fim, há a formação dos depósitos epiclásticos intracaldeira, e pode haver a geração de vulcões anelares, radiais ou internos, compostos por vulcanoclásticas e/ou lavas, bem como de domos riolíticos ressurgentes do **estágio pós-caldeira**. Em complexos de caldeiras agrupadas (*nested calderas*), como as definidas no Tapajós, o desenvolvimento de caldeiras próximas e superpostas, leva à interdigitação de lavas e de fluxos piroclásticos num espaço de tempo de alguns milhões a poucas dezenas de milhões de anos. Isso pode fazer com que datações pontuais, sem o reconhecimento da estratigrafia, faciologia e do quimismo das vulcânicas e vulcanoclásticas, não separem as efetivamente formações, e sim as aglutinem em unidades híbridas;
5. A integração, análise e interpretação dos dados visando compreender melhor a evolução magmática dos vulcanitos; elaborar modelos evolutivos tectono–magnéticos mais consistentes e avaliar sua relação com os granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.*, 2002a; Teixeira *et al.*, 2005), bem como com as outras seqüências vulcânicas que ocorrem nesta unidade tectônica;

6. A formação de mão-de-obra capacitada para a caracterização estratigráfica, petrogenética e metalogenética de seqüências vulcânicas félsicas, em especial as que ocorrem no Cráton Amazônico, haja à vista que tais estudos sistemáticos são mais difundidos no sul do país, especialmente nos vulcanitos constituintes da Formação Serra Geral e litotipos associados (White, 1908), que recobre aproximadamente 1.200.000 km² da Bacia do Paraná (Melfi *et al.*, 1988), mas em sua maioria, estão recobertos por unidades sedimentares mais jovens, o que, de modo geral, não ocorre para as rochas do evento Uatumã.

1.5 Objetivos

Com base no que foi exposto anteriormente, pretendeu-se com este trabalho aprofundar o conhecimento geológico da região de São Félix do Xingu (PA), especificamente em relação às seqüências vulcânicas. Em razão disso, os objetivos específicos desta pesquisa foram:

1. A confecção de carta geológica mais detalhada da distribuição espacial dos vulcanitos ocorrentes na região de São Félix do Xingu, bem como dos pórfiros graníticos associados, visto que os mapas existentes contendo tais unidades encontram-se nas escalas regionais de 1:250.000 (Macambira & Vale, 1997) e 1:100.000 (Fernandes *et al.*, 2006);
2. A realização de estudos petrográficos detalhados com vistas à melhor caracterizar os diversos tipos vulcânicos que constituem estas associações; bem como para contribuir no estabelecimento da estratigrafia dos derrames de lavas coerentes e litotipos vulcanoclásticos, na identificação e caracterização de zonas ou halos de alteração hidrotermal, que servem como indicadores de eventuais depósitos minerais, a exemplo daqueles epitermais descritos na Província Aurífera do Tapajós;
3. O estudo de suas assinaturas litogeoquímicas, com intuito de melhor caracterizar a tipologia, natureza, afinidade tectono-magmática e as séries magmáticas das rochas em questão, bem como compreender mais claramente sua evolução petrogenética com base nos modelos de geração de magma;
4. A caracterização da composição química de minerais em litotipos contendo fenocristais preservados; bem como a caracterização por meio de microscopia eletrônica de varredura de fases minerais com dimensões diminutas, por serem de difícil reconhecimento utilizando-se microscopia óptica convencional;

5. A realização de análises isotópicas de Nd, objetivando-se a proposição de prováveis fontes geradoras desses vulcanitos; avaliar eventuais processos de assimilação/contaminação entre as duas seqüências vulcânicas, bem como discutir as implicações desse evento vulcânico na evolução do Cráton Amazônico como um todo.

1.6 Atividades desenvolvidas e Métodos aplicados

1.6.1 Pesquisa Bibliográfica

Foram realizados levantamentos bibliográficos sobre a geologia da região estudada, bem como em relação aos diversos temas abordados durante o desenvolvimento do trabalho, por meio de consultas ao acervo da biblioteca do IGUSP e aos sistemas de buscas de dados do Sistema Integrado de Bibliotecas da Universidade de São Paulo (SIBi/USP), incluindo as bases de dados DEDALUS, SciELO, ERL, ProBE e *Web of Science* e pelo Portal de Periódicos da CAPES.

1.6.2 Mapeamento

Três etapas de campo de aproximadamente 30 (trinta) dias cada foram realizadas em meados de julho dos anos de 2006, 2007 e 2008. Estas etapas envolveram o levantamento da base logística da área, descrição de aproximadamente 1000 afloramentos, tomadas de pontos por GPS (Sistema de Posicionamento Global), medidas de estruturas e coleta sistemática de amostras para os estudos petrográficos, geoquímicos, geocronológicos. A amplitude e sistemática do mapeamento foram fundamentais para a identificação e definição das fácies vulcânicas apresentadas neste trabalho. A distribuição cartográfica destes levantamentos encontra-se ilustrada na Fig. 1.6.

1.6.3 Petrografia

A partir de estudos petrográficos mesoscópicos das amostras coletadas, foram selecionados aproximadamente 380 (trezentos e oitenta) exemplares para laminação, conjunto considerado representativo das principais unidades que ocorrem na área. A partir das seções delgadas, foram realizados, através de microscopia ótica convencional:

1. Descrições mineralógicas detalhadas e análises texturais (*cf.* Williams *et al.*, 1962). Objetivando-se: (a) o reconhecimento das fases minerais, suas relações de contato, formas e dimensões, presença de inclusões, intercrescimentos, estruturas, bem como suas relações de equilíbrio com outras fases presentes; (b) caracterização de paragêneses; (c) estado de equilíbrio;

(d) identificação de cristais, fragmentos de cristais e fragmentos líticos de origem vulcanoclástica (cf. Fisher & Schmincke, 1984).

Fig. 1.6 Imagem do radar JERS-1 (SAR) com os pontos de afloramento visitados nos trabalhos de campo realizados na região de São Félix do Xingu.

1.6.4 Geoquímica

Com base nos estudos petrográficos, foram selecionadas 55 (cinquenta e cinco) amostras de rochas para análises químicas, incluindo elementos maiores (SiO_2 , TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , FeO , MnO , MgO , CaO , Na_2O , K_2O , e P_2O_5), traço (Cr , Ni , K , Rb , Ba , Sr , Ta , Nb , Hf , Zr , Ti , Y , P e Th) e terras raras (La , Ce , Pr , Nd , Sm , Eu , Gd , Tb , Dy , Ho , Er , Tm , Yb e Lu). Os elementos maiores e menores foram obtidos por ICP-ES e os traço, incluindo terras raras, por ICP-MS.

Todas as análises foram realizadas no laboratório *Activation Laboratories Ltd* (Ontário, CANADÁ). O FeO foi analisado por titração no mesmo laboratório.

A classificação composicional dos litotipos das fácies coerentes foi baseada no quimismo, devido à impossibilidade de realização de análises modais, uma vez que as rochas apresentam matriz extremamente fina ou vitrofírica. Para tal, foi adotado o diagrama multicatiônico de classificação de rochas vulcânicas R1 vs. R2 de De La Roche *et al.* (1980). Com relação aos litotipos vulcanoclásticos, foram utilizadas as terminologias de classificação de rochas piroclásticas primárias de Fisher (1966), com base na granulação dos fragmentos e seus conteúdos modais. Adicionalmente, foram realizadas análises químicas em alguns litotipos vulcanoclásticos, visando-se definir a afinidade geoquímica dos mesmos com as duas unidades em estudo.

Os dados químicos possibilitaram a utilização de diagramas de variação, com os óxidos maiores plotados contra sílica (índice de diferenciação), bem como diagramas elementares binários contrapondo elementos incompatíveis tais como K, Rb, Ba, Sr, etc. e outras combinações binárias inter-elementos traço e ETR, além de razões diversas e diagramas de multi-elementos. Além de ilustrar, esses diagramas auxiliam a evidenciar *trends* ou seqüências de diferenciação magmática de rochas cogenéticas (Cox *et al.*, 1979).

Foram também utilizados outros diagramas visando caracterizar os vulcanitos quanto à saturação em alumina (Maniar & Piccoli, 1989); à alcalinidade (Irvine & Baragar, 1971); e à natureza da série magmática (Pearce *et al.*, 1984; Whalen *et al.*, 1987).

1.6.5 Química mineral em Microsonda Eletrônica e caracterização de minerais por Microscópio Eletrônico de Varredura

Os litotipos vulcânicos e hidrotermalizados apresentam tipicamente minerais de granulação fina, muitas vezes de difícil identificação ao microscópio ótico convencional, razão pela qual foram utilizados tanto a microsonda eletrônica como o microscópio eletrônico de varredura (MEV) para caracterização das fases minerais e zonamentos químicos, pois fornecem subsídios importantes para o modelamento petrogenético e caracterização da série magmática, bem como para a caracterização de fases hidrotermais.

Estas análises foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do Instituto de Geociências da UNICAMP, e no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da USP, sob coordenação do técnico Marcos Mansueto. As análises de química mineral quantitativas foram obtidas por microsonda eletrônica marca

JEOL JXA 8600S. A técnica de espectrometria por dispersão de comprimento de onda (WDS) foi aplicada, com voltagem de aceleração de 15 kV, corrente de 5 μ A, e diâmetro de feixe de 5 μ m para anfibólio e piroxênio; e 10 μ m para os feldspatos. A distribuição catiônica para anfibólios foi feita com a média aritmética dos métodos de normalização 15eNK e 13eCNK e 23 átomos de oxigênios. No caso de piroxênio e feldspatos, 6 e 32 átomos de oxigênio foram assumidos, respectivamente. O *software* MINPET 2.02 (Richard, 1995) foi utilizado.

1.6.6 Isótopos de Nd

As análises isotópicas de ^{143}Nd e ^{144}Nd em rocha total foram feitas no Laboratório de Geologia Isotópica (LGI) da UFRGS, sob coordenação e colaboração do Prof. Dr. Farid Chemale Jr. (UFS), seguindo a rotina do laboratório.

Para essas análises, foram utilizadas amostras de rocha total pulverizadas em uma granulação inferior a 200 *mesh*. As amostras pulverizadas foram dissolvidas em ácidos específicos (HCl e HF-HNO₃), resultando em soluções onde os traçadores foram adicionados. Após este procedimento inicial, foi realizada uma separação em colunas de troca iônica visando à concentração do Nd, seguindo-se os procedimentos descritos em Patchett & Ruiz (1987). As concentrações isotópicas das preparações foram medidas no espectrômetro VG Sector 54 multicoletor.

2 GEOLOGIA REGIONAL: LITOESTRATIGRAFIA, ASPECTOS ESTRUTURAIS E GEOCRONOLOGIA

A área da Folha SB-22-Y-B (São Félix do Xingu) abrange porções arqueanas representadas por unidades do Terreno Granito–*Greenstone* do Sul do Pará (TGGSP) e do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Araújo *et al.*, 1988), bem como unidades vulcânicas intermediárias e félsicas, de idade paleoproterozóica, além de abrigar conjuntos intrusivos máficos–ultramáficos e ácidos, paleoproterozóicos e mesozóicos, coberturas sedimentares plataformais mesoproterozóicas e coberturas sedimentares cenozóicas (Macambira & Vale, 1997).

Estudos geológicos nessa região são desenvolvidos por mais de duas décadas. Ao longo desse tempo, diversas propostas de cartas geológicas foram apresentadas, bem como uma série de arranjos lito-estratigráficos e modelos de evolução tectônica têm sido idealizados (Silva *et al.*, 1974; Hirata *et al.*, 1982; Araújo *et al.*, 1988; DOCEGEO, 1988; Costa *et al.*, 1995).

Neste trabalho foi adotado, embora com modificações, parte do mapa geológico regional, na escala 1:250.000, elaborado pelo convênio CPRM/DNPM (Macambira & Vale, 1997), relativo ao “*Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais do Solo e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás/Sub-Programa Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais*”, que corresponde à Folha SB-22-Y-B (Folha São Félix do Xingu), Fig. 1.1.

2.1 Arqueano

2.1.1 Terreno Granito–*Greenstone* do Sul do Pará (TGGSP)

O TGGSP ocorre na porção SSE estudada, constituído de uma faixa orientada na direção NW–SE, prolongando-se no sentido SE até a região de Rio Maria, no sul do Estado do Pará. É definido como um terreno de idade neoarqueana, não retrabalhado pelo Cinturão Itacaiúnas. Abriga rochas granitóides deformadas, de composição variável desde granodiorítica/tonalítica a monzogranítica, correlacionáveis ao Granodiorito Rio Maria (Medeiros *et al.*, 1987).

Os granitóides mostram natureza intrusiva em relação às supracrustais. A estruturação interna é caracterizada por zonas de cisalhamento oblíquas, formadas em condições de fácies xisto verde, orientadas preferencialmente na direção NW–SE, com mergulhos fortes para NE e com lineação de estiramento disposta predominantemente na direção NE–SW e mergulho para NE.

Utilizando o método U–Pb em zircão, Macambira & Lancelot (1991) e Macambira (1992), obtiveram para os granitóides do Granodiorito Rio Maria, ocorrentes na região de Rio Maria, uma idade de $2876 \pm 13/-11$ Ma. Datações radiométricas, pelo método de evaporação de Pb em zircão, realizadas por Avelar *et al.* (1999), acusaram idade de 2852 ± 16 Ma para um metagranodiorito do Granodiorito Rio Maria na região de Tucumã.

2.1.2 Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI)

Representa o compartimento geotectônico de maior expressão em área de distribuição na Folha. É constituído por rochas arqueanas intensamente deformadas e lenticularizadas. Costa *et al.* (1995) e Macambira & Vale (1997), com base em feições litoestruturais, agruparam-nas em dois domínios, a saber: 1) Domínio Imbricado; 2) Domínio Transcorrente, constituído pelos sistemas Anaporã e Araraquara.

2.1.2.1 Domínio Imbricado

Este domínio é constituído por gnaisses do Complexo Xingu (Silva *et al.*, 1974) e pelo Granito Plaquê (Araújo *et al.*, 1988), bem como por seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Sapucaia.

2.1.2.1.1 Complexo Xingu

O Complexo Xingu, por sua vez, está amplamente distribuído na área da folha. Consiste de gnaisses de composição granodiorítica a tonalítica, que se mostram migmatizados em diferentes graus e exibem estruturas estromatíticas freqüentes.

Estudos geocronológicos utilizando o método Rb–Sr em rocha total indicaram uma idade mínima para essa unidade de 2574 ± 34 Ma (Macambira & Vale, 1997). Entretanto, datações radiométricas realizadas por Avelar *et al.* (1999) pelo método Pb–Pb em rocha total, forneceram idade de 2859 ± 2 Ma, a qual foi considerada como a idade do último evento de migmatização. Avelar *et al.* (1999) realizaram datações Pb–Pb em zircão de ortognaisses granodioríticos da região de Ourilândia do Norte, Sul do Estado do Pará, e obtiveram idade de 2974 ± 15 Ma.

2.1.2.1.2 Granito Plaquê

O Granito Plaquê é formado por corpos de granitos estratóides foliados de natureza sin-colisional. Do mesmo modo que as rochas do Complexo Pium formam corpos lenticularizados

dispostos preferencialmente na direção E–W, os quais se alternam com faixas do Complexo Xingu.

Avelar *et al.* (1999) dataram zircão desse maciço pelo método Pb–Pb e obtiveram idade de 2736 ± 24 Ma. Segundo esses mesmos autores, por se tratar de um granito sin-colisional e relacionado à evolução do CCI, esta datação sugere a época mais provável da estruturação deste cinturão, enquanto que o TGGRM comportava-se como um bloco estável.

2.1.2.1.3 Grupo Sapucaia

O Grupo Sapucaia é composto por seqüências metassedimentares com xistos, quartzitos e formações ferríferas, dispostas sob a forma de faixas orientadas na direção E–W, que se encontram alternadas com faixas do Complexo Xingu (Costa *et al.*, 1995). Datações geocronológicas dessa unidade inexistem, mas as rochas desse grupo, assim como as do Grupo Tucumã, são correlacionadas às do Grupo Andorinhas (DOCEGEO, (1988).

2.1.2.2 Domínio Transcorrente

a) Sistema Anaporã

a1) Grupo Aquiri

Este grupo é constituído por uma seqüência metavulcano-sedimentar que abriga rochas metavulcânicas ácidas e básicas, metassedimentos, arenitos e arcóseos. Embora não tenha sido objeto de estudos geocronológicos, foi correlacionado ao Grupo Grão Pará (Silva *et al.*, 1974). Nesse grupo as datações radiométricas de rochas metavulcânicas félsicas, pelo método U–Pb em zircões, revelaram idade de 2758 ± 39 Ma (Wirth *et al.*, 1986) e pelo método Rb–Sr (rocha total) em basaltos, uma idade de 2687 ± 54 Ma (Gibbs *et al.*, 1986). Devido à idade nearqueana esse grupo foi tentativamente correlacionado às demais supracrustais associadas aos sistemas transcorrentes relacionados à evolução do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (Macambira & Vale, 1997), como exemplo os Grupos São Félix, São Sebastião e Grão Pará.

Costa *et al.* (1995) admitem que houve diacronismo no desenvolvimento dessas unidades, assumindo a idéia de estarem ligadas a um mesmo evento, apesar de estarem relacionadas a sistemas transcorrentes independentes. De qualquer modo, isso é considerado apenas como uma hipótese, visto que os dados existentes são insuficientes para qualquer conclusão.

a2) Grupo São Sebastião

Este grupo representa uma seqüência metavulcano-sedimentar constituída por xistos, filitos e quartzitos, com intercalações de anfibolitos e formações ferríferas. As unidades desse grupo distribuem-se segundo faixas alongadas e lenticularizadas, dispostas, preferencialmente, na direção NE–SW. Faz contato com o Complexo Xingu através de zonas de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, enquanto que com as rochas máfico–ultramáficas da Suíte Cateté e com o maciço granitóide Antônio Vicente (Suíte Intrusiva Velho Guilherme) é discordante. Foi correlacionado por Silva *et al.* (1974) e Macambira & Vale (1997) ao Grupo Grão Pará. Macambira & Vale (1997) baseando-se na compartimentação e na evolução tectônica do Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas, interpretaram que as diferentes bacias distribuídas ao longo dos sistemas transcorrentes Anaporã e Araraquara foram formadas sincronicamente, mas com evoluções litoestruturais distintas. Por essa razão, os autores supracitados consideraram cada grupo (Aquiri, São Sebastião e São Félix) como uma entidade geológica particular.

b) Sistema Araraquara

Este sistema, por sua vez, agrupa seqüências metavulcano-sedimentares, com termos metavulcânicos félsicos e máficos, com intercalações de meta-ultramáficas, meta-arenitos, meta-arcóseos, meta-grauvacas, filitos, xistos, quartzitos e formações ferríferas, denominadas Grupo São Félix (Macambira & Vale, 1997).

O Grupo mostra-se ora encoberto, ora cortado, por unidades do Grupo Uatumã na Bacia do Médio Xingu, bem como apresenta corpos máficos–ultramáficos intrusivos da Suíte Cateté e granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Macambira & Vale, 1997).

Estruturalmente mostra-se seccionado internamente por zonas de cisalhamento inversas com movimentação oblíqua, com estruturas do tipo duplex às quais formam duas estruturas divergentes, separadas por um alto estrutural constituído por gnaisses do Complexo Xingu. Ao longo de todo o sistema predomina uma componente de cisalhamento dextrógiro, com a lineação de estiramento dispondo-se preferencialmente na direção NE–SW e mergulhando ora para NE, ora para SW.

Em relação à idade, Silva *et al.* (1974) consideraram que esse Grupo poderia ser Meso- a Neoproterozóico e Schobbenhaus *et al.* (1984) o consideram arqueano. Macambira & Vale (1997), dada a inexistência de estudos radiométricos nessa unidade, admitiram uma correlação crono-litoestrutural com as rochas dos Grupos São Sebastião, Aquiri e Grão Pará.

2.2 Proterozóico

O regime essencialmente compressivo do Arqueano passou a um regime predominantemente distensivo, no Proterozóico (Costa *et al.*, 1995; Macambira & Vale, 1997). Esse novo regime afetou as diversas unidades lito-estruturais que afloram na Folha São Félix do Xingu, possibilitando à implantação da Bacia do Médio Xingu.

Conforme Costa *et al.* (1995), o ápice do estiramento crustal, propiciou a implantação e/ou a reativação de antigas estruturas planares que, adicionalmente ao adelgaçamento da crosta, facilitou a intrusão de: 1) corpos magmáticos máficos e ultramáficos, representados pelos complexos da Suíte Cateté; 2) dos corpos do Granito Parauari e; 3) dos granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Além disso, possibilitaram a ascensão do vulcanismo ácido a intermediário, representado pelo Grupo Uatumã e deposição dos sedimentos da Formação Triunfo.

2.2.1 Intrusões Félsicas e Máficas–Ultramáficas

2.2.1.1 Granito Parauari

O Granito Parauari (Santos *et al.*, 1975), é constituído por um conjunto de corpos de monzo- e sienogranito, com granodiorito subordinado. Esses granitóides são cortados pelos corpos intrusivos máfico–ultramáficos da Suíte Cateté, pelo maciço granitóide Antônio Vicente (Suíte Intrusiva Velho Guilherme) e por extensos diques de diabásio mesozóicos (Diabásio Cururu). Mostram-se ainda parcialmente encobertos por unidades vulcânicas do Grupo Uatumã e por sedimentos da Formação Triunfo (Macambira & Vale, 1997). São granitóides metaluminosos de filiação cálcio-alcálica, isotrópicos, com textura hipidiomórfica equigranular, localmente, com tendência porfírica, sem evidências de metamorfismo regional.

Datações radiométricas pelo método Rb–Sr, em rocha total, realizadas por Macambira *et al.* (1992), revelaram uma idade de 1902 ± 39 Ma, razão inicial de $0,704 \pm 5$ e MSWD de 2,69 para esse granitóide. Essa idade é interpretada por esses autores como sendo a idade de cristalização do Granito Parauari.

2.2.1.2 Suíte Cateté

A Suíte Intrusiva Cateté consiste de inúmeros corpos máficos–ultramáficos, representados da base para o topo por serpentinitos derivados de peridotitos, piroxenitos, gabros e noritos, não deformados e não metamorfisados (Macambira & Vale, 1997). Macambira &

Ferreira Filho (2002) seguindo parâmetros estratigráficos, agrupam estas rochas em três tipos: Serra da Onça, Serra do Puma e Serra do Jacaré.

De um modo geral, esses corpos encontram-se encaixados discordantemente em rochas do Complexo Xingu e do Granito Plaqué, bem como em litotipos diversos dos Grupos São Félix, Aquiri e São Sebastião (Macambira & Vale, 1997).

No corpo da Serra da Onça foram feitas datações isocrônicas Sm–Nd (rocha e minerais) de $2378 \pm 55,5$ Ma (MSWD = 3,9886), a qual pode ser entendida aos outros corpos da suíte (Macambira & Tassinari, 1998).

2.2.2 *Bacia do Médio Xingu*

A Bacia do Médio Xingu é composta na área por unidades do Grupo Uatumã (Caputo *et al.*, 1972; Macambira & Vale, 1997) e da Formação Triunfo (Brasil, 1972).

2.2.2.1 *Grupo Uatumã*

a) *Formação Sobreiro*

A Formação Sobreiro, porção inferior do grupo, representa um amplo espectro de rochas composição intermediária, que compreende predominantemente depósitos de lavas coerentes de traquibasalto, andesito basáltico, traquiandesito, andesito, dacito e traquito e tufo máfico de cristais e vítreo (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002b; Fernandes *et al.*, 2006).

Amaral (1974) datou pelo método K–Ar em rocha total, andesitos aflorantes ao longo dos rios Xingu e Fresco e obteve idades de 1045 Ma, 1213 ± 57 Ma, 1403 ± 15 Ma e 866 ± 35 Ma. Basei (1978), utilizando o método Rb–Sr (isócrona em rocha total) em andesitos aflorantes na Folha SA-22-V-C e obteve uma idade de 1720 Ma, com razão inicial de 0,708.

Teixeira *et al.* (1998) realizaram datações radiométricas pelo método Pb–Pb (rocha total) em andesitos da Formação Sobreiro e riolitos da Formação Iriri, aflorantes na área de ocorrência do maciço granitóide Mocambo. A idade de 1875 ± 79 Ma (MSWD=5,95) obtida para essa unidade, foi interpretada pelos referidos autores como sendo a idade desse vulcanismo na região. A superposição nos limites dos erros com as idades obtidas pelos mesmos autores para os granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, foram considerados como indicativos de uma contemporaneidade entre os eventos plutônicos que geraram as rochas dessa suíte e as vulcânicas do Grupo Uatumã.

Pinho *et al.* (2006) realizaram datações Pb–Pb em zircão de dacito porfirítico que aflora imediatamente a noroeste da cidade de São Félix do Xingu, obtendo idade 1880 ± 6 Ma (MSWD=3,9), interpretada como idade mínima de cristalização.

b) Formação Iriri

A originalmente definida Formação Iriri representa os termos ácidos do grupo e é constituída, predominantemente por riolitos, tufo vítreos e de cristais félsicos, brechas polimíticas maciças, com corpos subordinados de dacito e de riodacito (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002b; Fernandes *et al.*, 2006). Esta unidade foi posteriormente renomeada Formação Santa Rosa (artigo do **ANEXO A**) com critérios petrogenéticos e metalogenéticos.

Essas unidades ocorrem tanto como derrames e ignimbritos, quanto como extensos diques preenchendo grandes fraturas relacionadas ao amplo estiramento crustal ocorrido na região, na interface Paleoproterozóico/Mesoproterozóico. Macambira & Vale (1997) observaram que as rochas do Grupo Uatumã encontram-se sobrepostas ao Granito Parauari.

Datações geocronológicas, utilizando o método K–Ar em rocha total, realizadas por Silva *et al.* (1974) acusaram idades variando entre 650 Ma e 1450 Ma. Os mesmos autores fizeram ainda datações através do método Rb–Sr (rocha total) e obtiveram uma idade 1600 Ma. Posteriormente, Cunha *et al.* (1981) dataram rochas dessa unidade pelo método Rb–Sr em rocha total e obtiveram idade de 1850 ± 29 Ma, com razão inicial de $0,704 \pm 0,002$. Os trabalhos de campo realizados por Teixeira *et al.* (2002b) obtiveram idade de 1875 ± 3 Ma (USD=0,9) pelo método Pb–Pb em zircão de rochas dessa unidade.

2.2.2.2 Formação Triunfo

A Formação Triunfo (Silva *et al.*, 1974) mostra-se assentada em franca discordância angular sobre as rochas do Complexo Xingu, as unidades metavulcano-sedimentares do Grupo São Félix, o Granito Parauari e nas rochas das formações Sobreiro e Iriri. 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, bem como não foram observados registros de fósseis. Entretanto, suas relações com as unidades do Grupo Uatumã permitem estabelecer uma idade mais jovem para a mesma em relação a esse grupo.

2.2.2.3 *Suíte Intrusiva Velho Guilherme*

Esta unidade está representada na área da Folha São Félix do Xingu por diversos corpos intrusivos ácidos, de formas e dimensões variáveis em planta, constituindo desde pequenos *stocks* arredondados, até grandes batólitos amebóides.

Os corpos graníticos separadamente são conhecidos na literatura como Antônio Vicente, Velho Guilherme, Mocambo, Benedita, Ubim Norte, Ubim Sul, Serra da Queimada, Rio Xingu e Bom Jardim (Abreu & Ramos, 1974; Silva *et al.*, 1974; Dall'Agnol, 1980; Sá, 1985; Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002a; Pinho *et al.*, 2006). Além desses, existem outros sem designação formal até o momento.

São rochas peraluminosas a metaluminosas, de composição álcali-feldspato granítica, sienogranítica e, mais subordinadamente, monzogranítica, que se mostram afetadas por alterações tardi- a pós-magmáticas em diferentes intensidades. Elas, quase sempre, hospedam mineralizações de cassiterita (principalmente), fluorita, topázio, columbita–tantalita e molibdenita (Abreu & Ramos, 1974; Faraco *et al.*, 1991; Teixeira *et al.*, 2005). Apresentam natureza anorogênica, exibem características geoquímicas de granitóides tipo-A (*cf.* Loiselle & Wones, 1979; Collins *et al.*, 1982) e de ambiência intra-placa (Pearce *et al.*, 1984).

Os primeiros dados geocronológicos desses granitóides foram sempre muito problemáticos devido: 1) ao desconhecimento da estruturação interna dos corpos, da organização das fácies e da caracterização tipológica no interior de cada maciço; 2) à inexistência de amostragem sistemática e da definição agrupamentos de litotipos, decorrente, principalmente, das dificuldades de acesso, impostas pelas próprias características da região. Entretanto, dados geocronológicos obtidos por Lafon *et al.* (1991) pelo método Rb–Sr (rocha total) em amostras do maciço granitóide Velho Guilherme forneceram uma idade de 1653 ± 28 Ma, com razão inicial de $0,708 \pm 0,048$, a qual foi interpretada pelos mesmos autores como sendo a idade de colocação do corpo. Posteriormente, Lafon *et al.* (1995) dataram o mesmo granitóide pelo método Pb–Pb em rocha total e em duas frações de feldspato, e obtiveram uma idade de 1874 ± 30 Ma. Essa foi comparada às idades obtidas, pelo mesmo método, por Machado *et al.* (1991) em outros corpos granitóides da Província Mineral de Carajás, aflorantes em áreas vizinhas ao Granitóide Velho Guilherme, levando Lafon *et al.* (1995) a considerarem essa idade como sendo aquela de colocação do referido corpo. Além disso, face à grande semelhança das idades de vários granitóides anorogênicos da Província, há uma tendência de se considerar que o plutonismo

anorogênico da Amazônia Oriental está restrito a um pequeno período, situando-se entre 1,87 e 1,88 Ga.

Teixeira *et al.* (1998) dataram pelo método Pb–Pb em rocha total granitos dos maciços Antônio Vicente e Rio Xingu, obtendo, respectivamente, as idades 1896 ± 9 Ma e 1906 ± 29 Ma. O zircão dos granitos dos maciços Antônio Vicente, Mocambo e Rio Xingu datados pelo mesmo método mostraram, respectivamente, idades 1867 ± 4 Ma, 1862 ± 32 Ma e 1866 ± 3 Ma.

Pinho *et al.* (2006), em um conjunto de análises geocronológicas Pb–Pb em zircão do Maciço Serra da Queimada e de dois novos corpos identificados na região, os Maciços Santa e Porfirítico de Vila Santa Rosa, todos correlacionados à Suíte Intrusiva Velho Guilherme, obtiveram idades de cristalização 1882 ± 12 Ma, 1888 ± 3 Ma e 1881 ± 3 Ma, respectivamente.

2.3 Fanerozóico

O Fanerozóico está representado na Folha São Félix por unidades lito-estratigráficas do Mesozóico e do Cenozóico, descritas a seguir:

2.3.1 Mesozóico

O Mesozóico constitui unidades ígneas formadas devido a movimentos distensivos que reativaram antigas zonas de fraqueza da crosta e propiciaram a ascensão de magmas máficos, os quais foram alojados em fissuras sob a forma de diques de dimensões quilométricas. Esse evento magmático vem sendo reconhecido e descrito desde o trabalho de Oliveira (1928) e foi designado originalmente como Dolerito Cururu por Silva *et al.* (1974). Entretanto, ao longo do tempo, recebeu outras denominações. Assim, Macambira & Vale (1997) com o intuito de uniformizar a nomenclatura, propôs designar esse evento magmático de Diabásio Cururu.

O Diabásio Cururu representa um enxame de diques essencialmente de natureza anorogênica, com ampla distribuição na região. Exibem orientação preferencial NW–SE e NE–SW.

Até o momento o Diabásio Cururu não foi datado, mas todos os autores concordam em atribuir uma idade mesozóica a esse magmatismo (Issler, 1974; Macambira & Vale, 1997).

2.3.2 Cenozóico

O Cenozóico, por sua vez, mostra-se representado por coberturas devidas ao intemperismo do Terciário e por depósitos sedimentares quaternários.

3 GEOLOGIA E DEFINIÇÃO DE FÁCIES

A área de estudo abriga um dos mais completos e bem preservados episódios vulcânicos paleoproterozóicos do Cráton Amazônico já registrados, com estruturas, texturas e estratigrafia comparáveis com aquelas ocorrentes em sistemas vulcânicos do Cenozóico. Os poucos trabalhos que foram anteriormente desenvolvidos na região de São Félix do Xingu afirmam que é constituído por amplo vulcanismo fissural efusivo e explosivo bimodal, evidenciado por uma seqüência basal intermediária cálcio-alcálica de alto potássio e por outra superior félsica, transicional entre subalcalina e alcalina intraplaca, não cogenéticos e não contemporâneos, agrupados historicamente nas formações Sobreiro e Iriri (Macambira & Vale, 1997; Teixeira *et al.*, 2002a; Teixeira *et al.*, 2002b; Fernandes *et al.*, 2006). As duas unidades são invadidas por maciços graníticos estaníferos do tipo-A e com assinatura geoquímica muito semelhante com a então Formação Iriri, que formam a Suíte Intrusiva Velho Guilherme e apresentam idade Pb–Pb em zircão por evaporação de ~ 1860 Ma (Teixeira *et al.*, 2002a; Pinho *et al.*, 2006).

Contudo, os amplos e sistemáticos trabalhos de campo desenvolvidos para esta tese revelaram um quadro mais complexo, com a elaboração de um novo mapa geológico dessas unidades; a elucidação do estilo de erupção de cada suíte; a definição faciológica dos mesmos e a elaboração de um modelo geológico para esse vulcano–plutonismo. Estes dados estão detalhados no artigo intitulado “*Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil*” (Caetano Juliani & Carlos Marcello Dias Fernandes) submetido ao *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, apresentado no ANEXO A. Neste, é proposta uma nova denominação para a associação vulcânica superior, doravante chamada de Formação Santa Rosa (Fernandes *et al.*, 2008a; Fernandes *et al.*, 2008b). As figuras 3.1, 3.2, 3.3, 3.4, 3.5 e 3.6 ilustram algumas feições de campo das associações em estudo e o novo mapa geológico proposto para esse vulcano–plutonismo.

Os dados detalhados de química mineral, geoquímica e isótopos de Nd estão contidos no artigo intitulado “*High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages?*” (Carlos Marcello Dias Fernandes, Caetano Juliani, Lena Virgínia Soares Monteiro, Bruno Lagler & Carlos Mario Echeverri Misas), submetido para publicação no periódico *Precambrian Research*, apresentado no ANEXO B.

3.1 Formação Sobreiro

Ao menos duas fácies foram caracterizadas nesta unidade:

1) *Fácies coerente de fluxo de lavas subárea intermediária maciça*, com subordinados tipos amigdaloidais e básicos: é a mais importante volumetricamente da Formação Sobreiro e ocorre em grandes vales com topografia comumente plana ao longo do Rio Xingu, embora ocorram raras elevações. Os afloramentos são normalmente blocos isolados com foliações de fluxo horizontais e subhorizontais bem evidentes, bem como vesículas e amígdalas orientadas. Afloramentos contínuos com fluxo magmático de baixo ângulo (15–20°) são raros. Observações petrográficas e mineralógicas mostraram que esta fácies contém predominantemente andesito basáltico e andesito nas regiões norte e leste da área. Ao passo que dacitos e riodacitos ocorrem para sul e sudoeste. Este zonamento composicional também é refletido na variação sistemática da mineralogia, sendo atribuído à cristalização fracionada o mecanismo reinante durante a diferenciação do magma gerador dessas rochas.

2) *Fácies vulcanoclástica subaérea básica à intermediária próxima da fonte*: mostra características mineralógicas e geoquímicas muito próximas aquelas da fácies coerente, justificando sua relação genética. Ocorre normalmente no topo dos blocos de fluxo de lava coerente e é caracterizada por tufo de cristais máficos com textura coerente aparente típica (*cf.* McPhie *et al.*, 1993), sugerindo processo autoclástico nas porções externas desses fluxos coerentes. Complementarmente, alguns afloramentos de lapilli-tufo máfico e brecha polimítica maciça de composição similar preenchem os vales no sopé das raras elevações sustentadas pela Formação Sobreiro. Este fato sugere que o transporte do material vulcanoclástico foi controlado pelo regime de fluxo piroclástico (*cf.* Sparks & Walker, 1973). Contudo, esta fácies tem exposição restrita e o conjunto de dados disponível até o momento é limitado.

3.2 Formação Santa Rosa

Quatro fácies foram identificadas na Formação Santa Rosa:

1) *Fácies coerente de fluxo de lavas e intrusiva subaérea félsica maciça*: representa a fácies mais abundante desta unidade. Em virtude de sua viscosidade relativamente alta e resistência ao intemperismo e erosão, aflora predominantemente como serras com vertentes simétricas e íngremes que atingem até 80 m acima da topografia plana definida pela Formação Sobreiro. Ocorre ainda um conjunto de domos aglutinados com grandes afloramentos de ignimbritos, algumas vezes canalizados, com aproximadamente 25 km de extensão. Todo este

complexo é associado a duas grandes estruturas lineares de até 30 km de comprimento e direção NE–SW. Nessas estruturas, esses litotipos mostram característico fluxo magmático vertical, e localmente mostram evidências de ascensão de bolhas de magmas em forma diapírica com decímetros de diâmetro, envolvidos por riolitos fortemente concêntricos e amarrotados. Essas fissuras são compostas também de muitas intrusões, alcançando mais de 600 m de comprimento de cobertura ignimbrítica. Domos riolíticos com brechas laterais e no teto cortam esses litotipos. Dique subordinados são comuns.

2) ***Fácies ignimbrítica félsica distante para intermediária da fonte e tufos de cinza não-soldados associados***: esta fácies ocorre nas bordas da fácies de fluxos de lava coerentes e com ampla distribuição. Vários afloramentos desses litotipos ocorrem estão posicionados até 1 km da fonte do sistema fissural, apontando para um sistema deposicional distante à intermediário da fonte. Como na fácies descrita anteriormente, mostram algumas vezes fluxo vertical com direção similar. Estruturas como bandamento, laminação e dobras convolutas são muito comuns nesses litotipos, bem como são encontrados ejetólitos (fragmentos na granulação bloco e lapilli) em posição que é possível inferir a trajetória balística a partir da fonte. Os tufos de cinza são localmente maciços com textura coerente aparente e ocorrem intercalados com os ignimbritos. Brechas intraformacionais, aglomerados vulcânicos (com fragmentos vulcânicos freqüentemente alcançando 40–60 cm de diâmetro) e rochas vulcânicas epiclásticas são comuns.

3) ***Fácies vulcanoclástica félsica próxima da fonte***: é caracterizada por tufos de cristais e subordinados blocos de brechas maciças posicionados próximos da fonte do sistema fissural. Exibem constituintes mineralógicos e fragmentos líticos semelhantes aqueles das rochas da fácies coerente. As amostras de brecha revelam fragmentos félsicos predominantemente angulosos e ocorrem próximos dos afloramentos de ignimbrito.

4) ***Fácies tardia de pórfiros graníticos e granitóides equigranulares***: representada por vários diques e *stocks* de pórfiros graníticos com mineralogia similar à facies de fluxo de lavas coerentes que invadem as associações vulcânicas e o embasamento arqueano. Essas rochas normalmente aparecem como intrusões nas fácies descritas anteriormente e têm fenocristais de feldspatos e quartzo bem mais desenvolvidos que nos riolitos da fácies coerente, sugerindo nível crustal de formação distinto. Maciços graníticos equigranulares química- e mineralogicamente similares e geneticamente relacionados representam o membro plutônico desta fácies. Os diques

têm a mesma direção NE–SW do sistema fissural da facies coerente, embora também ocorram na direção NW–SE. Imagens de sensores remotos revelam claramente a existência de estruturas circulares associadas a estes litotipos, com arranjo radial em algumas áreas. Estas feições podem indicar um sistema de estratovulcão antigo com as seqüências pré-, intra- e pós-caldeira, semelhante aquela descrita na Província Aurífera do Tapajós.

Fig. 3.1 a) Topografia típica associada ao vulcanismo intermediário da Formação Sobreiro, às margens do Rio Xingu ; b) Vista panorâmica da estrada de Santa Rosa. Em segundo plano, serras sustentadas pelo vulcanismo fêlsico fissural da Formação Santa Rosa.

Fig. 3.2 Algumas características de campo das unidades em estudo. a) Afloramento de andesi-basalto amigdaloidal da Formação Sobreiro; b) Fluxo vertical em riolito da Formação Santa Rosa; c) Bloco de riolito da Formação Santa Rosa com foliação de fluxo e d) Dique de pórfiro granítico associado ao vulcanismo fissural.

Fig. 3.3 a) Ignimbrito da Formação Santa Rosa com marcante dobramento convoluto; b) Esferulitos esféricos em riolito da Formação Santa Rosa; c) Brecha polimítica maciça da Formação Sobreiro e d) Bloco de esferulítico riolítico da Formação Santa Rosa com cavidade *lithophysae*.

Fig. 3.4 a) Morrote de pórfiro granítico da Formação Santa Rosa; b) Dobras convolutas em riolito da Formação Santa Rosa; c) Ignimbrito esferulítico associado à Formação Santa Rosa e d) Brecha polímitca maciça da Formação Sobreiro.

Fig. 3.5 a) Riólito com marcante alteração sericítica da Formação Santa Rosa; b) Alteração propilítica com metassomatismo potássico tardio em dacito da Formação Sobreiro; c) Esferulito da Formação Santa Rosa com metassomatismo potássico e d) Brecha hidrotermal associado ao vulcanismo félsico.

Fig. 3.6 Mapa geológico da região de São Félix do Xingu mostrando a distribuição das unidades vulcânicas estudadas (Juliani & Fernandes, *Submitted*).

4 PETROGRAFIA E ANÁLISE TEXTURAL

Nos estudos petrográficos foi realizada a separação entre os litotipos verdadeiramente coerentes daqueles formados por evento explosivo, ou, por processo de autofragmentação de derrames de lava. Adicionalmente, dentro de cada unidade, procurou-se classificar os litotipos por diferentes tipos de matriz, bem como pela presença ou não de fenocristais ou microfenocristais, estudo esse que pode apontar para a identificação de diferentes eventos vulcânicos, bem como auxiliar na interpretação da evolução dessas seqüências. A exemplo do empilhamento estratigráfico, os dados detalhados dos estudos petrográficos estão contidos no artigo intitulado “*Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil*” (Caetano Juliani & Carlos Marcello Dias Fernandes) submetido para o *Journal of Volcanology and Geothermal Research* (ANEXO A).

Os estudos para a identificação de zonas/halos de alteração hidrotermal ainda estão em fase inicial, contudo, nos levantamentos de campo foram identificados pelo menos dez centros hidrotermais, característicos tanto na série cálcio-alcalina como na subalcalina à alcalina, bem como em suas vulcanoclásticas, diques, intrusões de pórfiros graníticos e hololeucogranitos associados. Com base na associação mineralógica secundária típica, foram identificados os seguintes tipos de alteração hidrotermal: a) *propilitica*, evidenciada pelo desenvolvimento de epidoto, clorita, carbonatos, albita e minerais opacos nas coerentes e vulcanoclásticas da Formação Sobreiro; b) *sericitica*, representada por sericita e argilo-minerais nas lavas e vulcanoclásticas e, subordinadamente, nos pórfiros graníticos da Formação Santa Rosa e c) *potássica*, exibindo marcante microclinização do plagioclásio nos pórfiros graníticos e, localizadamente, nos riolitos. Ocorrem ainda nesta zona argilo-minerais e sericita como principais produtos de desestabilização do feldspato potássico primário. Esses dados estão detalhadamente descritos no resumo expandido do ANEXO H.

A seguir, serão expostas as observações petrográficas meso- e microscópicas dos litotipos estudados e que auxiliaram nas interpretações faciológicas. As figuras 4.1, 4.2, 4.3, 4.4 e 4.5 ilustram algumas dessas características.

4.1 Formação Sobreiro

4.1.1 *Fácies coerente de fluxo de lavas subárea básica à intermediária maciça*

4.1.1.1 Aspectos mesoscópicos

As lavas da Formação Sobreiro apresentam mesoscopicamente aspecto maciço, texturas porfirítica ou afanítica e cor variável, desde negra, cinza-escuro até púrpura-escuro. A maioria

das amostras possui fenocristais e microfenocristais de anfibólio, clinopiroxênio e, subordinadamente, plagioclásio, com conteúdo modal de até 15%, envoltos por matriz afanítica. Localmente, ocorrem tipos afíricos e/ou amigdaloidais, por vezes evidentes estruturas de fluxo magmático.

Em função da presença ou ausência de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio, bem como os seus conteúdos modais, foram individualizados: a) Clinopiroxênio andesito basáltico fírico; b) Andesito basáltico afírico; c) Plagioclásio-clinopiroxênio andesito basáltico fírico; d) Clinopiroxênio-anfibólio andesito fírico e e) Anfibólio-plagioclásio dacito fírico. As descrições detalhadas de alguns desses litotipos são apresentadas a seguir, haja à vista que apresentam características texturais muito semelhantes.

4.1.1.2 Aspectos microscópicos

Clinopiroxênio andesito basáltico fírico

Constituem rochas de textura porfirítica à glomeroporfirítica, ora holocristalina, ora hipocristalina, exibindo fenocristais de clinopiroxênio imersos em matriz microlítica. Subordinadamente ocorrem rochas com matriz criptocristalina, tornando difícil a identificação da mineralogia com microscópica óptica convencional. Epidoto, sericita, clorita, carbonatos e minerais opacos são as principais fases secundárias. Localmente, ocorrem bolsões de quartzo, sugerindo tratar-se de preenchimento de vesículas de degaseificação. Minerais opacos também ocorrem como acessórios primários, com zircão e titanita muito subordinados.

O clinopiroxênio, provavelmente augita, forma fenocristais euhédricos à subeuhédricos, de granulação média a grossa. Exibem cor de interferência variando desde azul, verde-amarelado até amarelo-pálido de 2ª ordem. Nas regiões das fraturas, mostra-se substituído para epidoto, clorita e, subordinadamente, carbonatos. Alguns cristais mostram forte alteração para as fases supracitadas e outros exibem forte oxidação no contato com a matriz e outros são geminados, e composicionalmente zonados.

A matriz microlítica é formada essencialmente por finos cristais de plagioclásio, com piroxênios subordinados. Sua composição é de difícil determinação óptica, pois seus planos de maclas não são bem visíveis. Algumas amostras mostram-se comumente epidotizadas nos interstícios dos cristais, sugerindo desenvolvimento a partir de fluidos residuais ou, até mesmo, metassomatismo incipiente. No geral, exibem fluxo magmático, dada pela textura traquítica e no contato com os fenocristais traquitóide, indicada pela orientação dos micrólitos ao longo das

bordas dos fenocristais. Estudos por microscópica eletrônica de varredura revelaram ainda que estes micrólitos encontram-se envoltos por finos grãos feldspato potássico anhédricos.

Os opacos ocorrem como agregados na rocha, comumente euhédricos e de granulação fina. Por sua vez, o zircão ocorre como grãos finos raros, predominantemente euhédricos e apresentando relação comprimento/largura de 1:1. Mostram-se normalmente associados aos óxidos, sugerindo o mesmo posicionamento temporal.

Andesito basáltico afírico

São rochas de textura afírica amigdaloidal holocristalina, caracterizadas exclusivamente por uma massa fundamental constituída de micrólitos de plagioclásio e piroxênio de granulação fina, comumente euhédricos, e em alguns casos mostram textura traquítica. Localmente, algumas rochas exibem ainda finos micrólitos de clinopiroxênio, sugerido por contatos retos com as outras fases. Minerais opacos ocorrem como acessórios primários, embora localmente estejam vinculados à alteração tardi- à pós-magmática. Algumas amostras possuem ainda amígdalas esféricas à subesféricas preenchidas por epídoto e clorita a partir do núcleo. Epídoto, clorita e carbonatos são as principais fases secundárias que, por vezes preenchem fraturas e forma veios.

Plagioclásio-clinopiroxênio andesito basáltico fírico

São rochas de textura porfirítica à microglomeroporfirítica ora holocristalina ora hipocristalina, exibindo fenocristais e megacristais de clinopiroxênio, plagioclásio e anfibólio envoltos por matriz microlítica, raramente criptocristalina. Epídoto, minerais opacos e, subordinadamente, carbonatos, constituem as principais fases de alteração. Minerais opacos e zircão são os principais acessórios primários, embora este último seja muito raro.

O clinopiroxênio, provavelmente augita, forma fenocristais predominantemente subeuhédricos de granulação fina à média, mas, localmente, ocorrem cristais euhédricos, revelando cores de interferência amarelo-claro e lilás-azulado de 2ª ordem. Alguns grãos mostram-se fortemente desestabilizados para epídoto e carbonatos, bem como oxidação das bordas, sugerindo reação com o líquido magmático residual. A maioria dos cristais exibe zonamento composicional nítido e, subordinadamente, maclas polissintéticas. Comumente ocorrem em aglomerados de cristais, caracterizando a textura glomeroporfirítica.

Foram identificadas, pelo menos, duas gerações de plagioclásio, a saber:

Os microfenocristais de plagioclásio 1 (P11) são predominantemente euhédricos e de granulação média, com birrefringência de 1ª ordem branco-acinzentada e macla polissintética,

embora possa estar ausente, ou ser de difícil reconhecimento. Exibem típico zonamento oscilatório em alguns vulcanitos. Determinações ópticas pelo método Michel–Lévy revelaram composições An_{35-40} . Mostram-se parcialmente substituídos por epídoto, carbonatos e sericita.

A matriz microlítica é formada essencialmente por finos cristais de plagioclásio 2 (Pl2), comumente euhédricos, além dos minerais máficos subordinados. A composição desse plagioclásio é difícil determinação por intermédio dos ângulos de extinção. Algumas amostras revelam amígdalas arredondadas preenchidas por epídoto, com clorita no núcleo. A exemplo dos litotipos anteriores, mostra trama textural traquítica, e traquitóide no contato com os fenocristais.

Os minerais opacos ocorrem como grãos finos, comumente euhédricos. Localmente ocorrem associados com raros cristais euhédricos de zircão, de relação comprimento/largura 1:1.

Anfibólio-plagioclásio dacito fírico

Constituem rochas de textura porfirítica à microglomeroporfirítica ora holocristalina ora hipocristalina, exibindo fenocristais de plagioclásio e anfibólio envoltos por matriz microlítica ou criptocristalina, sendo esta última de difícil caracterização mineralógica em microscopia óptica convencional. Algumas amostras revelam alteração propilítica seletiva, dada pelo intenso desenvolvimento de epídoto, clorita, carbonatos e, subordinadamente, sericita e minerais opacos, nos fenocristais. Zircão e minerais opacos são os principais acessórios primários.

O plagioclásio ocorre em, pelo menos, duas gerações, a saber:

Plagioclásio 1 (Pl1) forma fenocristais de granulação média, euhédricos à subeuhédricos. Mostram em sua grande maioria macla polissintética. Determinações ópticas pelo método Michel–Lévy indicam composição An_{28-32} . Alguns grãos mostram-se fortemente mascarados por microclinização, bem como desenvolvimento de sericita e carbonatos.

A matriz microlítica é formada por finos grãos de plagioclásio 2 (Pl2) predominantemente euhédricos, embora fases ferro-magnesianas de granulação fina, provavelmente uma geração tardia de anfibólio, ocorram associadas. Epídoto, minerais opacos, clorita e carbonatos figuram como as principais fases secundárias. Mostram textura traquitóide no contato com os fenocristais e, traquítica no geral, originada pelo fluxo magmático.

Os cristais de anfibólio, provavelmente hornblenda, formam microfenocristais de granulação fina à média, comumente euhédricos, embora localmente ocorram cristais subeuhédricos. Quando desestabilizados, desenvolvem clorita, epídoto e, subordinadamente, carbonatos. Algumas amostras exibem cristais fortemente oxidados, tornando impossível a sua

identificação óptica. Exibem cor de interferência de 2ª ordem verde-azulado ou marrom-claro. Localmente ocorrem grãos maclados e com nítido zonamento composicional.

O zircão e os minerais opacos revelam características texturais e relação temporal idênticas aos dos litotipos anteriormente descritos.

4.1.2 Fácies vulcanoclástica subaérea básica a intermediária próxima da fonte

4.1.2.1 Aspectos mesoscópicos

Ao nível mesoscópico essas rochas apresentam textura porfirítica isotrópica aparente (*cf.* McPhie *et al.*, 1993) e cor variando desde negra, cinza-escuro a púrpura-escuro. Contém cristais e fragmentos líticos com milímetros à centímetros de diâmetro, de natureza diversa, suportados por matriz afanítica. O conteúdo modal desses constituintes atinge até 75% vol. e algumas amostras mostram-se fortemente epidotizados e cloritizados. A associação desta unidade com a fácies anteriormente descrita foi estabelecida com base na natureza dos cristais e dos fragmentos líticos, estilo de alteração hidrotermal, relações de campo e posicionamento topográfico.

A seguir são apresentadas as descrições petrográficas dos litotipos identificados nesta unidade, a saber: a) tufo de cristais máfico; b) lapilli-tufo máfico e c) lapilli-tufo máfico autoclástico. As descrições texturais dos tufos de cristais máficos e lapilli-tufos de cristais máficos são idênticas. Contudo, o segundo apresenta maior quantidade de cristais e fragmentos líticos na granulação lapilli (2 – 64 mm).

4.1.2.2 Aspectos microscópicos

Tufos de cristais máficos

São rochas de textura vulcanoclástica hipocristalina com grande quantidade de fragmentos vítreos e líticos de composição intermediária, bem como fragmentos de cristais de clinopiroxênio, plagioclásio e, subordinadamente, anfibólio, suportados por matriz vitrofírica. Minerais opacos, clorita, epidoto e carbonatos são as principais fases de alteração hidrotermal.

O clinopiroxênio, provavelmente augita, é comparativamente mais abundante e está presente de forma disseminada na matriz ou em agregados. Forma cristais e fragmentos de cristais anhédricos a subeuhédricos, angulosos, na granulação cinza. Exibe relevo médio e cor de interferência de 2ª ordem, variando de cinza a lilás-azulado.

O plagioclásio encontra-se na granulação de cinza variando de 0,8 a 1,8 mm. Ocorre na forma de fragmentos de cristais e, predominantemente, cristais tabulares com macla albíta

evidente. Exibem alteração para epídoto, sericita e minerais opacos. Localmente, observam-se pseudomorfos de plagioclásio intensamente alterados.

Os fragmentos líticos mostram-se intensamente vesiculados. Neles ocorrem cristais anhédricos, embora ocorram subordinadamente cristais euhédricos, e fragmentos de clinopiroxênio, anfibólio e plagioclásio envoltos por matriz microlítica, formada essencialmente por finos cristais de plagioclásio e minerais máficos diminutos de difícil reconhecimento em microscopia óptica convencional. Localmente mostram-se alteradas para carbonatos, epídoto e clorita.

Fragmentos vítreos (*glassy shards*; Fisher & Schmincke, 1984) ocorrem na forma de agregados ou disseminados na matriz. Apresentam cor esverdeada, provavelmente devido à formação de clorita. Duas categorias foram distinguidas, de acordo com os autores supracitados: (1) em forma de *Y*, disseminados na matriz, originados pelo rompimento de bolhas de degaseificação; (2) em forma de *agregados*, formados provavelmente pela junção de bolhas adjacentes.

Os *pumice shards* (Fisher & Schmincke, 1984) são pouco abundantes e ocorrem como finos blocos de cor esbranquiçada dispersos na matriz, ao que tudo indica foram originados por processo de compactação ou soldagem (*welding*; McPhie *et al.*, 1993).

Lapilli-tufos máficos autoclásticos

Constituem rochas de textura vulcanoclástica holocristalina, exibindo grande quantidade de cristais e fragmentos de cristais na granulação cinza a lapilli de plagioclásio, anfibólio e, subordinadamente, clinopiroxênio, perfazendo um conteúdo modal de até 50%, bem como fragmentos líticos na granulação de blocos, sustentados por matriz microlítica. Zircão ocorre como acessório primário, embora seja raro. Epídoto, minerais opacos, clorita e carbonatos são as principais fases secundárias.

A matriz microlítica é formada por micrólitos de plagioclásio de granulação fina, euhédricos à subeuhédricos. Localmente mostram-se substituídos por sericita, epídoto, clorita, e carbonatos.

Os fragmentos líticos apresentam a mesma composição da rocha em geral, sugerindo autofragmentação de derrames de composição intermediária. A presença de fenocristais euhédricos, embora subordinadamente, bem como da matriz microlítica, também fortalecem tal interpretação.

Fig. 4.1 a) Aspecto mesoscópico de andesi-basalto da Formação Sobreiro; b) Cristal euédrico de clinopiroxênio com geminação simples em andesito (PC); c) Textura glomeroporfírica formada por grãos de clinopiroxênio em andesi-basalto (PC); d) Cristais euédricos de anfíbólio em andesito da Formação Sobreiro (PC); e) Fenocristal de plagioclásio em andesi-basalto. Notar o zonamento composicional oscilatório (PC) e f) Andesi-basáltico porfirítico com matriz moderadamente propilitizada (PC). (PC = polarizadores cruzados).

Fig. 4.2 a) Aspecto mesoscópico de dacito porfírico da Formação Sobreiro; b) Tufo de cristais máfico da Formação Sobreiro; c) Anbiólio composicionalmente zonado em andesito (PC); d) Fenocristais de anfibólio intensamente oxidados e desidratados (PP); e) Aspecto fragmentar de lapilli-tufo máfico da Formação Sobreiro (PP) e f) Aglomerado de clinopiroxênio em andesi-basalto (PC). (PP=polarizadores paralelos, PC=polarizadores cruzados).

4.2 Formação Santa Rosa

4.2.1 *Fácies coerente de fluxo de lavas e intrusiva subaérea félsica maciça*

4.2.1.1 Aspectos mesoscópicos

Os vulcanitos coerentes desta fácies exibem mesoscopicamente textura isotrópica porfirítica ou afanítica, bem como cor variando desde rosa-claro, rosa-escuro até púrpura-escuro. Essas rochas possuem teores modais variáveis (até 15 %) de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, os quais ocorrem como fenocristais ou microfenocristais com milímetros a centímetros de comprimento, envoltos por matriz afanítica. Apresentam conteúdo de minerais máficos bastante reduzido, predominantemente biotita, e minerais opacos, variando de 1 a 5% em volume.

Estes litotipos mostram características texturais muito semelhantes entre si, com assinaturas geoquímicas muito próximas (ver artigo do **ANEXO B**), apontando para uma unidade relativamente homogênea quando comparada com aquela da Formação Sobreiro, dificultando assim a avaliação de eventuais processos de fracionamento internos, bem como o estabelecimento de distribuições cartográficas na escala de trabalho admitida. Todavia, foram caracterizados três principais domínios de rochas com base no conteúdo modal de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, considerados marcadores de evolução magmática, a saber: a) feldspato potássico-plagioclásio riolito fírico; b) biotita-feldspato potássico-quartzo riolito fírico e c) plagioclásio-feldspato potássico riolito fírico. Comumente ocorrem associados esferulititos riolíticos, com esferulitos esféricos que atingem até 10 cm de diâmetro, sobretudo no topo dos derrames porfiríticos, bem como termos afíricos subordinados. Em um afloramento foram identificados esferulititos riolíticos com cavidades de 20 cm de comprimento em forma de estrela (*lithophysae*, McPhie *et al.*, 1993), provavelmente originada por fluxo de gases de maior amplitude.

4.2.1.2 Aspectos microscópicos

Feldspato potássico-plagioclásio riolito fírico

Constituem rochas de textura porfirítica a glomeroporfirítica, ora holocristalina, ora hipocristalina, caracterizadas por fenocristais de plagioclásio e, subordinadamente, de feldspato potássico, imersos em matriz felsítica (mosaico de intercrescimento entre quartzo e feldspato potássico) a esferulítica. Alguns termos apresentam matriz criptocristalina, cuja mineralogia é de difícil reconhecimento em microscopia óptica convencional. Zircão e opacos constituem os

principais acessórios primários. Sericita, argilo-minerais, clorita, epídoto e minerais opacos são as principais fases de alteração hidrotermal ou deutérica.

O plagioclásio ocorre em pelo menos duas gerações:

Plagioclásio 1 (Pl1): forma fenocristais de granulação média, euhédricos à subeuhédricos. Mostram-se fortemente substituídos por epídoto, argilo-minerais e clorita exibem na sua grande maioria maclas combinadas Albita–Carlsbad. O desenvolvimento das fases de alteração supracitadas mascara os planos de maclas, dificultando a determinação ótica de suas composições. Localmente, alguns grãos mostram-se também carbonatizados.

Plagioclásio 2 (Pl2): forma micrólitos de da matriz, são subeuhédricos a anédricos, e ocorrem associados ao intercrescimento felfofírico. As fases secundárias são as mesmas descritas anteriormente.

O feldspato potássico constitui pelo menos três gerações, a saber:

Feldspato potássico 1 (Fk1): ocorre como fenocristais euhédricos à subeuhédricos, de granulação média. Feições diagnósticas são de difícil reconhecimento em virtude do intenso desenvolvimento de sericita e argilo-minerais, impondo-lhe um aspecto túrbido à luz natural. Contudo, considerando a natureza do litotipo, esses cristais devem ter sido de ortoclásio. Análises por difração de raios X são necessárias para uma conclusão definitiva.

Feldspato potássico 2 (Fk2): forma, juntamente como o quartzo, os intercrescimentos felfofíricos na matriz. Constitui cristais de granulação fina, euhédricos à subeuhédricos, comumente exibindo argilo-minerais como as principais fases de alteração. A granulação diminuta dificulta a identificação do tipo, mas as propriedades ópticas sugerem tratar-se de microclínio. Contudo, tornam-se necessárias análises por difração de raios X para confirmar a sua triclinicidade.

Feldspato potássico 3 (Fk3): associa-se aos esferulitos na matriz, provavelmente em associação ao quartzo. Tais estruturas exibem formas circulares com até 1 mm de diâmetro em lâmina, com finíssimos cristais radiados. Mostram-se parcialmente substituídos por argilo-minerais e revelam extinção radial típica. Sua origem está vinculada, provavelmente, à devitificação da matriz.

Zircão forma finos cristais euhédricos à subeuhédricos, mostrando relação comprimento/largura 1:1. Ocorre comumente associado a aglomerados de minerais opacos.

Biotita-feldspato potássico-quartzo riolito fírico

São rochas de textura ora holocristalina ora hipocristalina porfírica à glomeroporfírica, caracterizada por fenocristais de quartzo e ortoclásio dispersos em matriz predominantemente criptocristalina, fortemente oxidada, de difícil caracterização por métodos ópticos convencionais. Também ocorrem em rochas com matriz quartzo-feldspática micropoiquilitica. A biotita é o principal mineral varietal, mas, mais comumente ocorra de modo muito subordinado. Zircão e minerais opacos são os principais acessórios primários e argilo-minerais, sericita, clorita e carbonatos são as principais fases de alteração.

O quartzo forma fenocristais de granulação média à grossa, predominantemente euhédricos a subarredondados, comumente com reabsorção magmática em forma de golfos preenchidos pela matriz.

O ortoclásio forma fenocristais de granulação média à grossa, subeuhédricos a subarredondados, em cor de interferência cinza-esbranquiçada de 1ª ordem. Alguns grãos exibem maclas Carlsbad bem visíveis. Argilo-minerais, sericita e clorita são as suas principais fases de alteração, impondo-lhe um aspecto turbido ao microscópio.

A biotita ocorre como o único mineral varietal ferro–magnesiano nas rochas dessa unidade e constitui cristais de granulação fina à média, comumente lamelares, embora também se disponham nos interstícios de outros grãos. Encontram-se fortemente substituídos por clorita e por minerais opacos.

Zircão é o principal acessório primário. Forma cristais de granulação fina, euhédricos à subeuhédricos, comumente inclusos nos fenocristais, embora também ocorram grãos associados a cristais euhédricos de minerais opacos, sugerindo o mesmo posicionamento temporal para o dois.

Plagioclásio-feldspato potássico riolito fírico

São rochas de textura porfírica à glomeroporfírica ora hipocristalina ora holocristalina, com fenocristais de feldspato potássico e plagioclásio e megacristal de quartzo, imersos em matriz criptocristalina, localmente esferulítica, embora alguns vulcanitos também apresentem matriz felsítica. Zircão e minerais opacos são os principais acessórios primários, e sempre tem granulação muito fina, de difícil reconhecimento óptico. Argilo-minerais, sericita, carbonatos e epidoto são as principais fases secundárias.

O quartzo constitui pelo menos duas gerações:

Quartzo 1 (Qtz1): ocorre como megacristais de granulação média, subeuhédricos à subarredondados, sugerindo fortemente terem sido parcialmente reabsorvidos magmaticamente. Alguns cristais também apresentam dissolução em formas de golfos.

Quartzo 2 (Qtz2): ocorrem como finos cristais anhédracos, encontrados ora como bolsões na matriz, possivelmente devido ao preenchimento de vesículas, ora acompanhando o feldspato potássico 2 (Fk2) nos intercrescimentos esferulíticos.

Por sua vez, o feldspato potássico constitui, pelo menos, duas gerações, a saber:

Feldspato potássico 1 (Fk1): ocorre como fenocristais de granulação média, euhédricos à subeuhédricos. Exibem cor cinza-esbranquiçado, embora alguns grãos estejam fortemente mascarados pelo desenvolvimento de sericita e, provavelmente, argilo-minerais, impondo-lhe a luz natural um aspecto túrbido. Alguns cristais revelam ainda maclas Carlsbad.

Feldspato potássico 2 (Fk2): ocorre juntamente com o Qtz2, formando os intercrescimentos esferulíticos na matriz. Tais estruturas exibem forma esférica e extinção radiada bem característica. Foram formadas, provavelmente, a partir da devitrificação de porções da matriz.

O plagioclásio (Pl) ocorre como fenocristais de granulação média, euhédricos à subeuhédricos. Apresentam conteúdo modal comparativamente inferior aos demais fenocristais. Revela-se fortemente propilitizado, com cristalização de carbonatos, albita, epidoto e, subordinadamente, sericita, nas regiões mais centrais, sugerindo zonamento normal.

Zircão ocorre como finos cristais de euhédricos à subeuhédricos, inclusos nos fenocristais, mas também associados a aglomerados de minerais opacos, sugerindo cristalização contemporânea entre os mesmos.

4.2.2 Fácies ignimbrítica félsica distante para intermediária da fonte e tufos de cinza não-soldados associados

Constituem rochas de textura vulcanoclástica hipocristalina laminada, exibindo cristais e fragmentos de quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente plagioclásio, sustentada por matriz criptocristalina fortemente soldada (*welding*; McPhie *et al.*, 1993), localmente esferulítica. Minerais opacos, sericita e argilo-minerais são as principais fases secundárias.

Os fragmentos de cristais exibem granulação cinza (< 2 mm), embora em algumas amostras também ocorram lapilli (2 – 64 mm), são comumente angulosos, e localmente também ocorrem grãos euhédricos. Na maioria das amostras analisadas são encontrados comumente deformando as lâminas de cinza, feição que pode ser originada tanto por fluxo como por

ejetólitos acidentais lançados por vulcanismo explosivo antes da solidificação. Em algumas amostras a matriz apresenta ainda esferulitos esféricos, provavelmente de composição quartzo–feldspática. Tufos de cinzas não-soldados ocorrem associados e exibem típicos *glassy shards* em formato de Y e cúspide, com leve compactação.

4.2.3 *Fácies vulcanoclástica félsica próxima da fonte*

4.2.3.1 Aspectos mesoscópicos

As características mesoscópicas dos tufos de cristais e lapilli-tufos desta unidade são muito semelhantes com aquelas da fácies vulcanoclástica da Formação Sobreiro. Contudo, a separação é feita com base na natureza dos fragmentos líticos e de cristais, mais evoluídos. Adicionalmente, são identificados ainda nesta sequência diversos afloramentos de ignimbritos de cor rosa-claro à rosa-escuro, comumente laminados, revelando cristais e fragmentos de cristais de quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, plagioclásio, envoltos por finos leitos de cinzas, comumente apresentando “amarrotamento”, bem como dobras convolutas, em virtude do fluxo. Ocorrem ainda brechas polimíticas maciças com blocos de até 50 cm de comprimento e de várias composições, entre elas riolítica, dacítica e pórfiros graníticos associados, suportados por matriz quartzo–feldspática rosa-claro à púrpura-escuro.

A seguir são apresentadas descrições dos principais litotipos que compõem as fácies vulcanoclástica, subdividida em: a) lapilli-tufos félsicos; b) tufos de cinza e c) tufos de cristais félsicos. Os lapilli-tufos e tufos de cristais são textural- e composicionalmente idênticos, mas são diferenciados pela granulação dos seus componentes.

4.2.2.2 Aspectos microscópicos

Lapilli-tufos félsicos

São rochas com típicas texturas vulcanoclásticas, ora hipocristalina ora holocristalina, exibindo cristais e fragmentos de plagioclásio, quartzo e anfibólio, bem como fragmentos líticos de composição félsica na granulação variando desde cinza a lapilli, embora estes últimos também ocorram na granulação blocos. Tais componentes são suportados por matriz vitrofírica, de difícil caracterização em microscopia óptica convencional, embora também apresentem matriz microlítica. Zircão ocorre como acessório primário e sericita, argilo-minerais e, subordinadamente epídoto, ocorrem como as principais fases secundárias.

O plagioclásio apresenta-se sob a forma de fragmentos de granulação cinza, intensamente fraturados e angulosos, com maclas de albita bem visível em alguns cristais. Subordinadamente

ocorrem fragmentos mais desenvolvidos, comumente na granulação lapilli. Sericita e carbonatos são os principais minerais de alteração.

Por sua vez, o quartzo forma fragmentos de cristais subarredondados a angulosos, comumente apresentando golfos de reabsorção, sugerindo origem de magma riolítico.

O anfibólio, provavelmente hornblenda, ocorre em conteúdo modal subordinado e forma fragmentos angulosos na granulação cinza (< 2 mm) disseminados na matriz ou em agregados. Em algumas amostras estão presentes cristais euhédricos maclados. Exibem relevo médio e cor de interferência de 1ª e 2ª ordens, variando de cinza até amarelo-claro. Localmente podem-se observar grãos com pleocroísmo variando desde marrom (Z e Y) a amarelo-pálido (X).

Fragmentos líticos estão presentes desde a granulação cinza até blocos. Apresentam composição ácida e, subordinadamente intermediária, exibindo microfenocristais de plagioclásio, quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, anfibólio (hornblenda), dispersos em matriz microlítica formada pelo arranjo aleatório de micrólitos de plagioclásio. Em algumas amostras a matriz é felsófica ou vitrofírica. O zircão, embora raro, forma cristais de granulação fina, comumente euhédricos, inclusos nos fragmentos líticos, ou dispersos na matriz. Os fragmentos líticos podem apresentar alteração para sericita, carbonatos e minerais opacos.

4.2.4 Fácies tardia de pórfiros graníticos e granitóides equigranulares

4.2.4.1 Aspectos mesoscópicos

Mesoscopicamente apresentam textura porfirítica à glomeroporfirítica isotrópica, formada por fenocristais de plagioclásio, quartzo e, subordinadamente, feldspato potássico, envoltos por matriz afanítica de cor variando desde rosa-escuro, vermelho-escuro a negra. O conteúdo modal dessas fases alcança até 30% em algumas amostras. Alguns exemplares possuem megacristais de plagioclásio e quartzo que atingem até 5 cm de comprimento, sobretudo nas porções mais centrais de diques e intrusões, onde tendem para uma textura microgranítica.

Composicionalmente esse granitos são bastante homogêneos e evoluídos, apresentando somente a biotita como marcador da evolução ferro–magnésiana, mesmo assim em conteúdo modal atingindo no máximo 4% vol., impondo-lhe uma textura hololeucocrática. Portanto, são necessários mais estudos de detalhe para a definição e caracterização de outros domínios faciográficos internos que porventura venham ocorrer, em escala apropriada, sobretudo nas intrusões.

4.2.4.2 Aspectos microscópicos

Microscopicamente apresentam textura porfirítica a glomeroporfirítica holocristalina, exibindo fenocristais de plagioclásio, quartzo e, subordinadamente feldspato potássico, imersos em matriz felsítica formada por cristais de feldspato potássico e quartzo, ambos de granulação fina, localmente granofírica. A biotita é o principal mineral varietal. Zircão e titanita são os principais acessórios primários. Sericita, carbonatos, epídoto, clorita e minerais opacos ocorrem como as principais fases secundárias. Fluorita ocorre como cristais associados à destabilização da biotita, embora também dispersos na matriz ocorra em algumas rochas, sugerindo tratar-se de fases tardi-magmáticas.

O quartzo ocorre em, pelo menos, quatro gerações, a saber:

Quartzo 1 (Qtz1): forma fenocristais de granulação média à grossa, subeuhédricos à subarredondados. Alguns grãos mostram reabsorção magmática em forma de golfos preenchidos pela matriz. Localmente ocorrem em aglomerados.

Quartzo 2 (Qtz2): forma juntamente com o feldspato potássico 2 (Fk2) a matriz felsítica. Exibe granulação fina, anhédricos à subarredondados. Localmente, mostra-se em bolsões, com granulação ligeiramente mais grossa que os anteriores, sugerindo tratar-se de preenchimento de vesículas.

Quartzo 3 (Qtz3): forma juntamente com o feldspato potássico 3 (Fk3) os intercrescimentos granofíricos dos tipos “insular” e “franjas”. Ocorrem comumente no contato da matriz com os fenocristais.

Quartzo 4 (Qtz4): ocorre como finos cristais estirados, comumente associado à clorita e minerais opacos e vinculados destabilização de biotita, nos planos de clivagem.

Por sua vez, o feldspato potássico ocorre em, pelo menos, três gerações:

Feldspato potássico 1 (Fk1): forma os fenocristais de granulação média, comumente euhédricos, embora ocorram também alguns grãos anhédricos. Mostram em sua grande maioria maclas Carlsbad. Comumente exibe a luz natural aspecto túrbido, provavelmente originado pelo desenvolvimento de argilo-minerais.

Feldspato potássico 2 (Fk2): forma juntamente com o quartzo 2 (Qtz2) a matriz felsítica. Exibem granulação fina, são subeuhédricos e revelam a luz natural, também intensa alteração argílica.

Feldspato potássico 3 (Fk3): forma juntamente com o quartzo 3 (Qtz3) os intercrescimentos granofíricos.

O plagioclásio forma cristais de granulação média à grossa, predominantemente euhédricos. Mostram em sua grande maioria maclas polissintéticas. Ocorrem comumente como agregados de cristais, sugerindo origem precoce na história de cristalização das rochas. Determinações ópticas pelo método Michel-Lévy revelaram composição em torno de An₃₂ (oligoclásio-andesina). Mostram-se em alguns casos fortemente desestabilizados para carbonatos, clorita, sericita e epídoto, sobretudo nas porções mais de núcleo. Muito subordinadamente ocorrem cristais de fluorita associados. Em algumas amostras o plagioclásio mostra-se ainda fortemente microclinizado, processo esse evidenciado pela presença de relíquias com formas de dissolução de plagioclásio nos núcleos dos cristais de microclínio. Muito comumente são parcial a totalmente substituídos por sericita e argilos-minerais.

A biotita ocorre como finos cristais lamelares dispersos na matriz ou nos interstícios entre os grão dos demais minerais. Mostra-se muitas vezes completamente substituída por clorita, minerais opacos, quartzo e, localmente, fluorita, a ponto de ser impossível caracterizar suas propriedades ópticas. O reconhecimento é sugerido pelos preenchimentos das clivagens pelas fases supracitadas, bem como pelo hábito lamelar.

O zircão ocorre como finos cristais euhédricos, comumente revelando razão comprimento/largura 2:1. Alguns grãos comumente anhédricos, mostram-se bem desenvolvidos em relação aos demais, sugerindo uma origem tardi- a pós-magmática, possivelmente associada a processos metassomáticos.

A titanita constitui finos cristais, comumente subéudricos. Mostra-se alterada nas bordas, provavelmente com o desenvolvimento de ilmenita.

A fluorita forma cristais de granulação fina, comumente anhédricos. Localmente na matriz ocorrem grãos mais bem desenvolvidos, com contatos retos, sugerindo origem tardi-magmática, possivelmente uma das últimas fases.

Fig. 4.3 a) Aspecto mesoscópico de riolito da Formação Santa Rosa; b) Esferulitos (Esf) esféricos em esferulito da Formação Santa Rosa (PP); c) Aspecto textural geral de riolito porfirítico (PC); d) Grãos de plagioclásio com propilitização incipiente (PP); e) Detalhe de matriz felsófica com esferulitos (Esf) esféricos dispersos, bem como moderada substituição para sericita (PC) e f) Cristais de quartzo reabsorvidos em riolito porfirítico (PP). (PP=polarizadores paralelos, PC=polarizadores cruzados).

Fig. 4.4 a) Aspecto mesoscópico de ignimbrito da Formação Santa Rosa; b) Aspecto microscópico de ignimbrito. Notar fragmentos de quartzo deformando fina lâminas de cinza (PP); c) Ignimbrito da Formação Santa Rosa com esferulitos (Esf) esféricos dispersos (PP); d) Idem anterior com nicóis cruzados. Notar alteração incipiente para sericita (PC); e) Aspecto microscópico de tufo de cristais. Notar os *shards* em forma de Y e cúspide (PP) e f) Aspecto microscópico de lápili-tufo félsico (PC). (PP=polarizadores paralelos, PC=polarizadores cruzados).

Fig. 4.5 a) Aspecto mesoscópico de biotita pórfiro granítico. Notar metassomatismo forte potássico fissural; b) Cristal de plagioclásio parcialmente microclinizado, bem como desenvolvimento de sericita (NC); c) Grão de plagioclásio com sericitização incipiente (PP); d) Intercrescimentos granofírico do tipo insular no contato com cristais de feldspato potássico (PC); e) Cristal de fluorita (Flt) associado à, supostamente, biotita, fortemente cloritizada e oxidada (PP) e f) Megacristal de feldspato potássico substituído, provavelmente, por argilo-minerais (PC). (PP=polarizadores paralelos, PC=polarizadores cruzados).

5 DISCUSSÃO

5.1 Modelo evolutivo de deposição para as unidades e sua relação com o Cráton Amazônico

Os correlatos do vulcano–plutonismo Uatumã são registrados em várias províncias do Cráton Amazônico (Lamarão *et al.*, 2002; Juliani *et al.*, 2005; Fernandes *et al.*, 2006; Ferron *et al.*, 2006) e sua geração tem sido atribuída à um episódio extensional paleoproterozóico representado por enxame de diques, vulcanismo bimodal e geração de bacias tafrogênicas que estendeu-se até o Mesoproterozóico (Bettencourt *et al.*, 1999; Brito Neves, 1999). Dados isotópicos de Nd anteriormente publicados apontavam para fontes exclusivamente crustais para as formações Sobreiro e Santa Rosa, bem como para o maciços granitóides associados da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Teixeira *et al.*, 2002a). Contudo, a obtenção dos novos dados isotópicos de Nd para este trabalho aponta para uma mistura de material mantélico e crustal na gênese da Formação Sobreiro, e uma combinação de componentes crustais para a Formação Santa Rosa (ver detalhes no **ANEXO B**). Na Província Aurífera do Tapajós, as rochas vulcânicas félsicas do tipo-A da Formação Moraes Almeida, correlatas ao vulcanismo Uatumã, também mostram o mesmo padrão crustal (Lamarão *et al.*, 2005). Por outro lado, as seqüências vulcânicas que hospedam a mineralização de ouro *high-sulfidation* e estão relacionadas ao desenvolvimento de caldeiras mostram afinidade cálcio-alcalina e assinatura menos crustal, apesar da idade de ~ 1,88 Ga (Faraco *et al.*, 1997).

A descontinuidade lateral entre os afloramentos de rochas intermediárias da Formação Sobreiro dificultam o entendimento da sua evolução geológica. Contudo, a grande quantidade de blocos isolados em uma topografia plana, com raras elevações, lembra um sistema eruptivo monogenético semelhante aos centros de derrames basálticos com fluxos de lavas em formato de lâminas, ocorrido em ~ 1,88 Ga. Os altos topográficos associados a esta unidade podem ter sido originados pela acumulação de lava do tipo *scutulum* (Walker, 2000). A foliação de fluxo predominantemente horizontal, comumente de composição andesi-basáltica, e a presença de amígdalas esféricas no topo desses fluxos reforçam estas interpretações. Os depósitos vulcanoclásticos ocorrem na porção superior dos fluxos de lavas e estão associados à fragmentação autoclástica em resposta ao contraste de temperatura entre as suas porções interna e externa. Os lapilli-tufos e subordinadas brechas polimíticas maciças máficas que preenchem os vales podem estar associados ao regime de fluxo de piroclástico originado pelo colapso de fluxo de lavas nas elevações.

A evolução geológica da Formação Santa Rosa é muito semelhante àquela descrita para as rochas da província ignimbrítica Sierra Madre Occidental, considerada a maior seqüência contínua desta natureza no mundo ($\sim 587\,000\text{ km}^3$), mas com uma área ocupada muito inferior a do vulcanismo Uatumbã *sensu lato*, localizada no limite sudoeste dos Estados Unidos da América com o México. A geração desta província foi associada ao desenvolvimento de caldeiras por correlação com o oeste da América do Norte (Lipman, 1984). Seguindo a aproximação proporcional de Swanson and McDowell (1984), pelo menos 350 caldeiras seriam necessárias para produzir este volume de ignimbritos, mas somente 15 foram caracterizadas na região, com algumas de existência questionável.

Com base nessa discrepância, (Aguirre-Díaz & Labarthe-Hernandez, 2003) desenvolveram um modelo geológico de erupção alimentada por fissuras para explicar a origem da província ignimbrítica Sierra Madre Occidental, com relação direta à província extensional Basin e Range (Henry & Aranda-Gomez, 1992). Esta província superpõe no espaço e no tempo com a Sierra Madre Occidental, formando depressões longas e profundas na sua porção sul. Dados geocronológicos sugerem que o falhamento do evento Basin e Range ocorreu entre pelo menos 32 e 12 Ma (Aguirre-Díaz & McDowell, 1993), com provável extensão até o Quaternário; enquanto que a maior parte de ignimbrito foi formada entre 38 e 23 Ma, o qual é referido como *ignimbrite flare-up* (McDowell *et al.*, 1990), interpretado como um período de intensa atividade vulcânica que produziu grande volume de depósitos ignimbríticos e coincide no tempo com picos em falhamentos do evento distensivo *Basin and Range* (Aguirre-Díaz & McDowell, 1993). De acordo com esses autores, evidências de campo na Sierra Madre Occidental sugerem que grande volume de ignimbritos foi derivado de fissuras lineares ao invés de caldeiras anelares, representados por: a) grandes diques piroclásticos (ignimbrito ou tufo); b) brechas co-ignimbríticas próximas de grandes falhas ou grábens; c) domos riolíticos pós-ignimbrito alinhados e diques de lavas seguindo um *trend* de falhas; e d) ausência de caldeiras vulcânicas.

De acordo com as observações de campo e petrográficas da Formação Santa Rosa, é proposto neste trabalho um modelo evolutivo similar, sumarizado em quatro estágios (Fig. 7 do **ANEXO A**): S1) ~ 10 Ma após a deposição do vulcanismo intermediário da Formação Sobreiro, a anatexia crustal vinculada a um importante regime distensivo ocorrido no Cráton Amazônico produziu câmaras magmáticas batolíticas profundas ou uma série delas intimamente associadas; S2) Fraturas tensionais desenvolvidas nas rochas hospedeiras permitiram a ascensão dessa massa magmática para níveis crustais rasos. Neste ponto, a erupção explosiva deu início devido à descompressão do magma e produção de compostos voláteis. As fissuras com direção NE–SW

permitiram a erupção de ignimbritos e tufos de cinzas da fácies distante à intermediária da fonte. Ciclos de atividades mais explosivas formaram as brechas polimíticas maciças da fácies próxima da fonte; S3) após intenso período de erupção explosiva, a câmara magmática atingiu níveis crustais ainda mais rasos. O vulcanismo efusivo iniciou com a deposição de grande volume de riolitos da fácies coerente, materializado pelos domos de lavas, em vários ciclos de recarga. A aglutinação desses domos na superfície selou a grande maioria das fissuras no estágio final da erupção riolítica; S4) a colocação de diques e *stocks* de pórfiros graníticos, bem como maciços granitóides subordinados marcou o último estágio de desenvolvimento. A atividade hidrotermal está predominantemente associada com essas rochas intrusivas.

5.2 Petrogênese, fontes geradoras, ambiente tectônico e o possível zonamento metalogenético do Cráton Amazônico

5.2.1 Evolução magmática

Estudos anteriormente desenvolvidos afirmaram que o vulcanismo bimodal da região de São Félix do Xingu foi governada por cristalização fracionada contínua, de andesito basáltico para riodacito na Formação Sobreiro, e de riodacito para riolito na Formação Santa Rosa (Fernandes *et al.*, 2006; Fernandes *et al.*, 2008b). O conjunto de dados agora obtido sugere que a Formação Sobreiro evoluiu por processo de assimilação seguida por cristalização fracionada (AFC; DePaolo, 1981), em virtude da contaminação de líquidos mantélicos com magmas gerados pela fusão parcial de crosta arqueana. Além disso, os dados de elementos maiores, traço e isótopos de Nd apontam para a contribuição de várias fontes crustais para o vulcano-plutonismo da Formação Santa Rosa.

Considerando: (1) a abundância espacial e estilos de erupção distintos dessas associações; (2) a mudança sistemática da assembléia de fenocristais distinta nessas associações de andesito basáltico para subordinados riodacito e dacito da Formação Sobreiro, e de subordinado riodacito para álcali-riolito e riolito da Formação Santa Rosa, que aponta para processo de diferenciação independente; (3) o evidente zonamento oscilatório nos fenocristais da Formação Sobreiro, sem reação com o líquido magmático, e a assembléia de fenocristais não zonados da Formação Santa Rosa e rochas associadas; (4) o *gap* composicional identificado nos diagramas de variação de elementos maiores e traço com o aumento de SiO₂; (5) os *trends* observados diagramas (Fig. 12b–c do ANEXO B) de variação elementos incompatíveis (Rb) vs. compatíveis (Nb e Y), que mostra uma leve correlação positiva na Formação Sobreiro, ao passo que na Formação Santa

Rosa ocorre uma grande dispersão e (6) a clara correlação negativa no diagrama Ni vs. Rb da Formação Sobreiro (Fig. 12d do **ANEXO B**). Tais comportamentos analisados em conjunto sugerem que as unidades em estudo não são cogenéticas, apesar das idades de formação serem muito próximas.

As características apresentadas acima, acompanhadas dos dados de química mineral, suportam a indicação que a Formação Sobreiro evoluiu sob condições altamente oxidantes predominantemente pela cristalização fracionada dos minerais acessórios observados e assembléia de fenocristais, que é magnetita + augita + magnesiohastingsita e zircão + plagioclásio nas rochas dacíticas e riodacíticas. A Formação Santa Rosa e associados pórfiros graníticos evoluíram exclusivamente com a cristalização fracionada de zircão + apatita + óxidos de Fe e Ti + feldspatos e subordinada participação de biotita, provavelmente sob condições de oxidação intermediária.

5.2.2 Assimilação crustal

A razão de dois elementos altamente incompatíveis, tais como K e Rb ou K e Ba nessas associações, não deve mudar significativamente com a cristalização fracionada, mas pode ser enormemente alterada pela assimilação de diversos componentes crustais (DePaolo, 1981; Davidson *et al.*, 1987; Colucci *et al.*, 1991). As rochas das formações Sobreiro e Santa Rosa mostram que há forte modificação nas razões K/Rb e K/Ba, respectivamente, durante a evolução magmática (Fig. 13 do **ANEXO B**). Ambas as fácies coerente e vulcanoclástica da unidade basal exibem forte *trend* decrescente no diagrama K/Rb vs. Rb, sugerindo a assimilação de material da crosta continental com baixo K/Rb e alto Rb. Em geral, as rochas da Formação Sobreiro incidem ao longo de um fracionamento em direção ao eixo horizontal, onde as amostras mais evoluídas têm maior conteúdo de Rb. Este caminho tem um formato de arco descendente e sugere refletir a influência da assimilação de crosta de composição similar à crosta superior (UC) descrita por Taylor and McLennan (1995). Este *trend* composicional é similar ou próximo ao do Maciço Antônio Vicente (AV) da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, interpretado como produto de anatexia crustal (Teixeira *et al.*, 2005). Os dados disponíveis também sugerem que as rochas da Formação Santa Rosa são semelhantes às composições admitidas, apesar de seu padrão mais disperso.

O diagrama K/Ba vs. Ba da Formação Sobreiro sugere um *trend* geral de fracionamento em direção à valores mais elevados de Ba, com leve declínio na razão K/Ba, mostrando que a cristalização fracionada desempenhou um papel importante na evolução dessas rochas. Além

disso, a assimilação pode ter modificado este *trend* em direção dos componentes crustais admitidos. As amostras da Formação Santa Rosa formam um *trend* distinto a partir de altos conteúdo de Ba em direção à composição da crosta superior (UC) de Taylor and McLennan (1995), sugerindo a participação de múltiplas fontes crustais na sua geração. De fato, as fácies coerentes dessas associações revelam também correlação positiva no diagrama Th/Yb vs. SiO₂, com marcante *gap* composicional (Fig. 13c do **ANEXO B**), o que sugere à influência combinada de assimilação–cristalização fracionada (AFC) em ambas as suítes, como mostrado nos diagramas anteriores.

A dispersão identificada em alguns diagramas de elementos maiores e traço; o distinto padrão de elementos terra raras em algumas amostras da Formação Santa Rosa; e as diferenças no estado de oxidação observadas na petrogênese dos maciços granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Dall'Agnol *et al.*, 2005), fortalecem a interpretação de múltiplas fontes crustais para o magmatismo do tipo-A da região de São Félix do Xingu. Teixeira *et al.* (2005) afirmaram que as razões Th/Ta apontam para fontes da crosta superior para os maciços Velho Guilherme e Benedita; uma mistura de fontes provenientes das crostas inferior e superior para o Maciço Mocambo; e uma combinação de fonte de crosta superior e componente sedimentar para o Maciço Antônio Vicente. Estes vários componentes crustais podem explicar a presença de granitos mineralizados e estéreis dentro da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, apesar da assinatura geoquímica muito próxima registrada em todos esses corpos.

5.2.3 Fonte dos magmas

Arndt & Goldstein (1987) criticaram sistematicamente o uso e abuso do conceito de idades de formação de crosta, com base em exemplos da literatura. Eles afirmaram que a mistura de material derivado do manto com componentes crustais em várias proporções homogeniza o sistema Sm–Nd, fornecendo somente uma estimativa do tempo médio que a fonte está residente na crosta continental. Complementarmente, eles concluíram que somente as rochas com idades U–Pb em zircão coincidentes com idades modelo de Nd, ou outra evidência independente de um evento orogênico, revelam significativa diferenciação crosta–manto.

As rochas arqueanas do embasamento da região de São Félix do Xingu atribuídas aqui como possíveis fontes para o vulcano–plutonismo estudado são o Tonalito Arco Verde, Granodiorito Rio Maria e as rochas metavulcânicas máficas do Grupo Tucumã (Avelar *et al.*, 1999; Dall'Agnol *et al.*, 1999c). Revelam idades de residência crustal no intervalo 2,98 – 3,16 Ga, sugerindo um importante período de formação de crosta no Cráton Amazônico em torno de

3,0 Ga (Teixeira *et al.*, 2002a). Estes últimos autores concluíram que os valores de ϵNd fortemente negativos para os maciços granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme e três amostras de rochas vulcânicas, acompanhados de idades de residência crustal de aproximadamente 3,0 Ga, para fontes exclusivamente arqueanas para este magmatismo. No entanto, a contribuição mantélica não foi descartada. Os valores de ϵNd para as rochas do embasamento são fortemente negativos em 1,88 Ga e, na média, consideravelmente menor do que os valores agora obtidos para as formação Sobreiro e Santa Rosa. (Tabela 6 do **ANEXO B**). Diante desse quadro, os dados de Nd agora obtidos para essas unidades vulcânicas são sistematicamente variáveis e mais novas do que as publicadas anteriormente. Apesar da inexistência de estudos geocronológicos e geoquímicos nas rochas do embasamento na região de São Félix do Xingu no momento, que poderiam representar fontes para essas rochas, não há registro de rochas arqueana mais novas que 2,85 Ga na região de Tucumã (Avelar *et al.*, 1999), localizada a leste de São Félix do Xingu.

Tais resultados, acompanhados das características geoquímicas, sugerem que as idades de residência crustal da Formação Sobreiro (2,49 – 3,0 Ga) podem ter sido originadas de uma mistura de fontes mantélicas e componentes crustais adicionais, e não devem representar a diferenciação crosta–manto nem sustentam a interpretação da anatexia exclusivamente de crosta continental arqueana para a formação desta suíte. A Formação Santa Rosa pode ter sido originada de várias fontes crustais arqueanas (2,56 – 3,12 Ga) e possível assimilação/contribuição de componentes mantélicos, o que é consistente com as idades modelo de Nd mais novas (2,56 – 2,71 Ga) revelada por três amostras.

5.2.4 Ambiente geodinâmico e implicações para o Cráton Amazônico

A geração da porção sul do Cráton Amazônico, a zona compreendida entre o Gráben da Serra do Cachimbo e São Félix do Xingu (Fig. 1.5), é atribuída a uma sucessão de eventos orogênicos ($\sim$ 2,0 – 1,87 Ga), culminando com o desenvolvimento de um magmatismo anorogênico intrusivo (Tassinari & Macambira, 1999; Santos *et al.*, 2000). Para a região sudoeste desta zona ocorrem as unidades mais jovens da Província Geocronológica Rio Negro–Solimões (Tassinari & Macambira, 1999) ou Rondônia–Juruena (Santos *et al.*, 2000); e na região de São Félix do Xingu está em contato com seqüências metamórficas vulcano-sedimentares e suítes TTG do Terreno Granito–*Greenstone* do Sul do Pará e Supergrupo Itacaiúnas (Macambira & Vale, 1997).

As unidades desta zona são progressivamente mais jovens de sudoeste para nordeste. Isto é sugerido pelas rochas metamórficas vulcano-sedimentares de baixo grau do Grupo Jacareacanga (~ 2,1 Ga); e pelos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (~ 2,01 Ga), Creporizão (1,98 – 1,97 Ga), Rio das Tropas (~ 1,9 Ga) e Parauari (~ 1,9 – 1,88 Ga), apontando para uma zona de subducção no Gráben da Serra do Cachimbo e uma zona continental na região de São Félix do Xingu (Juliani *et al.*, 2009). Associado a estes ocorre ampla cobertura vulcano-plutônica genericamente agrupada no Supergrupo Uatumã, incluindo rochas félsicas e cálcio-alcalinas máficas posicionadas no intervalo ~ 2,0 – 1,88 Ga. As rochas menos evoluídas normalmente formam a suíte basal e também possuem variação nas idades de sudoeste para nordeste, alcançando a unidade cálcio-alcalina mais jovem Formação Sobreiro (~ 1,88 Ga) na região de São Félix do Xingu. O fato de que este vulcano-plutonismo hospeda mineralizações de Cu–Au nos arcos menos evoluídos na Província Aurífera do Tapajós e, na direção norte-nordeste, migra para depósitos de Cu–Mo–Au, Cu–Pb–Zn e potencialmente Au na área de São Félix do Xingu levou Juliani *et al.* (2009) a sugerir a presença de um zonamento metalogenético no Cráton Amazônico, a exemplo dos arcos continentais modernos. Isto pode ter sido formado por uma orogênese oceano–continente gerada por uma zona de subducção contínua orientada aproximadamente leste–oeste, e a ocorrência das associações cálcio-alcalinas mais jovens na região de São Félix do Xingu pode ser explicada pela mudança no ângulo da placa subductada e posterior migração do arco magmático, como descrito no Cinturão Vulcânico Trans-Mexicano (Ferrari *et al.*, 1999) e no Cinturão Andino (Kay & Mpodozis, 2002; Kay *et al.*, 2005).

Esta geometria incomum de subducção, identificada em ~ 10% das margens convergentes, é referida como *flat subduction* (Sacks, 1983; Abbott *et al.*, 1994; Gutscher *et al.*, 2000). Vários estudos mostraram que as zonas sem vulcanismo no Cinturão Andino e região de Honshu–Kyushu do Japão ocorrem quando a placa subductada e a crosta continental estão em contato, sem a presença do manto astenosférico. Neste cenário, a subducção inicia com um ângulo de mergulho normal (~ 30°), mas ocorre então uma deformação na placa em alguma profundidade, provavelmente devido a sua flutuação, e então viaja horizontalmente ou com um baixo ângulo abaixo da litosfera continental. Outro episódio de aumento do ângulo na placa subductada causa o descolamento da crosta continental e afundamento na astenosfera novamente e um novo magmatismo é gerado (Sacks, 1983). Gutscher *et al.* (2000) usou este conceito para desenvolver um modelo evolutivo de três estágios para explicar a geração de curto magmatismo cálcio-alcalino e ampla formação de magmas adakíticos (rochas andesíticas e dacíticas com forte empobrecimento em terras raras pesadas e altas razões Sr/Y; Defant & Drummond, 1990) em

regiões do Chile, Equador e Costa Rica relacionada à subducção de litosfera relativamente antiga (10 – 45 Ma) até a completa extinção do vulcanismo com a ausência da astenosfera.

A orogenia Sevier–Laramide está posicionada aproximadamente 1000 km para oeste do ponto de subducção da placa Norte Americana, formando as Montanhas Rochosas (Dumitru *et al.*, 1991). Bird (1988) sugeriu que a tração de cisalhamento da placa subductada em baixo ângulo ejetou o manto litosférico abaixo da placa Norte Americana e transmitiu e o esforço transmitido foi capaz tal soerguimento. Livaccari & Perry (1993) afirmaram que a suavização do ângulo de subducção não resultou em espessamento tectônico. Dados de isótopos de Nd apresentados sugeriram a preservação do manto litosférico abaixo da orogenia Sevier–Laramide. Ao invés da junção da placa, eles propuseram que a deformação foi causada pelo aumento de carga na zona de subducção e tal esforço foi transferido para leste por uma seção rígida da litosfera continental. Miller *et al.* (2000) confirmaram esta hipótese com dados de Nd e Sr de vulcanismo Terciário do Deserto de Mojave e leste da Califórnia. Para leste de 116° W, as amostras mostram baixo ϵNd e altos valores de Sri, consiste com rochas geradas no manto litosférico. Para oeste de 116° W, as amostras mostram alto ϵNd e baixos valores de Sri, apontando para manto empobrecido. Amostras localizadas próximas de 116° W mostram valores intermediários, sugerindo uma zona gradacional.

Portanto, a *flat subduction* é um modelo consistente para o vulcano–plutonismo de São Félix do Xingu que explica a assinatura geoquímica de arco magmático da Formação Sobreiro basal com sugestiva assimilação de crosta arqueana dentro da Província Geocronológica Amazônia Central em ~ 1,88 Ga, bem como a relação com as outras unidades vulcânicas cálcio-alcalinas mais antigas das províncias adjacentes (Fig. 14 do **ANEXO B**). Neste modelo, a formação do magmatismo fissural do tipo-A da Formação Santa Rosa de ~ 1,87 Ga pode está relacionado ao evento extensional Paleoproterozóico ocorrido em praticamente todo o Cráton Amazônico e que estendeu-se até o Mesoproterozóico (Bettencourt *et al.*, 1999; Brito Neves, 1999). Apesar de este modelo requerer uma comprovação estrutural e sísmica, ele figura como o mais plausível para a posição estratigráfica e composições geoquímicas do vulcano–plutonismo de São Félix do Xingu.

6 CONCLUSÕES

Pretendeu-se com esta tese um maior detalhamento da estratigrafia, cartografia e aspectos petrogenéticos do vulcanismo Paleoproterozóico (~ 1,87 – 1,88 Ga) da região de São Félix do Xingu, centro-sul do Estado do Pará, Cráton Amazônico, com base em mapeamento geológico intensivo; caracterizações petrográfica e mineralógica; e análises geoquímicas e de isótopos de Nd em rocha total. Tais resultados são apresentados em detalhe nos artigos, resumos e resumos expandidos em anexo. A originalmente definida Formação Iriri era correlacionada ao Grupo Iriri da Província Aurífera do Tapajós, o qual é formado por vulcânicas félsicas cálcio-alcálinas. Diante desse quadro, considerado as características geoquímicas da primeira, esta unidade foi renomeada para Formação Santa Rosa, agrupando a esta os pórfiros graníticos, depósitos vulcanoclásticos e intrusões graníticas petrográfica- e quimicamente semelhantes.

As observações de campo e petrográficas revelaram que se trata de um centro vulcano-plutônico bimodal mais bem preservado e já registrado do Cráton Amazônico, com texturas, estruturas e feições vulcânicas muito similares com aquelas reconhecidas em províncias vulcânicas Cenozóicas ao recente. As razões para esta preservação ainda não são bem conhecidas, mas a cobertura relativamente rápida por unidades posteriores e a estabilidade termo-tectônica do Cráton Amazônico desde o Proterozóico são possíveis explicações.

A suíte basal desse vulcano-plutonismo, denominada de Formação Sobreiro, é formada por: 1) fácies coerente de fluxo de lavas subárea intermediária maciça, com subordinados tipos amigdaloidais e básicos e 2) fácies vulcanoclástica subaérea básica à intermediária próxima da fonte. As rochas coerentes possuem fenocristais e microfenocristais de anfibólio, clinopiroxênio e, subordinadamente, plagioclásio, com conteúdo modal de até 15%, envoltos por matriz afanítica. Localmente, ocorrem tipos afíricos e/ou amigdaloidais, por vezes evidentes estruturas de fluxo magmático. Os litotipos vulcanoclásticos exibem textura hipocristalina com grande quantidade de fragmentos vítreos e líticos de composição intermediária, bem como fragmentos de cristais de clinopiroxênio, plagioclásio e, subordinadamente, anfibólio, suportados por matriz vitrofírica. Apesar de não conclusivo, a grande quantidade de blocos isolados em uma topografia plana, com raras elevações, lembram um sistema eruptivo monogenético semelhante aos centros de derrames basálticos com fluxos de lavas em formato de lâminas horizontais, ocorrido em ~ 1,88 Ga. Os altos topográficos associados a esta unidade podem ter sido originados pela acumulação de lava do tipo *scutulum*. Fragmentação autoclástica em resposta ao contraste de temperatura entre as porções interna e externa dos fluxos de lavas pode ter originado os depósitos vulcanoclásticos que ocorrem na sua porção superior. Os lapilli-tufos e brechas

polimíticas maciças máficas que preenchem os vales podem estar associados ao regime de fluxo de piroclástico originado pelo colapso de fluxo de lavas. A análise de produtos de sensores remotos revelou a existência de estruturas circulares associadas a esta unidade, sugerindo tratar-se de um conjunto de *ash flow calderas*, a exemplo da ocorrência descrita na Província Aurífera do Tapajós. Tais evidências serão mais bem analisadas em futuras publicações.

Com base em critérios petrogenéticos e metalogenéticos, a unidade posterior historicamente referida como Formação Iriri foi renomeada para Formação Santa Rosa. Trata-se de um vulcano–plutonismo predominantemente fissural, materializado por: 1) fácies coerente de fluxo de lavas e intrusiva subaérea félsica maciça; 2) fácies ignimbrítica félsica distante para intermediária da fonte e tufos de cinza não-soldados associados; 3) fácies vulcanoclástica félsica próxima da fonte e 4) fácies tardia de pórfiros graníticos e granitóides equigranulares. No geral, essas rochas possuem teores modais variáveis (até 15 %) de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, os quais ocorrem como fenocristais ou microfenocristais com milímetros a centímetros de comprimento, envoltos por matriz afanítica. Apresentam conteúdo de minerais máficos bastante reduzido, com rara ocorrência de biotita. Os ignimbritos possuem textura vulcanoclástica hipocristalina laminada, exibindo cristais e fragmentos de quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente plagioclásio, sustentada por matriz criptocristalina fortemente soldada, localmente esferulítica. Os pórfiros graníticos associados mostram megacristais de plagioclásio e quartzo que atingem até 5 cm de comprimento, sobretudo nas porções mais centrais de diques e intrusões. Com base no estilo de erupção predominantemente fissural e intrusivo dos litotipos desta suíte, é proposto para um modelo evolutivo em quatro estágios, com relação direta à tafrogênese ocorrida no Cráton Amazônico entre o Paleo- e Mesoproterozóico, registrada praticamente toda esta mega-unidade tectônica. O “motor” deste sistema seria um batólito ou um conjunto deles formados neste evento distensivo. Tal evolução geológica é muito similar ao da maior cobertura ignimbrítica do mundo (Sierra Madre Ocidental) que ocorre na fronteira sudoeste dos Estados Unidos da América com o México.

As observações petrográficas, bem como a assinatura geoquímica, sugerem que o vulcanismo intermediário da Formação Sobreiro evoluiu sob condições altamente oxidantes predominantemente pela cristalização fracionada dos minerais acessórios observados e assembléia de fenocristais, que é magnetita + augita + magnesiohastingsita e zircão + plagioclásio nas rochas dacíticas e riodacíticas. Razões modificadas de elementos traço nesta unidade apontam para provável assimilação de componentes crustais, seguindo um processo de diferenciação do tipo assimilação–cristalização fracionada (AFC). A Formação Santa Rosa e

associados pórfiros graníticos evoluíram provavelmente sob condições de oxidação intermediária, exclusivamente com a cristalização fracionada de zircão + apatita + óxidos de Fe e Ti + feldspatos e subordinada participação de biotita. Variáveis fontes crustais adicionada de um provável contribuinte sedimentar provavelmente participaram na geração dessa associação.

As idades de residência crustal agora obtidas sugerem que a Formação Sobreiro pode ter sido originada de uma mistura de fontes mantélicas e componentes crustais adicionais, e não devem representar a diferenciação crosta–manto nem sustentam a interpretação da anatexia exclusivamente de crosta continental arqueana para a formação desta suíte. Por sua vez, a Formação Santa Rosa pode ter sido originada de várias fontes crustais arqueanas e possível assimilação/contribuição de componentes mantélicos, o que é consistente com as idades modelo de Nd mais novas (2,56 – 2,71 Ga) revelada por três amostras. A integração do conjunto de dados obtidos para este trabalho, bem como a possibilidade da existência de um possível zonamento metalogenético na porção sul do Cráton Amazônico associado ao magmatismo cálcio-alcálico de ~ 2,1 – 1,88 Ga sugere que a geração da suíte basal Formação Sobreiro (~ 1,88 Ga) pode estar associado a uma geometria incomum de subducção denominada *flat subduction*, na qual ocorre mudança no ângulo da placa de subductada e posterior migração do arco magmático. Neste cenário, a região de São Félix do Xingu representaria o reflexo desse magmatismo dentro da Província Geocronológica Amazônia Central. As evidências de assimilação de crosta arqueana por parte desta unidade fortalecem esta interpretação.

Apesar de preliminares, os dados petrográficos e de campo revelaram um potencial metalogenético para estas unidades, o qual será investigado detalhadamente e eventualmente confirmado em futuras publicações do grupo de estudo ao qual este trabalho está vinculado. A associação mineralógica secundária permitiu a definição das zonas: a) ***propilitica***, evidenciada pelo desenvolvimento de epidoto, clorita, carbonatos, albita e minerais opacos nas rochas coerentes e vulcanoclásticas da Formação Sobreiro; b) ***sericitica***, representada por sericita e argilo-minerais nas lavas e vulcanoclásticas e, subordinadamente, nos pórfiros graníticos da Formação Santa Rosa e c) ***potássica***, exibindo marcante microclinização do plagioclásio nos pórfiros graníticos e, localizadamente, nos riolitos. Ocorrem ainda nesta zona argilo-minerais e sericita. Tais resultados indicam que as formações Sobreiro e Santa Rosa podem eventualmente hospedar mineralizações epitermais de Au, do tipo pórfiro e *Intrusion-Related Gold Systems*, respectivamente, abrindo dessa forma novas perspectivas para os modelos de exploração mineral desenvolvidos no Cráton Amazônico.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, D., DRURY, R., SMITH, W. H. F., 1994. Flat to steep transition in subduction style. *Geology* **22**, 937–940.
- ABREU, F. A. M., RAMOS, C. R., 1974. Estanho do Sul do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre, *Anais*, p. 11–23
- AGUIRRE-DIAZ, G. J., LABARTHE-HERNANDEZ, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology* **31**, 773–776.
- AGUIRRE-DÍAZ, G. J., MCDOWELL, F. W., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* **105**, 1435–1444.
- ALMEIDA, F. F. M., HASUI, Y., BRITO NEVES, B. B., FUCK, R. A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews* **17**, 1–29.
- ALMEIDA, M. E., FRAGA, L. M. B., MACAMBIRA, M. J. B., 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: South-American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão, *Resume*, p. 34–37
- AMARAL, G., 1974. *Geologia Pré-cambriana da Região Amazônica*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p.
- ARAÚJO, O. J. B., MAIA, R. G. N., JORGE JOÃO, X. S., COSTA, J. B. S., 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: SBG, Congresso Latinoamericano de Geologia, 7, Belém, *Anais*, p. 324–333
- ARNDT, N. T., GOLDSTEIN, S. L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology* **15**, 893–895.
- AVELAR, V. G., LAFON, J. M., CORREIA JÚNIOR, F. C., MACAMBIRA, E. M. B., 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências* **29**, 454–460.
- BARBOSA, O., 1966. *Geologia básica e econômica da área da região do Médio Tapajós, Estado do Pará*. DFPM/DNPM, 126, Rio de Janeiro, 55 pp.
- BASEI, M. A. S., 1978. O vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Recife, *Anais*, p. 2408–2422
- BETTENCOURT, J. S., DALL'AGNOL, R., 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. In: SGRM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, *Excursion Guides*, p. 49–87

- BETTENCOURT, J. S., TOSDAL, R. M., LEITE JR, W. B., PAYOLLA, B. L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil -- I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research* **95**, 41–67.
- BIRD, P., 1988. Formation of the Rocky Mountains, Western United States: A Continuum Computer Model. *Science* **239**, 1501–1507.
- BIZZI, L. A., SCHOBENHAUS, C., VIDOTTI, R. M., GONÇALVES, J. H., 2003. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil : texto, mapas & SIG*. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. 692 p.
- BRASIL, 1972. *Pesquisa Mineral do Iriri/Curuá*. Superintendência de Desenvolvimento da Amazônia (SUDAM), Belém, 62 pp.
- BRITO NEVES, B. B., 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências* **29**, 379–392.
- CAPUTO, M. V., RODRIGUES, R., VASCONCELOS, D. N. N., 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: História e Atualização. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 26, Belém, *Anais*, p. 35–46
- COLLINS, W. J., BEAMS, S. D., WHITE, A. J., CHAPPELL, B. W., 1982. Nature and origin of A. type Granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **80**, 189–200.
- COLUCCI, M. T., DUNGAN, M. A., FERGUSON, K. M., LIPMAN, P. W., MOORBATH, S., 1991. Precaldera lavas of the southeast San Juan volcanic field: parent magmas and crustal interactions. *Journal of Geophysical Research* **96**, 13413–13434.
- CORDANI, U. G., BRITO NEVES, B. B., 1982. The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências* **12**, 78–88.
- COSTA, J. A. V., 1999. *Tectônica da região nordeste do Estado de Roraima*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 315 p.
- COSTA, J. B. S., ARAÚJO, O. J. B., SANTOS, A., JORGE JOÃO, X. S., MACAMBIRA, M. J. B., LAFON, J. M., 1995. A Província Mineral de Carajás: Aspectos Tectono-Estruturais, Estratigráficos e Geocronológicos. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra* **7**, 199–235.
- COSTA, J. B. S., HASUI, Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L. COSTA & R.S. ANGÉLICA (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, pp. 16–90.
- COSTI, H. T., DALL’AGNOL, R., MOURA, C. A. V., 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review* **42**, 832–849.

- COX, K. G., BELL, J. D., PANKHURST, R. J., 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. London: George Allen & Unwin. 450 p.
- CUNHA, B. C. C., POTIGUAR, L. A. T., IANHEZ, A. C., BEZERRA, P. E. L., PITTHAN, J. H. L., SOUZA JÚNIOR, J. J., MONTALVÃO, R. M. G. D., SOUZA, A. M. S., HILDRED, P. R., TASSINARI, C. C. G., 1981. Folha SC.22 Tocantins. In: DNPM (Editor), *Projeto RADAM/BRASIL*, Rio de Janeiro, pp. 21–196.
- DALL'AGNOL, R., 1980. *Etudes sur des granites du type "Rondonian" en Amazonie Orientale et leurs transformations tardi-magmatiques*. Tese de Doutorado, Laboratoire de Geologie, Université Paul Sabatier, 348 p.
- DALL'AGNOL, R., BETTENCOURT, J. S., JORGE JOÃO, X., MEDEIROS, H., COSTI, H. T., MACAMBIRA, M. J. B., 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências* **17**, 382–403.
- DALL'AGNOL, R., COSTI, H. T., DA S. LEITE, A. A., DE MAGALHAES, M. S., TEIXEIRA, N. P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research* **95**, 9–39.
- DALL'AGNOL, R., COSTI, H. T., LEITE, A. A. S., 1997. Rapakivi granites from Brazil and adjacent countries. In: S.D.G.E.R. MINERAIS-SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, p. 185
- DALL'AGNOL, R., LAFON, J. M., MACAMBIRA, M. J. B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology* **50**, 113–138.
- DALL'AGNOL, R., SCAILLET, B., PICHAVANT, M., 1999b. Evolution of A-type granite magmas: an experimental study of the Lower Proterozoic Jamon Granite, eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology* **40**, 1673–1698.
- DALL'AGNOL, R., SILVA, C. M. G. D., SCHELLER, T., 1999c. Fayalite-bearing rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã Volcanism. In: SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, Gramado, *Boletim de Resumos*, p. 31
- DALL'AGNOL, R., TEIXEIRA, N. P., RAMO, O. T., MOURA, C. A. V., MACAMBIRA, M. J. B., OLIVEIRA, D. C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. *Lithos* **80**, 101–129.
- DAVIDSON, J. P., DUNGAN, M. A., FERGUSON, K. M., COLUCCI, M. T., 1987. Crust-magma interactions and the evolution of arc magmas: the San Pedro–Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology* **15**, 443–446.
- DE LA ROCHE, H., LETERRIER, J., GRAND CLAUDE, P., MARCHAL, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* **29**, 183–210.

- DEFANT, M. J., DRUMMOND, M. S., 1990. Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere. *Nature* **347**, 662-665.
- DEPAOLO, D. J., 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters* **53**, 189-202.
- DOCEGEO, 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás, Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, *Anexos*, p. 11-54
- DUMITRU, T. A., GANS, P. B., FOSTER, D. A., MILLER, E. L., 1991. Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction. *Geology* **19**, 1145-1148.
- ELSTON, W. E., 1984. Mid-Tertiary ash flow tuff cauldrons, Southwestern New Mexico. *Journal of Geophysical Research* **89**, 8733-8750.
- FARACO, M. T., MACAMBIRA, E. M. B., VALE, A. G., 1991. Potencial mineral da Folha São Félix do Xingu (SB-22-Y-B). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, *Anais*, p. 275-290
- FARACO, M. T. L., CARVALHO, J. M. A., KLEIN, E. L., 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L. COSTA & R.S. ANGÉLICA (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 423-437.
- FERNANDES, C. M. D., JULIANI, C., LAGLER, B., MOURA, C. A. V., 2008a. 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, p. CD-ROM
- FERNANDES, C. M. D., JULIANI, C., MOURA, C. A. V., LAGLER, B., 2008b. Paleoproterozoic bimodal volcanism of the São Félix do Xingu region, south Pará state, Amazonian Craton, Brazil. In: IUGS, 33rd International Geological Congress, 33, Oslo, p. Abstract CD-ROM
- FERNANDES, C. M. D., LAMARÃO, C. N., TEIXEIRA, N. P., 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* **36**, 565-576.
- FERRARI, L., LOPEZ-MARTINEZ, M., AGUIRRE-DIAZ, G., CARRASCO-NUNEZ, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology* **27**, 303-306.
- FERRON, J. M. T. M., BASTOS NETO, A. C., LIMA, E. F., COSTI, H. T., MOURA, C. A. V., PRADO, M., PIEROSAN, R., GALARZA, M. A., 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências* **36**, 501-519.
- FISHER, R. V., 1966. Rocks composed of volcanic fragments. *Earth-Science Reviews* **1**, 287-298.

- FISHER, R. V., SCHMINCKE, H. U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Berlin: Springer-Verlag. 472 p.
- GIBBS, A. K., WIRTH, K. R., HIRATA, W. K., OLSZEWSKI JÚNIOR., W. J., 1986. Age and composition of the Grão Pará Group volcanics, Serra dos Carajás. *Revista Brasileira de Geociências* **16**, 201–211.
- GROVES, D. I., GOLDFARB, R. J., GEBRE-MARIAM, M., HAGEMANN, S. G., ROBERT, F., 1998. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types. *Ore Geology Reviews* **13**, 7–27.
- GRUAU, G., MARTIN, H., LEVEQUE, B., CAPDEVILA, R., MAROT, A., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower Proterozoic granite--greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precambrian Research* **30**, 63–80.
- GUTSCHER, M.-A., MAURY, R., EISSEN, J.-P., BOURDON, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology* **28**, 535–538.
- HASUI, Y., HARALYI, N. I. E., SCHOBENHAUS, C., 1984. Elementos geofísicos e geológicos da Região Amazônica: Subsídios para o modelo geotectônico. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Manaus, *Anais*, p. 129–148
- HASUI, Y., HARALYI, N. I. E., SCHOBENHAUS, C., 1993. Megaestruturação Pré-Cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências* **12**, 7–31.
- HENRY, C. D., ARANDA-GOMEZ, J. J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* **20**, 701–704.
- HIRATA, W. K., RIGON, J. C., KADEKARU, K., CORDEIRO, A. A. C., MEIRELES, E. A., 1982. Geologia Regional da Província Mineral de Carajás. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 1, Belém, *Anais...* p. 100–110
- IRVINE, T. N., BARAGAR, W. R. A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* **8**, 523–547.
- ISSLER, R. S., 1974. Esboço Geológico Tectônico do Craton do Guaporé. *Revista Brasileira de Geociências* **3**, 177–211.
- JULIANI, C., CORREA-SILVA, R. H., MONTEIRO, L. V. S., BETTENCOURT, J. S., NUNES, C. M. D., 2002. The Batalha Au-granite system – Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil: hydrothermal alteration and regional implications. *Precambrian Research* **119**, 225–256.
- JULIANI, C., FERNANDES, C. M. D., Submitted. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

- JULIANI, C., FERNANDES, C. M. D., MONTEIRO, L. V. S., MISAS, C. M. E., LAGLER, B., 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano–plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. *In: UFRGS, Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, 2, Gramado, p. CD-ROM
- JULIANI, C., MONTEIRO, L. V. S., BETTECOURT, J. S., FERNANDES, C. M. D., 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism – Tapajós Gold Province, Amazonian craton. *In: IUGS, 33rd International Geological Congress*, 33, Oslo, p. Abstract CD-ROM
- JULIANI, C., RYE, R. O., NUNES, C. M. D., SNEE, L. W., CORREA SILVA, R. H., MONTEIRO, L. V. S., BETTENCOURT, J. S., NEUMANN, R., NETO, A. A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* **215**, 95–125.
- KAY, S. M., GODOY, E., KURTZ, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin* **117**, 67-88.
- KAY, S. M., MPODOZIS, C., 2002. Magmatism as a probe to the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences* **15**, 39–58.
- KLEIN, E. L., VASQUEZ, M. L., 2000. *Projeto especial Província Mineral de Carajás. Geologia e recursos minerais da Folha Vila Riozinho (SB-21-Z-A), Estado do Pará, escala 1:250.000. Nota explicativa*, CD-ROM pp.
- LAFON, J. M., PEREIRA, E. D., MACAMBIRA, E. M. B., VALE, A. G., BARRADAS, J. A. S., 1991. Geocronologia Rb-Sr da região de São Felix do Xingu. Resultados preliminares. *In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia*, 3, Belém, p. 21–35
- LAFON, J. M., RODRIGUES, E., MACAMBIRA, E. B., PEREIRA, E. D., 1995. Magmatisme anarogénique du Protérozoïque Inférieur dans la région de São Felix do Xingu-Tucumã (Amazonie Orientale, Brésil). Nouvelles données géochronologiques. *C. R. Acad. Sci. Paris* **320**, 937–944.
- LAFON, J. M., ROSSI, P., C., D., AVELAR, V. G., FARACO, M. T. L., 1998. Novas testemunhas de relíquias arqueanas na crosta continental paleoproterozóica da província Maroni-Itacaiunas (sudeste do Escudo das Guiana). *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 40, Belo Horizonte, *Anais*, p. 64
- LAGLER, B., JULIANI, C., FERNANDES, C. M. D., MISAS, C. M. E., 2008. Evidência de Ash-flow Caldera paleoproterozóica na região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico. *In: Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP*, 16, São Paulo, p. CD-ROM
- 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, p. CD-ROM

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., LAFON, J.-M., LIMA, E. F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajos Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research* **119**, 189–223.

LAMARÃO, C. N., DALL'AGNOL, R., PIMENTEL, M. M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajos gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences* **18**, 277–292.

LANG, J., BAKER, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita* **36**, 477–489.

LEAL, J. W. L., SILVA, G. H., SANTOS, D. B. D., TEIXEIRA, W., LIMA, M. I. C. D., FERNANDES, C. A. C., PINTO, A. C., 1978. Folha SC.20 - Porto Velho. In: DNPM (Editor), *Projeto RADAM/BRASIL*. DNPM, Rio de Janeiro, pp. 19–184.

LIMA, M. I. C., 1984. Províncias geocronológicas do Cráton Amazônico em território brasileiro. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Manaus, *Anais*, p. 9–23

LIPMAN, P. W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research* **89**, 8801–8841.

LIVACCARI, R. F., PERRY, F. V., 1993. Isotopic evidence for preservation of Cordilleran lithospheric mantle during the Sevier-Laramide orogeny, western United States. *Geology* **21**, 719–722.

LOISELLE, M. C., WONES, D. R., 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts* **11**, 468.

MACAMBIRA, E. M. B., FERREIRA FILHO, C. F., 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté. In: E.L. KLEIN, M.L. VASQUEZ & L.T. ROSA-COSTA (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 318.

MACAMBIRA, E. M. B., JORGE JOÃO, X., LAFON, J. M., PEREIRA, E. D., 1992. Aspectos geológicos e geocronológicos do Granito Parauari na folha São Félix do Xingu (SB.22-Y-B) - Sul do Pará. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.

MACAMBIRA, E. M. B., TASSINARI, C. C. G., 1998. Estudos Sm/Nd no Complexo Máfico-Ultramáfico da Serra da Onça – Sul do Pará: Implicações Geocronológicas e Geológicas e Geotectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Belo Horizonte, p. 463

MACAMBIRA, E. M. B., VALE, A. G., 1997. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará*. CPRM, Brasília, 384 pp.

- MACAMBIRA, M. J. B., 1992. *Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil*. Tese de Doutorado, Sciences et Techniques du Languedoc, Université Montpellier II, 212 p.
- MACAMBIRA, M. J. B., LANCELOT, J., 1991. História Arqueana da Região de Rio Maria, SE do Estado do Pará., registrada em zircões detríticos de greenstone belts e de cobertura plataformar. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, Belém, *Anais*, p. 59-69
- MACHADO, N., LINDENMAYER, Z., KROGH, T. E., LINDENMAYER, D., 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajas area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research* **49**, 329–354.
- MANIAR, P. D., PICCOLI, P. M., 1989. Tectonic Discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin* **101**, 635–643.
- MCDOWELL, F. W., WARK, D. A., AGUIRRE-DÍAZ, G. J., 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs* **22**, 366.
- 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.
- MEDEIROS, H., GASTAL, M. C. P., DALL'AGNOL, R., SOUZA, Z. S., 1987. Geology of the Rio Maria area (Eastern Amazonian Region - Brasil): an example of Archean granite-greenstone terrane intruded by anorogenic granites of Middle Proterozoic ages. *In*: IUGS, Final meeting of the working group, Carajás, Pará, Brasil, p. 7–105
- MELFI, A. J., PICCIRILLO, E. M., NARDY, A. J. R., 1988. Geological and magmatic aspects of the Parana Basin: an introduction. *In*: E.M. PICCIRILLO & A.J. MELFI (Eds), *The Mesozoic Flood Volcanism of the Parana Basin: petrogenetic and geophysical aspects*. USP, São Paulo, pp. 1–14.
- MILLER, J. S., GLAZNER, A. F., FARMER, G. L., SUAYAH, I. B., KEITH, L. A., 2000. A Sr, Nd, and Pb isotopic study of mantle domains and crustal structure from Miocene volcanic rocks in the Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin* **112**, 1264–1279.
- MONTALVÃO, R. M. G., BEZERRA, P. E. L., 1980. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônico (parte da Amazônia Legal brasileira). *Revista Brasileira de Geociências* **10**, 1–27.
- MONTALVÃO, R. M. G., BEZERRA, P. E. L., ISSLER, R. S., DALL'AGNOL, R., LIMA, M. I. C., FERNANDES, C. A. C., SILVA, C. G., 1975. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. *In*: B.D.N.D.P.M.P. RADAMBRASIL (Editor), *Geologia*, Rio de Janeiro.
- NUNES, C. M. D., JULIANI, C., SILVA, R. H. C., MONTEIRO, L. V. S., BETTENCOURT, J. S., NEUMANN, R., ALCOVER NETO, A., RYE, R., 2001. Caracterização de um sistema

epitermal high-sulfidation vulcânico paleoproterozóico da Província Aurífera do Tapajós, Pará. *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, p. CD-ROM

OLIVEIRA, A. I., 1928. *Reconhecimento Geológico do Rio Xingu, Estado do Pará*, Rio de Janeiro, 3–22 pp.

OLIVEIRA, A. S., FERNANDES, C. A. S., ISSLER, R. S., ABREU, A. S., MONTALVÃO, R. M. G., TEIXEIRA, R. S., 1975. *Geologia da Folha NA.21–Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. DNPM, Rio de Janeiro, pp.

PATCHETT, P. J., RUIZ, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **96**, 523–528.

PEARCE, J. A., HARRIS, N. B. W., TINDLE, A. C., 1984. Trace Elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology* **25**, 956–983.

PESSOA, M. R., ANDRADE, A. F. D., NASCIMENTO, J. O. D., SANTOS, J. O. S., OLIVEIRA, J. R. D., LOPES, R. D. C., PRAZERES, W. V., 1977. *Projeto Jamanxim*. DNPM/CPRM, Manaus, 8 v pp.

PINHO, S. C. C., FERNANDES, C. M. D., TEIXEIRA, N. P., PAIVA JR., A. L., CRUZ, V. L., LAMARÃO, C. N., MOURA, C. A. V., 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências* **36**, 793–802.

RICHARD, L. R., 1995. *Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system*.

SÁ, C. A. S., 1985. Esboço da geologia da área do Granito Antônio Vicente, S. Félix do Xingu (PA). *In*: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, *Anais*, p. 182–193

SACKS, I. S., 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research* **88**, 3355–3366.

SANTOS, D. B. D., FERNANDES, P. E. C. A., DREHER, A. M., CUNHA, F. M. B. D., BASEI, M. A. S., TEIXEIRA, J. B. G., 1975. *Geologia da Folha SB.21–Tapajós*. DNPM, Rio de Janeiro, 21–196 pp.

SANTOS, J. O. S., 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Rio de Janeiro, p. 4535–4538

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., MCNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R., 2000. A New Understanding of the Provinces of the Amazon Craton Based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology. *Gondwana Research* **3**, 453–488.

SANTOS, L. R. J., 1980. Complexo Uatumã. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Boletim de Resumos*, p. 112

- SATO, J. O., TASSINARI, C. C. G., 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. In: M.L.C. COSTA & R.S. ANGÉLICA (Eds), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 91–142.
- SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A., DERZE, G. R., ASMUS, H. E., 1984. *Geologia do Brasil. Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais. Escala 1:2.500.000*. Ministério das Minas e Energia/DNPM, Brasília, 501 pp.
- SCHOBENHAUS, C., HOPPE, A., LORK, A., BAUMANN, A., 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 395–397
- SIDER, G. B., MENDOZA, S. V., 1991. *Geology of the Venezuelan Guyana Shield and its relation to the entire Guyana Shield*. USGS, 1–59 pp.
- SILVA, G. G., LIMA, J. J. C., ANDRADE, A. R. F., ISSLER, R. S., GUIMARÃES, G., 1974. *Geologia da Folha Sc.22 – Tocantins*. DNPM, Rio de Janeiro, 143 pp.
- SPARKS, R. S. J., WALKER, G. P. L., 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature* **241**, 62–64.
- SWANSON, E. R., MCDOWELL, F. W., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *Journal of Geophysical Research* **89**, 8787–8799.
- TASSINARI, C. C. G., 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados Isotópicos*. Tese de Livre Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p.
- TASSINARI, C. C. G., MACAMBIRA, M. J. B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**, 174–182.
- TASSINARI, C. C. G., MELLITO, K. M., LEAL, L. R. B., 1996. Gold mineralization and crustal evolution of the Amazonian Craton. *Episodes* **22**, 174–182.
- TAYLOR, S. R., MCLENNAN, S. M., 1995. The Geochemical Evolution of the Continental Crust. *Reviews of Geophysics* **33**, 241–265.
- TEIXEIRA, N. P., 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 508 p.
- TEIXEIRA, N. P., BETTENCOURT, J. S., DALL’AGNOL, R., MOURA, C. A. V., FERNANDES, C. M. D., PINHO, S. C. C., 2005. Geoquímica de granitos Paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências* **35**, 217–226.

- TEIXEIRA, N. P., BETTENCOURT, J. S., MOURA, C. A. V., DALL'AGNOL, R., 1998. Pb-Pb and Sm-Nd constraints of the Velho Guilherme Intrusive Suíte and volcanic rocks of the Uatumã Group. South-Southeast Pará-Brazil. *In: IGCP, Project 426: Granite Systems and Proterozoic Lithospheric Processes*, Madison, p. 178–180
- TEIXEIRA, N. P., BETTENCOURT, J. S., MOURA, C. A. V., DALL'AGNOL, R., MACAMBIRA, E. M. B., 2002a. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research* **119**, 257–275.
- TEIXEIRA, N. P., FERNANDES, C. M. D., MOURA, C. A. V., PINHO, S. C. C., BETTENCOURT, J. S., 2002b. Geologia, Geoquímica, Geocronologia e isótopos de Sm-Nd de rochas vulcânicas paleoproterozóicas do Grupo Uatumã ocorrentes na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, Cráton Amazônico, Brasil. *In: SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados*, 2, Belém, *Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão*, p. 28
- TEIXEIRA, N. P., SOUZA FILHO, P. W. M., FERNANDES, C. M. D., PINHO, S. C. C., SILVA JÚNIOR, L. G., SILVA, H. A., REIS, E. G., SILVA, E. L. C., 2003. Evidências de Domo (?) /Caldeira (?) vulcânica na região de São Félix do Xingu, Província Mineral de Carajás, a partir da integração de dados geológicos, de sensoriamento remoto e de sistema de informação geográfica. *In: SBSR, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto*, 11, Belo Horizonte, p. 943–945
- TEIXEIRA, W., TASSINARI, C. C. G., CORDANI, U. G., KAWASHITA, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research* **42**, 213–227.
- WALKER, G. P. L., 2000. Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. *In: H. SIGURDSSON, B. HOUGHTON, H. RYMER, J. STIX & S. MCNUTT (Eds), Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, pp. 1417.
- WHALEN, J. B., CURRIE, K. L., CHAPPELL, B. W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **95**, 407–419.
- WHITE, I. C., 1908. *Relatório Final*. Comissão de Estudo das Minas de Carvão de Pedra, Rio de Janeiro, pp. 617.
- WILLIAMS, H., TURNER, F. J., GILBERT, C. H., 1962. *Petrography. An introduction to the study of rocks in thin section*. San Francisco: Freeman and Company. 406 p.
- WIRTH, K. R., GIBBS, A. K., OLSZEWSKI JR, W. J., 1986. U-Pb ages of zircons from the Grão Pará Group and Serra dos Carajás Granite, Pará, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* **16**, 195–200.

ANEXO A Artigo submetido ao periódico “*Journal of Volcanology and Geothermal Research*” – Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil

Subject: Enc: VOLGEO3068: Notice of manuscript number (Research Paper)

From: cjuliani@usp.br

Date: Thu, 08 Oct 2009 11:39:31 -0300

To: cmdf@usp.br

----- Mensagem encaminhada de volgeo-eo@elsevier.com -----

Data: 8 Oct 2009 14:09:23 +0100

De: "J. Volcanology Geothermal Research" <volgeo-eo@elsevier.com>

Endereço para Resposta (Reply-To): "J. Volcanology Geothermal Research"

<volgeo-eo@elsevier.com>

Assunto: VOLGEO3068: Notice of manuscript number (Research Paper)

Para: cjuliani@usp.br

Dear Dr. Juliani,

Your submission entitled "Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil" has been assigned the following manuscript number: VOLGEO3068.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on <http://ees.elsevier.com/volgeo/> as Author.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Herman Engelen

Journal Manager

Journal of Volcanology and Geothermal Research

Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil

Caetano Juliani^{1,*}, Carlos Marcello Dias Fernandes¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

* Corresponding author:

Caetano Juliani

Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo

Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brazil.

Telephone: +55 (11)3091 1642

Fax: +55 (11)3091 4258

E-mail: cjuliani@usp.br

Abstract

The Amazonian craton in the southeast region of the Pará state, north of Brazil, hosts exceptionally well-preserved Paleoproterozoic bimodal volcano–plutonic units grouped in the Sobreiro and Santa Rosa formations. These formations are correlated to the 1.88 – 1.87 Ga Uatumã magmatic event, which is largely distributed in the Amazonian craton occupying more than 1.500.000 km². Geological mapping and petrographical observations reveal distinct faciological variations in both unities. The basal calc-alkaline Sobreiro Formation is composed of coherent massive basic to intermediate subaerial lava flow and volcanoclastic facies mainly of autoclastic origin, with subordinate pyroclastic flows. This formation shows eruptive system similar to the Flood Basalt Fields, with rare scutulum-type lava shields. The upper A-type Santa Rosa Formation was generated by multicyclic explosive and effusive episodes predominantly associated with large fissures, and comprises: 1) bulky coherent massive subaerial felsic lava flow facies; 2) a distant- to intermediate-source felsic ignimbritic facies with associated thin unwelded ash tuff; 3) a near-source felsic volcanoclastic facies with tuff, lapilli-tuff, and minor breccia; and 4) later intrusive felsic granitic porphyry facies, represented by stocks and metric

dikes with petrographic features and mineralogy similar to those observed in lava flow facies. The Santa Rosa Formation reveals predominantly vertical flow pattern pointing to a fissure-controlled eruption, similar to that from the Sierra Madre Occidental ignimbrite province. The proposed evolutionary model for the São Félix do Xingu units differs from those of other Uatumã volcano–plutonism occurrences in the Amazonian craton, characterized by predominance of A-type volcanism and contemporaneous granites. At São Félix do Xingu, propylitic alteration zones in the Sobreiro Formation could be potentially spatially and genetically related to high-sulfidation epithermal gold and base metal mineralization. Additionally, alkaline porphyry-type and intrusion-related gold systems hosted by granitic stocks could be genetically associated with the volcanic event recorded by the Santa Rosa Formation.

Keywords: Volcanism; Paleoproterozoic; Fissure-controlled; Uatumã; Stratigraphy

1. Introduction

The Amazonian craton (Almeida et al., 1981) is one of the largest Precambrian terrains in the world (Fig. 1a), occupying approximately half of the Brazilian territory. This craton comprises major metallogenetic provinces, bearing voluminous deposits of iron, copper, gold, tin, nickel, many of these in the Carajás Mineral Province and adjacent areas (Bettencourt and Dall’Agnol, 1987; Vasquez et al., 2000; Costi et al., 2002; Teixeira et al., 2002; Juliani et al., 2005).

During the end of the Paleoproterozoic to the beginning of Mesoproterozoic a widespread volcano–plutonic event, denominated Uatumã (Pessoa et al., 1977), occurred in the craton. The Uatumã event is mainly anorogenic and encompasses granitoids massifs and intermediate to felsic volcanic sequences, with subordinate plutonic mafic members. This association was not affected by the thermo-tectonic Trans-Amazonian Cycle (Hurley et al., 1967) and shows exceptional preservation of the volcanic textures, structures, and stratigraphy.

In the southeast portion of the Pará state, near São Félix do Xingu city, Carajás Mineral Province (Fig. 1b), the Uatumã event is represented by broad effusive and explosive volcanic rocks grouped in the Sobreiro and Santa Rosa formations. Despite advances in the geological knowledge of this region in the last two decades (Macambira and Vale, 1997; Teixeira et al., 2002; Fernandes et al., 2006), the stratigraphic relationships of these sequences are not yet clearly understood and lack more realistic cartography and petrological studies. These omissions are partially justified by the dense rainforest cover and absence of laterally continuous outcrops.

Nevertheless, systematic and detailed geologic mapping and lithostratigraphical, petrological and faciological studies present in this paper allowed the delimitation of the volcanic units of one of the most complete Paleoproterozoic well-preserved volcano–plutonic episodes of the Amazonian craton already described. Additionally, this study permitted a more precise definition of the volcanic stratigraphy and the identification of volcanogenic features, eruption styles, and transport mechanisms of volcanoclastic facies. The proposed evolutionary model for the São Félix do Xingu volcanic rocks could be useful to increase the understanding of the widespread Uatumã magmatism described in other areas of the Amazonian craton.

2. Regional geological setting

Volcanic sequences of the São Félix do Xingu region (Fig. 1b) are located in the Central Brazilian Shield (Almeida et al., 1981), Amazonian craton.

The tectonic evolution of the Amazonian craton is controversial. This craton was considered, based on structural and geophysical data, as a large Archean platform reworked and reactivated during the 2100 ± 0.1 Ma Trans-Amazonian event (Almeida et al., 1981; Costa and Hasui, 1997). However, others authors (Cordani and Brito Neves, 1982; Teixeira et al., 1989; Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000), based mainly on geochronological data, divided the craton into provinces related to continental accretion events. According to the later interpretation, the volcanic rocks of the São Félix do Xingu area belong to the Central Amazonian Province (Fig. 1a), which comprises a reworked Archean basement covered by Paleo- and Mesoproterozoic units. However, in spite of new geochronologic data obtained during the last decade (Vasquez et al., 1999; Santos et al., 2000; Teixeira et al., 2002; Lamarão et al., 2005), the limits of these geochronological provinces remain inaccurate in all Amazonian craton. Additionally, the lack of information about deformational and metamorphic events, which could be associated with the tectonic evolution, difficult the reconstruction of the geological evolution of the Amazonian craton.

The Archean basement of the São Félix do Xingu region outcrops almost exclusively in the east portion of the Xingu River. It is represented by the South Pará Granite-Greenstone terrain and the Itacaiúnas Supergroup (Araújo et al., 1988). The Paleoproterozoic rocks are represented by mafic–ultramafic Cateté Suite (Macambira and Ferreira Filho, 2002), by the Uatumã volcanic rocks (Teixeira et al., 2002; Fernandes et al., 2006; Pinho et al., 2006), and the

Fig. 1. (a) Geochronological provinces of the Amazonian craton according to Santos et al. (2000). Inset outlining the location of the Amazonian craton relative to the northern South America. PR – Pitinga region; TGP – Tapajós Gold Province; (b) Portion of regional geological map of the São Félix do Xingu region showing originally defined Sobreiro and Irirí formations and the unities of the Archean basement. Simplified from Macambira & Vale (1997).

Parauari granite suite (Macambira and Vale, 1997). Later tin-bearing A-type granitic massifs (Mocambo, Rio Xingu, and Antonio Vicente) of the Velho Guilherme Suite (Teixeira et al., 2002) intrude the São Félix do Xingu volcanic unities. Quaternary deposits are the youngest units in the region and complete the stratigraphy.

3. Methods

The fieldwork was made along rivers, specially the Xingu River, farmers ways and trails. For identification and interpretation of geological structures were utilized TM-LANDSAT 7 digital images, digital radar images of R99B Project of SIPAM (Amazon Protection System), and SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) images. Petrological, textural, and mineralogical studies were carried out under transmitted and reflected light, following the definitions and recommendations of Fisher & Schmincke (1984), Schmid (1981), and McPhie et al. (1993) for identification and separation of coherent and volcanoclastic lithotypes, characterization of the facies in both formations, and interpretation about eruption styles and transport mechanisms.

4. The Uatumã event

There is a comprehensive literature on the Uatumã magmatism in the Amazonian craton, but the conclusions concerning ages, concepts, composition, and stratigraphic correlation are still divergent (Caputo et al., 1972; Santos, 1980). These difficulties are justified by the huge exposition area ($> 1.500.000 \text{ km}^2$), dense forest cover, and absence of detailed stratigraphic studies. Occurrences of volcanic rocks in several portions of the Amazonian craton were generically grouped in the Uatumã Supergroup (Bizinella et al., 1980) and received, according to geographic area, different denominations. In the São Félix do Xingu region, these rocks encompass the Uatumã Group (Macambira and Vale, 1997). In the Tapajós Gold Province are denominated as Iriri Group (Pessoa et al., 1977), and similar volcanic rocks comprise the Iricoumé and Surumu groups (Montalvão et al., 1975) at the north of Manaus (Pitinga region) and Roraima state, respectively (Fig. 1a). The scarceness of geochemical and geochronological data in varied areas led some authors to consider the existence of a single volcano–plutonic pulse in all extension of the Amazonian craton with temporal and geochemical similarities (Santos, 1984).

Dall'Agnol et al. (1987; 1994; 1999) considered that the Uatumã Supergroup is heterogeneous, formed at least in two periods, and have distinct geochemical and petrographic

features. Santos et al. (2000) share a similar conclusion and constrained the Uatumã magmatism to the 1.88–1.87 Ga interval. This hypothesis was confirmed in the Tapajós Gold Province region with the identification of two period of intense volcano–plutonic magmatic activity, represented by the ~ 2.0 Ga Vila Riozinho and the ~ 1.88 Ga Moraes Almeida formations. The former unit has calc-alkaline affinity, as well associated granitoid massifs, whereas the younger Moraes Almeida Formation comprises rhyolites and ignimbrites and is related to contemporaneous A-type granitoid plutons of the Maloquinha Intrusive Suite (Lamarão et al., 2002). Thus, the Uatumã event appears encompass volcanic rocks of different ages, ranging from ~ 2.0 to 1.88 Ga, with calc-alkaline and alkaline (A-type) geochemical affinities.

Detailed studies in Tapajós Gold Province permitted the recognition of a very well-preserved Paleoproterozoic high-sulfidation gold mineralization (Hedenquist et al., 2000) hosted by ring volcano in nested ash flow calderas of the Iriri Group (Juliani et al., 2005). In this area, the basal Bom Jardim Formation is composed of andesitic and dacitic flow tuffs represent the pre-caldera phase. The following Salustiano and Aruri formations represent the caldera-related sequences with ash flow tuffs, rhyolitic flows, and rhyolitic epiclastic volcanic rocks. Post-caldera rocks include rhyolitic composite ring volcanoes with radiating lava flows and welded tuffs and domes, cut by inverted cone shaped hydrothermal breccias bodies, where the high-sulfidation epithermal gold deposit occurs. Genetically linked to this mineralization gold–copper and copper–molybdenum porphyry-type deposit was also recognized (Juliani et al., 2008).

Ferron et al. (2006) characterized in the Pitinga region a coeval volcanic and plutonic rocks grouped, respectively, in the Iricoumé Group and the Mapuera Suite. Based in petrographical and geochemical data these authors subdivided the former into the basal Divisor Formation with coherent andesite, latite, and trachyte flows; the middle Paraíso Formation with large cover of ignimbrites and tuffs; and the upper Ouro Preto Formation with coherent rhyolite, rhyodacite and quartz latite. The authors suggested that this association constitutes an ancient ash flow caldera, similar to that described in the Tapajós Gold Province by Juliani et al. (2005). Later (~ 1.82 Ga) A-type tin-bearing granitoid massifs of the Madeira Suite (Costi et al., 2000) also occur in the area.

Few studies of the Xingu volcanic area were developed, in which were described the basal Sobreiro Formation, composed of massive andesitic to dacitic flows and mafic crystals tuffs, and the upper Iriri Formation that encompasses massive rhyolite and dacite, as well felsic lapilli-tuff, crystals tuff, ash tuff, and volcanic breccias (Macambira and Vale, 1997; Teixeira et al., 2002; Fernandes et al., 2006). The lower unit has geochemical signature similar to those

found in volcanic-arc related metaluminous granitoids, with transitional high-K calc-alkaline to shoshonitic geochemical affinity. The Iri Formation in the São Félix do Xingu exhibits A-type intraplate geochemical characteristics, peraluminous signature, and transitional subalkaline to alkaline composition (Macambira and Vale, 1997; Teixeira et al., 2002; Fernandes et al., 2006). However, as the Iri Group in the Tapajós Gold Province comprises mainly felsic calc-alkaline volcanic rocks (Faraco et al., 1997; Juliani et al., 2005) the denomination of Santa Rosa Formation is proposed in this study to designate the upper volcanic unit in the São Félix do Xingu region, distinguishing this unit from the Iri Group in the Tapajós Gold Province. Stocks and dikes of granitic porphyries that occur associated with the volcanic rocks show similar petrological characteristics to the Santa Rosa Formation.

Available geochronological data for volcanic and associated rocks of the São Félix do Xingu region and others correlates of the Uatumã event are summarized in the Table 1.

5. Volcanic faciology and Stratigraphy

Field and petrographic observations permitted the recognition of mappable volcanogenic facies related to the basal Sobreiro and the upper Santa Rosa formations. This characterization was essential for the interpretations and reconstruction on eruptive styles, and definition of the transport mechanism of the pyroclasts during explosive eruption period. Available major and trace geochemical data complement this approach (Fernandes et al., Submitted).

The new geological map of the São Felix do Xingu region is presented in Fig. 2.

5.1 The Sobreiro Formation

Two texturally distinct facies were recognized in the upper Sobreiro Formation: 1) coherent massive basic to intermediate subaerial lava flow facies with amygdaloidal rocks and subordinated basic rocks; and 2) subaerial basic to intermediate near-source volcanoclastic facies, showing mineralogical and geochemical characteristics similar to those of the coherent facies (Fernandes et al., Submitted).

The coherent facies is volumetrically more important and outcrops in large valleys with flat topography, mainly along the Xingu River (Fig. 3a) and rarely in hills. The outcrops are usually represented by isolated blocks with conspicuous horizontal to sub-horizontal flow structures, commonly with flow-oriented vesicles and amygdales (Fig. 3b). Continuous outcrops with low angle plunge flow (15°–20°) are rare (Fig. 3c). Petrographic and mineralogical observations indicate that coherent facies of the Sobreiro Formation are predominantly

Table 1

Geochronologic data of some volcanic and granitoid massifs correlate to the Uatumã volcano-plutonism in the Xingu, Tapajós, and Pitinga regions. Later tin-bearing A-type granitoids ages are presented for comparison.

<i>Occurrence area</i>	Rock type	Age	Method	Reference
<i>Xingu region</i>				
Uatumã Supergroup	Andesite + Rhyolite	1875 ±158 Ma	Pb–Pb wr	Teixeira et al. (2002)
Sobreiro Formation	Dacite	1880 ±6 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iri Formation	Granitic porphyry	1887 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iri Formation	Granitic porphyry	1888 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iri Formation	Granitic porphyry	1881 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iri Formation	Granitic porphyry	1881 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Santa Rosa Formation	Ash tuff	1884 ±1.7 Ma	Pb–Pb zr	Unp. data.
Santa Rosa Formation	Rhyolite	1879 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Unp. data.
Mocambo Massif	Granite	1862 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Teixeira et al. (2002)
Rio Xingu Massif	Granite	1866 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Teixeira et al. (2002)
Antônio Vicente Massif	Granite	1867 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Teixeira et al. (2002)
Serra da Queimada Massif	Granite	1882 ±12 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
<i>Tapajós region</i>				
Moraes Almeida Formation	Rhyolite	1890 ±6 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Moraes Almeida Formation	Ignimbrite	1875 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Moraes Almeida Formation	Trachyte	1881 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Maloquinha Granite	Granitic porphyry	1880 ±9 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Maloquinha Granite	BLMZG	1881 ±9 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Maloquinha Granite	BLMZG	1880 ±9 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
<i>Pitinga region</i>				
Iricoumé Group	Rhyolite	1882 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Iricoumé Group	Rhyodacite	1885 ±8 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Iricoumé Group	Rhyolite	1881 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Iricoumé Group	Ignimbrite	1890 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Simão Granite	Biotite granite	1882 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Rastro Granite	Sienogranite	1882 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Bom Futuro Granite	Sienogranite	1882 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Alto Pitinga Granite	Monzogranite	1888 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)

Key to abbreviations: wr – whole rock; zr – zircon grains (All determinations by TIMS); BLMZG – biotite leucomonzogranite; ABMZG – amphibole-biotite monzogranite; ABQM – amphibole-biotite quartz monzonite.

Fig. 2. Fusion of Digital Radar Image R99B (SIPAM) and geological map of the Paleoproterozoic volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region.

basaltic andesites and andesites in the northern and eastern portion of the area. In contrast, dacites and rhyodacites occur to south and southwest (Fig. 3d and e). This compositional zoning reveals also systematic mineralogical variation, and has been attributed to fractional crystallization as major process of differentiation (Fernandes et al., Submitted).

Volcaniclastic facies occurs usually associated with the top of coherent lava flow blocks and are characterized by mafic crystals tuff with typical apparent coherent texture (McPhie et al., 1993), indicating an autoclastic origin in its external portions. However, some outcrops of mafic lapilli-tuff and compositionally similar massive polymictic breccia filled valleys at the base of rare hills in which the Sobreiro Formation are present (Fig. 3f and g). This could indicate transport controlled by pyroclastic flow regime (cf. Sparks and Walker, 1973), although this facies shows restrict exposure and thus the available data are limited on the present research level.

5.2 *The Santa Rosa Formation*

Four facies were identified in the Santa Rosa Formation: 1) bulky coherent massive and intrusive subaerial felsic lava flow facies; 2) a distant- to intermediate-source felsic ignimbritic facies with associated thin unwelded ash tuff; 3) a near-source felsic volcaniclastic facies with tuff, lapilli-tuff, and minor breccia; and 4) later intrusive felsic granitic porphyry facies represented by stocks and meter-thick dikes with petrographic features similar to those of the lava flow facies. Subordinate equigranular granitoid massifs with same mineralogy also occur. Like as in Sobreiro Formation available geochemical data point to a cogenetic relationship among coherent facies, volcaniclastic rocks, and intrusive lithotypes of this unit (Fernandes et al., Submitted).

Coherent felsic lava flow and intrusive facies are abundant in this unit. Due to its relatively high resistance to weathering and erosion this unit outcrops predominantly as symmetrical steep hills that reach up to 80 m above the flat topography of the Sobreiro Formation. These rocks constitute a system of agglutinated dome complexes with large ignimbrites, sometimes channelized, with approximately 25 km length (Fig. 4a and b). This complex is associated with two great northeast–southwest linear structures with more than 30 km long. In these structures, the rhyolite shows conspicuous vertical flow, locally with evidences of ascending diapiric magma bubbles with decimeters of diameter, involved by strongly concentric and corrugated rhyolite (Fig. 4c and d). These dikes are composed of many intrusions, reaching

more than 600 m wide of ignimbrite outflows, sometimes deposited in channels. Rhyolitic domes with lateral and roof breccias cut these dikes (Fig. 4e). Minor dikes are common.

Fig. 3. General panorama of the flat topography of the Sobreiro Formation and dominant blocks outcrops. Xingu River is in the second plane; (b) Rolled block outcrop of basaltic andesite of the coherent facies showing flow foliation on the top (scale: pen=14 cm length); (c) In situ outcrop of andesite with blocky surface of the Sobreiro Formation; (d,e) Close view of more evolved coherent amygdaloidal rhyodacite and basaltic andesite; (f,g) Lapilli-tuff and massive polymictic breccia of the associated volcanoclastic facies.

The ignimbrite facies and associated ash tuffs occur in the edge of the coherent lava flow facies with extensive distribution. Several outcrops of these rocks are localized until 1 km far from the fissure system, pointing to a distant- to intermediate-source depositional position (Fig. 4f). Like in coherent facies, the ignimbrite commonly shows vertical flow pattern and a similar fissure-controlled eruption. Banded, laminated, and convoluted structures are common, as well

as ejectolites (volcanic bombs and lapilli) in position that permits infer the ballistic trajectory from the dikes. The ash and crystal tuffs are locally massive with apparent coherent texture and are intercalated with the ignimbrites. Intraformational breccias, volcanic agglomerates (with volcanic fragments frequently reaching 40–60 cm of diameter), and epiclastic volcanic rocks are common.

Tuffs and minor breccia bodies form predominantly near-source volcanoclastic facies. These rocks show mineralogical constituent and lithic fragments similar to those of the coherent facies. The breccia samples show predominantly angular felsic blocks and occur close to the ignimbrite outcrops.

Several stocks and dikes of granitic porphyries mineralogically similar to the lava flow coherent facies complete the Santa Rosa Formation and intrude the volcanic sequence and its Archean basement (Fig. 4g). The stocks usually appear as intrusions in the Santa Rosa Formation and have larger feldspar and quartz phenocrysts than lava flows, showing distinct crustal level formation. Genetically, relatively equigranular granite intrusions represent the plutonic member of this unit and are characterized by similar mineralogy and geochemical signature. The dikes have the same petrographic features of the stocks and show predominantly NW–SE direction, with subordinated NE–SW orientation. Remote sensors products reveal still clear circular structures where these dikes have radial arrangement associated with both units in some areas. This could suggest an ancient stratovolcano system (Lipman, 1984) with pre-, intra-, and post-caldera sequences, similar to that described in the Tapajós Gold Province (Juliani et al., 2005).

6. Petrography

6.1 *The Sobreiro Formation*

The coherent deposits of the Sobreiro Formation are composed predominantly of black to gray massive andesitic to basaltic andesite and subordinated dark purple dacitic and rhyodacitic rocks, showing porphyritic and subordinate aphyric textures (Fig. 5a). Abundant centimeter long amygdalae are partially filled by chlorite, epidote, carbonate, and quartz. Under microscope, they are mainly holocrystalline porphyritic to glomeroporphyritic and have variable amounts (reaching up to 20 vol. %) of euhedral megacrysts of magnesiohastingsite, augite, and varietal andesine exhibiting conspicuous oscillatory zoning, dispersed in a microlithic groundmass and thin anhedral K-feldspar grains. Plagioclases are the main microlites and usually are flow-oriented (Fig. 5b and c). Thin amphibole and clinopyroxene grains occur disseminated in the

groundmass. Apatite, magnetite (until 3 vol. %), and very subordinate zircon grains occur as main primary accessories. Some samples reveal phenocrysts assemblage completely replaced by chlorite, carbonate, epidote, and secondary opaque minerals, reflecting a propylitic hydrothermal alteration. Reaction rims of probable clinopyroxene + Fe–Ti oxides in the amphibole phenocrysts (Fig. 5b) and smaller grains in some samples could indicate decompression during magma ascent (Buckley et al., 2006).

Fig. 4. (a,b) Typical topography of the coherent facies and later granitic porphyries associated with the Santa Rosa Formation (scale on b: Wood boat = 8 m length); (c,d) Vertical flow foliation in massive rhyolite of the coherent facies and convolute folding in d; (e) Rhyolitic spherulites of the coherent facies (scale: pen = 14 cm length); (f) Distant to intermediate facies represented by thin-laminated ignimbrite. (g) Mesoscopic texture of the later granitic porphyry associated with the Santa Rosa Formation.

The mafic crystal and lapilli-tuffs are black, dark gray and dark purple with volcanoclastic texture nearby coherent rocks (Fig. 5d). Microscopically reveal fragmental texture with

voluminous (reaching up to 75 vol. %) content of badly sorted angular crystal fragments of amphibole, clinopyroxene, plagioclase, and other minor phases, and intermediate to mafic lithic fragments in ash and lapilli granulometry (Schmid, 1981) supported by vitrophyric groundmass (Fig. 5e and f). Subordinate breccia shows intermediate to mafic angular blocks (until 1 m) supported by dark purple groundmass. The secondary mineralogy of these rocks is the same of coherent lithotypes.

6.2 *The Santa Rosa Formation*

Subaerial coherent facies of this unit shows notable textural homogeneity when compared with those of the Sobreiro Formation. In hand samples, these rocks are predominantly light pink massive porphyritic rhyolites to alkali-rhyolites and subordinately dark purple rhyodacites, implicating in an extremely evolved association (Fig. 6a). Spherical spherulites that reach up to 4 cm in some samples are very abundant (Fig. 6b). Microscopic observations reveal mainly glomeroporphyritic holocrystalline to hipocrystalline textures with plagioclase, and K-feldspar euhedral megacrysts (reaching up to 30 vol. %) surrounded by felsitic microgranular groundmass where spherulites and granophyric intergrowths are usual features (Fig. 6c). Quartz phenocrysts are commonly reabsorbed and rounded. Varietal biotite replaced by chlorite is rare. Zircon, Fe–Ti oxides, and apatite are the main primary accessories. Sericite, epidote, and carbonate replace the feldspar phenocrysts and the groundmass in some specimens. Zones with potassic metassomatism were identified in this facies, represented by K-feldspar and biotite crystallization. Secondary anhedral fluorite occurs associated with coarse-grained feldspar crystals.

The ash flow tuffs of the ignimbrite facies are characterized mainly by dark to light red thin-laminated rhyolitic tuffs with voluminous angular quartz and feldspars crystal fragments and felsic lithic fragments, locally spherulitic. Convolute folding is habitual. Microscopically this lithotype shows welded flow-like eutaxitic texture of alternating cryptocrystalline and fine-grained beds with felsitic groundmass. These beds are shaped around crystal or lithic fragments and form parallel strings (Fig. 6d). Unwelded ash tuffs are common and display typical Y- and cuspsate-shaped and pumice glass shards textures (Fig. 6e), with slight compaction.

Related near-source facies reveals purple and light pink felsic crystals tuffs and lapilli-tuffs, with abundant angular feldspar and quartz crystal fragments and minor rhyolite and granitic porphyries lithic fragments in ash and lapilli granulometry set in a tuffaceous

cryptofelsitic matrix. Zircon, Fe–Ti oxides, and apatite are the main primary accessories of these rocks.

Fig. 5. Outcrop of porphyritic andesite from the coherent facies showing euhedral amphibole phenocrysts in an aphanitic groundmass. Cam = hornblende; (b,c) Photomicrographs showing porphyritic basaltic andesite with euhedral compositionally zoned augite (Cpx) and magnesianhastingsite (Cam) phenocrysts in flow-oriented microlithic groundmass. Red arrows indicate oxidized thin amphibole grains; (d) Mesoscopic texture of apparent coherent mafic crystals tuff of associated volcanoclastic facies of the Sobreiro Formation; (e,f) Photomicrographs of dominantly fragmental mafic crystals tuff and lapilli-tuff of the volcanoclastic facies. Red arrows indicate lithic fragments.

Granitic porphyries display predominantly light pink to red colour, massive texture and have large quartz, K-feldspar, and plagioclase megacrysts (until 5 cm long) in a dark pink, reddish rose, and black quartz–feldspar groundmass. Under microscope, the groundmass has microgranitic composition with anhedral quartz and K-feldspar grains where granophyric intergrowths are common in phenocrysts contact (Fig. 6f). Lamellar chloritized biotite is a varietal primary accessory. Zircon, fluorite, titanite, apatite, and minor Fe–Ti oxides are primary accessories. Sericite, epidote, carbonate, chlorite and Fe–Ti oxides (exsolved from biotite) represent secondary phases and replace feldspar phenocrysts and groundmass. Several samples were affected by strong potassic metassomatism resulting in partial to complete replacement of igneous plagioclase by reddish K-feldspar, with associated green to light-brown biotite. The granite massifs display the same mineralogy and equigranular texture.

7. Discussion

The Uatumã volcano–plutonism is well registered in several provinces of the Amazonian Craton (Lamarão et al., 2002; Juliani et al., 2005; Fernandes et al., 2006; Ferron et al., 2006) and has been related to a Paleoproterozoic extensional episode represented by dike swarms, bimodal volcanism, and traphrogenic basins that extended until late Mesoproterozoic (Bettencourt et al., 1999; Brito Neves, 1999). Previous Nd isotopic data for the Sobreiro and Santa Rosa formations, and associated A-type massifs of the São Félix do Xingu pointed to exclusively crustal sources for these rocks (Teixeira et al., 2002). In the Tapajós Gold Province, the ~ 1.88 Ga felsic Uatumã volcanic rocks, named as Moraes Almeida Formation, shows the same pattern (Lamarão et al., 2005), whereas the caldera-related volcanic sequences that hosts high-sulfidation gold mineralization (Juliani et al., 2005; Landis et al., 2005) shows calc-alkaline affinity and less-crustal signature, despite their age around 1.88 Ga (Faraco et al., 1997).

The rarity of laterally continuous outcrops of intermediate rocks of the basal Sobreiro Formation difficult the understanding of its probable volcanic history. Nevertheless the great volume of isolated blocks in a flat topography with subordinate elevations resemble eroded sheet-like lava flows developed from Flood Basalt Fields-like monogenetic eruptive system (Walker, 2000) developed at ~ 1.88 Ga. Topographic highs associated with this unit could have been formed by lava flow accumulation of scutulum-type lava shield. The predominantly horizontal flow foliation, mainly of basaltic andesite composition, and spherical and elongated amygdaloids in the top of the flows reinforce these interpretations. Volcaniclastic deposits occur in upper portion of the lava flows and are prevailingly associated with autoclastic fragmentation in

response of temperature contrast between its inner and outer portions. Mafic lapilli-tuffs and minor massive confined in valleys could be associated with pyroclastic flow regime originated in the upper slopes linked to lava collapse. However, the tectonic environment of this unit is not yet clearly understood.

Fig. 6. Mesoscopic texture of porphyritic rhyolite of coherent facies of the Santa Rosa Formation with euhedral plagioclase phenocryst in an aphanitic felsic groundmass. Pl = plagioclase; (b) Spherical spherulites in massive rhyolite of the coherent facies; (c) Photomicrograph showing the typical texture of the porphyritic rhyolites with euhedral plagioclase phenocryst surrounded by quartz-feldspatic groundmass; (d) Extremely welded ignimbrite of the distant- to intermediate facies showing quartz (Qtz)

grain fragments; (e) Associated unwelded ash tuff with conspicuous Y- and cusped-shaped glass shards of the ignimbrite facies; (f) Photomicrograph showing the later granitic porphyry facies texture. Red arrow indicates granophyric intergrowth in the contact with plagioclase (Pl) phenocryst.

High-K to shoshonitic calc-alkaline signature of the Sobreiro Formation suggests magmatism in a mature volcanic arc to post-orogenic transitional scenario (Brown et al., 1984; Barbarin, 1999). An alternative model for generation of high-K calc-alkaline magmas in intracontinental setting unrelated to subduction arises from experimental petrology (Roberts and Clemens, 1993; Clemens, 1999) and could be applied to the genesis of the Sobreiro Formation, since evidences of subduction were not found or described close to the São Felix do Xingu region.

The geologic evolution of the Santa Rosa Formation appears to be very similar to the Sierra Madre Occidental ignimbrite province, the largest continuous felsic sequence in the planet ($\sim 587,000 \text{ km}^3$), located at the United States of America – Mexico southwestern boundary. The generation of this province was associated with ash flow calderas by correlation with the western North America (Lipman, 1984). Following the proportional approach of Swanson and McDowell (1984), at least 350 calderas would have been necessary to produce these ignimbrites, although only 15 were characterized in the region, with some of questionable existence.

Based in this discrepancy, Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernandez (2003) developed a geological model of fissure-fed eruption to explain the origin of the Sierra Madre Occidental ignimbrite province, directly related to the Basin and Range extensional province (Henry and Aranda-Gomez, 1992). This province overlaps in the space and time the Sierra Madre Occidental formation, forming deep and long depressions in the southern Sierra Madre Occidental. Geochronological constraints suggest that Basin and Range faulting occurred between at least 32 Ma and 12 Ma (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993), with probable extension until Quaternary; while most of the ignimbrite volume was erupted between 38 Ma and 23 Ma. This period, named as “ignimbrite flare-up” (McDowell et al., 1990) and coeval with peaks in Basin and Range faulting (Aguirre-Díaz and McDowell, 1993), has been interpreted as the timing of intense explosive volcanic activity that produced great volume of ignimbrite deposits. According to these authors, field evidences in the Sierra Madre Occidental suggest that large-volume ignimbrite were derived from linear fissures rather than ring calderas, as: a) large pyroclastic (ignimbrite or tuff) dikes; b) coignimbrite lithic-lag breccias next to large faults or grabens; c)

aligned postignimbrite rhyolitic domes and lava dikes following a fault trend; and d) absence of calderas.

Based on field and petrographical observations of the upper Santa Rosa Formation we propose a similar evolutive model for this unit summarized in four stages (Fig. 7): S1) after deposition of the intermediate rocks grouped in the Sobreiro Formation (~ 10 Ma), the crustal anatexis related to the distensive regime of the Amazonian craton produced deep batholithic magma chamber or a series of closely-related magma chambers; S2) tensional fractures developed in the host rocks permitted the ascension of this magma mass to shallow crustal levels. At this point the explosive eruption started due decompression of the magma and production of volatile compounds. NE–SW fissures allowed the eruption of the distant- to intermediate-source ash tuffs and ignimbrites facies. More explosive cycles formed the near-source facies represented by massive lithic breccias; S3) after intense period of volcanoclastic eruption the volatile-free magmatic chamber reached shallower levels. The effusive volcanism started with the deposition of the voluminous coherent facies materialized by lava domes in several cycles of recharge. The agglutination of these domes at the surface sealed the greater majority of the fissures in the final stage of the rhyolitic eruption; S4) the emplacement of later stocks and dikes of granitic porphyries, and minor equigranular granite massifs marked the last stage of development. Hydrothermal activity is mainly associated with these intrusive rocks.

8. Conclusions

1. Field and petrographic observations reveal a perfectly preserved Paleoproterozoic bimodal volcano–plutonic center in the São Félix do Xingu region, bearing unmetamorphosed volcanic features very similar to those recognized in Cenozoic to recent volcanic provinces. The reasons for this preservation is not yet understood, but the relatively fast covering by posterior units and the thermo–tectonic stability of the Amazonian craton since Proterozoic are possible explanations;
2. The basal Sobreiro Formation is prevailing formed by coherent massive mafic to intermediate subaerial lava flow facies and associated volcanoclastic facies related to autoclastic origin, although pyroclastic flow regime occurred subordinately. The upper Santa Rosa Formation reveals at least four facies with similar mineralogy: 1) coherent massive and intrusive subaerial felsic lava flow facies; 2) a distant- to intermediate-source felsic ignimbritic facies with associated thin unwelded ash tuff; 3) a near-source felsic volcanoclastic facies with tuff,

lapilli-tuff, and minor breccia; and 4) later granitic porphyry and minor granitoid massifs; Although not conclusive, the flat topography of the Sobreiro Formation outcrop suggests its generation in a sheet-like lava flows monogenetic eruptive system, with rare scutulum-type accumulations;

3. A fissure-fed geologic evolutionary model is proposed to the Santa Rosa Formation to explain the predominantly NE–SW vertical flow pattern, similar to those proposed for the Sierra Madre Occidental ignimbrite cover in North America. This batholith-powered mechanism can be an alternative model for other Uatumã volcanic-plutonic occurrences of the Amazonian craton, especially where the geochemically compatible A-type volcanic rocks and granitoid massifs are nearly coeval, and ash flow caldera model is not yet well established. Reactivation of NW–SE ancient faults system can also be responsible for the deposition of this unit, as well as the later A-type massifs of the Velho Guilherme Suite;
4. The metallogenetic potential evaluation for these sequences is still incipient, but the hydrothermally altered zones identified in the Sobreiro Formations resemble distal portions of epithermal systems. In the Santa Rosa Formation, hydrothermal alteration is represented by intense sericitic alteration, with subordinated silicification and argilic zones similar to epithermal systems present in intrusion-related gold systems, as defined by Lang and Baker (2001). Within and close to porphyry intrusions, the hydrothermal alteration is represented by potassic metassomatism, propylitic alteration and large zones with sericitic alteration, sometimes with anomalous gold content, similar to those described in Au-porphyry systems (Arribas Jr., 1995).

Acknowledgements

Funding for this research was supplied by PRONEX/CNPq (Grant 103/98 Proc. 66.2103/1998-0), CAPES (Grant 0096/05-9), and CNPq (Grant CT-Mineral 555066/2006-1). We thank to Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the research scholarship granted to Carlos M. D. Fernandes. In addition, the authors are grateful to Bruno Leonelo Payolla (Centrais Elétricas do Norte do Brasil SA) by concession of remote sensor products, and Prof. Lena Virgínia Soares Monteiro (IG-UNICAMP) for the suggestions and text improvement.

Fig. 7. Schematic model (not to scale) showing the four stages of development idealized for the evolution of the Santa Rosa Formation at 1.87 Ga. S1 = dominant extensional period of the Amazonian Craton and formation of the batholithic magma chambers or a series of magma chambers; S2 = explosive volcanism of the early volcanoclastic facies related to volatile-rich eruption; S3 = large coherent rhyolitic cover effusion guided by shallower volatile-free magmas and S4 = intrusion of dikes and stocks of granitic porphyries.

References

- Aguirre-Díaz, G.J. and Labarthe-Hernandez, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31 (9): 773–776.
- Aguirre-Díaz, G.J. and McDowell, F.W., 1993. Nature and timing of faulting and synextensional magmatism in the southern Basin and Range, central-eastern Durango, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 105: 1435–1444.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. and Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17 (1-2): 1–29.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge João, X.S. and Costa, J.B.S., 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. *Anais VII Congresso Latinoamericano de Geologia*. SBG, Belém, pp. 324–333 (in Portuguese).
- Arribas Jr., A., 1995. Characteristics of high-sulfidation epithermal deposits, and their relation to magmatic fluids. In: J.F.H. Thompson (Editor), *Magmas, Fluids, and Ore Deposits*. Mineralogical Association of Canada Short Course, pp. 419–454.
- Barbarin, B., 1999. A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. *Lithos*, 46 (3): 605–626.
- Bettencourt, J.S. and Dall'Agnol, R., 1987. The Rondonian tin-bearing anorogenic granites and associated mineralization. *International Symposium on Granites and Associated Mineralizations*. Salvador, pp. 49–87.
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr, W.B. and Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil -- I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95 (1-2): 41–67.
- Bizinella, G.A., Santiago, A.F. and Santos, A., 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri: Relatório Final, DNPM/CPRM, Brasília (in Portuguese).
- Brito Neves, B.B., 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 379–392 (in Portuguese).
- Brown, G.C., Thorpe, R.S. and Webb, P.C., 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *Journal of the Geological Society, London*, 141: 413–426.
- Buckley, V., Sparks, R. and Wood, B., 2006. Hornblende dehydration reactions during magma ascent at Soufrière Hills Volcano, Montserrat. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 151 (2): 121–140.
- Caputo, M.V., Rodrigues, R. and Vasconcelos, D.N.N., 1972. Nomenclatura Estratigráfica da Bacia do Amazonas: História e Atualização. *Anais XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém, pp. 35–46 (in Portuguese).

- Clemens, J.D., 1999. Origins of High-K Granitic Magmas: constraints from experimental petrology. In: B. Barbarin (Editor), *The Origin of Granites and Related Rocks*. 4th Hutton Symposium Abstr. Documents du BRGM, pp. 49.
- Cordani, U.G. and Brito Neves, B.B., 1982. The geological evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Revista Brasileira de Geociências*, 12: 78–88.
- Costa, J.B.S. and Hasui, Y., 1997. Evolução geológica da Amazônia. In: M.L. Costa and R.S. Angélica (Editors), *Contribuições à Geologia da Amazônia*, pp. 16–90 (in Portuguese).
- Costi, H.T., Dall'Agnol, R. and Moura, C.A.V., 2000. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*, 42: 832–849.
- Costi, H.T., Dall'Agnol, R., Borges, R.M.K., Minuzzi, O.R.R. and Teixeira, J.T., 2002. Tin-Bearing Sodic Episyenites Associated with the Proterozoic, A-Type Agua Boa Granite, Pitinga Mine, Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, 5 (2): 435–451.
- Dall'Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge João, X., Medeiros, H., Costi, H.T. and Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17 (4): 382–403.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., da S. Leite, A.A., de Magalhaes, M.S. and Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95 (1-2): 9–39.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. and Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50 (1-3): 113–138.
- Faraco, M.T.L., Carvalho, J.M.A. and Klein, E.L., 1997. Carta Metalogenética da Província Aurífera do Tapajós. In: M.L. COSTA and R.S. ANGÉLICA (Editors), *Contribuições à Geologia da Amazônia*. SBG, Belém, pp. 423–437 (in Portuguese).
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Lagler, B. and Misas, C.M.E., Submitted. High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or hybridized Nd model ages? *Precambrian Research*.
- Fernandes, C.M.D., Lamarão, C.N. and Teixeira, N.P., 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3): 565–576 (in Portuguese).
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C.A.V., Prado, M., Pierosan, R. and Galarza, M.A., 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (3): 501–519 (in Portuguese).
- Fisher, R.V. and Schmincke, H.U., 1984. *Pyroclastic rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 472 pp.

- Hedenquist, J.W., Arribas Jr., A. and Gonzalez-Urrien, E., 2000. Exploration for epithermal gold deposits. In: S.G. Hagemann and P.E. Brown (Editors), *Gold in 2000, Reviews in Economic Geology*, pp. 245–277.
- Henry, C.D. and Aranda-Gomez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20 (8): 701–704.
- Hurley, P.M., Almeida, F.F.M., Melcher, G.E., Cordani, U.G., Rand, J.R., Kawashita, K., Vandomos, P., Pinson Jr., W.H. and Fairbairn, H.W., 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, 157 (3788): 495–500.
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S. and Fernandes, C.M.D., 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism – Tapajós Gold Province, Amazonian craton. 33rd International Geological Congress. IUGS, Oslo, CD-ROM.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Correa Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R. and Neto, A.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215 (1-4): 95–125.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.-M. and Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119 (1-4): 189–223.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R. and Pimentel, M.M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18 (3-4): 277–292.
- Landis, G.P., Snee, L.W. and Juliani, C., 2005. Evaluation of argon ages and integrity of fluid-inclusion compositions: stepwise noble gas heating experiments on 1.87 Ga alunite from Tapajós Province, Brazil. *Chemical Geology*, 215 (1-4): 127–153.
- Lang, J. and Baker, T., 2001. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding. *Mineralium Deposita*, 36 (6): 477–489.
- Lipman, P.W., 1984. The roots of ash flow calderas in western North America: Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801–8841.
- Macambira, E.M.B. and Ferreira Filho, C.F., 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez and L.T. Rosa-Costa (Editors), *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, Belém, pp. 318 (in Portuguese).
- Macambira, E.M.B. and Vale, A.G., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará, CPRM, Brasília (in Portuguese).
- McDowell, F.W., Wark, D.A. and Aguirre-Díaz, G.J., 1990. The Tertiary ignimbrite flare-up in western Mexico. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 22 (3): 366.

- McPhie, J., Allen, R. and Doyle, M., 1993. Volcanic textures : a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198 pp.
- Montalvão, R.M.G., Bezerra, P.E.L., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C. and Silva, C.G., 1975. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: B.D.N.D.P.M.P. RADAMBRASIL (Editor), Geologia, Rio de Janeiro (in Portuguese).
- Pessoa, M.R., Andrade, A.F.d., Nascimento, J.O.d., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R.d., Lopes, R.d.C. and Prazeres, W.V., 1977. Projeto Jamanxim, DNPM/CPRM, Manaus (in Portuguese).
- Pinho, S.C.C., Fernandes, C.M.D., Teixeira, N.P., Paiva Jr., A.L., Cruz, V.L., Lamarão, C.N. and Moura, C.A.V., 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36 (4): 793–802 (in Portuguese).
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, talc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21 (9): 825-828.
- Santos, J.O.S., 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. *Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG, Rio de Janeiro, pp. 4535–4538 (in Portuguese).
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. and 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 (4): 453–488.
- Santos, L.R.J., 1980. Complexo Uatumã. *Boletim de Resumos XXXI Congresso Brasileiro de Geologia*. SBG, Camboriú, pp. 112 (in Portuguese).
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9 (1): 41-43.
- Sparks, R.S.J. and Walker, G.P.L., 1973. The ground surge deposit: a third type of pyroclastic rock. *Nature*, 241: 62-64.
- Swanson, E.R. and McDowell, F.W., 1984. Calderas of the Sierra Madre Occidental volcanic field western Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 89 (B10): 8787–8799.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174–182.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall'Agnol, R. and Macambira, E.M.B., 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119 (1-4): 257–275.
- Teixeira, W., Tassinari, C.C.G., Cordani, U.G. and Kawashita, K., 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: Tectonic implications. *Precambrian Research*, 42 (3-4): 213–227.

- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Macambira, M.J.B., Santos, A., Bahia, R.B.C., Ricci, P.S. and Quadros, M.L.E.S., 2000. Geochronology of granitoids, mafic intrusions and mineralizations of the Tapajós Gold Province-Amazonian Craton-Brazil. 31st International Geological Congress. IUGS, Rio de Janeiro, CD-ROM.
- Vasquez, M.L., Klein, E.L., Quadros, M.L.E., Bahia, R.B.C., Santos, A., Ricci, P., Sachett, C.R., Silva, C.M.G. and Macambira, M.J.B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós – Novos dados geocronológicos. VI Simpósio de Geologia da Amazônia. SBG, Manaus, pp. 471-474 (in Portuguese).
- Walker, G.P.L., 2000. Basaltic Volcanoes and Volcanic Systems. In: H. Sigurdsson, B. Houghton, H. Rymer, J. Stix and S. McNutt (Editors), Encyclopedia of Volcanoes. Academic Press, San Diego, pp. 1417.

ANEXO B Artigo submetido ao periódico internacional “*Precambrian Research*” – High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages?

Subject: Acknowledgement of receipt of your submitted article

From: "Precambrian Research" <precam-co@elsevier.com>

Date: 11 Oct 2009 20:03:51 +0100

To: cmdf@bol.com.br

Dear Mr. Fernandes,

Your submission entitled "High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano-plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages?" has been received by Precambrian Research

Please note that submission of an article is understood to imply that the article is original and is not being considered for publication elsewhere. Submission also implies that all authors have approved the paper for release and are in agreement with its content.

You will be able to check on the progress of your paper by logging on to <http://ees.elsevier.com/precam/> as Author.

Your manuscript will be given a reference number in due course.

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Precambrian Research

High-K calc-alkaline to A-type fissure-controlled volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil: Exclusively crustal sources or mixed Nd model ages?

Carlos Marcello Dias Fernandes^{1,*}, Caetano Juliani¹, Lena Virgínia Soares Monteiro², Bruno Lagler¹, Carlos Mario Echeverri Misas¹

¹Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, CEP 05508-080. São Paulo-SP, Brazil

²Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas. Rua João Pandiá Calógeras, 51, Barão Geraldo, CEP 13083-970. Campinas-SP, Brazil

* Corresponding author: Carlos Marcello Dias Fernandes. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. Rua do Lago 562, CEP 05508-080, São Paulo-SP, Brazil. Telephone: +55 (11)3091 4023, Fax: +55 (11)3091 4129, E-mail: cmdf@bol.com.br

Abstract

The São Félix do Xingu area, Amazonian craton, Pará state, northern Brazil, comprises exceptionally well-preserved and undeformed Paleoproterozoic effusive and explosive volcanic–plutonic bimodal association. The 1.88 Ga basal Sobreiro Formation is composed of massive andesitic to rhyodacitic flows and volcanoclastic facies, which were covered by ash tuffs, lapilli tuffs, and massive polymictic breccias with minor mafic crystals tuffs. Their geochemical signature is similar to those of volcanic arc–related granitoids, with high-K calc-alkaline affinity and metaluminous composition. The 1.87 Ga upper fissure-controlled Santa Rosa Formation comprises at least four facies: 1) coherent massive subaerial felsic lava flows; 2) felsic ignimbritic facies with associated thin unwelded ash tuff; 3) felsic volcanoclastic facies with tuff, lapilli tuff, and minor breccias and volcanic agglomerates; and 4) later intrusive felsic granitic porphyry facies and equigranular granitoids. These upper volcanic rocks and associated porphyries and granites exhibit intraplate geochemical affinity, peraluminous composition, and transitional subalkaline to alkaline characteristics. The integration of field observations,

geochemical, mineralogical, and Nd isotope constraints suggest narrow transition from Andean-type subduction-related environment to dominantly extensional tectonic for the volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region. The evolutive model to this area is probably related to flattening of the angle of the subducted plate in a Paleoproterozoic ocean–continent orogenesis developed in the south–western portion of the Amazonian craton. This model might explain the $\sim 2.0 - 1.87$ Ga metallogenetic zoning and arc migration recently proposed to this tectonic unit.

Keywords: Petrogenesis; Bimodal volcano–plutonism; Paleoproterozoic; Nd isotope; Flat subduction; Carajás Mineral Province

1. Introduction

The first hypothesis for the genesis of the high-K calc-alkaline magmatic series (Miyashiro, 1974; Peccerillo and Taylor, 1976) is the subduction-related environment (Wilson, 1989), specially for the ancient rocks in cratonic areas with complex evolution. Enrichments in large ion lithophile elements (LILE) and light rare earth elements (LREE), and composition relatively depleted in high field strength elements (HFSE), above all Ta and Nb, are the main geochemical fingerprints for these magmas (Gill, 1981). Nowadays, however, typical high-K calc-alkaline magmatism has also been reported post-dating active subduction (Moghazi, 2003). Additionally, experimental petrological results suggest its generation from crustal rocks in a non-orogenic scenario (Roberts and Clemens, 1993; Clemens, 1999).

The Amazonian craton (Almeida et al., 1981), northern Brazil (Fig. 1a), is marked by widespread intermediate to acid magmatism related to the Paleo– to Mesoproterozoic volcanic–plutonic event generically denominated Uatumã (Pessoa et al., 1977). The Uatumã rocks are unmetamorphosed and exceptionally well-preserved, without the influences of either vigorous tropical weathering or the Trans-Amazonian Tectonometamorphic Cycle (Hurley et al., 1967). A conservative estimative suggests around $1.500.000 \text{ km}^2$ of volcanic cover related with the Uatumã event (Juliani and Fernandes, Submitted). The Uatumã rocks occur along a huge exposition area and comprise heterogeneous units with distinct geochemical and petrographic features.

Near the São Félix do Xingu city, located in the Carajás Mineral Province (Fig. 1b), widespread and well-preserved effusive and explosive Paleoproterozoic volcanic rocks with associated subvolcanic and plutonic rocks were recognized. The volcanic rocks are composed of the basal Sobreiro and the upper Santa Rosa formations (Juliani and Fernandes, Submitted),

which encompass, respectively, high-K calc-alkaline and A-type volcanic–plutonic rocks. Both were generated in a short interval, between 1.88 – 1.87 Ga (Pinho et al., 2006). Although knowledge about the region has increased during the last two decades, many aspects on the geochemistry, petrology, mineral chemistry, geochronology, and isotopic signatures of the magmatic sequences are poorly understood, precluding the elucidation of the magmatic evolution and their tectonic setting.

The aim of this study is to integrate field and new mineralogical, geochemical, and Nd isotope data for the volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region. Additionally, this study proposes a geodynamic model considering the unusual flat subduction geometry for this region, and permits the evaluation of its application to other portions of the Amazonian craton.

2. Geological setting

Volcanic sequences of the São Félix do Xingu region (Fig. 1b) are located in the Central Brazilian Shield (Almeida et al., 1981), central–southern region of the Amazonian craton, Pará state. The evolution of the Amazonian craton has been considered as produced by successive continental accretion events, mainly based on age determinations that led to division of this mega-tectonic unit into six (Tassinari and Macambira, 1999) or seven (Santos et al., 2000) geochronological provinces. According to these authors, the volcanic rocks of the São Félix do Xingu area belong to the Central Amazonian Province (Fig. 1a) and are located close to the boundary of the Tapajós–Parima geochronological province. In spite of the addition of new geochronological data during the last decades (Santos et al., 2000; Teixeira et al., 2002; Lamarão et al., 2005), the limits of these provinces are not well defined throughout the Amazonian craton.

The Archean basement of the São Félix do Xingu region occurs exclusively in the eastern portion of the mapped area and includes the South Pará Granite–Greenstone terrain and the volcano-sedimentary Itacaiúnas Supergroup (Araújo et al., 1988). The oldest Paleoproterozoic rocks of the São Félix do Xingu region are represented by the mafic–ultramafic Cateté Suite, the Parauari granite (Macambira and Ferreira Filho, 2002) and the Uatumã volcanic–plutonic units. Later tin-bearing A-type granitic massifs (e.g. Mocambo, Rio Xingu, Benedita, Ubim/Sul, Velho Guilherme, and Antônio Vicente) of the Velho Guilherme Suite (Teixeira et al., 2002) intrude the volcanic rocks. A compilation of representative geochronological data for volcanic and granitic rocks from this region and others areas of the Amazonian craton are presented in Table 1.

Paleo– to Mesoproterozoic volcanic–plutonic rocks have been described in several parts of the Amazonian craton and generically grouped in the Uatumã Supergroup (Bizinella et al., 1980). These rocks have different local denominations. In the São Félix do Xingu region they are named Uatumã Group (Macambira and Vale, 1997); in Tapajós Gold Province Iriri Group (Pessoa et al., 1977); in Pitinga region Iricoumé Group; and in Roraima state Surumu Group (Montalvão et al., 1975).

Table 1 Geochronologic data of some volcanic and granitoid massifs correlate to the Uatumã volcano–plutonism in the Xingu, Tapajós, and Pitinga regions.

<i>Occurrence area</i>	<i>Rock type</i>	<i>Age</i>	<i>Method</i>	<i>Reference</i>
<i>Xingu region</i>				
Uatumã Supergroup	Andesite + Rhyolite	1875 ±158 Ma	Pb–Pb wr	Teixeira et al. (2002)
Sobreiro Formation	Dacite	1880 ±6 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iriri Formation	Granitic porphyry	1887 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iriri Formation	Granitic porphyry	1888 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iriri Formation	Granitic porphyry	1881 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Iriri Formation	Granitic porphyry	1881 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
Santa Rosa Formation	Ash tuff	1884 ±1.7 Ma	Pb–Pb zr	Unp. data.
Santa Rosa Formation	Rhyolite	1879 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Unp. data.
Mocambo Massif	Granite	1862 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Teixeira et al. (2002)
Rio Xingu Massif	Granite	1866 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Teixeira et al. (2002)
Antônio Vicente Massif	Granite	1867 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Teixeira et al. (2002)
Serra da Queimada Massif	Granite	1882 ±12 Ma	Pb–Pb zr	Pinho et al. (2006)
<i>Tapajós region</i>				
Moraes Almeida Formation	Rhyolite	1890 ±6 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Moraes Almeida Formation	Ignimbrite	1875 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Moraes Almeida Formation	Trachyte	1881 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Maloquinha Granite	Granitic porphyry	1880 ±9 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Maloquinha Granite	BLMZG	1881 ±9 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
Maloquinha Granite	BLMZG	1880 ±9 Ma	Pb–Pb zr	Lamarão et al. (2002)
<i>Pitinga region</i>				
Iricoumé Group	Rhyolite	1882 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Iricoumé Group	Rhyodacite	1885 ±8 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Iricoumé Group	Rhyolite	1881 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Iricoumé Group	Ignimbrite	1890 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Simão Granite	Biotite granite	1882 ±4 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Rastro Granite	Sienogranite	1882 ±2 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Bom Futuro Granite	Sienogranite	1882 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)
Alto Pitinga Granite	Monzogranite	1888 ±3 Ma	Pb–Pb zr	Ferron et al. (2006)

Fig. 1. a) Sketch showing the geochronological provinces of the Amazonian craton according to Santos et al. (2000). Inset outlining the location of the Amazonian craton relative to the northern South America. PR – Pitinga region; TGP – Tapajós Gold Province; b) Geological map of the Sobreiro and Santa Rosa formations in the São Félix do Xingu region (Juliani and Fernandes, Submitted).

All rocks attributed to the Uatumã Supergroup were initially considered as related to a single volcanic and plutonic pulse associated with an extensional event that occurred throughout the entire Amazonian craton (Santos, 1984). However, according to Dall'Agnol et al. (1987; 1994; 1999a) and Lamarão et al. (2002) this supergroup is heterogeneous and could have been formed during at least two periods, each of them with distinct geochemical and petrographic features. In the Tapajós Gold Province occur the ca. 2.0 Ga high-K calc-alkaline volcanic Vila Riozinho Formation with associated granitoid massifs, and the younger 1.88 Ga A-type Moraes Almeida Formation (rhyolite and ignimbrite) with contemporaneous granitoid plutons of the Maloquinha Intrusive Suite (Lamarão et al., 2002). Additionally, very well-preserved ~ 1.87 Ga high-sulfidation gold mineralization hosted in hydrothermal breccias in post-caldera ring volcanoes associated with nested ash flow caldera system was identified in the Tapajós Gold Province (Juliani et al., 2005). The geochemical affinity of these host volcanic rocks was not established, as consequence of the intense hydrothermal alteration around the ring volcano. However, high-sulfidation mineralization with alunite generated by magmatic fluids similar to those described at Tapajós is typically associated with calc-alkaline subduction-related magmatism (Arribas Jr. et al., 1995). This could suggest a ca. 1.88 Ga arc-related volcanic–plutonic event in the Tapajós Gold Province. One porphyry-type gold–copper deposit have also been characterized recently in the Tapajós Gold Province, based in fluid inclusions and stable isotopes, which point to fluid sources similar to those described in the high-sulfidation mineralization (Juliani et al., 2008).

3. Geology of the São Félix do Xingu volcano-plutonism

Within the São Félix do Xingu region occur a very-well preserved Paleoproterozoic bimodal volcano–plutonism center (Fig. 1b) with unmetamorphosed volcanic features comparable to those described in much younger volcanic provinces worldwide (Fernandes et al., 2008; Juliani et al., 2008; Juliani and Fernandes, Submitted).

3.1 The Sobreiro Formation

Volcanic rocks of the basal Sobreiro Formation are found on both banks of the Xingu River and in its stream bed, which are characterized by flat topography with rare elevations. They are represented by coherent massive mafic to intermediate subaerial lava flows facies with basaltic-andesite, andesite, and subordinate dacite and rhyodacite. An association of basic to intermediate near-source subaerial volcanoclastic facies composed of mafic crystal tuff, lapilli-

tuff, and massive polymictic breccia with the same mineralogical association of the coherent facies completes this formation. The outcrops show conspicuous horizontal to subhorizontal lava flow structures.

3.2 The Santa Rosa Formation

The Santa Rosa Formation comprises at least four volcanic rocks facies: 1) coherent massive subaerial felsic lava flows; 2) distant- to near-source felsic ignimbritic facies with associated laminated unwelded ash tuff; 3) near-source felsic volcanoclastic facies with tuff, lapilli tuff, and minor breccias and volcanic agglomerates; and 4) later stocks and metric-thick dikes of felsic granitic porphyry, and subordinated equigranular granitoids stocks. The felsic coherent lava flow facies is the most abundant lithotype and its topography is characterized predominantly by symmetrical steep hills that constitute a system of agglutinated lava domes forming the “Santa Rosa Dome”. This unit shows conspicuous vertical flow pattern.

4. Petrography

4.1 The Sobreiro Formation

The coherent volcanic deposits are composed predominantly of black to gray massive basaltic-andesite and andesite flows with minor beds of dark purple dacite and rhyodacite. The andesites are mainly holocrystalline, porphyritic to glomeroporphyritic and have variable amounts (reaching up to 20 vol. %) of hornblende, clinopyroxene, and oligoclase-andesine as varietal euhedral phenocrysts, exhibiting conspicuous oscillatory zoning. The groundmass is usually flow-oriented, with plagioclase microlites and thin anhedral K-feldspar grains. Narrow amphibole and clinopyroxene grains occur dispersed in the groundmass also. Rhyodacite and dacite are composed of plagioclase phenocrysts (up to 15 vol. %) set in a cryptocrystalline matrix consisting of feldspars and quartz. Amygdales, usually partially filled by chlorite, epidote, and quartz are a common feature. Magnetite (until 3 vol. %), and very subordinate zircon grains occur as main primary accessories in rhyodacitic rocks. Some samples have the phenocrysts completely replaced by chlorite, carbonate, epidote, and secondary opaque minerals.

Associated volcanoclastic rocks are black, dark gray and dark purple. In thin sections exhibit fragmental textures with voluminous (reaching up to 75 vol. %) badly sorted angular fragments of hornblende, clinopyroxene, and plagioclase crystals and intermediate to basic lithic fragments with ash to lapilli granulometry (cf. Schmid, 1981) supported by vitrophyric

groundmasses. Subordinate breccias bodies show intermediate to mafic angular blocks (up to 1 m of diameter) supported by dark purple groundmass. The secondary mineralogy of these rocks is the same of that coherent lithotypes.

4.2 The Santa Rosa Formation

Rocks of coherent subaerial facies of the Santa Rosa Formation have notable textural homogeneity when compared with the Sobreiro Formation. They are predominantly light pink massive porphyritic rhyolites to alkali-rhyolites, and subordinate dark purple rhyodacites. These rocks have mainly glomeroporphyritic holocrystalline to hipocrystalline textures with euhedral plagioclase, and K-feldspar phenocrysts (up to 30 vol. %) surrounded by a felsitic microgranular groundmass, where spherulites and granophyric intergrowths are usual features. Quartz phenocrysts are commonly reabsorbed and rounded. Varietal biotite, partially or totally replaced by chlorite, is rare. Fluorite, zircon, Fe–Ti oxides (1 – 2 vol. %), and apatite are the main primary accessories. Locally sericite, epidote, and carbonate replace the feldspar phenocrysts and groundmass crystals. Spherical spherulites, whose diameters reach up to 8 cm in some samples, are very abundant. Zones affected by potassic metassomatism were identified in this facies. Secondary anhedral fluorite occurs mainly associated with feldspar phenocrysts.

The ignimbrite facies includes welded ash flow and crystal tuffs and co-ignimbritic breccias. These tuffs are mainly characterized by thin-laminated dark to light red rhyolitic tuffs, locally spherulitic, with voluminous angular quartz and feldspars crystal fragments and felsic lithic fragments. They show welded flow-like eutaxitic textures with alternating cryptocrystalline and fine-grained beds with felsitic groundmasses. Unwelded ash flow specimens are common, and have typical Y- and cusate-shaped and pumice glass shards textures.

Near-source felsic crystal tuff facies are purple to light pink lapilli tuff with abundant fragments of angular shaped feldspars and quartz. Minor lithic fragments of rhyolite and granitic porphyry with ash to lapilli granulometry are disseminated in a tuffaceous cryptofelsitic matrix. Zircon and acicular apatite are the most common primary accessories of these rocks.

Granitic porphyries are predominantly massive with light pink to reddish rose tones, and have large K-feldspar and plagioclase phenocrysts and quartz megacrysts (up to 5 cm long) in a dark pink, reddish rose or black quartz–feldspar groundmass. The groundmass is microgranitic, with anhedral quartz and K-feldspar grains and granophyric intergrowths. Biotite, usually partially to totally chloritized, is the varietal primary accessory. Zircon, fluorite, titanite, apatite, and minor magnetite and ilmenite (< 1 vol. %) are accessories. Sericite, epidote, carbonate,

chlorite, and Fe–Ti oxides produced during the replacement of the phenocrysts and groundmass are secondary phases. Pervasive and fissure-controlled potassic metassomatism results in replacement of igneous plagioclase, sometimes almost completely, by red K-feldspar. Associated granite massifs are composed of hololeucocratic and equigranular rocks with similar mineralogy of the former rocks.

5. Methods and Analytical Procedures

Mineral chemistry analyses were obtained by a JEOL JXA 8600S electron microprobe at the Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. The wavelength-dispersive spectrometry (WDS) technique was employed, with accelerating voltages of 15 kV, probe current of 5 μ A, and beam diameter of 5 μ m for amphibole and pyroxene phases, and 10 μ m beam for the feldspars. Cationic distribution for amphiboles was made by average 15eNK and 13eCNK normalization using calculated formulae of 23 oxygen atoms, as indicated by Leake et al. (1997). Pyroxene cationic formulae was calculated with 6 oxygen atoms, following the method of Yoder and Tilley (1962) and feldspar with 32 oxygen, as defined by (Deer et al., 1966), using the MINPET 2.02 (Richard, 1995) software.

Rock powders (90% < 200 mesh) of fifty five samples were prepared in a tungsten carbide ring mill and analyzed by 4Lithoresearch custom package at ACTLABS (Activation Laboratories Ltd., Ancaster – Ontario, Canada) after lithium metaborate/tetraborate fusion using ICP–ES for the major elements and ICP–MS for the trace elements, including rare earth elements. FeO data was obtained by titration.

Sm–Nd isotopic ratios were measured in static mode with a VG Sector 54 multi-collector mass spectrometer at the Laboratório de Geologia Isotópica of Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Brazil). Whole-rock powders were spiked with ^{149}Sm – ^{150}Nd tracer and dissolved in PFTE vial using an HF–HNO₃ mixture and 6N HCl until complete material dissolution. Column procedures used cationic AG-50W-X8 (200 – 400 mesh) resin in order to separate Sm and Nd using anionic politeflon HDEHP LN-B50-A (100 – 200 μ m) resin according to Patchet and Ruiz (1987). Each sample was completely dried and then loaded with 0.25N H₃PO₄ on appropriated filament (single Ta for Sm and Ta–Re–Ta for Nd). We normally collected 100 – 105 ratios with a 0.5 to 1-volt ^{144}Nd beam. Nd ratios were normalized to $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. All analyses were adjusted for variations instrumental bias due to periodic adjustment of collector positions as monitored by measurements of internal standards. Measurements for the NBS-987 standard were for the JNdi-1 standard $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512110 \pm 0.00007$ (value for

$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 0.00007$; Tanaka et al., 2000). Total blanks average were < 100 pg Sm and < 500 pg for Nd. Correction for blank was insignificant for Nd isotopic compositions and generally insignificant for Sm/Nd ratios. Neodymium crustal-residence ages (T_{DM}) were calculated following the depleted mantle model of De Paolo (1981a). $\epsilon\text{Nd}(t)$ values were calculated using as reference Pb–Pb zircon ages available in the literature.

6. Mineral chemistry

6.1 Amphibole

Representative EPM analyses of unaltered magmatic amphibole of coherent and volcanoclastic rocks of the Sobreiro Formation are presented in Table 2. The amphibole represents the dominant mafic phase in the intermediate rocks of the Sobreiro Formation and is usually euhedral, with brownish interference color and oscillatory compositional zoning. According to the classification of Leake et al. (1997), they are magnesiohastingsite (Fig. 2) in both, coherent and volcanoclastic facies, pointing to co-magmatic affinity. The overall $\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^2)$ ratios for this association range from 0.753 – 0.923 and Al_{total} from 1.813 – 2.636, suggesting high-pressure crystallization conditions (Hollister et al., 1987; Schmidt, 1992). Highly oxidizing crystallization conditions (Fig. 3a) for the analyzed amphiboles are registered by the $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ vs. Al^{IV} diagram (Anderson and Smith, 1995). All amphibole crystals from the coherent and volcanoclastic facies have $\text{Fe}/(\text{Fe}+\text{Mg})$ ratios ranging from 0.197 – 0.360 and reveal positive correlation with Al^{IV} , compatible with a magmatic differentiation trend. These values are very low when compared with those of amphibole hosted in the relatively reduced tin-bearing A-type Antonio Vicente and Cigano massifs, and intermediate-state oxidation of the Jamon Massif, recognized in the Xingu and Carajás areas (Dall'Agnol et al., 2005). This could indicate that the magma source of the Sobreiro Formation is not compatible with the source of A-type granites present in this region. Al-in-amphibole barometric estimates using the Schmidt (1992) method result in crystallization pressure ranging from ~5.5 to 9 kbar during formation (Fig. 3b).

Table 2 Representative compositions of amphibole from some coherent and volcanoclastic rocks of the Sobreiro Formation.

Rock Sample	Andesite								Mafic tuff			
	SO-109	SO-109	122a	122a	225	225	78	78	IR-85	IR-85	IR-85	IR-85
Analysis	<i>C2ANF-1</i>	<i>C2ANF-6</i>	<i>C1ANF-1</i>	<i>C1ANF-6</i>	<i>C5ANF-1</i>	<i>C5ANF-2</i>	<i>C1ANF-1</i>	<i>C1ANF-3</i>	<i>C1ANF-1</i>	<i>C1ANF-6</i>	<i>C3ANF-6</i>	<i>C5ANF-3</i>
Location	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	44.818	44.716	43.619	43.498	44.868	44.444	42.402	41.382	43.136	42.446	44.818	40.226
TiO ₂	0.896	0.976	0.793	0.833	0.832	0.872	1.372	1.331	1.055	1.476	0.933	1.277
Al ₂ O ₃	11.407	10.903	12.419	13.113	10.859	11.167	12.577	12.815	12.409	12.54	11.344	15.056
FeO	8.921	10.652	9.135	9.321	8.109	7.751	12.163	12.807	11.588	12.344	8.973	12.902
MnO	0.098	0.139	0.135	0.091	0.072	0.06	0.129	0.155	0.135	0.151	0.094	0.208
MgO	17.25	16.336	16.759	16.421	17.75	17.545	14.538	13.536	15.118	14.29	17.283	13.222
CaO	11.513	11.263	11.276	11.477	11.465	11.528	11.469	11.567	11.292	11.038	11.731	10.824
Na ₂ O	1.984	2.144	1.965	1.984	2.126	2.189	2.503	2.035	2.091	2.144	2.19	2.388
K ₂ O	0.78	0.76	1.119	1.189	1.041	1.063	0.838	0.781	1.056	0.861	1.044	1.082
F	0.061	0.45	0.004	0.063	0.239	0.365	0.039	0.588	0.159	0.049	0.045	0.316
Cl	0.00	0.01	0.003	0.023	0.033	0.023	0.048	0.02	0.025	0.053	0.01	0.123
Total	97.73	98.35	97.23	98.01	97.39	97.01	98.08	97.02	98.06	97.39	98.46	97.62
<i>Cationic distribution (23 O)</i>												
Si	6.376	6.404	6.252	6.206	6.424	6.404	6.159	6.116	6.226	6.187	6.366	5.9
Al	1.911	1.838	2.096	2.204	1.831	1.895	2.151	2.23	2.11	2.152	1.898	2.6
Fe	1.062	1.275	1.095	1.113	0.972	0.934	1.478	1.583	1.399	1.504	1.066	1.582
Mg	3.659	3.488	3.581	3.493	3.789	3.769	3.148	2.982	3.253	3.105	3.66	2.891
Mn	0.012	0.017	0.016	0.011	0.008	0.008	0.016	0.02	0.016	0.018	0.012	0.026
Ti	0.096	0.105	0.085	0.089	0.09	0.095	0.15	0.148	0.115	0.162	0.1	0.141
Ca	1.755	1.728	1.732	1.754	1.759	1.78	1.785	1.832	1.746	1.724	1.785	1.701
Na	0.547	0.595	0.546	0.548	0.59	0.611	0.704	0.583	0.586	0.606	0.603	0.679
K	0.142	0.139	0.205	0.216	0.19	0.195	0.155	0.147	0.194	0.16	0.189	0.202
F	0.027	0.204	0.002	0.028	0.108	0.166	0.018	0.275	0.073	0.023	0.02	0.147
Fe/(Fe+Mg)	0.225	0.268	0.234	0.242	0.204	0.199	0.319	0.347	0.301	0.326	0.226	0.354
Mg/(Mg+Fe ₂)	0.907	0.858	0.902	0.894	0.910	0.904	0.782	0.770	0.823	0.790	0.889	0.777

Fig. 2. Classification of the amphiboles phenocrysts from coherent and volcaniclastic facies of the Sobreiro Formation based on Leake et al. (1997).

Fig. 3. Composition of amphibole from coherent and volcaniclastic facies of the Sobreiro and Santa Rosa formations and some A-type Proterozoic granitoid massifs of the Xingu and Carajás areas in terms of a) $Fe/(Fe+Mg)$ vs. Al^{IV} and b) $Fe/(Fe+Mg)$ vs. $Al^{IV} + Al^{VI}$. Classification divisions in a) are from Leake et al. (1997). Isobars in b) are from Schmidt (1992). Symbols as in Fig. 2.

6.2 Clinopyroxene

Clinopyroxene phenocrysts of the coherent and volcanoclastic facies of the Sobreiro Formation are typically euhedral, with blue to pinkish birefringence and conspicuous oscillatory compositional zoning. Subhedral to anhedral crystals occur in the matrix and share the same optical characteristics of the phenocrysts and have similar compositions in both coherent and volcanoclastic rocks (Table 3). In some samples, they were completely replaced by carbonate, chlorite and epidote.

The clinopyroxene is predominantly augite (Fig. 4), with few samples with compositions into the diopside field (Morimoto, 1989). The overall dataset shows a narrow compositional range in the volcanoclastic facies ($Wo_{46.582} - 42.607$ $En_{49.427} - 45.183$ $Fs_{11.417} - 6.004$), typical of clinopyroxene from arc-related high-K andesites (Gill, 1981). Compositions are more variable in the coherent facies ($Wo_{45.374} - 38.988$ $En_{50.233} - 39.486$ $Fs_{18.859} - 5.653$).

Fig. 4. Classification of clinopyroxene phenocrysts in the coherent and volcanoclastic facies of the Sobreiro Formation based on Morimoto (1989).

Table 3 Representative compositions of clinopyroxene from some coherent and volcanoclastic rocks of the Sobreiro Formation.

Rock	Basaltic-andesite		Andesite				Dacite		Mafic tuff			
Sample	332	332	215	215	SO-112b	SO-112b	50a	50a	81b	81b	81b	81b
Analysis	<i>C1CPX-1</i>	<i>C1CPX-4</i>	<i>C1CPX-1</i>	<i>C1CPX-4</i>	<i>C1CPX-1</i>	<i>C1CPX-4</i>	<i>C1CPX-1</i>	<i>C1CPX-3</i>	<i>C3CPX-1</i>	<i>C3CPX-5</i>	<i>C4CPX-1</i>	<i>C4CPX-4</i>
Location	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	52.874	51.403	52.688	51.104	51.672	49.560	53.522	52.045	52.849	51.485	53.485	51.447
TiO ₂	0.179	0.238	0.156	0.368	0.404	0.911	0.137	0.253	0.198	0.278	0.168	0.247
Al ₂ O ₃	2.189	3.303	2.240	2.603	2.905	5.211	1.257	2.299	1.725	2.694	1.257	2.583
FeO	5.134	6.012	6.408	10.359	5.596	7.317	6.563	7.080	5.915	6.631	3.774	5.803
Cr ₂ O ₃	0.637	0.514	0.239	0.000	0.137	0.024	0.285	0.083	0.229	0.213	0.193	0.403
MnO	0.143	0.144	0.170	0.296	0.138	0.116	0.195	0.158	0.169	0.160	0.132	0.071
NiO	0.040	0.069	0.000	0.000	0.017	0.035	0.037	0.021	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	17.268	16.476	16.452	15.312	16.075	13.806	16.993	15.966	17.171	15.925	18.045	16.889
CaO	21.441	21.346	21.650	19.330	22.297	23.339	21.539	21.662	21.575	21.580	22.640	21.786
Na ₂ O	0.375	0.343	0.472	0.433	0.377	0.434	0.386	0.447	0.341	0.430	0.248	0.428
K ₂ O	0.009	0.000	0.009	0.002	0.000	0.004	0.000	0.009	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	100.29	99.85	100.48	99.81	99.62	100.76	100.91	100.02	100.17	99.4	99.94	99.66
<i>Cationic distribution (6 O)</i>												
Si	1.923	1.883	1.920	1.897	1.898	1.817	1.943	1.910	1.927	1.900	1.942	1.884
Al ^{IV}	0.077	0.117	0.080	0.103	0.102	0.183	0.054	0.090	0.073	0.100	0.054	0.111
Al ^{VI}	0.017	0.026	0.016	0.011	0.024	0.042	0.000	0.010	0.002	0.017	0.000	0.000
Fe	0.156	0.184	0.195	0.322	0.172	0.224	0.199	0.217	0.181	0.204	0.115	0.178
Cr	0.018	0.015	0.007	0.000	0.004	0.001	0.008	0.002	0.007	0.006	0.006	0.012
Mn	0.004	0.004	0.005	0.009	0.004	0.004	0.006	0.005	0.005	0.005	0.004	0.002
Ni	0.001	0.002	0.000	0.000	0.001	0.001	0.001	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.936	0.900	0.894	0.847	0.880	0.755	0.920	0.874	0.934	0.876	0.977	0.922
Ti	0.005	0.007	0.004	0.010	0.011	0.025	0.004	0.007	0.005	0.008	0.005	0.007
Ca	0.835	0.838	0.845	0.769	0.877	0.917	0.838	0.852	0.843	0.853	0.881	0.855
Na	0.026	0.024	0.033	0.031	0.027	0.031	0.027	0.032	0.024	0.031	0.017	0.030
K	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Wo	43.238	43.495	43.581	39.486	45.374	48.269	42.685	43.737	42.963	44.005	44.569	43.685
En	48.452	46.711	46.080	43.520	45.515	39.729	46.857	44.853	47.577	45.183	49.427	47.120
Fs	8.309	9.794	10.339	16.995	9.111	12.002	10.458	11.410	9.460	10.812	6.004	9.195

6.3 Feldspars

Plagioclase phenocrysts are scarce (max. 3 vol. %) in andesites and abundant in the rhyodacite and dacite (reaching up to 20 vol. %) and associated tuffs and lapilli tuffs of the Sobreiro Formation. Phenocrysts of the dacitic and rhyodacitic rocks have composition ranging from andesine to calcic andesine (An_{39-49}) with variable Or contents (4 – 9 %). The basaltic-andesite and andesite show albite to oligoclase compositions (An_{4-11}) and lower $Or_{0.4-5}$ contents, which points to the formation of less calcic plagioclase in the early stage of the magmatic differentiation. This interpretation is confirmed by the wide compositional range of the groundmass microlites, which are variable between labradorite/bytownite and albite ($An_{70-0.9}$) and low orthoclase contents, from the rhyodacite/dacite to the basaltic-andesite and andesite samples (Fig. 5; Table 4). Volcaniclastic rock crystals and fragments are mainly sodic labradorite and andesine (An_{53-44}) with subordinate albite (An_2) and anorthoclase grains. These compositions probably represent mixture between intermediate and evolved rocks of the coherent facies. In some rocks these are partial or totally replaced by carbonate, K-feldspar (product of potassic metassomatism) and sericite.

The rhyodacite and rhyolite of coherent facies of the Santa Rosa Formation have abundant plagioclase phenocrysts (up to 20 vol. %) and K-feldspar (~ 10 vol. %). Quartz and K-feldspar are predominant in the alkali rhyolites. Similar proportions are found in the associated ignimbrite facies rocks and later granitic porphyry stocks and dikes. All plagioclase crystals of these facies are almost pure albite ($An_{0.2-10}$) with low Or content. Potassium feldspar grains show wide compositional range between anorthoclase and pure sanidine (Or_{16-98}). These results confirm the extremely evolved character of this association. Post-magmatic sericitization and K-metassomatism, locally in pervasive style, was verified in some samples.

Fig. 5. Ab – An – Or diagram showing the composition of feldspars phenocrysts and groundmass from rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations.

Table 4 Representative compositions of feldspars from some rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations.

<i>Sobreiro Formation</i>										
Rock	Dacite			Andesite		Basaltic-andesite	Mafic crystals tuff			
Sample	50a	50a	SO-112b	SO-225	SO-225	332	81b	81b	IR-85	IR-85
Analysis	C6PLAG-1	C6PLAG-3	C8PLAG	C2PLAG-3	C2PLAG-4	C1PLAG	C2PLAG-1	C2PLAG-2	C4PLAG-1	C4PLAG-2
Location	Core	Rim	Microlite	Core	Rim	Microlite	Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	56.544	56.140	68.744	59.436	67.905	50.482	67.423	68.438	54.281	56.451
TiO ₂	0.022	0.016	0.000	0.000	0.056	0.071	0.000	0.000	0.000	0.010
Al ₂ O ₃	27.753	27.317	20.187	20.901	20.164	31.233	20.664	20.493	28.753	27.957
Fe ₂ O ₃	0.504	0.531	0.179	1.613	0.001	0.964	0.000	0.000	1.600	0.736
MnO	0.000	0.000	0.018	0.057	0.013	0.010	0.002	0.011	0.000	0.000
MgO	0.032	0.020	0.029	5.524	0.000	0.179	0.037	0.100	0.512	0.035
BaO	0.233	0.064	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	9.701	9.786	0.201	1.857	0.747	14.715	0.336	0.357	4.724	9.372
Na ₂ O	5.385	5.222	12.027	8.566	11.376	3.300	11.327	11.491	4.092	5.788
K ₂ O	0.601	0.630	0.066	0.056	0.113	0.175	0.059	0.049	5.150	1.005
Total	100.78	99.73	101.45	98.01	100.38	101.13	99.85	100.94	99.11	101.35
<i>Cationic distribution (32 O)</i>										
Si	10.114	10.137	11.868	10.790	11.844	9.140	11.801	11.849	9.966	10.062
Al	5.846	5.809	4.104	4.469	4.142	6.660	4.259	4.178	6.217	5.868
Fe	0.068	0.072	0.023	0.220	0.000	0.131	0.000	0.000	0.221	0.099
Ti	0.003	0.002	0.000	0.000	0.007	0.010	0.000	0.000	0.000	0.001
Mn	0.000	0.000	0.003	0.009	0.002	0.002	0.000	0.002	0.000	0.000
Mg	0.009	0.005	0.007	1.495	0.000	0.048	0.010	0.026	0.140	0.009
Ba	0.016	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	1.859	1.893	0.037	0.361	0.140	2.855	0.063	0.066	0.929	1.790
Na	1.868	1.828	4.026	3.015	3.847	1.159	3.844	3.858	1.457	2.000
K	0.137	0.145	0.015	0.013	0.025	0.040	0.013	0.011	1.206	0.229
Ab	48.300	47.300	98.700	89.000	95.900	28.600	98.100	98.000	40.600	49.800
An	48.100	49.000	0.900	10.700	3.500	70.400	1.600	1.700	25.900	44.500
Or	3.500	3.800	0.400	0.400	0.600	1.000	0.300	0.300	33.600	5.700

Table 4 (Continued)

Santa Rosa Formation										
Rock	Rhyodacite		Rhyolite		Ignimbrite				Granite porphyry	
Sample	609	609	IR-89	IR-89	30b	30b	FS-7d	FS-7d	PG-99b	PG-99b
Analysis	C3PLAG-1	C3PLAG-2	C2ORTO-1	C2ORTO-2	Spherulite	Spherulite	CIPLAG-1	CIPLAG-4	C2PLAG-1	C2PLAG-3
Location	Core	Rim	Core	Rim			Core	Rim	Core	Rim
SiO ₂	64.64	65.657	64.612	64.711	66.348	67.636	67.653	67.887	69.429	68.706
TiO ₂	0.000	0.023	0.056	0.000	0.08	0.000	0.002	0.027	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	22.094	21.263	18.388	18.208	19.231	19.244	19.626	19.364	19.628	20.063
Fe ₂ O ₃	0.175	0.127	0.000	0.03	0.303	0.165	0.177	0.262	0.11	0.000
MnO	0.000	0.024	0.013	0.000	0.000	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000
MgO	0.042	0.015	0.004	0.000	0.035	0.006	0.000	0.019	0.000	0.003
BaO	0.000	0.000	0.301	0.287	0.066	0.075	0.13	0.000	0.000	0.000
CaO	2.082	1.738	0.000	0.000	0.061	0.129	0.043	0.000	0.062	0.039
Na ₂ O	9.501	10.138	0.141	0.155	6.688	7.972	11.241	11.446	11.786	11.607
K ₂ O	0.543	0.319	16.769	16.949	6.83	5.025	0.047	0.077	0.048	0.042
Total	99.08	99.3	100.28	100.34	99.64	100.26	98.92	99.08	101.06	100.46
Cationic distribution (32 O)										
Si	11.466	11.606	11.966	11.989	11.918	11.984	11.945	11.967	11.996	11.935
Al	4.615	4.426	4.01	3.973	4.068	4.016	4.081	4.02	3.994	4.104
Fe	0.023	0.017	0.000	0.004	0.041	0.022	0.023	0.035	0.014	0.000
Ti	0.000	0.003	0.008	0.000	0.011	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000
Mn	0.000	0.004	0.002	0.000	0.000	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000
Mg	0.011	0.004	0.001	0.000	0.009	0.002	0.000	0.005	0.000	0.001
Ba	0.000	0.000	0.022	0.021	0.005	0.005	0.009	0.000	0.000	0.000
Ca	0.396	0.329	0.000	0.000	0.012	0.024	0.008	0.000	0.011	0.007
Na	3.268	3.475	0.051	0.056	2.329	2.739	3.848	3.912	3.948	3.91
K	0.123	0.072	3.962	4.006	1.565	1.136	0.011	0.017	0.011	0.009
Ab	86.3	89.7	1.3	1.4	59.6	70.2	99.5	99.6	99.4	99.6
An	10.5	8.5	0.000	0.000	0.3	0.6	0.2	0.000	0.3	0.2
Or	3.2	1.9	98.7	98.6	40.1	29.1	0.3	0.4	0.3	0.2

7. Geochemistry

7.1 Geochemical classification and comparison with other correlated units in the Amazonian Craton

Representative chemical data of the analyzed samples are shown in Table 5. According to the R1 vs. R2 multicationic diagram (De La Roche et al., 1980) the investigated volcanic associations have distinct compositions (Fig. 6a), as already suggested by the petrographic and field observations. The coherent and volcanoclastic facies of the basal Sobreiro Formation are mostly basaltic-andesite, andesite, latite-andesite, and latite with subordinate quartz latite, dacite, and rhyodacite. The upper Santa Rosa Formation rocks are predominantly alkali rhyolites with few samples of the coherent, volcanoclastic, and associated granitic porphyry facies having rhyolite and rhyodacite compositions, pointing to an extremely evolved suite when compared to those of the Sobreiro Formation. The relatively wide range of SiO₂ (51 – 65%) and low K₂O/Na₂O (average of 0.88) ratios in the Sobreiro Formation rocks are clearly distinct from the narrower SiO₂ range (65 – 77%) and higher K₂O/Na₂O ratio (average of 1.96) of the Santa Rosa Formation.

A typical non-tholeiitic trend with subordinate iron enrichment in the least evolved terms is evident in the Sobreiro Formation, whereas the Santa Rosa Formation volcanic and associated rocks are grouped near the A apex (Fig. 6b) in the AFM diagram (Irvine and Baragar, 1971). Comparison of the studied volcanic rocks with the correlated Surumu Group and ca. 2.0 Ga Vila Riozinho Formation reveals similar non-tholeiitic trends, in spite of the less-evolved character of the Sobreiro Formation.

Table 5 Representative whole rock data from some rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations.

Unit	Sobreiro Formation																			
Rock	Basaltic andesite		Andesite					Latite		Lati-andesite			QL	DA	RD	Mafic tuff and lapilli-tuff				
Sample	NC26a	332	215	122a	225	126	78	195	374	26	211	65	371	50a	193a	81b	358	241	176	86
SiO ₂ (%)	51.93	54.51	55.29	56.28	56.31	56.81	57.59	55.58	57.08	54.09	55.68	59.66	59.10	60.92	65.91	53.35	53.62	54.27	54.52	57.42
TiO ₂	1.15	0.51	0.58	0.49	0.49	0.77	0.51	0.64	0.63	0.85	0.68	0.69	0.62	0.48	0.34	0.56	0.66	0.67	0.53	0.53
Al ₂ O ₃	14.33	14.00	14.74	15.15	15.82	16.24	16.44	16.51	15.75	16.39	15.97	16.00	15.29	14.68	15.07	11.96	13.84	13.22	15.15	15.35
Fe ₂ O ₃	4.57	2.54	4.27	2.98	3.82	4.23	3.67	4.72	3.61	4.09	4.18	3.64	3.67	3.00	2.33	6.13	5.82	3.79	5.97	6.06
FeO	6.01	4.38	3.22	2.86	1.43	3.92	3.02	3.39	3.02	4.67	3.28	2.42	2.09	2.11	1.19	1.51	2.52	4.07	2.47	0.63
MnO	0.17	0.11	0.13	0.10	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.13	0.10	0.09	0.09	0.09	0.10	0.15	0.13	0.13	0.08
MgO	6.04	8.59	5.27	6.20	6.79	3.22	3.21	3.73	3.52	4.34	4.71	2.58	3.78	3.84	1.47	6.16	7.74	7.84	6.05	3.20
CaO	7.97	6.61	6.71	5.90	4.32	5.96	5.55	4.95	4.80	6.19	5.72	4.68	3.20	4.52	3.40	8.93	7.17	8.11	6.10	4.52
Na ₂ O	3.55	1.94	2.66	2.84	3.39	3.05	2.86	4.46	3.78	3.70	3.53	3.51	3.55	2.62	3.60	3.72	2.34	3.02	3.70	3.59
K ₂ O	1.39	2.66	2.74	2.85	2.65	2.95	2.74	2.32	4.71	2.68	2.61	3.82	5.40	3.84	3.10	1.00	2.54	0.99	1.46	3.06
P ₂ O ₅	0.41	0.23	0.28	0.28	0.31	0.32	0.26	0.27	0.32	0.26	0.34	0.34	0.28	0.27	0.19	0.34	0.23	0.32	0.28	0.27
LOI	2.15	3.83	2.65	2.43	3.17	2.01	2.16	2.17	1.52	1.74	3.06	2.07	2.20	2.59	2.92	5.50	2.72	3.36	2.84	4.79
Cr (ppm)	250	440	180	240	250	< 20	< 20	20	70	70	90	< 20	140	140	< 20	530	310	340	160	130
Ni	90	210	60	130	140	30	< 20	< 20	< 20	< 20	30	30	40	50	< 20	240	100	90	50	60
K	11539	22081	22746	23659	21998	24489	22746	19259	39099	22247	21666	31711	44827	31877	25734	8301	21085	8218	12120	25402
Rb	69	51	56	55	53	71	64	34	144	82	51	98	158	73	65	20	59	18	25	85
Ba	701	1043	1505	1264	1691	1194	1663	2046	2034	1027	1363	1442	1931	1975	1800	650	1356	726	998	1584
Sr	394	683	745	1030	1111	895	732	1619	1024	618	1566	602	967	940	842	568	749	928	1161	1035
Ta	0.73	0.29	0.33	0.3	0.35	0.55	0.52	0.45	0.87	0.66	0.41	0.83	1.03	0.64	0.65	0.36	0.68	0.61	0.37	0.39
Nb	8	3.4	4.1	3.3	4	6	4.2	4.2	7.5	5.2	4.9	7.4	8.8	5	4.7	3.8	6.2	4.1	2.9	3
Hf	4.1	2.1	3	2.5	2.8	3.8	2.8	3.1	4.4	3.1	2.8	5.2	5.8	3.9	2.7	2.9	3.5	3.2	2.4	2.3
Zr	162	75	117	93	107	154	108	122	178	131	107	206	242	154	95	117	134	131	93	89
Ti	6918	3057	3477	2938	2938	4616	3057	3825	3753	5066	4077	4137	3735	2860	2038	3357	3951	4005	3147	3171
Y	26.6	13.7	15.2	10.7	11.4	19.5	14.7	16.8	17.2	18.6	15.8	21.5	16.6	11.5	9.7	12.5	18.9	16.4	13.3	22.5
P	1789	1004	1222	1222	1353	1397	1135	1178	1397	1135	1484	1484	1222	1178	829	1484	1004	1397	1222	1178
Th	8.5	2.74	5.41	4.45	3.6	6.71	5.95	3.2	8.01	4.69	5.53	9.27	9.82	6.13	5.09	2.7	4.56	2.72	2.3	2.11
La	45	17	27.7	23.4	25.2	32.9	27.7	26.7	35.8	28.8	30	40.8	42.6	35.1	28.3	24	28.5	29.5	20.3	21.5
Ce	85.8	32.2	52.5	45	48.7	65.1	51.1	48.6	66.2	55.2	57.1	80.3	77.4	63.2	50.7	46.8	54.7	54.7	36.8	39.5
Pr	8.87	3.64	5.63	5.11	5.43	7.34	5.49	5.3	7.11	6.33	6.46	8.73	8.11	6.44	5.63	5.21	6.1	6.35	4.23	4.89
Nd	29.6	13.7	20.5	18.4	19.2	25.7	19.7	18.3	23.2	22	23.4	31.4	26	20.1	19.4	17.9	21.1	22.7	14.7	18.1
Sm	5.89	2.67	3.67	3.15	3.34	4.63	3.36	3.86	4.57	4.84	4.18	5.23	4.93	3.83	2.96	3.82	4.54	4.8	3.09	4.06
Eu	1.48	0.93	1.29	1.07	1.1	1.44	1.17	1.15	1.16	1.33	1.34	1.54	1.16	1.07	0.92	1.12	1.29	1.43	1	1.31
Gd	5.26	2.6	3.57	2.74	2.74	4.29	3.17	3.3	3.59	3.87	3.8	4.73	3.59	2.96	2.45	3.08	3.98	3.84	2.57	3.98
Tb	0.8	0.39	0.49	0.37	0.38	0.61	0.46	0.48	0.51	0.55	0.53	0.71	0.5	0.39	0.31	0.42	0.57	0.49	0.37	0.57
Dy	4.57	2.26	2.73	1.99	2.09	3.43	2.58	2.72	2.81	3.03	2.89	3.8	2.64	2	1.6	2.22	3.13	2.55	2.1	3.23
Ho	0.91	0.44	0.52	0.37	0.39	0.67	0.52	0.54	0.57	0.61	0.55	0.77	0.52	0.38	0.3	0.42	0.61	0.49	0.42	0.64
Er	2.7	1.28	1.47	1.06	1.1	1.99	1.47	1.7	1.75	1.84	1.56	2.24	1.56	1.11	0.85	1.2	1.78	1.41	1.3	1.89
Tm	0.395	0.19	0.21	0.16	0.17	0.29	0.21	0.241	0.257	0.262	0.22	0.33	0.223	0.159	0.13	0.168	0.252	0.193	0.182	0.267
Yb	2.4	1.19	1.39	0.99	1.04	1.85	1.39	1.47	1.57	1.57	1.39	2.15	1.37	1	0.79	1.02	1.54	1.11	1.12	1.62
Lu	0.348	0.18	0.21	0.14	0.15	0.28	0.21	0.228	0.222	0.235	0.21	0.31	0.205	0.152	0.12	0.158	0.233	0.163	0.162	0.243
ΣREE	194.02	78.67	121.88	103.95	111.03	150.52	118.53	114.59	149.32	130.47	133.63	183.04	170.81	137.89	114.46	107.54	128.33	129.73	88.34	101.80
FeO*	10.12	6.67	7.06	5.54	4.87	7.73	6.32	7.64	6.27	8.35	7.04	5.70	5.39	4.81	3.29	7.03	7.76	7.48	7.84	6.08
Mg#	52	70	57	67	71	43	47	47	50	48	54	45	56	59	44	61	64	65	58	48
Eu/Eu*	0.82	1.09	1.10	1.12	1.12	0.99	1.10	0.99	0.88	0.94	1.03	0.95	0.85	0.98	1.05	1.00	0.93	1.02	1.09	1.00
(La/Yb) _N	12.50	9.52	13.29	15.76	16.15	11.86	13.29	12.11	15.20	12.23	14.39	12.65	20.73	23.40	23.88	15.69	12.34	17.72	12.08	8.85
K ₂ O/Na ₂ O	0.39	1.37	1.03	1.00	0.78	0.97	0.96	0.52	1.25	0.72	0.74	1.09	1.52	1.47	0.86	0.27	1.09	0.33	0.39	0.85
Ce/Ce*	0.95	0.91	0.93	0.91	0.93	0.93	0.92	0.91	0.92	0.91	0.91	0.95	0.93	0.93	0.89	0.93	0.92	0.89	0.88	0.86

Table 5 (Continued)

Unit Rock	Santa Rosa Formation																			
	RD	Rhyolite					Alkali rhyolite													
Sample	198c	366b	177	11	658	385	647	110	69	656	27d	42	251	317	319	33	320	662	84	51a
SiO ₂ (%)	65.44	71.56	72.08	74.21	77.07	69.94	70.19	71.83	72.58	73.53	73.56	73.71	74.75	74.85	74.83	75.28	75.37	75.81	76.42	76.67
TiO ₂	0.72	0.318	0.46	0.195	0.16	0.416	0.55	0.48	0.309	0.246	0.54	0.26	0.17	0.15	0.27	0.193	0.19	0.173	0.13	0.14
Al ₂ O ₃	12.64	13.66	13.94	12.85	11.47	13.42	13.48	12.03	12.61	12.81	13.29	13.57	11.96	11.64	12.83	12.63	12.67	12.14	11.69	12.14
Fe ₂ O ₃	2.57	1.5	1.97	2.73	0.5	1.9	2.74	2.66	2	1.16	2.75	0.73	1.6	1.36	1.18	2	1.17	0.86	1.83	2.07
FeO	3.28	0.81	0.53	1.06	2.21	0.31	0.36	2.04	0.41	1.08	0.05	1.7	0.52	0.63	0.2	0.51	0.64	0.25	0.17	0.07
MnO	0.1	0.098	0.05	0.08	0.055	0.077	0.064	0.1	0.056	0.026	0.03	0.08	0.05	0.13	0.02	0.178	0.02	0.021	0.04	0.05
MgO	1.2	0.23	0.38	0.06	0.09	0.26	0.22	0.25	0.12	0.12	0.17	0.15	0.05	0.05	0.18	0.06	0.05	0.14	0.02	0.05
CaO	2.69	0.75	0.68	1.04	0.19	1.24	0.13	0.51	0.61	0.05	0.21	0.34	0.75	0.56	0.4	0.48	0.32	0.37	0.14	0.33
Na ₂ O	2.93	5.55	3.22	3.42	2.58	3.41	2.86	1.64	2.83	3.26	3.41	3.21	2.92	2.9	2.42	3.37	2.44	2.52	3.53	3.09
K ₂ O	4.02	2.71	5.57	5.42	5.03	5.25	5.63	5.23	6.19	4.96	5.01	5.45	5.3	5.04	6.52	5.62	6.35	6.62	4.61	5.39
P ₂ O ₅	0.16	0.04	0.09	0.01	0.02	0.06	0.08	0.12	0.04	0.03	0.13	0.06	0.03	0.03	0.05	0.03	0.03	0.03	0.01	0.02
LOI	3.14	1.09	1.47	0.68	0.30	2.19	2.36	2.16	1.27	1.11	1.14	1.33	0.95	1.06	1.20	<0.01	1.09	1.02	0.78	0.95
Cr (ppm)	< 20	< 20	< 20	< 20	40	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
K	33371	22497	46238	44993	41756	43582	46736	43416	51385	41174	41590	45242	43997	41839	54124	46653	52713	54955	38269	44744
Rb	114	126	169	184	181	192	139	154	167	150	116	173	168	208	188	165	200	219	169	216
Ba	1531	1154	1965	1098	615	1672	2963	2703	1147	617	2571	1003	379	259	935	514	557	828	45	55
Sr	270	85	124	86	33	113	79	287	46	41	141	54	31	54	117	38	74	98	13	13
Ta	1.17	1.99	1.56	2.04	1.53	1.65	1.67	1.45	1.75	2.18	1.5	1.69	2.19	2.1	1.71	2.23	1.88	2.59	2.99	2.52
Nb	11.7	13.9	18.1	14.3	14	12.7	13.9	17.8	13.6	16.4	11.3	16	15.8	19.6	13.7	17.1	16.1	12.9	19.8	19.6
Hf	6.5	10.5	8.4	9.6	8.3	8.9	13.3	14.2	11.9	9.3	6.9	9.4	8.7	8.5	6.8	10.4	9.6	5	10.4	10.5
Zr	242	408	345	357	296	360	609	547	505	352	287	352	304	287	240	414	350	154	375	382
Ti	4316	1906	2758	1169	959	2494	3297	2878	1852	1475	3237	1559	1019	899	1619	1157	1139	1037	779	839
Y	42.9	36.2	34	40.5	46	90.1	37.7	62.7	40.2	38.8	30.3	275	44.5	54.7	75	56.9	45	20.2	44.2	56.1
P	3666	916	2062	229	458	1375	1833	2749	916	687	2979	1375	687	687	1146	687	687	687	229	458
Th	23.6	17.8	17.3	22.3	22.4	15.7	13.3	22.1	16.3	21.5	14	28.6	30.9	34	24.1	27.7	32.3	28	27.8	31.5
La	58.7	76.8	63.8	68.6	88.5	92.4	58.5	113	85.1	89.4	57.1	491	101	101	122	101	90.8	58.2	74.2	73
Ce	112	142	122	131	141	121	121	205	149	167	107	207	187	191	205	184	172	103	161	163
Pr	12	14.5	13	13.8	16.2	16	12.1	22.5	16	16.7	11.6	82.9	19.9	20.3	25.9	19.3	18.9	9.68	13.3	15.1
Nd	40.7	45.8	45.2	43.2	50.9	50.9	40.7	78.3	49.8	52	40.7	279	65.7	67.4	90.8	60	62	28	40.4	50.5
Sm	7.36	8.44	7.49	8.28	9.1	9.42	7.98	13.7	9.24	9.27	6.62	40.7	10.3	11.3	14.9	10.9	9.97	4.7	7.37	9.19
Eu	1.59	1.16	1.64	0.877	0.646	1.71	2.43	2.9	1.29	0.822	1.73	5.2	0.7	0.55	2.12	0.812	0.75	0.478	0.149	0.22
Gd	7.26	6.86	6.52	6.62	8.19	9.84	6.5	12.5	8.04	7.51	6.06	49.2	8.82	10.5	13.5	8.8	9.07	3.45	5.67	8.73
Tb	1.15	1.04	0.99	1.14	1.21	1.43	1	2	1.17	1.13	0.86	6.52	1.35	1.63	1.99	1.46	1.39	0.54	1.02	1.48
Dy	6.83	6	5.63	7.07	6.93	8.29	5.98	11.3	6.62	6.27	4.76	34.5	7.95	9.63	11.2	8.73	8.14	3.12	6.66	8.97
Ho	1.31	1.2	1.12	1.46	1.41	1.8	1.22	2.13	1.33	1.29	0.93	6.53	1.54	1.88	2.05	1.81	1.58	0.63	1.43	1.77
Er	3.93	3.65	3.31	4.36	4.51	6.12	3.81	6.28	4	3.98	2.85	17.5	4.79	5.68	6.02	5.64	4.81	1.98	4.69	5.45
Tm	0.57	0.551	0.52	0.664	0.69	0.934	0.567	0.89	0.588	0.6	0.45	2.2	0.73	0.85	0.87	0.828	0.73	0.313	0.725	0.87
Yb	3.57	3.41	3.35	4.14	4.34	5.62	3.56	5.73	3.74	3.81	2.93	12.1	4.63	5.25	5.6	5.13	4.65	2.01	4.59	5.66
Lu	0.54	0.525	0.5	0.617	0.652	0.815	0.542	0.83	0.579	0.566	0.44	1.77	0.69	0.79	0.81	0.775	0.7	0.296	0.687	0.86
ΣREE	257.51	311.94	275.07	291.83	334.28	326.28	265.89	477.06	336.50	360.35	244.03	1236.12	415.10	427.76	502.76	409.19	385.49	216.40	321.89	344.80
FeO*	5.59	2.16	2.30	3.52	2.66	2.02	2.83	4.43	2.21	2.12	2.52	2.36	1.96	1.85	1.26	2.31	1.69	1.02	1.82	1.93
Mg#	28	16	23	3	6	19	12	9	9	9	11	10	4	5	20	4	5	20	2	4
Eu/Eu*	0.67	0.47	0.72	0.36	0.23	0.55	1.04	0.68	0.46	0.30	0.84	0.36	0.23	0.16	0.46	0.25	0.24	0.36	0.07	0.08
(La/Yb) _N	10.96	15.01	12.70	11.05	13.59	10.96	10.96	13.15	15.17	15.64	12.99	27.05	14.54	12.83	14.52	13.13	13.02	19.30	10.78	8.60
K ₂ O/Na ₂ O	1.37	0.49	1.73	1.58	1.95	1.54	1.97	3.19	2.19	1.52	1.47	1.70	1.82	1.74	2.69	1.67	2.60	2.63	1.31	1.74

Table 5 (Continued)

Unit Rock	Granitic porphyry					Santa Rosa Formation (continued) Felsic tuff and lapilli-tuff						Ignimbrite			Ash tuff
	170	335	315	189a	99a	234	581	353b	344a	140	336d	281a	158	30b	36
Sample															
SiO ₂ (%)	67.07	70.01	71.12	73.19	74.24	68.67	68.7	68.97	71.98	74.23	76.89	75.17	76.88	76.97	70.94
TiO ₂	0.7	0.29	0.285	0.22	0.13	0.37	0.381	0.48	0.36	0.3	0.137	0.25	0.221	0.24	0.416
Al ₂ O ₃	12.52	13.09	12.85	12.25	11.69	11.5	13.13	14.02	13.24	13.19	11	12.74	11.07	11.11	13.68
Fe ₂ O ₃	4.04	3.23	2.39	1.77	1.25	5.07	1.47	2.74	1.44	1.03	0.63	1.65	1.63	2.01	1.65
FeO	1.55	0.57	1.15	1.41	1.19	0.27	1.7	0.98	0.51	0.53	0.56	0.58	0.08	0.01	0.59
MnO	0.09	0.18	0.087	0.04	0.05	0.04	0.064	0.06	0.06	0.03	0.027	0.03	0.074	0.04	0.033
MgO	0.41	0.1	0.12	0.11	0.07	1.02	1.52	1.89	0.39	0.4	0.21	0.13	0.07	0.13	0.58
CaO	1.93	0.36	0.34	0.59	0.92	1.27	2.05	1.69	0.35	0.56	0.3	0.06	0.12	0.38	0.46
Na ₂ O	2.68	3.04	3.1	2.63	2.34	1.35	4.03	3.56	1.9	3.41	2.53	2.82	2.42	2.3	2.82
K ₂ O	4.96	5.61	5.63	5.43	5.24	7.13	4.48	3.51	7.66	4.63	5.56	5.76	5.21	5.22	5.78
P ₂ O ₅	0.26	0.04	0.05	0.05	0.03	0.19	0.09	0.19	0.07	0.07	0.03	0.04	0.03	0.04	0.09
LOI	1.71	1.62	1.30	1.84	2.05	2.08	0.85	2.35	1.01	1.34	0.63	1.43	1.17	1.10	1.60
Cr (ppm)	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	50	40	50	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	40	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
K	41174	46570	46736	45076	43499	59188	37190	29138	63588	38435	46155	47815	43250	43333	47982
Rb	177	151	170	256	214	204	125	118	322	135	212	230	182	167	279
Ba	2278	814	1384	705	322	899	957	931	1691	928	411	486	515	713	1581
Sr	175	49	62	67	52	165	255	703	153	195	117	25	30	44	252
Ta	2.06	2	2.72	3.33	3.56	0.96	2.18	1.23	1.89	1.44	2.62	1.66	2.56	1.93	1.83
Nb	17.6	16.3	17.8	23.7	41.6	8	13.5	9.4	14.3	12.1	18.1	16.3	15.9	15.3	12.6
Hf	13.2	13.1	13.6	11.5	11	3.6	6.8	6.7	8.6	6.3	6.1	9.7	8.9	9.2	7.3
Zr	524	586	559	346	295	136	264	264	334	233	188	367	350	353	280
Ti	4197	1739	1709	1319	779	2218	2284	2878	2158	1799	821	1499	1325	1439	2494
Y	57.7	47.2	153	103	180	21.2	26.9	25.9	33.6	34.9	43.1	37.9	112	48.5	37.5
P	1135	175	218	218	131	829	393	829	306	306	131	175	131	175	393
Th	29.3	26.7	26	84.6	91.9	10.7	14.8	13.7	23.1	21.2	24.4	24.7	19.5	22.6	19.8
La	108	84.4	247	190	254	29.2	46.8	42.4	57.1	55.1	60.9	34.5	393	97.6	82.5
Ce	211	168	205	353	503	58.5	89.8	84.9	113	108	121	83	171	155	107
Pr	22.1	16.9	38.2	36.6	53.5	6.29	9.6	9.39	12.2	11.5	12.4	8.24	68.5	19.2	18.2
Nd	78.8	59.8	126	120	184	23	32.3	32.4	40.6	38.2	39.5	26.9	204	63.5	56.9
Sm	13.7	10.1	24.6	20.3	33.8	4.11	6.11	5.51	6.78	6.41	7.69	5.91	35.4	10.1	10.7
Eu	2.92	1.35	3.33	1.35	1.13	0.79	0.884	1.19	1.06	0.87	0.32	0.57	2.62	0.94	1.72
Gd	12.7	9.5	31.1	18.5	34.1	3.74	4.73	4.88	6.1	5.7	6.38	5.67	34.4	9.53	9.03
Tb	1.97	1.48	4.43	3.09	5.47	0.6	0.7	0.71	0.97	0.87	1.07	1.03	3.75	1.34	1.24
Dy	11.1	8.74	24	18.4	31.1	3.51	4.05	4.04	5.54	5.12	6.54	6.16	17.6	7.85	6.61
Ho	2.11	1.7	4.53	3.6	5.93	0.7	0.83	0.8	1.1	1.01	1.36	1.25	3.15	1.53	1.28
Er	6.2	5.12	12.5	11	17.3	2.1	2.65	2.44	3.4	3.05	4.37	4.05	8.89	4.78	3.6
Tm	0.9	0.77	1.63	1.65	2.49	0.32	0.407	0.37	0.52	0.48	0.692	0.65	1.16	0.74	0.521
Yb	5.77	4.94	8.93	10.2	14.7	2.08	2.57	2.4	3.42	3.07	4.57	4.28	6.45	4.73	3.17
Lu	0.86	0.76	1.21	1.49	2.1	0.31	0.395	0.39	0.54	0.47	0.693	0.66	0.894	0.71	0.463
ΣREE	478.13	373.56	732.46	789.18	1142.62	135.25	201.83	191.82	252.33	239.85	267.49	182.87	950.81	377.55	302.93
FeO*	5.19	3.48	3.30	3.00	2.31	4.83	3.02	3.45	1.81	1.46	1.13	2.06	1.55	1.82	2.07
Mg#	12	5	6	6	5	27	47	49	28	33	25	10	7	11	33
Eu/Eu*	0.68	0.42	0.37	0.21	0.10	0.62	0.51	0.71	0.51	0.44	0.14	0.30	0.23	0.29	0.54
(La/Yb) _N	12.48	11.39	18.44	12.42	11.52	9.36	12.14	11.78	11.13	11.97	8.88	5.37	40.62	13.76	17.35
K ₂ O/Na ₂ O	1.85	1.85	1.82	2.06	2.24	5.28	1.11	0.99	4.03	1.36	2.20	2.04	2.15	2.27	2.05
Ce/Ce*	0.96	0.99	0.47	0.94	0.96	0.96	0.94	0.95	0.95	0.95	0.98	1.09	0.23	0.80	0.61

Key to abbreviations: RD=rhyodacite; QL=quartz latite; DA=dacite; Mg# = 100 Mg/(Mg + ΣFe), with ΣFe = FeO + Fe₂O₃*0.89981

Fig. 6. a) Multi-cationic classification diagram R1 vs. R2 (De La Roche et al., 1980) for the studied associations. Grey arrow indicates the evulsive trend of a calc-alkaline suite (Pagel and Leterrier, 1980); b) A – F – M diagram for the Sobreiro and Santa Rosa Formations. The fields of the Surumu Group and Vila Riozinho Formation are showed for comparison.

Compositions of the coherent and volcanoclastic facies of the Sobreiro Formation have a steep slope alignment in the SiO_2 vs. K_2O diagram (Peccerillo and Taylor, 1976), with most samples plotting in the high-K field (Fig. 7a), while some rocks have medium-K or shoshonitic compositions. Such variations may indicate a transitional signature between high-K and shoshonitic magmatic series (Morrison, 1980; Wilson, 1989). This transitional tendency is observed for other volcanic units of the Amazonian craton, such as the Vila Riozinho Formation (Lamarão et al., 2002). Nevertheless, the leaching or enrichment of alkalis by hydrothermal fluids is not ruled out, and probably could be responsible by more potassic compositions (> 3.5 wt. %). Both facies rocks of the Sobreiro Formation are exclusively metaluminous in the molar A/CNK vs. A/NK diagram (Maniar and Piccoli, 1989), while the Santa Rosa suite is peraluminous and slightly metaluminous (Fig. 7b). The fractionation vectors show that crystallization of plagioclase and amphibole played a significant role for differentiation of the Sobreiro Formation, while feldspars were important for the evolution of the Santa Rosa Formation, which is consistent with the phenocryst assemblages of both units. The geochemical

affinity of the later volcanic suite with the A-type massifs of the Velho Guilherme Suite is clearly revealed by coincident fractionation phases, pointing to similar magmatic evolution.

Fig. 7. a) SiO₂ vs. K₂O classification diagram for the rocks of the Sobreiro Formation. The uppermost compositional boundaries are from Le Maitre (2002); (b) Molar A/NK vs. A/CNK variation diagram. Short arrows represent fractionation vectors for mineral phases that may control these ratios in the studied rocks, and are after Brandon and Lambert (1994). Mus = muscovite; Bio = biotite; Kfs = K-feldspar; Ab = albite; Amph = amphibole and An = anorthite. VGS = Velho Guilherme Suite. Symbols and fields as in Fig. 6.

7.2 Major and trace element variations

The Mg# in the coherent rocks of the basal unit ranges from 44 – 71, whereas the volcanoclastic facies has a narrower Mg# interval (48 – 65). This could suggest that the least evolved rocks (Mg# > 65) are not primary mantle-derived melts, but must have undergone some differentiation during the eruptive history (Green and Ringwood, 1967). Overall, these facies are characterized by a wide range of Al₂O₃ (13.22 – 16.51 wt. %), TiO₂ (0.34 – 1.15 wt. %), CaO (3.20 – 8.93 wt. %), MgO (1.47 – 8.59 wt. %), P₂O₅ (0.19 – 0.41 wt. %), FeO* (3.29 – 10.12 wt. %), Sr (324 – 1619 ppm), Cr (20 – 430 ppm), and Ni (30 – 240 ppm) contents. The coherent, volcanoclastic, and associated rocks of the upper Santa Rosa Formation have relatively higher and more variable contents of K₂O (2.71 – 7.66 wt. %), K₂O/Na₂O (0.49 – 5.28 wt. %), Rb (114 – 322 ppm), Zr (136 – 609 ppm), and Y (21.2 – 275 ppm).

Major elements variation diagrams show a clear compositional gap between coherent lithotypes of the Sobreiro and Santa Rosa formations (Fig. 8). Although some scattering with

silica increase, the volcanic rocks of the Sobreiro Formation reveal negative correlations with MgO, CaO, FeO, and TiO₂, and positive correlation with Na₂O, K₂O, and P₂O₅. Al₂O₃ increases until ~ 57 wt. % of SiO₂, when shows substantial inflection in the trend in the course of differentiation. The Santa Rosa Formation rhyolites and related granitic porphyry show negative correlation between SiO₂ and TiO₂, P₂O₅, Al₂O₃, MgO, and CaO, suggesting a similar magmatic evolution history. More noisy relationships are observed in relation to Na₂O, K₂O, and FeO in these facies, due its extremely evolved primary signature and relatively more restrict silica range. The apparent coincident trends between these associations in some oxides can be related to closure effects (Rollinson, 1993). The scattering of some major elements in correlation diagrams could be due to post-magmatic hydrothermal alteration identified in several samples.

Fig. 8. Variations of selected major elements vs. silica for the coherent facies of the Sobreiro and Santa Rosa formations and associated granitic porphyries. Symbols as in Fig. 6.

The differences between the lithotypes of the Sobreiro and Santa Rosa formations are also clearly signaled by the rare earth elements (REE) contents and the chondrite-normalized patterns (Nakamura, 1974). All rocks of these formations are enriched in light REE (LREE) relative to heavy REE (HREE) (Fig. 9a–d). Coherent and volcanoclastic facies rocks of the Sobreiro Formation have relatively lower total REE contents (78.67 – 194.02 ppm), steep pattern with $\text{La/Yb}_N = 9.72 - 23.88$ in the lava flows and $(\text{La/Yb})_N = 8.85 - 17.72$ in the volcanoclastic rocks, and weak to inexistent Eu anomalies ($\text{Eu/Eu}^* = 0.82 - 1.12$) in both facies. The Santa Rosa Formation lithotypes reveal more diversified patterns. Total REE contents of the coherent rhyolitic facies ranges between 216.40 – 1236.12 ppm, with more steep pattern relatively to other lithotypes, with $(\text{La/Yb})_N = 8.6 - 27.05$. Granitic porphyry has comparable total REE content (373.56 – 1142.62 ppm) and relatively more homogenous steep pattern, with $(\text{La/Yb})_N = 11.39 - 18.44$. Ignimbrite facies rocks and associated ash tuff have highly variable REE total content (182.87 – 950.81 ppm) with wide range of steep pattern ($(\text{La/Yb}_N) = 5.37 - 40.62$), probably due to fractionation caused by deposition of different grain size materials and reworking of the deposits. Felsic crystal tuffs facies has lowest REE contents (135.25 – 267.49 ppm) and relatively lower steep pattern, with $(\text{La/Yb})_N = 8.88 - 12.14$. Negative Eu-anomaly is present in almost all samples, with $\text{Eu/Eu}^* = 0.07 - 1.04$, pointing to an expressive participation of feldspar fractionation for this association. Four specimens of this unit reveal conspicuous unusual negative Ce-anomaly ($\text{Ce/Ce}^* = 0.23 - 0.61$) that may reflect hydrothermal alteration, where Ce could have been mobilized in its 4^+ oxidation state (Mahoney et al., 2008). However, the preservation state of these samples is similar to the others without Ce anomalies. Thus, alternatively, these anomalies could be attributed to assimilation of pelagic marine metasediments (Piper and Graef, 1974; Hole et al., 1984; Wang et al., 1986; Othman and Patchett, 1989); oceanic crust and/or basalts and andesites derived from partial melting of oceanic rocks previously weathered in sea floor (Humphris and Thompson, 1978; Ludden and Thompson, 1978; Heming and Rankin, 1979; Humphris, 1984), or weathered metasedimentary rocks (Borg and Clyne, 1998). Moreover, these anomalous samples have also higher total REE contents and $(\text{La/Yb})_N$ ratios, suggesting a distinct source in relation to the others rocks. Overall, these patterns are very similar in terms of LREE enrichment with the tin-bearing A-type Antônio Vicente Massif of the Velho Guilherme Suite (Teixeira et al., 2005).

Fig. 9. Chondrite-normalized REE patterns of representative samples of the a) coherent facies of the Sobreiro Formation; b) volcaniclastic facies of the Sobreiro Formation; c) coherent facies and associated granitic facies of the Santa Rosa Formation and d) ignimbrite and other volcaniclastic facies of the Santa Rosa Formation. The shaded areas are of the Ant6nio Vicente Massif samples. Symbols as in Fig. 6.

Relative to MORB (Pearce, 1983) the coherent and volcaniclastic facies rocks of the Sobreiro Formation show enrichment in the incompatible LILE, such as Sr, Rb, Ba, Th, and K, expressive depletion in Ta and Nb relative to Th and Ce, and strong depletion in Ti, Y, and Yb (Fig. 10a–b). The coherent, volcaniclastic, and associated rocks of the Santa Rosa Formation have similar negative Ta and Nb anomalies, although with higher content of these elements. Nevertheless, they have distinct K, Rb, and Th enrichments (Fig. 10c–d). Additionally, the rocks of the Santa Rosa Formation have expressive negative anomalies for Sr, Ba, P, and Ti. Such anomalies can reflect fractionation of feldspars (for Ba and Sr depletion), apatite (for P depletion) and Fe-Ti oxides (for Ti depletion) on both associations.

Fig. 10. MORB-normalized multi-element patterns of representative samples of the a) coherent facies of the Sobreiro Formation; b) volcaniclastic facies of the Sobreiro Formation; c) coherent facies and associated granitic facies of the Santa Rosa Formation and d) ignimbrite and other volcaniclastic facies of the Santa Rosa Formation. Symbols as in Fig. 6.

7.3 Tectonic affinity

The trace element data of the coherent and volcaniclastic facies rocks were plotted in the FeO^*/MgO vs. $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ diagram (Whalen et al., 1987), pointing to similarities of the Sobreiro Formation rocks with unfractionated I- and M- and S-type granite field (**Fig. 11a**). The most of the Santa Rosa Formation samples plot in the A-type field, with few rocks plotting in the fractionated granite field. In comparison with the typical A-type granites of the Velho Guilherme Suite (Teixeira et al., 2005), rocks from the Santa Rosa Formation exhibits enrichment of $\text{Zr}+\text{Nb}+\text{Ce}+\text{Y}$ with magmatic evolution, while the granites of the Velho Guilherme Suite show slight impoverishment in these elements.

Fig. 11. Tectonic affinity discrimination diagrams for the Sobreiro and Santa Rosa Formations and field of A-type Velho Guilherme Suite: a) FeO^*/MgO vs. Zr+Nb+Ce+Y ; b) Ta vs. Yb ; c) $\text{Th} - \text{Ta} - \text{Hf}/3$ and d) Th/Yb vs. Ta/Yb . FG = fractionated granites; VGS = Velho Guilherme Suite. VAG = volcanic arc granites; syn-COLG = syn-collision granites; WPG = within-plate granites; ORG = ocean-ridge granites. CAB = calc-alkaline basalts; IAT = Island-arc tholeiites; WPT = tholeiites and within-plate basalts; WPA = alkaline within-plate basalts. ACM = active continental margins; TH = tholeiites; CA = calc-alkaline; SH = shoshonite. Vectors indicate the influence of subduction component (S), within-plate enrichment (W), crustal contamination (C) and fractional crystallization (f). Symbols as in Fig. 6.

The rocks of the Sobreiro Formation have geochemical affinity with volcanic arc granitoids in the Ta vs. Yb tectonic discrimination diagram of Pearce et al. (1984), while the most samples of the Santa Rosa Formation plot in the field of intraplate granitoids (Fig. 11b). The calc-alkaline signature for the Sobreiro Formation is also suggested in the Fig. 11c (Wood,

1980), with a discreet Th-enrichment trend. According to this author, the Th:Hf:Ta ratios are sensitive to continental contamination processes. Thus, basic magmas contaminated with materials of the upper continental crust would be richer in Th, and have high Th/Ta ratios. Nevertheless, the use of trace elements data for tectonic discrimination is not conclusive. Some authors showed that there is correlation and ambiguity between geochemical signature and tectonic environment (Förster et al., 1997).

On the Th/Yb vs. Ta/Yb diagram (Pearce, 1982; Pearce, 1983), the Sobreiro Formation coherent and volcanoclastic samples plot outside the mantle array, probably due to Th enrichment through crustal contamination (Fig. 11d), showing affinity with active continental margins (ACM) magmatic associations. In fact, in the MORB normalized diagrams, the enrichment in Th (Sr, K, Ba, and Rb) and LREE and decrease in Nb in these rocks can be interpreted in terms of crustal contamination (Dupuy and Dostal, 1984; Thompson et al., 1984), or as consequence of their origin from an enriched subcontinental mantle source (Hawkesworth et al., 1983; Menzies et al., 1983).

8. Nd isotopes

The Nd isotopic data for eleven representative samples from the coherent facies rocks of the Sobreiro and Santa Rosa formations and associated granitic porphyry stocks and a compilation of available analyses for these units and Archean rocks of the São Félix do Xingu region are given in Table 6.

Although field evidences indicate that the Sobreiro Formation was deposited before, but close to, the upper fissural Santa Rosa Formation and associated rocks (Juliani and Fernandes, Submitted), the ϵNd values were all calculated at 1.88 Ga, due the overlapping crystallization ages within analytical error for these rocks (Pinho et al., 2006).

The coherent volcanic rocks of the Sobreiro Formation have typical and homogeneous crustal $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ ratios ranging from 0.103 to 0.109, while more variable values (0.091 to 0.113) are found in the coherent and associated granitic porphyry of the Santa Rosa Formation. Differences are also observed in the higher Sm (8.7 – 39.32 ppm) and Nd (46.60 – 259.86 ppm) contents in the latter suite, which reflects a more alkaline and crustal signature. The $f_{\text{Sm/Nd}}$ values for the Sobreiro Formation range between – 0.44 to – 0.46 and – 0.42 to – 0.53 for the upper unit, suggesting that significant Sm and Nd fractionation did not occur during the formation of the magmas sources for these suites. The ϵNd values (at 1.88 Ga) varies widely from – 4.56 to – 9.61 for the volcanic rocks of the Sobreiro Formation; between – 5.8 to – 10.49 for the rhyolites,

and -10.02 for the associated granitic porphyry of the Santa Rosa Formation. Depleted-mantle crustal-residence ages (DePaolo, 1981a) fall in the $2.49 - 2.89$ Ga range for the volcanic rocks of the Sobreiro Formation and are between $2.56 - 2.92$ Ga for the Santa Rosa Formation.

The direct and preliminary interpretation for these results is that the volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region was not originated from juvenile (at 1.88 Ga) sources, and it was derived mainly from Neoarchean crustal rocks. Indeed, the exclusively Archean crustal contribution for the generation of these volcanic associations was suggested from the more negative ϵ_{Nd} values, -10.05 for the Sobreiro Formation and -9.53 to -11.39 for the Santa Rosa Formation, and older ~ 3.0 Ga Nd model age (Teixeira et al., 2002).

Table 6 Nd isotopic data for the Sobreiro and Santa formations, and a compilation of available analyses for the Archean units.

Sample	Rock type	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$f_{\text{Sm/Nd}}^{\text{a}}$	$\epsilon\text{Nd today}$	$\epsilon\text{Nd 1.88 Ga}$	$T_{\text{DM}}(\text{Ga})$
<i>Sobreiro Formation</i>									
65	Lati-andesite ^b	5.13	30.01	0.10341	0.511251	−0.47	−27.05	−4.56	2.49
122a	Andesite ^b	2.95	16.96	0.10501	0.511095	−0.47	−30.09	−8.00	2.76
126	Andesite ^b	4.21	23.76	0.10717	0.511099	−0.46	−30.02	−8.45	2.81
211	Lati-andesite ^b	3.90	21.52	0.10947	0.511108	−0.44	−29.85	−8.84	2.86
78	Andesite ^b	3.28	18.56	0.10686	0.511036	−0.46	−31.24	−9.61	2.89
NN-GM-51	Andesite ^c	3.64	18.08	0.12190	0.511200	−0.38	−28.05	−10.05	3.11
<i>Santa Rosa Formation</i>									
319	Alkali rhyolite ^b	13.94	84.09	0.10021	0.511148	−0.49	−29.06	−5.80	2.56
42	Alkali rhyolite ^b	39.32	259.86	0.09149	0.510946	−0.53	−33.00	−7.64	2.63
24a	Alkali rhyolite ^b	17.67	112.13	0.09529	0.510954	−0.52	−32.85	−8.42	2.71
51a	Alkali rhyolite ^b	8.70	46.60	0.11335	0.511188	−0.42	−28.28	−8.21	2.85
251	Alkali rhyolite ^b	9.90	62.03	0.09646	0.510863	−0.51	−34.63	−10.49	2.86
170	Granitic porphyry ^b	13.20	74.69	0.10680	0.511015	−0.46	−31.66	−10.02	2.92
NN-GM-10	Rhyolite ^c	11.41	60.28	0.1145	0.511040	−0.38	−31.17	−11.39	3.12
NN-GM-12	Rhyolite ^c	8.33	47.89	0.1052	0.511020	−0.47	−31.56	−9.53	2.87
<i>Archean basement rocks</i>									
NN-VG-72 (ca. 2.86 Ga)	Meta-andesite ^c	3.40	18.57	0.11090	0.510940	−0.44	−33.12	−12.48	3.16
NN-VG-76 (ca. 2.85 Ga)	Bt syeno- to monzogranite ^c	8.53	57.73	0.08930	0.510510	−0.55	−41.51	−15.67	3.14
Z-509B (ca. 2.87 Ga)	Bt-hbl quartz diorite ^d	5.89	29.26	0.12160	0.511240	−0.38	−27.27	−9.19	3.03
HRM-284 (ca. 2.87 Ga)	Hbl-bt granodiorite ^d	3.06	18.6	0.09930	0.510830	−0.50	−35.27	−11.82	2.98
MJ-08 (ca. 2.95 Ga)	Biotite tonalite ^c	2.55	18.6	0.08270	0.510520	−0.58	−41.32	−13.87	2.97

Bt = Biotite; Hbl = Hornblende. Nd data from: ^b This work; ^c Teixeira et al. (2002); ^d Dall'Agnol et al. (1999b); ^e Macambira (1992). ^a Sm – Nd fractionation factor (DePaolo, 1988).

9. Discussion

9.1 Petrogenesis

Previous studies have indicated that the bimodal volcano–plutonism of the São Félix do Xingu region was controlled by continuous crystal fractionation process from basaltic-andesite to rhyodacite of the Sobreiro Formation; and rhyodacite to rhyolite of the Santa Rosa Formation (Fernandes et al., 2006; Fernandes et al., 2008). All dataset strongly suggests that the basal Sobreiro Formation evolved by assimilation–fractional crystallization process (AFC; DePaolo, 1981b), due to contamination of mantelic liquids with magmas generated by melting of an Archean crust. Moreover, major and trace element and Nd isotope data point to contribution of heterogeneous crustal sources for the Santa Rosa suite and associated lithotypes. This association has A-type filiation and is petrographical- and geochemically similar to tin-bearing massifs of the Velho Guilherme Suite, which have at least three crustal components for its magma generation (Teixeira et al., 2005).

9.1.1 Magmatic evolution

Fractionation vectors calculated by Rayleigh equation for the least evolved sample showed in Ba vs. Sr plot (Fig. 12a) indicate that the crystallization of augite and magnesiohastingsite, with subordinate participation of plagioclase, played a significant role in defining the geochemical trends during the evolution of the Sobreiro Formation rocks. The rocks of the Santa Rosa Formation and associated granitic porphyry were driven mainly by K-feldspar and plagioclase fractionation with some contribution of biotite. Such behaviors are in agreement with petrographical observations and major elements variation diagrams.

Considering that: (1) the spatial abundance and distinct eruption styles of these associations; (2) the distinct systematic changes in the phenocrysts assemblage in each one of the suites from basaltic-andesite to subordinate rhyodacite and dacite of the Sobreiro Formation; and from subordinate rhyodacite to dominant alkali rhyolite and rhyolite of the Santa Rosa Formation that point to independent differentiation process; (3) the usual conspicuous oscillatory zoning in the phenocrysts of the Sobreiro Formation, without evidence of reaction with the residual melt, and the contrasting unzoned phenocrysts assemblage of the Santa Rosa Formation and the associated granitic rocks; (4) the compositional gap present in the major elements variations diagrams with increasing SiO₂; (5) the trends observed in incompatible (Rb) vs. compatible (Nb, and Y) trace elements variation diagrams (Fig. 12b–c) that show slight positive correlation in the

Sobreiro Formation, whereas the Santa Rosa Formation reveal more scatter displaced pattern; and (6) the clear negative correlation in the Ni vs. Rb of the Sobreiro Formation (Fig. 12d), the overall data strongly suggest that these formations are not comagmatic, despite the close age of both units.

Fig. 12. Selected trace elements variation diagrams for the studied suites: a) Ba versus Sr. The arrows indicate calculated fractionation vectors for the influence of Plag = plagioclase, Kfs = K-feldspar, Bio = biotite, Amph = amphibole and Cpx = clinopyroxene calculated with Rayleigh equation. Kd values from Rollinson (1993); b) Nb versus Rb; c) Y versus Rb and d) Ni versus Rb. Symbols as in Fig. 6.

The above mentioned features and now obtained mineral chemistry data support the indication that the basal Sobreiro Formation evolved under highly oxidizing conditions predominantly through fractional crystallization of the petrographically observed accessories phases and phenocryst assemblage, which is magnetite + augite + magnesiohastingsite and zircon + plagioclase in the final rhyodacitic and dacitic rocks. The Santa Rosa Formation and

associated granitic porphyry evolved exclusively through fractional crystallization of zircon + apatite + Fe-Ti oxides + feldspars with subordinate biotite, probably under intermediate oxidizing conditions.

9.1.2 *Crustal assimilation*

The available chemical data for the basal Sobreiro Formation provide some constraints on evaluation of possible assimilation/contamination combined with following fractional crystallization, particularly when compared with the composition of the dominantly crustal upper Santa Rosa Formation and latter A-type tin-bearing Antônio Vicente Massif (Teixeira et al., 2005). Although, there is no data on Archean country rocks that may represent probable contaminants and a detailed petrogenetic modeling study is not possible at this moment.

The ratio of two highly incompatible elements, such as K and Rb or K and Ba in these associations, should not greatly change as a result of crystal fractionation, but might be strongly modified through assimilation of diverse crustal components (DePaolo, 1981b; Davidson et al., 1987; Colucci et al., 1991). The Sobreiro and Santa Rosa volcanic rocks (Fig. 13) show that there is strong alteration in the K/Rb and K/Ba, respectively, in the magmatic evolution. Both, coherent and volcanoclastic rocks of the Sobreiro Formation exhibit strong decrease trend in K/Rb vs. Rb plot (Fig. 13a), suggesting assimilation of continental crust materials with low K/Rb and high Rb. This path extends from an arc descending and appears to reflect a greater influence of assimilation of crust similar to that described by Taylor and McLennan (1995) for upper crust (UC). This compositional evolutive trend is similar or a composition close to the Antônio Vicente Massif (AV) of the Velho Guilherme Suite also interpreted as product of crustal anatexis (Teixeira et al., 2005). Our data also suggest that coherent and volcanoclastic rocks of the Santa Rosa Formation are similar to these admitted compositions, even though more scattered behavior.

The K/Ba vs. Ba diagram of the Sobreiro Formation suggests a trend that could be associated to a general fractionation trend towards higher Ba with slightly declining K/Ba, suggesting the fractional crystallization was an important factor during the evolution of these rocks (Fig. 13b). Moreover, assimilation may have modified fractionation trends toward various admitted upper and lower crustal components and A-type massif. The Santa Rosa Formation samples form a distinct trend upward from the higher Ba contents towards upper crust (UC; Taylor and McLennan, 1995), suggesting the participation of multiple crustal sources in its generation. In fact, the coherent facies of these units show also positive correlation in the Th/Yb

vs. SiO_2 plot, with conspicuous compositional gap (Fig. 13c), which suggests the operation of combined assimilation–fractional crystallization (AFC) in both suites, as showed in the previous diagrams.

Fig. 13. K/Rb vs. Rb (a), K/Ba vs. Ba (b) and Th/Yb vs. SiO_2 (c) for the coherent facies of the Sobreiro and Santa Rosa formations and associated granitic porphyries. The arrows in (a) indicate petrogenetic processes. (1a) Mantle-derived basalt (B) assimilates lower crust, forming steep downward trend, then (1b) evolves to basaltic-andesite (AB) by Assimilation–fractional crystallization (AFC) involving upper crust rocks. This rock may evolve through: (2) Bulk mixing curve involving mixing of crustal melts with basaltic-andesite illustrate increments of 10 wt. % bulk assimilation of Taylor and McLennan (1995) upper crust and (3) Pure fractional crystallization of basaltic-andesite produces magmas that plot almost parallel to the Rb axis (A = andesite; D = dacite; R = rhyodacite). LC = lower crust; UC = upper crust and AV = Antônio Vicente Massif. Symbols as in Fig. 6.

The scattering observed in some major and trace elements diagrams; the distinct REE patterns from some samples of the Santa Rosa Formation; and oxidation state differences observed in the petrogenesis of the late A-type massifs of the Velho Guilherme Suite (Dall'Agnol et al., 2005) encourage the interpretation of multiple crustal sources for the A-type magmatism of the São Félix do Xingu region. Indeed, Teixeira et al. (2005) stated that Th/Ta ratios point to an upper crust sources for the Velho Guilherme and Benedita massifs; a deeper crustal source for the Ubim/Sul Massif; a mixture of lower and upper crustal sources for the Mocambo Massif; and a combination of upper crustal source and sedimentary component for the Antônio Vicente Massif. These several crustal components can be the probable explanation for the presence of tin-mineralized and sterile massifs within the Velho Guilherme Suite, although closer geochemical signature registered in all granites.

9.2 Magma sources

Arndt and Goldstein (1987), based in the literature examples, systematically criticized the use and abuse of crust-formation ages concept to explain crustal growth. They stated that the mixture of material derived from the mantle with crustal components in several proportions homogenizes the Sm–Nd system, providing only an estimate of the average time that the source has been resident in the continental crust. Additionally, they concluded that only the rocks with coincident U–Pb zircon and Nd model ages, or other independent evidence of an orogenic event, reveal meaningful crust–mantle differentiation.

The Archean rocks of the São Félix do Xingu basement considered here to be plausible sources for the studied volcano–plutonism are the Arco Verde tonalite, Rio Maria granodiorite, and a metavolcanic mafic rock of the Tucumã Group (Avelar et al., 1999; Dall'Agnol et al., 1999b). Their crustal-residence age 2.98 – 3.16 Ga range suggests an important period of crust formation in the Amazonian craton at ~ 3.0 Ga (Teixeira et al., 2002). These latter authors concluded that the strongly negative ϵ_{Nd} values for the granitoid massifs of the Velho Guilherme Suite and three samples of the volcanic rocks, joined with ~ 3.0 Ga Nd model age, support the idea of dominantly Archean crustal sources for this magmatism. Although, the mantelic contribution was not ruled out either. The ϵ_{Nd} values for the basement rocks are strongly negative at 1.88 Ga and, on average, considerably lower than those now obtained for the Sobreiro and Santa Rosa formations (Table 6). Hence, our Nd model ages for these volcanic units are systematically variable and younger than those published. In spite of inexistent detailed geochemical and geochronological studies in the basement rocks near São Félix do Xingu area at

this moment, which could represent presumably sources for these units, there is not registry of Archean rocks newer than 2.85 Ga in the Tucumã region (Avelar et al., 1999), located eastward from São Félix do Xingu.

These results, accompanied of the geochemical constraints, suggest that the available crustal-residence ages of the basal Sobreiro Formation (2.49 – 3.0 Ga) could have been originated from a mixing of mantelic sources and additional crustal components, and should not date the crust–mantle differentiation neither support the interpretation from exclusively Archean continental crust anatexis for the formation of this suite. The upper A-type Santa Rosa Formation could have been originated from several Archean crustal sources (2.56 – 3.12 Ga) and possibly assimilation/contribution of newer component from mantelic sources. This might be consistent with the relatively younger 2.56 – 2.71 Ga Nd model ages range revealed by three samples.

9.3 Geodynamic environment and implications for the Amazonian craton evolution

The generation of the south portion of the Amazonian craton comprehended between the Serra do Cachimbo Graben and São Félix do Xingu (Fig. 1a) has been attributed to a succession of orogenic events ($\sim 2.0 - 1.87$ Ga), with an anorogenic magmatism termination (Tassinari and Macambira, 1999; Santos et al., 2000). To the southwest region occur the newest units of the Rondônia–Juruena (Santos et al., 2000) or Rio Negro–Solimões (Tassinari and Macambira, 1999) geochronological provinces (Fig. 1a). In the São Félix do Xingu region, the contact with the metamorphic volcano-sedimentary sequences and TTG suites of the South Pará Granite–Greenstone terrain and the Itacaiúnas Supergroup by transcurrent and reverse faults is defined (Macambira and Vale, 1997).

The units of this area are progressively newer from southwestern to the northeastern. This is revealed by the low-grade metamorphic volcano-sedimentary Jacareacanga Group (~ 2.1 Ga), the Cuiú-Cuiú (~ 2.01 Ga), Creporizão (1.98 – 1.97 Ga), Rio das Tropas (~ 1.9 Ga) and Parauari ($\sim 1.9 - 1.88$ Ga) magmatic arcs, pointing to a subduction zone in the Serra do Cachimbo Graben and a continental zone in the São Félix do Xingu region (Juliani et al., 2009). Extensive volcano–plutonic covers, generically grouped in the Uatumã Supergroup in the Amazonian craton, include calc-alkaline mafic and felsic rocks generated between $\sim 2.0 - 1.88$ Ga ages interval. The less evolved rocks usually are the basal suite and also have age variations from southwestern to northeastern areas, reaching the newest calc-alkaline Sobreiro Formation (ca. 1.88 Ga) in the São Félix do Xingu region. These volcano–plutonic rocks host Cu–Au mineralizations in the less evolved arcs in the Tapajós Gold Province and, in the north-northeastern direction, migrate to

Cu–Mo–Au, Cu–Pb–Zn and potentially Au deposits in the São Félix do Xingu area. This defines a metallogenetic zoning in the Amazonian craton, similar to that exemplified by modern continental magmatic arcs (Juliani et al., 2009). Such zoning could have been originated by an ocean–continent orogenesis generated by continuous approximately eastern–western oriented subduction zone. The occurrence of related newer calc-alkaline association in the São Félix do Xingu region may be explained by the change in the angle of subducted plate and arc migration, as described in the Trans-Mexican Volcanic Belt (Ferrari et al., 1999) and Andes Belt (Kay et al., 2005).

This unusual subduction geometry, identified in $\sim 10\%$ of the convergent margins, is denominated flat subduction (Sacks, 1983; Abbott et al., 1994; Gutscher et al., 2000). Several studies showed that the volcano-free segments in the Andes Belt and Honshu–Kyushu region of Japan occur when subducted and continental crusts are in contact, without presence of asthenospheric mantle. In this scenario, the subduction starts in normal dip angle ($\sim 30^\circ$), but occurs a deformation in the plate at some depth, probably due its buoyancy, and travel horizontally or at very low angle beneath continental lithosphere. Another episode of increase in the subducted plate angle causes detach from the continental crust and descend to the asthenosphere and a newer magmatic event is generated (Sacks, 1983). Gutscher et al. (2000) used this concept to develop a three stage evolutive model to explain the generation of narrow calc-alkaline and broad adakitic magmatism from the Chile, Ecuador, and Costa Rica regions related to the subduction of relatively old lithosphere (10 – 45 Ma) until complete cessation of the volcanism with the absence of the asthenosphere.

The Sevier–Laramide orogeny occurs around 1000 km to the west of the subduction point of the North American plate, forming the Rocky Mountain foreland (Dumitru et al., 1991). Bird (1988) suggested that shear traction of the shallowly subducting plate stripped away the mantle lithosphere beneath the North American crust and transmitted shear stress capable of causing the foreland uplifts. Livaccari and Perry (1993) stated that the flattening of the angle of subduction did not result in any significant tectonic thinning. Nd isotope data presented suggest the preservation of mantle lithosphere throughout the Sevier–Laramide orogeny. Instead of plate coupling, they propose that the deformation was caused by increased end loading at the subduction zone and see this stress being transferred eastward by a cold/strong section of continental lithosphere. Miller et al. (2000) confirmed this hypothesis with Nd and Sr isotope data of tertiary volcanism throughout the Mojave Desert and Eastern California. To the east of 116° W, the samples show low ϵ_{Nd} and high Sr_i values consistent with rocks sourced from the

mantle lithosphere. To the west of 116 ° W, the samples show high ϵNd and low Sri values, pointing to depleted (suboceanic) mantle. Samples that reside near 116 ° W show intermediate values for each system and suggests a gradational zone between the two end members.

Thus, the flat subduction is a consistent model for the São Félix do Xingu volcano–plutonism that explain the subduction-related chemical signature of the 1.88 Ga basal Sobreiro Formation with suggestive assimilation of Archean crust within the Amazônia Central Geochronological Province; as well the relation with the older calc-alkaline volcanic units of the adjacent provinces (Fig. 14). In this model, the formation of the ~ 1.87 Ga fissure-controlled A-type magmatism of the Santa Rosa Formation could be related to a Paleoproterozoic extensional episode represented by dike swarms, bimodal volcanism, and traphrogenic basins that extend until late Mesoproterozoic of the Amazonian Craton (Bettencourt et al., 1999; Brito Neves, 1999; Juliani and Fernandes, Submitted). Although this model needs to be structurally and seismically proved, it seems to be the most plausible for the stratigraphic position and geochemical compositions of the São Félix do Xingu volcano–plutonism.

Fig. 14. Sketch (not to scale) showing the influence of possible flattening in the angle of the subducted plate responsible for the generation of Jacareacanga Group; Cuiú-Cuiú, Creporizão, and Parauari magmatic arcs, as well the reflex of the 1.88 Ga calc-alkaline magmatism of the Sobreiro Formation within Archean block of the Amazonian craton.

10. Conclusions

The basal high-K calc-alkaline Sobreiro Formation evolved predominantly through fractional crystallization of the observed phenocryst assemblage and minor accessories phases (magnetite + augite + magnesiohastingsite and zircon + plagioclase in the final rhyodacitic and dacitic rocks) under oxidizing conditions following the assimilation of variable amount of Archean crustal source. The upper fissure-controlled A-type Santa Rosa Formation and associated granitic porphyry evolved predominantly through fractional crystallization of the exclusively through fractional crystallization of zircon + apatite + Fe-Ti oxides + feldspars with subordinate biotite, probably under intermediate oxidizing conditions. Crustal-residence ages (2.49 – 3.0 Ga) strongly suggest a mixing between mantelic liquids and Archean anatectic melts beneath São Félix do Xingu region for the generation of the Sobreiro Formation. A combination of several crustal sources and possible mantelic contribution is suggested for the Santa Rosa Formation and associated rocks.

The proposed geodynamic model of the flat subduction for the calc-alkaline suite and its relation with the ~ 2.0 – 1.87 Ga Uatumã Supergroup can be an alternative explanation for the metallogenetic and geochronological zoning identified in the Amazonian craton, and contributes to the elucidation of its evolutionary history and elaboration of prospective models. Even though the generation of calc-alkaline magmatism have been well registered in a non-orogenic context, the available dataset for these associations support the elaborated model and should be more detailed in future publications with the acquisition on new geologic, geochemical, and isotopic data from others areas of the Amazonian craton.

Acknowledgements

Funding for this research was provided by PRONEX/CNPq (Grant 103/98 Proc. 66.2103/1998-0), CAPES (Grant 0096/05-9), and CNPq (Grant CT-Mineral 555066/2006-1). We thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) for the research scholarship granted to Carlos M. D. Fernandes. In addition, the authors are grateful to Bruno Leonelo Payolla (Centrais Elétricas do Norte do Brasil SA) for the concession of remote sensing products; Prof. Farid Chemale Jr. (Universidade Federal de Sergipe) for the Sm–Nd analyses; Prof. Ian McReath (Universidade de São Paulo) for the text revision and suggestions; and Marcos Mansueto (Laboratório de Microsonda Eletrônica, Universidade de São Paulo) for help with electron microprobe analyses.

References

- Abbott, D., Drury, R. and Smith, W.H.F., 1994. Flat to steep transition in subduction style. *Geology*, 22(10): 937–940.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. and Fuck, R.A., 1981. Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth-Science Reviews*, 17(1-2): 1–29.
- Anderson, J.L. and Smith, D.R., 1995. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80: 549–559.
- Araújo, O.J.B., Maia, R.G.N., Jorge João, X.S. and Costa, J.B.S., 1988. A megaestruturação arqueana da folha Serra dos Carajás. In: Congresso Latinoamericano de Geologia, Belém, SBG, pp. 324–333 (in Portuguese).
- Arndt, N.T. and Goldstein, S.L., 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, 15(10): 893–895.
- Arribas Jr., A., Cunningham, C.G., Rytuba, J.J., Rye, R.O., Kelley, W.C., Podwysoki, M.H., McKee, E.H. and Tosdal, R.M., 1995. Geology, geochronology, and isotope geochemistry of the Rodalquilar gold-alunite deposit, Spain. *Economic Geology*, 90: 795–822.
- Avelar, V.G., Lafon, J.M., Correia Júnior, F.C. and Macambira, E.M.B., 1999. O Magmatismo arqueano da região de Tucumã-Província Mineral de Carajás: novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2): 454–460 (in Portuguese).
- Bettencourt, J.S., Tosdal, R.M., Leite Jr, W.B. and Payolla, B.L., 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondonia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil -- I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, 95(1-2): 41–67.
- Bird, P., 1988. Formation of the Rocky Mountains, Western United States: A Continuum Computer Model. *Science*, 239(4847): 1501–1507.
- Bizinella, G.A., Santiago, A.F. and Santos, A., 1980. Projeto Tapajós-Sucunduri: Relatório Final, DNPM/CPRM, Brasília (in Portuguese).
- Borg, L.E. and Clynne, M.A., 1998. The Petrogenesis of Felsic Calc-alkaline Magmas from the Southernmost Cascades, California: Origin by Partial Melting of Basaltic Lower Crust. *Journal of Petrology*, 39(6): 1197–1222.
- Brandon, A.D. and Lambert, R.S., 1994. Crustal Melting in the Cordilleran Interior: The Mid-Cretaceous White Creek Batholith in the Southern Canadian Cordillera. *Journal of Petrology*, 35(1): 239–269.

- Brito Neves, B.B., 1999. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. *Revista Brasileira de Geociências*, 29: 379–392 (in Portuguese).
- Clemens, J.D., 1999. Origins of High-K Granitic Magmas: constraints from experimental petrology. In: B. Barbarin (Editor), *The Origin of Granites and Related Rocks*, 4th Hutton Symposium Abstr. Documents du BRGM, pp. 49.
- Colucci, M.T., Dungan, M.A., Ferguson, K.M., Lipman, P.W. and Moorbath, S., 1991. Precaldera lavas of the southeast San Juan volcanic field: parent magmas and crustal interactions. *Journal of Geophysical Research*, 96: 13413–13434.
- Dall'Agnol, R., Bettencourt, J.S., Jorge João, X., Medeiros, H., Costi, H.T. and Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 382–403.
- Dall'Agnol, R., Costi, H.T., da S. Leite, A.A., de Magalhaes, M.S. and Teixeira, N.P., 1999a. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, 95(1-2): 9–39.
- Dall'Agnol, R., Lafon, J.M. and Macambira, M.J.B., 1994. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, 50(1-3): 113–138.
- Dall'Agnol, R., Ramo, O.T., de Magalhaes, M.S. and Macambira, M.J.B., 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, 46(3): 431–462.
- Dall'Agnol, R., Teixeira, N.P., Ramo, O.T., Moura, C.A.V., Macambira, M.J.B. and Oliveira, D.C., 2005. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. *Lithos*, 80(1-4): 101–129.
- Davidson, J.P., Dungan, M.A., Ferguson, K.M. and Colucci, M.T., 1987. Crust–magma interactions and the evolution of arc magmas: the San Pedro–Pellado volcanic complex, southern Chilean Andes. *Geology*, 15: 443–446.
- De La Roche, H., Leterrier, J., Grand Claude, P. and Marchal, M., 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1R2-diagram and major-element analyses – Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, 29(1-4): 183–210.
- Deer, W.A., Howie, R.A. and Zussman, J., 1966. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longmans, Green and Co., London, 528 pp.
- DePaolo, D.J., 1981a. A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research*, 86: 10470–10488.

- DePaolo, D.J., 1981b. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallization. *Earth and Planetary Science Letters*, 53(2): 189–202.
- DePaolo, D.J., 1988. Neodymium isotope geochemistry. An introduction. Springer, Berlin, 187 pp.
- Dumitru, T.A., Gans, P.B., Foster, D.A. and Miller, E.L., 1991. Refrigeration of the western Cordilleran lithosphere during Laramide shallow-angle subduction. *Geology*, 19(11): 1145–1148.
- Dupuy, C. and Dostal, J., 1984. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, 67: 61–69.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Moura, C.A.V. and Lagler, B., 2008. Paleoproterozoic bimodal volcanism of the São Félix do Xingu region, south Pará state, Amazonian Craton, Brazil. In: 33rd International Geological Congress, Oslo, IUGS, CD-ROM.
- Fernandes, C.M.D., Lamarão, C.N. and Teixeira, N.P., 2006. O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3): 565–576 (in Portuguese).
- Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Diaz, G. and Carrasco-Nunez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: From the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27(4): 303–306.
- Ferron, J.M.T.M., Bastos Neto, A.C., Lima, E.F., Costi, H.T., Moura, C.A.V., Prado, M., Pierosan, R. and Galarza, M.A., 2006. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(3): 501–519 (in Portuguese).
- Förster, H.J., Tischendorf, G. and Trumbull, R.B., 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y + Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, 40(2-4): 261–293.
- Gill, J.B., 1981. *Orogenic Andesites and Plate Tectonics*. Springer-Verlag, New York, 390 pp.
- Green, D.H. and Ringwood, A.E., 1967. The genesis of basaltic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 15(2): 103–190.
- Gutscher, M.-A., Maury, R., Eissen, J.-P. and Bourdon, E., 2000. Can slab melting be caused by flat subduction? *Geology*, 28(6): 535–538.
- Hawkesworth, C.J., Erlank, A.J., Marsh, J.S., Menzies, M.A. and Van Clasteren, P., 1983. Evolution of the continental lithosphere: evidence from volcanics and xenoliths in Southern

- Africa. In: C.J. Hawkesworth and M.J. Norry (Editors), *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Cheshire, U.K, pp. 111-138.
- Heming, R.F. and Rankin, P.C., 1979. Ce-anomalous lavas from Rabaul Caldera, Papua New Guinea. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(8): 1351-1355.
- Hole, M.J., Saunders, A.D., Marriner, G.F. and Tarney, J., 1984. Subduction of pelagic sediments: implications for the origin of Ce-anomalous basalts from the Mariana Islands. *Journal of the Geological Society of London*, 141(3): 453-472.
- Hollister, L.S., Grisson, G.C., Peters, E.K., Stowell, H.H. and Sisson, V.B., 1987. Confirmation of the empirical correlation of Al in hornblende with pressure of solidification of calc-alkaline plutons. *American Mineralogist*, 72: 231-239.
- Humphris, S.E., 1984. The mobility of the rare earth elements in the crust. In: P. Henderson (Editor), *Rare earth element geochemistry. Developments in Geochemistry*. Elsevier, Netherlands, pp. 317-342.
- Humphris, S.E. and Thompson, G., 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42(1): 127-136.
- Hurley, P.M., Almeida, F.F.M., Melcher, G.E., Cordani, U.G., Rand, J.R., Kawashita, K., Vandomos, P., Pinson Jr., W.H. and Fairbarn, H.W., 1967. Test of continental drift by means of radiometric ages. *Science*, 157(3788): 495–500.
- Irvine, T.N. and Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523–547.
- Juliani, C. and Fernandes, C.M.D., Submitted. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.
- Juliani, C., Fernandes, C.M.D., Monteiro, L.V.S., Misas, C.M.E. and Lagler, B., 2009. Possível zonamento metalogenético associado ao evento vulcano–plutônico de ~2,0 a 1,88 Ga na parte sul do Cráton Amazônico. In: *Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, Gramado, UFRGS, CD-ROM (in Portuguese).
- Juliani, C., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S. and Fernandes, C.M.D., 2008. Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism – Tapajós Gold Province, Amazonian craton. In: *33rd International Geological Congress*, Oslo, IUGS, CD-ROM.
- Juliani, C., Rye, R.O., Nunes, C.M.D., Snee, L.W., Correa Silva, R.H., Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S., Neumann, R. and Neto, A.A., 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation

- mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, 215(1-4): 95–125.
- Kay, S.M., Godoy, E. and Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2): 67-88.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R., Lafon, J.-M. and Lima, E.F., 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1-4): 189–223.
- Lamarão, C.N., Dall'Agnol, R. and Pimentel, M.M., 2005. Nd isotopic composition of Paleoproterozoic volcanic and granitoid rocks of Vila Riozinho: implications for the crustal evolution of the Tapajós gold province, Amazon craton. *Journal of South American Earth Sciences*, 18(3-4): 277–292.
- Le Maitre, R.W., 2002. A classification of igneous rocks and glossary of terms, London, 193 pp.
- Leake, B.E., Woolley, A.R., Arps, C.E.S., Birch, W.D., Gilbert, M.C., Grice, J.D., Hawthorne, F.C., Kato, A., Kisch, H.J., Krivovichev, V.G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J.A., Maresch, W.V., Nickel, E.H., Rock, N.M.S., Schumacher, J.C., Smith, D.C., Stephenson, N.C.N., Ungaretti, L., Whittaker, E.J.W. and Guo, Y., 1997. Nomenclature of amphiboles; Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names. *American Mineralogist*, 82(9-10): 1019-1037.
- Ludden, J.N. and Thompson, G., 1978. An evaluation of the behavior of the rare earth elements during the weathering of sea-floor basalt. *Earth and Planetary Science Letters*. *Earth and Planetary Science Letters*, 43: 85-92.
- Macambira, E.M.B. and Ferreira Filho, C.F., 2002. Fracionamento magmático dos corpos máficos-ultramáficos da Suíte Intrusiva Cateté. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez and L.T. Rosa-Costa (Editors), *Contribuições à geologia da Amazônia*. SBG-Núcleo Norte, Belém, pp. 318 (in Portuguese).
- Macambira, E.M.B. and Vale, A.G., 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará, CPRM, Brasília (in Portuguese).

- Macambira, M.J.B., 1992. Chronologie U/Pb, Rb/Sr, K/Ar et croissance de la croûte continentale dans L'Amazonie du sud-est; exemple de la région de Rio Maria, Province de Carajas, Brésil. Ph. D. Thesis, Université Montpellier II, Montpellier, 212 pp (in French).
- Mahoney, J.J., Saunders, A.D., Storey, M. and Randriamanantenasa, A., 2008. Geochemistry of the Volcan de l'Androy Basalt–Rhyolite Complex, Madagascar Cretaceous Igneous Province. *Journal of Petrology*, 49(6): 1069-1096.
- Maniar, P.D. and Piccoli, P.M., 1989. Tectonic Discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635–643.
- Menzies, M.A., Leeman, W.R. and Hawkesworth, C.J., 1983. Isotope geochemistry of Cenozoic volcanic rocks reveals mantle heterogeneity below western U.S.A. *Nature*, 303: 205-209.
- Miller, J.S., Glazner, A.F., Farmer, G.L., Suayah, I.B. and Keith, L.A., 2000. A Sr, Nd, and Pb isotopic study of mantle domains and crustal structure from Miocene volcanic rocks in the Mojave Desert, California. *Geological Society of America Bulletin*, 112(8): 1264-1279.
- Miyashiro, A., 1974. Volcanic rock series in Island Arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274: 321-355.
- Moghazi, A.M., 2003. Geochemistry and petrogenesis of a high-K calc-alkaline Dokhan Volcanic suite, South Safaga area, Egypt: the role of late Neoproterozoic crustal extension. *Precambrian Research*, 125: 161–178.
- Montalvão, R.M.G., Bezerra, P.E.L., Issler, R.S., Dall'Agnol, R., Lima, M.I.C., Fernandes, C.A.C. and Silva, C.G., 1975. Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21. In: B.D.N.D.P.M.P. RADAMBRASIL (Editor), *Geologia*, Rio de Janeiro (in Portuguese).
- Morimoto, N., 1989. Nomenclature of pyroxenes. *The Canadian Mineralogist*, 27(1): 143-156.
- Morrison, G.W., 1980. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association. *Lithos*, 13(1): 97-108.
- Nakamura, N., 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 38(5): 757-775.
- Othman, D.B.W., W.M. and Patchett, J., 1989. The geochemistry of marine sediments, island arc magma genesis, and crust-mantle recycling. *Earth and Planetary Science Letters*, 94(1/2): 1-21.
- Pagel, M. and Leterrier, J., 1980. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, 13: 1-10.

- Patchett, P.J. and Ruiz, J., 1987. Nd isotopic ages of crust formation and metamorphism in the Precambrian of eastern and southern Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 96: 523–528.
- Pearce, J.A., 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. In: R.S. Thorpe (Editor), *Andesites*. Willey, Chichester, pp. 525–548.
- Pearce, J.A., 1983. The role of subcontinental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: C.J.H.a.M.J. Norry (Editor), *Continental basalts and mantle xenoliths*, Shiva, pp. 230–249.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W. and Tindle, A.C., 1984. Trace Elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, 25: 956–983.
- Peccerillo, A. and Taylor, S.R., 1976. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 58: 63-81.
- Pessoa, M.R., Andrade, A.F.d., Nascimento, J.O.d., Santos, J.O.S., Oliveira, J.R.d., Lopes, R.d.C. and Prazeres, W.V., 1977. Projeto Jamanxim, DNPM/CPRM, Manaus (in Portuguese).
- Pinho, S.C.C., Fernandes, C.M.D., Teixeira, N.P., Paiva Jr., A.L., Cruz, V.L., Lamarão, C.N. and Moura, C.A.V., 2006. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4): 793–802 (in Portuguese).
- Piper, D.Z. and Graef, P.A., 1974. Gold and rare earth elements in sediments from the East Rise. *Marine Geology*, 17: 287-297.
- Richard, L.R., 1995. Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system.
- Roberts, M.P. and Clemens, J.D., 1993. Origin of high-potassium, talc-alkaline, I-type granitoids. *Geology*, 21(9): 825-828.
- Rollinson, H.R., 1993. Using Geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Longman Group UK Ltd, London, 344 pp.
- Sacks, I.S., 1983. The subduction of young lithosphere. *Journal of Geophysical Research*, 88(B4): 3355-3366.
- Santos, J.O.S., 1984. Classificação das rochas vulcânicas Uatumã. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, SBG, pp. 4535–4538 (in Portuguese).
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., McNaughton, N.J. and 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(4): 453–488.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology*, 9(1): 41-43.
- Schmidt, M.W., 1992. Amphibole composition in tonalites as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 110: 304-310.
- Tanaka, T., Togashi, S., Kamioka, H., Amakawa, H., Kagami, H., Hamamoto, T., Yuhara, M., Orihashi, Y., Yoneda, S., Shimizu, H., Kunimaru, T., Takahashi, K., Yanagi, T., Takanori, N., Fujimaki, H., Shinjo, R., Asahara, Y., Tanimizu, M. and Dragusanu, C., 2000. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium. *Chemical Geology*, 168: 279-281.
- Tassinari, C.C.G. and Macambira, M.J.B., 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, 22: 174–182.
- Taylor, S.R. and McLennan, S.M., 1995. The Geochemical Evolution of the Continental Crust. *Reviews of Geophysics*, 33(2): 241–265.
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Dall’Agnol, R., Moura, C.A.V., Fernandes, C.M.D. and Pinho, S.C.C., 2005. Geoquímica de granitos Paleoproterozóicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, 35(2): 217–226 (in Portuguese).
- Teixeira, N.P., Bettencourt, J.S., Moura, C.A.V., Dall’Agnol, R. and Macambira, E.M.B., 2002. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, 119(1-4): 257–275.
- Thompson, R.N., Morrison, M.A., Hendry, G.L. and Parry, S.J., 1984. An assessment of the relative roles of crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Philosophical Transactions of the Royal Society*, A-310: 549–560.
- Wang, Y.L., Liu, Y.G. and Schmitt, R.A., 1986. Rare earth elements geochemistry of South Atlantic deep se sediments: Ce anomaly change ~ 54 My. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 50: 1337-1355.

- Whalen, J.B., Currie, K.L. and Chappell, B.W., 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95(4): 407–419.
- Wilson, M., 1989. *Igneous Petrogenesis: A global tectonic approach*. Chapman & Hall, London, 466 pp.
- Wood, D.A., 1980. The application of a Th–Hf–Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters*, 50: 11–30.
- Yoder, H.S.J. and Tilley, C.E., 1962. Origin of Basalt Magmas: An Experimental Study of Natural and Synthetic Rock Systems. *Journal of Petrology*, 3(3): 345–382.

ANEXO C Trabalho apresentado no IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados

O SISTEMA VULCANO-PLUTÔNICO PALEOPROTEROZÓICO DA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS

Carlos Marcello Dias Fernandes^{1,2}, Caetano Juliani^{1,2}, Bruno Lagler¹, Candido Augusto V. Moura³

¹Instituto de Geociências, USP. Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária. CEP 05508-080. São Paulo, SP. E-mail: cmdf@usp.br; cjuliani@usp.br; bruno.lagler@usp.br

²Programa de Pós-graduação em Mineralogia e Petrologia

³Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) – UFPA. E-mail: candido@ufpa.br

Resumo – Geologia, observações petrográficas e análises geoquímicas em rocha total mostram a nítida separação entre duas seqüências vulcânicas paleoproterozóicas na região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. A suíte basal é intermediária e formada predominantemente por derrames de andesitos cuja evolução foi governada pelo fracionamento de clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio e magnetita. Os vulcanitos fissurais sobrepostos e rochas associadas são de composição riolítica, diferenciados pelo fracionamento de feldspatos. A primeira suíte tem assinatura geoquímica de granitóides de arco-vulcânico, caráter cálcio-alcalino de alto-K e metaluminosa. Já a associação posterior e seus associados são anorogênicos, têm afinidade geoquímica intraplaca, bem como são predominantemente peraluminosos e transicionais entre subalcalino e alcalino. A transição entre o fim de uma orogênese e início de *rift* intraplaca poderia explicar a evolução de tais unidades.

Palavras-Chave: Estratigrafia, vulcanismo fissural, geoquímica, Cráton Amazônico

Abstract – Geology, petrographic observations, and whole rock geochemical analyses shown a clear separation between two paleoproterozoic volcanic sequences in the São Felix de Xingu (PA) region, Carajás Mineral Province. The basal suite is intermediate and formed mainly of andesites flows, characterized by clinopyroxene, amphibole, plagioclase, and magnetite fractionation. The upper fissure-controlled volcanic sequence and related rocks show rhyolitic composition, and featured by feldspar fractionation process. The first has a geochemical signature of volcanic-arc granitoids, high-K calc-alkaline character and metaluminous type. Already the upper association and theirs related rocks are anorogenic, with intraplate geochemical affinity, also these are mainly per aluminous with transition between subalkaline-alkaline. The transition between end of orogenic process and primeval intraplate rift could explain the evolution of the cited units.

Keywords: Stratigraphy, fissure-controlled volcanism, geochemistry, Amazonian Craton

1 Introdução

Na região centro-sul do estado do Pará, em área circunvizinha ao município de São Félix do Xingu, ocorre amplo vulcanismo efusivo e explosivo paleoproterozóico não metamorfoisado e muito pouco deformado (Fig. 1), materializado por uma seqüência basal intermediária depositada em forma de derrames, bem como por outra fêlsica sobreposta fissural, com distribuição espacial semelhantes. As rochas dessas unidades são petrográfica- e quimicamente distintas e se encontram reunidas nas formações Sobreiro (FS) e Santa Rosa (FSR), respectivamente. A primeira ostenta fácies coerente predominantemente andesítica, com subordinados andesito basáltico, lati-andesito e riolito; bem como uma fácies vulcanoclástica de tufos de cinzas, vítreo e de cristais, além de lapilli-tufo e brecha polimítica maciça subordinados. Riolutos e riolitos subordinados constituem a fácies coerente da unidade superior; a fácies vulcanoclástica é formada por tufos de cristais, ignimbritos (tufos de cinzas), lapilli-tufo e brechas polimíticas maciças. Associados às duas unidades ocorrem ainda *stocks* e diques de pórfiros graníticos (PG) e leucogranitos equigranulares, com assinaturas geoquímicas semelhantes à dos vulcanitos fêlsicos. Datações Pb–Pb por evaporação em zircão apontam idade de ~1880 Ma para ambas as suítes, mas em campo pode-se observar que a FSR está posicionada sobre a FS (Fernandes & Juliani em preparação, Pinho *et al.* 2006). As duas unidades são truncadas por maciços graníticos estaníferos do tipo-A, que formam a Suíte Intrusiva Velho Guilherme e apresentam idade Pb–Pb em zircão por evaporação de ~1860 Ma (Pinho *et al.* 2006, Teixeira *et al.* 2002).

As seqüências vulcânicas em estudo fazem parte da Província Mineral de Carajás, situada no contexto do Cráton Amazônico, no domínio geocronológico da Província Amazônia Central (Tassinari & Macambira 1999) ou Carajás (Santos *et al.* 2000).

Esta associação é correlacionada ao evento vulcano-plutônico paleoproterozóico conhecido *sensu lato* como Uatumã (Pessoa *et al.* 1977), que resultou em um grande volume de granitóides de composições e naturezas diversas, bem como em extensos derrames e fluxos vulcanoclásticos félsicos e, subordinadamente, de composição intermediária (Dall'Agnol *et al.* 1999b, Juliani *et al.* 2005, Lamarão *et al.* 2002, Teixeira *et al.* 2002). Contudo, o desenvolvimento de estudos sistemáticos de mapeamento, estratigrafia, geoquímica e geocronologia têm revelado que este mega-evento foi formado em, pelo menos, dois períodos, necessitando ser reavaliado em praticamente todo o Cráton (Dall'Agnol *et al.* 1999a, Lamarão *et al.* 2002).

2 Petrografia

Os litotipos coerentes da FS são mesoscopicamente maciços, porfíricos ou afaníticos e mostram cor preto-esverdeado, cinza-escuro e púrpura-escuro. A maioria das rochas tem fenocristais (até 20 % modal) e microfenocristais de anfibólio, clinopiroxênio e, subordinadamente de plagioclásio, imersos em matriz criptocristalina ou microlítica formada por micrólitos de plagioclásio de granulação fina, comumente orientados por fluxo magmático. Vulcanitos afíricos, sobretudo os tipos mais evoluídos, exibem esferulitos dispersos na matriz do tipo “esférico”, “leque” e “nó de gravata”, formados provavelmente pelo intercrescimento de fibras de feldspato potássico e quartzo. Sericita, clorita, epídoto, carbonatos e minerais opacos são as fases secundárias. Localmente alguns litotipos mostram amígdalas esféricas à subesféricas preenchidas por clorita, quartzo, epídoto, carbonatos e opacos. Apatita, óxidos de Fe e Ti (até 3% modal) e, muito subordinadamente zircão, ocorrem como principais acessórios primários. Os termos vulcanoclásticos são pretos, cinza-escuros ou púrpura-escuros e exibem grande quantidade de fragmentos vítreos e líticos de composição intermediária, bem como fragmentos de cristais de clinopiroxênio, plagioclásio e, subordinadamente anfibólio, suportados por matriz vitrofirica. O conteúdo modal destes constituintes atinge até 75% em volume em algumas amostras. Minerais opacos, clorita, epídoto e carbonatos figuram como as principais fases de alteração.

Os riolitos e riodacitos da FSR são mesoscopicamente isotrópicos, porfíricos ou afaníticos e exibem cor variando desde púrpura-escuro, rosa-escuro até rosa-claro. Contém teores modais variáveis (até 30% vol.) de quartzo, plagioclásio e feldspato potássico, os quais ocorrem como fenocristais ou microfenocristais com milímetros a centímetros de comprimento, disperso numa matriz quartzo-feldspática poiquilítica a criptocristalina, localmente esferulítica. Minerais máficos ocorrem subordinadamente, sobretudo biotita e opacos, variando de 0,5 a 1% em volume. Zircão e óxidos de Fe e Ti são os principais acessórios primários. As rochas desse conjunto mostram características petrográficas muito semelhantes entre si, apontando para uma unidade relativamente homogênea quando comparada com os litotipos coerentes da FS. Tufos de cristais e lapilli-tufos desta unidade são texturalmente semelhantes aos da unidade basal, implicando na separação feita com base na natureza mais evoluída dos fragmentos líticos e de cristais, bem como pela distribuição no campo o posicionamento topográfico. Os ignimbritos (tufos de cinza) mostram cor rosa-claro à rosa-escuro, são comumente laminados e têm cristais e fragmentos de quartzo, feldspato potássico e, subordinadamente, plagioclásio, envoltos por finos leitos de cinzas, comumente apresentando “amarrotamento” e dobras convolutas, em virtude do fluxo. Ocorrem ainda brechas polimíticas maciças suportadas por matriz quartzo-feldspática rosa-claro a púrpura-escuro, com blocos de até 50 cm de comprimento de riolito, dacito e de pórfiros graníticos.

Os PG associados apresentam textura porfírica à glomeroporfírica isotrópica, formada por fenocristais bem desenvolvidos de plagioclásio, quartzo e feldspato potássico, envoltos por matriz afanítica de cor variando desde rosa-escuro, vermelho-escuro a preto. O conteúdo modal alcança até 40% em algumas amostras e algumas rochas possuem megacristais de plagioclásio e quartzo com até 3 cm de comprimento e matriz com textura tendendo microgranítica, sobretudo nos núcleos de diques e *stocks*. A biotita é a principal fase varietal, zircão, titanita e óxidos de Fe e Ti são os principais acessórios primários e fluorita ocorre associada à desestabilização da biotita ou dispersa na matriz.

3 Geoquímica

A classificação composicional dos vulcanitos coerentes é baseada nas análises geoquímicas em rocha total, em virtude da impossibilidade da realização de análise modal, face às características texturais dos mesmos. Tais dados quando lançados no diagrama multi-catiônico R1 x R2 (De la Roche *et al.* 1980) permitem separar dois grupos de rochas (Fig. 2). A FS, formada predominantemente por andesitos, com andesito basáltico, lati-andesito e riodacito subordinados; e a FSR, com riolito e riodacito, bem como pórfiros graníticos, ignimbritos e tufos de cristais associados. Ambos os grupos plotam no campo supersaturado em sílica. A associação andesítica tem caráter cálcio-alcálico típico e suíte félsica e rochas correlata são transicionais entre subalcalinas e alcalinas. No diagrama da Fig. 3, a FS revela tendência predominantemente cálcio-alcálica de alto-K.

Fig. 1 Mapa geológico preliminar da região de São Félix do Xingu (Fernandes & Juliani em preparação).

Nos diagramas de correlação de óxidos, utilizando-se a sílica como índice de diferenciação, os dois grupos revelam um nítido *gap* composicional entre os seus litotipos, representado por *trends* descontínuos dos elementos maiores. Embora haja dispersão de pontos em alguns diagramas, verifica-se que com o aumento progressivo deste índice há uma diminuição nos conteúdos de CaO , MgO , FeO^* e MnO nos litotipos intermediários da FS, o que pode ser explicado pelo fracionamento de clinopiroxênio, anfibólio $\pm$ magnetita. Já os vulcanitos da FSR e afins mostram uma correlação negativa com o CaO , MgO , Al_2O_3 , P_2O_5 , FeO^* e MnO , onde a evolução foi muito provavelmente governada pelo fracionamento de feldspatos $\pm$ magnetita $\pm$ biotita, com os dois últimos apresentando conteúdo modal muito reduzido. Nítida correlação positiva é observada com Na_2O , K_2O , P_2O_5 nos vulcanitos da FS, ao passo que na associação fêlsica e rochas associadas tendem a se agrupar, em virtude de seu caráter extremamente evoluído e silicoso. O Al_2O_3 mostra uma correlação positiva nas rochas da FS até aproximadamente 57 % de SiO_2 , quando exibe uma forte inflexão, iniciando então uma correlação negativa no *trend* evolutivo até o riodacito, explicada pela entrada de feldspatos na sequência de fracionamento.

Com relação ao Índice de Saturação em Alumina (ISA), as rochas das FS são exclusivamente metaluminosas com valores de A/CNK variando aproximadamente de 0,75 a 0,95 (Fig. 4). Por sua vez, os litotipos da FSR são predominantemente peraluminosos, com A/CNK variando aproximadamente de 1 a 1,3, muito embora a amostra de riodacito, que representa o termo menos evoluído deste grupo ($\text{CaO} > \text{de } 2\%$), incida no campo metaluminoso, com valores de A/CNK próximos de 0,9. Os pórfiros graníticos, ignimbritos e tufos de cristais também mostram caráter predominantemente peraluminoso, semelhante à dos vulcanitos coerentes da suíte fêlsica.

O diagrama da Fig. 5, proposto por Frost *et al.* (2001) para determinação do índice de alcalinidade, mostra o domínio definido para granitóides cálcio-alcálicos (série Tuolumne, oeste dos Estados Unidos), bem como para a intrusão alcalina de Bjerkreim-Sokndal (sudeste da Noruega), campos em cinza e azul, respectivamente. Quando plotados no mesmo, os vulcanitos da FS mostram um caráter predominantemente cálcio-alcálico, embora três amostras incidam no campo álcali-cálcico, tendência essa provavelmente originada pela remobilização de álcalis. Por sua vez, os litotipos da FSR e associados revelam-se predominantemente álcali-cálcicos, bem como sugerindo íntima relação com os granitóides da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, campo em verde (Dall'Agnol *et al.* 2005).

Fig. 2 Diagrama multi-catiônico R1 x R2 para os litotipos em estudo. A seta em cinza mostra a evolução de uma suíte cálcio-alcálica, segundo Pagel & Leterrier (1980).

Fig. 3 Diagrama SiO_2 x K_2O (Peccerillo & Taylor 1976) para a FS. São apresentados também os limites composicionais com base em SiO_2 de Le Maitre (2002). Símbolos conforme Fig. 2.

Quando lançadas no diagrama $\text{Rb} \times (\text{Y} + \text{Nb})$ de Pearce *et al.* (1984), as rochas da FS revelam afinidade geoquímica de granitos de arco vulcânico (VAG) e as da FSR predominantemente de granitos intraplaca (WPG), com os termos menos evoluídos deste último incidindo na divisa entre os dois campos. Os pórfiros graníticos, ignimbritos e tufos de cristais mostram um caráter transicional entre os dois campos. Este método de determinação de ambientes tectônicos não é por si só decisivo. Vários autores demonstraram que há correlações, bem como ambigüidades, entre assinatura geoquímica e ambiente tectônico. Este comportamento deve ser acompanhado por outros tipos de informações que possam auxiliar na caracterização da paleo-ambiência tectônica nas quais as rochas foram formadas.

Os vulcanitos da FSR exibem razões Rb/Sr (0,48 – 15,00) e teores de Y (30 – 70 ppm), Zr (250 – 550 ppm) e Rb (110 – 210 ppm) superiores aos da FS. Por sua vez, a FS possui razões Ba/Rb comparativamente mais elevadas (15 – 30). No diagrama Rb versus Sr são plotados vetores que indicam as modificações na composição do líquido residual em função do fracionamento das fases minerais indicadas (anfíbólio, biotita, plagioclásio, feldspato potássico e clinopiroxênio). Na FS, o aumento de Rb, com o Sr se mantendo praticamente constante, pode ser explicado pela influência simultânea de anfíbólio e clinopiroxênio na sequência de evolução dos vulcanitos, até aproximadamente 60 ppm de Rb, onde o *trend* evolutivo inicia uma diminuição no teor de Sr, sugerindo a entrada dos feldspatos na sequência evolutiva. Por outro lado, a FI mostra uma nítida correlação negativa entre os dois elementos, a partir dos representantes menos evoluídos com maiores conteúdos de Sr (250 ppm), o que sugere uma participação acentuada de feldspatos na evolução desta unidade. Os litotipos associados também mostram um comportamento semelhante, sobretudo os ignimbritos. Tais características acompanham as observações petrográficas e comportamento dos elementos maiores.

Em relação aos elementos terras raras (ETR), bem como de seus padrões de distribuição normalizados para o condrito C1 de Sun & McDonough (1989), os vulcanitos da FS exibem teor médio de ETR situado entre 78 e 183 ppm, enquanto os da FSR situam-se entre 257 e 1236 ppm, com os litotipos associados revelando conteúdos entre este intervalo. Em todas as rochas os elementos terras raras leves (ETRL) mostram-se enriquecidos em relação aos elementos terras raras pesados (ETRP), desenhando uma inclinação dos padrões para a direita. A FS possui maior inclinação nos ETRP, com razão média $(\text{La}/\text{Yb})_N$ situando-se entre 6,79 e 25,70, ao passo que na FSR, bem como nos correlatos, essa inclinação é menos pronunciada, com razão média $(\text{La}/\text{Yb})_N$ mostrando valores entre 9,25 e 15,65. Em relação ao Eu, os litotipos da FSR mostram anomalias negativas acentuadas, representadas por razões $0,07 < \text{Eu}/\text{Eu}^* < 0,84$. Tal fato demonstra a participação importante dos feldspatos, no caso da FSR, no fracionamento de Eu, o qual se comportou como compatível durante a fusão/diferenciação que originou os vulcanitos em estudo, visto que esses minerais têm maior afinidade pelo Eu^{2+} se comparado aos outros ETR trivalentes. As rochas da FS, por outro lado, não apresentam anomalias de Eu significativas, justificado por razões Eu/Eu^* situando-se entre 0,95 e 1,11.

Fig. 4 Diagrama A/CNK x A/NK de Maniar & Piccoli (1989) para as rochas em estudo. Símbolos conforme Fig. 2.

Fig. 5 Diagrama SiO_2 x MASI (índice de alcalinidade modificado) para os litotipos em estudo. Símbolos conforme Fig. 2.

Nos diagramas de multi-elementos normalizados para o EMORB de Sun & McDonough (1989) a FS exibe importantes anomalias negativas em Nb e Ti e anomalias positivas de Ba, Sr e Pb, vinculadas à presença expressiva de plagioclásio, um dos constituintes fundamentais dessas rochas. Por outro lado, os litotipos da FSR apresentam fortes anomalias negativas de Ba, Nb, Sr, P e Ti. Tais anomalias na seqüência félsica, bem como nas rochas associadas, são atribuídas ao fracionamento de feldspatos, provocando o empobrecimento de Ba e Sr; bem como ao de óxidos de Fe-Ti, contribuindo para a diminuição de Ti. A anomalia negativa de P é vinculada ao fracionamento de apatita.

4 Conclusões

Com base nos dados petrográficos, geoquímicos e de campo, conclui-se que a associação vulcano-plutônica que ocorre na região de São Félix do Xingu é bimodal, formada por uma suíte andesítica cálcio-alcálica de alto-K e governada pelo fracionamento de anfibólio, clinopiroxênio e plagioclásio; bem como por uma associação riolítica transicional entre subalcalina e alcalina formada pela cristalização fracionada de feldspatos e biotita. Pórfiros graníticos, ignimbritos e tufos de cristais félsicos vinculados a esta última mostram história evolutiva semelhante. Tais unidades vulcânicas são oriundas de fontes independentes, porém com idades de formação muito próximas de 1880 Ma. Um modelo direto e plausível que explicaria a evolução da área é uma transição entre o final de uma orogênese continental, responsável pela geração do vulcanismo intermediário da Formação Sobreiro e início de um *rift* intra-placa responsável pela ascensão dos vulcanitos da Formação Santa Rosa e litotipos associados. O quadro evolutivo completou-se em ~1860 Ma com a colocação dos maciços graníticos anorogênicos da Suíte Intrusiva Velho Guilherme. Este modelo tem sido defendido por outros autores na Província Aurífera do Tapajós, onde foram identificados dois períodos de atividade magmática distintos (Lamarão *et al.* 2002), separados no espaço e no tempo, antes genericamente aglutinados como evento Uatumã. Contudo, as fissuras (fluxo ígneo) orientadas predominantemente NE-SW na região de São Félix do Xingu, predominantemente na seqüência félsica, padrão muito semelhante aqueles da Suíte Intrusiva Velho Guilherme (Fig. 1); a ocorrência de magmatismo de assinaturas contrastantes no mesmo espaço e tempo; a abundância de rochas vulcanoclásticas e dados isotópicos sugerindo fontes predominantemente crustais para todo o conjunto (Teixeira *et al.* 2002); a ausência até o momento de depósitos de ouro mesotermiais semelhantes aqueles descritos na região da Província Aurífera do Tapajós, também poderiam se vinculados ao evento distensivo de 1,88 Ga registrado em praticamente todo Cráton Amazônico, o qual se estendeu até o Mesoproterozóico. Dados isotópicos de Sr, Pb e Nd são necessários para uma conclusão definitiva com relação ao paleoambiente tectônico.

Agradecimentos

Os autores deste trabalho agradecem aos seguintes projetos pelo apoio financeiro nas etapas de campo e realização de análises litoquímicas e geocronológicas: 1) *AVALIAÇÃO DO POTENCIAL METALOGENÉTICO DE OURO E COBRE DO VULCANO-PLUTONISMO DO GRUPO UATUMÃ NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU / IRIRI (PA)* (CT-Mineral 555066/2006-1); 2) *PETROGRAFIA, ESTRATIGRAFIA E METALOGÊNESE DAS SEQÜÊNCIAS VULCÂNICAS PALEOPROTEROZÓICAS NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU*

(PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS) E DO TAPAJÓS (PA) (PROCAD/CAPES 0096/05-9) e 3) PRONEX (Magmatismo, Evolução Crustal e Metalogênese da Província Mineral de Carajás e Províncias Adjacentes - Projeto 103/98) do CG/UFGA. Já concluído.

Referências

- DALL'AGNOL R., COSTI H.T., DA S. LEITE A.A., DE MAGALHAES M.S., TEIXEIRA N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, v. 95, p 9-39, 1999a.
- DALL'AGNOL R., SILVA C.M.G.D., SCHELLER T. 1999b. Fayalitedebergite rhyolites of Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Cráton: implications for the Uatuma Volcanism. *In*: SBG, Simp. Vulc. Amb. Assoc., 1, *Boletim de Resumos*, p. 31.
- DALL'AGNOL R., TEIXEIRA N.P., RAMO O.T., MOURA C.A.V., MACAMBIRA M.J.B., DE OLIVEIRA D.C. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajas metallogenic province, Brazil. *Lithos*, v. 80, p 101-129, 2005.
- DE LA ROCHE H., LETERRIER J., GRANDCLAUDE P., MARCHAL M. A classification of volcanic and plutonic rocks next term using R1R2-diagram and major-element analyses — Its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology* v. 29, p 183-210, 1980.
- FERNANDES C.M.D. & JULIANI C. Ancient volcanic field of the São Félix do Xingu region, SSE of Pará state, Carajás Mineral Province, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. p em preparação.
- FROST B.R., BARNES C.G., COLLINS W.J., ARCULUS R.J., ELLIS D.J., FROST C.D. A Geochemical Classification for Granitic Rocks. *J. Petrology*, v. 42, p 2033-2048, 2001.
- JULIANI C., RYE R.O., NUNES C.M.D., SNEE L.W., CORREA SILVA R.H., MONTEIRO L.V.S., BETTENCOURT J.S., NEUMANN R., NETO A.A. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, v. 215, p 95-125, 2005.
- LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R., LAFON J.-M., LIMA E.F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, v. 119, p 189-223, 2002.
- LE MAITRE R.W. 2002. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*, London, 193 pp.
- MANIAR P.D. & PICCOLI P.M. Tectonic Discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 101, p 635-643, 1989.
- PAGEL M. & LETERRIER J. The subalkaline potassic magmatism of the Ballons massif (Southern Vosges, France): shoshonitic affinity. *Lithos*, v. 13, p 1-10, 1980.
- PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.C. Trace Elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, v. 25, p 956-983, 1984.
- PECCERILLO A. & TAYLOR S.R. Geochemistry of Eocene Calc-Alkaline Volcanic Rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 58, p 63-81, 1976.
- 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. Projeto Jamanxim. DNPM/CPRM, 8, Manaus, p., 1977.
- PINHO S.C.C., FERNANDES C.M.D., TEIXEIRA N.P., PAIVA JR. A.L., CRUZ V.L., LAMARÃO C.N., MOURA C.A.V. O magmatismo paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu, Província Estanífera do Sul do Pará: Petrografia e Geocronologia. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 36, p 793-802, 2006.
- SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. 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*, v. 3, p 453-488, 2000.
- SUN S.S. & MCDONOUGH W.F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *In*: A.D. Saunders & M.J. Norry (Editors), *Magmatism in the Ocean Basins*. Geological Society of London, pp. 313-345.
- TASSINARI C.C.G. & MACAMBIRA M.J.B. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, v. 22, p 174-182, 1999.
- TEIXEIRA N.P., BETTENCOURT J.S., MOURA C.A.V., DALL'AGNOL R., MACAMBIRA E.M.B. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajas Province, SSE Para, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, v. 119, p 257-275, 2002.

ANEXO D Trabalho apresentado no 33rd International Geological Congress

Epithermal and porphyry-related Au and base-metal mineralizations in the Paleoproterozoic Uatumã magmatism – Tapajós Gold Province, Amazonian craton

Juliani, Caetano¹; Monteiro, Lena Virgínia Soares²; Bettencourt, Jorge Silva¹; Fernandes, Carlos Marcello Dias¹

1Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo, Brazil;

2Instituto de Geociências - UNICAMP, Brazil

The Uatumã magmatic event (~2.0-1.75 Ga) comprises high-K calc-alkaline and alkaline volcanic sequences and granitoids. These rocks are distributed for >1,000,000 km² in the Tapajós-Parima (Paleoproterozoic) and Central Amazon (Archean, reworked in Paleoproterozoic) provinces. The Tapajós Gold Province (TGP), located at the boundary of these provinces, was formed by a 2.10 to 1.87 Ga ocean-continent orogeny. The basement of the Uatumã volcanic rocks (Iririr Group; 1.88 Ga) in TGP is constituted by the volcanosedimentary Jacareacanga Group (~2.1 Ga), the magmatic arc-related Cuiú-Cuiú (~2.01 Ga), Creporizão (1.97–1.95 Ga), Rio das Tropas (1.90 Ga), Parauari (1.88 Ga) granitoids, and Atype Maloquinha granites (1.87 Ga). These units are covered by Paleoproterozoic fluvial and marine units and the alkaline Santa Rosa volcanic complex, generated in large fissures recently recognized near TGP (Xingu region). The Iriri Group is represented, from bottom to top, by calc-alkaline andesites, rhyolites and volcanoclastic rocks. Ash-flow caldera complexes (up to 50 km long) formed during the emplacement of the late- to post-tectonic calc-alkaline Parauari granites. Andesitic, rhyolitic and ignimbritic flows constitute the pre-caldera phase; ash-tuff eruptions the syn-caldera units, and rhyolite and ignimbrites the post-caldera event, which encompasses ring composite volcanoes with hydrothermal breccias pipes and resurgent domes. Tuffs, epiclastic sandstone and lacustrine sediments form the intra-caldera deposits. High-sulfidation (HS) Au and low-sulfidation (LS) Cu–Mo(–Au) mineralizations are associated with rhyolitic and rhyodacitic granophyry and porphyry stocks and dikes of the ring volcanoes. The HS Au mineralization occurs in hydrothermal breccias pipes affected by advanced argillic alteration, with alunite (1.867 ± 0.002 Ga, 40Ar/39Ar), natroalunite, pyrophyllite, andalusite, diaspore, rutile, kaolinite–dickite, woodhouseite–svanbergite, pyrite, chalcopyrite, bornite, covellite and enargite–luzonite. Advanced argillic without alunite, argillic and propylitic haloes sequentially envelope this zone, covered by a hematite-rich silica cap. Sericitization affected deeper parts of the hydrothermal system, close to the felsic subvolcanic intrusions. The geological setting of the LS mineralization is similar to that of the HS. Uatumã intrusive granites and porphyries host mesozonal and epizonal reduced Au–(Cu) mineralizations, with early K-metasomatism followed by propylitization, sericitization and minor argillization. The overall geological data indicates a high potential for the occurrence of well-preserved Paleoproterozoic HS and LS deposits in the Iriri Group, Cu–Mo–Au porphyry in shallow Parauari granites, and Intrusion-Related Gold Systems in later alkaline volcanic rocks and associated granites. TGP “garimpos” produced > 600 tons of gold, and the new data favor the discovery of large volumes of primary gold not only in TGP, but in the whole Uatumã unit.

ANEXO E Trabalho apresentado no 33rd *International Geological Congress*

Paleoproterozoic bimodal volcanism of the São Félix do Xingu region, south Pará state, Amazonian Craton, Brazil

Carlos Marcello D. Fernandes¹; Caetano Juliani¹, Candido A.V. Moura²; Bruno Lagler¹

1Instituto de Geociências – USP, Brazil

2Instituto de Geociências – UFPa, Brazil

The Paleoproterozoic Uatumã volcano-plutonic event is represented by broad effusive and explosive bimodal volcanism in the center-south region of the Pará state, near São Félix do Xingu city and the Carajás Mineral Province. The Uatumã volcanic rocks are unmetamorphosed and comprise the basal Sobreiro and the upper Santa Rosa formations. The Sobreiro Fm. is composed of massive andesitic to rhyodacitic flows and volcanoclastic facies, which were covered by ash-tuffs, lapilli-tuffs, and massive polymictic breccias with minor mafic crystals tuffs. These volcanic rocks have clinopyroxene, amphibole, and plagioclase phenocrysts in a microgranular pilotaxitic or trachytic groundmass with apatite and Fe-Ti oxide accessories. Their geochemical signature is similar to those of volcanic-arc related granitoids, with high-K calc-alkaline and metaluminous affinity. This could indicate generation of this unit in large (> 30 km diameter) ash-flow calderas in volcanic-arc setting. Alternatively, the high-K calc-alkaline magmas could have been related to anorogenic extensional environment, originated by anatexis of crustal metaluminous metamorphic protoliths. The upper Santa Rosa Fm. encompasses massive rhyolite and rhyodacite composed of coherent facies rocks with quartz, potassic feldspar and plagioclase phenocrysts in groundmass formed by intergrowth of quartz and potassic feldspar, locally spherulitic. Biotite is a varietal phase and zircon, apatite and Fe-Ti oxides accessories. Ignimbrites (ash-flow tuffs), lapilli-tuffs, and felsic crystals tuffs constitute volcanoclastic facies. The deposition of this formation was controlled by large NE-SW fissures. Stocks and dikes of granitic porphyries with mineralogical and geochemical characteristics identical to the rhyolites occur associated. These upper volcanic rocks and associated porphyries and granites exhibit intraplate geochemical affinity, peraluminous signature and transitional subalkaline to alkaline characteristics. Collectively, geochemical and geochronological data point to generation of the upper volcano-plutonic rocks in the final stage of Tapajós-Parima orogenic event related to intraplate rifts. Large zones of potassic, propylitic, and sericitic hydrothermal alteration, similar to those described associated to Paleoproterozoic high- and low-sulfidation gold and Cu-porphyry deposits in Tapajós Gold Province, were identified in these sequences. Pb-Pb zircon ages of volcanic and porphyries range between of ~1888 and 1879 Ma indicating a short transition from the calc-alkaline to the alkaline magmatism. Later tin-bearing A-type granitic massifs (~1860 Ma) of the Velho Guilherme Intrusive Suite intrude all volcanic units.

ANEXO F Trabalho apresentado no 16º Simpósio Internacional de Iniciação Científica da USP

Evidência de *Ash-flow Caldera* paleoproterozóica na região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico

**Bruno Lagler¹, Caetano Juliani¹, Carlos Marcello Dias Fernandes¹,
Carlos Mario Echeverri Misas¹**

¹*Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências,
Universidade de São Paulo*

1. Objetivos

No município de São Félix do Xingu, região centro-sul do Estado do Pará, ocorre um amplo vulcanismo paleoproterozóico bimodal, com derrames e magmatismo fissural. Este trabalho visa caracterizar geológica e petrograficamente estes vulcanitos e litotipos associados, com ênfase na distribuição espacial e características texturais e mineralógicas. Na região ocorrem duas seqüências vulcânicas, a primeira delas, denominada Formação Sobreiro, é formada predominantemente por andesitos, com andesito-basalto e dacito subordinados e tufos de cinza, vítreo e de cristais, além de lápilli-tufo e brecha polimítica maciça em menor volume. Riolito e, menos freqüentemente, riodacito constituem a fácies coerente da unidade superior, aqui denominada Formação Santa Rosa. A fácies vulcanoclástica é formada por tufos de cristais, ignimbritos (tufos de cinzas), lápilli-tufo e brechas polimíticas maciças. Associados a esta última ocorrem ainda *stocks* e diques de pórfiros graníticos e leucogranitos equigranulares petrograficamente semelhantes [1]. Relações de campo mostram que a Formação Santa Rosa posiciona-se estratigraficamente sobre a Formação Sobreiro.

2. Materiais e Métodos

O mapeamento geológico incluiu o levantamento da base cartográfica da área, descrição e georeferenciamento de afloramentos, medida das atitudes de estruturas ígneas e tectônicas, bem como coleta sistemática de amostras para os estudos por microscopia ótica convencional.

3. Resultados e discussão

A distribuição espacial e o controle topográfico das unidades vulcânicas e

vulcanoclásticas sugerem um cenário de formação em complexos de *ash-flow calderas* de aproximadamente 30 km de diâmetro, com caldeiras individuais de até 5 km de diâmetro. Tais características são muito semelhantes aquelas que formam o aninhamento de caldeiras definidas na Província Aurífera do Tapajós [2].

4. Conclusões

Quando analisadas em conjunto, os vulcanitos podem indicar o desenvolvimento de uma *ash-flow caldera* com os estágios de formação a seguir: a) **Estágio pré-caldeira**, iniciado pela formação de estratovulcões de composição máfica-intermediária, representado pelos vulcanitos coerentes da Formação Sobreiro; b) **Estágio sin-caldeira**, principal responsável pelo abatimento desses estratovulcões e formação dos principais litotipos que irão preenchê-la, representado pelos lápilli-tufos, ignimbritos e brechas que ocorrem associados às seqüências, sobretudo nos baixos topográficos e sopés de serras; c) **Estágio pós-caldeira**, formação de domos de riolitos, pórfiros graníticos e pequenos *stocks* graníticos intimamente associados. Este complexo normalmente revela ainda um aninhamento de caldeiras de menor diâmetro (~ 5 km) associadas.

5. Referências Bibliográficas

- [1] LAGLER, B., JULIANI, C., FERNANDES, C.M.D. *Geologia e petrografia do vulcanismo da região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: indícios de ash-flow caldera paleoproterozóica*. in *Simpósio de Vulcanismo de Ambientes associados*. 2008. Foz do Iguaçu.
- [2] JULIANI, C., et al., *Chemical Geology*, **215**, 95-125, (2005).

ANEXO G Trabalho apresentado no II Simpósio Brasileiro de Metalogenia

POSSÍVEL ZONAMENTO METALOGÉTICO ASSOCIADO AO EVENTO VULCANO-PLUTÔNICO DE ~2,0 A 1,88 GA NA PARTE SUL DO CRÁTON AMAZÔNICO

Caetano Juliani¹, Carlos Marcello Dias Fernandes¹, Lena Virgínia Soares Monteiro², Carlo Mário Echeverri Misa¹, Bruno Lagler¹

¹ Instituto de Geociências, USP. Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária. CEP 05508-080. São Paulo, SP.

² Instituto de Geociências, UNICAMP, Rua João Pandiá Calógeras, 51, Campinas, SP
E-mail: cjuliani@usp.br; cmdf@usp.br; lena@ige.unicamp.br

A porção sul do Cráton Amazônico gerada no final do Paleoproterozóico (~2,0–1,87 Ga), entre o Gráben do Cachimbo e São Félix do Xingu, é considerada como formada por sucessivas orogenias, que culminaram com a intrusão de granitos anorogênicos da Suíte Maloquinha. Para sudoeste do Gráben do Cachimbo ocorrem unidades mais jovens (1,76–1,47 Ga) da Província Rondônia–Juruena (ou Rio Negro–Juruena) e na região de São Félix do Xingu, no limite nordeste, essa faixa está em contato por zonas de falhas transcorrentes e inversas com metagranitóides, seqüências metavulcanossedimentares, gnaisses e migmatitos arqueanos. A faixa em questão se insere nas províncias Tapajós–Parima (ou Ventuari–Tapajós) e Amazônia Central e suas unidades mais antigas localizam-se na sua porção sudoeste e as idades tornam-se gradativamente mais jovens na direção nordeste. Essas incluem a seqüência vulcano–sedimentar Jacareacanga (~2.1 Ga) e os arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (~2,01 Ga), Creporizão (1,98–1,97 Ga), Rio das Tropas (~1,90 Ga) e Parauari (~1,90–1,88 Ga), cuja articulação sugere uma zona de subducção na região do Gráben do Cachimbo e uma zona continental em São Félix do Xingu. Uma extensa cobertura de rochas vulcânicas e vulcanoclásticas que recobre mais 1.100.000.000 km² do Cráton Amazônico é genericamente referida como evento Uatumã (Fig. 1). Entretanto, essa unidade, ainda que pobremente entendida, inclui rochas cálcio-alcalinas basálticas, andesíticas, riódacíticas, dacíticas a riolíticas com idades variando de ~1,99 a ~1,88 Ga, representada pelas formações Vila Riozinho, Bom Jardim, Iriri, Salustiano, Aruri e Sobreiro, bem como por granitos e pórfiros de composição variada, geralmente de alto potássio. As rochas menos evoluídas, de modo geral, são basais e há uma redução das idades dos andesitos de sudoeste para nordeste, chegando a cerca de 1,88 Ga em São Félix do Xingu. Nessa

Figura 1: Áreas de ocorrência, em amarelo, das rochas vulcânicas e granitóides associado aos eventos magmáticos de ~2,0 a 1,88 Ga.

unidade estão presentes grandes complexos de caldeiras agrupadas e mineralizações epitermais *high-* e *low-sulfidation*, bem como mineralizações do tipo pórfiro (granitos Batalha e Palito), cuja distribuição sugere um zonamento metalogenético semelhante ao encontrado em arcos magmáticos continentais modernos. Nesse contexto, as mineralizações de Cu–Au estão associadas aos arcos menos evoluídos no Tapajós, passando, no sentido norte–nordeste, para mineralizações de Cu–Mo–Au, Cu–Pb–Zn e depois para Au predominantes (Fig. 2) em São Félix do Xingu. Essas unidades são capeadas por metassedimentos fluviais, lacustres e litorâneos, onde registros de evaporitos estão presentes. Por sua vez, a unidade vulcânica é coberta e invadida por extenso vulcanismo fêlsico anorogênico, com predominância de ignimbritos (e.g. formações Moraes Almeida e Santa Rosa) gerados em

extensas caldeiras que, principalmente na região de São Félix do Xingu e do Iriri, constitui complexos de domos,

diques compostos com quilômetros de largura e depósitos canalizados de ignimbritos e *fountain vents*. Associam-se a essas rochas *stocks* e diques de pórfiros com a mesma afinidade geoquímica com mineralizações associadas de Sn–W e zonas de alterações hidrotermais sugestivas de mineralizações epitermais *low-sulfidation* e do tipo *Intrusion Related Gold Systems*. Por fim, essas unidades são cobertas por sedimentos siliciclásticos paleo- e mesoproterozóicos, esses últimos quase que totalmente não deformados.

Assim, considerando-se as mineralizações epitermais e do tipo pórfiro conhecidas, sugere-se que a zona de subducção geradora das rochas ígneas entre 2,0 e 1,88 Ga tem uma orientação tendendo a leste–oeste e que a formação das rochas andesíticas mais jovens em São Felix do Xingu podem ser consequência de mudanças no ângulo da placa em subducção, da mesma forma como ocorre na cadeia Andina e no cinturão Trans-Mexicano, o que teria favorecido a formação de mineralizações do tipo pórfiro nesses eventos magmáticos no Cráton Amazônico. Nesse contexto, o ambiente de arco no Tapajós pode variar para retro-arco e continental em direção a São Félix do Xingu, o que poderia resultar no zonamento metalogenético apresentado na Fig. 2.

Figura 2: Possível zonamento metalogenético para os eventos magmáticos ocorridos entre ~2,0 a 1,88 Ga, que poderiam estar associados a orogêneses oceano–continente geradas por uma subducção contínua orientada aproximadamente leste–oeste, com variações no ângulo da subducção resultando em deslocamentos aproximadamente sul–norte do arco magmático, que teriam gerado rochas vulcânicas de composições semelhantes com idades distintas.

Agradecimentos: Projetos CNPq/CT Mineral 505851/2004-0 e 555066/2006-1; PROCAD/CAPES 0096/05-9; INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA 573733/2008-2).

ANEXO H Trabalho apresentado no II Simpósio Brasileiro de Metalogenia

ALTERAÇÕES HIDROTERMAIS NOS VULCANITOS DO GRUPO UATUMÃ NA REGIÃO DE SÃO FÉLIX DO XINGU (PA), PROVÍNCIA MINERAL DE CARAJÁS: INDÍCIOS DE DEPÓSITOS EPITERMAIS

Bruno Lagler¹, Caetano Juliani¹, Carlos Marcello Dias Fernandes¹, Carlos Mario Echeverri Misas¹

¹Departamento de Mineralogia e Geotectônica, Instituto de Geociências, USP. Rua do Lago, 562 – Cidade Universitária. CEP 05508-080. São Paulo, SP. E-mail: bruno.lagler@usp.br; cjuliani@usp.br; cmdf@usp.br; carlosma99@yahoo.com

O evento Uatumã no Cráton Amazônico (Pessoa *et al.* 1977) é representado principalmente por rochas vulcânicas e vulcanoclásticas félsicas e granitóides paleoproterozóicos. As rochas vulcânicas desse evento recobriram mais de 1.100.000 km² do cráton, constituindo um dos mais importantes eventos magmáticos paleoproterozóicos do mundo (Juliani *et al.* 2008).

Na região de São Félix do Xingu, centro-sul do estado do Pará, o grupo Uatumã é representado pela: 1) Formação Sobreiro, constituída por derrames de andesito, andesito basáltico, dacito e traquito de caráter metaluminoso, natureza cálcio-alcálica e afinidade geoquímica com formação em arco vulcânico; 2) Formação Santa Rosa, composta por rochas vulcanoclásticas félsicas e diques e derrames de riolitos e álcali-riolitos subordinados, de caráter anorogênico e assinatura geoquímica intraplaca transicional entre subalcalino e alcalino peraluminoso (Macambira & Vale 1997, Fernandes *et al.* 2006, Fernandes *et al.* 2008, Lagler 2008).

Estudos petrográficos de detalhe em rochas da região de Santa Rosa (Fernandes *et al.*, 2006), de oeste/nordeste de São Félix do Xingu e da Vila Tancredo (Lagler *et al.* 2008), indicam que as rochas intermediárias da Fm. Sobreiro comumente apresentam texturas porfíricas e glomeroporfíricas, com estrutura de fluxo magmático preservada na maioria dos casos. A associação dos fenocristais nestas rochas é indicativa de litotipos menos evoluídos, sendo representado por plagioclásio-clinopiroxênio-anfibólio andesito basalto fírico, e tipos mais evoluídos, representados por feldspato potássico-plagioclásio dacito fírico, segundo a nomenclatura proposta por McPhie (1993). Tal variação mineralógica é indicativa de diferenciação magmática governada por cristalização fracionada.

As rochas da Formação Santa Rosa apresentam composições predominantemente riolíticas, de texturas porfíricas a glomeroporfíricas onde a assembléia de fenocristais também fornece informações sobre litotipos menos evoluídos, geralmente com plagioclásio em presença modal semelhante a quartzo e feldspato potássico. Litotipos mais evoluídos apresentam elevado conteúdo modal de quartzo e feldspato potássico e subordinado plagioclásio. A semelhança mineralógica e textural entre os riolitos e os pórfiros graníticos intrusivos na sequência vulcânica, bem como relações de campo, sugerem que ambos litotipos foram gerados em um mesmo evento magmático. Associados aos riolitos também ocorrem tufo de cristais, cineritos, lapili tufo, brechas e aglomerados vulcânicos formados principalmente em fluxos de ignimbrito, possivelmente vinculados com o desenvolvimento de caldeiras vulcânicas.

Nesse estudo foram identificados diversos centros de alteração hidrotermal, alguns muito extensos, que podem estar associados a mineralizações epitermais *low-* e *high-sulfidation* de metais preciosos e de base, a exemplo das ocorrências descritas na Província Aurífera do Tapajós, a qual se encontra intimamente associada ao desenvolvimento de um conjunto de *ash-flow calderas* (c.f. Lipman 1984, Juliani *et al.* 2005).

Nas rochas da Formação Sobreiro nota-se a presença constante de propilitização e epidotização, onde a paragênese geral da alteração hidrotermal consiste de clorita + epidoto + carbonato + sericita ± quartzo (Fig. 1). Dados petrográficos, de MEV e de DRX sugerem a possibilidade da existência de mineralizações epitermais de metais de base e preciosos com alteração sericítica e argílica dos tipos *low-* e, até mesmo *high-sulfidation*, como indicado pela presença de barita + pirita (Fig. 2) e, pelos possíveis indícios em DRX, ainda não comprovados, de alunita.

Nas rochas vulcânicas da Formação Santa Rosa e nos pórfiros as alterações hidrotermais mais comuns são sericitização, geralmente muito intensa e com sulfetos associados (QSP), e metassomatismo potássico (Fig. 3), resultando em assembléias minerais representadas por sericita + argilo-minerais + feldspato potássico + quartzo ± pirita, às quais podem estar associadas mineralizações de Au, Sn e W. Estas zonas de alteração sericítica são extensas e encontradas ao redor de *stocks* de pórfiros intrusivos com presença comum de brechas hidrotermais. Assim, os dados preliminares sugerem a possibilidade da ocorrência de sistemas mineralizantes do tipo *Intrusion Related Gold Systems* associados a essas intrusões.

Nesse contexto, a estrutura e evolução do magmatismo de um ambiente de arco na região do Tapajós para um ambiente continental na região do Xingu sugerem potencial para ocorrência de mineralizações epitermais e

pórfiros predominantemente na região do Tapajós e nas rochas da Formação Sobreiro e mineralizações epitermais *low-sulfidation* e IRGS e depósitos de W e Sn no evento magmático tardio, de filiação alcalina na região de São Félix do Xingu (Juliani *et al.* 2008).

Figura 1. Andesito da Formação Sobreiro com alteração propilitica.

Figura 2. Cristal de Fluorita envolto por pirita (cinza claro) e barita (branco).

Figura 3. Fenocristal de plagioclásio em riolito da Formação Santa Rosa alterado para Feldspato Potássico.

Agradecimentos: Projeto CNPq/CT Mineral 19/2006; INCT Geociências da Amazônia (CNPq/MCT/FAPESPA).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Fernandes, C.M.D.; Lamarão, C.N.; Teixeira, N.P. (2006). O vulcanismo bimodal do tipo Uatumã da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p 565-576.
- Fernandes, C.M.D., Juliani, C., Lagler, B., Moura, C.A.V. (2008). O sistema vulcano-plutônico paleoproterozóico da região de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás, IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. *Anais. Coluna do Saber, Foz do Iguaçu - PR*, pp. CD-ROM.
- Juliani, C., Rye, R.O.; Nunes, C.M.D.; Snee, L.W.; Correa Silva, R.H.; Monteiro, L.V.S.; Bettencourt, J.S.; Neumann, R.; Neto, A.A. (2005). Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazonian Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology* 215: 95-125.
- Juliani, C.; Fernandes, C.M.D.; Mapa, F.B.; Misas, C.M.E.; Monteiro, L. V. S. (2008). A gênese do vulcano-plutonismo Uatumã e das mineralizações de Au e de metais de base associadas nas regiões do Tapajós, Iriri e Xingu (PA). In: *IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 2008*. Foz do Iguaçu - PR. *Anais. Foz do Iguaçu - PR: 2008*, p. CD-ROM
- Lagler, B. (2008). Geologia e petrografia do sistema vulcano-plutônico na região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Província Mineral de Carajás. Trabalho de Formatura Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 63 pp.
- Lagler, B., Juliani, C. and Fernandes, C.M.D. (2008). Geologia e petrografia do vulcano-plutonismo da região de Vila Tancredo, NE de São Félix do Xingu (PA), Cráton Amazônico: Indícios de ash-flow caldera paleoproterozóica, IV Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. *Coluna do Saber, Foz do Iguaçu - PR*, pp. CD-ROM.
- Lipman, P.W. (1984). The roots of ash flow calderas in western North America Windows into the tops of granitic batholiths. *Journal of Geophysical Research*, 89: 8801-8841.
- Macambira, E.M. B. & Vale, A.G. (1997). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. São Félix do Xingu. Folha SB-22-Y-B. Estado do Pará. Brasília: CPRM, 384 p.
- McPhie, J., Allen, R., Doyle, M. (1993). Volcanic textures: a guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies, University of Tasmania, Hobart, 198 pp.
- Pessoa, M.R.; Andrade, A.F. de; Nascimento, J.O. dos.; Santos, J.O.S.; Oliveira, J.R. de; Lopes, R. de C.; Prazeres, W.V. (1977). Projeto Jamanxim. In: M.M.E. (Ed.) *Relatório inédito*. Manaus: DNPM/CPRM.