

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**GEOLOGIA REGIONAL, GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA
Pb-Pb DE ROCHAS GRANÍTICAS E VULCÂNICAS
PALEOPROTEROZÓICAS DA PROVÍNCIA PITINGA,
CRATON AMAZÔNICO**

JOSÉ MAXIMINO TADEU MIRAS FERRON

Orientador: Prof. Dr. Artur Cezar Bastos Neto

Co-orientador: Prof. Dr. Evandro Fernandes de Lima

BANCA EXAMINADORA: **Prof. Dr. Onildo João Marini (ADIMB)**
 Prof. Roberto Dall’Agnol (UFPA)
 Prof. Dr. Fernando J. Althoff (UNISINOS)
 Prof. Dr. Carlos Sommer (UFRGS)

**Tese de Doutorado apresentada como requisito
parcial para obtenção do Título de Doutor em
Geociências.**

Porto Alegre, 2006

*À minha esposa Eliza e aos meus filhos
Pedro, Paulo e Gabriel.*

AGRADECIMENTOS

Ao meu orientador Prof. Dr. Artur Cesar Bastos Neto e ao co-orientador Prof. Dr. Evandro Lima, pelo inestimável apoio às jornadas de trabalho na UFRGS acompanhamento aos trabalhos de campo. Ao meu amigo pessoal pesquisador Dr. Hilton Túlio Costi, pelas discussões a cerca da geologia da Província Pitinga e pelas revisões realizadas em vários textos e artigos científicos.

Aos amigos geólogos Orlando R. R. Minuzzi e Maurício Prado, pelo acompanhamento em campanhas de campo e discussões a respeito da geologia da área. Agradecimento especial aos amigos Afonso Roque de Paula Filho, pela ajuda na organização e preparação das amostras de rocha para análise e ao prospector Raimundo Valente (Tucumã), presente em quase todas as campanhas de campo. Ao companheiro geólogo, Ronaldo Pierosan pela presença sempre constante nas discussões geológicas e pelo apoio de campo. Ao Prof. Dr. Lauro V. Nardi, pelas orientações sobre o entendimento da geologia da Província Pitinga. Ao amigo Prof. Dr. Vitor Paulo Pereira pelo frequente apoio prestado durante minhas jornadas na UFRGS.

À minhas amigas contemporâneas de UNISINOS, Rose Roff e Sílvia Rolim, pelos ensinamentos transmitidos na área de Sensoriamento Remoto durante os trabalhos realizados no laboratório de Geodésia da UFRGS. Ao Prof. Dr. Cândido Moura, Prof. Dr. Roberto Dall’Agnol e Dr. Marco A. Galarza pelo apoio prestado no laboratório de geologia isotópica da UFPA, durante os trabalhos de geocronologia.

À Mineração Taboca S.A. (Grupo Paranapanema), em especial ao amigo Eng. de Minas Josimar Souza Pires, ex-gerente geral da Mina Pitinga, pelo liberação inicial do apoio institucional da empresa.

À Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral do Brasil (ADIMB), ao DNPM e a FINEP pelo suporte financeiro através do Projeto CT-MINERAL *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*. Por fim, agradeço ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico pelo suporte à fase final deste trabalho através do apoio ao Projeto *Modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga*.

ÍNDICE

RESUMO	11
ABSTRACT	13
APRESENTAÇÃO DO TRABALHO	15
1. INTRODUÇÃO	17
1.1 Localização da Área de Estudo	17
1.2 O Foco do Estudo	18
1.2.1 Síntese do estado da arte	18
1.2.2 Justificativa e objetivos: o projeto "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia"	22
1.3 Materiais e Métodos	25
1.4 Integração dos Artigos: evolução do conhecimento sobre a geologia de Pitanga proporcionada pelo presente trabalho	27
2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	35
2.1 Histórico – Da Descoberta da CPRM ao Projeto Rocha Sã da Mineração Taboca S.A.: O Avanço na Exploração Mineral e a Estagnação do Conhecimento Geológico Regional	35
2.2 Contexto Geotectônico	38
2.3 Geologia Regional	41
2.3.1 Unidades do embasamento	41
2.3.2 Suíte Intrusiva Água Branca	43
2.3.3 Supergrupo Uatumã	44
2.3.4 Grupo Iricoumé	47
2.3.5 Suíte Intrusiva Mapuera	48
2.3.6 Formação Urupi	49
2.3.7 Suíte Madeira	51
2.3.8 Formação Quarenta Ilhas	53
2.3.9 Formação Seringa	54
2.3.10 Depósitos Bauxítico-Lateríticos	55
2.3.11 Depósitos Alúvio-Coluvionares (Pleistocênicos e Holocênicos)	57
3. SENSORIAMENTO REMOTO	59
3.1 Fundamentação teórica	59
3.2 Processamento digital de Imagens de Satélite	61
3.3 Análise dos resultados obtidos	74

4. ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS -
Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico

INTRODUÇÃO	80
GEOLOGIA DA PROVÍNCIA PITINGA	81
Geologia Regional	81
Geologia da Província Pitinga	84
Grupo Iricoumé	88
Formação Divisor	88
Formação Paraíso	88
Formação Ouro Preto	89
Suíte Mapuera	89
Granito Simão	90
Granito Rastro	90
Granito Bom Futuro	90
Granito Pedreira	90
Granito Alto Pitinga	90
Formação Urupi	91
Suíte Madeira	91
Formação Quarenta Ilhas	92
Formação Seringa	93
GEOCRONOLOGIA	93
Metodologia	94
Resultados	95
Grupo Iricoumé	95
Formação Ouro Preto	95
Formação Paraíso	101
Suíte Mapuera	102
Granito Simão	102
Granito Rastro	105
Granito Bom Futuro	106
Granito Alto Pitinga	107
DISCUSSÃO	109
CONCLUSÕES	112
Agradecimentos	113
Referências Bibliográficas	113

5. ARTIGO SUBMETIDO AO *JOURNAL OF SOUTH AMERICAN EARTH SCIENCES* - Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil,

Abstract	117
Resumo	118
Introduction.....	119
Methods.....	122
Geological context	122
Geology and Petrography from the Iricoumé Group and the Mapuera Suite	125
Geochronology.....	127
Geochemistry of the Iricoumé Group and Mapuera Suíte	128
Discussions	141
Conclusions.....	143
Acknowledgements.....	144
Bibliography	144

6. ARTIGO SUBMETIDO À REVISTA BRASILEIRA DE GEOCIÊNCIAS
Magmatismo vulcano-plutônico Uatumã da Província Pitinga e seu posicionamento no contexto geológico do norte da Amazônia - Brasil

INTRODUÇÃO	153
GEOLOGIA	154
Geologia da associação vulcano-plutônica paleoproterozóica no domínio Uatumã-Anauá – Província Pitinga.....	156
Geologia da associação vulcano-plutônica paleoproterozóica no domínio Uatumã-Anauá – sul do estado de Roraima e norte do Amazonas	161
Geologia da associação vulcano-plutônica paleoproterozóica no Domínio Surumu.....	163
Geologia da associação vulcano-plutônica paleoproterozóica no domínio Tapajós	164
GEOQUÍMICA	166
DISCUSSÕES	178
EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO PALEOPROTEROZÓICO DA PROVÍNCIA PITINGA	181
CONCLUSÕES	184
Agradecimentos	185
Referências bibliográficas.....	186

7. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS	192
Referências Bibliográficas.....	198

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 – Mapa de localização da área de estudo	17
FIGURA 2 – Mapa geológico esquemático da região de Pitinga	18
FIGURA 3 – Mapa dos granitos Madeira e Água Boa (modificado de COSTI, 2000)	21
FIGURA 4 – Mapa Geológico Preliminar da Província Pitinga	29
FIGURA 5 – Mapa Geológico da Província	31
FIGURA 6 – Províncias Geocronológicas do Craton Amazônico	39
FIGURA 7 – sensoriamento remoto: composições coloridas	65
FIGURA 8 – sensoriamento remoto: composição colorida e aumento linear de contraste	66
FIGURA 9 – sensoriamento remoto: filtragem multidirecional	67
FIGURA 10 – sensoriamento remoto: razão de bandas e APC Análise por Principais Componentes	71
FIGURA 11 – sensoriamento remoto: composição colorida das componentes I, H e S e integração da PC1 via transformação	73
FIGURA 12 – sensoriamento remoto: interpretação da geologia sobre as Imagens	76

4. ARTIGO - *Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico*

Figura 1 – Mapa de localização da Província Pitinga	80
Figura 2 – Localização da Província Mineral de Pitinga no mapa de províncias geocronológicas do Craton Amazônico de Santos et al., (2000)	82
Figura 3 – Mapa geológico e coluna estratigráfica da Província Pitinga	86
Figura 4 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG94 (riolito porfirítico microgranofírico)	96
Figura 5 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG4 (riolito	

porfirítico)	98
Figura 6 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG68 (riodacito porfirítico)	99
Figura 7 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra DV8A (riolito porfirítico)	100
Figura 8 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra UH26A (riolito porfirítico)	101
Figura 9 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra DV10E (ignimbrito riolítico)	102
Figura 10 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RM68 (anfíbólio biotita-granito)	103
Figura 11 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RH14 (biotita feldspato alcalino-granito)	105
Figura 12 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RP33 (sienogranito)	106
Figura 13 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG81 (sienogranito)	107
Figura 14 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RD12A (biotita-monzogranito)	108
Figura 15 – Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RD8A (biotita-monzogranito)	109

5. ARTIGO - Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil,

Figure 1 – Location map of Pitinga Province	120
Figure 2 – Geological map of Pitinga Province	121
Figure 3 – Major and trace elements vs SiO ₂ binary plots	134
Figure 4 – TAS plot (Le Maitre, 2002)	135
Figure 5 – R1 vs R2 plot (De La Roche <i>et al.</i> , 1980)	136
Figure 6 – Maniar and Piccoli (1989) plot, based on Shand indexes	36

Figure 7 – Spidergrams primitive mantle normalized (Thomplson, 1982)	137
Figure 8 – Rare earth elements chondrite normalized (Haskin <i>et al.</i> , 1968)	138
Figure 9 – Rb vs Y+Nb tectonic discriminant plot after (Pearce, 1996)	138
Figure 10 – Granitoids discriminant diagrams from Whalen <i>et al.</i> (1987)	139
Figure 11 – A-type granitoids discriminant diagrams from Eby (1992)	139
Figure 12 – Classificatory diagrams from Winchester & Floyd (1977)	140
Figure 13 – Calc-alkali ratio vs silica diagram from Brown (1981) and metaluminous granitoids from alkaline associations (from Nardi, 1991)	140

6. ARTIGO - Magmatismo vulcano-plutônico Uatumã da Província Pitinga e seu posicionamento no contexto geológico do norte da Amazônia - Brasil

Figura 1 – Mapa de situação da Província Pitinga	154
Figura 2 – Distribuição das rochas graníticas e vulcânicas Paleoproterozóicas (~1,88 Ga) no cráton Amazônico	155
Figura 3 – Mapa geológico da Província Pitinga	159
Figura 4 – Resumo dos dados geocronológicos das unidades geológicas	161
Figura 5 – TAS (Le Maitre, 2002)	168
Figura 6 – Diagrama de Maniar & Piccoli (1989)	169
Figura 7 – Diagramas multi-elementos, normaliz. ao manto primitivo (Thompson 1982)	170
Figura 8 – Diagrama de ETR normalizado ao condrito (Haskin <i>et al.</i> 1968)	171
Figura 9 – Diagramas discriminatórios de granitos tipo-A (Whalen <i>et al.</i> 1987)	173
Figura 10 – Diagrama discriminatório de granitos tipo-A (Eby, 1992)	174
Figura 11 – Diagrama de cálcio alcalinidade de Brown (1981), com campo dos granitóides metaluminosos de associações alcalinas (Nardi, 1991)	175
Figura 12 – Diagrama Rb vs (Y+Yb) de Pearce (1996)	177
Figura 13 - Modelo esquemático da evolução tectono-magmática da Província Pitinga	183

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 – Fator de índice ótimo – FIO, segundo CHAVES Jr. <i>et al.</i> (1982)	63
---	----

TABELA 2 – Filtro multidirecional de ARAÚJO & CARVALHO Jr. (1994)	64
TABELA 3 – Análise por componentes principais – ACP segundo modelo de LOUGHLIN (1991)	70
4. ARTIGO - <i>Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico</i>	
Tabela 1 – Quadro geocronológico regional	183
Tabela 2 – Quadro geocronológico da Província Pitinga	87
Tabela 3 – Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na Província Pitinga	97
Tabela 4 – Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de rochas graníticas da Suíte Mapuera na Província Pitinga	104
5. ARTIGO - <i>Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonian Craton, Brazil,</i>	
Table 1 - Geochronological data of the Pitinga Province	124
Table 2 - Isotopic data from single-grain zircon evaporation of granitic and volcanic rocks of Pitinga Province	128
Table 3 – Chemical composition of the granitoids and volcanics of the Pitinga Province	130
ARTIGO - <i>Magmatismo vulcano-plutônico Uatumã da Província Pitinga e seu posicionamento no contexto geológico do norte da Amazônia - Brasil</i>	
Tabela 1 – Quadro geocronológico regional	160
LISTA DE ANEXOS	
ANEXO 1 – Petrografia	210
ANEXO 2 – Outros artigos publicados durante o doutoramento	232

RESUMO

Esta tese preenche, pelo menos em parte, uma lacuna criada por 26 anos sem que tenham sido efetuados trabalhos sobre a geologia regional na Província Pitinga, em contraste com os numerosos estudos sobre os depósitos primários e suas rochas hospedeiras (granitos da Suíte Madeira).

As rochas mais antigas da província são os granitóides cálcico-alcálicos da Suíte Intrusiva Água Branca (SAB) de idades entre 1.960Ma e 1.938 Ma). Estas são cortadas/sobrepostas pelas rochas vulcânicas (Grupo Iricoumé), predominantes na província, e por rochas graníticas alcalinas (Suíte Intrusiva Mapuera), com idades entre 1.897Ma e 1.875 Ma, pertencentes ao Supergrupo Uatumã. A deposição de sedimentos da Formação Urupi pode ter sido, pelo menos em parte, concomitante ao vulcanismo Iricoumé, pois suas intercalações de rochas piroclásticas muito se assemelham às rochas do Grupo Iricoumé. As intrusões graníticas alcalinas a peralcalinas da Suíte Madeira (1.829-1.818 Ma) encerraram o magmatismo paleoproterozóico ácido a intermediário. Rochas intrusivas toleíticas da Formação Quarenta Ilhas (1.780 Ma), cortando a Formação Urupi, estabelecem a idade mínima para a sedimentação na província.

As unidades pós-SAB estão associadas a uma mega-estrutura de forma arqueada que abrange a totalidade da província. Os *plutons* Mapuera ocupam as porções marginais da estrutura, que é preenchida por rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé e pela Formação Urupi. O Grupo Iricoumé na mega-estrutura foi subdividido em Formação Divisor (vulcanitos intermediários), Formação Ouro Preto (efusivas ácidas) e Formação Paraíso (ignimbritos ácidos ricos em cristais, depósitos tipo *surge* e básicas associadas). O contexto tectônico sugere que o vulcanismo Iricoumé foi controlado por processos distensivos e subsidência de caldeiras vulcânicas. A reativação do sistema distensivo, em período pós-Uatumã, permitiu o posicionamento dos *plutons* da Suíte Madeira na parte central da mega-estrutura.

O magmatismo félsico Iricoumé é predominantemente composto por riolitos e traquidacitos, feno-latitos e feno-andesitos com conteúdos de SiO₂ entre 64 e 80%. Os termos

plutônicos da Suíte Mapuera apresentam teores de SiO₂ entre 65 e 77%. Estas rochas vulcânicas e graníticas apresentam características geoquímicas que se superpõem devido ao seu caráter co-magmático. Ambas são metaluminosas a levemente peraluminosas e mostram características geoquímicas consistentes com afinidade alcalina ou com rochas tipo-A. Apresentam conteúdos de Na₂O+K₂O entre 6,6 e 10,4%, razões FeOT/(FeOT+MgO) variando de 0,76 a 0,99, razões Ga/Al entre 1,5 e 4,9, similares às de rochas tipo-A, e se posicionam no campo dos granitóides intra-placa ou pós-colisionais no diagrama (Nb+Y) *versus* Rb. A razão Nb/Y indica que são comparáveis a rochas tipo A2.

A evolução tectono-magmática da província é marcada por um processo contínuo de geração de rochas granitóides cálcico-alcalinas, alcalinas e peralcalinas, envolvendo ambientes de arcos magmáticos e de caldeiras vulcânicas, associados a regimes pós-colisional até anorogênico, delineando um zoneamento espacial e temporal marcado pelo aumento da alcalinidade e dos conteúdos em sílica das rochas geradas nestes ambientes, ao longo do tempo. O magmatismo cálcico-alcalino metaluminoso Água Branca é atribuído a fontes mantélicas em ambiente de subducção, com menor ou maior proporção de contribuição crustal. Para o magmatismo bimodal relacionado à associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, sugere-se que as fontes sejam, em parte, de origem mantélica previamente modificadas por subducção, com importante contaminação crustal – *mixing-mingling* – (andesitos e latitos da Formação Divisor), e, em sua maior parte, de derivação crustal, compondo uma associação bimodal onde predominam os termos com alta sílica. Neste modelo, o magma básico mantélico teria fornecido calor para a fusão crustal e consequente ascensão de diápiros de composições predominantemente ácidas e básicas subordinadas, associados a um extenso fracionamento mineral. Um segundo pulso magmático, de caráter anorogênico, gerou os *plutons* da Suíte Madeira. O ambiente tectônico de características predominantemente extensionais da Província Pitinga é também sugerido pelo estabelecimento de uma bacia sedimentar preenchida por sedimentos clásticos continentais com uma importante contribuição vulcanoclástica, além de intercalações de rochas piroclásticas ácidas.

ABSTRACT

This thesis fills, at least in part, a gap left per 26 years without works on the regional geology of the Pitinga Province, in contrast with the numerous studies on the primary deposits and its rocks hostesses (Madeira Suite granites).

The oldest province rocks are the Agua Branca Suite (ABS) calc-alkaline granitoids with ages comprised between 1.960 Ma and the 1.938 Ma. These are cut/overlapped by volcanic rocks (Iricoumé Group), which predominate in the province, and by alkaline granites (Mapuera Suite), with ages between 1.897 Ma and 1.875 Ma, pertaining both to Uatumã Supergroup. The deposition of Urupi Formation sediments can have been, at least in part, concomitant to the Iricoumé volcanism, therefore its pyroclastic intercalated rocks are very resembled to Iricoumé Group rocks. The alkaline and per-alkaline granitic Madeira Suite intrusions (1.829-1.818 Ma) had finished the acid to intermediate paleoproterozoic magmatism. Intrusive tholeiitic rocks of Quarenta Ilhas Formation (1.780 Ma), which crosscut the Urupi Formation, establish a minimum age for the sedimentation in the province.

The post-ABS units are associated to a extensional mega-structure that encloses the province. Mapuera plutons occupy the marginal portions of the structure, which is filled by effusives and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group and by the Urupi Formation. The Iricoumé Group in the mega-structure was subdivided in Divisor Formation (intermediate volcanic rocks), Ouro Preto Formation (effusive acid rocks) and Paraíso Formation (crystals rich acid ignimbrites, surge deposits and associated basic rocks). The tectonic environment suggests that the Iricoumé volcanism was controlled by an extensional process and by volcanic caldera complex collapses. Post-Uatumã reactivation of the extensive system allowed the emplacement of Madeira Suite plutons in the central part of the mega-structure.

The Iricoumé felsic magmatism is predominantly composed by rhyolites and trachydacites, phenolatites and phenoandesites with SiO₂ contents from 64% to 80%. Mapuera Suite plutons display SiO₂ between 65% and 77%. These volcanic and granitic rocks have similar geochemical features which testify their co-magmatic character. Both are metaluminous to lightly peraluminous and show geochemical characteristics consistent with alkaline affinity or A-type rocks. They display Na₂O + K₂O between 6,6 and 10,4%,

FeOT/(FeOT+MgO) varying from 0,76 to 0,99, Ga/Al from 1,5 to 4,9, similar to common A-type rocks. They plot in the within-plate or in the post-collision fields in (Nb+Y) vs Rb diagram. The Nb/Y reason indicates that these rocks are comparable A2 type.

The tectonic-magmatic evolution of the province is related to a continuous process of generation of calc-alkaline, alkaline and per-alkaline granitic rocks, involving magmatic arcs and volcanic caldera complex, associated to post-collision until anorogenic regimes, delineating a spatial and temporal zoning marked by the increase of the alkalinity and silica contents of the rocks generated in these environments. The calc-alkaline metaluminous Agua Branca magmatism is attributed to mantle sources in a subduction environment, with minor or greater ratio of crustal contribution. For the bimodal Iricoumé-Mapuera volcano-plutonic association, it is suggested that the sources are, in part, of mantle origin previously modified by subduction, with important crustal contamination - mixing-mingling - (andesites and latites of the Divisor Formation), and, in its bigger part, of crustal derivation, thus composing a bimodal association where predominate terms with high silica. In this model, the mantle basic magma would have supplied heat for crustal melting and consequent ascension of diapirs with acid and basic (subordinated) compositions, associated to extensive mineral fractionation. The second magmatic pulse with anorogenic features generated the Madeira Suite plutons. A tectonic environment with predominantly extensional characteristics also is suggested by the establishment of a sedimentary basin filled by continental clastic sediments that show an important vulcanoclastic contribution, beyond intercalations of pyroclastic acid rocks.

APRESENTAÇÃO DO TRABALHO

Esta tese foi elaborada como trabalho de conclusão do curso de doutoramento junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS. Ela segue o modelo na forma de artigos científicos e tem a seguinte organização.

No **Capítulo 1**, após a localização da área de estudo, apresenta-se uma descrição dos problemas científicos investigados nesta tese, incluindo-se aí os objetivos e a justificativa. Após uma descrição sintética dos materiais e métodos empregados no estudo, segue um texto integrador dos artigos (apresentado antes dos mesmos por exigência das normas do PPGGEO) no qual procura-se enfatizar a evolução do conhecimento sobre a geologia da Província Pitinga proporcionada pelo presente trabalho.

O **Capítulo 2** apresenta uma revisão bibliográfica da geologia de Pitinga. Inicia-se com um breve histórico destacando as circunstâncias que fizeram com que a produção mineral e o conhecimento geológico regional avançassem tão descompassadamente nesta província, resultando na concentração do conhecimento em apenas dois corpos graníticos e numa grande lacuna na geologia regional.

O **Capítulo 3** apresenta o estudo de sensoriamento remoto. Embora os resultados deste estudo tenham sido publicados apenas na forma de resumo expandido, eles tiveram importância fundamental para esta tese, por terem colocado em evidência uma série de aspectos da geologia da área, antes insuspeitados, que passaram a nortear as investigações sobre a geologia regional de Pitinga.

O **Capítulo 4** é constituído pelo artigo *Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico*, aceito para publicação pela Revista Brasileira de Geociências.

O **Capítulo 5** é constituído pelo artigo *Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonas, Brazil*, submetido ao Journal of South American Earth Sciences.

O **Capítulo 6** apresenta o artigo *Magmatismo vulcano-plutônico Uatumã da Província Pitinga e seu posicionamento no contexto geológico do norte da Amazônia*, submetido à Revista Brasileira de Geociências.

Ao longo do desenvolvimento desta tese, o autor participou de diversos outros trabalhos realizados sobre a geologia de Pitinga. Dentre estes, apenas os já publicados são apresentados nos anexos. Também nos anexos são apresentados importantes e numerosos dados petrográficos que não puderam ser incluídos nos artigos.

1. INTRODUÇÃO

1.1 Localização da Área de Estudo

A Província Pitinga situa-se no Estado do Amazonas, a 325 km a norte de Manaus, e abrange parte dos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará (FIG. 1). Suas coordenadas geográficas centrais são 0°45'S e 60°00'W, compreende parte das Folhas SA.20-X-B (Rio Alalaú), SA.20-X-D (Rio Curiaú), SA.21-V-A (Rio Pitinga ou Jatapu) e SA.21-V-C (Rio Capucapu). A área proposta para as investigações geológicas desta tese é limitada pelos paralelos e meridianos 00°15'S a 01°15'S e 59°30'W a 60°30' W (um grau quadrado).

O acesso é feito a partir de Manaus, por rodovia asfaltada (BR-174), até o km 259, a partir de onde segue-se para leste por cerca de 42km até o início da área de domínio da Mineração Taboca S.A. Do km 202 da BR-174 até este local, o trajeto se encontra no interior da Reserva Indígena Waimiri-Atroari, onde o tráfego só é permitido das 6:00h às 18:00h diariamente. Da entrada da área de domínio da mineração, a partir de onde o acesso à área da mina Pitinga só é permitido com autorização da empresa concessionária, segue-se por mais 24 km por estradas internas até alcançar a Vila Pitinga e a mina a céu aberto.

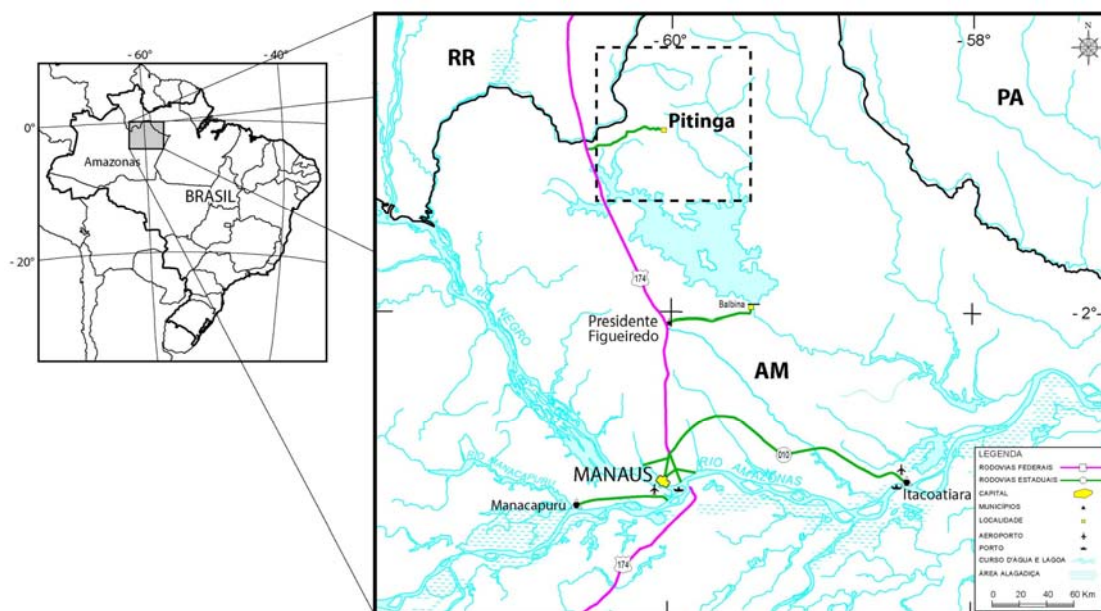


FIGURA 1 – Mapa de localização da área de estudo

1.2 O Foco do Estudo

1.2.1 Síntese do estado da arte

O mapa geológico da região de Pitinga adotado quando esta tese foi iniciada é apresentado na FIG. 2.

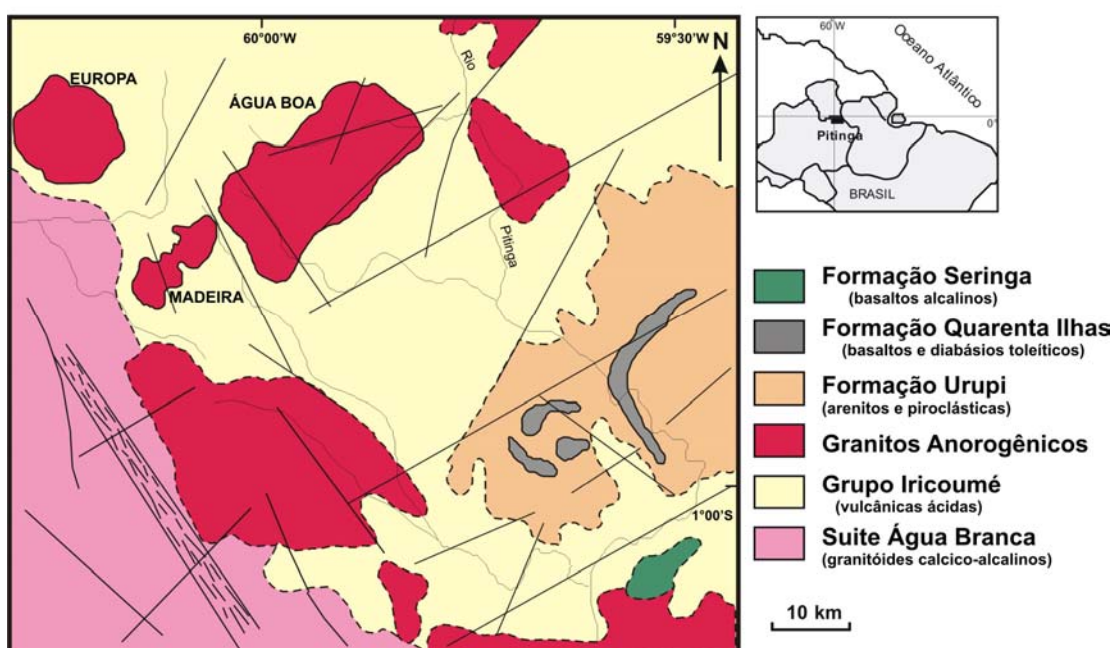


FIGURA 2 – Mapa geológico esquemático da região de Pitinga

A região é constituída predominantemente por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias pertencentes ao Grupo Iricoumé (VEIGA Jr. *et al.*, 1979) pertencente ao Supergrupo Uatumã. Na região de Pitinga, dispõe-se para essas rochas de uma idade (Pb-Pb em zircão) de 1.888 Ma (COSTI *et al.*, 2000). Em função das características das rochas vulcânicas Uatumã serem semelhantes às de granitos do tipo A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas ETR com padrão bird-wing, DALL'AGNOL *et al.* (1994) sugerem que o magma é de origem crustal e que os litotipos são de epizona com distribuição continental, a baixas profundidades e por extensa área. TASSINARI *et al.* (1999, 2000) e SANTOS *et al.* (2000) também caracterizam o magmatismo como anorogênico, e consideram que ele teria envolvido fonte crustal arqueana e ocorreu entre 1.880 Ma e 1.870

Ma. Porém, FARIA *et al.* (2000) afirmam que os dados petrográficos e litoquímicos das rochas do Grupo Iricoumé são compatíveis com aqueles obtidos para as rochas da Suíte Intrusiva Água Branca que, por sua vez, representam o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico.

As rochas do Grupo Iricoumé são cortadas por corpos graníticos anorogênicos, entre os quais eram então incluídos os corpos graníticos Madeira, Água Boa e Europa. LENHARO (1998) incluiu todos na Suíte Intrusiva Mapuera. Os três corpos citados têm idades em torno de 1.83 Ga (LENHARO, 1998 e COSTI, 2000). Os demais não haviam sido datados. Segundo FARIA *et al.* (2000), a denominação Mapuera foi primeiramente empregada em trabalhos da GEOMINERAÇÃO (1972) ao longo do rio homônimo no Pará. A unidade foi elevada à categoria de suíte a partir de diversos trabalhos da CPRM (ARAÚJO NETO & MOREIRA 1976; VEIGA Jr., *et al.*, 1979; COSTI *et al.*, 1984), consistindo no termo plutônico do Supergrupo Uatumã. VEIGA Jr. *et al.* (*op. cit.*) agruparam nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos do tipo A que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. Segundo FARIA *et al.* (*op. cit.*), a unidade é constituída por rochas isotrópicas, de composição alcalina a subalcalina, enquadradas no campo dos granitos tardi-orogênicos de BATCHELOR & BOWDEN (1985) e no domínio dos granitos intraplaca de PEARCE *et al.* (1984). O trabalho de VEIGA Jr. *et al.* (1979) foi o único que contemplo parte da área desta tese.

Os corpos Madeira, Água Boa e Europa foram correlacionados por HORBE *et al.* (1985), DAOUD & ANTONIETTO Jr. (1985) e DAOUD (1988) à Suíte Intrusiva Abonari (VEIGA Jr. *et al.*, 1979) com idade 1,52 Ga (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976). Entretanto as datações efetuadas por LENHARO (1998) e COSTI *et al.* (2000) forneceram idades mais antigas do que aquela suíte, levando a primeira autora a incluí-los na Suíte Mapuera, enquanto que COSTI *et al.* (*op. cit.*) os incluíram na unidade que denominaram de Suíte Madeira. Como o principal depósito primário em Pitinga ocorre associado ao granito Madeira (na sua fácies albíta granito) foram vários os estudos enfocando os três corpos da Suíte Madeira, resultando em 5 hipóteses para explicar a origem do albíta granito.

O primeiro modelo proposto foi o metassomático (HORBE *et al.*, 1985 e TEIXEIRA *et al.* (1992) que considera o albíta granito como apogranito e, à formação deste, são

associadas as mineralizações de estanho e criolita. O modelo considera que o teor elevado de F teria rebaixado o limite do *solidus* do sistema, com a cristalização ocorrendo no intervalo dos estágios pneumatolítico (núcleo) e hidrotermal (borda). O modelo metassomático não foi confirmado pelos estudos petrológicos detalhados de LENHARO (1998) e COSTI (2000), que propuseram origem magmática.

LENHARO (1998) estudou o sistema isotópico Sm-Nd dos granitos Madeira e Água Boa, utilizando 1 amostra de cada fácies (FIG. 3) dos dois corpos. Obteve valores de ϵ_{Nd} entre +0,5 e -2,1, indicando mistura de dois componentes com proporções relativas diferentes em cada uma das fácies. O componente mais antigo foi relacionado à crosta paleoproterozóica, o componente mais jovem foi associado com manto empobrecido. A fácies albita granito (ϵ_{Nd} de -0,5) foi interpretada como formada a partir de contribuições tanto crustais como mantélicas. Esta fácies foi desvinculada das demais fácies do granito Madeira, considerando que sua origem através de processos de diferenciação só poderia ser relacionada ao granito Europa peralcalino. Por outro lado, características químicas da fusão formadora do albita granito, tais como elevado enriquecimento, de caráter original, em álcalis para manter a solubilidade de Zr em torno de 6.000 ppm, conduziram a outra hipótese sobre sua origem, considerando uma natureza predominantemente crustal. Essa hipótese seria sua formação a partir da fusão parcial de protólito muito específico, ainda não definido na literatura, que poderia ser sienogranito metaluminoso especializado.

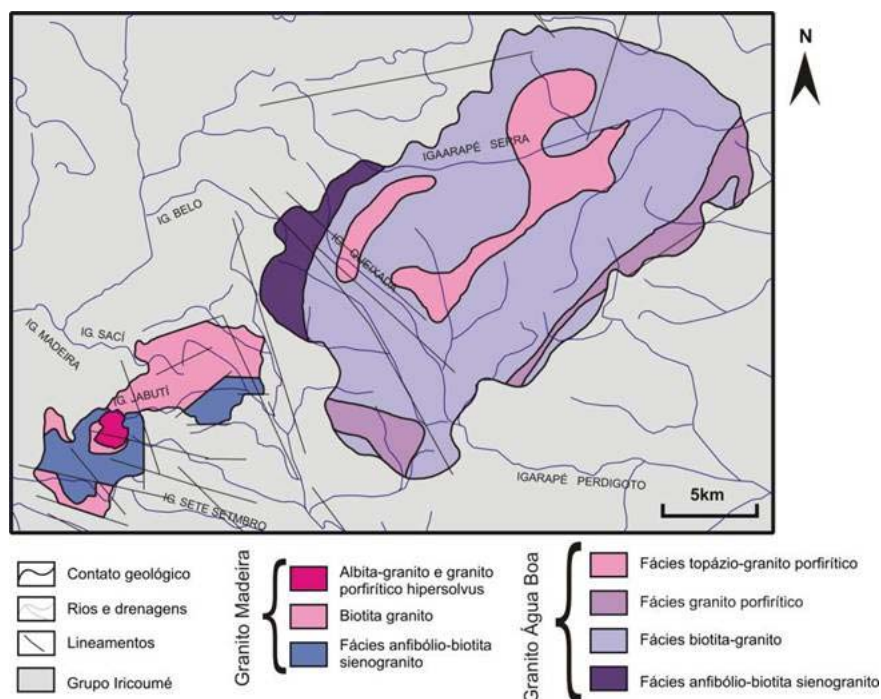


FIGURA 3 – Mapa dos granitos Madeira e Água Boa (modificado de COSTI, 2000)

COSTI (2000) realizou investigação mais detalhada no granito Madeira. O biotita granito e o anfíbólio-biotita sienogranito (conjuntamente com o granito Europa, riolito do Supergrupo Iricoumé e uma amostra de um charnockito de Roraima) formam um grupo com valores de ϵNd variando de ligeiramente positivos a ligeiramente negativos: $-0,8$ a $+0,7$ para os granitos; $-0,5$ e $+1,0$ para o riolito e o charnockito. Estes valores estão em conformidade com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo T_{DM} que variam de 2.10 a 2.20 Ga. Em contraste, o albita granito e o granito *hipersolvus* mostram variação extrema: $-1,5$ e $+2,1$ (granito *hipersolvus*), $-9,5$ a $-3,1$ (albita granito de borda), $+2,3$ a $+3,6$ (albita granito de núcleo) e $+16,4$ (albita granito com textura fluidal). Idades T_{DM} só puderam ser calculadas para o granito *hipersolvus*: 2,00 e 2,68 Ga. O autor considera que os valores de ϵNd do albita granito e do granito *hipersolvus* sugerem para ambos fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou fonte mantélica. Nesta interpretação, as rochas derivariam de fusão peralcalina primitiva, geoquímica e isotopicamente distinta do que originou as fácies anfíbólio-biotita sienogranito e biotita granito. Numa segunda hipótese, o autor considera as quatro fácies do granito Madeira comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a

despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente.

O depósito associado ao albita granito é uma jazida de Sn de classe mundial (180 Mt com teor médio de 0,175% de Sn) na qual o Nb (0,223% Nb₂O₅) e Ta (0,028% Ta₂O₅) são explorados como co-produtos. Destaca-se que, embora o teor de Ta seja baixo, o albita granito contém a maior reserva mundial deste metal. Em subsuperfície, na parte central do albita granito, ocorre um depósito de criolita maciça, contendo 10 Mt de Na₃AlF₆ com teor médio de 37%, que se constituirá em um novo co-produto quando for atingido pela lavra a céu aberto. O albita granito contém, ainda, Zr, Y, ETR, Li e criolita disseminada como potenciais subprodutos. Os modelos genético propostos foram o metassomático (HORBE *et al.*, 1985 e TEIXEIRA *et al.*, 1992) e o magmático (LENHARO 2000 e COSTI 2000) com as devidas diferenças e opções de esquemas evolutivos anteriormente referidas. MINUZZI (2005) e BASTOS NETO *et al.* (2005) comprovaram o modelo magmático e estudaram a evolução do depósito desde o estágio magmático até o hidrotermal de mais baixa temperatura. A mineralização primária no granito Água Boa foi estudada por BORGES (1997 e 2002) e COSTI *et al.* (2005) tendo sido atribuída à formação de greisens e epissienitos sódicos.

1.2.2 Justificativa e objetivos: o projeto "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia"

Do ponto de vista petrológico, o albita granito é uma rocha peralcalina especial: as composições química e mineralógica são equivalentes às de pegmatitos, mas a textura é tipicamente magmática. Uma característica adicional o torna um caso único no mundo: o teor de F com média de 6% (LENHARO 1998). Do ponto de vista metalogenético, o albita granito representa dois casos únicos: é uma rocha peralcalina portadora simultaneamente de mineralização econômica de Sn e Nb; é a única rocha-minério de criolita no mundo. Além disso, contém o segundo (e não existe o terceiro) caso conhecido mundialmente de depósito de criolita maciça (BASTOS NETO *et al.* 2005). Esta rocha-depósito representa, evidentemente, focos de interesses científicos e econômicos quase ilimitados, justificando,

portanto, que a maioria dos trabalhos realizados em Pitinga contemplasse principalmente o granito Madeira e os corpos Europa e Água Boa (que também tem afinidade alcalina a peralcalina) e que os estudos do arcabouço regional fossem menos numerosos.

Em Pitinga, entretanto, o conhecimento sobre a geologia regional ficou praticamente restrito aos projetos de reconhecimento geológico realizados pela CPRM e pelo projeto RADAM nos anos 70 (vide Capítulo 2). Desde então, os dados gerados sobre o Grupo Iricoumé restringiram-se a uma datação (COSTI 2000) e às análises geoquímicas e petrográficas de algumas amostras coletadas próximas aos corpos Madeira e Água Boa para estudos comparativos (LENHARO 1998 e COSTI *op. cit.*). Nenhum estudo foi publicado sobre os corpos graníticos da região, com exceção do Madeira, Água Boa e Europa. Portanto, não se trata apenas da geologia regional ter sido contemplada com um número menor de trabalhos. Trata-se de uma verdadeira estagnação, cujas causas, abordadas no Capítulo 2, foram muitas.

Em síntese, no que tange à geologia regional, muito pouco foi produzido em Pitinga nos últimos 26 anos, ao longo dos quais a região foi incluída em diversos esquemas evolutivos mais abrangentes, sem ter sido, entretanto, objeto de estudos com esta finalidade. Por outro lado, no que tange ao albita granito, os estudos foram numerosos e deram origem a pelo menos 5 hipóteses para sua origem.

Da síntese de estado da arte acima apresentada se pode extrair outra conclusão, a qual foi a principal motivação para a presente tese. Ela refere-se à multiplicidade de modelos propostos para explicar a origem do albita granito. Parece evidente que jamais se poderá chegar a um modelo conclusivo sobre a origem desta rocha – e, conseqüentemente, o modelo genético do depósito associado permanecerá incompleto – enquanto o seu contexto geológico não for conhecido. Neste sentido, haveria que se investigar detalhadamente que relações evolutivas o magmatismo Madeira poderia ter com o espetacular vulcanismo ocorrido apenas cerca de 60 Ma antes, representado pelo Grupo Iricoumé. Adicionalmente, lembra-se que os demais corpos graníticos da região ainda não haviam sido estudados, de modo que dados sobre os mesmos poderiam representar importante contribuição para a investigação da origem do granito Madeira e suas mineralizações.

Por outro lado, até então o modelo prospectivo adotado em Pitinga era

essencialmente baseado na busca de um novo corpo de albita granito. Se a origem do albita granito já era por si só uma grande interrogação, como se poderia chegar a um modelo prospectivo abrangente para a região de Pitinga sem se conhecer as potencialidades das demais rochas aí existentes e suas relações com o magmatismo Madeira?

Ao iniciar-se a presente tese, a investigação da geologia regional de Pitinga era considerada prioritária, seja pela Mineração Taboca S.A., interessada em desenvolver um modelo prospectivo abrangendo as diferentes rochas da região, seja para os pesquisadores da Universidade Federal do Rio Grande do Sul que, havia 2 anos, iniciaram estudos sobre a jazida associada ao granito Madeira.

Em 2002, a Financiadora de Estudos e Projetos FINEP aprovou o projeto "*Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia*" submetido pelo Departamento Nacional da Produção Mineral em parceria com a Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral do Brasil ADIMB, tendo sido esta última a instituição gerenciadora do projeto quando de sua execução. Em um projeto com este foco, a mina Pitinga, pela importância e originalidade do seu depósito, não poderia deixar de ser um dos alvos selecionados para serem caracterizados.

Embora o foco do projeto fosse o estudo das jazidas, no caso de Pitinga, devido ao exposto acima, a investigação do contexto geológico regional foi considerada tão prioritária quanto os estudos no depósito. Esta investigação foi desenvolvida pelo presente autor. A maior parte dos dados regionais obtidos pelo projeto fazem parte desta tese que teve como objetivos principais.

- Determinar as evoluções estratigráfica e geocronológica dos terrenos hospedeiros dos corpos de minério;
- Determinar a evolução geoquímica dos terrenos hospedeiros dos granitos mineralizados;
- Determinar a evolução geotectônica dos terrenos hospedeiros dos corpos de minério;
- Investigar as possíveis ligações entre o magmatismo Madeira e as evoluções acima;

Os resultados obtidos foram devidamente consolidados, gerando 3 artigos que são a seguir sintetizados e integrados. Esta integração inclui os dados obtidos pelo estudo de sensoriamento remoto que, como será demonstrado, teve importância fundamental na evolução do conhecimento da área, sendo, portanto, incluído no item integração dos artigos e no corpo principal da tese.

1.3 Materiais e Métodos

Análise bibliográfica: A pesquisa bibliográfica é entendida como condição contínua, e esteve presente em todas as etapas deste estudo, uma vez que frequentemente novas informações, indispensáveis para a consolidação das interpretações, são disponibilizadas no meio científico nacional e internacional. Esta etapa demandou tempo considerável em sua fase inicial. Além disso, em função da inclusão de novos temas a este projeto, houve necessidade de redimensionamento do tempo dedicado a este fim.

Mapeamento geológico: Esta etapa teve por objetivo a consolidação das poucas informações disponíveis e o levantamento de novas informações a partir da descrição de afloramentos e amostragem dos mesmos. Foram realizadas 25 campanhas de campo e coletadas 659 amostras de rochas georreferenciadas perfazendo a razão de uma amostra para cada 5,4 km². Um dos principais fatores de dificuldades enfrentados foi relativo à logística e penetração na floresta e o relativo baixo número de afloramentos existentes na região. A região da Província Pitinga dispõe de uma malha viária interna muito reduzida e apenas o Rio Pitinga é razoavelmente navegável durante o período das cheias. Praticamente 95% dos afloramentos foram acessados a pé através de picadas e varadouros na mata.

Sensoriamento remoto: No emprego de técnicas de tratamento digital de imagens com o objetivo de auxiliar na definição de domínios litológicos, foram fundamentais a experiência profissional do autor e o domínio do contexto geológico da área. Foram utilizadas imagens orbitais Landsat ETM+, órbitas 231/060 e 231/061, cenas inteiras (bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8) correspondentes ao período de estiagem (27/08/2001). Os trabalhos de geoprocessamento

foram realizados no laboratório de Geodésia da UFRGS utilizando-se o software ENVI 3.5 (RSI, 2000). Dentre as técnicas de tratamento digital de imagens foram efetuados pré-processamentos, correção geométrica, seleção de bandas, realce de contraste, composições coloridas, filtragem multidirecional e análise por componentes principais. Os produtos gerados foram utilizados como base para os trabalhos de campo. Resultados amplamente satisfatórios foram obtidos, sobretudo com a utilização da técnica de razão de bandas. Esses resultados foram publicados no II Simpósio de Vulcanismo em Belém-PA.

Estudos petrográficos: A classificação dos vários litotipos foi feita ao microscópio petrográfico com base na identificação mineralógica de seus constituintes em lâmina delgada. As relações de contato entre grãos, paragênese mineral, texturas e fábrica das rochas ajudaram a entender os processos envolvidos na formação das mesmas. Neste estudo foram confeccionadas e descritas 122 lâminas delgadas.

Análises petroquímicas: As análises de rocha total foram realizadas no laboratório Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canadá. Os elementos maiores foram analisados pelo método ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry); os elementos menores e ETR foram analisados pelo método ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry). Na análise do flúor utilizou-se o método de fusão e determinação por íon específico. Um total de 67 amostras foram analisadas para elementos maiores, elementos menores e traços e elementos terras raras. Destas, 42 amostras são de rochas vulcânicas ácidas e intermediárias e piroclásticas associadas (10 de rochas piroclásticas e 32 de rochas efusivas) e 25 são de rochas granitóides.

Geocronologia: As análises geocronológicas foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, em espectrômetro de massa por termo-ionização (TIMS) *Finnigan* MAT 262. Utilizou-se a técnica de evaporação de Pb em monocristal de zircão em filamento duplo de rênio. Neste estudo foram realizadas 15 análises geocronológicas onde se determinou as idades absolutas de 8 amostras de rochas vulcânicas e 7 amostras de granitóides. Este trabalho foi

fundamental e indispensável para a definição do modelo geológico evolutivo da Província Pitinga apresentado nesta Tese.

Integração e interpretação dos resultados: Nesta etapa, conceitos e fundamentos teóricos foram utilizados na integração e interpretação de todos os dados geológicos levantados e compilados, com indicação clara dos resultados obtidos, tendo como resultado este texto integrador. Durante a execução deste estudo, algumas das etapas já concluídas tiveram seus resultados publicados sob a forma de resumos expandidos em Simpósios e Congressos de geologia, e três artigos científicos foram submetidos à publicação em revistas especializadas.

1.4 Integração dos Artigos: evolução do conhecimento sobre a geologia de Pitinga proporcionada pelo presente trabalho

O primeiro passo do presente trabalho foi a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto em área de 1º quadrado, bem maior do que a abrangida pelo mapa geológico regional de COSTI (2000) (FIG. 2), então adotado pela Mineração Taboca S.A.. Esta ampliação resultou no mapa apresentado na FIG. 4, que evidenciou alguns aspectos antes insuspeitados. Por um lado, a área de ocorrência do Grupo Iricoumé tem aproximadamente a mesma forma da braquissinclinal do rio Pitinga, o que abriu a perspectiva desta última ser apenas parte de uma estrutura ainda maior (mega-estrutura). Por outro lado, os corpos graníticos parecem ter diferentes relações com a mega-estrutura, com a braquissinclinal ou com sua rocha encaixante, o Grupo Iricoumé. Os granitos Pedreira, Madeira e Água Boa, alongados na direção NE-SW, constituem alinhamento paralelo ao flanco NW da braquissinclinal. Contrastantemente, na parte norte da área uma série de corpos (então agrupados como granito Alto Pitinga) parecem formar arcos, semelhantes aos diques anelares típicos de ambientes de caldeiras vulcânicas. Imediatamente ao sul dos arcos, ocorre um corpo granítico quase perfeitamente circular, o granito Europa. Finalmente, outros corpos (granitos Bom Futuro, Rastro e Simão) apresentam formas bastante irregulares (FERRON *et al.*, 2002).

Nos trabalhos de campo para verificação dos resultados do estudo de sensoriamento

remoto, foram encontradas diversas evidências de que o vulcanismo do Grupo Iricoumé na região de Pitinga foi associado a um complexo de caldeiras. Em consequência, foram estabelecidas como prioridades para a continuidade do trabalho (1) realizar amostragem dos diversos corpos graníticos (exceto Madeira e Água Boa, já bem estudados) situados fora das áreas indígenas, para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos e, na medida do possível, (2) realizar estudos detalhados em um corpo de cada tipo (com relação às formas, vide acima) e estudos detalhados do Grupo Iricoumé em locais selecionados. O cumprimento das tarefas acima permitiu a consecução de todos os objetivos previstos para esta tese.

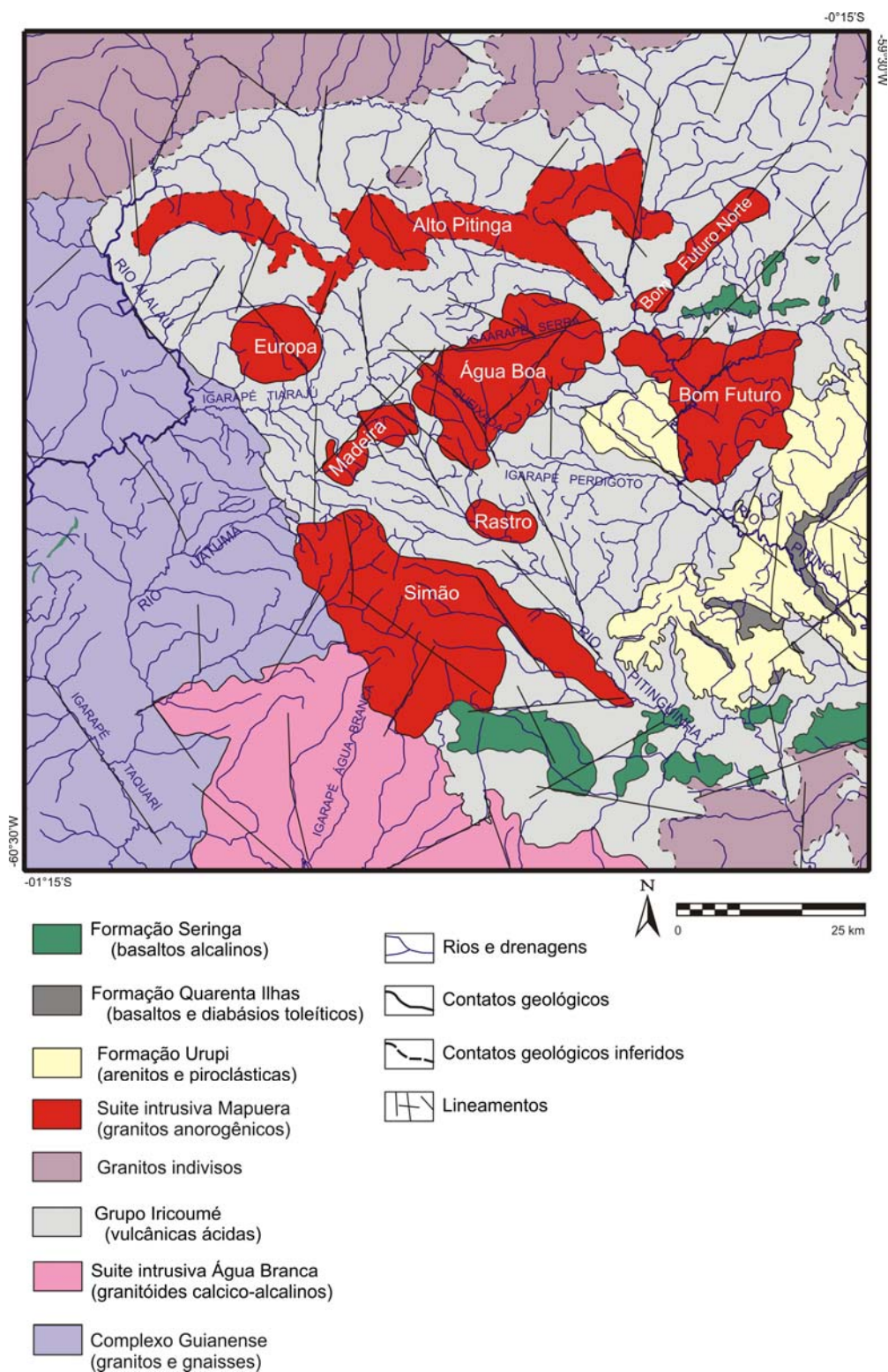


FIGURA 4 – Mapa Geológico Preliminar da Província Pitinga

A evolução estratigráfica e geocronológica da região foi tratada no artigo *Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico* já aceito para publicação pela Revista Brasileira de Geociências.

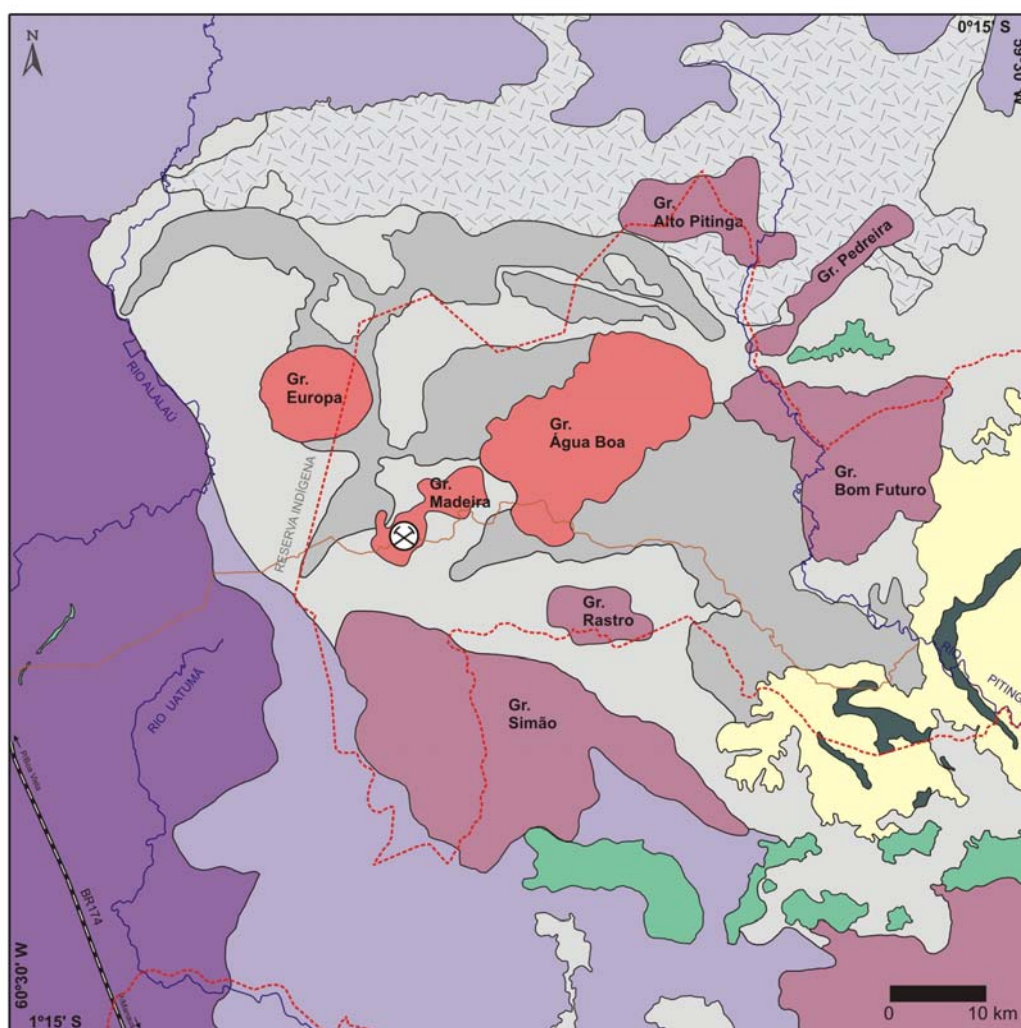
Este artigo apresenta o novo mapa geológico regional (FIG. 5) e demonstra que o contexto geológico da Província Pitinga é constituído predominantemente por rochas de idade paleoproterozóica, representadas por unidades vulcânicas e graníticas enquadradas no Supergrupo Uatumã, por granitóides mais jovens, relacionados à Suíte Madeira e por uma unidade vulcano-sedimentar denominada Formação Urupi.

As unidades graníticas das Suítes Mapuera e Madeira são representadas por oito *plutons* graníticos intrusivos em rochas vulcânicas ácidas e intermediárias do Grupo Iricoumé. Das unidades graníticas apenas as da Suíte Madeira possuem informações geocronológicas prévias.

Neste artigo são apresentadas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de quatro unidades graníticas da Suíte Mapuera e de rochas vulcânicas encaixantes. Informações de campo, petrográficas e geoquímicas permitem distinguir na região dois pulsos magmáticos. O primeiro responsável pela geração de rochas vulcânicas e graníticas de idades entre 1.890 e 1.876 Ma (Suíte Mapuera). O segundo pulso magmático gerou rochas graníticas tipo-A entre 1.829 e 1.798 Ma (Suíte Madeira).

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé foram divididas, com base em dados de campo, e de sensores remotos, em três formações distintas, para as quais se propôs as denominações: Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto. As idades dessas unidades situam-se entre 1,89 e 1,88 Ga.

Os dados de campo indicam que a Formação Urupi mostra intercalações de rochas piroclásticas. Estas piroclásticas foram interpretadas como possivelmente pertencentes à Formação Paraíso, o que posicionaria a Formação Urupi no Paleoproterozóico, corroborando sua correlação temporal com o Supergrupo Roraima.



Legenda

- Rios
- Rodovia BR 174 Estradas
- Mina de Pitinga
- Limites de reservas indígenas e biológica

Coluna estratigráfica da Província Pitinga

PERÍODO	Formação	Descrição		
MESO	Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros		
	Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios toleíticos e rochas diferenciadas ácidas		
PROTEROZOÍCO	Suíte Madeira	Sienogranitos e feldspato alcalino granitos		
	Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos e siltitos com intercalações de rochas piroclásticas		
	PALEO	Suíte Mapuera	Sienogranitos a monzogranitos	
		Supergrupo Uatumã	Fm. Ouro Preto	Riolitos, riolitos e quartzos-traquitos
			Fm. Paraíso	Tufos e ignimbritos ácidos
			Fm. Divisor	Andesitos e latitos porfíricos
	Suíte Intrusiva Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita granodioritos e tonalitos		
Complexo Guianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides			

FIGURA 5 – Mapa Geológico da Província Pitinga

Todas essas unidades litológicas estão associadas a uma mega-estrutura distensional de forma arqueada e de dimensão regional, que abrange a totalidade da Província Pitinga. Os *plutons* graníticos da Suíte Mapuera ocupam as porções marginais da estrutura, que é preenchida por vulcânicas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé e sedimentos da Formação Urupi. O contexto tectônico sugere que a colocação das rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé, na Província Pitinga, foi controlada por processos distensionais e subsidência de caldeiras no interior da mega-estrutura regional. A reativação desse sistema distensional, em período pós-Uatumã, permitiu o posicionamento dos *plutons* da suíte Madeira na parte central dessa mega-estrutura.

Os resultados do estudo geoquímico, apoiado por dados geocronológicos e petrográficos adicionais, são apresentados no artigo “Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.87 Ga) of the Pitinga Province, Amazonas, Brazil”, submetido ao Journal of South American Earth Sciences.

Além do estudo geoquímico, este trabalho divulgou um novo dado – então recentemente descoberto e, por isso, ainda pouco trabalhado - extremamente importante: a presença de rochas básicas associadas ao vulcanismo Iricoumé. As formações que constituem o Grupo Iricoumé (1,89-1,88 Ga) foram assim caracterizadas: Formação Divisor (vulcanitos intermediários), Formação Ouro Preto (efusivas ácidas) e Formação Paraíso (ignimbritos ácidos ricos em cristais, depósitos tipo *surge* e básicas associadas).

O trabalho demonstra que a sequência vulcânica foi intrudida pelos granitóides da Suíte Mapuera (1,88 Ga), representados principalmente por monzogranitos e sienogranitos. Relações estruturais e de campo confirmam ambientes associados a abatimento de caldeiras controlando o posicionamento das rochas vulcânicas e plutons graníticos da Suíte Intrusiva Mapuera. Subseqüentes reativações das estruturas tectônicas permitiram o posicionamento da Suíte Madeira (1,82-1,81 Ga) na porção central do complexo de caldeiras.

O magmatismo félsico Iricoumé é predominantemente composto por riolitos e traquidacitos, feno-latitos e feno-andesitos com conteúdos de SiO₂ entre 64 e 80%. Os termos plutônicos da Suíte Mapuera apresentam teores de SiO₂ entre 65 e 77%. Rochas vulcânicas e graníticas apresentam características geoquímicas que se sobrepõem devido ao

caráter co-magmático. Ambas são metaluminosas a levemente peraluminosas e mostram características geoquímicas consistentes com afinidade alcalina ou com rochas tipo-A. Apresentam conteúdos de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ entre 6,6 e 10,4%, razões $\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$ variando de 0,76 a 0,99, razões Ga/Al entre 1,5 e 4,9, similares às de rochas tipo-A, e se posicionam no campo dos granitóides intra-placa ou pós-colisionais no diagrama $(\text{Nb}+\text{Y})$ versus Rb. A razão Nb/Y indica que são comparáveis a rochas tipo A2.

Interpreta-se que o magmatismo pode ser relacionado à (i) série alcalina potássica, com baixo conteúdo de Sr explicado pelo expressivo fracionamento do plagioclásio em baixa pressão, e alta temperatura ou, alternativamente, (ii) uma associação bimodal onde magmas ácidos tiveram enorme influência crustal. A similaridade do magmatismo Iricoumé com granitóides do tipo A2 e a alta razão ETRL/Nb sugerem sua relação com fontes mantélicas previamente modificadas por subducção, provavelmente em um ambiente pós-colisional. Alternativamente este pode ser interpretado como magmatismo bimodal intra-placa com grande participação de fusões crustais. Neste contexto, o extremo enriquecimento em flúor, Nb e Zr, da Suíte Madeira poderia ser explicado pela presença de uma crosta fina favorecendo a presença e a continuidade de sistemas convectivos no manto superior.

A evolução geotectônica de Pitinga é abordada no artigo *Magmatismo vulcano-plutônico Uatumã da Província Pitinga e seu posicionamento no contexto geológico do norte da Amazônia*, submetido à Revista Brasileira de Geociências.

Neste artigo, a evolução tectono-magmática da Província Pitinga foi relacionada a um processo contínuo de geração de granitóides cálcico-alcalinos, alcalinos e peralcalinos, relacionados a ambientes de arcos magmáticos e de caldeiras vulcânicas, associados a regimes pós-colisional até anorogênico. Esta evolução marca, portanto, um aumento da alcalinidade e dos conteúdos em sílica das rochas geradas nestes ambientes, ao longo do tempo.

O registro mais antigo da província está relacionado ao magmatismo cálcico-alcalino metaluminoso Água Branca (1.96-1.94 Ga), cuja gênese é atribuída a fontes mantélicas em ambiente de subducção, com menor ou maior proporção de contribuição crustal. Esse magmatismo é correlacionado, em função das características química e dados geocronológicos, com a Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo (Província

Aurífera do Tapajós) e com as unidades Surumu-Pedra Pintada e com parte das rochas vulcânicas até então interpretadas como pertencentes ao Grupo Iricoumé, ocorrentes no sul de Roraima e norte do Amazonas.

Dois episódios de geração de magmatismo alcalino paleoproterozóico foram identificados na Província Pitinga. O primeiro (1.89 e 1.88 Ga) gerou um magmatismo bimodal relacionado à associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, cujas características geoquímicas, petrográficas e relações de campo sugerem que as fontes de seus magmas sejam, em parte, de origem mantélica previamente modificadas por subducção, com importante contaminação crustal (andesitos e latitos da Formação Divisor), e, em sua maior parte, de derivação crustal, compondo uma associação bimodal onde predominam os termos com alta sílica. O segundo pulso magmático, de caráter anorogênico, ocorrido entre 1.82 e 1.81 Ga, gerou os *plutons* graníticos alcalinos e peralcalinos da Suíte Madeira, responsáveis pela mineralização polimetálica da Mina Pitinga. O regime tectônico predominantemente extensional na Província Pitinga, gerou uma bacia sedimentar preenchida por sedimentos clásticos continentais com uma importante contribuição vulcanoclástica, além de intercalações de rochas piroclásticas ácidas. Nos estágios finais de sua evolução, as rochas sedimentares foram cortadas por diques e *sills* básicos.

As rochas da associação alcalina Iricoumé-Mapuera da Província Pitinga apresentam forte similaridade geoquímica e geocronológica com as rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida, granitos São Jorge Jovem, Maloquinha e Jardim do Ouro, na Província Aurífera do Tapajós, bem como com granitóides da Suíte Mapuera na região sul de Roraima e norte do Amazonas.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1 Histórico – Da Descoberta da CPRM ao Projeto Rocha Sã da Mineração Taboca S.A.: O Avanço na Exploração Mineral e a Estagnação do Conhecimento Geológico Regional

A história da Província Pitinga teve início com a descoberta, por geólogos do Serviço Geológico do Brasil (CPRM), de mineralizações estaníferas na região do rio Pitinga, bacia do rio Uatumã, no estado do Amazonas, durante a realização de projeto de mapeamento geológico básico (VEIGA Jr. *et al.*, 1979). Após as primeiras notícias dessas ocorrências, ainda em 1979, a mineradora Paranapanema S/A iniciou trabalhos de pesquisa em áreas adquiridas da própria CPRM, abrangendo da margem direita do médio rio Pitinga até as cabeceiras do igarapé Queixada, e requereu para pesquisa outras áreas mais a oeste, até a divisa com a área indígena Waimiri-Atroari. Nessa época já havia sido aberta a BR-174 (Manaus-Boa Vista), mas não havia a ligação entre esta e o igarapé Queixada, onde se concentravam as atividades prospectivas na ocasião. O acesso era feito então através dos rios Uatumã e Pitinga ou por pequenas aeronaves.

Em 1982, já eram conhecidas reservas aluvionares e iniciava-se o ciclo produtivo de estanho aluvionar que viria a cessar somente em 2001, após forte queda dos preços do metal na LME. Ainda em 1982, trabalhos intensos culminaram com a descoberta das mineralizações aluvionares do igarapé Madeira, que drena a Serra do Madeira, que viria a se constituir mais tarde, na maior reserva de minério primário de estanho do Brasil e a maior reserva de Ta do mundo, contendo também criolita e outros minerais portadores de Nb, Y, Zr, Rb, Th e U.

Diante das expectativas geradas pelas descobertas de jazimentos primários de grande monta, na Serra do Madeira, relacionados à mineralização disseminada de Sn em rocha granítica (albita granito), a Paranapanema iniciou em 1983 no rio Pitinga, a construção de uma usina hidrelétrica, e em 1984 a construção da vila Pitinga e do acesso rodoviário até a BR-174.

Com o avanço das pesquisas geológicas, em 1988 foram descobertas as mineralizações de criolita associadas ao granito Madeira. Várias outras atividades minero-

industriais foram implantadas a partir de então, como o início da lavra de minério primário intemperizado em 1989, e o início de operação em 1991 de planta de beneficiamento constituída por unidades de separação gravíticas, eletrostática e eletromagnéticas. Em 2001, deu-se início à operação de lavra da rocha sã, no granito Madeira. Em 2002, deu-se início, no Pitinga, à operação de planta metalúrgica com forno elétrico de redução e processo aluminotérmico para o aproveitamento de Nb-Ta contidos em columbita e niobatos associados à rocha sã.

Hoje a mina operacionaliza o final das reservas de minério intemperizado e amplia as operações de britagem e moagem de rocha sã, partindo para o projeto pleno que prevê a lavra de cerca de 8,4 milhões de toneladas/ano de ROM com teores de 0,175% de Sn, 0,223 de Nb₂O₅ e 0,028 de Ta₂O₅, e vida útil estimada em 26 anos. O processamento metalúrgico do minério de Nb-Ta é feito na própria mina, e o do Sn é processado na metalúrgica Mamoré em São Paulo, também do Grupo Paranapanema.

Os primeiros trabalhos de cunho geológico realizados na região de Pitinga tiveram à frente o Serviço Geológico do Brasil (CPRM). O reconhecimento geológico e geoquímico realizado por Mandetta *et al.* (1974) ao longo do rio Pitinga motivou a criação dos Projetos *Estanho do Abonari* (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976) e *Sulfetos do Uatumã* (VEIGA Jr., *et al.*, 1979). Esses trabalhos, realizados na escala 1:100.000, juntamente com os projetos do RadamBrasil, também da década de 70, na escala 1:1.000.000, definiram o que até hoje é a base regional do conhecimento geológico.

A descoberta de mineralizações estaníferas na região de Pitinga, durante a realização dos trabalhos pioneiros da CPRM, motivou a Paranapanema S/A, empresa privada, a investir pesadamente em pesquisa geológica na região, a partir do final da década de 70. Em 1982, esta empresa já iniciava a exploração de cassiterita na região. O fato desta área estar desde o início de sua exploração sob o controle de empresa privada, com acesso restrito e controlado, fez com que poucos trabalhos objetivando a geologia regional com enfoque mais científico fossem realizados ou divulgados, pois, a partir do início dos anos 80 os esforços se voltaram quase que exclusivamente para o conhecimento e detalhamento dos corpos graníticos relacionados às mineralizações de interesse. Nos anos 90, os poucos trabalhos realizados na região, tiveram enfoque exclusivo nas mineralizações e ficaram basicamente centrados nos

mesmos alvos: granitos Madeira e Água Boa e, com menos peso, o granito Europa, por serem estes granitos especializados, com maior afinidade geoquímica para a concentração de mineralizações de interesse.

As restrições que naturalmente se impunha por parte da empresa, que se reservava o direito de manter sigilo sobre suas atividades prospectivas, aliado às limitações impostas pela Funai, impedindo o acesso para a pesquisa nas áreas indígenas Waimiri-Atroari e Trombetas-Mapuera, circunvizinhas ao Pitinga, fizeram com que aspectos da geologia regional permanecessem desconhecidas sob o ponto de vista de investigação direta em campo, não só por parte de empresas privadas, como também por parte de instituições governamentais.

No ano 1998 foi criada a Reserva Biológica do Uatumã, através de um decreto do governo federal, tornando impeditivo o acesso às áreas a sul da Província Pitinga. Para completar o quadro restritivo, em 2001, um novo decreto governamental ampliou os limites dessa reserva biológica para norte em cerca de 10 km, e para leste-sudeste por cerca de 100 km, fazendo com que áreas antes acessíveis se tornassem de acesso restrito.

As limitações impostas durante cerca de 26 anos, provocadas por um lado pela empresa privada que detém os direitos minerários e, por outro lado, por impedimentos legais de acesso, fez com que poucos pesquisadores, institucionais ou não, tivessem trabalhos realizados e publicados sobre a geologia da área, sobretudo no que tange ao aspecto da geologia regional, seu entendimento e enquadramento no contexto geológico do Craton Amazônico.

No final dos anos 90, com a transferência do controle acionário da empresa detentora dos direitos minerários na região para novos proprietários, houve substancial mudança nos conceitos gerenciais de forma a se permitir o acesso e maior participação de entidades de pesquisa públicas ou privadas no âmbito da Província Pitinga. Desta forma, através do Convênio de Cooperação Técnica firmado entre o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, e a Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira – ADIMB, universidades a Mineração Taboca S/A, foram realizados trabalhos envolvendo equipes multidisciplinares desenvolvidos nas áreas de geologia de campo, geoquímica, geologia isotópica, inclusões fluidas, sensoriamento remoto e geologia estrutural. Através deste convênio foram estudados dez distritos mineiros na Amazônia Brasileira buscando-se

definições de modelos genéticos e prospectivos com vistas a subsidiar a exploração em outras regiões da Amazônia. Na Província Pitinga foram desenvolvidos os projetos Estanho e Criolita, respectivamente orientados pelos Professores Doutores Roberto Dall'Agnol da UFPA e Artur Bastos Neto da UFRGS, este orientador da presente tese de doutorado.

2.2 Contexto Geotectônico

O Craton Amazônico situa-se na porção norte da Plataforma Sul-americana (ALMEIDA *et al.*, 1981), e constitui-se numa das maiores áreas cratônicas do mundo, sendo formado por dois escudos pré-cambrianos, Escudo das Guianas e Escudo Guaporé, geograficamente separados pelas bacias Paleozóicas do Amazonas e Solimões (TASSINARI *et al.*, 1999 e 2000).

Modelos diversos tem sido aplicados por diferentes autores na tentativa de entendimento da evolução tectônica do Craton Amazônico. Estas propostas enfocam a compartimentação do craton em províncias tectono-geocronológicas englobando eventos ocorridos entre 3,10 a 0,99 Ga. O modelo proposto por COSTA e HASUI (1997) para a formação do Craton Amazônico, baseia-se em dados geofísicos (gravimetria e magnetometria), geológicos, geoestruturais e geocronológicos subdividindo o craton em 12 páleo-placas arqueano-paleoproterozóicas, circundadas por cinturões móveis submetidos a reativações cíclicas até o Fanerozóico. Este modelo considera unicamente processos colisionais do tipo continente-continente durante a evolução do craton. O modelo mobilista de TASSINARI *et al.* (1999 e 2000) considera principalmente dados geocronológicos e divide o craton em 6 províncias principais, onde um núcleo antigo representado pela Província Amazônia Central, de idade arqueana (>2,3 Ga), agrega cinturões móveis de idades decrescentes até 1,00 Ga (FIG. 6).

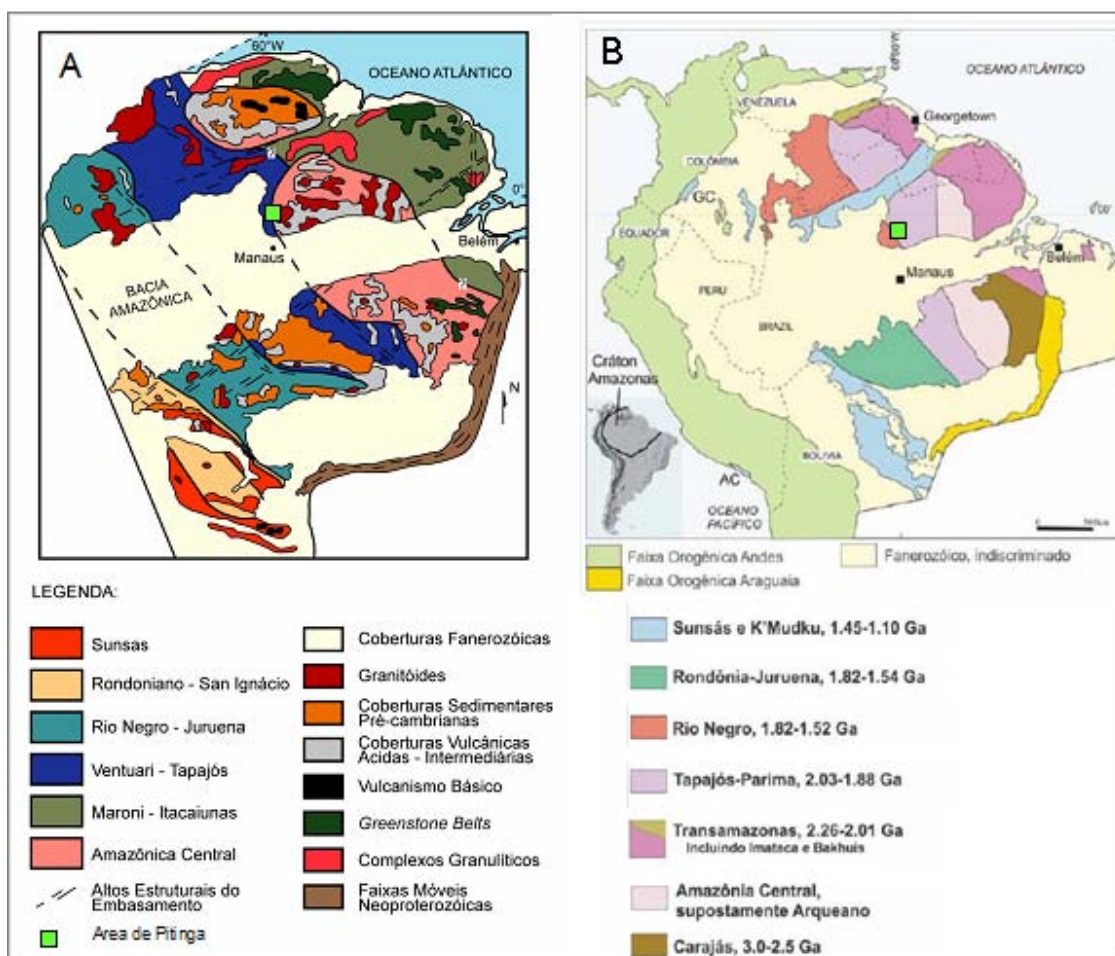


FIGURA 6 – Províncias Geocronológicas do Craton Amazônico. A) Segundo TASSINARI *et al.* (1999 e 2000) e B) Segundo SANTOS *et al.* (2006).

SANTOS *et al.* (2000) utilizam além de informações geocronológicas, informações geológicas advindas de mapeamentos regionais executados pela CPRM desde a década de 70 na Amazônia, e propõem a subdivisão do craton em 7 províncias geológicas e um cinturão de cisalhamento, envolvendo eventos tectônicos ocorridos desde 3,10 a 0,99 Ga. SANTOS *et al.* (2006) com base em novos dados, principalmente isotópicos (FIG. 6), redefinem os limites inicialmente sugeridos e alertam para o fato de até o momento não se ter evidência da existência de rochas arqueanas na Província Amazônia Central (teoricamente considerada arqueana), sinalizando para a possibilidade de futuras reduções desta província, com o avanço dos estudos.

Esses estudos, no entanto, ainda carecem de informações mais precisas, tanto geocronológicas como geológicas e estruturais, para um melhor entendimento do processo evolutivo do Craton Amazônico. À medida que novos estudos vão sendo elaborados, se aprimora o entendimento da complexidade dos processos envolvidos na geração das províncias (acrecção crustal relacionada a arcos magmáticos, reciclagem de crosta continental e processos relacionados a zonas de cisalhamentos), resultando na consequente redefinição dos limites anteriormente propostos.

Neste contexto regional se situam as rochas vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas relacionadas aos Grupos Iricoumé, Surumu e Iriri, e rochas graníticas agrupadas nas Suítes Intrusivas Mapuera, Água Branca, Pedra Pintada e Maloquinha; rochas sedimentares e piroclásticas associadas (Formação Urupi, Grupo Roraima e Formação Tepequem), *sills* e diques básicos toleíticos (Avanavero, Quarenta Ilhas e Crepori) e básicas alcalinas (Formação Seringa).

A Província Pitinga situa-se na porção sul do Escudo das Guianas, craton Amazônico (ALMEIDA *et al.*, 1981), é formada em maior parte por rochas de idade paleoproterozóica, constituídas por granitóides e vulcanitos ácidos e intermediários, rochas básicas e rochas sedimentares de idades entre 1,96 Ga e 1,08 Ga. Segundo o modelo de províncias tectono-geocronológicas de TASSINARI *et al.* (1999 e 2000), a área em estudo situa-se na Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga), e considerando-se o modelo proposto por SANTOS *et al.* (2000), a área localiza-se na Província Tapajós-Parima (2,10-1,87 Ga). Neste contexto, a Província Pitinga está inserida no domínio Uatumã-Anauá (REIS *et al.*, 2006).

Desta forma, admite-se, neste trabalho, que a evolução geotectônica da região de Pitinga teria se iniciado no Paleoproterozóico (Período Orosiriano) relacionada ao ciclo Transamazônico, e se estendido até o final do Mesoproterozóico.

2.3 Geologia Regional

Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico abrangendo a região de Pitinga foram realizados na década de 70 pelo *Projeto Radambrasil*, na Folha SA.20 – Manaus (LOURENÇO *et al.*, 1978) e Folha SA.21 – Santarém (ARAÚJO *et al.*, 1976), em escala 1:1.000.000. Ainda na década de 70, dois grandes projetos, na escala 1:100.000, foram produzidos pelo convênio DNPM-CPRM: *Projeto Sulfetos do Uatumã*, onde foram trabalhadas as Folhas SA.21-V-A-IV, V e VI e SA.21-V-C-I e II (VEIGA Jr. *et al.*, 1979), abrangendo parcialmente a região leste de Pitinga, e *Projeto Estanho do Abonari*, envolvendo as Folhas SA.20-X-D-III e IV (ARAÚJO NETO & MOREIRA, 1976), em área que se justapõe a sul com a área da Província Pitinga. Outro importante enfoque na geologia regional foi dado pelos mapeamentos em escala 1:250.000, executados na década de 80 pela CPRM: *Projeto Uatumã-Jatapu* (COSTI *et al.*, 1984) e *Projeto Trombetas-Mapuera* (JORGE JOÃO *et al.*, 1984).

Os projetos regionais mais recentes, em escala 1:500.000, realizados pela CPRM situam-se no Estado de Roraima, e são denominados: *Projeto Roraima Central* (FRAGA *et al.*, 1999) e *Projeto Caracarai* (FARIA *et al.*, 2000). Nesses projetos são enfocadas unidades litológicas em grande parte similares às encontradas na Província Pitinga, permitindo importantes comparações e correlações entre as áreas.

Descreve-se a seguir, sumariamente, as principais unidades litoestratigráficas que ocorrem nos limites da Província Pitinga (1 grau quadrado).

2.3.1 Unidades do embasamento

O Complexo Guianense foi originalmente descrito por ISSLER *et al.* (1974) para definir rochas submetidas a metamorfismo mesozonal a catazonal, compreendendo as fácies anfíbolito e piroxênio-granulito, as quais foram parcialmente granitizadas. Os representantes mais comuns seriam gnaisses, anfíbolitos, granulitos, migmatitos, granitos, granodioritos, gabros e dioritos.

LOURENÇO *et al.* (1978) e ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) individualizam na região, em escala 1:1.000.000, apenas duas grandes unidades paleoproterozóicas, o Complexo Guianense, representado por rochas metamórficas gnaissóides e granitóides de anatexia, e Grupo Uatumã. Neste, os autores englobaram rochas vulcânicas e graníticas tidas pelos mesmos como contemporâneas.

ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) reconheceram, na área imediatamente a sul da Província Pitinga, litologias compostas por anfibolitos, charnockitos, granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos e dioritos, caracterizadas pela presença de hornblenda na maior parte dos tipos litológicos, as quais enquadraram no Grupo Anauá de RAMGRAB e DAMIÃO (1970), classificando esta unidade como a mais antiga da região (+ de 2,8 Ga).

Segundo SCHOBENHAUS *et al.* (1984), o Grupo Anauá ou Suíte Metamórfica Anauá, representa uma unidade diferenciada do Complexo Guianense, onde granitóides foram distinguidos das faixas metamórficas. Esses granitóides na região ao norte de Manaus, receberam a denominação de Granodiorito Água Branca por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976).

ALMEIDA *et al.* (2002, 2003) reconheceram na região sul do estado de Roraima dois terrenos graníticos os quais denominaram Terreno Martins Pereira-Anauá (2.02 – 1.96 Ga), a norte, e Terreno Igarapé Azul-Água Branca (1.90 – 1.88 Ga), a sul. O Terreno Martins Pereira-Anauá reúne litologias pertencentes ao Complexo Metamórfico Anauá (associação cálcico-alcalina tipo TTG), Granito Serra Dourada (granitóides tipo-S) e Suíte Intrusiva Martins Pereira (metragranitóides). FARIA & LUZARDO (2000) dissociaram do Complexo Anauá e agruparam no Complexo Jauaperi um conjunto de litologias compostas por ortognaisses, migmatitos, metagranitos e granitos além de anfibolito e charnoquitos.

Na Província Pitinga, as rochas mais antigas são atribuídas ao Complexo Guianense indiferenciado. A ocorrência dessas rochas se restringe a uma pequena porção no quadrante sudoeste da área, no interior da Reserva Indígena Waimiri-Atroari.

2.3.2 Suíte Intrusiva Água Branca

A unidade seguinte na coluna estratigráfica, o Granodiorito Água Branca, foi definida por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) como sendo representada por rochas predominantemente granodioríticas, aflorantes ao longo do igarapé Água Branca, afluente do rio Uatumã, e ocorrentes em áreas topograficamente arrasadas, nas proximidades da BR-174.

Em outro projeto de mapeamento regional, abrangendo parcialmente a área do Projeto Pitinga em seu quadrante sudeste, VEIGA Jr. *et al.* (1979) reconheceram, como as rochas mais antigas da região, granitos de composição predominantemente monzogranítica, apresentando efeitos cisalhantes superimpostos, os quais denominaram Adamelito Água Branca. Esses autores descreveram essa unidade como composta de rochas de granulação grossa, coloração cinza-róseo, variando de biotita-monzogranito (predominante) a hornblenda-biotita monzogranito e micro-monzogranito. Composicionalmente, apresentam equilíbrio entre K-feldspato (predominante microclínio) e plagioclásio, e têm como máficos mais comuns a biotita e a hornblenda. Atribuíram a essas rochas uma origem a partir de processos anatéticos do ciclo Orogênico Transamazônico, enquadrando-as no Proterozóico Inferior (2,60 a 1,90 Ga).

Mais tarde, OLIVEIRA *et al.* (1996) utilizou para esses granitos o termo Suíte Intrusiva Água Branca, em substituição ao termo Adamelito Água Branca, em consonância com a recomendação de LE MAITRE (1989).

FARIA *et al.* (2000), consideram a Suíte Intrusiva Água Branca como uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilherano (segundo critérios de PITCHER, 1983), de natureza metaluminosa, levemente peraluminosa e caráter cálcico-alcalino. Com base no comportamento químico, caracterizaram as rochas dessa unidade como granitóides gerados a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura de subducção. Não descartam a possibilidade de contemporaneidade com granitos tipo-S Igarapé Azul, ocorrentes no sul do Estado de Roraima. Sugerem, no entanto, separar essas unidades em duas unidades distintas, agrupando na unidade Granito Igarapé Azul os termos peraluminosos.

Determinações geocronológicas Rb/Sr indicam idades de 1.951 Ma (SANTOS e REIS NETO, 1982) e 1.910 Ma (JORGE JOÃO *et al.*, 1985). Idades obtidas por ALMEIDA *et al.* (1997) pelo método Pb-Pb em zircão indicam entre 1.960 Ma e 1.938 Ma como idades mínimas de cristalização.

ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976), VEIGA Jr. *et al.* (1979) e SANTOS *et al.* (1984) sugerem que os granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca são cortados por rochas vulcânicas ácidas a intermediárias relacionadas ao Grupo Iricoumé (Supergrupo Uatumã). Essa relação, no entanto, é de difícil visualização em campo. A escassez de afloramentos conjugada com a topografia arrasada e a limitação imposta pela restrição de acesso à Reserva Indígena Waimiri-Atroari e Reserva Biológica, dificulta a definição desses contatos.

Rochas com características macro e microscópicas similares às descritas por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) e VEIGA Jr. *et al.* (1979) foram identificadas na região da Província Pitinga e atribuídas à Suíte Intrusiva Água Branca. Essas rochas são constituídas predominantemente por biotita-hornblenda monzogranitos a biotita-hornblenda granodioritos. São rochas metaluminosas de natureza cálcico-alcálica, quimicamente pouco evoluídas quando comparadas às demais unidades graníticas da província. Estas constituem relevo morfologicamente arrasado, com vertentes suaves e ocorrem a sul e norte da província, em locais de acesso restrito e no interior da Reserva Indígena Waimiri-Atroari, no trajeto entre a BR-174 e a entrada da mina Pitinga. São intrudidas, no quadrante sudoeste da área, por rochas graníticas da Suíte Intrusiva Mapuera, representadas localmente pelo batólito granítico Simão. Contrastando com o relevo suave da unidade Água Branca, esta intrusão granítica apresenta relevo bastante pronunciado, com vertentes íngremes e platôs preservados por coberturas laterítico-bauxíticas.

2.3.3 Supergrupo Uatumã

O intenso vulcanismo com plutonismo associado a sua fase final, que afetou a Plataforma Amazônica após o encerramento do Ciclo Transamazônico, durante o Paleoproterozóico, vem sendo discutido por diversos autores, mesmo antes de BARBOSA (1966) utilizar pela primeira vez o termo Grupo Uatumã para definir um conjunto de rochas

vulcânicas de composição andesítica, riodacítica e riolítica, com tufos, ignimbritos e arcóseos intercalados ocorrentes na região do médio rio Tapajós.

ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) identificaram na região do alto rio Uatumã (divisa entre os Estados do Amazonas e Roraima) unidades litológicas constituídas por rochas vulcânicas ácidas e intermediárias (riolitos, riodacitos e dacitos), subvulcânicas (adamelitos e tonalitos), piroclásticas (tufos e brechas) e rochas intrusivas ácidas (granitos tipo alaskito), as quais apontaram como pertencentes ao Grupo Uatumã.

VEIGA Jr. *et al.* (1979) reconheceram na região da confluência do rio Pitinga com o rio Uatumã, duas grandes unidades estratigráficas: Grupo Iricoumé (vulcânicas ácidas, vulcânicas intermediárias e piroclásticas) e Suíte Intrusiva Mapuera (rochas granitóides).

No final da década de 70, após vários projetos regionais realizados pela CPRM nos Estados de Roraima, Amazonas e Pará, e tendo ficado caracterizadas a amplitude e a complexidade da ocorrência das associações de unidades vulcânicas e plutônicas, MELO *et al.* (1978) elevaram o então Grupo Uatumã à categoria de Supergrupo.

O Supergrupo Uatumã, no setor norte do Craton Amazônico, foi definido originalmente por OLIVEIRA *et al.* (1975) e redefinido como Supergrupo por MELO *et al.* (1978). Segundo esses autores, esta unidade é constituída por uma fase vulcânica, sucedida por uma fase plutônica. A fase vulcânica recebeu regionalmente os nomes de Grupo Surumu e Grupo Iricoumé e a fase plutônica, respectivamente, Suíte Intrusiva Saracura e Suíte Intrusiva Mapuera.

REIS & FRAGA (1996) demonstram para o vulcanismo Surumu uma assinatura geoquímica comparável àquelas de magmatismos cálcico-alcálicos, com uma provável evolução vinculada aos estágios finais do Evento Transamazônico. Esses autores descrevem a incompatibilidade química entre as vulcânicas incluídas no Grupo Surumu e os granitóides da Suíte Intrusiva Saracura, na área central do Estado de Roraima, afastando a possibilidade de comagmaticidade entre as rochas dessas unidades. Por outro lado, esses autores demonstram a relação comagmática entre o vulcanismo Surumu-Iricoumé e os granitóides tipo-I Pedra Pintada (FRAGA *et al.*, 1996) e Água Branca (OLIVEIRA *et al.*, 1996).

As rochas vulcânicas do Grupo Sumuru foram datadas por SCHOBENHAUS *et al.* (1994) que obtiveram idade U-Pb de 1.966 Ma., por SANTOS *et al.* (2000) obtendo idade U-Pb SHRIMP de 1.977 Ma e 1.984 Ma., e por COSTA *et al.* (2001) que obtiveram idade de 2.006 Ma.

REIS *et al.* (2000), com base em dados isotópicos disponíveis, sugerem que as idades do magmatismo Uatumã tendem a ser mais jovens na região sul do Craton Amazônico (Grupo Iriri).

SANTOS *et al.* (2000) propõem a restrição do Grupo Uatumã à Província Amazônia Central. Incluem no grupo a Formação Iriri, o Grupo Iricoumé e parte do Grupo Surumu. Sugerem que o magmatismo Uatumã é produto de um processo anorogênico ocorrido entre 1.880-1.870 Ma, envolvendo fusão parcial de fonte crustal arqueana.

Na região de Moriru, no norte do Estado de Mato Grosso, PINHO *et al.* (2001) estudando vulcanitos da Formação Iriri, unidade do Supergrupo Uatumã, obtiveram idades U-Pb em zircões de 1.801 Ma em ignimbritos, e de 1.848 Ma em vulcânicas básicas associadas.

LAMARÃO *et al.* (2002) relatam a ocorrência de dois períodos de intensa atividade ígnea na Província Aurífera do Tapajós, responsáveis por processos acrescionários de formação do supercontinente Atlântica (2.00 Ga.) seguido por um evento (1.88 Ga.) tafrogênico intracontinental que durou até o Mesoproterozóico. Esses eventos teriam gerado na região duas seqüências vulcano-plutônicas geocronologicamente e geoquimicamente distintas, desvinculando parte dessas rochas do Grupo Iriri (Supergrupo Uatumã).

Essas seqüências foram denominadas de Formação Vila Riozinho (2.00-1.97 Ga), composta por andesito basáltico, traquiandesito basáltico e traquito, além de riolito e piroclásticas associadas, de caráter metaluminoso a peraluminoso, à qual se associa granito tipo-I da série da magnetita, alto-K, de natureza cálcico-alcalina (Granito São Jorge – *Older*) e Formação Moraes Almeida, (1.89-1.87 Ga), composta por riolitos, traquitos e ignimbritos, de caráter peraluminoso, à qual se associam granitos tipo-I, de natureza metaluminosa a peraluminosa (Granito São Jorge – *Younger* e Granito Jardim do Ouro) e o granito tipo-A, de natureza peraluminosa (Granito Maloquinha).

As diferentes idades que vem sendo obtidas para as rochas vulcânicas Iricoumé, Surumu e Iriri, bem como as variações químicas registradas tanto nos vulcanitos como nas rochas graníticas associadas, tem suscitado recomendações de diferentes autores (DALL'AGNOL *et al.*, 1987,1994 e 1999; COSTI *et al.*, 2000; SANTOS *et al.*, 2000; REIS *et al.*, 1999 e 2000; LAMARÃO *et al.*, 2002) sobre a necessidade de uma melhor caracterização geoquímica e posicionamento cronoestratigráfico do magmatismo Uatumã. Segundo DALL'AGNOL *et al.* (2003), as rochas do Supergrupo Uatumã podem ser produto de mais de uma série magmática ou representarem rochas formadas em ambientes tectônicos distintos.

Na região de Pitinga, o Supergrupo Uatumã é representado por rochas vulcânicas ácidas e intermediárias e piroclásticas associadas, que definem uma seqüência alcalina saturada em sílica, de caráter metaluminoso a peraluminoso, e por rochas graníticas de caráter metaluminoso a peraluminoso e natureza alcalina. Determinações geocronológicas Pb-Pb em monocristal de zircão obtidas por COSTI *et al.* (2000) indicam idade de 1.888 Ma para rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na região de Pitinga.

2.3.4 Grupo Iricoumé

As rochas vulcânicas de composição ácida a intermediária aflorantes na serra Iricoumé, alto curso do rio Mapuera, no Estado do Pará, foram definidas originalmente como Formação Iricoumé por OLIVEIRA *et al.* (1975).

VEIGA Jr. *et al.* (1979) elevaram a unidade à categoria de Grupo, relacionando-a ao magmatismo Uatumã, interpretado como sendo a fase extrusiva associada ao plutonismo que é representado pela Suíte Intrusiva Mapuera. Esses autores sugerem que a maioria das rochas vulcânicas do craton Amazônico fazem parte de um imenso *front* magmático que cobriu uma grande área da Amazônia no início do Proterozóico Médio, ao final da estabilização cratônica.

VALÉRIO *et al.* (2005) estudando as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé a sul da Província Pitinga, próximo ao município de Presidente Figueiredo (BR-174), analisaram uma amostra de riolito que revelou idade de 1.883 ± 4 Ma. Rochas graníticas analisadas por

VALÉRIO *et al.* (2006) pertencentes ao batólito São Gabriel, intrusivo nessas rochas vulcânicas apresentaram idade de 1.889 ± 2 Ma e foram considerados co-magmáticos às vulcânicas Iricoumé.

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na Província Pitinga constituem a unidade mais expressiva e correspondem às rochas efusivas do evento vulcano-plutônico Uatumã. Apresentam grandes variações texturais e composicionais predominando riolitos, tufos e ignimbritos. Brechas vulcânicas, dacitos e quartzo-traquitos têm ocorrência mais restrita. Estudos geocronológicos indicam idade de 1.888 ± 3 Ma para uma amostra de riolito (COSTI *et al.*, 2000). Quimicamente, essas rochas vulcânicas variam de metaluminosas a peraluminosas e apresentam elevados teores de flúor.

2.3.5 Suíte Intrusiva Mapuera

O termo Mapuera deve-se a GEOMINERAÇÃO (1972) utilizado para designar granitóides remobilizados do embasamento, localizados ao longo do rio homônimo, no Estado do Pará.

VEIGA Jr. *et al.* (1979) utilizaram o termo Suíte Intrusiva Mapuera para designar um conjunto de corpos graníticos intrusivos, e rochas intermediárias associadas, de ampla distribuição na região das fronteiras dos estados do Amazonas, Roraima e Pará. Nesta região, até próximo à divisa com o estado do Amapá, ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976), VEIGA Jr. *et al.* (1979), COSTI *et al.* (1984) e JORGE JOÃO *et al.* (1984), cartografaram dezenas de corpos graníticos de contornos irregulares, arredondados a alongados, intrusivos em rochas vulcânicas relacionadas ao Grupo Iricoumé, granitóides das unidades Igarapé Azul e Água Branca e terrenos granito-gnaissicos do Complexo Guianense.

FARIA *et al.* (2000) incluíram na Suíte Mapuera granitóides leucocráticos a hololeucocráticos, róseos, equigranulares a inequigranulares médios a grossos, geralmente isotropos e homogêneos, de composição monzogranítica a sienogranítica estudados no sul do estado de Roraima. SANTOS *et al.* (2001) identificaram na região da BR-174, no norte do estado do Amazonas, rochas chanockíticas denominados informalmente de Granito Jaburu com idade U-Pb de $1,87$ Ga, o qual incluíram nesta suíte.

Próximo à borda norte da Bacia do Amazonas, a sul da Província Pitinga, VALÉRIO *et al.* (2006) estudaram rochas da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, onde os vulcanitos (idade Pb-Pb em zircão de $1.883 \pm 4\text{Ma}$) são representados por riolitos, traqui-andesitos e ignimbritos de caráter peraluminoso e natureza subalcalina de médio a alto-K, e os granitóides são compostos por biotita sienogranitos, intrusivos na associação vulcânica.

Na área da mina Pitinga, rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e piroclásticas, relacionadas ao Grupo Iricoumé, estão espacialmente associadas à *plutons* graníticos relacionados à Suíte Mapuera e aos *plutons* Madeira, Água Boa e Europa que integram a Suíte Madeira (COSTI *et al.*, 2000).

2.3.6 Formação Urupi

MANDETTA *et al.* (1974) denominaram informalmente de Formação Pitinga uma *sequência vulcano-sedimentar* composta por quartzitos, arcóseos e vulcânicas ácidas (tufos), observada na porção média do interflúvio Pitinga-Jatapu, associada a uma extensa estrutura em forma de sinclinal.

Essa estrutura, a qual classificaram de *braquissinclinal*, exhibe forma aproximadamente elipsoidal, alongada no sentido E-W, e possui extensão de cerca de 60 km e largura de 20 km. Nas bordas, sobretudo na região do rio Pitinga (borda oeste), os sedimentos apresentam mergulho acentuado, de 50° a 70°, que é suavizado em direção ao centro da bacia. Esses autores constataram também *mudança litológica transicional*, entre sedimentação e vulcanismo, em direção ao interior da bacia. Descrevem ainda a existência de diques de rochas básicas cortando os sedimentos na região do rio Pitinga.

VEIGA Jr. *et al.* (1979) denominaram informalmente de Formação Urupi rochas sedimentares quartzo-areníticas, arenitos arcoseanos, arcóseos e siltitos, intercalados por níveis de rochas piroclásticas (tufos silicificados). Essa unidade foi reconhecida como depositada em ambiente continental, e tem como seção-tipo a Serra do Urupi, localizada no extremo norte da “braquissinclinal” do rio Pitinga. Não reconhecem, portanto, a nomenclatura original sugerida por MANDETTA *et al.* (1974) de Formação Pitinga.

Esses autores estimaram uma espessura de 810 metros para o pacote sedimentar, o qual subdividiram em dois níveis, um inferior com 570m constituído predominantemente por quartzo-arenitos com estratificação cruzada e subordinadamente por argilitos e siltitos, e um nível superior, constituído por arenitos feldspáticos arcóseos e subarcóseos. *Ambos os níveis acham-se intercalados por rochas piroclásticas (tufo) silicificadas*, são cortados por *sills* básicos de natureza toleítica, e sobrepõem-se a rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, o que fez com que os autores propusessem uma idade mesoproterozóica para esses sedimentos, correlacionando-os às Formações Roraima e Cubencranquém.

Mapeamento de detalhe realizado por CUNHA (2001), em uma pequena área a juzante da barragem da hidrelétrica do rio Pitinga, em sedimentos da Formação Urupi, identificou litotipos exclusivamente de natureza siliciclástica, com predominância de quartzo arenitos e pelitos e subordinadamente arenitos arcoseanos. Foram reconhecidos quatro associações faciológicas que representam depósitos de *foreshore*, *shoreface* superior, intramaré/submaré e barras de canal fluvial. Esses depósitos foram interpretados como depósitos de região costeira, dominada por ondas e correntes e subordinadamente por processos de maré. Nesta região costeira, também estariam os canais fluviais. Segundo esse autor, os processos diagenéticos instalados indicam que a unidade atingiu até a mesodiagênese.

2.3.7 *Suíte Madeira*

As características químicas, petrográficas e geocronológicas, bem como a faciologia das unidades graníticas que compõem a Suíte Madeira (granitos Madeira, Água Boa e Europa) vêm sendo exaustivamente estudados por vários autores desde os anos 80¹.

Os granitos estaníferos da mina Pitinga, Madeira e Água Boa, foram primeiramente caracterizados por HORBE *et al.* (1985) e DAOUD & ANTONIETTO Jr. (1985) como granitóides alcalinos do tipo-A, anorogênicos peraluminosos a metaluminosos, raramente peralcalinos, e por eles relacionados à Suíte Intrusiva Abonari.

LENHARO (1998) sugere o posicionamento dos granitos Madeira e Água Boa na Suíte Intrusiva Mapuera, do Supergrupo Uatumã, com base em idades U/Pb obtidas por SHRIMP de 1.810 Ma para o fácies biotita-granito, e de 1.794 Ma para o fácies albita granito do granito Madeira, enquanto para o granito Água Boa, obteve idades de 1.798 Ma para o fácies rapakivi e 1.815 Ma para o fácies topázio granito.

COSTI *et al.* (2000) apresentam novos dados geoquímicos e geocronológicos e interpretam os batólitos graníticos Madeira, Água Boa e Europa, como pertencentes a um mesmo evento magmático de idade paleoproterozóica, propondo sua retirada da Suíte Intrusiva Abonari, como originalmente sugerido por HORBE *et al.* (1985) e DAOUD & ANTONIETTO Jr. (1985), e sua inclusão em uma nova unidade litoestratigráfica, a *Suíte Madeira*.

O granito Europa foi estudado somente em cerca de 20% de sua área de ocorrência, uma vez que sua maior parte está situada dentro da Reserva Indígena Waimiri-Atroari, onde o acesso não é permitido por questões legais. COSTI *et al.* (2000) identificaram a ocorrência de um granito hipersolvus de granulação média, equigranular, de caráter peralcalino, portador de anfibólio alcalino riebeckita-arfvedsonita, o qual apresentou idade Pb-Pb em zircão de 1.829 Ma. PRADO *et al.* (submetido) caracterizaram dois fácies com características peralcalinas, ambos compostos por anfibólio alcalino pertita granito, sendo que um desses fácies apresenta feldspatos alcalinos com coloração avermelhada, indicando condições

¹ CARVALHO FILHO *et al.* (1984); DAOUD & ANTONIETTO Jr. (1985); HORBE *et al.* (1985); MACAMBIRA *et al.* (1987); DAOUD & FUCK (1990); HORBE *et al.* (1991); COSTI *et al.* (1997); LENHARO *et al.* (1997); BORGES (1997 e 2002); LENHARO (1998); COSTI (2000); COSTI *et al.* (2000).

oxidantes durante os estágios finais de cristalização. A este fácies estão relacionadas anomalias de Nb obtidas a partir de amostragens de solo.

O Granito Madeira é composto por um fácies mais precoce de caráter metaluminoso, classificado como anfíbólio-biotita sienogranito porfirítico, com textura rapakivi. Este fácies é cortado por um biotita-feldspato alcalino granito equigranular de granulação média, de caráter peraluminoso. Esses dois fácies são intrudidos por um pequeno *stock* de cerca de 2 km de diâmetro composto por outros dois fácies de caráter peralcalino, que apresentam-se interdigitados, sugerindo sua contemporaneidade. Um desses fácies, o de menor extensão é classificado como feldspato alcalino granito, porfirítico, hipersolvus, e o outro como albita granito. O albita granito é dividido em um sub-fácies de núcleo, magmático, de caráter peralcalino e portador de criolita, e um sub-fácies de borda, peraluminoso, portador de fluorita, interpretado como de natureza autometassomática a partir do sub-fácies de núcleo (COSTI *et al.*, 2000). O *stock* de albita granito é mineralizado em Sn, Nb, Ta, Zr, Th, U, Y, Rb, ETRP e criolita.

Derminações geocronológicas Pb-Pb em zircão, obtidas por COSTI *et al.* (2000) para os fácies do *pluton* Madeira, apontam idade de 1.824 Ma para o fácies anfíbólio-biotita sienogranito (rapakivi), 1.822 Ma para o fácies biotita-feldspato alcalino granito e 1.818 Ma para o fácies feldspato alcalino granito hipersolvus. Esta última determinação foi interpretada pelo autor como sendo, também, a idade do fácies albita granito, uma vez que estes fácies apresentam-se interdigitados.

O granito Água Boa constitui-se no maior dos três *plutons* da Suíte Madeira. Este é composto por quatro fácies (DAOUD, 1985 e LENHARO, 1998). A fácies mais precoce é constituída por um anfíbólio biotita sienogranito, de granulação média ou grossa, mostrando esparsamente textura rapakivi. A fácies seguinte é um biotita sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se uma fácies constituída por biotita-feldspato alcalino granito equigranular, de caráter hipersolvus. A última fácies é representado por topázio granito porfirítico (LENHARO, 1998). Geoquímicamente são de natureza alcalina, classificadas como granitos tipo-A, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (HORBE *et al.*, 1991). Essas rochas foram datadas por LENHARO (1998) que obteve idades SHRIMP U-Pb em zircão de 1.798 Ma para o fácies rapakivi e 1.815 Ma para o fácies

topázio granito. Essas idades, embora não sejam coerentes com as relações observadas em campo entre essas fácies, fez com que a autora relacionasse esse pluton ao Evento Uatumã. COSTI et al. (2000) com base em dados geoquímicos e de campo posicionam o *pluton* Água Boa na Suíte Madeira.

2.3.8 Formação Quarenta Ilhas

Esta unidade foi definida formalmente por VEIGA Jr. *et al.* (1979) para um conjunto de rochas compostas por diabásios, gabros e basaltos, com suas respectivas variações litológicas, além de rochas diferenciadas, como monzonito, diorito e quartzo-monzonito. Apresentam granulação fina a grosseira e tem o diabásio como a variedade mais abundante. Sua caracterização geoquímica indica um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina e de caráter toleítico.

As relações de contato das rochas dessa unidade, descritas por MANDETTA *et al.* (1974) e VEIGA Jr. *et al.* (1979), definem seu caráter intrusivo em rochas sedimentares e intercalações piroclásticas da Formação Urupi. A Formação Quarenta Ilhas, com seção tipo na corredeira homônima do médio curso do rio Pitinga, possui como estrutura mais proeminente o *Sill* Quarenta Ilhas, encaixado concordantemente nas rochas sedimentares e piroclásticas, na região de fechamento oeste da “braquissinclinal” de Pitinga, definida por MANDETTA *et al.* (1974).

A caracterização petrográfica realizada por SILVA Jr. (1992) em rochas amostradas no *Sill* Quarenta Ilhas, permitiu a identificação de cinco grupos distintos: gabro; monzogabro e quartzo-monzogabro (pobre em quartzo); quartzo-monzogabro (rico em quartzo) e quartzo-monzonito; quartzo-sienito e álcali-feldspato sienito. Os aspectos texturais e mineralógicos sugerem que a cristalização dessas rochas envolveu, por um lado, cristalização segundo o *trend* de diferenciação magmática gabro - quartzo-sienito e, por outro lado, a cristalização de álcali-feldspato sienito. Todo o conjunto foi submetido a transformações hidrotermais gerando saussuritização, uralitização e albitização. Este autor sugere ainda que essas rochas correspondem à série subalcalina monzonítica de LAMEYRE & BOWDEN (1982).

Determinações geocronológicas feitas por SANTOS *et al.* (2002) para o vulcanismo básico Quarenta Ilhas apontaram idade de $1.780 \pm 3\text{Ma}$, indicando uma possível idade de encerramento das manifestações vulcânicas mesoproterozóicas na região e, ao mesmo tempo, balizando a idade de deposição das rochas sedimentares e piroclásticas da Formação Urupi.

2.3.9 Formação Seringa

Esta unidade é constituída por derrames e diques básicos de natureza alcalina e ocorre preferencialmente na região da Hidrelétrica de Pitinga e ao sul do granito Simão e médio igarapé Pitinguinha.

ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) descreveram pela primeira vez na região norte do Estado do Amazonas uma variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica, composta essencialmente por plagioclásio cálcico e olivina, com pouco ou ausente piroxênio (troctolito). Segundo esses autores, essa manifestação básica teria incidido na Plataforma Amazônica no início do Proterozóico Superior e teria sua origem associada a fraturas de esforços distensionais ocorridos após a incidência do episódio K'Mudku. Apresentam idade K/Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma para hornblendas obtidas, respectivamente, em diabásio e gabro desta unidade. Esses autores chamam atenção também para a existência de várias manifestações básicas de natureza alcalina ocorridas na Plataforma Amazônica no intervalo compreendido aproximadamente entre 1.100 Ma e 1.000 Ma, representadas tanto ao norte como a sul da sinéclise Amazônica.

Ao norte do Estado do Amazonas, na região dos rios Uatumã, Jatapu e igarapé Seringa, VEIGA Jr *et al.* (1979) identificaram extensos derrames e diques de rochas básicas, apresentando presença constante de plagioclásio e olivina e freqüente de augita, com predomínio de quimismo básico alcalino de natureza sódica, aos quais sugeriram a designação de Formação Seringa. Atribuíram essas rochas ao Proterozóico Superior, com base em uma datação K/Ar realizada em olivina-diabásio, que revelou idade de 880 Ma. Esses autores correlacionam esse magmatismo básico alcalino ao magmatismo Cachoeira Seca (SANTOS & OLIVEIRA, 1978), no Estado do Pará, e atribuem sua origem a reativação de profundas falhas gravitacionais originadas por esforços de distensão pós-K'Mudku.

Essas manifestações básicas alcalinas encontram-se presentes no quadrante sudeste da área de Pitinga, nas proximidades do rio homônimo, e representam na área o último evento magmático da região. A maior parte das ocorrências, no entanto, situam-se em região de acesso restrito por impedimento legal, definido pelo contorno da Reserva Biológica do Uatumã.

2.3.10 Depósitos Bauxítico-Lateríticos

Coberturas lateríticas foram identificadas por ARAÚJO NETO & MOREIRA (1976) e VEIGA Jr. *et al.* (1979) na região norte do Estado do Amazonas. Esses autores delimitaram extensos platôs lateríticos com formas tabulares que sustentam as maiores elevações da região em torno de 300 metros. Atribuíram a essa unidade uma idade situada entre o fim do Terciário Superior (Plioceno) e o início do Quaternário (Pleistoceno).

COSTA *et al.* (1988) relataram, pela primeira vez na região de Pitinga, depósitos de bauxita associados a esses perfis lateríticos. Esses depósitos ocorrem sob a forma de platôs de 1 a 10 km², em altitudes que variam de 200 a 300m. O perfil laterítico completo, maturo, atribuído ao Terciário Inferior, apresenta espessura média de 10 a 20 metros, e é composto do topo para a base por um nível de cobertura argilosa amarela (“argila de Belterra”), seguido por uma crosta ferruginosa pseudopsolítica tipo pele-de-onça reliquiar. Logo abaixo ocorre o horizonte bauxítico-laterítico propriamente dito, constituído por um nível de gbsita. Segue-se a esse um horizonte argiloso, amarelo amarronzado que constitui o saprolito da rocha mãe considerada.

Segundo COSTA *et al.* (1988) os lateritos maturos da região de Pitinga derivam da laterização intensa de rochas graníticas, vulcânicas ácidas e sedimentares. Os processos de alteração intempérica e laterização, segundo esses autores, teriam se iniciado no Mioceno a partir da reativação de antigo sistema de falhas-fraturas e estabelecimento da drenagem principal com conseqüente dissecação e peneplanização da antiga superfície de laterização. No Plio-Pleistoceno, teria dominado um clima tropical e se estabelecido uma nova fase de laterização. No Pleistoceno, com o domínio de clima seco, teria havido a obliteração do processo de laterização até que no Holoceno, com a implantação do atual clima tropical

chuvoso e o surgimento da floresta amazônica, estabeleceu-se grande estágio de intemperismo químico, levando a decomposição dos lateritos pré-existentes e a formação da cobertura argilosa de cor amarela, conhecida como “argila de Belterra”.

O horizonte bauxítico associado ao depósito bauxítico-laterítico da Província Pitinga apresenta coloração rósea, micro a meso-cristalino, compacto, duro e leve e espessura média de 2 a 5 metros. Os teores de alumina aproveitável nesse horizonte bauxítico situam-se entre 42% e 52%, os teores de Fe_2O_3 em torno de 17%, enquanto os valores de sílica reativa de 3,5%, caracterizando esse depósito como bauxita de grau metalúrgico.

Constatou-se ainda (FERRON & PRADO, 2004), através de geoprocessamento de imagens de radar e satélite ETM+ Landsat, a continuidade dos platôs desde as cabeceiras do rio Uatumã, no limite oeste da área de Pitinga, até o médio curso do rio Nhamundá, na divisa com o Estado do Pará. Nesse percurso, esses platôs são cortados pelos rios Pitinga e Jatapu que esculpem as serras mantidas pelos referidos platôs. Esses autores entendem que o controle da ocorrência desses platôs bauxítico-lateríticos deu-se por condições paleoclimáticas contidas em um “corredor” definido por linhas de igual latitude, tanto a norte como a sul do equador. Essa interpretação encontra subsídio ao se situar nesta mesma faixa a maior mina de Bauxita do Brasil, situada nas cabeceiras do rio Trombetas, no Estado do Pará, a cerca de 400 km a leste do Pitinga. Desta forma, entende-se que o fator climático foi o principal condicionador dessas ocorrências, uma vez que as mesmas se desenvolvem indistintamente sobre rochas sedimentares, graníticas, vulcânicas e piroclásticas associadas.

2.3.11 Depósitos Alúvio-Coluvionares (Pleistocênicos e Holocênicos)

Aluviões de grande porte não são comuns na região de Pitinga. Enquadrados nessa categoria, destacam-se os aluviões dos rios Alalaú, à noroeste, rio Uatumã ou Santo Antônio do Abonari à sudoeste, e rio Pitinga a leste da área. Excetuando-se esses, os demais são considerados aluviões de médio e pequeno porte.

Na região de Pitinga, os aluviões mineralizados em cassiterita representaram importante significado econômico principalmente nas décadas de 80 e 90. Esses depósitos são essencialmente de pequeno a médio porte e caracterizam-se por sedimentos extremamente imaturos e mal selecionados, de composição argilo-arenosa, depositados sob ocorrência de grandes movimentos de massa e conseqüente entulhamento de vales (DAOUD & VEIGA, 1986). Esses autores identificaram na região duas seqüências deposicionais: *seqüência pretérita* e *seqüência sub-atual*, associadas a coberturas coluviais e aluviões recentes, representados pelos sedimentos ativos das drenagens.

A seqüência pretérita relacionada ao Pleistoceno Médio-Superior é representada por paleovales suspensos, recobertos por expressivo capeamento coluvial, enquanto a seqüência sub-atual seria derivada de fontes primárias e/ou retrabalhamento da seqüência pretérita, e é constituída por sedimentos relacionados ao Pleistoceno Superior-Holoceno. Ambas as seqüências apresentam da base para o topo um nível de cascalho basal arenoso, seguido por uma camada areno-argilosa, culminando com uma camada argilo-arenosa. Apresentam espessura total de 2 a 6 metros e estão separadas uma da outra por um intervalo de 4 a 5 metros.

Segundo (DAOUD & VEIGA, 1986) as alternâncias climáticas, relacionadas a períodos glaciais – condicionantes dos períodos de clima semi-árido da Amazônia – ocorridas no Pleistoceno, constituem fator determinante na evolução sedimentológica dos aluviões. Os períodos glaciais corresponderiam a períodos semi-árido, com chuvas torrenciais e vegetação rala. Os períodos interglaciais (como o atual) corresponderiam ao clima tropical úmido, favorecendo o intemperismo químico. Esses autores propõem vincular a deposição das seqüências aluvionares da região do Pitinga às mudanças climáticas

relacionadas aos glaciais Illinoisiano (Pleistoceno Médio) e Wisconsiniano (Pleistoceno Superior).

Até recentemente, permaneciam desconhecidos na região de Pitinga, depósitos aluvionares relacionados a paleocanais soterrados. FERRON & MINUZZI (2001) a partir de trabalhos de sondagem prospectiva na região do baixo igarapé Madeira, reconheceram um nível aluvionar com características semelhantes à seqüência pretérita definida por DAOUD & VEIGA (1986) porém situados em posição inferior aos aluviões atuais, que classificaram como paleocanal soterrado. Este possui ao todo cerca de 8 a 12 metros, representando um perfil onde, da base para o topo, os primeiros 3 a 4 metros constitui-se no paleocanal soterrado, com seqüência deposicional semelhante aquela observada nos paleocanais suspensos. Acima deste pacote, ocorre um intervalo de 3 a 4 metros, composto de argila plástica, extremamente enrijecida. Sobre este pacote normalmente ocorre um segundo nível aluvionar correspondente aos aluviões sub-atuais e recentes (de DAOUD & VEIGA, op. cit.). Nos locais onde este segundo nível aluvionar não se desenvolveu, ocorre pacote de 2 a 3 metros de colúvio argiloso e argila orgânica.

Esses paleocanais soterrados somente foram observados à oeste do alinhamento norte-sul definido pelo sistema de falhas e fraturas de ocorrência proeminente na região, onde se encaixa o igarapé Julião. O desenvolvimento desses paleocanais soterrados, possivelmente está associado a deslocamentos de blocos de pequeno rejeito relacionado a atividade neotectônica, que teria possibilitado o rebaixamento do nível de base na região a oeste desse alinhamento norte-sul, permitindo ao mesmo tempo o retrabalhamento dos paleocanais suspensos, nas terras altas a leste, e o entulhamento de canais nas zonas rebaixadas à oeste, formando assim os paleocanais soterrados.

3. SENSORIAMENTO REMOTO

O tratamento digital de imagens de sensores remotos que antecedeu os trabalhos de campo, forneceu subsídios importantes para a delimitação das unidades litológicas e padrão estrutural de deformação, e foi fundamental na consolidação do entendimento do processo evolutivo do magmatismo vulcano-plutônico Paleoproterozóico da Província Pitinga.

3.1 Fundamentação teórica

Quando há interação entre matéria e radiação eletromagnética (REM), significa que de alguma forma, ambas sofrem modificações. A interpretação dos produtos de sensoriamento remoto (imagens de satélite) se baseia na forma pela qual a REM é gerada, propagada e transformada (DRURY, 1993). A luz e todas as formas de REM comportam-se ora como ondas, ora como partículas, consideradas como energia que unem campos de força elétrico e magnético, sendo denominadas *quanta* ou *fótons* e não possuindo massa. Da mesma forma, uma partícula de matéria, tal como um elétron, mostra sob certas condições, comportamento ondulatório. A propriedade básica da REM é a intensidade, equivalente ao brilho da luz visível, dada pela quantidade de *quanta* ou pelas amplitudes dos campos elétrico e magnético

A REM estende-se por comprimentos de onda de diversas magnitudes, desde menores do que 10^{-13} m (raios gama) até maiores do que 100 km (ondas longas de rádio). Por isso, o espectro eletromagnético está dividido conforme regiões arbitradas em função do uso e aplicação da REM. Na natureza, os processos que envolvem REM são relacionados à temperatura dos corpos emissores. Toda matéria no universo emite algum tipo de radiação e a quantidade emitida, bem como a variação de seus comprimentos de onda são funções complexas da temperatura e da natureza dos corpos envolvidos.

Em sensoriamento remoto são tratadas duas categorias de REM sobre a Terra, quais sejam, aquela que incide sobre a superfície sendo absorvida ou refletida e a radiação emitida pelos corpos terrestres. Os sistemas sensores que captam a radiação solar refletida pela superfície da Terra são ditos passivos, como os sensores a bordo dos satélites Landsat e Spot.

Aqueles sensores que envolvem fontes de REM artificiais emitidas pelos mesmos são chamados sensores ativos, os quais captam a radiação refletida pela superfície da Terra, como o radar.

A aplicação do sensoriamento remoto orbital multiespectral, para a pesquisa mineral, teve um grande avanço a partir de 1984 com o lançamento do satélite Landsat 5 (sensores MSS/TM) e em 1999 com o lançamento do satélite Landsat 7 (sensor ETM+) Este último possui maior resolução radiométrica, espectral e espacial do que os satélites anteriores desta série. O aumento do conhecimento sobre o comportamento espectral dos minerais, solos e rochas também contribuiu para o crescimento da pesquisa, apoiado em técnicas de aquisição de dados espectrorradiométricos e de processamento de imagens, inclusive empregadas para detecção de produtos de alteração hidrotermal.

O satélite Landsat 7 inclui a bordo o sensor ETM+ *Enhanced Thematic Mapper Plus*, projetado para manter uma exatidão radiométrica de $\pm 5\%$ durante sua missão, inicialmente prevista de 5 anos mas ainda em atividade, tornando-o o mais preciso sensor da série Landsat. Este é um sensor imageador em oito bandas espectrais, as três primeiras (1-2-3) sensíveis à REM na região do espectro visível, enquanto as bandas 4-5-7 registram a REM no espectro infravermelho, todas com resolução espacial 30x30m. Além disto, possui uma banda no infravermelho termal (6), com resolução de 60x60m, e uma banda pancromática (8) com resolução espacial de 15x15m. As bandas espectrais do sensor ETM+ podem ser aplicadas distintamente no levantamento de recursos naturais, na prospecção dos diversos materiais da superfície terrestre.

Independente do tipo de sensor, técnicas de processamento de imagens têm sido amplamente desenvolvidas, havendo também um crescente desenvolvimento dos softwares. O processamento digital de imagens constitui um conjunto de técnicas que fornecem ferramentas para identificar e extrair informações contidas nas imagens de satélite, visando sua posterior interpretação. Utilizam-se sistemas computacionais para o processamento digital dessas informações, sendo os produtos resultantes também considerados imagens com informações específicas para o tema escolhido para determinada pesquisa. O objetivo principal do processamento digital, tendo em vista a grande quantidade de dados das

imagens, é o de remover as barreiras inerentes ao aparelho óptico humano, facilitando a extração das informações a partir das imagens.

As principais técnicas de processamento de imagem são: composições coloridas, aumentos de contraste, operações aritméticas, filtragens, transformação I-H-S, análise por componentes principais e classificação de imagens. CRÓSTA & MOORE (1989) e CRÓSTA (1990) desenvolveram uma técnica aplicada à análise por principais componentes, a qual foi adaptada por LOUGHLIN (1991) para estudos referentes à prospecção de alteração hidrotermal relacionada a mineralizações auríferas. ARAÚJO & CARVALHO Jr. (1994) desenvolveram um filtro multidirecional de interesse para geologia, por realçar o relevo e os lineamentos estruturais nas imagens de satélite. Todas essas técnicas foram empregadas no tratamento das imagens orbitais da Província Pitinga.

3.2 Processamento digital de Imagens de Satélite

O tratamento digital das imagens foi realizado no laboratório de geodésia da UFRGS, utilizando-se o software ENVI 3.4. Foram processadas imagens ETM+ Landsat correspondentes a cenas inteiras 231.060 e 231.061, bandas 1, 2, 3, 4, 5 e 7. As técnicas empregadas e os resultados alcançados estão descritos a seguir.

Pré-processamento: Consiste nas etapas que antecedem o processamento. Nesta etapa procedeu-se a integração entre as cenas 231.060 e 231.061, uma vez que a área da Província Pitinga situa-se respectivamente nos quadrantes sul e norte das cenas. Após a integração, procedeu-se o recorte da cena integrada, obedecendo-se os limites definidos pelos paralelos $00^{\circ}15'S$ a $01^{\circ}15'S$ e meridianos $59^{\circ}30'W$ a $60^{\circ}30'W$, que limitam a área estudada.

Correção geométrica: este procedimento teve por objetivo o georreferenciamento dos pixels da imagem para uma projeção cartográfica condizente com a base cartográfica utilizada nos trabalhos de campo. O método utilizado para correção geométrica teve a finalidade de refinar a correção já feita pela agência distribuidora das imagens, sendo baseado em pontos de controle no terreno. A operação envolveu a identificação de pontos de controle na imagem, correspondentes a pontos situados em um mapa plani-altimétrico de referência. Os pontos de

controle foram precisamente identificados no mapa e na imagem de forma interativa pelo operador, modelando-se a transformação por um polinômio linear de baixa ordem, pelo método dos mínimos quadrados em relação aos pontos de controle no terreno.

Seleção de bandas: esta etapa diz respeito à preparação para o emprego, por exemplo, de composições coloridas no espaço RGB (*red, green, blue*), bem como para a transformação IHS (intensidade-matiz-saturação). Adotou-se o método proposto por CHAVES Jr. *et al.* (1982), que utiliza os desvios-padrão e os coeficientes de correlação das imagens, permitindo a obtenção de um fator de índice ótimo – FIO, para todas as combinações possíveis entre as bandas da imagem. Isto determina qual o melhor triplete de bandas para uma composição colorida, pela escolha do conjunto menos correlacionável.

Processamento: Nesta etapa foram realizados os processamentos propriamente ditos, como abaixo apresentados e discutidos:

Realce de contraste: o aumento linear de contraste em todas as bandas espectrais da imagem foi feito visando à obtenção dos histogramas expandidos das mesmas, com a finalidade de eliminar problemas gerados pelas condições de iluminação da cena, que na área em estudo é dada pelo sombreamento e também pela contribuição atmosférica.

Composições coloridas: a compilação de imagens resultantes de composições coloridas de três bandas constitui um procedimento fácil de ser implementado e eficaz no reconhecimento de feições espectrais indicativas da presença de vegetação, solos e rochas. Apesar de simples, este procedimento necessita de um conhecimento preliminar das características espectrais das feições superficiais, assim como das especificações do sensor utilizado. A escolha das bandas espectrais utilizadas em composições coloridas pode ser feita qualitativamente com base nas propriedades de reflectância espectral conhecidas das rochas e solos em função das bandas ETM+ ou quantitativamente, através de métodos estatísticos baseados na correlação entre bandas.

No presente estudo foram feitas composições coloridas RGB com bandas espectrais selecionadas pelo método estatístico Fator de Índice Ótimo - FIO (CHAVES Jr. *et al.*, 1982). O triplete de bandas selecionado foi o ETM+ 1-4-5. A TAB. 1 mostra os resultados da

análise estatística. Além da composição com as bandas acima indicadas R5G4B1 (FIG. 7), foram testadas outras composições coloridas, sendo que os melhores resultados obtidos foram com as composições R5G4B3 (FIG. 7) e R4G5B7 (FIG. 8).

Fator de Índice Ótimo – Imagem ETM LANDSAT 7 - 231.060 - - BANDAS 1,2,3,4,5 e 7 - DFSC											
TRIPLETE			DESVIO-PADRÃO			$\Sigma\sigma$	COEFICIENTE DE CORRELAÇÃO			Σcc	FIO= $\Sigma/\Sigma cc$
X	Y	Z	σ_x	σ_y	σ_z		CCxy	CCxz	CCyz		
1	2	3	21.1217	15.6897	12.3959	49.2073	0.99112	0.926	0.95636	2.87348	17
1	2	4	21.1217	15.6897	26.1871	62.9985	0.99112	0.94634	0.94341	2.88088	22
1	2	5	21.1217	15.6897	21.9949	58.8063	0.99112	0.94753	0.95303	2.89168	20
1	2	7	21.1217	15.6897	9.52049	46.3319	0.99112	0.94414	0.95473	2.88999	16
1	3	4	21.1217	12.3959	26.1871	59.7046	0.926	0.94634	0.84965	2.72199	22
1	3	5	21.1217	12.3959	21.9949	55.5125	0.926	0.94753	0.89356	2.76708	20
1	3	7	21.1217	12.3959	9.52049	43.038	0.926	0.94414	0.92191	2.79205	15
1	4	5	21.1217	26.1871	21.9949	69.3037	0.94634	0.94753	0.97639	2.87026	24
1	4	7	21.1217	26.1871	9.52049	56.8293	0.94634	0.94414	0.93884	2.82932	20
1	5	7	21.1217	21.9949	9.52049	52.6371	0.94753	0.94414	0.98201	2.87368	18
2	3	4	15.6897	12.3959	26.1871	54.2727	0.95636	0.94341	0.84965	2.74943	20
2	3	5	15.6897	12.3959	21.9949	50.0805	0.95636	0.95303	0.89356	2.80295	18
2	3	7	15.6897	12.3959	9.52049	37.6061	0.95636	0.95473	0.92191	2.833	13
2	4	5	15.6897	26.1871	21.9949	63.8717	0.94341	0.95303	0.97639	2.87284	22
2	4	7	15.6897	26.1871	9.52049	51.3973	0.94341	0.95473	0.93884	2.83698	18
2	5	7	15.6897	21.9949	9.52049	47.2051	0.95303	0.95473	0.98201	2.88977	16
3	4	5	12.3959	26.1871	21.9949	60.5779	0.84965	0.89356	0.97639	2.71961	22
3	4	7	12.3959	26.1871	9.52049	48.1035	0.84965	0.92191	0.93884	2.7104	18
3	5	7	12.3959	21.9949	9.52049	43.9113	0.89356	0.92191	0.98201	2.79748	16
4	5	7	26.1871	21.9949	9.52049	57.7025	0.97639	0.93884	0.98201	2.89724	20

TABELA 1 – Fator de índice ótimo – FIO, segundo CHAVES Jr. *et al.* (1982).

Filtragens: para a detecção de lineamentos estruturais foram utilizados os métodos de aumento de contraste e filtragem direcional, efetuados somente sobre a banda 4. Esta foi escolhida por apresentar melhor definição dos elementos do relevo, atenuação dos efeitos da vegetação e, conseqüentemente, melhor visualização dos lineamentos.

A aplicação de aumento linear de contraste sobre a banda 4 forneceu dados adicionais dos elementos do relevo e das morfoestruturas (FIG. 8). O produto da filtragem multidirecional utilizando-se o filtro (TAB. 2) elaborado por ARAÚJO & CARVALHO Jr. (1994) sobre a banda 4 permitiu a visualização dos elementos estruturais da área da Província Pitinga, sem a sensação de relevo e realçando os elementos lineares, conforme pode ser visualizado na (FIG. 9). No entanto, observou-se nesta aplicação uma tendência de realce das estruturas NE-SW. A partir deste resultado, fez-se uma adaptação do filtro citado,

invertendo-se a diagonal para a direção NW-SE, onde obteve-se um resultado melhor do que o apresentado com a utilização do filtro original, constatando-se uma diminuição na tendência de realce das estruturas NE-SW, como mostra a (FIG. 9).

0	1	2	3	4	5	6
-1	0	1	2	3	4	5
-2	-1	0	1	2	3	4
-3	-2	-1	0	1	2	3
-4	-3	-2	-1	0	1	2
-5	-4	-3	-2	-1	0	1
-6	-5	-4	-3	-2	-1	0

TABELA 2 – Filtro multidirecional de ARAÚJO & CARVALHO Jr. (1994)

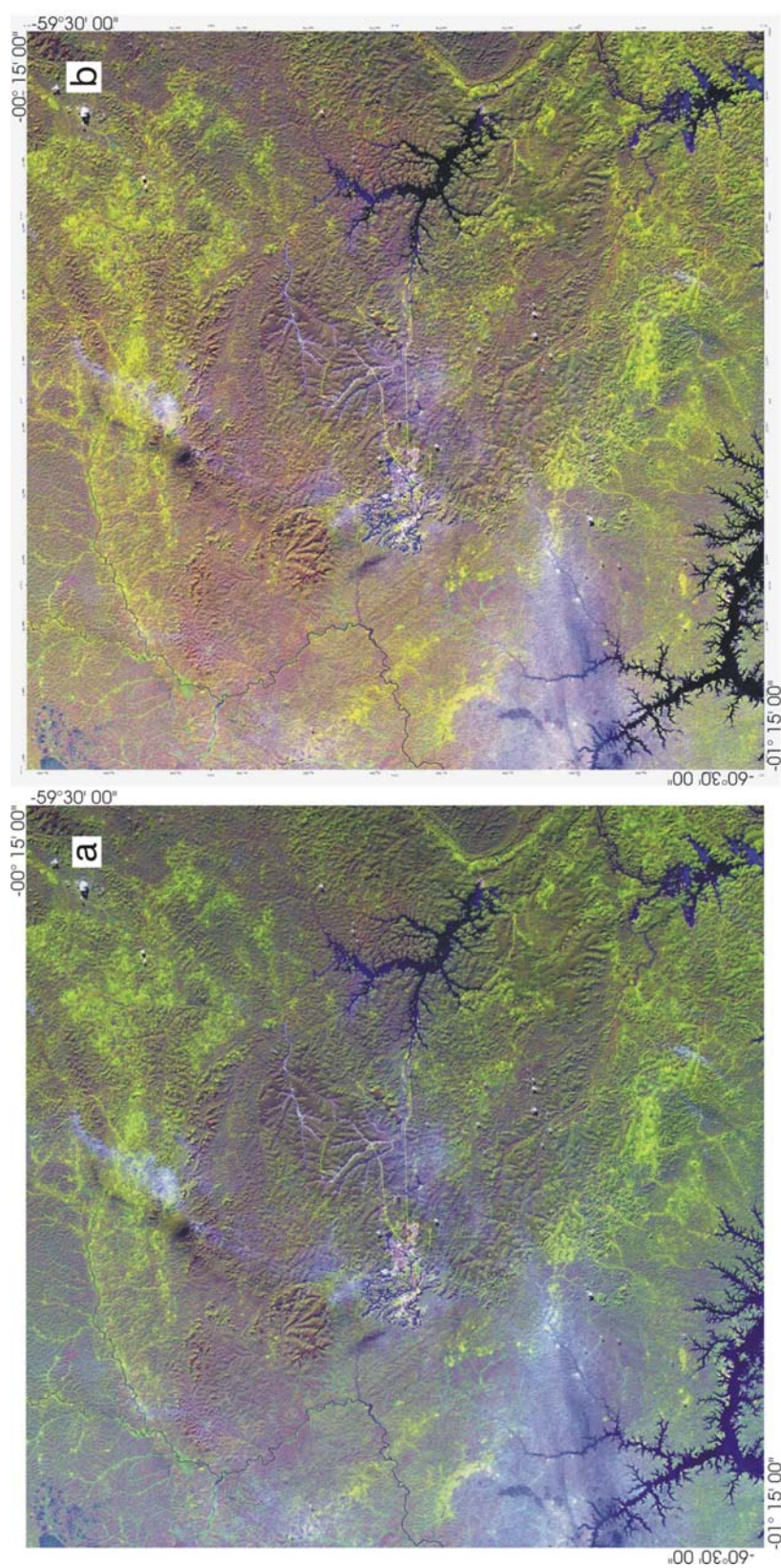
FIGURA 7

FIGURA 7 - sensoriamento remoto: (a): composição colorida R5G4B1; **(b):** composição colorida R5G4B3 . Processamento a partir de mosaico das cenas 231/060 e 231/061 de Imagens ETM+ Landsat, tomadas em 27/08/2001.

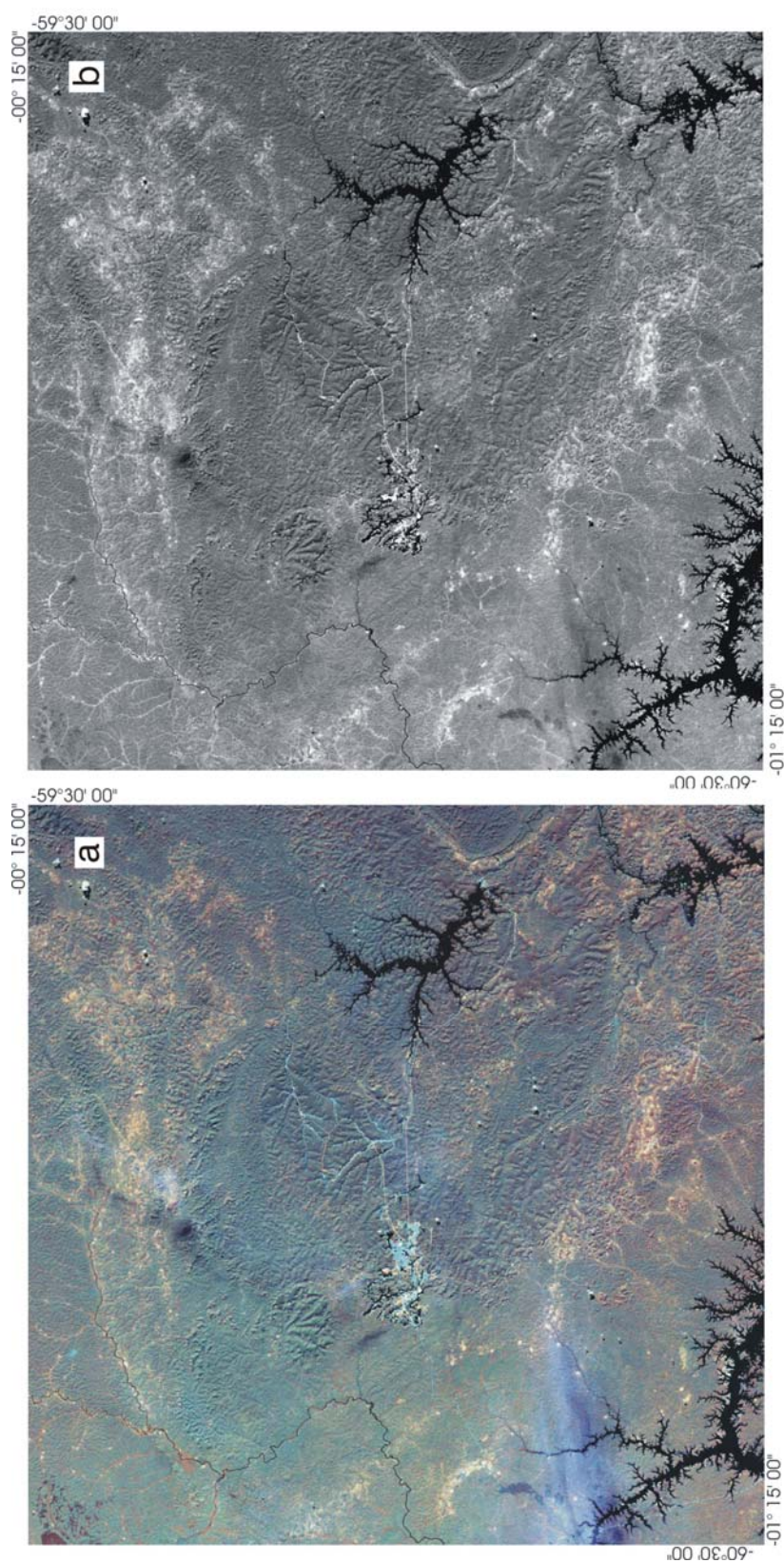
FIGURA 8

FIGURA 8 - sensoriamento remoto: (a): composição colorida R4G5B7; (b): aumento linear de contraste sobre a banda 4. Processamento a partir de mosaico das cenas 231/060 e 231/061 de Imagens ETM+ Landsat, tomadas em 27/08/2001.

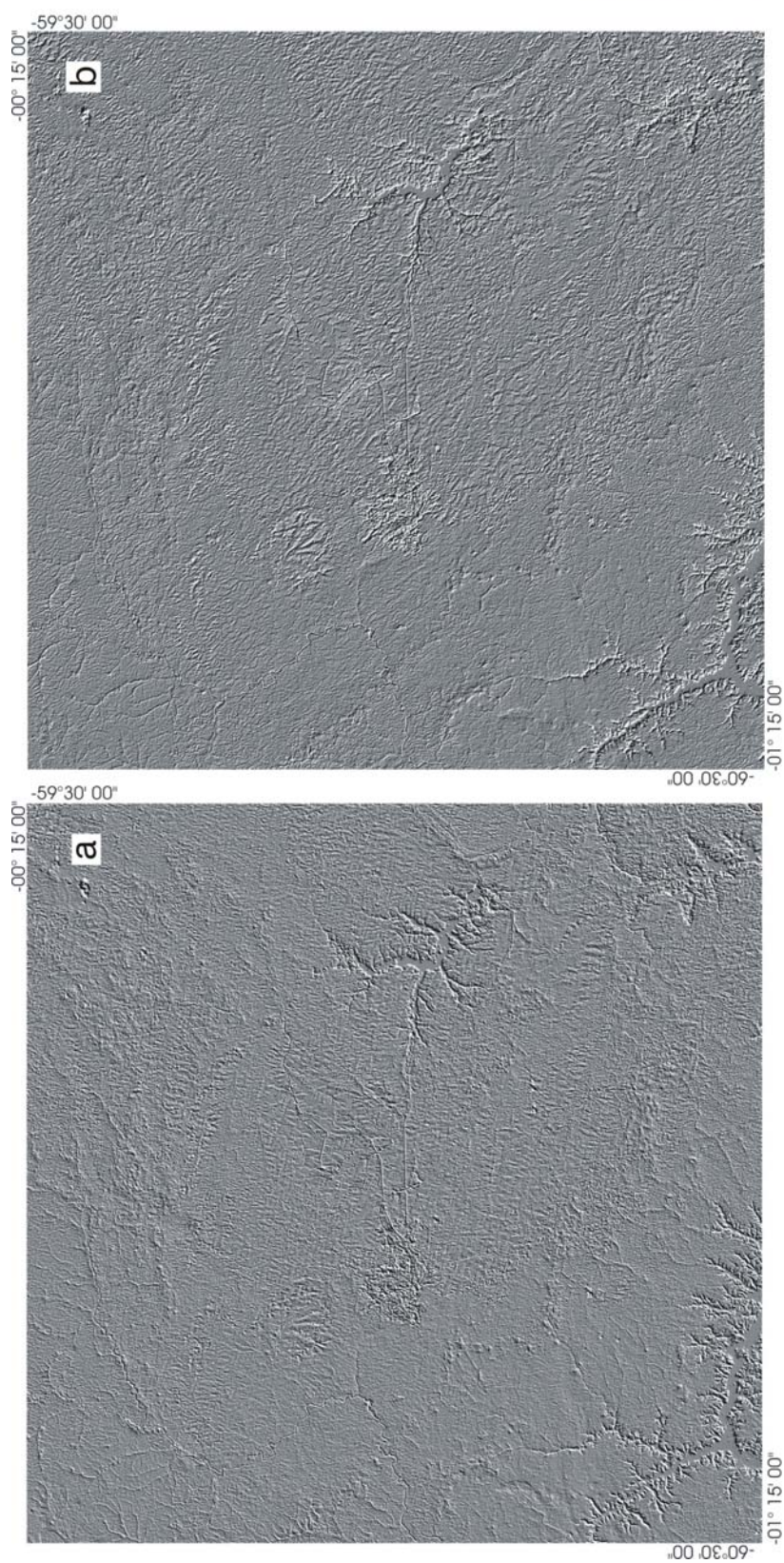
FIGURA 9

FIGURA 9 - sensoriamento remoto: (a): filtragem multidirecional 7x7 sobre a banda 4 com uso de filtro original de Araujo & Carvalho Jr. (1994) ; **(b):** filtragem multidirecional 7x7 sobre a banda 4 com uso de filtro adaptado (com inversão da diagonal) de Araujo & Carvalho Jr. (1994) . Processamento a partir de mosaico das cenas 231/060 e 231/061 de Imagens ETM+ Landsat, tomadas em 27/08/2001.

Operações aritméticas: as operações aritméticas são convenientes, pois, proporcionam a compressão dos dados originais envolvendo um conjunto de bandas, resultando num menor número delas. No entanto, estes procedimentos envolvem perda de informações originais, uma vez que nem toda informação original é realçada (CRÓSTA, 1993). Estas perdas são devidas ao fato do resultado das operações aritméticas sempre ultrapassar o intervalo de ND (*digital number*) 0-255, devendo ser recalculado para retornar a este intervalo. De forma geral, a regra dita que adição e multiplicação de bandas promovem o realce de semelhanças espectrais, e que subtração e divisão de bandas realçam as diferenças espectrais.

A técnica empregada neste estudo, considerada eficaz para realce de alvos geológicos de interesse, foi razão de bandas. A divisão de bandas foi basicamente utilizada para reduzir os efeitos que degradam a informação espectral, genericamente denominados efeitos ambientais, como por exemplo, os efeitos de iluminação da cena e sombreamento topográficos, e realçar a informação espectral de interesse. Várias razões foram testadas, sendo que a razão 4/3 foi utilizada para minimizar os efeitos da cobertura vegetal sobre a informação espectral dos solos e rochas. O produto desta divisão foi empregado numa composição colorida R4/3G4B5, como pode ser visto na (FIG. 10), sendo este o melhor produto obtido no processamento em questão, tendo realçado em tonalidades claras as rochas básicas e intermediárias e tonalidades mais escuras as rochas ácidas.

Análise por componentes principais – ACP: esta é uma técnica estatística multivariada utilizada para selecionar combinações lineares de variáveis não correlacionadas, de modo que cada combinação linear extraída sucessivamente, ou principal componente, tenha uma variância menor (SINGH & HARRISON, 1985). A variância estatística em imagens multiespectrais relaciona-se à resposta espectral de vários materiais superficiais.

Originalmente, este método utilizava um conjunto de seis bandas, onde as componentes principais contendo maior informação a respeito dos grupos de minerais de interesse para estudos envolvendo alterações hidrotermais (no caso, os óxidos/hidróxidos de ferro e as hidroxilas) seriam selecionadas. LOUGHLIN (1991) propôs uma adaptação desta técnica, denominando-a de Técnica Crósta, onde ao invés de seis bandas, dois conjuntos de quatro bandas são submetidos à APC: 1457 e 1345. Estes conjuntos realçam,

respectivamente, minerais do grupo das hidroxilas e dos óxidos/hidróxidos, os quais estão muito freqüentemente associados a paragênese de alteração hidrotermal.

Com o objetivo de se detectar alteração hidrotermal na região da Província Pitinga, aplicou-se a técnica de análise por principais componentes (APC) em seis bandas do ETM+ Landsat 7 (1-2-3-4-5-7) agrupadas em conjuntos de quatro bandas que caracterizam alvos contendo hidroxilas (1-4-5-7) e óxidos de ferro (1-3-4-5). Em seguida, foi feita uma soma de duas componentes adequadas de cada grupo, para obtenção de uma terceira banda e, após, foi feita uma composição colorida RGB. Esta imagem subsidiou a análise visual que, por sua vez, auxiliou na classificação de imagem feita nas bandas resultantes da APC, na qual constam áreas de prováveis ocorrências de alteração hidrotermal.

A APC da área do Pitinga foi efetuada sobre dados brutos das imagens, isto é, sem georreferenciamento e sem aplicação de qualquer técnica de realce ou filtragem. SINGH & HARRISON (1985) recomendam a aplicação da técnica de ampliação de contraste (*contrast stretch*) nas bandas originais para superar diferenças entre pesos das bandas nas sucessivas PCs. Posteriormente, LOUGHLIN (1991) descartou a padronização das bandas para extração de informação de alteração hidrotermal, sendo justamente aqueles dados brutos os mais efetivos para realçar este tipo de material.

A TAB. 3 mostra os resultados estatísticos da APC feita sobre as bandas ETM+ 1345, para obtenção da imagem óxido de ferro e ETM+ 1457, para gerar a imagem hidroxila. Pela análise dos dados, observa-se que a PC3 (terceira principal componente) do primeiro processamento é a imagem óxido e que a PC4 (quarta principal componente) do segundo tratamento é a imagem hidroxila. A partir das duas imagens novas, foi feita uma composição colorida, mostrada na (FIG. 10).

TABELA 3 – Análise por componentes principais – ACP segundo modelo de LOUGHLIN (1991)

Análise por componentes principais para obtenção das imagens óxido e hidroxila										
APC - 1345 (ÓXIDO DE FERRO)					APC - 1457 (HIDROXILA)					
Band	Band	Min	Max	Mean	Stdev	Band	Min	Max	Mean	Stdev
	1	0	255	54.778023	21.121672	1	0	255	54.778023	21.12167
	3	0	255	28.63031	12.395877	4	0	223	65.097065	26.1871
	4	0	223	65.097065	26.187095	5	0	255	53.914018	21.99491
	5	0	255	53.914018	21.994906	7	0	221	22.952584	9.520486
	Num	Eigenvalue				Num	Eigenvalue			
	1	1697.309	95.93			1	1656.683352	97.09		
	3	46.635462	2.64			4	30.76338	1.8		
	4	18.395107	1.04			5	17.457441	1.02		
	5	6.983064	0.39			7	1.400328	0.08		
		1769.32263	100				1706.304501	100		
		Covariance	Matrix				Covariance	Matrix		
Band	Band	Band1	Band3	Band4	Band5	Band	Band 1	Band 4	Band 5	Band 7
	1	446.125021	242.446186	523.436077	440.191045	1	446.125021	523.436077	440.191045	189.856038
	3	242.446186	153.657778	275.807874	243.625567	4	523.436077	685.763943	562.386089	234.065124
	4	523.436077	275.807874	685.763943	562.386089	5	440.191045	562.386089	483.775887	205.635205
	5	440.191045	243.625567	562.386089	483.775887	7	189.856038	234.065124	205.635205	90.63965
		Correlation	Matrix				Correlation	Matrix		
Band	Band	Band1	Band3	Band4	Band5	Band	Band 1	Band 4	Band 5	Band 7
	1	1	0.925997	0.946342	0.947525	1	1	0.946342	0.947525	0.944141
	3	0.925997	1	0.849654	0.89356	4	0.946342	1	0.976394	0.938837
	4	0.946342	0.849654	1	0.976394	5	0.947525	0.976394	1	0.982011
	5	0.947525	0.89356	0.976394	1	7	0.944141	0.938837	0.982011	1
		Eigenvectors								
Eigenvec	PC	Band1	Band3	Band4	Band5	PC	Band 1	Band 4	Band 5	Band 7
	1	0.501626	0.274317	0.627936	0.528032	1	0.505795	0.637382	0.53521	0.226862
	2	0.489046	0.662465	-0.54379	-0.16207	2	0.842119	-0.473831	-0.252663	0.049806
	3	-0.615545	0.426563	-0.220204	0.625027	3	-0.164174	-0.574693	0.628645	0.497574
	4	0.360984	-0.551302	-0.51137	0.551595	4	-0.089739	0.197374	-0.504497	0.835747

FIGURA 10

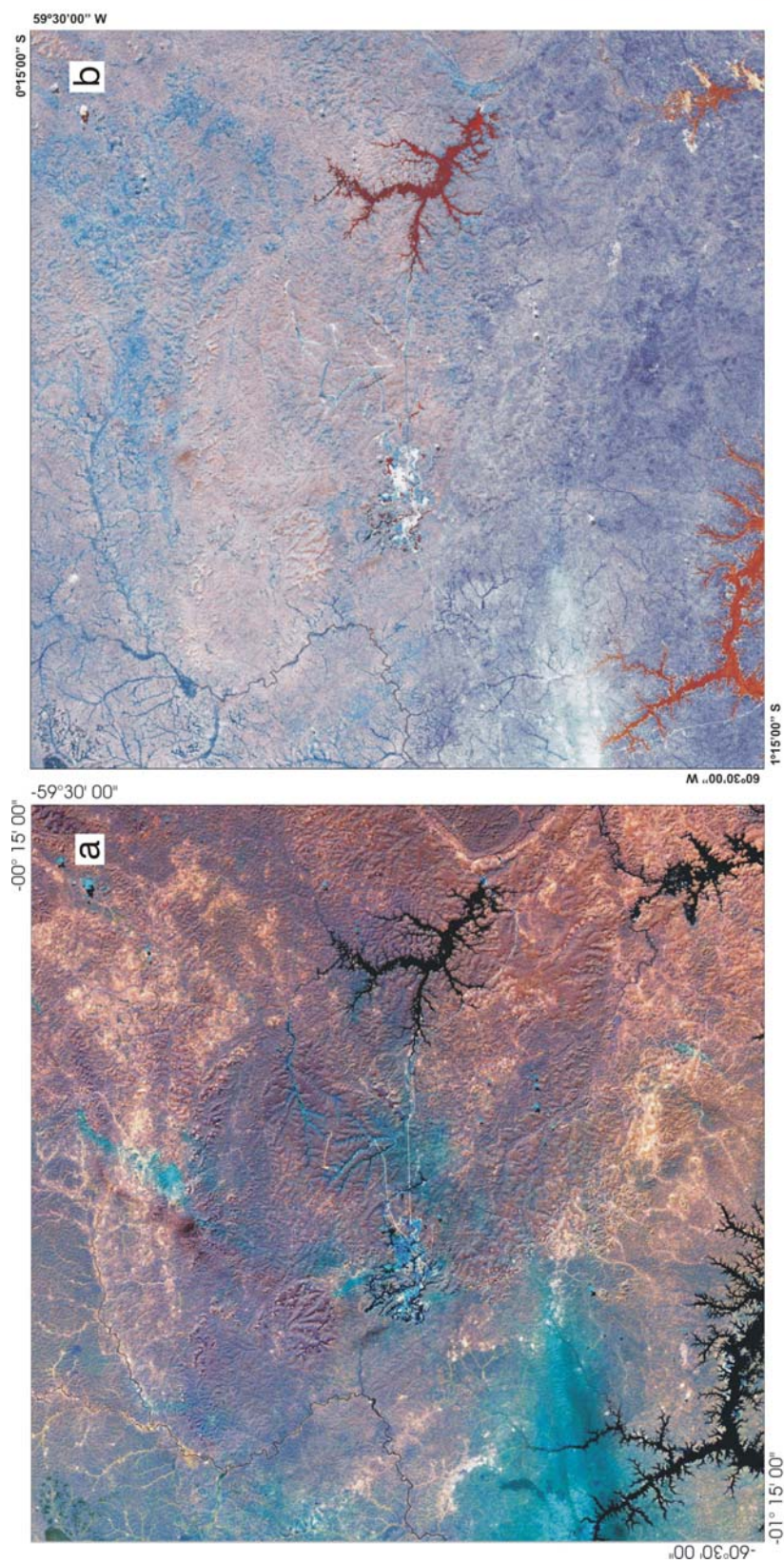
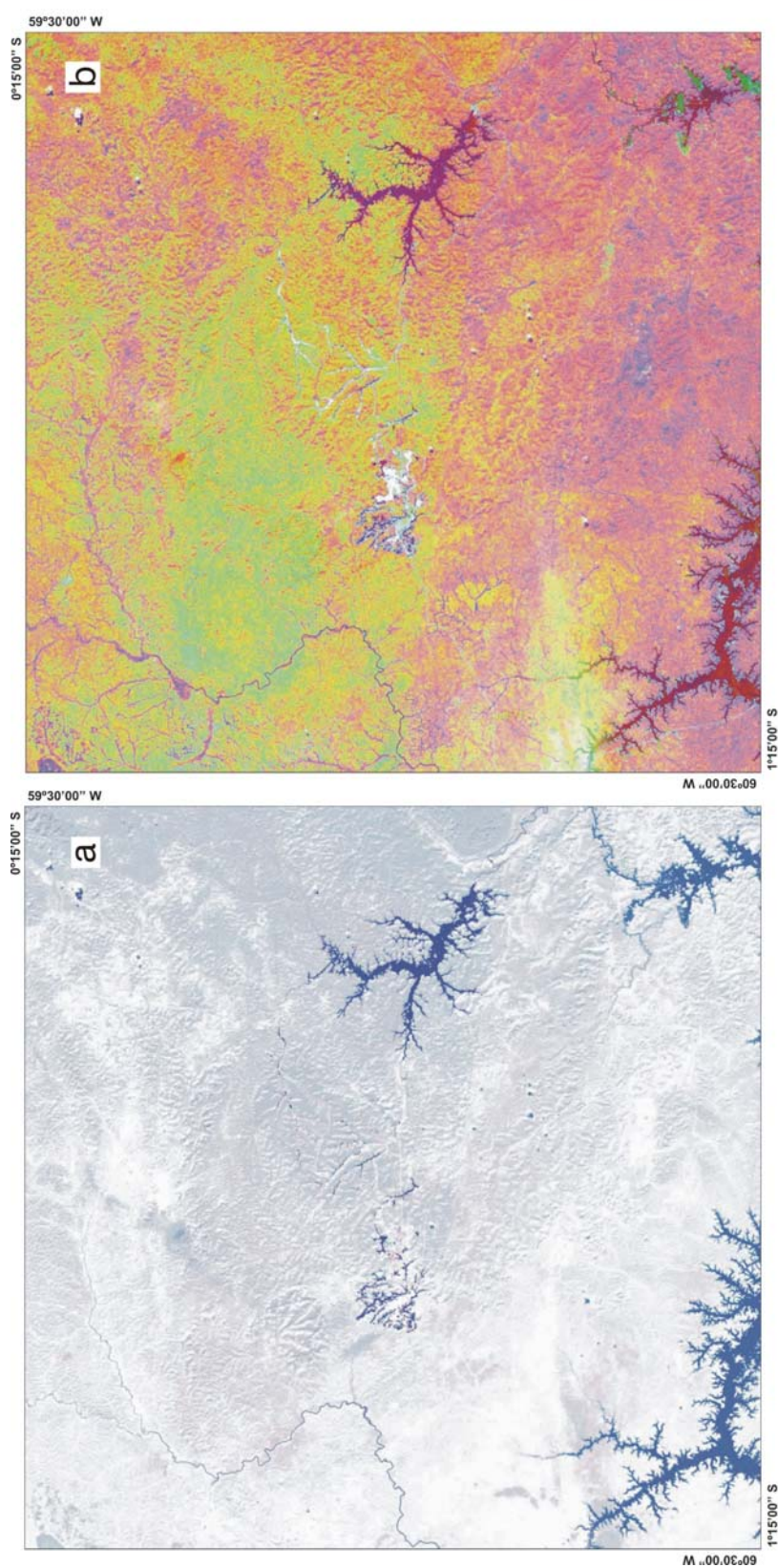


FIGURA 10 - sensoriamento remoto: (a): Razão de bandas e composição colorida R4/3G4B5; (b): APC - Análise por Principais Componentes, bandas ETM+1345 (PC3) e ETM+1457 (PC4) e composição colorida do produto. Processamento a partir de mosaico das cenas 231/060 e 231/061 de Imagens ETM+ Landsat, tomadas em 27/08/2001.

Transformação IHS: esta técnica de processamento digital de imagem consiste na transformação de uma composição colorida dentro do espaço de cores RGB para o espaço IHS (intensidade-matiz-saturação) e vice-versa, constituindo um modelo alternativo ao sistema RGB. A intensidade é a medida de "brilho" de uma cor, o matiz relaciona-se ao comprimento de onda de uma cor e a saturação refere-se ao grau de pureza da mesma. As três bandas originais são transformadas, resultando em três novas imagens, as quais podem ser combinadas em composições coloridas. A imagem resultante contém a maioria da resolução espectral, possuindo alta resolução espacial. Tendo em vista que uma cor no espaço IHS é descrita em componentes independentes, a transformação permite a visualização e o ajuste de contrastes das bandas separadamente, antes do retorno para o espaço RGB, sem alteração dos atributos das mesmas.

A técnica de IHS foi empregada neste estudo para produzir uma imagem-matiz RGB com intuito de realçar assinaturas espectrais e suprimir o sombreamento topográfico, conforme proposto por LIU & MOORE (1990). Foram utilizadas três composições coloridas previamente selecionadas segundo a técnica FIO descrita no item - **Seleção de bandas**, contendo a menor correlação entre as mesmas, numa tentativa de eliminar a redundância de informações. A (FIG. 11) mostra a composição colorida das componentes I, H e S após o retorno para o espaço RGB, e a (FIG. 11) mostra a integração via transformação IHS da PC1 (primeira principal componente).

FIGURA 11

3.3 Análise dos resultados obtidos

O arcabouço geológico da Província Pitinga é constituído em sua maior parte por rochas vulcânicas e graníticas alcalinas pertencentes ao Supergrupo Uatumã, de idades entre 1,89-1,88 Ga, e rochas graníticas cálcico-alcalinas da Suíte Intrusiva Água Branca (1,96-1,94 Ga).

Na Província Pitinga, ausência de registros de deformações dúcteis associadas a esse contexto geológico, supunha ausência de controles tectônicos na colocação dos *plutons* graníticos e rochas vulcano-sedimentares. Os resultados obtidos no tratamento digital de imagens de satélite demonstraram, no entanto, uma situação totalmente distinta. Por um lado, estes litotipos são afetados por um sistema relativamente denso de falhas e fraturas nas direções NNW-SSE, WNW-ESE e NE-SW cuja identificação foi possível com os tratamentos exemplificados nas (FIG. 9 e 10). Por outro lado, os tratamentos efetuados sobre os dados orbitais permitiram delimitar com excelente precisão alguns dos corpos graníticos da área. Na (FIG. 12), os contornos delimitados sobre imagens com os tratamentos especiais foram plotados em imagem com tratamento convencional. A simples observação das formas destes corpos já demonstra a existência de um forte controle estrutural na colocação dos mesmos segundo as duas últimas direções acima mencionadas. Os granitos Pedreira, Água Boa e Madeira ocorrem alongados e alinhados na direção NE-SW. Mais ao sul, o Granito Simão é controlado por estrutura WNW-ESE e tem sua borda leste afetada por estruturas NW-SE. Apesar de não haver evidências de que os dois alinhamentos de corpos graníticos citados se cruzem, observa-se que os mesmos convergem para a área mineralizada principal da província, onde situa-se a extremidade sudoeste do granito Madeira. Não perfeitamente enquadrados neste controle e com contornos mais circulares, ocorrem os granitos Rastro e Europa (FIG. 12).

A representação em planta da distribuição desses corpos graníticos assemelha-se a configuração de um arco que, na escala da província, posiciona corpos graníticos nos flancos norte e sul do mesmo e o granito Madeira no fechamento dessa estrutura (FIG. 12). Na mesma imagem foi destacada uma zona de tonalidade clara que forma, também, uma estrutura arqueada situada externamente àquela que contém os corpos graníticos. Em campo,

verificou-se que esta faixa clara corresponde a um significativo aumento na densidade da vegetação, e está diretamente associado à basicidade do substrato rochoso.

Os primeiros resultados obtidos no tratamento de imagens de sensores remotos da Província Pitinga gerou conjecturas sobre a caracterização do arcabouço geológico regional, cujos resultados foram discutidos por FERRON *et al.* (2002). Desde então, admite-se a existência de forte controle tectônico na evolução do magmatismo vulcano-plutônico da província. A análise dos diversos produtos obtidos no tratamento dessas imagens orbitais possibilitou ainda associação do magmatismo da região a ambiente distensivo relacionado a caldeiras vulcânicas.

Estes resultados serviram de base para a realização dos trabalhos de campo subsequentes. Entretanto, na Amazônia, a checagem de campo não é uma tarefa simples. Para o estabelecimento de relações seguras entre as interpretações realizadas em imagens de sensores remotos e os dados de campo fez-se necessário além de sucessivas incursões na mata, a implementação de estudos geocronológicos, petrográficos e geoquímicos de grande monta, originalmente não previstos no programa deste estudo.

Após a integração desses resultados pode-se concluir que a *mega-estrutura* como originalmente descrita por FERRON *et al.* (2002), composta por corpos graníticos alinhados e estruturas vulcânicas anelares, foi originada por reativação de grandes alinhamentos tectônicos de natureza rúptil, associado a regimes distensivos e ambientes de subsidência de caldeiras vulcânicas. O posicionamento dos corpos graníticos de diferentes idades (Suíte Mapuera e Suíte Madeira) e manifestações vulcânicas (Grupo Iricoumé) se deram sob forte controle estrutural em domínio de tectônica rúptil, cujo contexto tectônico sugere, em escala regional, um processo contínuo de evolução do magmatismo.

FIGURA 12

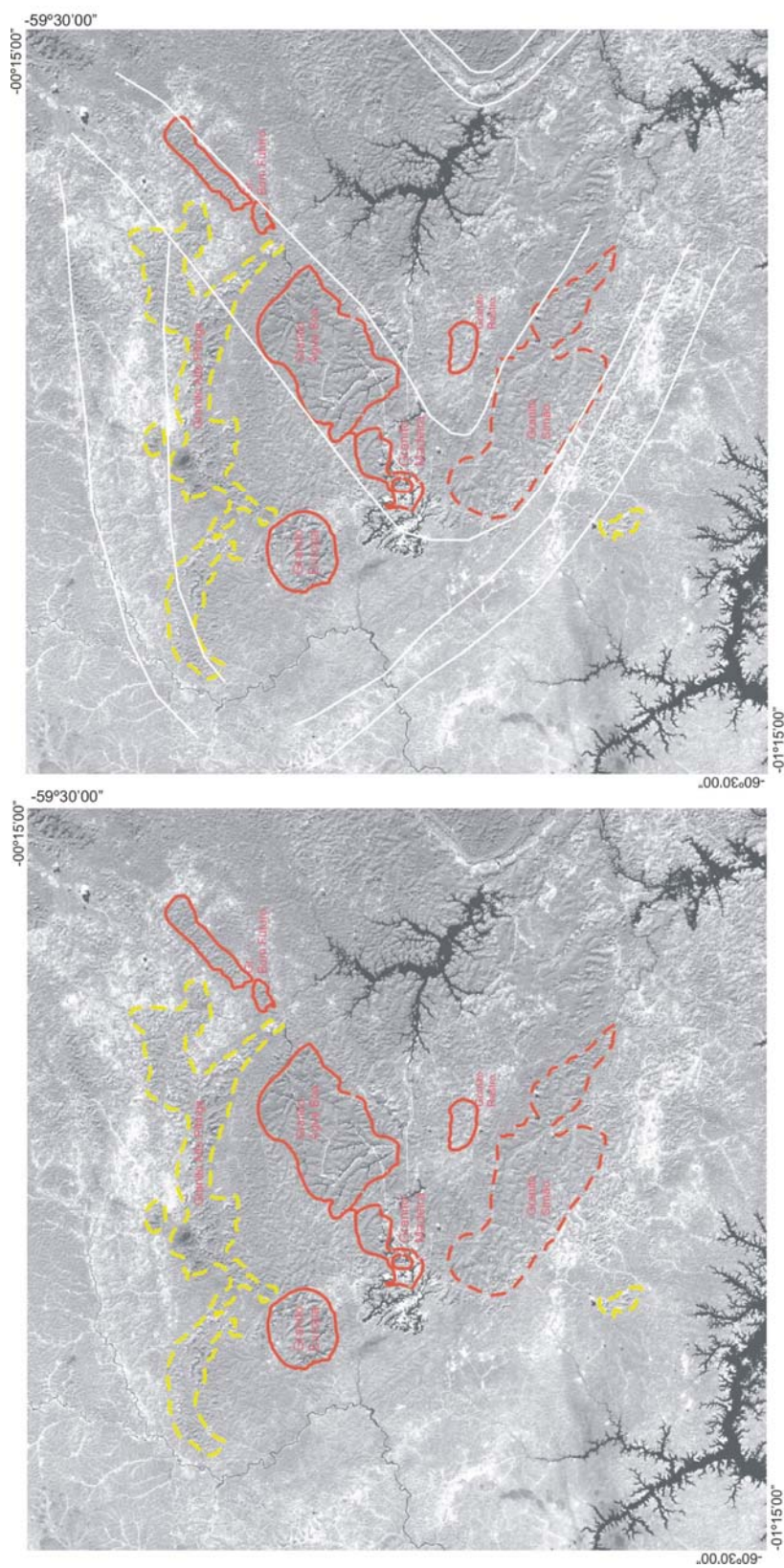


FIGURA 12 - sensoriamento remoto: (a): Contorno dos corpos graníticos sobre a imagem da banda 4; (b): aparente convergência do alinhamento dos corpos graníticos em direção à área mineralizada principal da Província Pitinga, e, zona de tonalidade clara de formato arqueado situada externamente àquela que contém os corpos graníticos. Processamento a partir de mosaico das cenas 231/060 e 231/061 de Imagens ETM+ Landsat, tomadas em 27/08/2001.

4. Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico

J. Maximino T. M. Ferron¹⁻²; Artur C. Bastos Neto¹; Evandro F. Lima¹; Hilton T. Costi³; Cândido A. V. Moura⁴; Maurício Prado¹⁻²; Ronaldo Pierosan¹; Marco A. Galarza⁴

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

2 – Mineração Taboca S.A.

3 – Museu Paraense Emílio Goeldi – Belém-PA

4 – Universidade Federal do Pará – UFPA

Abstract

GEOLOGY AND Pb-Pb GEOCHRONOLOGY OF PALEOPROTEROZOIC ACID TO INTERMEDIATE GRANITIC AND VOLCANIC ROCKS OF THE PITINGA PROVINCE, AMAZON CRATON

The Pitinga Province is responsible for 60 % of the Brazilian tin production, and about 3 % of the world production of this not ferrous metal. Associates to the Sn occurs important reserves of Nb, Ta and F (cryolite), beyond anomalous grades of Zr, Y, Rb, U, Th and HREE.

The geological setting of the Pitinga Province consists in Paleoproterozoic, volcanic and granitic units of Uatumã Supergroup, younger granites related to the Madeira Suite and by the vulcano-sedimentary Urupi Formation.

The granitic units of the Mapuera and Madeira Suite are represented by eight plutons that are intrusive in to acid and intermediate volcanic rocks of the Iricoumé Group. Only the granites of the Madeira Suite have previous geochronologic information.

This paper shows ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages of four granitic units of the Mapuera Suite and ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon ages of the volcanic rocks that enclose these plutons. Petrographic, geochemical and field data, allow us to distinguish two magmatic pulses in the region. The first one is responsible for the generation of volcanic and granitic rocks of ages between 1,890 and 1,876 My. The second magmatic pulse generated A type granites with ages ranging from 1,829 and 1,798 My.

Based on field and remote sensor data, the volcanic rocks of the Iricoumé Group were divided in three formations, for which are proposed the names Divisor Formation, Paraíso Formation and Ouro Preto Formation. The ages of these units are around 1,89 and 1,88 Ga.

The field data indicates that the Urupi Formation shows intercalations of pyroclastic rocks. These pyroclastic rocks are interpreted as part of the Paraíso Formation; consequently it locates the Urupi Formation in the Paleoproterozoic, suggesting its correlation with Roraima Supergrup.

All these lithologic units are associated with a regional, extensional, arc-shaped structure, which encloses the whole Pitinga Province. Granitic plutons of the Mapuera Suite occupy the peripheral parts of the structure, which is filled by effusive and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group, and sedimentary rocks of the Urupi Formation. The tectonic setting suggests that the emplacement of volcanic and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group, in the Pitinga Province, was controlled by extensional processes of caldera collapse. Subsequent reactivation of the extensional system allowed the emplacement of the Madeira Suite, in the central portion of this wide structure.

Keywords: Pitinga Province, geochronology, Mapuera Suite, Iricoumé Group, Uatumã Supergroup, Paleoproterozoic.

Resumo

A Província Pitinga é responsável por 60 % da produção brasileira de estanho e cerca de 3% da produção mundial desse metal não ferroso. Associados ao Sn ocorrem reservas consideráveis de Nb, Ta e F (criolita), além de teores anômalos de Zr, Y, Rb, U, Th e ETRP.

O contexto geológico da Província Pitinga é constituído predominantemente por rochas de idade Paleoproterozóica, representadas por unidades vulcânicas e graníticas enquadradas no Supergrupo Uatumã, por granitóides mais jovens, relacionados à Suíte Madeira, e por uma unidade vulcano-sedimentar denominada Formação Urupi.

As unidades graníticas das Suítes Mapuera e Madeira são representadas por oito *plutons* graníticos intrusivos em rochas vulcânicas ácidas e intermediárias do Grupo

Iricoumé. Das unidades graníticas apenas as da Suíte Madeira possuem informações geocronológicas prévias.

Neste trabalho são apresentadas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de quatro unidades graníticas da Suíte Mapuera e de rochas vulcânicas encaixantes. Informações de campo, petrográficas e geoquímicas permitem distinguir na região dois pulsos magmáticos. O primeiro responsável pela geração de rochas vulcânicas e graníticas de idades entre 1.890 e 1.876 Ma. O segundo pulso magmático gerou rochas graníticas tipo-A entre 1.829 e 1.798 Ma.

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé foram divididas, com base em dados de campo e de sensores remotos, em três formações distintas, para as quais se propõe as denominações: Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto. As idades dessas unidades situam-se entre 1,89 e 1,88 Ga.

Os dados de campo indicam que a Formação Urupi mostra intercalações de rochas piroclásticas. Estas rochas piroclásticas são interpretadas como pertencentes à Formação Paraíso, o que posiciona a Formação Urupi no Paleoproterozóico, corroborando sua correlação temporal com o Supergrupo Roraima.

Todas essas unidades litológicas estão associadas a uma mega-estrutura distensional de forma arqueada e de dimensão regional, que abrange a totalidade da Província Pitinga. Os *plutons* graníticos da Suíte Mapuera ocupam as porções marginais da estrutura, que é preenchida por vulcânicas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé e sedimentos da Formação Urupi. O contexto tectônico sugere que a colocação das rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé, na Província Pitinga, foi controlada por processos distensionais de subsidência de caldeiras no interior da mega-estrutura regional. A reativação desse sistema distensional, em período pós-Uatumã, permitiu o posicionamento dos *plutons* da suíte Madeira na parte central dessa mega-estrutura.

Palavras-chave: Província Pitinga, geocronologia, Suíte Mapuera, Grupo Iricoumé, Supergrupo Uatumã, Paleoproterozóico.

INTRODUÇÃO

A Província Pitinga situa-se no Estado do Amazonas, a 325 km ao norte de Manaus, com coordenadas centrais de 0°45'S e 60°00'W, abrangendo parte dos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará (Figura 1).

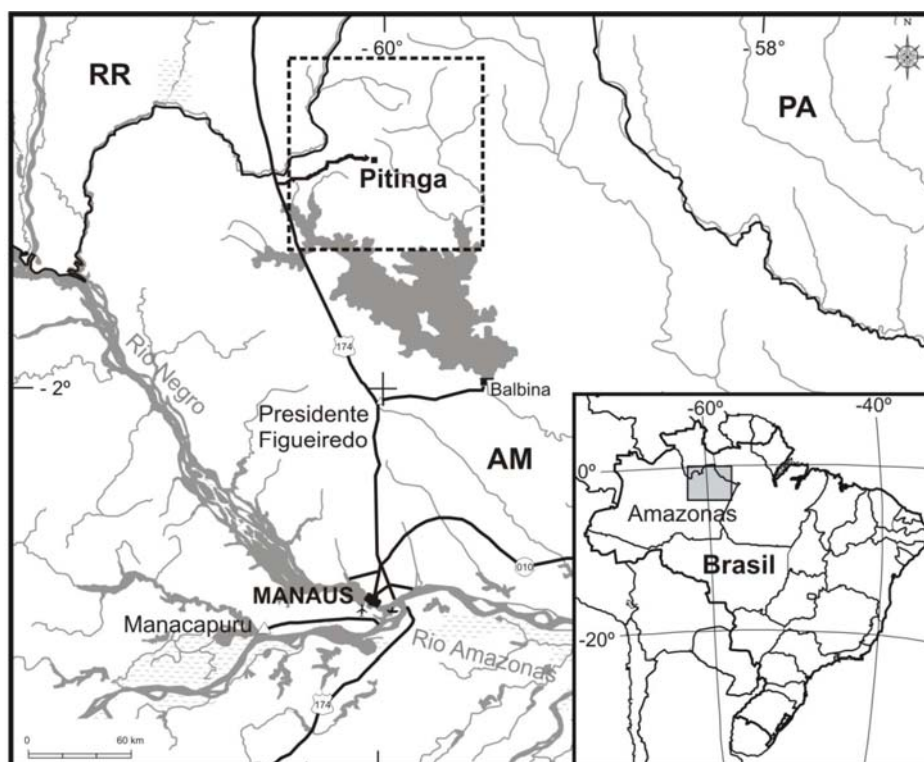


Figura 1 - Mapa de localização da Província Pitinga

As primeiras notícias sobre a ocorrência de cassiterita na região remontam a década de 70, e são resultados de trabalhos de mapeamento geológico desenvolvidos pela CPRM (Veiga Jr. *et al.*, 1979). A Província apresenta importantes reservas, de classe mundial, de Sn, Nb, Ta e F (criolita) além de teores anômalos de Zr, Y, Rb, Th, U e ETR associados à rochas graníticas anorogênicas Paleoproterozóicas. Desde o início da lavra, na década de 80, foram produzidos cerca de 343.000 t Sn. Atualmente, além do Sn, também são explotados comercialmente Nb e Ta.

O contexto geológico da Província Pitinga é definido por um conjunto de rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e rochas piroclásticas, atribuídas ao Grupo Iricoumé, e

rochas graníticas consideradas como contemporâneas a essas rochas vulcânicas, agrupadas sob a denominação de Suíte Mapuera. Essas duas unidades integram o Supergrupo Uatumã e são relacionadas ao evento vulcano-plutônico Uatumã. As demais unidades são representadas por rochas graníticas estaníferas, mais jovens do que as rochas do Supergrupo Uatumã, denominadas Suíte Madeira, rochas sedimentares da Formação Urupi, rochas básicas toleíticas da Formação Quarenta Ilhas e básicas alcalinas da Formação Seringa. As idades de todas essas unidades variam entre 1,88 Ga (Supergrupo Uatumã) e 1,08 Ga (Formação Seringa).

O objetivo deste trabalho é apresentar os resultados iniciais do mapeamento geológico em escala 1:100.000 realizado nas unidades encaixantes dos granitos estaníferos da Província Pitinga, onde foram obtidos novos dados geológicos e geocronológicos relativos às rochas do Grupo Iricoumé e dados inéditos quanto à geocronologia da Suíte Mapuera nesta Província. Um dos resultados do mapeamento geológico realizado é a subdivisão do Grupo Iricoumé, na região, em três formações, cujas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação em zircão situam-se em torno de 1,88 Ga. As informações aqui apresentadas visam posicionar a região do Pitinga no contexto geológico evolutivo regional e contribuir para o entendimento da evolução geológica deste setor do Craton Amazônico.

GEOLOGIA DA PROVÍNCIA PITINGA

Geologia regional

A região de Pitinga insere-se tectonicamente na porção sul do Escudo das Guianas, parte integrante do Craton Amazônico (Almeida *et al.*, 1981) e situa-se, segundo o modelo de províncias tectono-geocronológicas de Santos *et al.* (2000), no limite entre as Províncias Parima-Tapajós (2,10-1,87 Ga) e Amazônia Central, a leste (1,88-1,70 Ga), (Figura 2). Porém, o contexto tectônico em que se deu a formação das rochas mais antigas da região ainda é pouco conhecido em vista da baixa densidade de trabalhos de mapeamento em escala regional desenvolvidos nesse setor do craton. Um quadro resumido sobre as idades disponíveis para as unidades estratigráficas da região é mostrado na Tabela 1.

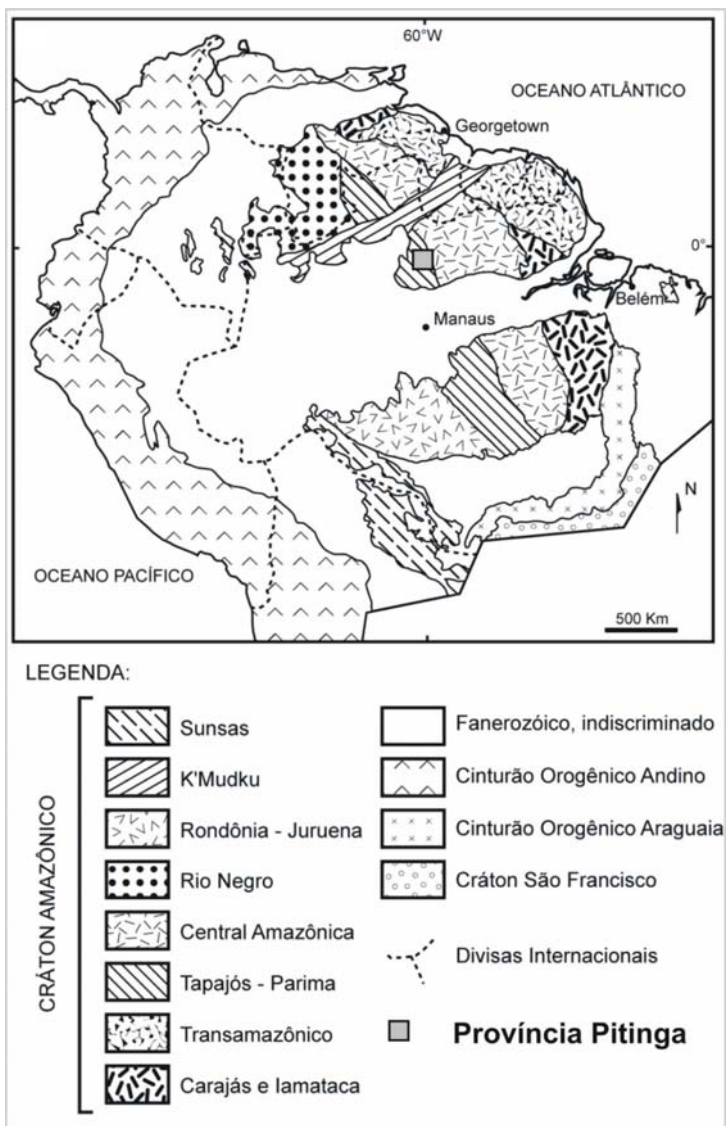


Figura 2 - Localização da Província Mineral de Pitinga no mapa de províncias geocronológicas do Craton Amazônico de Santos *et al.*, (2000)

Tabela 1 - Quadro geocronológico regional

<i>Unidade Estratigráfica</i>	<i>Idade</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
Complexos do Embasamento e Granitóides da Suite Água Branca			
Complexo Anauá – metatonalito	2028 ± 9 Ma	U-Pb Zr ¹	Faria <i>et al.</i> (2002)
Suite Água Branca – monzogranito	1910 ± 23 Ma	Rb-Sr _{rt}	Jorge João <i>et al.</i> (1985)
Suite Água Branca – monzogranito	1951 Ma	Rb-Sr _{rt}	Santos & Reis Neto (1982)
Suite Água Branca – monzogranito	{ 1960 ± 21 Ma } { 1938 ± 37 Ma }	U-Pb Zr ¹	Almeida <i>et al.</i> (1997)
Rochas vulcânicas - Grupo Iricoumé (Supergrupo Uatumã)			
Grupo Iricoumé – dacito pórfiro	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ²	Macambira <i>et al.</i> (2002)
Grupo Iricoumé – riolito pórfiro	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ²	Valério <i>et al.</i> (2005)
Grupo Iricoumé – riocacito	1896 ± 7 Ma	Pb-Pb Zr ²	Santos <i>et al.</i> (2002a)
Granitóides da Suite Mapuera (SG Uatumã) ou mais jovens			
Charnockito Jaburu	1873 ± 6 Ma	U-Pb Zr ¹	Santos <i>et al.</i> (2001)
Granito Alalaú BR174 (Roraima)	1876 ± 4 Ma	}	U-Pb Zr ¹ Santos <i>et al.</i> (2002a)
	1879 ± 3 Ma		
	1880 ± 3 Ma		
	1880 ± 3 Ma		
Granito Abonari	1871 ± 5 Ma	U-Pb Zr ¹	Santos <i>et al.</i> (2002a)
Granito gnáissico BR174 (Roraima)	1868 ± 8 Ma	}	U-Pb Zr ¹ Santos <i>et al.</i> (2002a)
	1867 ± 15 Ma		
Granito Moderna (Roraima)	1814 ± 27 Ma	Pb-Pb Zr ²	Santos <i>et al.</i> (1997)

¹ SHRIMP II U-Pb; ² ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb por evaporação em zircão; **Zr** zircão; **rt** rocha total;

Nos trabalhos mais recentes (Faria *et al.*, 2000), o Complexo Anauá é a unidade estratigráfica mais antiga, sendo composto por metatonalitos, metadioritos e metagranitos, além de granitóides isótopos, gnaisses, granulitos e milonitos derivados de rochas graníticas, com idade U-Pb em zircão de 2.028 ± 9 Ma (Faria *et al.*, 2002). Esta unidade ainda não foi delimitada na região em torno da Província Pitinga, onde as seqüências do embasamento ainda estão indivisas, agrupadas sob a denominação de Complexo Guianense (Issler *et al.*, 1974).

A unidade seguinte compreende uma série de granitóides cálcico-alcalinos, metaluminosos a peraluminosos. Nos trabalhos pioneiros estas rochas eram agrupadas sob a denominação de Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira, 1976), ou Adamelito Água Branca (Veiga Jr. *et al.*, 1979), com idades Rb-Sr entre 1951 (Santos & Reis Neto, 1982) e 1910 ± 47 Ma (Jorge João *et al.*, 1985). Este conjunto de rochas foi redefinido posteriormente como Suíte Intrusiva Água Branca (Oliveira *et al.*, 1996), com idades ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb por evaporação em monocristal de zircão entre 1960 ± 21 e 1938 ± 37 Ma

(Almeida *et al.*, 1997). Almeida *et al.* (2002, 2003), com base em dados obtidos em novos trabalhos de mapeamento e geocronologia, distinguiram dois domínios graníticos na região sul do estado de Roraima, previamente estudada por Faria *et al.* (1999), denominando-os Terreno Martins Pereira-Anauá, a norte, e Terreno Igarapé Azul-Água Branca, a sul. O Terreno Igarapé Azul-Água Branca situa-se próximo ao limite oeste/noroeste da Província Pitinga e é formado por granitos cálcico-alcálicos com idades entre 1,88 e 1,90 Ga (Almeida *et al.*, 2002), que formam duas unidades litológicas distintas, nomeadas de Granito Igarapé Azul e Suíte Intrusiva Água Branca. O Granito Igarapé Azul compreende (muscovita)-biotita-granitos e raros granodioritos. A Suíte Intrusiva Água Branca é composta por uma fácies com hornblenda (dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos) e outra com biotita (granodioritos e monzogranitos).

Quimicamente, os granitóides da Suíte Água Branca são metaluminosos de natureza cálcico-alcálica. Apresentam teores relativamente baixos de SiO₂, altos de Ba e baixas razões Sr/Ba e Rb/Sr. Seus padrões de ETR apresentam discreta anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETR leves.

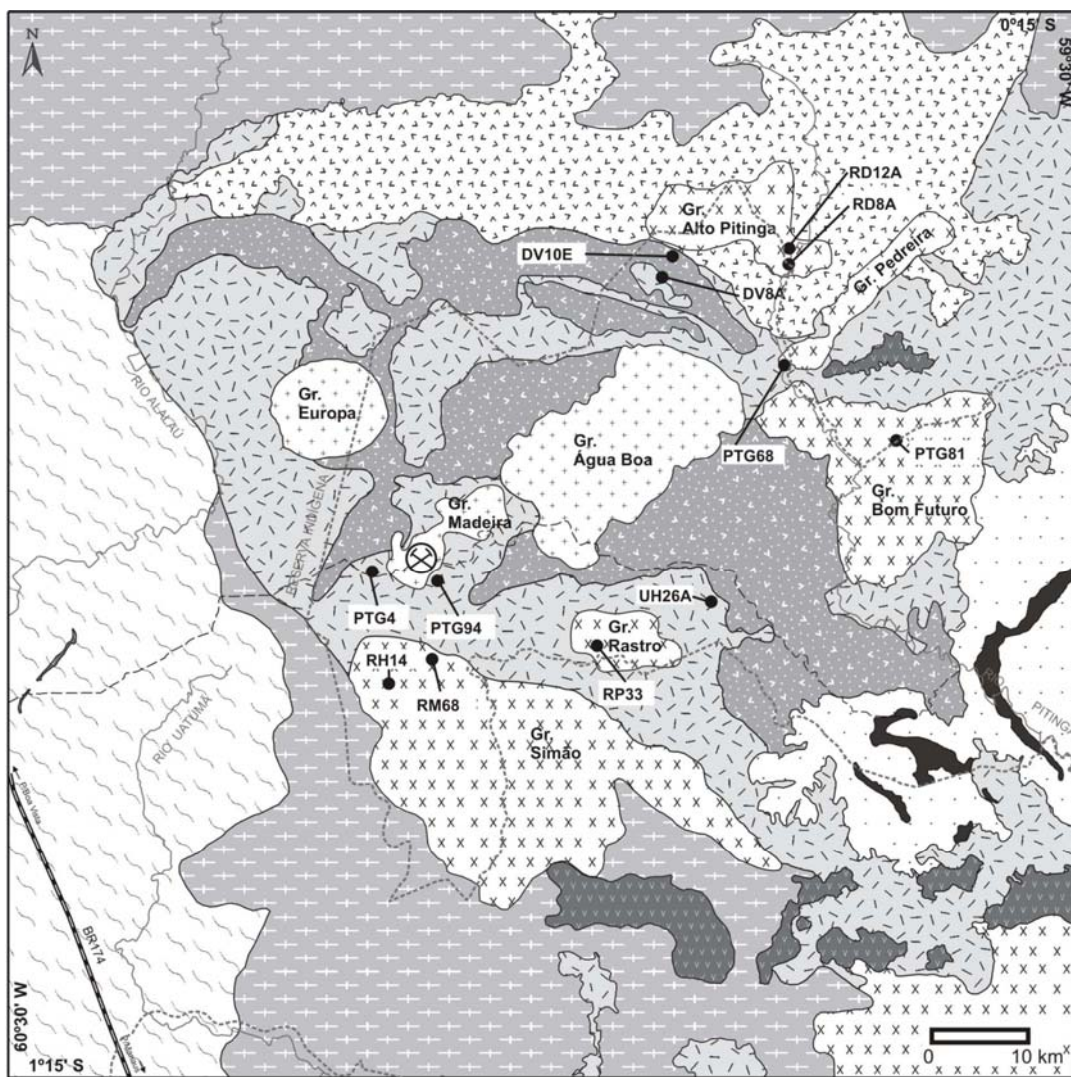
Seguindo os granitóides cálcico-alcálicos da Suíte Água Branca ocorrem rochas do Supergrupo Uatumã, que na região é representado pelo Grupo Iricoumé, constituído por rochas vulcânicas ácidas, intermediárias e piroclásticas associadas, e por granitóides da Suíte Mapuera.

Geologia da Província Pitinga

A geologia da Província Pitinga é representada principalmente por rochas vulcânicas, extrusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé, granitos intrusivos agrupados na Suíte Mapuera, rochas sedimentares clásticas com intercalações de rochas piroclásticas, denominada Formação Urupi e granitos alcálicos tipo A, em geral portadores de mineralização de Sn e Nb, agrupados na Suíte Madeira. O contexto geológico da Província Pitinga é completado por rochas intrusivas básicas toleíticas da Formação Quarenta Ilhas e intrusões e derrames básicos alcálicos da Formação Seringa, todas elas proterozóicas (Figura 3), encerrando-se com o desenvolvimento de extensas coberturas bauxítico-lateríticas terciárias e depósitos aluvionares quaternários. A Tabela 2 mostra o quadro atual do conhecimento a cerca das idades das rochas vulcânicas encaixantes dos granitos da Suíte

Madeira, bem como os dados geocronológicos dessa própria suíte, e de uma idade determinada para as básicas toleíticas.

O mapeamento em escala 1:100.000 realizado como parte deste trabalho permitiu detalhar a geologia do Grupo Iricoumé na área da Província Pitinga, levando ao reconhecimento e delimitação de três unidades litológicas distintas dentro dessa unidade maior, cujas características serão descritas a seguir. Foram detalhados os contatos e a faciologia petrográfica de *plutons* graníticos que integram a Suíte Mapuera, denominados localmente de Simão, Rastro, Bom Futuro, Alto Pitinga e Pedreira, apresentando-se aqui os resultados de idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação em zircão dos quatro primeiros *plutons*. Foi também mapeada a área de ocorrência das rochas sedimentares clásticas da Formação Urupi, que mostram, em vários locais, intercalações de rochas piroclásticas ácidas.



Legenda

- Rios
- Rodovia BR 174 Estradas
- Mina de Pitinga
- Limites de reservas indígenas e biológica
- Amostras com geocronologia

Coluna estratigráfica da Província Pitinga

PROTEROZOICO	MESO	Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros	
		Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios toleíticos e rochas diferenciadas ácidas	
	PALEO	Suíte Madeira	Sienogranitos e feldspato alcalino granitos	
		Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos e siltitos com intercalações de rochas piroclásticas	
		Suíte Mapuera	Sienogranitos a monzogranitos	
		Supergrupo Uatuma	Fm. Ouro Preto	Riolitos, riocacitos e quartzos-traquitos
			Fm. Paraíso	Tufos e ignimbritos ácidos
			Fm. Divisor	Andesitos e latitos porfíricos
		Suíte Intrusiva Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita granodioritos e tonalitos	
		Complexo Guianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides	

Figura 3 - Mapa geológico e coluna estratigráfica da Província Pitinga

Tabela 2 - Quadro geocronológico da Província Pitinga

<i>Unidade Estratigráfica</i>	<i>Idade</i>	<i>Método</i>	<i>Referência</i>
Trabalhos Prévios			
Rochas vulcânicas - Grupo Iricoumé - Supergrupo Uatumã			
Grupo Iricoumé - riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Granitos Estaníferos e Granitos Associados (Suite Madeira)			
Madeira /Água Boa	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr _{rt}	Macambira <i>et al.</i> (1987)
Granito Madeira	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr ²	Fuck <i>et al.</i> (1993)
Gr. Madeira - biotita-granito	1810 ± 6 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Gr. Madeira - albita-granito	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Gr. Madeira - albita-granito	1782 ± 4 Ma	Ar-Ar ⁴	Lenharo (1998)
Gr. Água Boa - rapakivi	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Gr. Água Boa - topázio-granito	1815 ± 10 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Gr. Água Boa - greisen	1783 ± 5 Ma	Ar-Ar ⁴	Lenharo (1998)
Gr. Europa - feldspato alcalino-granito	1829 ± 1 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Gr. Madeira - granito rapakivi	1824 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Gr. Madeira - biotita-granito	1822 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Gr. Madeira - granito hipersolvus e albita-granito	1818 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Rochas Básicas (Formação Quarenta Ilhas)			
Diabásio (intrusivo na Formação Urupi)	1780 ± 3 Ma	U-Pb Zr ¹	Santos <i>et al.</i> (2002b)
Este Trabalho			
Rochas vulcânicas - Grupo Iricoumé - Supergrupo Uatumã			
PTG4 - riolito porfirítico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
PTG68 - riocacito porfirítico cataclástico	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
PTG94 - riolito microgranofírico	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
DV8A - riolito porfirítico	1886 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
DV10E - ignimbrito riolítico	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
UH26A - riolito porfirítico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
Granitóides da Suite Mapuera - Supergrupo Uatumã			
RM68 - Granito Simão (biotita-granito)	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
RH14 - Granito Simão (biotita-feldspato alcalino-granito)	1885 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
RP 33 - Granito Rastro (sienogranito granofírico)	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
PTG81 - Granito Bom Futuro (sienogranito protomilonítico)	1882 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
RD8A - Granito Alto Pitinga (biotita-monzogranito cataclástico)	1885 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
RD12A - Granito Alto Pitinga (biotita-monzogranito)	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	
¹ ²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb por evaporação em zircão; ² U-Pb zircão TIMS; ³ SHRIMP II U-Pb; ⁴ Ar-Ar em micas; Zr zircão; rt rocha total;			

GRUPO IRICOUMÉ

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé constituem a unidade de maior distribuição superficial da Província Pitinga, compreendendo rochas efusivas e hipabissais ácidas e intermediárias, e piroclásticas (tufos, ignimbritos e, subordinadamente, brechas vulcânicas e depósitos do tipo *surge*) de composição predominante ácida. Estudos geocronológicos prévios (Tabela 2) indicam idade de 1.888 ± 3 Ma para uma amostra de riolito, encaixante do Granito Madeira (Costi *et al.*, 2000). As determinações geocronológicas realizadas ao longo do presente estudo (ver ítem 3) indicam que, na Província Pitinga, a totalidade destas rochas foram formadas neste período (Tabela 2).

Em função de características petrográficas e geoquímicas distintas e da possibilidade de sua separação cartográfica na escala do mapeamento realizado, as rochas do Grupo Iricoumé foram subdivididas em três unidades distintas, propondo-se neste trabalho as denominações: Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto.

Formação Divisor: é composta por rochas vulcânicas efusivas de composição intermediária, compreendendo andesitos, latitos e traquitos. Estas rochas distribuem-se em um arco, aproximadamente paralelo à borda norte de uma mega-estrutura de dimensão regional descrita por Ferron *et al.* (2002) nesta região (Figura 3). As determinações geocronológicas dessa unidade estão em andamento, contudo, devido às suas relações de campo com as demais unidades, acredita-se que sua idade deverá situar-se próxima à idade das formações Paraíso e Ouro Preto.

Formação Paraíso: compreende as rochas piroclásticas ácidas, representadas por ignimbritos, tufos cineríticos, tufos de cristais, e seus produtos de re-deposição, tais como arenitos tufáceos e brechas. Esta unidade ocorre em uma faixa de direção aproximadamente leste-oeste, ao norte do Granito Água Boa, circundando o Granito Europa e estendendo-se para sudeste até as proximidades do Granito Madeira. Ocorre também na região centro-leste da Província Pitinga, desde a borda sudeste do Granito Água Boa até as proximidades do rio Pitinga, onde interdigita-se com a Formação Urupi (Figura 3). Para esta unidade foi datada uma amostra de ignimbrito, que apresentou idade de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1.882 Ma (Tabela 2).

Formação Ouro Preto: é composta por rochas vulcânicas efusivas e hipabissais ácidas, tais como riolitos e dacitos. Sua principal área de exposição situa-se a norte do Granito Simão, envolvendo completamente o Granito Rastro, nos setores sul e sudoeste do Granito Madeira e a nordeste do Granito Água Boa e norte do Granito Bom Futuro (Figura 2). Foram datadas cinco amostras dessa unidade, cujos resultados apontam idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão entre 1.881 Ma e 1.886 Ma (Tabela 2).

Quimicamente, essas rochas vulcânicas variam de metaluminosas a peraluminosas, apresentando teores elevados de flúor. A caracterização geoquímica detalhada destas unidades, bem como as da Suíte Mapuera, está em andamento e serão discutidas pelos autores em trabalhos futuros.

Na região da Província Pitinga, o Grupo Iricoumé é intrudido por oito *plutons* graníticos distintos. Cinco desses *plutons* são correlacionados à Suíte Mapuera, sendo desprovidos, até o momento, de informações geocronológicas prévias. Os outros três integram a Suíte Madeira, mostrando idades entre 1.829 e 1.818 Ma (Costi *et al.*, 2000). Por serem os portadores das mineralizações estaníferas da Província Pitinga, foram intensamente estudados (Carvalho Filho *et al.*, 1984; Daoud & Antonietto Jr., 1985; Horbe *et al.*, 1985; Macambira *et al.*, 1987; Daoud & Fuck, 1990; Horbe *et al.*, 1991; Lenharo *et al.*, 1997; Borges, 1997, 2002; Lenharo, 1998; Costi, 2000; Costi *et al.*, 2000).

SUÍTE MAPUERA

Os *plutons* graníticos relacionados à Suíte Mapuera são denominados localmente de Granitos Simão, Rastro, Bom Futuro, Alto Pitinga e Pedreira (Figura 3). Formam corpos mapeáveis na escala adotada no presente trabalho e têm dimensões variando entre 55 e 405 km². Um outro *pluton* granítico localizado em área de acesso restrito (Reserva Biológica), no extremo sudeste da província, foi reinterpretado no mapa geológico apresentado pela CPRM em 2002, na escala 1:1.750.000, como pertencente à Suíte Mapuera, o que foi mantido neste trabalho (Figura 3).

Granito Simão: apresenta forma alongada na direção NW, com dimensão de 405 km², é composto por biotita-feldspato alcalino-granito e biotita-sienogranito de cor vermelho escuro a castanho esverdeado e granulação média a grossa. Quimicamente são rochas peraluminosas que apresentam elevados teores de SiO₂ e F.

Granito Rastro: é um *stock* de aproximadamente 55 km², de forma sub-circular, composto por sienogranitos ou quartzo-sienitos granofíricos. São rochas de coloração róseo avermelhada clara com granulação seriada de média a grossa. Quimicamente são rochas peraluminosas, apresentando teor de SiO₂ moderado a alto.

Granito Bom Futuro: é composto por rochas de cor castanho claro, de textura inequigranular seriada, com granulação variando de fina a média, raramente grossa, por vezes protomiloníticos. Mostram evidências de deformação dúctil-rúptil, na forma de bandas estreitas e descontínuas marcadas por minerais máficos e micáceos. Este *pluton* apresenta forma irregular, com cerca de 300 km², onde predominam composições variando de sieno a monzogranitos. Quimicamente é metaluminoso, com teores moderados de SiO₂ e alta razão Rb/Sr.

Granito Pedreira: tem forma alongada no sentido NE e superfície de 66 km². É composto predominantemente por feldspato alcalino-granito; quimicamente é peraluminoso, mostrando teores elevados de SiO₂ e razão Rb/Sr também alta.

Granito Alto Pitinga: é um *pluton* de aproximadamente 121 km², com contornos irregulares, sendo composto por três fácies petrograficamente distintas e exibindo evidências de processos cataclásticos superimpostos. Quimicamente são peraluminosos ou metaluminosos, mostrando teores altos de SiO₂ e álcalis e baixos de CaO. A Fácies 1 (biotita-hornblenda-sienogranito) apresenta cor castanho escuro com manchas e pontuações pretas e esbranquiçadas e textura equigranular de granulação média. A Fácies 2 (biotita-monzogranito) é de cor castanho amarelado com manchas e pontuações pretas, granulação variando de grossa a média, exibindo freqüentemente textura tipo rapakivi. A Fácies 3 (biotita-sienogranito porfírico) apresenta cor castanho claro com manchas e pontuações

verde escuro e esbranquiçadas. Apresenta textura porfírica com matriz de granulação fina a média e fenocristais de feldspato potássico e quartzo subédricos ou anédricos.

FORMAÇÃO URUPI

A Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.*, 1979) (Figura 3) é representada por rochas sedimentares clásticas continentais (quartzo-arenitos, arenitos arcoseanos e siltitos), intercaladas por níveis de rochas piroclásticas (tufos silicificados e ignimbritos). Os dados de campo obtidos durante o mapeamento geológico realizado neste trabalho indicam que essas rochas piroclásticas são similares às da Formação Paraíso, sugerindo que, na Província Pitinga, a deposição da Formação Urupi foi concomitante ou penecontemporânea, ao menos em parte, aos estágios finais do evento vulcânico que originou o Grupo Iricoumé na região.

Santos *et al.* (2002b) apresentam a idade de 1.780 Ma para um diabásio da Formação Quarenta Ilhas, intrusivo na Formação Urupi, o que determina a idade mínima desta unidade na Província Pitinga.

SUITE MADEIRA

A Suíte Madeira (Figura 3) é representada por *plutons* graníticos mais jovens, denominados localmente Europa, Água Boa e Madeira, os quais apresentam características mineralógicas e químicas similares as de granitos tipo A (Horbe *et al.*, 1991; Daoud, 1988; Lenharo, 1998; Costi, 2000).

O Granito Europa é um *pluton* de forma arredondada, de cerca de 100 km², representado por duas fácies com características peralcalinas, ambas compostas essencialmente por feldspato peraltítico e quartzo, portanto de caráter hipersolvus, tendo anfibólio alcalino (riebeckita-arfvedsonita) como principal fase acessória (Prado *et al.*, submetido). Uma das fácies apresenta feldspatos potássicos avermelhados, indicando condições oxidantes durante os seus estágios finais de cristalização (Prado *et al.*, submetido). A esta fácies estão relacionadas anomalias de Nb obtidas a partir de amostragens de solo. Dados geocronológicos deste granito apontam idade ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb em zircão de 1.829 Ma (Costi *et al.*, 2000).

O Granito Madeira é um *pluton* de cerca de 55km², com forma alongada no sentido nordeste, composto por quatro fácies (Costi *et al.*, 2000), sendo uma fácies precoce de caráter

metaluminoso, classificada como anfibólio-biotita-sienogranito porfirítico, com textura rapakivi. Esta fácies é cortada por um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular de granulação média, de caráter peraluminoso. Essas duas fácies são intrudidas por um *stock* de cerca de 2 km de diâmetro, que é composto por outras duas fácies, classificadas como feldspato alcalino-granito porfirítico hipersolvus e albita-granito. O albita-granito é dividido em subfácies de núcleo, magmático, de caráter peralcalino e portador de criolita, e subfácies de borda, peraluminoso, portador de fluorita, formado por autometassomatismo a partir da subfácies de núcleo (Costi *et al.*, 2000). O *stock* de albita-granito é mineralizado em Sn, Nb, Ta e F (criolita), apresentando ainda teores anômalos Zr, Th, U, Y, Rb, Li e ETRP.

O Granito Água Boa é um *pluton* de forma alongada no sentido nordeste com cerca de 316 km², composto por quatro fácies (Daoud, 1988; Lenharo, 1998). A fácies precoce é constituída por um anfibólio-biotita-sienogranito de granulação média ou grossa, mostrando esparsamente textura tipo rapakivi. A fácies seguinte é um biotita-sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se um biotita-feldspato alcalino-granito equigranular, de tendência hipersolvus. A última fácies é representada por um topázio-granito porfirítico (Lenharo, 1998). As rochas do *pluton* Água Boa são alcalinas, geoquimicamente similares a granitos tipo A, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.*, 1991, Lenharo, 1998).

FORMAÇÃO QUARENTA ILHAS

A Formação Quarenta Ilhas (Figura 3) foi definida por Veiga Jr. *et al.* (1979) como um conjunto de rochas básicas toleíticas representadas por diabásios, gabros, basaltos e rochas diferenciadas hipabissais. As relações de contato das rochas dessa unidade definem seu caráter intrusivo em rochas sedimentares e intercalações piroclásticas da Formação Urupi. A Formação Quarenta Ilhas, com seção tipo na corredeira homônima do médio curso do rio Pitinga, possui como estrutura mais proeminente o *Sill* Quarenta Ilhas, encaixado concordantemente nas rochas sedimentares e piroclásticas, na região de fechamento oeste da “braquissinclinal” de Pitinga, definida por Mandetta *et al.* (1974). Dados geocronológicos obtidos por Santos *et al.* (2002b) apontam idade de 1.780 Ma para esta unidade.

FORMAÇÃO SERINGA

O último evento magmático da Província Pitinga ocorre no final do Mesoproterozóico, representado pela Formação Seringa (Veiga Jr *et al.*, 1979). Esta unidade é constituída por derrames e diques de rochas básicas alcalinas, representadas por basaltos e diabásios (Figura 3). Segundo Araújo Neto & Moreira (1976), essa manifestação básica teria sua origem associada a esforços distensionais ocorridos após o episódio K'Mudku. Esses autores apresentam idade K/Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma para essas rochas.

GEOCRONOLOGIA

Os estudos geocronológicos aqui realizados tiveram dois objetivos principais. O primeiro foi verificar se as idades das rochas vulcânicas da Província Pitinga situavam-se dentro de um mesmo intervalo de tempo. O segundo foi a determinação das idades dos *plutons* Simão, Rastro, Bom Futuro e Alto Pitinga, cuja correlação à Suite Mapuera sempre foi feita com base em critérios interpretativos, obtidos a partir de imagens de sensores remotos.

Foram determinadas as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 12 amostras de rochas graníticas e vulcânicas da região de Pitinga, assim distribuídas (Tabelas 2 e 3):

- cinco amostras de rochas vulcânicas de natureza efusiva pertencentes à Formação Ouro Preto, do Grupo Iricoumé, classificadas como riolito porfirítico (PTG4), riolito porfirítico microgranofríco (PTG94), riolito porfirítico (PTG68), riolito porfirítico (DV8A) e riolito porfirítico (UH26A);
- uma amostra de rocha piroclástica da Formação Paraíso, classificada como ignimbrito riolítico (DV10E);

As demais amostras representam unidades graníticas da Suíte Mapuera:

- duas amostras do Granito Simão, compreendendo um biotita-feldspato alcalino-granito (RH14) e um biotita-granito (RM68);
- uma amostra da fácies sienogranito do Granito Rastro (RP33);
- uma amostra da fácies sienogranito do Granito Bom Futuro (PTG81);
- duas amostras da fácies biotita-monzogranito do Granito Alto Pitinga (RD8A e RD12A).

Métodos analíticos

Na determinação da idade das rochas graníticas e vulcânicas da Província Pitinga utilizou-se a técnica de evaporação de Pb em monocristal de zircão em filamento duplo de rênio. As análises foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), do Centro de Geociências da Universidade Federal do Pará, utilizando-se um espectrômetro de massa por termoionização (TIMS) *Finnigan* MAT 262.

Os zircões analisados são provenientes de amostras de rochas sã coletadas em afloramentos naturais. Cerca de 2 kg de rocha por amostra foi britado, moído, peneirado à < 80 mesh e concentrado em batéia. O produto foi submetido a novo peneiramento à <150 mesh, e posteriormente processado em bromofórmio e separador magnético isodinâmico Frantz, onde o zircão foi obtido na fração não magnética. A etapa final consistiu de seleção manual de grãos em lupa binocular e lavagem dos mesmos com HNO₃ (50%) à quente. Na seleção dos zircões deu-se preferência a grãos límpidos com mínimo de inclusões, fraturas ou evidências de metamictização. Os cristais de zircão selecionados são depositados, individualmente, em filamento de rênio em formato de canoa, denominado de filamento de evaporação. Esse filamento é aquecido e o Pb presente no zircão é evaporado e depositado em outro filamento de rênio (filamento de ionização), situado em frente ao filamento de evaporação.

Em todos os casos estudados foram experimentadas até 3 etapas de aquecimento, com temperaturas entre 1450 e 1550 °C, com tempo de evaporação de 3 a 5 minutos para cada etapa. Após cada etapa de evaporação o filamento de ionização é aquecido a temperaturas entre 1050 e 1100 °C, o que ioniza o Pb nele depositado e possibilita a determinação da sua composição isotópica. A leitura da intensidade das diferentes massas de Pb é feita de modo dinâmico, utilizando-se o contador de íons do espectrômetro, segundo a seguinte seqüência de massas: 206, 207, 208, 206, 207 e 204.

O cálculo das idades para cada etapa de ionização é obtida a partir das médias das razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb analisadas. Somente foram consideradas no cálculo das idades as razões ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb obtidas nas etapas de evaporação acima de 1450 °C. Os erros são expressos em desvios de ±2σ. Os resultados obtidos são apresentados a seguir.

Resultados

GRUPO IRICOUMÉ

Formação Ouro Preto (amostras PTG94, PTG4, PTG68, DV8A eUH26A):

Amostra PTG94 (riolito porfírico microgranofírico): seis cristais de zircão foram utilizados no cálculo da idade dessa amostra. Em um dos filamentos referente ao cristal 8, dado ao pequeno tamanho dos grãos, dois cristais foram montados juntos. Os cristais são róseos claros a incolores e transparentes, apresentando poucas inclusões de cores pretas e transparentes, possivelmente de apatita. São cristais prismáticos, com relação comprimento:largura de 2:1 a 4:1, exibem arestas bem preservadas porém fraturados. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1.877 ± 4 Ma e 1.884 ± 4 Ma, com média de 1.881 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 4 e Tabela 3).

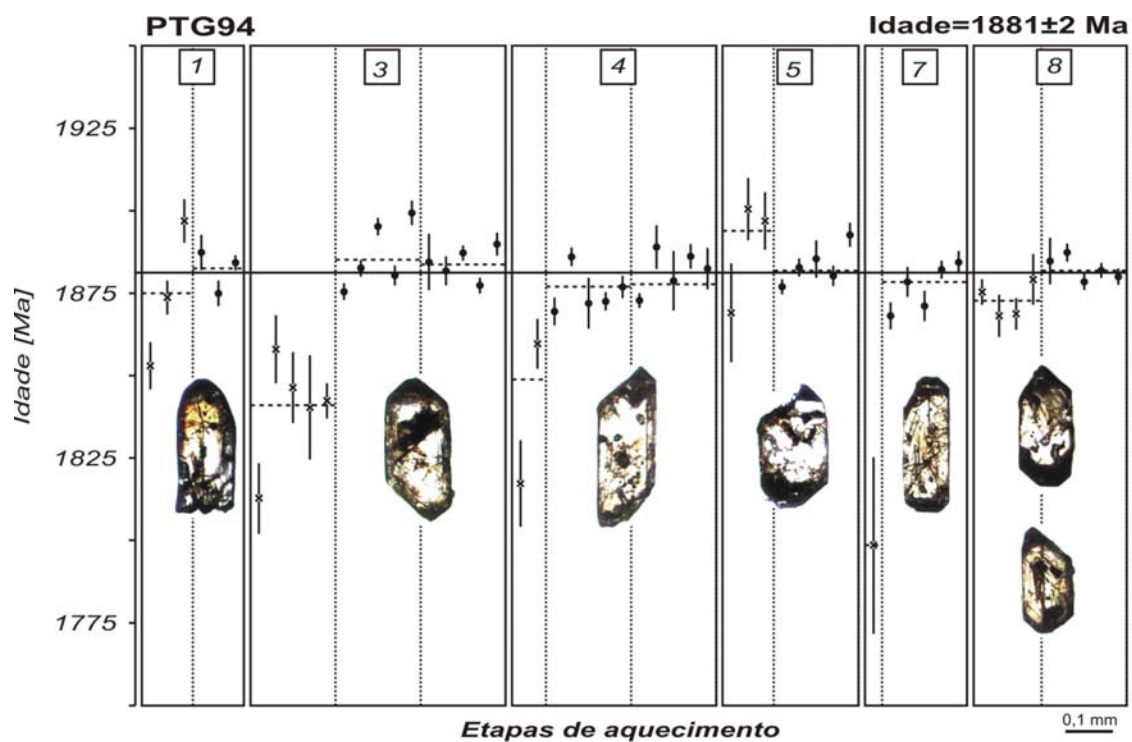


Figura 4 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG94 (riolito porfírico microgranofírico). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Tabela 3 - Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em Zircão de rochas vulcânicas da Província Pitinga - AM

Zircão	Razões	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	Idade	2σ	
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (PTG94 - Riolito porfirítico microgranofírico) 1.881 ±2 Ma												
PTG94/1	24/48	0.000075	0.000007	0.18523	0.00184	0.11624	0.00027	0.11514	0.00038	1883	6	
PTG94/3	70/104	0.000088	0.000015	0.15263	0.01054	0.11654	0.00027	0.11525	0.00028	1884	4	
PTG94/4	74/88	0.000263	0.000018	0.17818	0.01165	0.11937	0.00114	0.11483	0.00029	1877	4	
PTG94/5	34/54	0.000141	0.000009	0.20451	0.00077	0.1172	0.00026	0.1151	0.00033	1882	5	
PTG94/7	40/48	0.00014	0.000007	0.17662	0.00049	0.11673	0.00038	0.11489	0.00039	1878	6	
PTG94/8	34/60	0.000122	0.000004	0.18695	0.00129	0.11678	0.00024	0.1151	0.0002	1882	3	
Média	276/402									Idade Média dos grãos =	1881	2
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (PTG4 - Riolito porfirítico) 1.882 ±2 Ma												
PTG4/1	30/30	0.000001	0.000007	0.16156	0.00863	0.11539	0.00026	0.11522	0.0002	1884	3	
PTG4/4	28/54	0.000568	0.000016	0.14569	0.00069	0.12274	0.0005	0.11501	0.0006	1880	9	
PTG4/8	78/78	0.000038	0.000071	0.17156	0.00266	0.11573	0.00087	0.11514	0.00018	1882	3	
PTG4/10	48/56	0.00002	0.000007	0.16703	0.0066	0.11532	0.00016	0.11504	0.0002	1881	3	
Média	184/342									Idade Média dos grãos =	1882	2
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (PTG68 - Riodacito porfirítico) 1.885 ±8 Ma												
PTG68/3	36/36	0.000049	0.000008	0.44653	0.00801	0.11628	0.00018	0.1156	0.00019	1889	3	
PTG68/4	28/28	0.000341	0.000011	0.19261	0.00081	0.11953	0.00065	0.11526	0.00071	1884	11	
PTG68/9	34/34	0.000101	0.000024	0.15603	0.00055	0.11615	0.0002	0.11471	0.00035	1876	6	
PTG68/15	38/38	0.000211	0.000046	0.19037	0.00233	0.11722	0.00057	0.11456	0.00042	1873	7	
Média	136/144									Idade Média dos grãos =	1885	8
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (DV08A - Riolito porfirítico) 1.886 ±6 Ma												
DV8A/1	10-Jun	0.000071	0.000082	0.14845	0.00327	0.11716	0.00142	0.11621	0.0018	1899	28	
DV8A/2	36/54	0.000064	0.000002	0.17728	0.00076	0.11631	0.0004	0.11541	0.00036	1887	6	
DV8A/4	32/32	0.000277	0.000025	0.15198	0.00223	0.11925	0.00076	0.1155	0.00075	1888	12	
DV8A/5	22/38	0.000444	0.000031	0.14335	0.00127	0.12163	0.00147	0.11567	0.00118	1891	18	
DV8A/6	38/38	0.000144	0.000089	0.1478	0.00067	0.11717	0.00136	0.11479	0.00023	1877	4	
DV08/8	38/38	0.000319	0.000011	0.16057	0.0005	0.12023	0.00018	0.11584	0.00022	1893	3	
Média	172/210									Idade Média dos grãos =	1886	6
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Ouro Preto (UH26A - Riolito porfirítico) 1.882 ±2 Ma												
UH26a/3	40/40	0.000105	0.000001	0.15988	0.00058	0.11645	0.00018	0.11518	0.00018	1883	3	
UH26a/4	30/30	0.000047	0.000004	0.19217	0.00094	0.11603	0.00018	0.11527	0.00015	1884	2	
UH26a/5	34/34	0.000281	0.000007	0.16458	0.00008	0.11898	0.00029	0.11497	0.00017	1880	3	
UH26a/7	38/38	0.0001	0.000002	0.16886	0.00085	0.11637	0.00018	0.11497	0.00021	1880	3	
UH26a/13	28/36	0.000144	0.000008	0.18331	0.00052	0.11702	0.00019	0.11507	0.00019	1881	3	
Média	170/178									Idade Média dos grãos =	1882	2
Supergrupo Uatumã - Grupo Iricoumé - Formação Paraíso (DV10e - Ignimbrito riolítico) 1.890 ±2 Ma												
DV10E/1	24/24	0.000048	0.000084	0.20696	0.01737	0.11671	0.00152	0.11571	0.00036	1891	6	
DV10E/2	40/48	0.000016	0.000006	0.20256	0.00059	0.11587	0.00018	0.11556	0.00018	1889	3	
DV10E/4	38/38	0.000203	0.000014	0.20944	0.00116	0.11825	0.00027	0.11561	0.00024	1890	4	
DV10E/5	16/16	0.000039	0.000007	0.18923	0.00152	0.1163	0.0003	0.1158	0.00032	1893	5	
DV10E/8	14/14	0.000207	0.000013	0.22008	0.00167	0.1186	0.00036	0.11584	0.00041	1893	6	
DV10E/9	22/34	0.000163	0.000053	0.22896	0.00192	0.11827	0.00048	0.11534	0.00049	1886	8	
Média	154/174									Idade Média dos grãos =	1890	2

Amostra PTG4 (riolito porfirítico): utilizou-se quatro cristais de zircão no cálculo da idade desta amostra. São cristais fraturados, com poucas inclusões, de cor levemente amarelada e forma prismática alongada a ligeiramente arredondados, com relação comprimento:largura de 2:1. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1.880 ± 9 Ma e 1.884 ± 3 Ma, com média de 1.882 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 5 e Tabela 3).

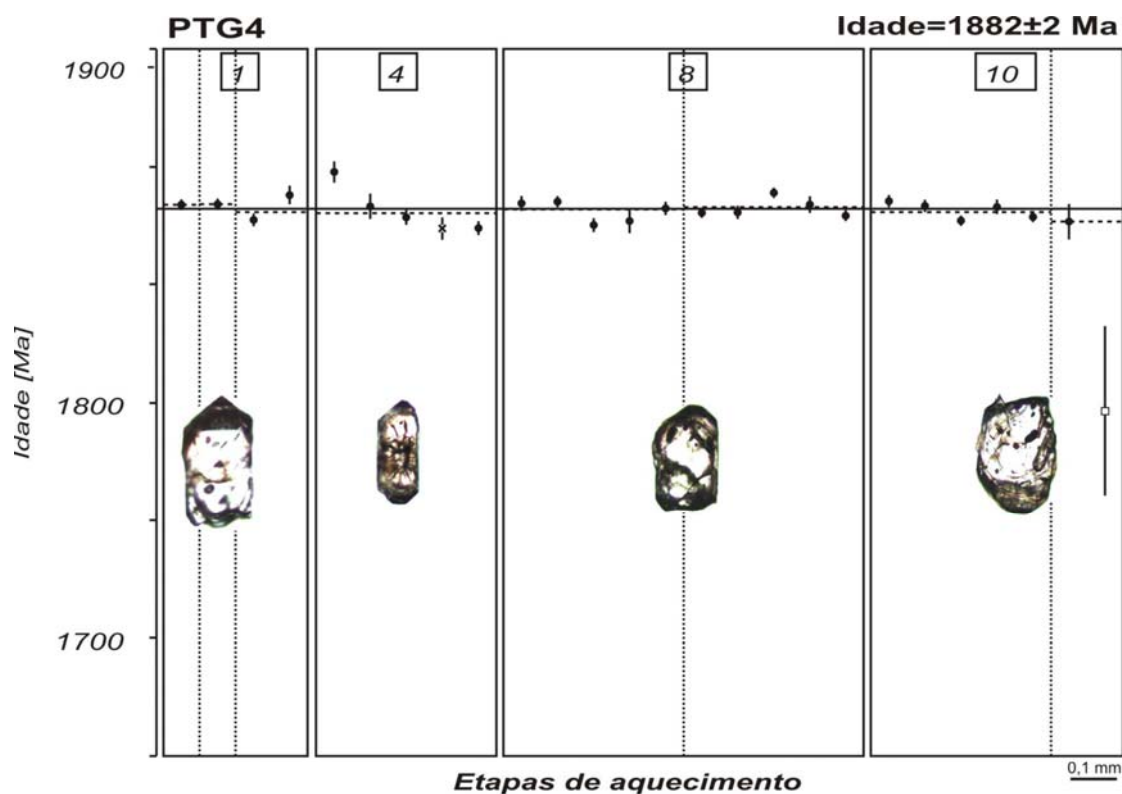


Figura 5 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG4 (riolito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● blocos de razões isotópicas utilizadas; □ bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra PTG68 (riodacito porfirítico): foram utilizados quatro cristais de zircão no cálculo da idade desta amostra, sendo que em um dos filamentos referente ao cristal 15, devido ao tamanho diminuto dos grãos, foram aprisionados 3 cristais menores juntos. Os cristais utilizados apresentam cor caramelo a róseo claro, exibindo a forma de prismas alongados, com relação comprimento:largura de 3:1 (variando de 1:1 a 4:1), em geral fraturados porém com faces preservadas, com poucas inclusões de cores pretas ou transparentes. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas variam entre 1.873 ± 7 Ma e 1.889 ± 3 Ma, com média de 1.885 ± 8 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 6 e Tabela 3).

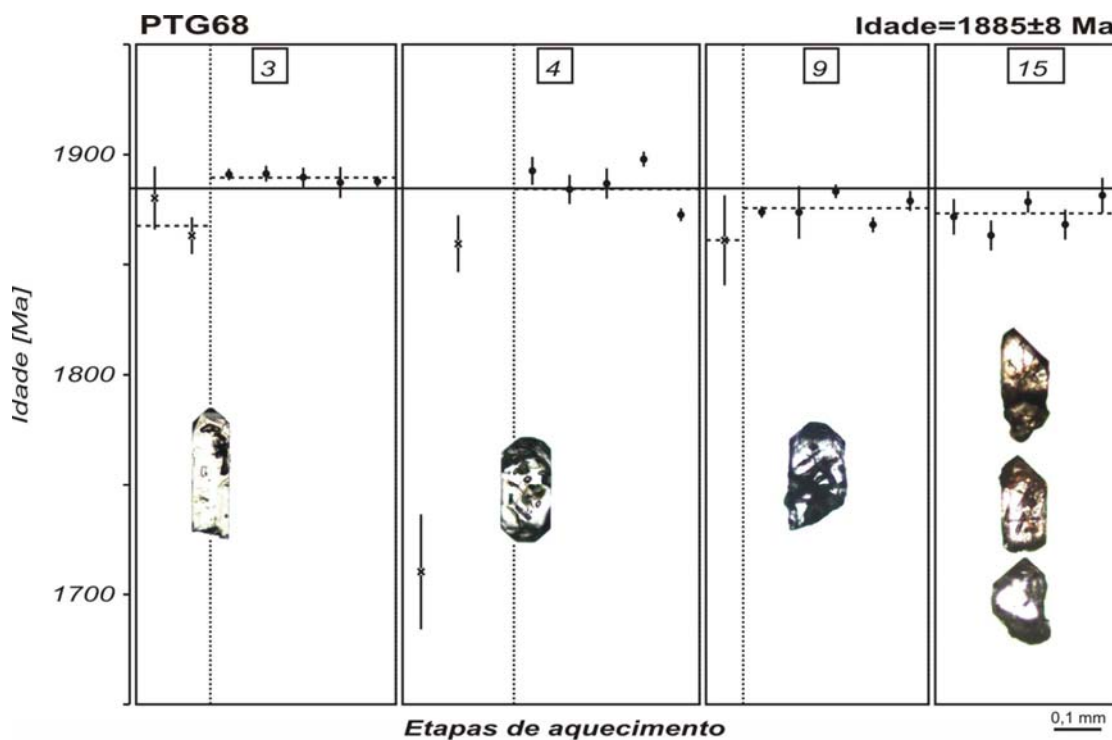


Figura 6 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG68 (riodacito porfírico). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● blocos de razões isotópicas utilizadas; □ bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra DV8A (riolito porfírico): foram utilizados seis cristais de zircão no cálculo da idade dessa rocha. Os cristais analisados apresentam cor amarelo claro a transparentes, exibindo poucas inclusões alongadas transparentes, possivelmente de apatita. Os cristais de zircão apresentam formas prismáticas bem definidas, pouco fraturados, e relação comprimento:largura em torno de 2:1 a 3:1. A idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ definida variou entre 1.877 ± 4 Ma e 1.899 ± 28 Ma, com média de 1.886 ± 6 Ma. Esta idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 7 e Tabela 3).

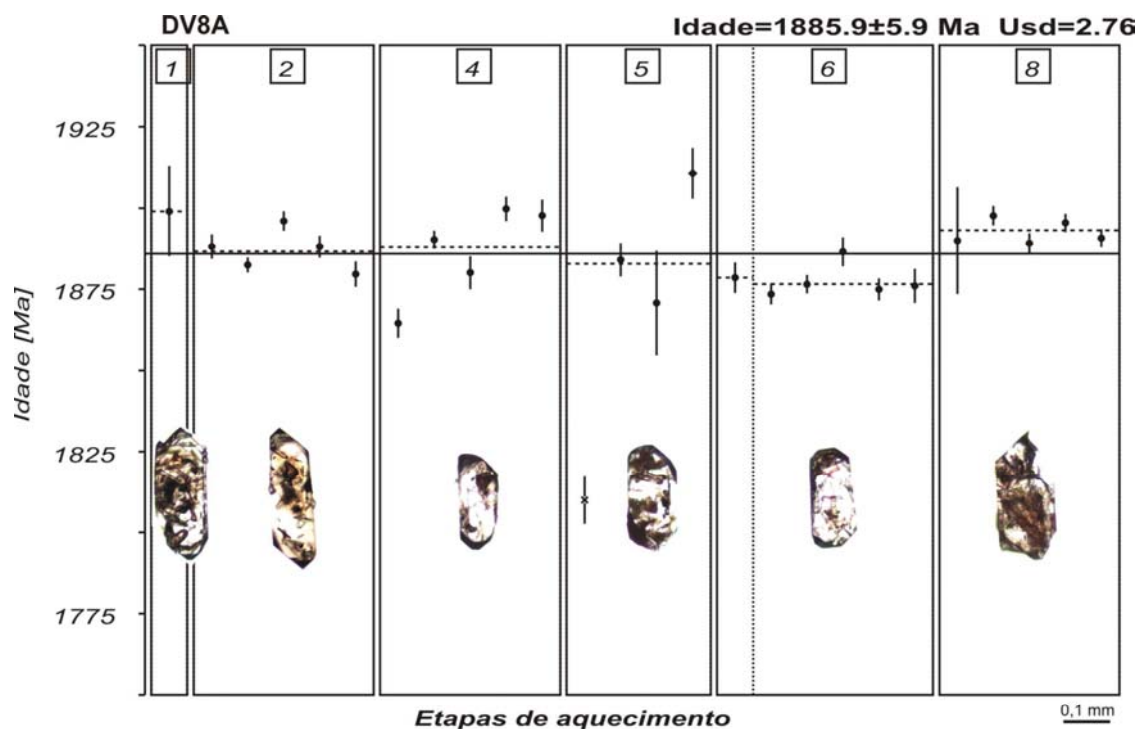


Figura 7 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra DV8A (riolito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra UH26A (riolito porfirítico): no cálculo da idade dessa rocha foram utilizados cinco cristais de zircão. São cristais de cor caramelo a amarelo claro ou marron acastanhado quando exibindo efeitos metamórficos, em geral de forma prismática alongada, com relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1. Apresentam as arestas bem preservadas, com poucas fraturas, e algumas inclusões alongadas transparentes. Os cristais analisados apresentaram idades variando de 1.880 ± 3 Ma e 1.884 ± 2 Ma, com média de 1.882 ± 2 Ma. A idade obtida é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha. (Figura 8 e Tabela 3).

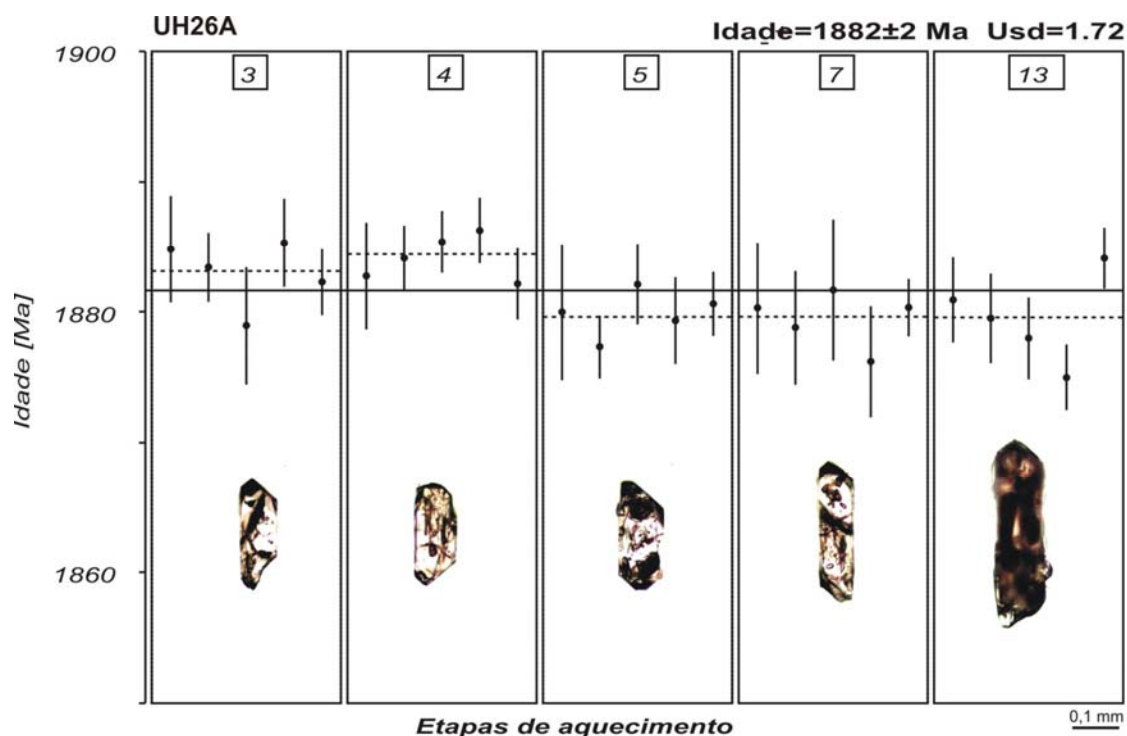


Figura 8 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra UH26A (riolito porfirítico). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Formação Paraíso (amostra DV10E):

Amostra DV10E (Ignimbrito riolítico): utilizou-se seis cristais de zircão na determinação da idade dessa rocha. São cristais de cor marron muito claro a transparentes, exibindo poucas inclusões arredondadas incolores. São prismas curtos com relação comprimento:largura de 2:1, em geral apresentando faces bem preservadas e pouco fraturados. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas variam de 1.886 ± 8 Ma e 1893 ± 6 Ma, com média de 1.890 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização dos cristais de zircão da rocha (Figura 9 e Tabela 3).

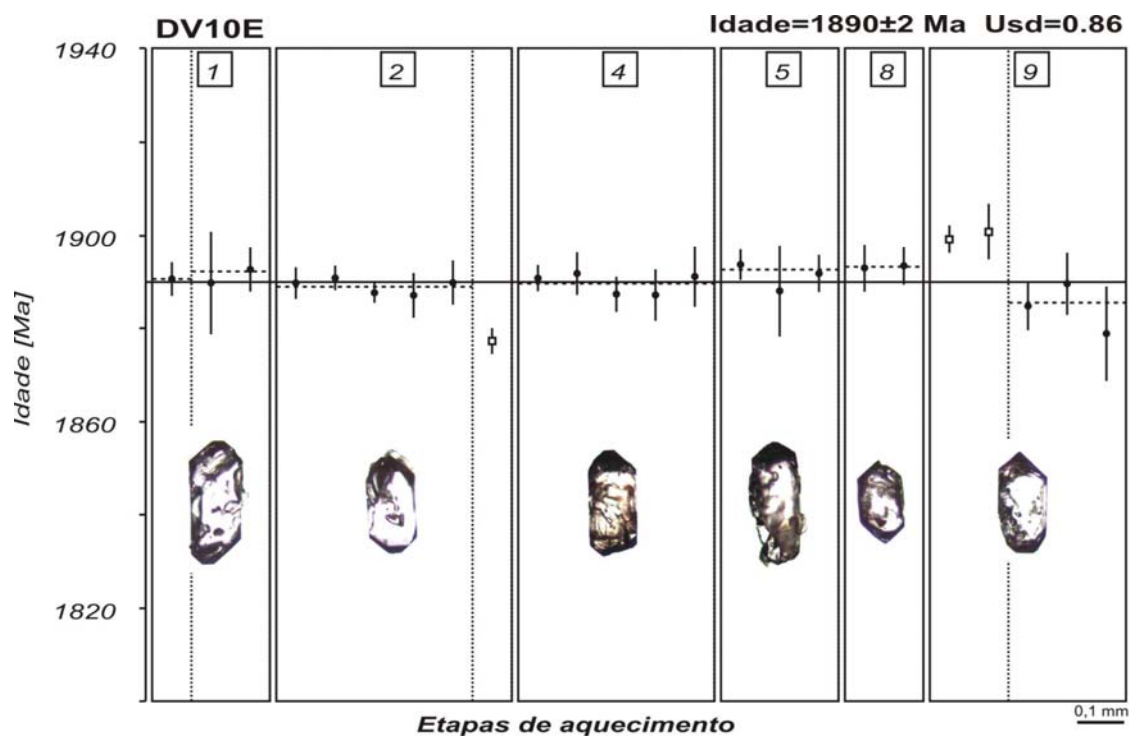


Figura 9 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra DV10E (ignimbrito riolítico). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

SUITE MAPUERA

Granito Simão (amostras RH14 e RM68)

Amostra RM68 (anfíbólio-biotita-granito): para o cálculo da idade dessa rocha foram utilizados dois cristais de zircão. São zircões transparentes de cor amarelo claro, euédricos, com faces e arestas bem preservadas, mostrando inclusões pretas de granulação muito fina. A relação comprimento:largura é em média 2:1 a 2,5:1. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1.882 ± 5 Ma e 1.881 ± 6 Ma, com média de 1.882 ± 4 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 10 e Tabela 4).

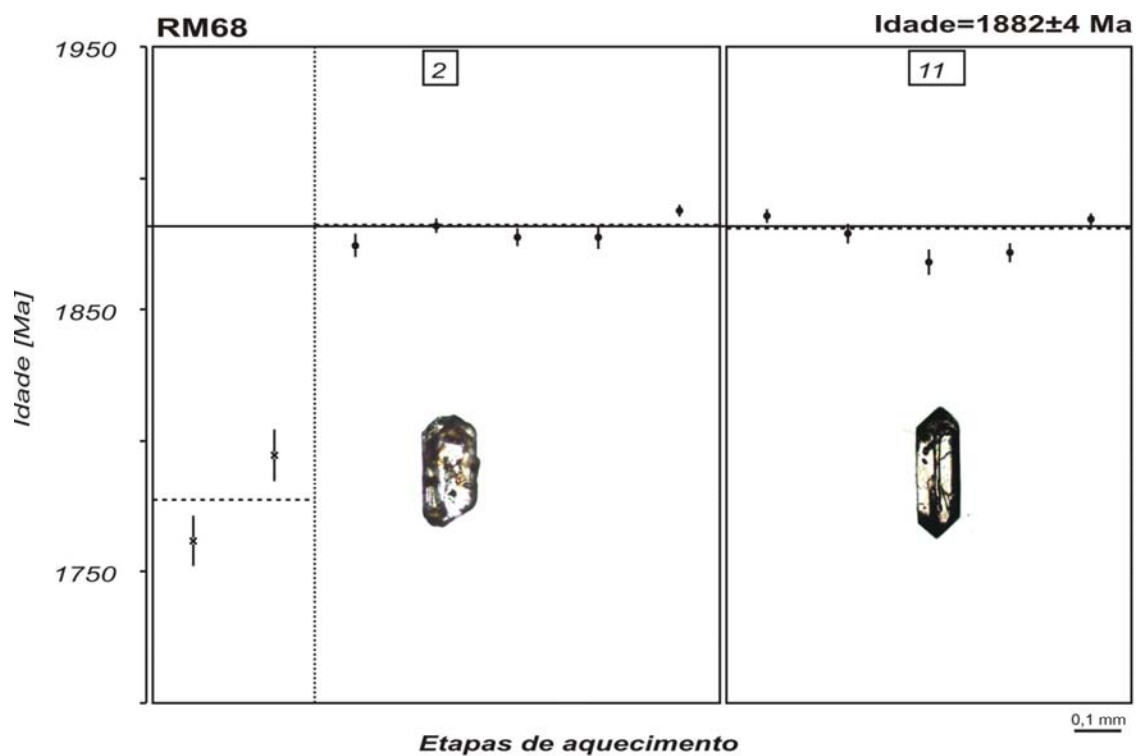


Figura 10 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RM68 (anfíbólio-biotita-granito). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Tabela 4 - Idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em Zircão de rochas graníticas da Província Pitinga - AM

Zircão	Razões	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ	Idade	2σ
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão (RM68 - Biotita granito) 1.882 ±4 Ma											
RM68/2	36/36	0.000126	0.000004	0.17148	0.00057	0.11693	0.00029	0.11514	0.00031	1882	5
RM68/11	34/34	0.000022	0.000017	0.1636	0.00122	0.11584	0.0006	0.11506	0.00039	1881	6
Média	70/70									Idade Média dos grãos = 1882	4
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão (RH14 - Biotita-feldspato alcalino-granito) 1.885 ±4 Ma											
RH14/2	28/36	0.000472	0.000044	0.16372	0.00163	0.12118	0.00112	0.11538	0.0004	1886	6
RH14/4	18/18	0.00015	0.000068	0.1482	0.00089	0.11601	0.00103	0.11399	0.00166	1864	26
RH14/6	34/34	0.000045	0.000004	0.16677	0.00119	0.11627	0.00032	0.11567	0.00031	1891	5
RH14/7	40/40	0.000061	0.000005	0.15634	0.00138	0.11603	0.00018	0.11531	0.00019	1885	3
RH14/8	40/40	0.000033	0.000011	0.13457	0.00033	0.11605	0.00039	0.11549	0.00029	1888	5
RH14/11	36/36	0.000099	0.000013	0.13946	0.00108	0.11613	0.00021	0.11472	0.0003	1876	5
Média	196/204									Idade Média dos grãos = 1885	4
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Rastro (RP33 - Sienogranito) 1.882 ±2 Ma											
RP33/3	38/66	0.000211	0.000015	0.1785	0.00054	0.1181	0.00017	0.11524	0.00025	1884	4
RP33/4	32/54	0.000144	0.000011	0.15263	0.00094	0.11731	0.00024	0.1154	0.00049	1886	8
RP33/7	20/20	0.00008	0.000002	0.1727	0.00051	0.11623	0.0002	0.11515	0.00021	1883	3
RP33/8	36/76	0.000067	0.000005	0.17304	0.03101	0.11589	0.00019	0.11494	0.00027	1879	4
Média	126/216									Idade Média dos grãos = 1882	2
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Bom Futuro (PTG81 - Sienogranito protomilonítico) 1.886 ±3 Ma											
PTG81/5	12-Dec	0.000093	0.000022	0.1659	0.00386	0.11658	0.00045	0.11526	0.00027	1884	4
PTG81/6	26/26	0.000046	0.000005	0.18257	0.00066	0.11551	0.00053	0.11475	0.00037	1876	6
PTG81/7	36/36	0.000106	0.000004	0.1815	0.00053	0.11615	0.00028	0.11478	0.00032	1877	5
PTG81/8	36/36	0.00008	0.000006	0.15688	0.00074	0.11587	0.0002	0.1148	0.00021	1877	3
PTG81/9	8-Aug	0.000038	0.000028	0.17058	0.00196	0.11562	0.00028	0.11511	0.00047	1882	7
PTG81/10	32/32	0.000037	0.000004	0.1621	0.00042	0.11579	0.00015	0.11534	0.00015	1886	2
PTG81/11	8-Aug	0.000059	0.000006	0.18409	0.00019	0.11605	0.00047	0.11526	0.00048	1884	7
PTG81/12	38/38	0.000034	0.000007	0.16483	0.00039	0.1157	0.00014	0.1152	0.00021	1883	3
Média	196/196									Idade Média dos grãos = 1882	3
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Alto Pitinga (RD12A - Biotita-monzogranito) 1.886 ±3 Ma											
RD12A/1	34/66	0.000131	0.000006	0.17607	0.00059	0.11672	0.00056	0.11476	0.00041	1876	6
RD12A/2	36/68	0.000102	0.000005	0.14988	0.00061	0.11644	0.00014	0.11509	0.0002	1882	3
RD12A/3	32/66	0.000096	0.000007	0.17248	0.00043	0.11679	0.00019	0.11542	0.00016	1887	2
RD12A/4	40/60	0.000083	0.000004	0.15623	0.00038	0.11629	0.00031	0.11516	0.00032	1883	5
RD12A/6	32/40	0.000152	0.000026	0.14637	0.00127	0.11759	0.00043	0.11602	0.00042	1896	7
RD12A/8	70/78	0.000025	0.000015	0.16023	0.00045	0.11603	0.00015	0.11558	0.00028	1889	5
RD12A/9	38/54	0.000145	0.000023	0.16228	0.00143	0.11685	0.00025	0.11499	0.00036	1880	6
Média	282/432									Idade Média dos grãos = 1886	3
Supergrupo Uatumã - Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Alto Pitinga (RD8A - Biotita-monzogranito) 1.888 ±3 Ma											
RD8A/1	76/96	0.000059	0.000008	0.16282	0.0051	0.11642	0.00021	0.11563	0.00023	1890	4
RD8A/2	52/52	0.00012	0.000064	0.16344	0.01077	0.11771	0.00036	0.11586	0.0006	1894	10
RD8A/3	70/70	0.000111	0.000089	0.17519	0.00546	0.11681	0.00118	0.11509	0.00018	1882	3
RD8A/4	28/44	0.000081	0.000007	0.17126	0.00131	0.11668	0.00027	0.11552	0.00038	1888	6
RD8A/5	54/70	0.000031	0.000007	0.16644	0.00162	0.11617	0.00026	0.11569	0.00022	1891	4
RD8A/6	32/36	0.000076	0.000003	0.15738	0.00064	0.11656	0.00032	0.11561	0.00028	1890	4
Média	312/368									Idade Média dos grãos = 1888	3

Amostra RH14 (biotita-feldspato alcalino-granito): a idade dessa amostra foi determinada a partir da análise de 6 cristais de zircão de cor amarelo rosado claro, alguns com pequenas inclusões de cor preta ou transparentes. A relação comprimento:largura é em média 2:1 a 1,5:1, e em geral estão quebrados, mas com faces e arestas preservadas. Alguns cristais exibem leve efeito metamórfico. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas variam entre 1.864 ± 26 Ma e

1.891 ± 5 Ma, com média de 1.885 ± 4 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 11 e Tabela 4).

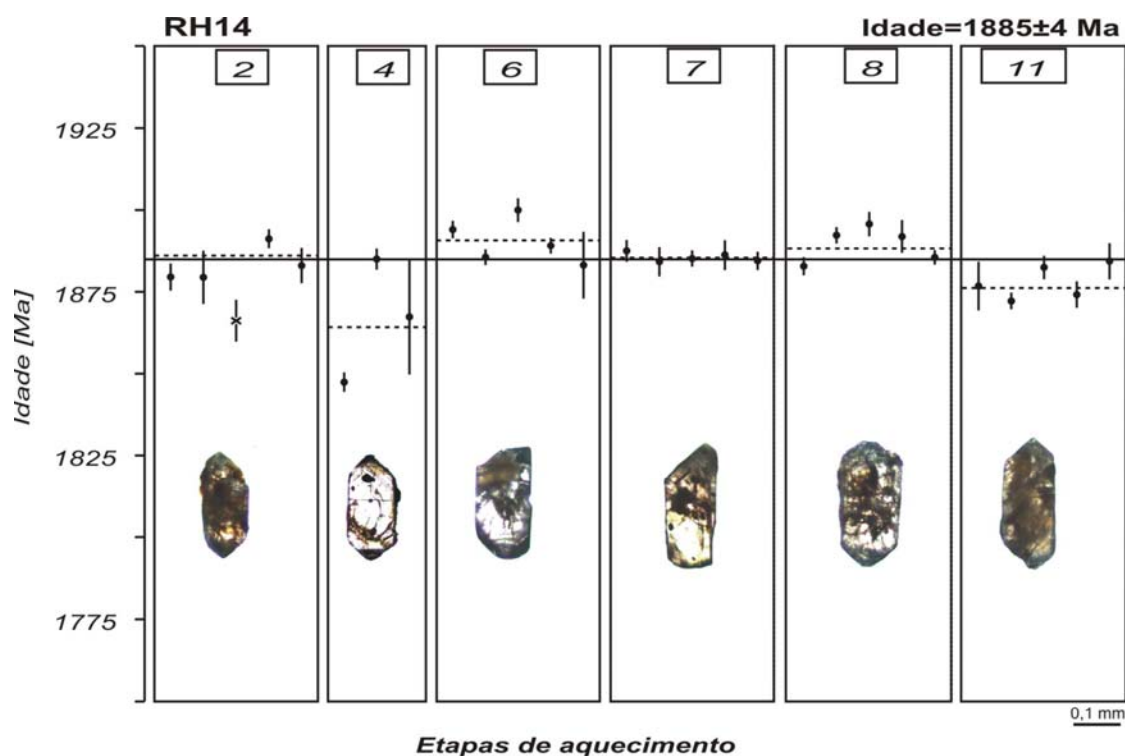


Figura 11 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RH14 (biotita-feldspato alcalino-granito). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Granito Rastro (amostra RP33)

Amostra RP33 (sienogranito): a idade da rocha foi obtida a partir da análise de quatro cristais de zircão. São cristais de cor caramelo claro a róseos, transparentes, a maioria com arestas abrasadas, em geral fraturados e eventualmente exibindo inclusões de cores claras. Alguns cristais exibem efeitos metamórficos. Em geral apresentam formas de prismas curtos, com relação comprimento:largura de 1:1 a 2:1. Os cristais analisados apresentaram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 1.879 ± 4 Ma e 1.886 ± 8 Ma, com média de 1.882 ± 2 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 12 e Tabela 4).

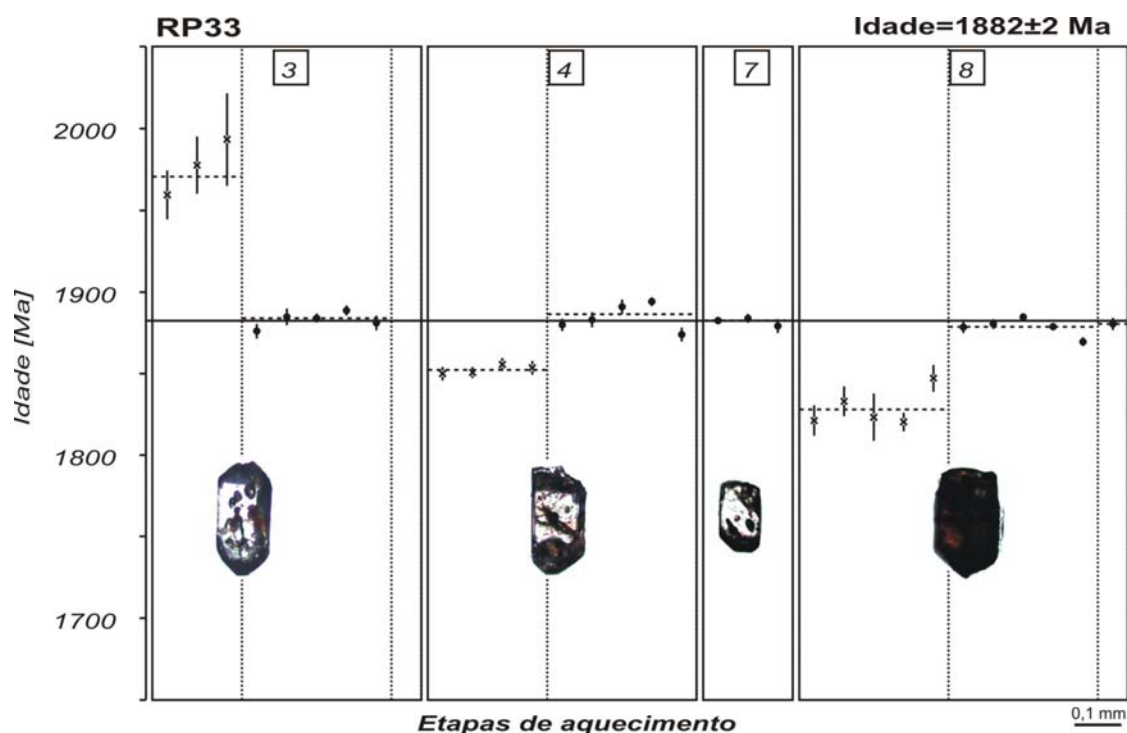


Figura 12 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RP33 (sienogranito). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Granito Bom Futuro (amostra PTG81)

Amostra PTG81 (sienogranito): a idade dessa fácies foi obtida a partir da análise de oito cristais de zircão. São cristais de cor amarelo claro a róseos, transparentes, exibindo a forma de prismas alongados, com relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1. Apresentam fraturas irregulares, com a maioria das faces preservadas e também algumas inclusões transparentes alongadas ou de minerais opacos. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas variam entre 1.876 ± 6 Ma e 1.886 ± 2 Ma, com média de 1.882 ± 3 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 13 e Tabela 4).

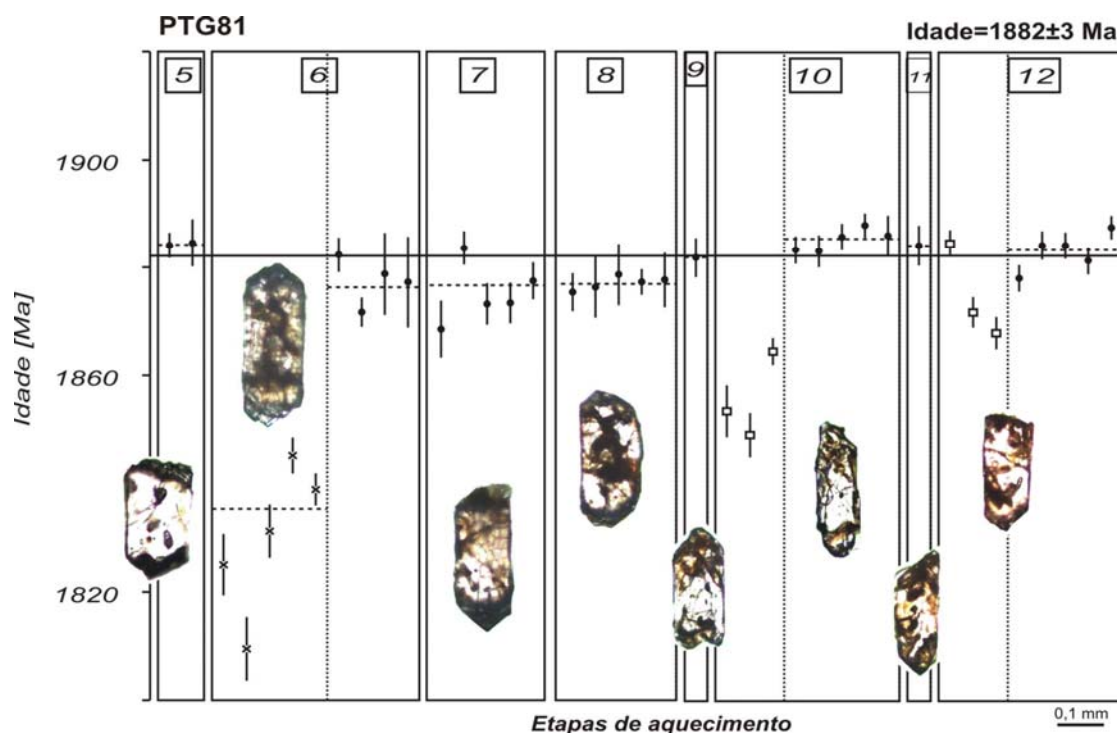


Figura 13 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra PTG81 (sienogranito). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Granito Alto Pitinga (amostras RD12A e RD8A)

Amostra RD12A (biotita-monzogranito): no cálculo da idade dessa fácies foram utilizados sete cristais de zircão. Os cristais utilizados apresentam cores marrom claro a caramelo, são cristais subédricos, com faces parcialmente preservadas, exibem forma de prismas curtos com relação comprimento:largura de 2:1 a 3:1, alguns apresentando efeitos metamícticos. Apresentam poucas inclusões de cor preta com formas arredondadas e transparentes com formas alongadas. As idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ obtidas variam entre 1.876 ± 6 Ma e 1.896 ± 7 Ma, com média de 1.886 ± 3 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 14 e Tabela 4).

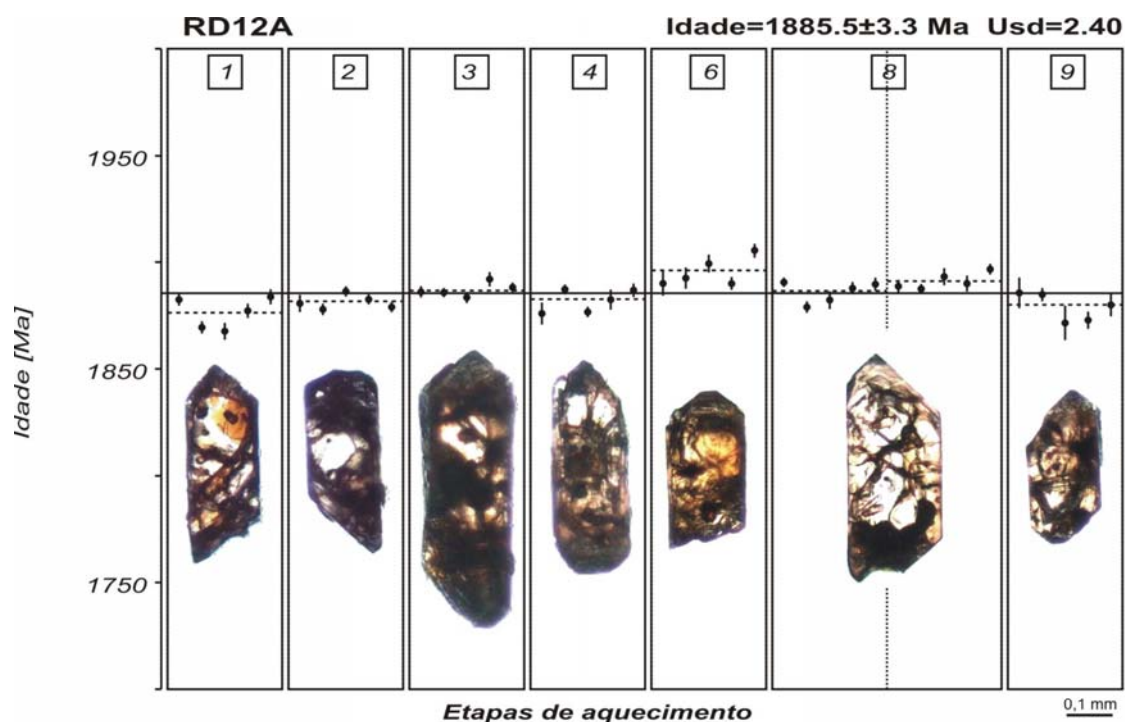


Figura 14 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RD12A (biotita-monzogranito). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: □ Blocos de razões isotópicas utilizadas; ● Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

Amostra RD8A (biotita-monzogranito): o cálculo da idade dessa amostra foi feito a partir da análise isotópica de seis cristais de zircão, sendo que em um dos *spots* (cristal 6), devido ao tamanho diminuto dos grãos, foram aprisionados 3 cristais menores juntos. São cristais transparentes a levemente amarelados, com inclusões pretas arredondadas. Apresentam a forma de prismas curtos, com faces bem preservadas angulosos, por vezes quebradas, com relação comprimento:largura variando de 1:1 a 3:1. Os resultados obtidos apontam idades no variando entre 1.882 ± 3 Ma e 1.894 ± 10 Ma, com média de 1.888 ± 3 Ma. Essa idade é interpretada como a idade mínima de cristalização da rocha (Figura 15 e Tabela 4).

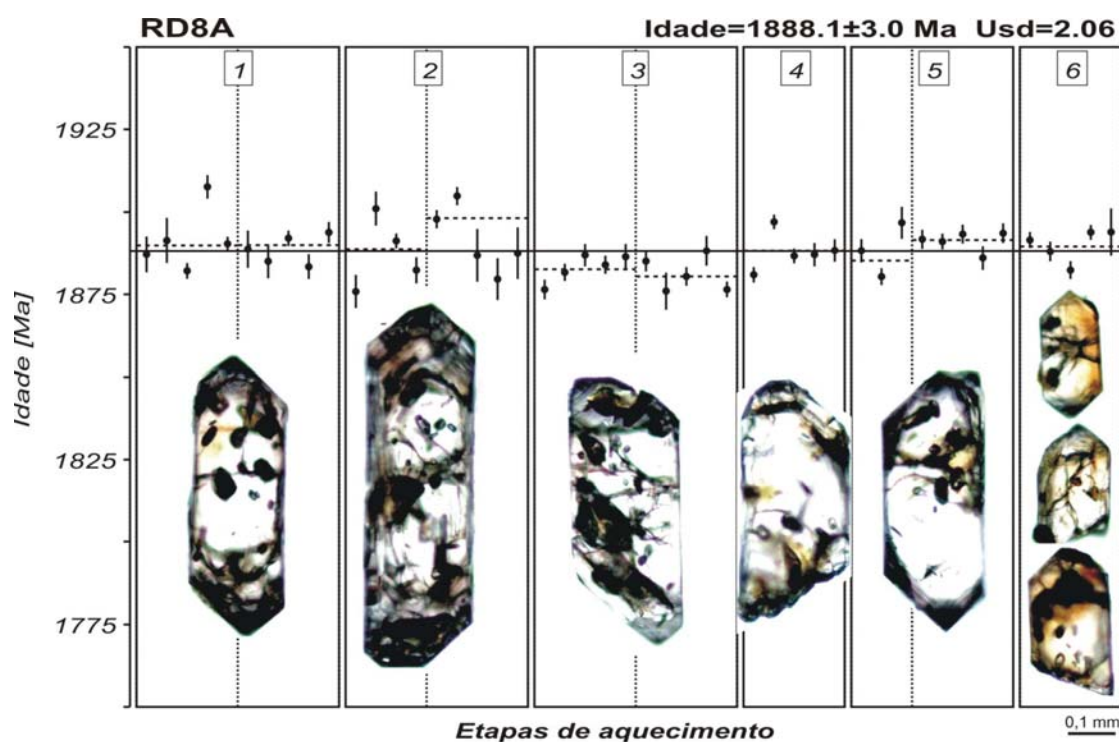


Figura 15 - Diagrama de idade Pb-Pb em zircão para a amostra RD8A (biotita-monzogranito). Ordenada: idades (Ma) vs. abscissa: etapas de aquecimento e número do zircão. Obs.: ● Blocos de razões isotópicas utilizadas; □ Bloco eliminado subjetivamente; x bloco eliminado com razão $^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} > 0,0004$. Desvio analítico de 2 sigma.

DISCUSSÕES

O vulcanismo paleoproterozóico registrado no craton Amazônico, que ainda hoje é indiscriminadamente atribuído ao Supergrupo Uatumã, de Melo *et al.* (1978), tem ampla distribuição regional e abrange diversas manifestações vulcânicas, às quais podem associar-se diversas suítes de rochas granitóides epizonais. Atualmente, na porção do craton situado a norte da bacia paleozóica do Amazonas, o Supergrupo Uatumã é definido como formado por dois grupos de rochas vulcânicas. A primeira - Grupo Iricoumé - compreende predominantemente vulcânicas ácidas com idades próximas de 1.88 Ga, ocorre em uma larga faixa que se estende desde a borda da bacia paleozóica até o sul do estado de Roraima. A segunda unidade - Grupo Surumu - compreende rochas vulcânicas intermediárias e ácidas com idades entre 1.96 e 2.04 Ga, e ocorre principalmente a norte, nos estados de Roraima e

Pará. A sul da bacia paleozóica, na província aurífera do Tapajós, o Supergrupo Uatumã também é representado por unidades vulcânicas ácidas, pertencentes à Formação Moraes Almeida (1.89-1.87 Ga) e por vulcânicas intermediárias, mais antigas, pertencentes à Formação Vila Riozinho com idades entre 1.97 e 2.0 Ga, ambas definidas por Lamarão *et al.* (2002) e enquadradas no Grupo Iriri.

Em função do amplo espectro de critérios usados em sua caracterização, e da elasticidade em sua aplicação, a definição atualmente empregada para o Supergrupo Uatumã reúne, em uma mesma unidade, séries magmáticas com características geoquímicas e idades diversas, o que levou vários pesquisadores (Dall'Agnol *et al.*, 1987, 1994, 1999; Reis *et al.*, 1999, 2000; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Lamarão *et al.*, 2002; Macambira *et al.*, 2002) a sugerir a necessidade de uma melhor caracterização do Supergrupo Uatumã.

O mapeamento geológico realizado neste trabalho permitiu dividir o Grupo Iricoumé, na região da Província Pitinga, em três unidades estratigráficas distintas, formadas entre 1.89 e 1.88 Ga. Estas unidades dispõem-se no interior e ao longo das bordas de uma estrutura em forma de arco (Ferron *et al.*, 2002), de dimensão regional, cujo arranjo estrutural indica um ambiente distensivo para o vulcanismo na Província Pitinga. Este modelo tectônico, compreendendo estruturas anelares e diversas fácies vulcânicas e piroclásticas relacionadas a caldeiras, apresenta uma forte correlação ao modelo descrito por Juliani *et al.* (2005) e Lamarão *et al.* (2002) para as vulcânicas ácidas com 1.88 Ga da província aurífera do Tapajós. A contemporaneidade entre as unidades vulcânicas da Província Pitinga e os granitos intrusivos da Suite Mapuera, como mostrado por suas idades, indicam claramente que estes granitos devem representar os equivalentes plutônicos das vulcânicas, o que poderá ser corroborado por suas características geoquímicas. Por ocorrerem associados à mega-estrutura anelar que hospeda as seqüências vulcânicas, presume-se que o posicionamento desses *plutons* foi influenciado ou controlado por processos de subsidência de caldeiras.

Na parte central dessa mega-estrutura (Figura 3) ocorrem os *plutons* da Suite Madeira. Como esses *plutons* são aproximadamente 50 milhões de anos mais jovens do que as rochas vulcânicas e os granitóides da Suite Mapuera da Província Pitinga, eles podem estar relacionados a um novo evento magmático. A colocação desses *plutons*, porém, deve ter ocorrido ou sido facilitada por reativação desse sistema distensivo antigo, que provavelmente

ainda foi reativado aproximadamente 15 milhões de anos mais tarde, permitindo a ascensão dos magmas básicos que originaram *sills* e diques da Formação Quarenta Ilhas.

No setor sudeste da Província Pitinga, nas proximidades do Rio Pitinga, rochas tufáceas ácidas da Formação Paraíso depositaram-se simultaneamente aos sedimentos da Formação Urupi. Neste setor observam-se intercalações entre depósitos vulcanoclásticos (sin-eruptivos), depósitos sedimentares vulcanogênicos, depósitos epiclásticos e depósitos sedimentares clásticos fluviais. Essas observações, e os dados geocronológicos apresentados, permitem sugerir que na Província Pitinga a colocação das unidades vulcânicas (Grupo Iricoumé) e deposição dos sedimentos vulcano-sedimentares (Formação Urupi) foram, ao menos em parte, contemporâneos. Intercalações de rochas tufáceas em sedimentos da Formação Urupi, ocorrendo desde a base até o topo da seqüência, foram primeiramente relatadas por Veiga Jr. *et al.* (1979). Todavia, esses autores relacionavam as rochas piroclásticas a eventos magmáticos mesoproterozóicos (1.5 a 1.6 Ga - evento Parguaza), baseando-se em idades Rb-Sr ou Ar-Ar determinadas para rochas básicas da Formação Quarenta Ilhas e as correlações com rochas piroclásticas similares que ocorrem intercaladas no Supergrupo Roraima. Recentemente, Santos *et al.* (2003) determinaram a idade de 1782 ± 3 Ma para rochas básicas intrusivas no Supergrupo Roraima. Essa idade é coincidente à da Formação Quarenta Ilhas (1780 ± 3 Ma - Santos *et al.*, 2002b), que é intrusiva na Formação Urupi, na Província Pitinga. Além disso, Santos *et al.* (2003) determinaram também a idade de 1873 ± 3 Ma para tufos ácidos intercalados nas porções superiores do Supergrupo Roraima, que é um intervalo de idade bastante próximo ao da Formação Paraíso, da Província Pitinga. Esses dados geocronológicos reforçam a provável correlação temporal entre a Formação Urupi, da Província Pitinga, e o Supergrupo Roraima.

CONCLUSÕES

Rochas vulcânicas e graníticas Paleoproterozóicas da Província Pitinga, estudadas no presente trabalho, são relacionadas ao evento vulcânico-plutônico Uatumã. As rochas vulcânicas são correlacionadas ao Grupo Iricoumé e os granitos à Suíte Intrusiva Mapuera.

As rochas vulcânicas atribuídas ao Grupo Iricoumé foram, neste trabalho, divididas em três formações, para as quais são propostas as denominações de Formação Divisor, Formação Paraíso e Formação Ouro Preto. A Formação Divisor compreende rochas vulcânicas intermediárias a ácidas. A Formação Paraíso é constituída por rochas piroclásticas ácidas, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão de 1.890 ± 2 Ma. A Formação Ouro Preto é constituída por rochas efusivas ácidas, com idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão entre 1.881 e 1.886 Ma.

Foram determinadas também as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão dos *plutons* da Suíte Intrusiva Mapuera: Simão (1.882 ± 4 Ma, 1.885 ± 4 Ma), Rastro (1.879 ± 5 Ma), Bom Futuro (1.882 ± 3 Ma) e Alto Pitinga (1.888 ± 3 Ma e 1.885 ± 3 Ma).

Na região da Província Pitinga, a colocação das unidades vulcânicas e plutônicas é controlada por uma mega-estruturação regional de caráter distensivo, que provavelmente foi reativada várias vezes ao longo da evolução geológica da Província.

As relações geocronológicas associadas a observações de campo, petrográficas e litoquímicas, sugerem que o magmatismo na região da Província Pitinga experimentou pelo menos dois pulsos magmáticos principais, separados entre si por um intervalo de cerca de 50 Ma. O primeiro pulso teria ocorrido entre 1.890 e 1.881 Ma e a ele estão relacionadas rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas ácidas e intermediárias (Grupo Iricoumé), bem como os *plutons* Simão, Rastro, Bom Futuro e Alto Pitinga (Suíte Intrusiva Mapuera). O segundo pulso magmático teria ocorrido entre 1.829 Ma e 1.798 Ma, envolvendo a geração dos granitos tipo-A da Suíte Madeira.

As relações de campo verificadas no mapeamento realizado nesse trabalho, e as determinações geocronológicas realizadas, sugerem o caráter vulcano-sedimentar da Formação Urupi na região da Província Pitinga. A Formação Urupi apresenta intercalação entre rochas sedimentares vulcanogênicas e sedimentares clásticas e rochas piroclásticas da Formação Paraíso, do Grupo Iricoumé, o que indica a penecontemporaneidade dessas unidades.

Agradecimentos

À ADIMB pelo suporte financeiro ao *Projeto de Caracterização de Depósitos Mineraiis em Distritos Mineiros da Amazônia*; à UFRGS e à UFPA (Pará-Iso) pelo apoio técnico-científico, e à MINERAÇÃO TABOCA S/A, pelo apoio logístico à realização deste trabalho.

Referências Bibliográficas

- Almeida, F. F. M.; Hasui, Y.; Brito Neves, B. B. & Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. *Earth-Sciences Reviews*, 17:1-29.
- Almeida, M. E. , Fraga, L. M. B. e 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, 1997. São Paulo, p.34-37.
- Almeida M.E., Macambira M.J.B., Faria M.S.G. 2002. A granitogênese paleoproterozóica do sul de Roraima. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 434.
- Almeida M.E. & Macambira M.J.B. 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alkalinos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Belém, *Anais*, p. 775-778.
- Araújo Neto, H. & Moreira, H. L. 1976. *Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM*, Manaus, 2 v.
- Borges, R.M.K. 1997. *Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens*. Dissertação de Mestrado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 190 p.
- Borges, R.M.K. 2002. *Greisens e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 348 p.
- Carvalho Filho, N.B.; Horbe, M.A. & Souza, P.C.B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil, In: SBG/Núcleo Manaus, II Symposium Amazônico, Manaus, *Anais*, p. 459-461.
- Costi, H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto Flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, 345 p.
- 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.

- Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J. S.; Jorge João, X.S.; Medeiros, H.; Costi, H.T. & Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brasillian region – A review. *RBG - Revista Brasileira de Geociências*, 17: 382-403.
- 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(1/3): 113-138.
- Dall'Agnol, R.; Costi, H.T.; Leite, A.A.S.; Magalhães M.S. & Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, vol. 95: 9-39.
- Daoud, W.K. & Antonietto Jr., A. 1985. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SBG/NN, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, *Anais*, v.3: 17:33.
- Daoud, W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. Dissertação de Mestrado. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília -UNB. 194 p.
- Daoud, W.K. & Fuck, R.A. 1990. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: SBG, XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal. *Boletim de resumos*, p. 114-115.
- Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Silva L.C. 1999. Litoquímica e petrogênese do Granito Igarapé Azul - sudeste de Roraima. In: SBG/Núcleo Norte, VI Simpósio de Geologia da Amazônia, Manaus, *Boletim de Resumos Expandidos*, p. 577-580.
- Faria, M. S. G., Luzardo, R., Pinheiro, S. S., Reis, N. J., Larizzatti, J. H., Riker, S. L., e Pessoa, M. R.. 2000. *Projeto Folha Caracaraí. Relatório Final. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (inteiras), NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.*
- Faria M.S.G., Santos J.O.S., Luzardo R., Hartmann L.A., McNaughton N.J. 2002. The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. In: SBG, XLI Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de Resumos*, p. 306
- Ferron, J.M.T.M.; Bastos Neto, A.C.; Rolim, S.B.A.; Hoff, R.; Umann, L.V.; Minuzzi, O.R.R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: SBG, II Simpósio de Vulcanismo, Belém-PA.
- Fuck, R. A.; Pimentel, M. M.; Machado, N. & Daoud, W. K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: *Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4. Anais*. p. 246-248.
- Horbe, M.A.; Horbe, A.C.; Teixeira, J.T. & Costi, H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SBG-NN, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém. *Anais*. v.3, p.284-320.
- Horbe, M.A.; Horbe, A.C.; Costi, H.T. & Teixeira, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. *Journal of Geochemical Exploration*, 40: 227-249.

- Issler, R. S.; Andrade, A. R. F.; Montalvão, R. M. G.; Guimarães, G.; Silva, G. G. & Lima, M. I. C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais*, v. 5, p. 7-182.
- Jorge João X. S.; Santos, C. A. & Provost, A. 1985. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). *In: SBG, II Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, Pará, v.2, p.93-109.*
- Juliani, C.; Robert, O.R.; Carmen, M.D.N.; Lawrence, W.S.; Silva, R.C. Monteiro, L.V.S., Bettencourt, J.S. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation mineralization in the Tapajós gold province, Amazon Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. *Chemical Geology*, p. 95-125.
- 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 Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, 119(1): 189-223.
- Lenharo, S.L.; Pollard, P.J.; Born, H. & Costi, T.T. 1997. Topaz-bearing porphyritic phases within the Agua Boa Granite, Pitinga tin mine, Amazonas, north Brazil. *In: Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, Salvador, Extended Abstracts, SGM, p. 60-61.*
- Lenharo, S.L. 1998. *Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil.* Tese de Doutorado, Escola Politécnica, USP, São Paulo, 290p.
- Macambira, M.J.B.; Teixeira, J.T.; Daoud, W.K. & Costi, H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, northwestern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17: 562-570.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos, L.J. 2002. Idade de zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima; contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. *In: UFPA-CG/SBG-NO, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, Boletim de Resumos e Guia de Excursão, p. 22.*
- Mandetta, P. & Veiga JR., J. P. & Oliveira, J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. Manaus. CPRM, relatório interno, 31 p.*
- Melo, A. F. F.; Santos, A. J.; Cunha, M. T. P.; Campos, M. J. F. & D’Antona, R. J. G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final. MME/DNPM Manaus. 6v.*
- Oliveira, M. J. R.; Luzardo, R.; Faria, M. S. G. & Pinheiro, S. S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. *In: SBG-Núcleo Norte, V Simpósio de Geologia da Amazônia, 1996. Belém, Pará.. v. 2, p.86-89.*
- Prado, Maurício, Ferron, J. M. T. M., Lima, Evandro. Bastos Neto, A. Pereira, Vitor P., Minuzzi, Orlando R. R., Pierosan, Ronaldo (submetido, 2006). O Granito Europa e o Grupo Iricoumé na parte leste do Distrito Mineiro de Pitinga (Amazonas). *Pesquisa em Geociências*. UFRGS.
- Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C. 1999. Vulcanismo cálcio-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, *In: I Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, Gramado. Boletim de Resumos, v.1.*

- Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C., 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 38 (3) : 380-383.
- Santos, J.O.S. & Reis Neto, J. M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. *In: SBG, XXXII Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, 1982. Salvador, BA, v.1., 339-348.
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L. A.; Gaudette, H.E.; Groves, D. I.; McNaughton, N. J. & Fletcher, L. R. A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, 3(4).
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Hartmann L.A, McNaughton N.J. 2002a. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in the Roraima region, Amazon craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 41, Boletim de Resumos, p. 336
- Santos, J.O.S.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 2002b. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Science*, 15: 409-429.
- Santos, J.O.S.; Potter, P.E.; Reis, N.J.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. & McNaughton, N.J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. *Geological Society of America Bulletin*, v.115, n.3, p 331-348.
- Veiga JR., J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R. & Cruz, S. A. S. 1979. *Projeto Sulfetos de Uatumã; Relatório Final, Manaus, DNPM/CPRM*, 7v.

5. Petrology, Geochemistry, and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonas, Brazil

J. Maximino T. M. Ferron ¹⁻²; Artur C. Bastos Neto ¹; Evandro F. Lima ¹; Lauro V.S. Nardi¹; Hilton T. Costi ³; Ronaldo Pierosan ¹; Maurício Prado ¹⁻².

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS, Rio Grande do Sul, Brazil

2 – Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema, Brazil

3 – Museu Paraense Emílio Goeldi – Belém, Pará, Brazil

Abstract

This paper presents geochemical, petrographic, and geochronological data of the Uatumã magmatism in the Pitinga Province, where it is represented by volcanic rocks from the Iricoumé Group and granitic rocks from the Mapuera Suite. Iricoumé Group (1.89-1.88 Ga) is constituted by the Divisor Formation (intermediate volcanic rocks), Ouro Preto Formation (acid effusive rocks), and Paraiso Formation (acid crystal-rich ignimbrites, surge deposits, and basic rocks). The volcanic sequence is intruded by granitoids from the Mapuera Suite (1.88 Ga), mainly represented by monzogranites and sienogranites. Structural and field relations suggest that caldera complex collapse controlled the emplacement of volcanics and granitoids of the Mapuera Suite. Subsequent structure reactivations allowed the Madeira Suite (1.82-1.81 Ga) emplacement in the central portion of the caldera complex. The felsic Iricoumé magmatism is mainly composed by rhyolites and trachydacites, pheno-latites, and pheno-andesites with SiO₂ contents between 64% and 80%. The plutonic terms from the Mapuera Suite present SiO₂ between 65% and 77%. Volcanic and granitic rocks present identical geochemical characteristics due to the co-magmatic character. Both are metaluminous to lightly per-aluminous and have affinity with alkaline or with A-type rocks. They have Na₂O+K₂O between 6.6-10.4%, FeO^t/(FeO^t+MgO) varying between 0.76 and 0.99, Ga/Al ratios between 1.5 and 4.9, similar to A-type rocks; and plot in the within-plate or post-collision field in the (Nb+Y) vs Rb diagram. The Nb/Y ratios indicate that these rocks are comparable to A2-type. This magmatism can be

related to the (i) potassic alkaline series, with low Sr content explained for the expressive plagioclase fractionation at low pressure and high temperature or, alternatively, (ii) a bimodal association where magma had high crustal influence. The similarity of the Iricoumé magmatism with A2-type granitoids and the high ETRL/Nb ratios suggest its relation with mantle sources previously modified by subduction, probably in a post-collision environment. Alternatively, this can be interpreted as bimodal within-plate magmatism with great participation of melted crust. In this context, the extreme F, Nb and Zr enrichment of Madeira Suite, could be explained by the presence of a thin crust favoring by the continuing presence of convective systems in the upper mantle.

Keywords: Pitinga Province, geochronology, geochemistry, Mapuera Suite, Iricoumé Group, Uatumã Supergroup, Paleoproterozoic.

Resumo

Este trabalho apresenta dados geoquímicos, petrográficos e geocronológicos do magmatismo Uatumã na Província Pitinga, onde é representado pelas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitóides da Suíte Mapuera. O Grupo Iricoumé (1,89-1,88 Ga) é constituído pela Formação Divisor (vulcanitos intermediários), Formação Ouro Preto (efusivas ácidas) e Formação Paraíso (ignimbritos ácidos ricos em cristais, depósitos tipo surge e raras básicas associadas). A sequência vulcânica é intrudida por granitóides da Suíte Mapuera (1,88 Ga), representado principalmente por monzogranitos e sienogranitos. Relações estruturais e de campo sugerem ambientes associados a abatimento de caldeiras controlando o posicionamento das rochas vulcânicas e plutons graníticos da Suíte Intrusiva Mapuera. Subsequentes reativações das estruturas tectônicas permitiram o posicionamento da Suíte Madeira (1,82-1,81 Ga) na porção central do complexo de caldeiras. O magmatismo félsico Iricoumé é predominantemente composto por riolitos e traquidacitos, feno-latitos e feno-andesitos com conteúdos de SiO₂ entre 64 e 80%. Os termos plutônicos da Suíte Mapuera apresentam teores de SiO₂ entre 65 e 77%. Rochas vulcânicas e graníticas apresentam características geoquímicas que se sobrepõem devido ao caráter co-magmático. Ambas são metaluminosas a levemente peraluminosas e mostram

características geoquímicas consistentes com afinidade alcalina ou com rochas tipo-A. Apresentam conteúdos de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ entre 6,6 e 10,4%, razões $\text{FeOT}/(\text{FeOT}+\text{MgO})$ variando de 0,76 a 0,99, razões Ga/Al entre 1,5 e 4,9, similares às de rochas tipo-A, e se posicionam no campo dos granitóides intra-placa ou pós-colisionais no diagrama $(\text{Nb}+\text{Y})$ versus Rb . A razão Nb/Y indica que são comparáveis a rochas tipo A2. Interpreta-se que o magmatismo pode ser relacionado à (i) série alcalina potássica, com baixo conteúdo de Sr explicado pelo expressivo fracionamento do plagioclásio em baixa pressão, e alta temperatura ou, alternativamente, (ii) uma associação bimodal onde magmas ácidos tiveram enorme influência crustal. A similaridade do magmatismo Iricoumé com granitóides do tipo A2 e a alta razão ETRL/Nb sugerem sua relação com fontes mantélicas previamente modificadas por subducção, provavelmente em um ambiente pós-colisional. Alternativamente este pode ser interpretado como magmatismo bimodal intra-placa com uma maior participação de fusões crustais. Neste contexto, o extremo enriquecimento em flúor, Nb e Zr , da Suíte Madeira poderia ser explicado pela presença de uma crosta fina favorecendo a presença e a continuidade de sistemas convectivos no manto superior.

1. Introduction

The Pitinga Province is located in the state of Amazonas, 325 km north of Manaus at $0^{\circ}45'S$ e $60^{\circ}00'W$ (Figure 1). Since the 1980's, this province is the largest tin producer in Brazil. Initially, the alluvial ores was explored. Nowadays, the production is concentrated on the primary ore, associated with the Madeira Granite (Figure 2), in its albite granite facies. Here there is a world class deposit of Sn , containing Nb , Ta , and F (cryolite) as co-products, and Zr , Y , REE and Li , as potential sub-products.

The prior geological studies on the province focused almost exclusively on the three granitic bodies of Madeira Suite (Figure 2). From these studies, many hypothesis resulted to explain the origin of albite granite, from the metasomatic models of Horbe *et al.* (1985) to the magmatic models of Daoud (1988), Lenharo (1998) and Costi *et al.* (2000). Due to the information, the definition of a metalogenetic-petrogenetic model for the Madeira Suite would require an investigation of the relations between the suite and the older rocks. According to this, the work was returned to the acid to intermediary volcanism of the Iricoumé Group, which preceded the Madeira Suite emplacement about 50 Ma, and for a series of granitic bodies related

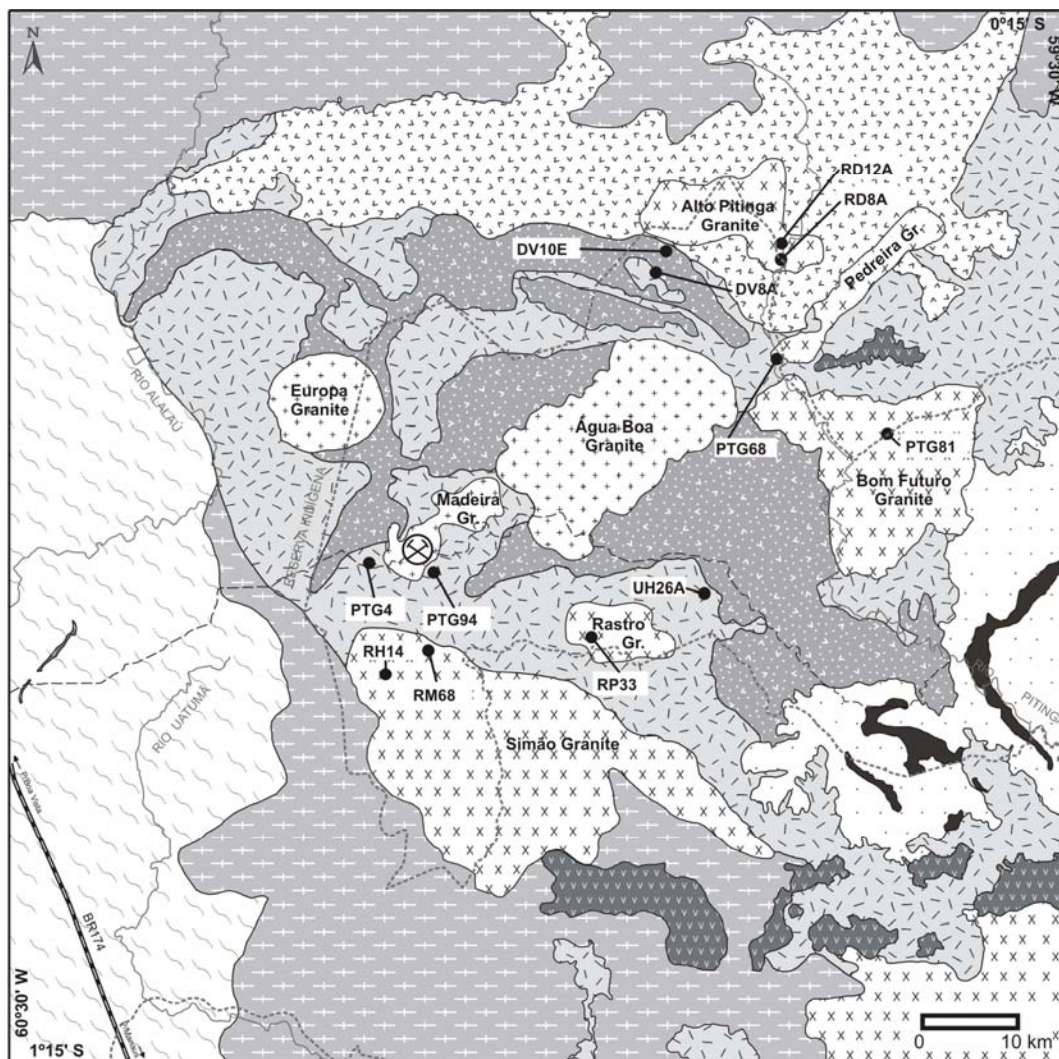
to Mapuera Suite (Figure 2), until the moment not studied, intruded into these volcanics, and that represent the principal focus of this study.

The first results (Ferron *et al.*, 2002 and 2004) showed that these rocks were formed in a caldera complex environment with associated plutonism, where the Madeira Suite plutons are located at the complex's central portion. Subsequently, Ferron *et al.* (submitted) elaborated the geological map of the Pitinga Province, supported by $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ isotopic data, that confirm the contemporaneity of the Mapuera granitic bodies and Iricoumé volcanics, and subdivided these last in three units (Figure 2).

The present paper is based on original petrographic and lithogeochemical data, and focuses the petrogenetic evolution and the geotectonic environment of the Iriucomé volcanics and Mapuera granites in the Pitinga Province. New geochronological data are also presented. It is interpreted that magmatism represents a potassic alkaline series, whose origin involved a mixture of magmas in a post-collisional setting, marked by the reactivation of deep cracks and that the Madeira Suite could represent the latest fase of this process.



Figure 1 – Location map of Pitinga Province.
Black arrow indicate the area of geological map, on figure 2.



Legend

- Rivers
- Highway BR 174
- Pitinga Mine
- Biological and Indians Limits
- Geochronological Samples

Stratigraphy of the Pitinga Province

		MEZO		
PROTEROZOIC	PALEO		Seringa Formation	Alkaline basalt, diabase, gabbro
			Quarenta Ilhas Formation	Tholeiitic diabase, olivine diabase and differentiated acid rocks
			Madeira Suite	Syenogranites and alkali feldspar granites
			Urupi Formation	Quartz-arenites, siltites and intercalated pyroclastic rocks
			Mapuera Suite	Syenogranites and monzogranites
			Ouro Preto Fm.	Rhyolites, rhyodacites and quartz trachytes
			Paraiso Fm.	Acid tuffs and ignimbrites
			Divisor Fm.	Porphyritic andesites and latites
		Uatumã Supergroup		
		Água Branca Suite	Monzogranites, biotite monzogranites, granodiorites, biotite granodiorites and tonalites	
		Guianense Complex	Foliated granitoids, gneisses and mylonites derived from granitoid rocks	

Figure 2 - Geological Map and Stratigraphic column of Pitinga Province

2. Methods

Whole rock analyses were undertaken at the Acme Analytical Laboratories Ltd., Vancouver, Canada. The major elements were analyzed by the ICP-ES (Inductively Coupled Plasma - Emission Spectrometry) method, the minor and rare earth elements were analyzed by the ICP-MS (Inductively Coupled Plasma - Mass Spectrometry) method. For fluoride analysis, the fusion method and the determination by specific ion was used.

The geochronological analyses were carried out at the Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso), of the Geoscience Center of the Federal University of Pará - Brazil, using mass spectrometry by termo-ionization (TIMS) *Finnigan* MAT 262. The technique of single-zircon evaporation, with a rhenium double filament, was applied.

3. Geological context

The Pitinga Province (Figure 1) is located in the southern portion of Guyana Shield (Almeida *et al.*, 1981), and is situated, according to the tectono-geochronological model by Santos *et al.* (2000 and 2006), in the Tapajós-Parima Province (2.03-1.88 Ga), in the Uatumã-Anauá Domain (Reis *et al.*, 2006).

At north of the Pitinga Province, Faria *et al.* (2000) describe metatonalites, metadiorites, and metagranites, in addition to the isotropic granitoids, gneiss, granulites, and mylonites, derived from granitic rocks, with a U-Pb zircon age of $2,028 \pm 9$ Ma (Faria *et al.*, 2002), which were grouped under the name Anauá Complex. In the Pitinga Province region, the older units remain undivided, grouped under the generic name Guianense Complex (Issler *et al.*, 1974).

The northern and southern portions of Pitinga Province are made up of calcic-alkaline metaluminous granitoids pertaining to the Água Branca Suite (Araújo Neto & Moreira 1976). Zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 1,960 Ma and 1,938 Ma were obtained by Almeida *et al.* (1997) and considered as minimum cristalization ages for these rocks.

In the Pitinga Province (Figure 2), predominate felsic volcanics from the Iricoumé Group and granitoids from the Mapuera Suite, which are considered contemporary and integrating of

the Uatumã Supergroup. The volcanic rocks are predominant and have zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 1,881 (Ferron *et al.*, submitted) to 1,896 Ma (this paper), (Table 1). Effusive, hypabyssal, and pyroclastic rocks with a composition predominantly felsic, metaluminous to weakly peraluminous are found. The associated granitoids have zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between 1,875 Ma (this paper) and 1,888 Ma (Ferron *et al.*, submitted), (Table 1).

Epiclastic rocks, with volcanoclastic interbedded, are grouped on the Urupi Formation (Veiga Jr. *et al.*, 1979), whose stratigraphic relation with basic rocks from the Quarenta Ilhas Formation determines a minimum age of $1,780 \pm 3$ Ma (Santos *et al.*, 2002). The volcanic contribution of this unit can be related to Iricoumé Group manifestations, which would determine a relation of contemporarity within these units.

Mapuera Suíte granitoids (Costi *et al.*, 2000), are $1,829 \pm 1$ Ma to $1,818 \pm 2$ Ma $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ old (Tabela 1), and have common geochemical and mineralogical characteristics with A-type granites (Horbe *et al.*, 1991; Daoud, 1988; Lenharo, 1998; Costi *et al.*, 2000, and Prado *et al.*, submitted).

The Quarenta Ilhas Formation (Veiga Jr. *et al.*, 1979) groups tholeiitic basic rocks represented by diabase, gabbro, basalt, and differentiated hypabyssal rocks (Table 1). Basic alkaline flows and dykes from the mesoproterozoic age (K/Ar from 1,079 Ma to 1,090 Ma) are grouped in the Seringa Formation (Veiga Jr. *et al.*, 1979).

Tabela 1 – Geochronological data of the Pitinga Province

<i>Stratigraphic Units</i>	<i>Age</i>	<i>Method</i>	<i>References</i>
Previos Works			
Uatumã Supergroup - Iricoume Group - Volcanic Rocks			
Iricoumé Group - Rhyolite	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Tin and associated Granites Plutons (Madeira Suite)			
Água Boa Granite	1689 ± 19 Ma	Rb-Sr _{rt}	Macambira <i>et al.</i> (1987)
Madeira Granite	1834 ± 6 Ma	U-Pb Zr ²	Fuck <i>et al.</i> (1993)
Madeira Granite - biotite-granite	1810 ± 6 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Madeira Granite - albite-granito	1794 ± 19 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Madeira Granite - albite-granito	1782 ± 4 Ma	Ar-Ar ⁴	Lenharo (1998)
Água Boa Granite - rapakivi	1798 ± 10 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Água Boa Granite - topázio-granito	1815 ± 10 Ma	U-Pb Zr ³	Lenharo (1998)
Água Boa Granite - greisen	1783 ± 5 Ma	Ar-Ar ⁴	Lenharo (1998)
Europa Granite - alkali-feldspar granite	1829 ± 1 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Madeira Granite - rapakivi granite	1824 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Madeira Granite - biotite-granite	1822 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Madeira Granite - hipersolvus granite and albite-granite	1818 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Costi <i>et al.</i> (2000)
Basic Rocks (Quarenta Ilhas Formation)			
Diabase (intrusive on Urupi Formation)	1780 ± 3 Ma	U-Pb Zr ¹	Santos <i>et al.</i> (2002a)
Uatumã Supergroup (Autor Ages)			
Uatumã Supergroup - Iricoume Group - Volcanic Rocks			
Ouro Preto Fm. – porphiritic rhyolite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Ouro Preto Fm. – cataclastic porphiritic rhyodacite	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Ouro Preto Fm. – microgranophiric rhyolite	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Ouro Preto Fm. – porphiritic rhyolite	1886 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Paraíso Fm. – rhyolitic ignimbrite	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Ouro Preto Fm. – porphiritic rhyolite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Divisor Fm. – porphiritic andesite	1892 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (this paper)
Divisor Fm. – porphiritic andesite	1897 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (this paper)
Uatumã Supergroup - Mapuera Suite Plutons			
Simão Granite – biotite-granite	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Simão Granite – biotite alkali-feldspar granite	1885 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Simão Granite – biotite-syenogranite	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (this paper)
Rastro Granite – granophyric syenogranite	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Bom Futuro Granite – protomylonitic syenogranite	1882 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Alto Pitinga Granite – cataclastic biotite-monzogranite	1885 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)
Alto Pitinga Granite – biotite monzogranite	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr ¹	Ferron <i>et al.</i> (submitted)

¹ ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb zircon evaporation; ² U-Pb zircon TIMS; ³ U-Pb zircon SHRIMP II; ⁴ Ar-Ar em mica; **Zr** zircon; **rt** whole rock;

4. Geology and Petrography from the Iricoumé Group and the Mapuera Suite

In the Pitinga Province, the volcanic and plutonic units are arranged inside and along the border of a mega-structure (Ferron *et al.*, 2002), with outlined approximately parallel to the “braquissinclinal” of the Pitinga River (Mandetta *et al.*, 1974). The volcanic rocks from Paraíso and Divisor Formations deline structures in an arch form, with regional dimension, in the northern part of the mega-structure (Figure 2). The granitic bodies present varied forms, from sub-rounded (Rastro), irregular (Bom Futuro and Alto Pitinga), to elongated (Simão and Pedreira). Granitic bodies from Mapuera Suite stand out because they seem controlled by the same NW lineament that controls the Granito Pedreira emplacement.

This structural arrangement indicates a distensive environment for the volcano-plutonism, comprehending ring structures and diverse volcanic and pyroclastic facies related to the caldera setting. The contemporarity between the Pitinga Province volcanic units and the Mapuera Suite granites, as shown by their ages, clearly indicate that these granites represent the plutonic equivalents of the volcanic, which is corroborated by their geochemical characteristics (this paper). By occurring associated to the mega-structure, which hosts the volcanic sequences, it is presumed that the positioning of these plutons was influenced or controlled by caldera subsidence processes.

The Madeira Suite plutons were emplaced on the central portion of the mega-structures (Figure 2). Since these plutons are approximately 50 million years younger than the volcanic and granitoid rocks of the Uatumã Supergroup in Pitinga Province (Table 1), these can be related to a new magmatic event. The emplacement of these plutons, however, must have occurred or have been helped by the reactivation of the old distensive system, which probably was reactivated nearly 15 million years later, permitting the basic magma ascension which originated sills and dykes in the Quarenta Ilhas Formation.

Iricoumé volcanics were subdivided in the Divisor, Paraíso, and Ouro Preto Formations, by Ferron *et al.* (submitted).

The *Divisor Formation* includes effusive and pyroclastic rocks with an intermediary composition, classified as phenoandesites and phenolatites, these last occurring subordinately. They are porphyritic within a afanitic groundmass with a phenocryst:groundmass ratio of 2:1.

The phenocrysts are composed by plagioclase (~82%), alkali feldspar (~15%), amphibole and opaque. The pyroclastic rocks are welded ignimbrites with a andesitic to latitic composition.

The *Ouro Preto Formation* is made up of effusive and hypabyssal rocks petrographically classified as rhyolites, rhyodacites, quartz-trachytes, quartz-latites, and dacites. All are porphyritic with groundmass/phenocrysts between 0.7 and 1.3, increasing towards the effusive terms. Alkali feldspar (46%), quartz (27%), and plagioclase (20%) phenocrysts predominate. The other minerals are chlorite, epidote, amphibole and opaque minerals. Alkaline feldspar phenocrysts with corroded or substituted sheathed borders by chessboard albite are common. Rapakivi, anti-rapakivi, in sieve, and jigsaw-fit textures also occur. Felsic and mafic enclaves are observed, sometimes with a preserved magmatic texture.

The *Paraíso Formation* groups the pyroclastic rocks, rich in crystals, with an acidic composition generated by mass flows and by traction current deposits. Welded ignimbrites, co-ignimbritic tuffs, and, subordinately, tuffaceous breccia, and tuffs related to the surge deposit, were identified. In the region, these lithotypes are closely associated to effusive deposits and to sedimentary volcanogenic deposits. The ignimbrites presents a groundmass rich in flattened pumice fragments, which sustain volcanic lithoclasts with elongated angular edges (eutaxitic texture), vitreous fragments (shards), alkali feldspar crystaloclast, finely peritic and partially substituted by chessboard albite, plagioclase, angular and fusiform quartz, and opaque microgranular minerals. The pyroclastic surge is characterized by cross-bedding and plano-parallel stratification. A composite rock which is a result of the interaction between basic magma and volcanogenic sediments, originally rich in water, were identified in this unit. This interaction generated a lithotype defined as peperitic breccia.

The granitoids from Mapuera Suíte in the Pitinga Province are epizonal plutons denominated Simão (602 km²), Rastro (55 km²), Bom Futuro (300 km²), Alto Pitinga (121 km²), and Pedreira (66 km²). The petrographic characteristics suggest a subsolvus conditions and a common magmatic affiliation.

Petrografically they are granodiorites to sienogranites, more rarely alkaline feldspar granites. In general, they present a seriate granular texture, subordinately granophyric and porphyritic. The coarse to medium fraction is composed by alkali feldspar, plagioclase, biotite and hornblende, and the interstitial minerals are quartz, feldspar, biotite, and hornblende. In

plagioclase usually occurs inclusions of opaque minerals, or, more rarely, hornblende, characterized by a poikylitic texture. Locally a syneusis arrangement occurs. Alkali feldspar shows rapakivi or antirapakivi textures. The hornblende was only identified in the Simão and Alto Pitinga plutons, where frequently it forms aggregates with biotite, titanite and epidote. The accessory minerals are titanite, apatite, zircon, fluorite and opaque minerals. The more abundant weathering minerals are epidote and chlorite. Weak to moderate brittle cataclastic effects are identified in all lithotypes.

Mafic microgranular enclaves of monzodioritic, dioritic or tonalitic composition, showing a diffuse or gradational contact, suggest which magma mixing/mingling mechanisms had an important role on the formation of these rocks, which is emphasized on less evolved lithotypes.

On the Pedreira granite, a peculiar condition is observed, marked by a fine granophyric alkali feldspar granite facies, where mesoperitic alkali feldspar is evolved by chessboard albite. Additionally, the presence of microgranophyric aggregates and the low proportion of mafic minerals, also indicate the residual and intensely fractionated nature of this system.

5. Geochronology

The $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages were determined in three samples, where one was biotite sienogranite from the Mapuera Suite (sample RX2), and two from the Divisor Formation (samples RD15 and RD70A).

Sample RX2 (Biotite sienogranite): for calculating the age of this rock, four zircon crystals were utilized. They are transparent zircons of a light yellow color, euedric, with very well preserved sides and edges, showing black rounded and transparent acicular inclusions of very fine granulation. The width:length ratio is, in average, from 2:1 to 3:1. The analyzed crystals presented $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between $1,874 \pm 2$ Ma and $1,886 \pm 5$ Ma, and mean of $1,875 \pm 4$ Ma. This age is interpreted as the minimum crystallization age for the rock (Table 2).

Sample RD15 (Phenoandesite): Eight isotopic measuring were used to calculate the sample age. Due to the crystals small size, some determination were realized, with until seven grains analyzed together. The crystals are prismatic, light to colorless rose and transparent, usually euedric, with preserved edges, but fractured, showing few black and transparent

inclusions. They present a width:length ratio of 1:1 to 2:1. The analyzed crystals present zircon $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages between $1,885 \pm 9$ Ma and $1,893 \pm 2$ Ma, and mean of $1,892 \pm 2$ Ma. This age is interpreted as the minimum crystallization age of zircon in rocks (Table 2).

Sample RD70A (Phenoandesite): The calculation of the age of this sample was undertaken from six isotopic measurements. Due to the reduced crystal size, there was the necessity of analyze until seven grain together. They are transparent to slightly yellow crystals, with rounded black or elongated transparent inclusions. They present a short prism form, with well preserved sides, with a length:width ratio from 1:1 to 2:1. The obtained results present point out ages varying between $1,896 \pm 4$ Ma and $1,902 \pm 12$ Ma, where the mean is $1,897 \pm 2$ Ma. This age is interpreted as the minimum crystallization age of zircon in rocks (Table 2).

Table 2 – Isotopic data from single-grain zircon evaporation of granitic and volcanic rocks of Pitinga Province.

Sample/grain(°C)	Temperature Number of ratios	$^{204}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2s	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2s	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ 2s	Age	2s			
<i>Uatumã Supergroup – Mapuera Intrusive Suite – Simão Granite (sample RX2 - biotite syenogranite)</i>									
RX2/3	34/34	0.000041	0.000007	0.15299	0.01046	0.11524	0.00018	1874	2
RX2/7	36/72	0.000085	0.000003	0.18391	0.00051	0.11629	0.00016	1882	4
RX2/8	32/76	0.000042	0.000006	0.16522	0.00046	0.11598	0.00025	1886	5
RX2/9	62/62	0.00003	0.000035	0.16312	0.00538	0.11497	0.00056	1872	2
	164/244							1875	4
<i>Uatumã Supergroup – Iricoumé Group – Divisor Formation (sample RD15 – porphyritic andesite)</i>									
RD15/1A	36/36	0.000257	0.000021	0.14469	0.0012	0.11528	0.00055	1884.5	8.6
RD15/1	26/68	0.000136	0.000013	0.2055	0.0014	0.11553	0.0002	1888.3	3.2
RD15/7	4-Apr	0.000236	0.000006	0.21001	0.00118	0.11665	0.0008	1905.8	12.3
RD15/8	54/62	0.000252	0.000272	0.21797	0.00531	0.11573	0.00021	1891.7	3.2
RD15/9	36/44	0.000051	0.000004	0.20698	0.00054	0.11574	0.00017	1891.8	2.7
RD15/10	34/46	0.000033	0.000004	0.21701	0.00063	0.11585	0.00015	1893.4	2.3
RD15/11	38/50	0.000141	0.000011	0.20574	0.00091	0.11568	0.00035	1890.9	5.5
RD15/12	52/60	0.000055	0.000014	0.20147	0.00405	0.11569	0.00027	1890.9	4.3
	280/370							1891.6	1.7
<i>Uatumã Supergroup – Iricoumé Group – Divisor Formation (sample RD70A – porphyritic andesite)</i>									
RD70A/1	8-Aug	0.000203	0.000066	0.25235	0.00242	0.11613	0.00089	1897.8	13.9
RD70A/5	16-Aug	0.000233	0.000056	0.20713	0.00404	0.11642	0.00077	1902.2	11.8
RD70A/6	20/20	0.000076	0.000015	0.25173	0.00183	0.11625	0.00037	1899.7	5.8
RD70A/7	6-Jun	0.000239	0.000014	0.29937	0.00159	0.11614	0.0008	1898	12.3
RD70A/8	38/38	0.000179	0.000012	0.21916	0.00073	0.11599	0.00022	1895.7	3.5
RD70A/9	22/38	0.000024	0.000012	0.2243	0.00601	0.11609	0.00023	1897.1	3.6
	102/126							1897.1	2.2

6. Geochemistry of the Iricoumé Group and Mapuera Suite

Geochronological, petrographic and field data suggest that the volcanic rocks from the Iricoumé Group and granitoids from the Mapuera Suite of the Pitinga Province are

comagmatic (Ferron *et al.* submitted), which permits treating these two groups together. Pyroclastic rock use is justified by being the studied lithotypes, rich in crystals, poor in accidental and accessory lithoclasts, and by presenting a high degree of weldind. These characteristics are common in systems linked to caldera settings and in low height eruption columns and, where together, permits suggests which possible geochemical deviations, relative to the original composition, become minimized. Twenty-five samples of plutonic, 32 of volcanic, and 10 of pyroclastic rocks, were analyzed (Table 3).

Table 3 – Chemical composition of the granitoids and volcanites of the Pitanga Province.

Sample Facies	RZ-62 MSMG	RZ-5 MSMG	RX-3 MSMG	RK-49 MSMG	BK-37 MAFG	RD28A MAFG	RP-33 MRTG	RP-9 MRTG	RD26A MAFG	RX-2 MSMG	RP-32 MRTG	RT-4 MGFG	RT-3 MGFG	PTG-81 MGFG	PTG-84 MGFG	RH-9 MSMG	RD15A MAFG	PTG-64 MSMG	RD12A MAFG	RN-68 MSMG	RD12A MAFG	RD2A MAFG
SiO ₂	65.29	65.87	66.04	66.66	66.62	66.38	68.85	68.98	69.05	69.34	69.56	69.03	69.89	69.98	70.04	70.33	70.68	71.08	71.79	73.02	73.13	73.81
TiO ₂	0.69	0.36	0.44	0.67	0.68	0.56	0.5	0.5	0.54	0.5	0.5	0.44	0.45	0.43	0.43	0.44	0.32	0.29	0.29	0.25	0.22	0.14
Al ₂ O ₃	14.1	15.54	14.48	14.14	14.24	14.27	13.63	13.69	14.05	14.19	13.88	13.46	13.65	13.65	13.45	13.56	14.38	13.12	13.87	13.05	13.47	13.51
Fe ₂ O ₃	7.09	4.57	5.32	6	5.93	4.42	4.97	5.83	4.48	4.32	5.22	4.64	4.19	3.66	3.96	4.37	2.79	3.12	2.5	3.08	2.31	1.87
MnO	0.27	0.15	0.13	0.19	0.19	0.1	0.18	0.22	0.12	0.11	0.18	0.15	0.11	0.08	0.09	0.11	0.05	0.06	0.06	0.09	0.06	0.03
Na ₂ O	0.69	1.33	0.91	0.62	0.64	0.49	0.37	0.37	0.58	0.47	0.38	0.38	0.45	0.31	0.34	0.28	0.28	0.31	0.24	0.13	0.14	0.09
CaO	2.16	3.04	2.22	2.03	2.12	1.25	1.52	1.41	1.83	1.59	1.54	1.41	1.13	1.08	1.17	1.34	1.3	0.83	1.07	0.77	0.78	0.68
K ₂ O	3.97	4.2	3.99	3.74	4.14	3.73	3.37	3.15	3.66	3.87	3.32	3.36	3.52	3.27	3.25	3.39	3.64	3.46	3.36	3.1	3.33	3.53
P ₂ O ₅	0.19	0.13	0.19	0.17	0.15	0.15	0.14	0.12	0.15	0.09	0.11	0.08	0.08	0.11	0.1	0.08	0.07	0.09	0.05	0.03	0.04	0.03
LOI	0.2	0.7	0.8	0.2	0.5	1.1	0.6	0.5	0.6	0.4	0.3	0.4	1.1	1.2	0.7	0.9	1.1	0.9	1	0.5	1	0.8
SOMA	99.52	99.61	99.6	99.6	99.77	99.68	99.58	99.62	99.82	99.48	99.79	99.46	99.7	99.69	99.74	99.81	99.78	99.75	99.75	99.62	99.89	99.93
Trace elements (ppm)																						
Pb	16.7	4.9	17.1	23.1	18.9	25.6	29.4	21.3	18.7	18.5	25.6	26.1	18.1	27.2	30	29.7	20.7	28.4	27.6	24.1	22.8	20.7
Zn	80	29	62	96	70	83	106	85	84	53	109	68	48	57	51	95	62	50	50	55	39	25
Ni	19.7	16.7	7.9	13.6	12.4	6.3	11	19.7	9.1	10.5	14.1	12	10.7	8.7	9.8	9.8	3.5	12.2	4.9	10.1	5.2	5
Sc	9	6	10	11	9	9	13	10	8	6	10	7	7	10	9	6	5	6	6	5	3	3
Ga	20.2	16.4	16.1	19.9	18.5	21	20.3	20.4	21.1	16.6	19.1	16.9	17.8	18.9	20.4	20	18.9	19	20.3	20.2	21.2	19.9
Hf	10	5.3	9.2	10.3	9	9.5	11	11.1	9.2	9.3	10.7	10.5	11.3	11.5	11.8	11.9	9.1	8.1	7.6	9.1	11.3	5.9
Nb	17	9.7	17.3	17.9	17.3	17.9	20.4	19.8	18.5	18.6	19.9	20.5	20.7	22.2	21.4	21.5	14.9	21.3	15.5	22.3	20.3	16.2
Rb	135.6	152.5	182.4	166.4	147.4	108.9	174.2	166.6	175.7	164.3	182.5	197	155.9	218.3	229.3	108.5	199.7	330.5	231.6	259.4	313.5	379.6
Ba	1491	1172	1345	1454	1516	1222.8	1103	1116	1182.7	1055	1178	875	885	1010	930	1087	951.2	708	806.6	829	523.1	412.8
Sr	249.5	699.9	235.6	228.5	231.9	188.4	140.4	170.7	201.7	206.6	154	115.5	113.9	108.1	102.2	121.4	143.9	106.7	123.3	89.7	97	78
Ta	1	0.9	1	1.1	1.1	1.4	1.3	1.2	1.3	1.2	1.3	1.5	1.5	1.4	1.6	1.5	1.2	1.2	1.9	1.3	1.7	2
Tb	14.2	20.1	17.2	17.8	17.8	18.5	21.4	21.8	21.7	25.1	17.2	25.7	27.9	25.8	27.1	22	25.3	39.8	30.6	25.1	38.8	37
U	3.7	6.7	4.4	4.4	4	5.6	5	4.7	5.6	4.6	6.7	6.8	4.9	6.5	6.7	5.5	6.7	5.5	6.7	5.6	9.8	13.1
V	22	50	33	20	17	15	13	12	24	16	11	12	13	10	12	11	6	12	6	5	9	8
W	5.7	6.9	3.4	5.5	4	6.2	4.9	7.2	2.8	4.1	5.9	3.9	4.3	5.5	5.4	5.1	5.3	8.1	1.5	4.8	3.2	4.5
Zr	360.4	186.2	346.6	342.1	332.4	317.1	397.1	306.8	322	379.8	306.6	387.6	407.1	401.8	396.2	400	255.3	263.4	210.1	282.7	278.5	457.6
Y	67.5	18	37.8	58.6	48.2	134.2	59.9	81.2	46.4	35.3	58	54.2	63.4	51.1	60.5	129.6	146.1	83.4	158.1	162.8	43.8	51.8
Sm	3	1	2	3	4	5	5	4	3	2	4	4	4	4	4	4	4	4	3	5	6	3
F	720	450	690	1480	1360	890	890	820	960	1010	1010	680	240	500	890	1790	190.4	170	222.9	269.9	75.9	81.8
La	76.3	53.3	43.8	82.2	69.2	256	86.9	109.8	72.5	52.4	76.3	90	97.9	71.5	92.7	189.2	190.4	161.4	209.9	491.6	163.5	178.6
Ce	150.1	106	99.8	147.6	133	601.8	162.4	206	167.4	109.2	146.1	175.5	187.6	136.4	181.1	337.4	466.1	304.1	624.8	491.6	163.5	178.6
Pr	16.36	10.23	11.06	16.39	14.58	57.24	17.4	21.83	16.76	12.2	15.3	18	19.58	16.2	19.28	43.66	45.47	29.89	67.97	50.42	15.32	16.42
Nd	56.9	31.5	38.2	65.5	57.1	224.1	70.6	91	62.8	41.4	61.7	61.9	64.4	61.2	72.7	176.6	186.8	104.1	282.7	188.4	53.4	57.3
Eu	9.8	5	7.1	10.6	9.4	32.3	11.3	15	10.4	7.2	10.3	9.8	10.5	9.5	10.9	28.4	30.7	13.9	42.3	28.5	8.4	8.8
Gd	20.2	0.92	14.2	21.9	19.4	34.8	12.4	18.7	15.6	12.8	17.8	12.3	13.3	14.3	16.3	40.5	25.5	13.4	25.4	27.4	0.79	0.9
Tb	9.41	3	6.57	9.11	8.03	25.57	10.48	13.62	7.78	7.16	9.21	8.91	8.59	8.21	9.52	23.64	24.91	10.63	36.76	22.53	5.89	6.23
Dy	1.64	0.56	1.21	1.43	1.37	3.94	1.67	2.16	1.24	1.06	1.47	1.51	1.6	1.38	1.54	3.71	4.09	1.74	6.32	3.67	0.97	1.04
Ho	9.31	2.79	6.23	8.35	7.08	23.05	9.53	12.01	7.96	6.31	8.3	9.04	9.33	8.02	9.19	20.23	23.3	9.7	35.18	19.47	6.52	6.57
Er	5.87	1.71	3.78	5.83	4.59	12.85	6.11	7.41	4.84	3.49	5.52	5.23	5.74	5.12	5.72	12.01	12.1	6.47	3.66	1.22	1.31	1.31
Tm	0.91	0.28	0.6	0.78	0.67	1.87	0.89	1.07	0.7	0.55	0.84	0.84	0.87	0.85	0.86	1.87	1.71	1.07	2.4	1.88	0.69	0.79
Nb	5.38	1.72	3.38	5.1	4.68	13.62	5.55	6.75	5.13	3.37	5.31	5.16	5.08	5.66	6.11	11.92	11.63	7.18	15.53	10.86	4.91	5.61
Lu	0.8	0.24	0.31	0.73	0.66	1.85	0.8	0.94	0.73	0.51	0.8	0.75	0.78	0.81	0.82	1.63	1.52	1.07	2.12	1.47	0.69	0.85

Table 3 – (contin. used).

Sample Facies	RQ-14 MSMG	PTG-69 MPDG	PTG-78 MAMP	PTG-76 IOPE	PREM 03a IOPE	PTG-70 IOPE	RR-11 IOPE	RM-82 IOPE	PG-4c IOPE	RB-8 IOPE	P 11a IOPE	F 09a IOPE	PTG-16 IOPE	P 06d IOPE	P 08a IOPE	RT-5 IOPE	PTG-94 IOPE	DV 04a IOPE	PREM 01a IOPE	RL-57 IOPE	RQ-17 IOPE	UII 26a	
																						IOPE	IOPE
Major elements (wt. %)																							
SiO ₂	74.65	77.01	77.25	66.65	67.16	67.67	69.01	69.22	69.27	69.32	69.35	69.37	69.39	69.46	69.63	69.71	70.04	70.17	70.33	70.73	71.26	71.79	
THO ₂	0.2	0.16	0.06	0.08	0.08	0.54	0.47	0.48	0.44	0.44	0.48	0.46	0.49	0.48	0.49	0.45	0.47	0.49	0.43	0.37	0.41	0.4	
Al ₂ O ₃	12.73	12.09	11.84	14.12	15.12	14.22	13.39	14.03	13.7	13.54	13.86	13.85	13.81	13.97	13.89	13.82	13.49	13.96	13.68	13.54	13.35	13.27	
Fe ₂ O ₃	2.41	2.09	1.47	6.11	5.2	5.23	4.72	4.97	3.72	4.48	3.79	3.6	4.77	3.34	3.75	4.64	4.97	3.26	3.52	3.95	4.26	3.03	
NiO	0.08	0.08	0.02	0.16	0.08	0.15	0.11	0.19	0.09	0.15	0.11	0.11	0.18	0.12	0.11	0.17	0.17	0.06	0.09	0.16	0.14	0.06	
MgO	0.14	0.05	0.01	0.03	0.43	0.31	0.38	0.31	0.29	0.41	0.45	0.7	0.76	0.71	0.45	0.37	0.4	0.3	0.3	0.2	0.3	0.29	
CaO	0.7	0.17	0.11	2.21	1.25	1.28	1.34	1.1	2.13	1.59	1.88	1.26	1.59	2.19	1.38	1.05	1.04	0.87	1.54	1.21	0.82	1.3	
Na ₂ O	3.1	3.02	3.25	3.75	2.44	3.8	3.35	3.62	2.63	3.39	3.65	2.51	2.08	2.19	3.53	3.58	3.19	3.19	3.05	3.5	3.08	3.26	
K ₂ O	5.4	4.54	5.3	4.36	6.04	6.03	5.66	5.41	6.28	5.48	5.17	6.61	6.08	6.43	5.3	5.54	5.43	6.41	5.56	5.53	5.79	5.76	
P ₂ O ₅	0.04	<0.1	0.02	0.2	0.2	0.13	0.11	0.09	0.08	0.07	0.09	0.09	0.11	0.11	0.09	0.07	0.12	0.08	0.1	0.06	0.09	0.06	
LOI	0.6	0.8	0.6	0.6	1.2	0.3	1	0.2	1.2	1	1	1.2	0.5	1.2	1.2	0.3	0.4	0.9	0.6	0.4	0.2	0.6	
SOMA	100.05	100.01	99.93	99.77	99.8	99.66	99.58	99.62	99.8	99.86	99.82	99.76	99.76	99.78	99.82	99.7	99.72	99.69	99.8	99.65	99.7	99.82	
Trace elements (ppm)																							
Pb	24.6	26.2	21.5	10.4	12.2	6.1	13.9	16.9	23.7	24.4	26.8	22.4	21.6	23.9	17.2	22.2	11.7	10.5	24	18.4	12.7	25.7	
Zn	35	38	10	87	36	40	86	62	73	57	82	83	87	74	100	75	74	57	88	69	50	66	
Ni	9.5	15.6	10.7	19.5	1	20.2	11.3	14.4	10.5	12.9	0.5	0.5	15.9	0.2	0.4	20.1	15.4	0.3	0.4	8.9	14.3	0.5	
Sc	6	5	3	10	10	10	13	10	7	5	7	8	9	7	8	4	11	6	8	8	11	6	
Ga	16.8	17.1	17.8	18.6	25.8	14.6	18.6	18.7	17.6	18.3	22	21.3	21.4	22.4	21	17.8	19.5	21.5	20.4	21.1	17	18.6	
Rf	6.4	8.8	7.1	8.2	11.4	10.4	11.5	10.4	12.2	10.4	12.5	11.6	12	12.4	11.5	11.2	11	9.5	11.8	12.3	10.8	11.1	
Nb	16.4	32	31.8	15	20.5	18.3	21.4	18.6	22.3	21.8	22.1	21	21.4	22.9	21.3	20.9	20	20.3	22	22.6	21.5	26.7	
Rb	227.7	439.2	502	189.8	288.8	183.1	168.4	183.9	216.3	203.8	174	217	260.6	240.2	183.5	206.3	187.1	246.9	195.7	193.6	235.2	245.2	
Ba	337	148	2.5	1347	803.4	1450	973	1302	1042	887	1090.5	1037.3	1238	1225.8	942.9	982	976	1352.8	949.3	1028	929	823.8	
Sr	95	24.4	2.5	293.8	107.5	177.3	112.1	144.4	115.7	127.8	153.8	159.7	162.6	160.3	125.1	126.7	121.6	139.2	100.3	105.5	86.5	111	
Ta	1.2	3.2	3.3	1.1	1.4	1.2	1.4	1.3	1.4	1.4	1.5	1.4	1.3	1.6	1.4	1.4	1.4	1.4	1.6	1.5	1.4	1.7	
Tb	29.5	68.3	57.4	17.2	22.2	19.7	20.6	18.5	23.1	27.4	27	22.5	22.9	24.4	25.9	28.5	21.4	17.5	21.3	20.4	26.1	31.9	
U	6.1	23.8	13.3	4.5	5.2	4.6	5	5.1	6	6	6	5.3	5.8	6.4	5.5	6.9	5.4	4	5.3	5.4	5.5	8.4	
V	2.5	<5	2.5	47	21	22	14	7	13	13	13	11	16	9	10	15	14	9	8	8	5	7	
W	5.7	6.6	7.3	6.5	5	8.2	5.3	5.3	1.6	6.3	0.7	1	5.1	1.4	0.9	5.6	10.6	0.8	0.7	4.4	6	1	
Zr	187.8	207.7	119.8	201.1	397.5	394.4	407.3	368.7	390	359.7	427.9	394	430.2	405.4	301.3	407.2	393.2	376.9	401	463.6	392.2	301.3	
Y	166.7	59.4	37.2	32.4	32.2	34.2	211.6	32.1	46.9	42.1	50.5	44	50.6	47.8	47.1	55.9	45.6	40.3	86.4	52.1	40	48	
Sn	2	7	4	2	4	3	3	3	3	4	3	2	3	3	3	3	4	3	3	4	5	5	
F	990	690	770	720	730	370	910	590	690	1070	70.2	65.3	690	70.2	65	720	840	61.4	112.4	76.3	67.7	73	
La	205.1	101.5	5.7	53.8	89.6	59	221	76.7	63.6	71.1	70.2	132.9	71.2	70.2	65	69.5	69.3	61.4	112.4	76.3	67.7	73	
Ce	356.8	197.1	13	106.2	157.4	112.2	340.4	143.9	135.4	138.9	139.7	132.9	142.2	140.1	138.6	146.3	139	114.4	195.2	148.2	133.8	148.7	
Pr	36.86	18.79	1.3	11.09	17.44	11.84	36.35	14.9	14.42	14.28	15.33	14.71	15.43	15.23	15.19	15.54	14.75	13.12	21.06	15.51	13.76	16.17	
Nd	137.1	61.9	5.4	45.7	64.5	41.9	159.7	63.6	53	53	59.5	55.3	62.6	62.5	58.4	53.6	59.5	48.2	89.6	61.5	53.7	58.8	
Smi	18.9	9.2	1.2	6.2	11.2	6.9	25.3	9.6	9.7	8.6	10.3	9.2	9	10	9.4	9	9.7	8.9	14.8	9.9	8.4	9.6	
Eu	1.38	0.33	0.025	1.39	2.33	1.33	4.76	1.48	1.6	1.46	1.74	1.45	1.49	1.46	1.54	1.27	1.4	1.26	2.04	1.45	1.29	1.28	
Gd	16.34	6.77	1.95	6.11	9	5.57	33.09	7.58	7.68	6.87	9.07	7.09	8.2	8.29	7.41	8.04	7.61	6.35	13.53	8.44	6.74	7.43	
Tb	2.48	1.25	0.42	0.88	1.7	0.88	5.48	1.57	1.57	1.14	1.54	1.41	1.38	1.34	1.47	1.45	1.26	1.26	2.37	1.4	1.11	1.5	
Dy	13.84	7.57	4.15	5.33	8.14	5.15	30.41	7.57	7.97	7.13	8.07	7.45	8.03	7.95	7.64	8.38	7.28	6.93	12.38	7.74	6.4	7.77	
Ho	2.88	1.64	1.17	1.04	1.68	1.06	6.42	1.51	1.63	1.43	1.63	1.4	1.69	1.61	1.68	1.86	1.54	1.28	2.54	1.63	1.41	1.71	
Er	8.62	5.45	4.41	3.01	4.95	3.21	17.17	4.96	5.02	4.7	5.01	4.81	4.81	5.15	4.62	5.21	4.77	3.93	7.72	5.18	4.32	4.81	
Tm	1.29	0.98	0.77	0.49	0.73	0.53	2.19	0.73	0.7	0.72	0.81	0.69	0.77	0.77	0.77	0.84	0.76	0.7	1.14	0.8	0.7	0.71	
Nb	7.97	7.03	5.61	2.98	5.00	3.58	11.68	4.65	5.26	4.49	5.4	4.79	4.94	5.19	5.09	4.99	4.89	3.79	6.07	5.48	4.31	5.46	
Lu	1.01	1.05	0.87	0.46	0.72	0.53	1.44	0.68	0.76	0.61	0.82	0.78	0.77	0.82	0.81	0.7	0.7	0.61	1.06	0.73	0.58	0.78	

The geochemical trend (Figure 3) of the sample cluster, as well as each unit, is marked by a decrease in TiO_2 , P_2O_5 , Al_2O_3 , MgO , Fe_2O_3 , CaO , and Na_2O contents, with SiO_2 increasing. In plutonic rocks, K_2O rises to 72% of SiO_2 , decreasing linearly with differentiation. A greater spread of K_2O values of volcanic rocks is observed, which is possibly related to a hydrothermal alteration.

The TiO_2 decreasing principally reflects titanomagnetite and/or ilmenite fractionation, while the decrease in the Al_2O_3 values are possibly related with plagioclase fractionation, which is supported by the decrease in CaO and Na_2O values. The mafic phase extractions, especially hornblende, can also have influenced the behavior of these oxides, having in view the antipathetic character of MgO and FeO in relation to SiO_2 . The Fe/Mg ratio grows progressively with the differentiation, increasing at the lithotypes with more than 73% of SiO_2 .

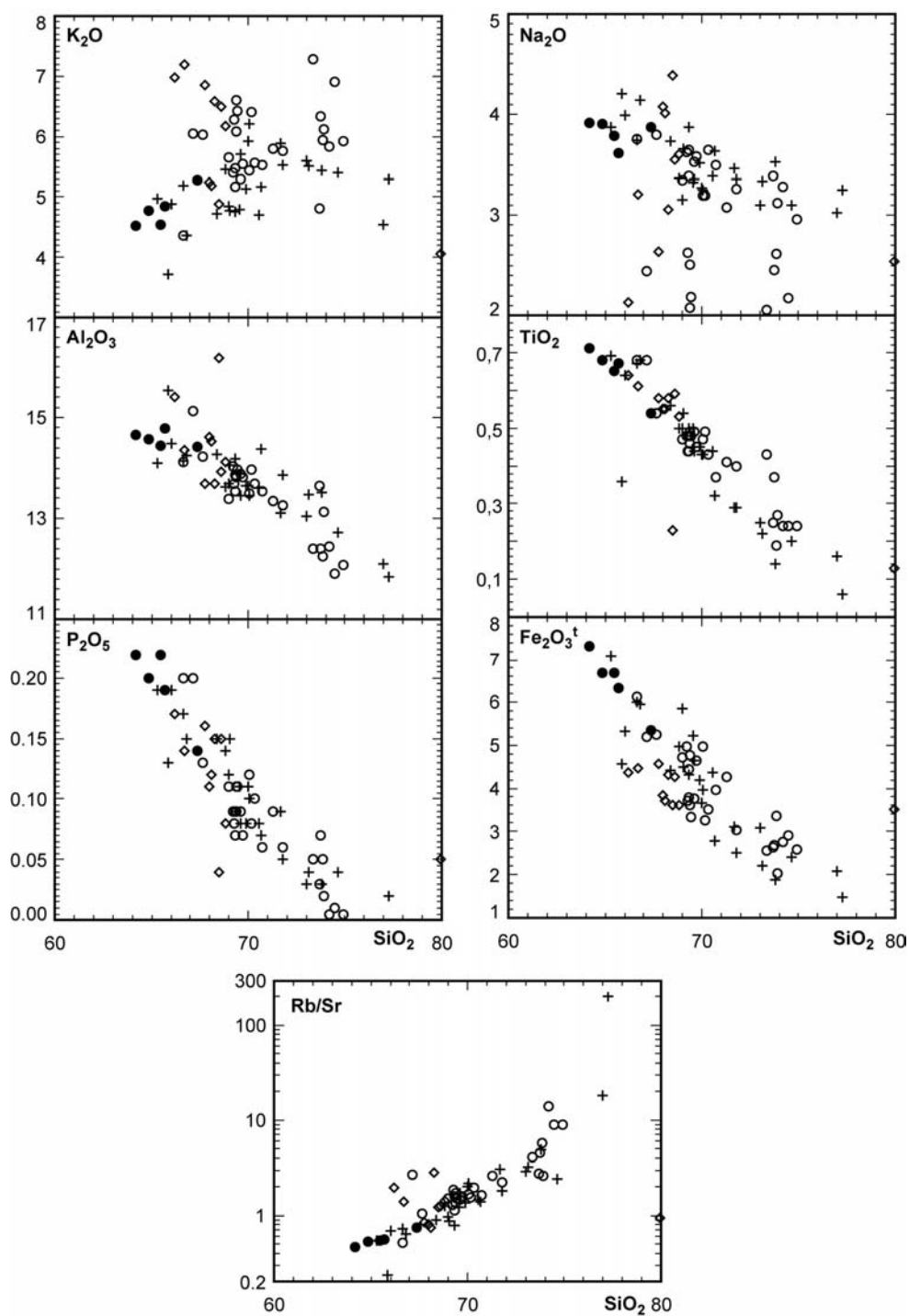


Figure 3 – Major and trace elements vs SiO_2 binary plots, to granitoids and volcanic rocks of Uatumã Supergroup in Pitinga Province. (+) granites (Mapuera Suite); (o) acid effusive rocks (Ouro Preto Formation); (◇) acid pyroclastic rocks (Paraiso Formation); (●) intermediate effusive rocks (Fm. Divisor).

In the TAS plot (Le Maitre, 2002), the volcanic rock samples occupy the trachydacite field (Figure 4), correspondent to the alkaline rocks, and have a evolutionary trend toward to the rhyolitic rocks. Even though this classification system is exclusive for volcanic rocks, it was seen that the plutonic rocks have the same composition.

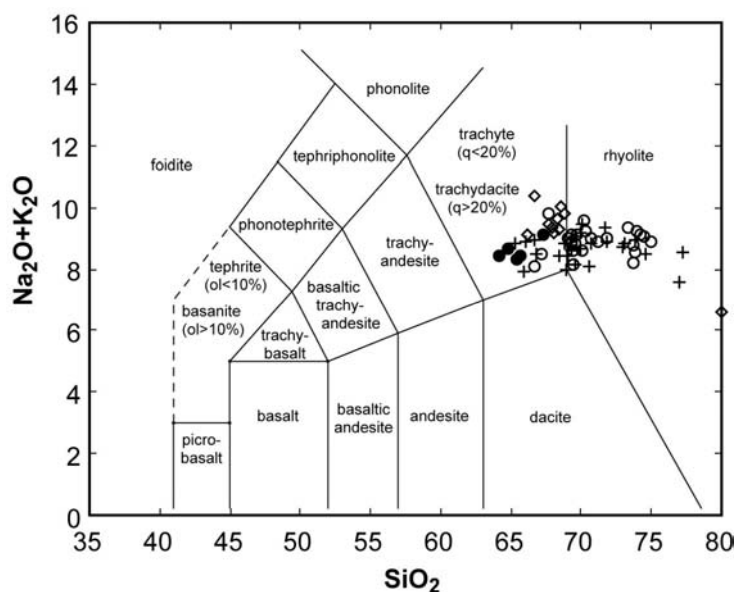


Figure 4 – TAS plot (Le Maitre, 2002) to granitoids and volcanic rocks from Pitinga Province. Symbols as in Fig. 3.

In the diagram for classifying plutonic rocks (De La Roche et al., 1980), stands out by the potassic character of its magmatism indicated by the distribution according to the quartz-monzonite, monzogranite, sienogranite fields, or quartzo-latite and rhyolite fields (Figure 5).

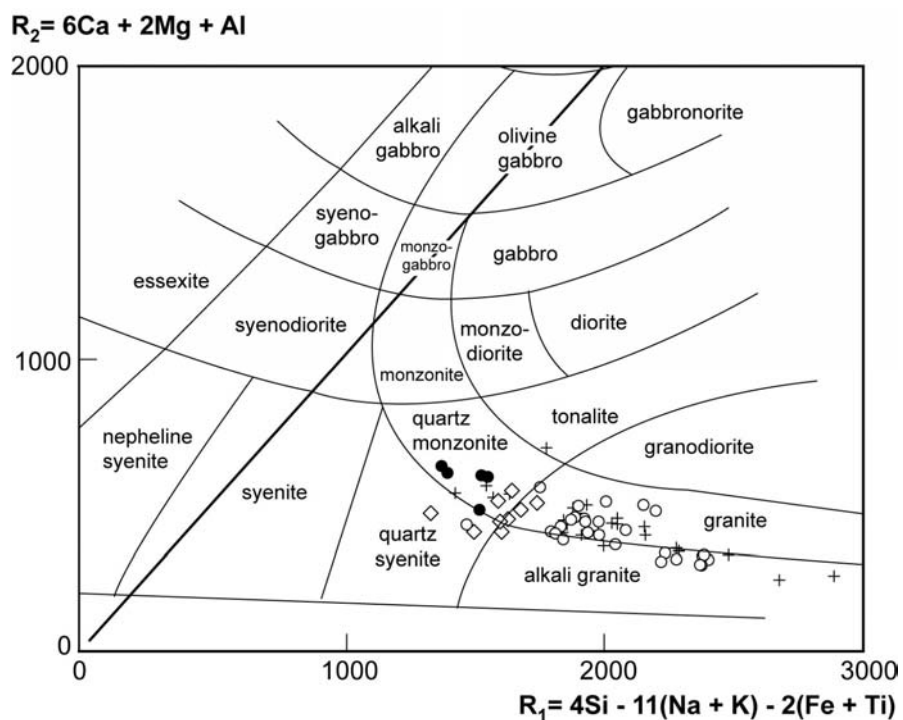


Figure 5 – R1 vs R2 plot (De La Roche *et al.*, 1980) to granitoids and volcanic rocks from Pitinga Province. Symbols as in Fig 3.

The samples are dominant metaluminous, where peraluminous types are seen on the more evolved facies (Figure 6), which is coherent with amphibole fractionation. The peraluminous tendency can also be reflecting hydrothermal processes, according to the dispersion patterns observed in Fig. 3.

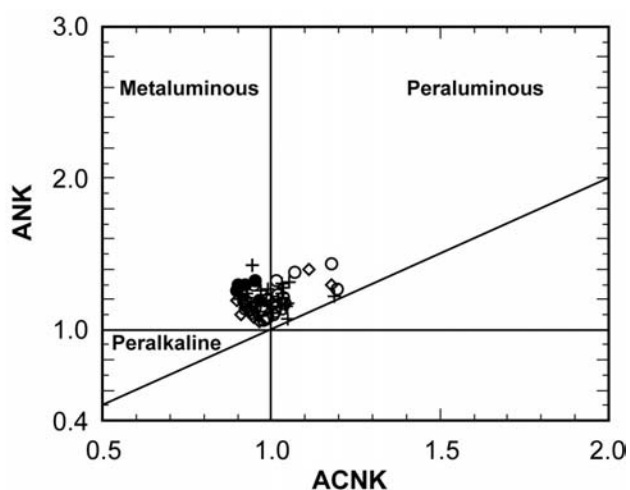


Figure 6 – Maniar and Piccoli (1989) plot, based on Shand indexes, to granitoids and volcanic rocks from Pitinga Province. Symbols as in Fig 3.

The granitic and acid volcanic rocks shows similar distribution patterns of trace elements (Figures 7 a, b), characterized by strong negative anomalies in Sr, Eu, P, and Ti. Ba presents a discrete negative anomaly and the Rb, K, Zr, and Nb patterns do not present significant variations. The least differentiated volcanic rocks (Figure 7 c) exhibit similar patterns, however, with less pronounced anomalies.

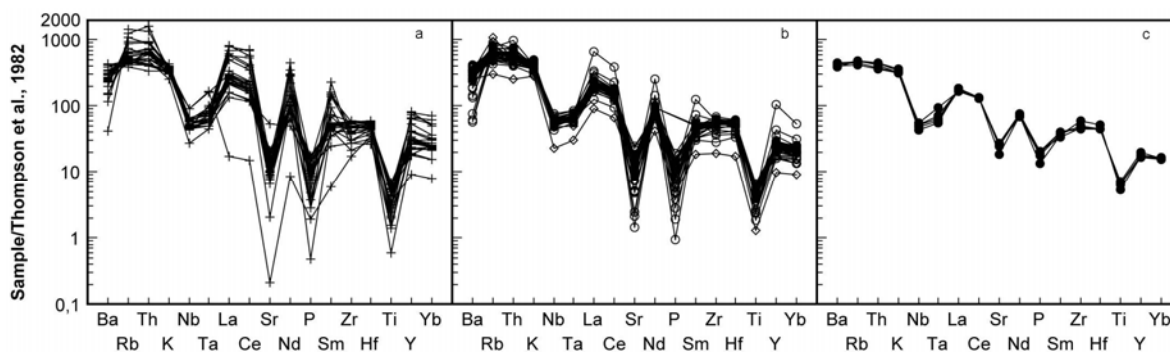


Figure 7 – Spidergrams primitive mantle normalized (Thompson *et al.*, 1982). a) granitoids (Mapuera Suite); b) acid effusive and pyroclastic rocks (Ouro Preto and Paraíso Formation, respectively); c) intermediate effusive rocks (Divisor Formation). Symbols as in Fig. 3.

The Sr/Ba ratios (mean 0.51) are relatively constant and the negative anomalies of Eu ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0.49$) and Sr are related to the feldspars fractionation.

The REE patterns are similar throughout the samples, where the enrichment of LREE in relation to HREE (ratio $\text{LaN}/\text{YbN} = 9.61$) stands out, suggestive of zircon fractionation with differentiation, which is compatible with the geochemical behavior of Zr that decreases from 72% of SiO_2 . One sample from Pedreira granite shows a strong Eu anomaly and a decrease in LREE/HREE ratio (Figure 8 a), that can be attributed to the most differentiated character of this lithotype (77% SiO_2). Figure 8 b indicates a similarity of the REE patterns in the most different volcanic rocks with the granitoids, emphasizing a least pronounced Eu anomaly in the less differentiated volcanics (Figure 8 c).

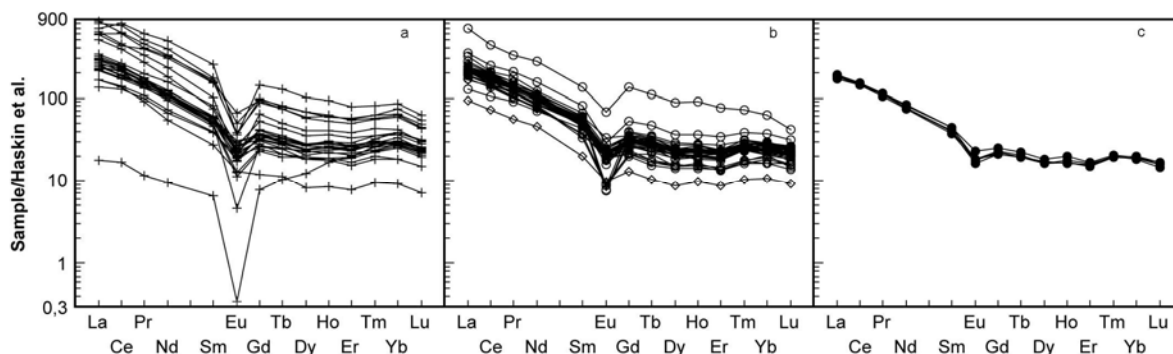


Figure 8 – Rare earth elements chondrite normalized (Haskin *et al.*, 1968). a) granitoids (Mapuera Suite); b) acid effusive and pyroclastic rocks (Ouro Preto and Paraíso Formation, respectively); c) intermediate effusive rocks (Divisor Formation). Symbols as in Fig. 3.

In the tectonic settings discriminant plot of Pearce (1996), the samples are concentrated predominantly on the post-collisional granite fields (Figure 9). According to this author, it is common that rocks associated with post-collisional settings present geochemical characteristics indicative from sources related both to mature magmatic arcs as well as the within plate settings.

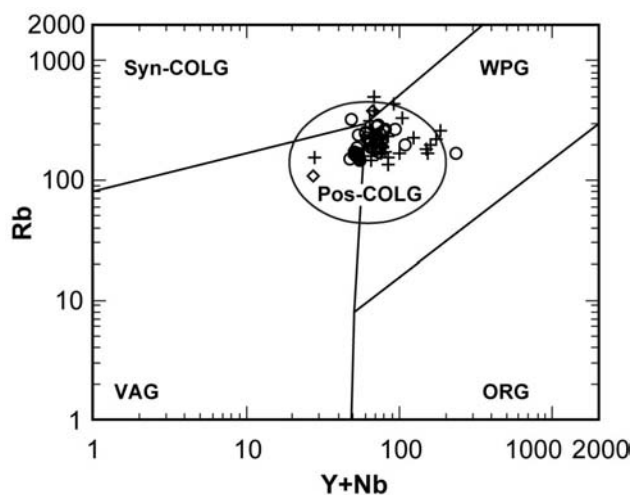


Figure 9 – Rb vs Y+Nb tectonic discriminant plot after (Pearce, 1996). Syn-COLG – syn-collision granites; VAG – volcanic arc granites; WPG – within plate granites; ORG – ocean ridge granites; Pos-COLG – post-collision granites. Symbols as in Fig. 3.

The Ga/Al Whalen *et al.* (1987) plot, show that the geochemical characteristics of the samples are similar to those of A-type granites (Figure 10 a, b). According to the subdivision

proposed by Eby (1992), the samples from Pitinga Province can be classified as A2-type granites (Figure 11 a, b).

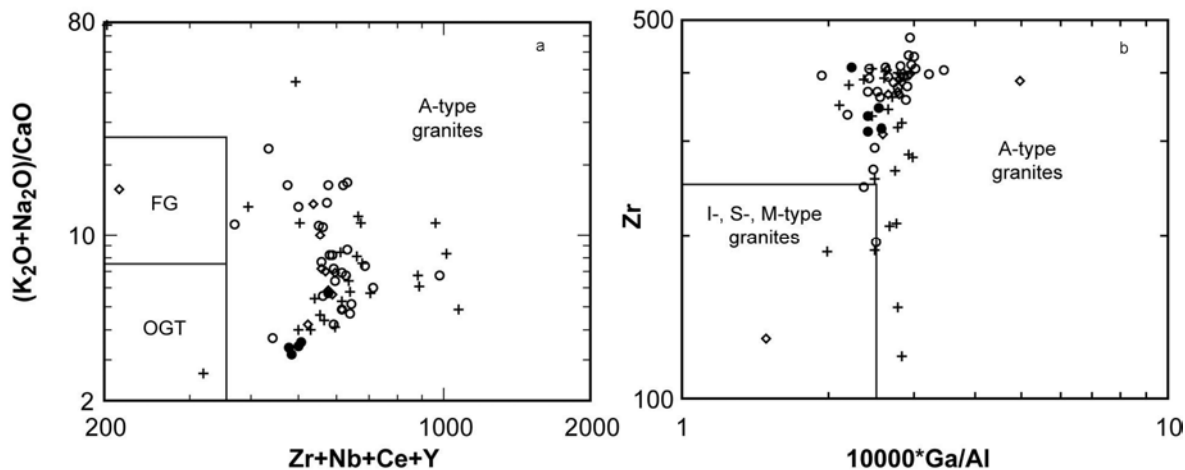


Figure 10 – Granitoids discriminant diagrams from Whalen *et al.* (1987). a) $(K_2O+Na_2O)/CaO$ vs $Zr+Nb+Ce+Y$, FG – fractionated felsic granites; OGT – unfractionated. b): Zr vs Ga/Al , M-, I-, and S-type granites. Symbols as in Fig. 3.

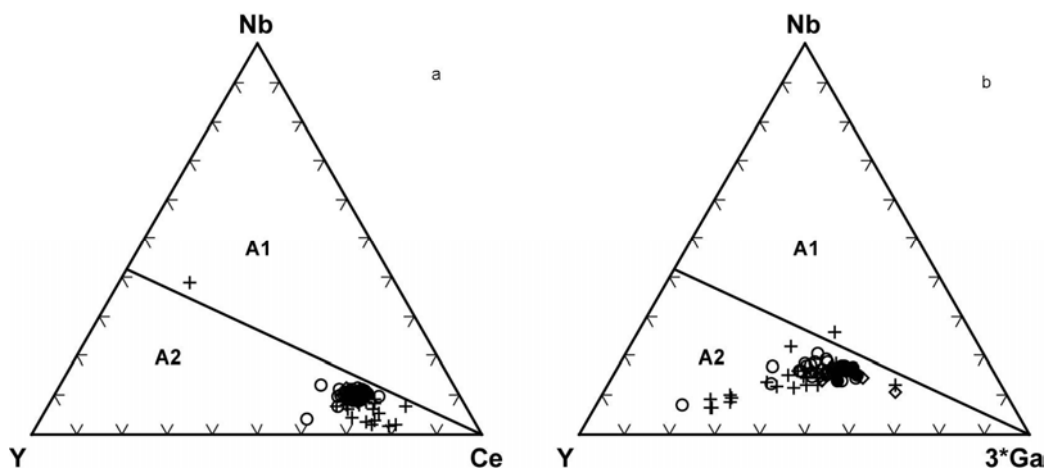


Figure 11 – A-type granitoids discriminant diagrams from Eby (1992). Symbols as in Fig. 3.

The Zr/TiO_2 ratio (Figure 12 a) increase with the differentiation index, defining a compatible trend with alkaline systems, and reflecting the medium to high Zr contents, common in rocks of this series (Winchester & Floyd, 1977). The Nb/Y ratio of the samples (Figure 12 b) is smaller than the 0.67 limit established by these authors to separate subalkaline from alkaline rocks. As shown by these authors, for contents of SiO_2 above 68%, the calcic-alkaline and alkaline systems present similar Nb/Y ratios.

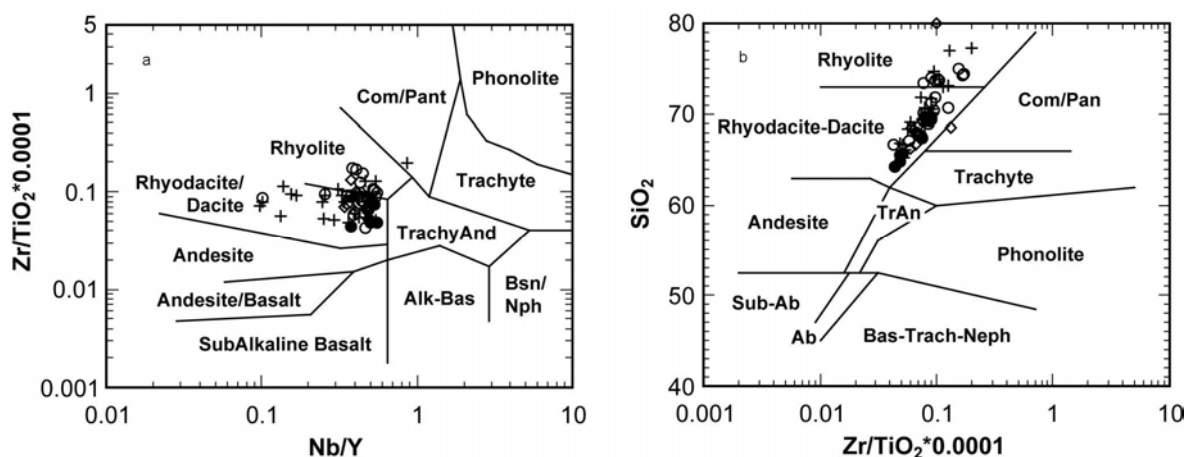


Figure 12 – Classificatory diagrams from Winchester & Floyd (1977). a) Zr/TiO_2 vs Nb/Y diagram; b) SiO_2 vs Zr/TiO_2 diagram. Symbols as in Fig. 3.

In Brown (1981) plot, the rocks mostly occupy the field defined by Nardi (1991) for metaluminous granitoids of alkaline associations (Figure 13). The granitic and volcanic rocks shows Fe/Mg ratios higher than 1, which, according to Brown (1981), characterizes alkaline suites in crustal extensional settings.

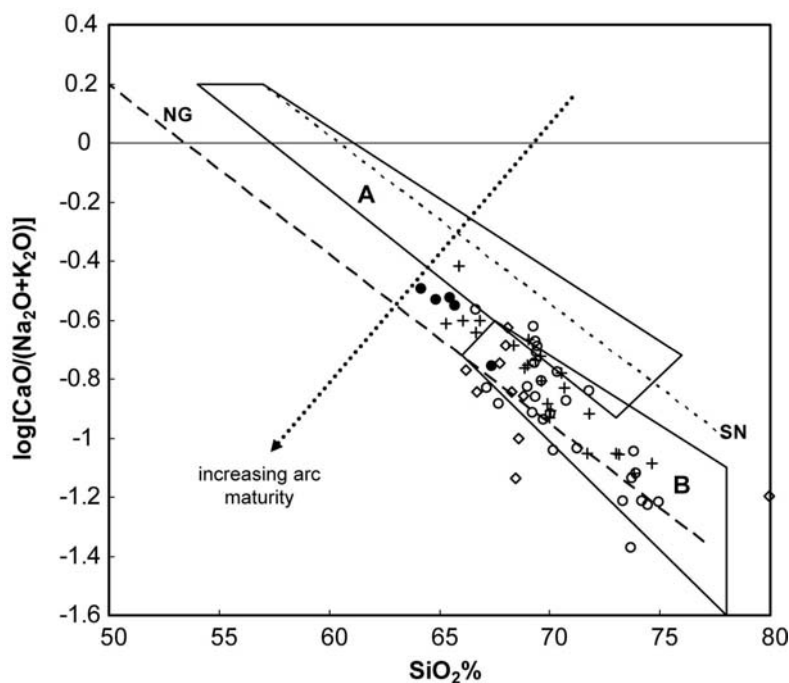


Figure 13 – Calc-alkali ratio vs silica diagram from Brown (1981) with fields A to calc-alkaline rocks and B to metaluminous granitoids from alkaline associations (B from Nardi, 1991); SN – Sierra Nevada trend; NG – New Guinea trend. Symbols as in Fig. 3.

7. Discussions

The field, petrographic, geochemical and geochronological characteristics, among volcanics of the Iricoumé Group and granitoids of the Intrusive Mapuera Suite from Pitinga Province suggest that these rocks were formed during the same volcano-plutonic event and its standardization in the same magmatic series. The expressive volume of volcanic rock, the absence of tectonic ductile, the formation of sedimentary-volcanic basins and the association with caldera setting, indicate an extensional character to geological environment of Pitinga Province.

This geotectonic model, comprising ring structures and diverse volcanic and pyroclastic facies related to calderas, presents a strong similarity with the model described by Juliani *et al.* (2005) and Lamarão *et al.* (2002) to the acid volcanics with 1.88 Ga occurrent in the Tapajós Gold Province. The spacial relation among the plutons of the Mapuera and Madeira Suite, with the mega-structure (Figure 2) that hosts the Iricoume volcanics in the Pitinga Province, suggests that the emplacement of these granitoids was influenced or controlled by reactivations of deep faults and by processes of caldera subsidence. The emplacement of the plutons of Madeira Suite, around 50 Ma younger than that at Mapuera Suite, can be related to a new magmatic event and would have been facilitated by the reactivation of the old distensive system.

The rhyolitic terms are predominated in Pitinga Province occurring andesites and latites subordinately, and rarely basalts. The plutonic terms comprise, dominantly, of sienogranitic compositions. In both associations mafic microgranular enclaves are common. Restrict occurrences of volcanic associations of bimodal composition are also observed, and are composed by acid tuffs involving globules of basaltic rock. These, together with the rest of the petrographic and chemical characteristics described, reinforce the hypothesis of processes of magma mixtures (mixing/mingling).

Diverse evidences, like the decreasing of CaO, TiO₂, Al₂O₃, Sr and Ba and the negatively pronounced anomaly of Eu, show that the magmatic differentiation of Uatumã volcanic and plutonic rocks of Pitinga Province was controlled by plagioclase + alkaline feldspar + hornblende + titanomagnetite + zircon + apatite fractionation. Additionally, apatite

and zircon fractionation explain the antipathetic patterns of Zr and P₂O₅ relative to the differentiation index.

The potassic alkaline nature of Iricoume volcanics and Mapuera granitoids is evidenced in the TAS diagram as well as in the R1-R2 diagram. The rocks with more than 69% SiO₂ have K₂O contents more than 5%, higher than those observed in high-K rhyolites. This alkaline character, associated to the trace elements on Pearce (1996) and Whalen *et al.* (1987) plots, indicate, according to Eby (1992), that the granitoids of the Mapuera Suite can be classified as the A2 type, frequent in post-collisional environments. On the other hand, the Fe/Mg ratios superior than 1 are characteristics of the alkaline suite positioned in extensional crustal zones (Brown, 1981).

The average of Zr contents (343ppm), the interval of R1R2 values (1520-2911) and the average of Ga/Al (2.8), Y/Nb (3.0) and Ce/Nb (9.1) ratios, are characteristics of alkaline granites, according to Hong *et al.* (1996). The trace element contents, normalized by the chondrite (Thompson *et al.*, 1982) shows a strong Rb, Th, K, La and Ce enrichment allied to Ba, Sr, P and Ti negative anomalies. These patterns are usually obtained in A-type granites (Whalen *et al.*, 1987).

The feldspars fractionation from basaltic and andesite primary magmas could generate the more differentiated fraction of Uatumã magmatism at Pitinga Province. This hypothesis is supported by Patiño Douce (1997) experimental results, that demonstrate which dehydrated fusions at low pressure (≤ 4 Kbar) of calcic-alkaline compositions, such as granitoids bearing hornblende and biotite, generate metaluminous granitic melts, with low Al, Ca, Mg, Sr and Eu contents and high Ga/Al and K/Na ratios, characteristics of A-type granites.

Despite diverse authors admitting an origin related to crustal melting to the Uatumã volcanism (Dall'Agnol *et al.*, 1994 and Lamarão *et al.* 2002), this magmatism also can be explain as a felsic product involving fractionation of a magma from mantle origin and his interaction with the crust. The high Zr values, around 350 ppm, from the metaluminous to weakly peraluminous compositions indicate a zircon crystallization temperature near 850°C (Watson & Harrison, 1983). The high Zr values is difficultly explained in magmas produced by crustal melting, which requires special sources and really high temperatures.

Besides the ample domain of the felsic rocks, the Pitinga Province has the presence of an basalto-andesite-latitude-rhyolite association, which has an origin that is frequently associated to the melting of a mantle previously affected by subduction. These assessments are suited to the Barbarin model (1999) that suggests participation of crustal and mantle sources in the generation of rocks with these characteristics.

The hypothesis that the Uatamã magmatism in the Pitinga Province is post-collisional related, is coherent to the occurrence in regional scale of one or more orogenic cycles involving subduction events of oceanic crust between 2.1 and 1.9 Ga (Transamazonic cycle) with the generation of calcic-alkaline rocks in areas very near Pitinga Province. Registers of these occurrences have been described by Araújo Neto & Moreira (1976), Veiga Jr. *et al.* (1979), Oliveira *et al.* (1996), Santos *et al.* (2000), Almeida *et al.* (2002, 2003) and Valério *et al.* (2006). Calcic-alkaline rocks that compose the section type of Água Branca Intrusive Suite were described by Araújo Neto & Moreira (1976) in the southern part of Pitinga Province.

According to the Bonin *et al.* (1998) model, the post-collisional event ends with emplacement of the post-orogenic suites, in volcanic caldrons settings that includes granitic subvolcanic ring complexes and the reactivation of deep shear zones. In the Pitinga Province, are observed two rock associations that can be interpreted, according to this model, as representatives of the waning stages of the geodynamic formation process of the continental crust. The first is represented by the association of alkaline Iricoumé-Mapuera volcanoplutonic rocks related to the Uatumã Supergroup (1.88 Ga). The second, which would represent a latter stage process, consists of A-type granites, including peralkaline rocks, from the Madeira Suite (Costi *et al.*, 2000) from 1.82 Ga. However, even though the emplacement of Madeira Suite plutons has been controlled by structure reactivation of the caldera complex, in front of the classic petrogenetic models, the 50 Ma time shift is very large for this suite would be included in the Mapuera-Iricoumé magmatic event.

8. Conclusions

The petrographic, chemical and geochronological data, and field relations between the volcanics from the Iroucomé Group and granitoids from the Mapuera Intrusive Suite suggest

that these rocks were formed during the same volcano-plutonic event. The rock origin involve process of magma mixing-mingling. The Uatamã magmatism in the Pitinga Province is related to a of potassic alkaline series, where the relatively low Sr content in the acid rocks can be explained by the expressive plagioclase fractionation at low pressure conditions. These characteristics can be related to the existence of a thin paleoproterozoic crust.

The Iricoumé volcanics and the Mapuera granitoids are geochemically similar to A2-type granites, as shown by their high LREE/Nb ratios. This suggests that a small part of their magmas may be derived from mantle sources, that have been previously modified by subduction and important crustal contamination (andesites and latites of the Divisor Formation), and largely derived from crustal sources, assembling a bimodal, high-silica suite.

The Iricoumé-Mapuera volcano-plutonism developed in a post-collisional distensive settings associated to a caldera complex. The emplacement of Madeira Suite plutons was controlled by reactivations of the caldera complex structures. These plutons present a time shift of about 50 Ma in relation to Mapuera magmatism. Besides this shift, their geochemical characteristics are compatible with what one was able to hope from the evolution of Iricoumé-Mapuera magmatism. In this context, the extreme fluoride, Nb and Zr enrichment, from Madeira Suite could be explained by the presence of a thin crust, favorable to the presence and continuity of connective systems in the superior mantle.

9. Acknowledgements

The authors thank the Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral do Brasil (ADIMB), the Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) and Mineração Taboca S.A. – Paranapanema Group, for financial and technical support through Financiadora de Estudos e Projetos/CTMINERAL Project “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”. They also thank the Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/CT-MINERAL Project “Modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga” for the support of the final phase of this work.

10. Bibliography

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. 1981. Brazilian structural Provinces: an introduction. **Earth-Sciences Reviews**, 17:1-29.

ALMEIDA, M. E., FRAGA, L. M. B. e MACAMBIRA, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. **South-American Symposium on Isotope Geology**, Campos do Jordão, 1997. São Paulo, p.34-37.

ALMEIDA M.E., MACAMBIRA, M.J.B., FARIA M.S.G. 2002. A granitogênese Paleoproterozóica do sul de Roraima. *In*: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 434.

ALMEIDA M.E., MACAMBIRA, M.J.B., 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcalinos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. *In*: SBGq, **Congresso Brasileiro de Geoquímica**, 9, Belém, *Anais*, p. 775-778.

ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. **Projeto Estanho de Abonari. Relatório Final, DNPM/CPRM**, Manaus, 2 v.

BARBARIN, B. 1999. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, 46, p. 605-626.

BONIN, B., AZZOUNI-SEKKAL, A. BUSSY, F. FERRAG, S. 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism: petrologic constraints and geodynamic settings. **Lithos**, 45, p. 45-70.

BROWN, G. C., 1981. Space and time in granite plutonism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. **A301**:321-336.

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.

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(1/3): 113-138.

DAOUD, W.K. 1988. **Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados**. Brasília. UNB-DG. (Dissertação de Mestrado). 194 p.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDE CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses – its relationships and current nomenclature. **Chemical Geology**, 29: 183-210.

DOUCE, A. E. PATIÑO. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. **Geology**. v.25. No. 8. p. 743-746.

EBY G.M., 1992. Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. **Geology**, v.20. p. 641-644.

FARIA, M. S. G., LUZARDO, R., PINHEIRO, S. S., REIS, N. J., LARIZZATTI, J. H., RIKER, S. L., e PESSOA, M. R.. 2000. **Projeto Folha Caracará. Relatório Final**. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (inteiras), NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.

FARIA M.S.G., SANTOS J.O.S., LUZARDO R., HARTMANN L.A., McNAUGHTON N.J. 2002. The oldest island arc of Roraima State, Brazil – 2.03 Ga: zircon SHRIMP U-Pb geochronology of Anauá Complex. *In*: SBG, XLI **Congresso Brasileiro de Geologia**, **Boletim de Resumos**, p. 306

FERRON, J.M.T.M.; BASTOS NETO, A.C.; ROLIM, S.B.A.; HOFF, R.; UMANN, L.V.; MINUZZI, O.R.R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de

Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. **II Simpósio de Vulcanismo**, Belém-PA.

FERRON, J. M. T. M.; BASTOS NETO, A. & LIMA, E.F. 2004. Novos dados geoquímicos de rochas granitóides e vulcânicas paleoproterozóicas do Distrito Mineiro de Pitinga, Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **42**, Goiânia, SBG. (em CD-ROM).

FERRON, *et al.* (submetido). Geologia e Geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico, Brasil, **RBG** – Revista Brasileira de Geociências.

HASKIN, L.A.; HASKIN M.A.; FREY, F.A. & WILDMAN, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. *In: Ahrens L.H. (ed.), Origin and distribution of the elements*, vol. 1. **Pergamon**, Oxford, pp. 889-911.

HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; TEIXEIRA, J.T. & COSTI, H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 2. Belém. Anais. SBG-NN, v.3, p.284-320.

HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T. & TEIXEIRA, J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. **Journal of Geochemical Exploration**, 40: 227-249.

ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. F.; MONTALVÃO, R. M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G. G. & LIMA, M. I. C. 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém**. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 5, p. 7-182.

JULIANI, C.; ROBERT, O.R.; CARMEN, M.D.N.; LAWRENCE, W.S.; SILVA, R.C. MONTEIRO, L.V.S., BETTENCOURT, J.S. 2005. Paleoproterozoic high-sulfidation

mineralization in the Tapajós gold province, Amazon Craton, Brazil: geology, mineralogy, alunite argon age, and stable-isotope constraints. **Chemical Geology**, p. 95-125.

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 Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, 119(1): 189-223.

LE MAITRE, R. W. 2002. A classification of Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks. **Publisher: Cambridge University Press**, 2nd edition, 252 p.

LENHARO, S.L. 1998. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. São Paulo. Tese de Doutorado, Escola Politécnica, USP. 290p.

MANDETTA, P. & VEIGA JR., J. P. & OLIVEIRA, J.R. 1974. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã. Manaus. **CPRM, relatório interno**, 31 p.

MANIAR, P.D. & PICCOLLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geology Soc. of American Bulletin**, 101: 635-643.

NARDI, LAURO V. S., 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. **Pesquisas**, Instituto de Geociências – UFRGS, Porto Alegre-RS. v. 18 n.1, p. 44-57. ISSN 0100-5375.

OLIVEIRA, M. J. R.; LUZARDO, R.; FARIA, M. S. G. & PINHEIRO, S. S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 5, 1996. Belém, Pará. Belém. SBG-Núcleo Norte. v. 2, p.86-89.

PEARCE, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**. v.19. No. 4. p. 120-133.

PRADO, M. *et al.* (em preparação) – **Caraterização petrográfica e petroquímica do Granito Europa, na mina Pitinga-AM**. (Dissertação de Mestrado). Centro de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS.

REIS, N.J., ALMEIDA, M.E., RIKER, S.L., FERREIRA, A.L. 2006. Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/CIAMA-AM. Manaus-AM. **Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação mineral** – Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., McNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, L. R. A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, 3(4).

SANTOS J. O. S.; HARTMANN, L. A.; McNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. 2002. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Science**, 15: 409-429.

SANTOS J.O.S., FARIA M.S.G., HARTMANN L.A, McNAUGHTON N.J. 2002a. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in the Roraima region, Amazon craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 41, Boletim de Resumos, p. 336

SANTOS J.O.S., HARTMANN, L.A., FARIA, M.S., RIKER, S.R., SOUZA, M.M., ALMEIDA, M.E., McNAUGHTON, N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em

províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazonia*, 9, Belém-PA, Seção Temática III.

THOMPSON, R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, 18: 49-107.

VALÉRIO, C.S., SOUZA, V.S., MACAMBIRA, M.J.B. 2006. Granitóides calcialcalinos do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo-AM: Petrografia e Geoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca. *In: Simpósio de Geologia da Amazonia*, 9, Belém-PA, Seção Temática III.

VEIGA JR., J. P., NUNES, A. C. B., FERNANDES, A. S., AMARAL, J. E., PESSOA, M. R. & CRUZ, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. **Relatório Final**, Manaus, DNPM/CPRM, 7v.

WATSON, E.B. & HARRISON, T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 64, p. 295-304.

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.

WINCHESTER, J. A. & FLOYD, P. A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, 20: 325-343.

6. MAGMATISMO VULCANO-PLUTÔNICO UATUMÃ DA PROVÍNCIA PITINGA E SEU POSICIONAMENTO NO CONTEXTO GEOLÓGICO DO NORTE DA AMAZÔNIA – BRASIL.

J. Maximino T. M. Ferron¹⁻²; Artur C. Bastos Neto¹; Evandro F. Lima¹; Lauro V.S. Nardi¹; Hilton T. Costi³; Ronaldo Pierosan¹; Maurício Prado¹⁻².

1 – Universidade Federal do Rio Grande do Sul – UFRGS

2 – Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema

3 – Museu Paraense Emílio Goeldi – Belém-PA

Abstract

VOLCANO-PLUTONIC UATUMÃ MAGMATISM OF PITINGA PROVINCE WITHIN NORTH AMAZON GEOLOGY FRAMEWORK - The tectono-magmatic evolution of the Pitinga Province is marked by a continuous process generating calc-alkaline, alkaline and per-alkaline granitoids. This process is related to magmatic arc, with associated volcanic caldera environments, evolving from post collisional to anorogenic stage. This evolution is also signalized by an increase in alkalinity and silica contents of the rocks generated in these environments, throughout the time. The oldest rocks in the province are the calc-alkaline metaluminous granites from the Água Branca Suit (1.96-1.94 Ga), which are attributed the mantle sources in subduction environment, with minor or greater ratio of crustal contribution. This magmatism is correlated with the Vila Riozinho Formation and São Jorge Antigo granite (Tapajós Province) and with the units Surumu-Pedra Pintada in northernmost Roraima. Part of the volcanic rocks, from southern Roraima and northern Amazon, until then interpreted as belonging to Grupo Iricoumé Group, may also be correlated to this magmatism.

Two paleoproterozoic episodes of alkaline magma generation had been identified in the Pitinga Province. The first one (1,89 and 1,88 Ga) generated a bimodal magmatism related to the volcanic-plutonic association Iricoumé-Mapuera, whose geochemical, petrographic characteristics and field relations suggest that the magma sources have, in part, mantle origin, previously modified by subduction, with important crustal contamination (andesites and latites of the Divisor Formation), and, in its bigger part, have crustal derivation, composing a bimodal association where the high silica terms predominate. The Iricoumé-Mapuera alkaline association of the Pitinga Province are very similar, in respect to geochemistry and isotopic ages, with the volcanic rocks of the Moraes Almeida Formation, and with São Jorge Novo, Maloquinha, and Jardim do Ouro granites, in the Tapajós Auriferous Province, as well as with granitoides of the Mapuera Suíte in southern Roraima.

The second magmatic anorogenic pulse, between 1.82 and 1.81 Ga, generated the alkaline and per-alkaline granitic plutons of Madeira Suíte (mineralized in Sn, F, Nb and Ta). The mainly extensional tectonic regime in the Pitinga Province, generated a sedimentary basin, filled by continental clastic sediments with important volcanoclastic contribution, beyond intercalated pyroclastic acid rocks. In the latest stage, the sedimentary rocks were crosscut by basic dikes and sills of Quarenta Ilhas Formation.

Resumo - A evolução tectono-magmática da Província Pitinga é marcada por um processo contínuo de geração de granitóides cálcico-alcálicos, alcálicos e peralcalinos, que, por sua vez é relacionado a ambiente de arco magmático e de caldeiras vulcânicas, associados a regimes pós-colisional até anorogênico. Esta evolução marca, portanto, um aumento da alcalinidade e dos conteúdos em sílica das rochas geradas nestes ambientes, ao longo do tempo.

O registro mais antigo da província está relacionado ao magmatismo cálcico-alcálico metaluminoso Água Branca (1.96-1.94 Ga), cuja gênese é atribuída a fontes mantélicas em ambiente de subducção, com menor ou maior proporção de contribuição crustal. Esse magmatismo é correlacionado, em função das características química e dados geocronológicos, com a Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo (Província Aurífera do Tapajós) e com as unidades Surumu-Pedra Pintada no norte de Roraima. Parte das rochas vulcânicas até então interpretadas como pertencentes ao Grupo Iricoumé, ocorrentes no sul de Roraima e norte do Amazonas, também podem ser correlacionadas a este magmatismo.

Dois episódios paleoproterozóicos de geração de magmatismo alcálico foram identificados na Província Pitinga. O primeiro (1.89 e 1.88 Ga) gerou um magmatismo bimodal relacionado à associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, cujas características geoquímicas, petrográficas e relações de campo sugerem que as fontes de seus magmas sejam, em parte de origem mantélica previamente modificadas por subducção, com importante contaminação crustal (andesitos e latitos da Formação Divisor), e, em sua maior parte, de derivação crustal, compondo uma associação bimodal onde predominam os termos com alta sílica. As rochas da associação alcálica Iricoumé-Mapuera da Província Pitinga apresentam forte similaridade geoquímica e geocronológica com as rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida, granitos São Jorge Jovem, Maloquinha e Jardim do Ouro, na Província Aurífera do Tapajós, bem como com granitóides da Suíte Mapuera na região sul de Roraima.

O segundo pulso magmático, de caráter anorogênico, ocorrido entre 1.82 e 1.81 Ga, gerou os *plutons* graníticos alcálicos e peralcalinos da Suíte Madeira responsáveis pela mineralização polimetálica da Mina Pitinga. O regime tectônico predominantemente extensional na Província Pitinga, gerou uma bacia sedimentar, posteriormente preenchida por sedimentos clásticos continentais com uma importante contribuição vulcanoclástica, além de intercalações de rochas piroclásticas ácidas. Nos estágios finais de sua evolução, as rochas sedimentares são cortadas por diques e *sills* básicos pertencentes à Formação Quarenta Ilhas.

INTRUDUÇÃO

O magmatismo vulcano-plutônico Paleoproterozóico das Províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central (Santos *et al.*, 2000) tem sido atribuído genericamente ao Evento Uatumã. Vários autores (Dall'Agnol *et al.*, 1987 e 1999; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2000; Reis *et al.*, 1999 e 2000; Lamarão *et al.*, 2002, Pinho, 2002) têm demonstrado, no entanto, a diversidade química desse magmatismo, bem como a larga faixa temporal de ocorrência dessas associações, e suscitando por ampla revisão conceitual sobre o tema. Neste sentido, apesar da baixa densidade de informações que ainda prevalece em ampla porção do cráton Amazônico, o presente estudo apresenta sua contribuição para o entendimento das relações geológicas, geoquímicas e geocronológicas entre as unidades vulcânicas do Grupo Iricoumé e rochas graníticas intrusivas da Suíte Mapuera, recentemente estudadas na Província Pitinga (Ferron *et al.*, submetido 1), com outras associações vulcano-plutônicas do cráton Amazônico.

O objetivo do trabalho é inserir os dados obtidos na região da Província Pitinga (Figura 1) no contexto geológico da porção setentrional do cráton Amazônico e apresentar alternativas de modelos tectônicos e petrogenéticos para esta região. Visa também estabelecer as relações com o magmatismo Surumu-Pedra Pintada e Iricoumé-Mapuera a norte da Província Pitinga, no estado de Roraima, e vulcanitos e granitóides Iriri-Maloquinha da região de Vila Riozinho, na Província Aurífera do Tapajós, na porção meridional do cráton. As discussões a respeito da geologia, petrografia, geocronologia e geoquímica do magmatismo Uatumã da Província Pitinga (1.89 a 1.88 Ga) baseiam-se nos estudos de Ferron *et al.* (submetido 1 e 2).

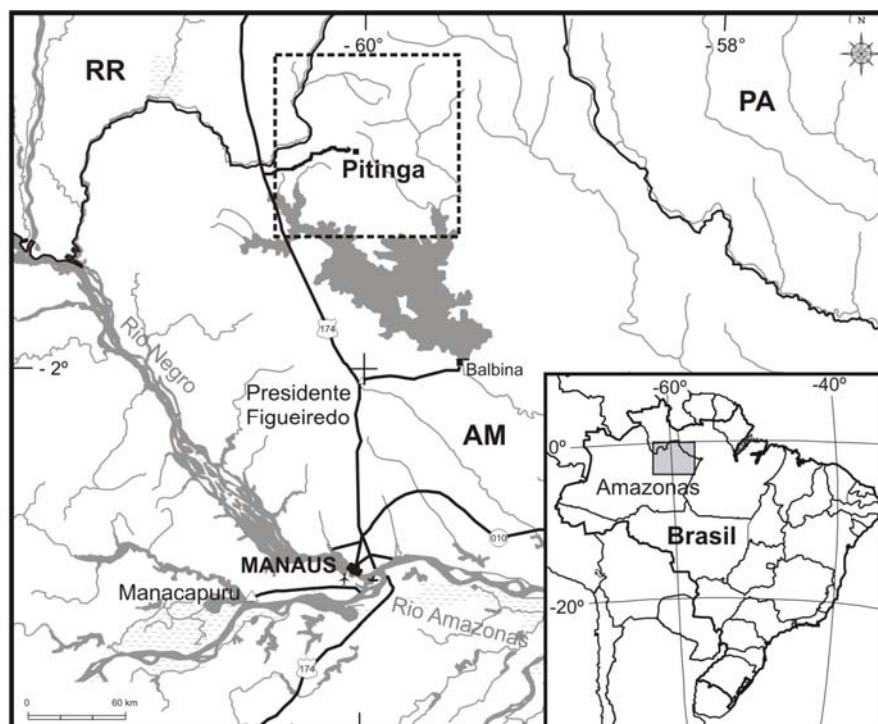


Figura 1 - Mapa de localização da Província Pitinga

GEOLOGIA

Associações de rochas vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas (1,96-1,88 Ga) caracterizadas por vulcanitos ácidos a intermediários intrudidos por granitóides epizonais, em geral interpretados como comagmáticos às rochas vulcânicas, ocorrem em vasta extensão no cráton Amazônico. Estes complexos ocupam, de forma descontínua, uma faixa NW-SE (Figura 2) que se estende desde as cabeceiras do Rio Xingu, no estado do Pará, até a região fronteira divisa com a Venezuela, no estado de Roraima, e desde as cabeceiras do rio Uatumã, no estado do Amazonas, até as bacias dos rios Paru e Maicuru, no estado do Pará.

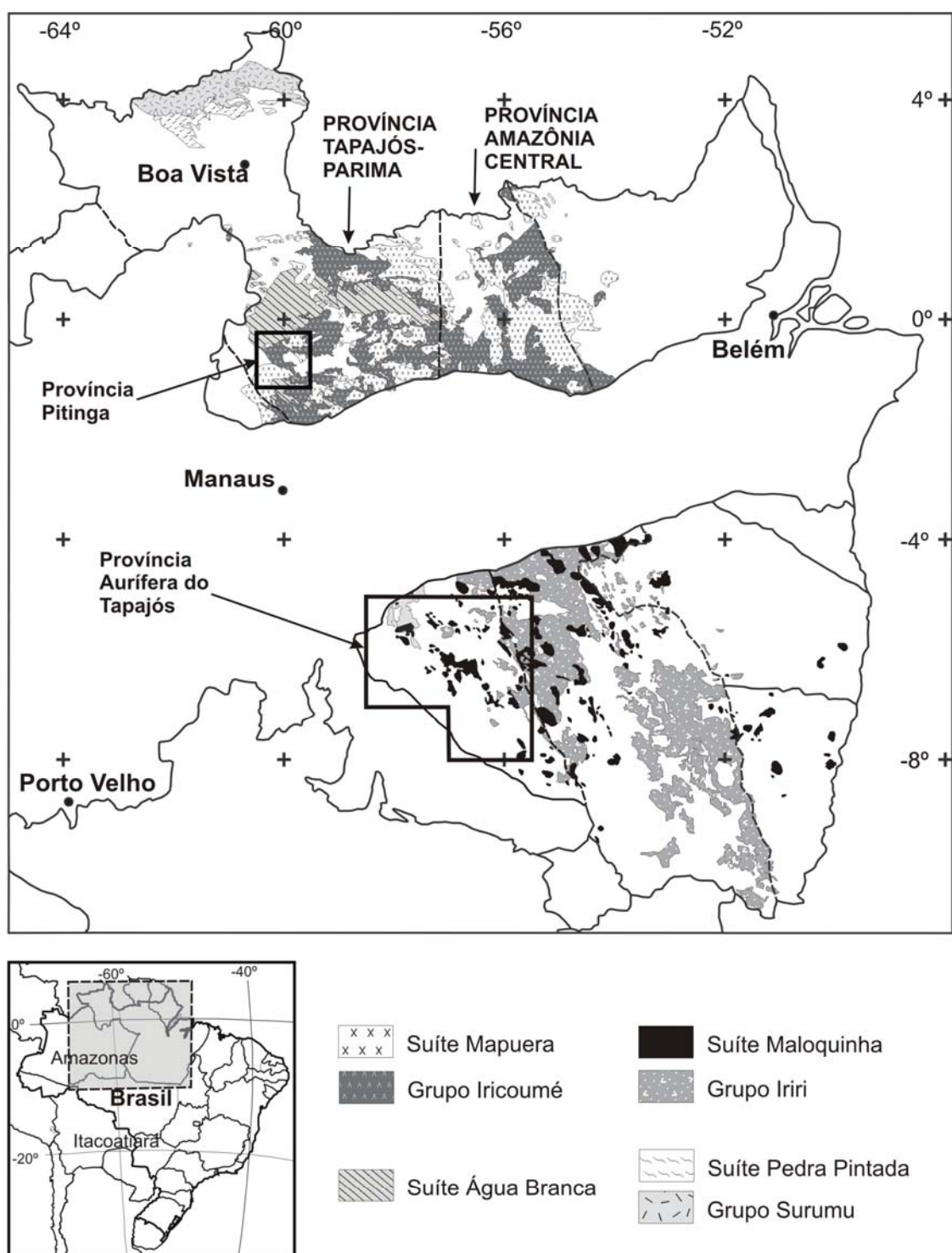


Figura 2 - Mapa de distribuição das rochas graníticas e vulcânicas paleoproterozóicas (~1,88 Ga) no cráton Amazônico. Baseado no Mapa Geológico do Amazonas (Bizzi *et al.*, 2002) e no Mapa de Províncias Tectono-geocronológicas (Santos *et al.*, 2006).

Essas associações de rochas apresentam história evolutiva similar, embora exibam características químicas e geocronológicas distintas. Concentram-se ao longo da Província Tapajós-Parima (Santos *et al.*, 2000), abrangendo os domínios Surumu, Uatumã-Anauá e Tapajós (Reis *et al.*, 2006), e Província Amazônia Central (Santos *et al.*, 2000, 2006). São representadas, no norte do estado de Roraima (domínio Surumu), pelo Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Pedra Pintada; no sul do estado de Roraima e norte do Amazonas (domínio Uatumã-Anauá) pelo Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera; e a sul da Bacia do Amazonas, envolvendo os estados do Amazonas, Pará e Mato Grosso (domínio Tapajós) pelo Grupo Iriri e Suíte Intrusiva Maloquinha. Trabalhos recentes (Lamarão *et al.*, 2002 e 2005 e Pinho, 2002) têm desvinculado do Grupo Iriri parte das manifestações vulcânicas, e da Suíte Maloquinha, parte dos maciços graníticos.

Geologia da associação vulcano-plutônica Paleoproterozóica no domínio Uatumã-Anauá – Província Pitinga: No domínio Uatumã-Anauá (Reis *et al.*, 2006), localizado na região sul-sudeste do estado de Roraima e norte-nordeste do estado do Amazonas, Almeida *et al.* (2002, 2003) reconheceram dois terrenos graníticos os quais denominaram Terreno Martins Pereira-Anauá (2.02 – 1.96 Ga), a norte, e Terreno Igarapé Azul-Água Branca (1.90 – 1.88 Ga), a sul. O Terreno Martins Pereira-Anauá reúne litologias pertencentes ao Complexo Metamórfico Anauá (associação cálcico-alcalina tipo TTG), Granito Serra Dourada (granitóides tipo-S) e Suíte Intrusiva Martins Pereira (metrgranitóides). Faria & Luzardo (2000) dissociaram do Complexo Anauá e agruparam no Complexo Jauaperi um conjunto de litologias compostas por ortognaisses, migmatitos, metagranitos e granitos além de anfíbolito e charnoquitos. O Terreno Igarapé Azul-Água Branca situa-se próximo ao limite oeste-noroeste da Província Pitinga e é formado por granitos cálcico-alcálicos que constituem duas unidades litológicas distintas, denominadas Suíte Intrusiva Igarapé Azul (Almeida *et al.*, 2002) composta por (muscovita)-biotita granitos e raros granodioritos, e Suíte Intrusiva Água Branca (Oliveira *et al.*, 1996) composta por fácies à hornblenda (dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos) e fácies à biotita (granodioritos e monzogranitos). A Suíte Intrusiva Água Branca aflora nos extremos sul e norte da Província Pitinga e faz contato com rochas vulcânicas e graníticas das unidades Iricoumé-Mapuera.

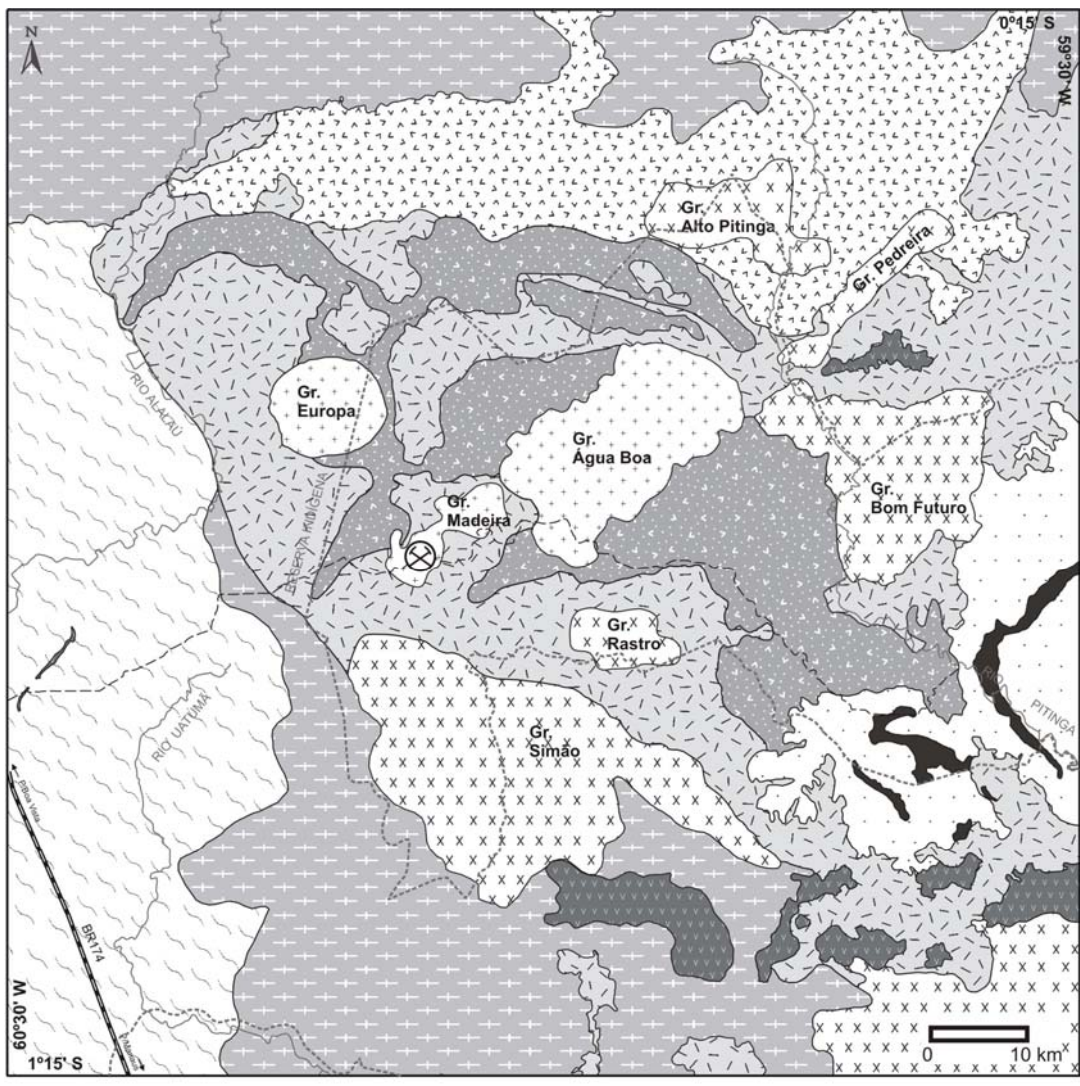
Neste contexto insere-se a Província Pitinga (Figura 3) (domínio Uatumã-Anauá), onde predominam rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitóides da Suíte Mapuera (Supergrupo Uatumã). Estas unidades apresentam características petrográficas, geoquímicas, estratigráficas e geocronológicas que sugerem seu caráter comagmático (Ferron *et al.*, submetido 1 e 2). As relações de contato entre as unidades do Supergrupo Uatumã com rochas mais antigas ainda não foram suficientemente esclarecidas, admitindo-se, no entanto, que estas sobreponham discordantemente rochas metamórficas relacionadas ao Complexo Jauaperi (Faria & Luzardo, 2000) e granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca, aflorantes respectivamente a oeste e sul-norte da Província Pitinga.

Na Província Pitinga as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé apresentam afinidade alcalina, com tendência metaluminosa a fracamente peraluminosa, são portadoras de biotita e/ou hornblenda e possuem idades Pb-Pb em zircão entre $1.881 \pm 2\text{Ma}$ a $1.897 \pm 2\text{Ma}$ (Tabela 1). Estes vulcanitos foram subdivididos nas formações Divisor, Paraíso e Ouro Preto (Ferron *et al.*, e submetido 1). A Formação Divisor inclui rochas efusivas e piroclásticas de composição intermediária, classificadas como feno-andesitos e feno-latitos, além de ignimbritos andesíticos ou latíticos fortemente soldados. A Formação Ouro Preto é constituída por rochas efusivas e hipabissais ácidas compostas por riolito, riodacito, quartzotraquito, quartzo-latito e dacito. A Formação Paraíso agrupa as rochas piroclásticas ácidas, constituídas por ignimbritos fortemente soldados e subordinadamente, brechas tufáceas e tufos relacionados a depósitos do tipo *surge*. Inclui-se nesta unidade depósitos sedimentares vulcanogênicos e ocorrências restritas de brecha peperítica, caracterizada como uma rocha mista resultante da interação entre magma básico e sedimentos vulcanogênicos originalmente ricos em água. Os granitóides associados às rochas vulcânicas têm idades Pb-Pb em zircão entre $1.875 \pm 4\text{Ma}$ e $1.888 \pm 3\text{Ma}$ (Ferron *et al.*, submetido 1 e 2), sendo compostos por sieno a monzogranitos portadores de biotita e/ou hornblenda, quimicamente metaluminosos a fracamente peraluminosos, compatíveis com granitos da associação alcalina supersaturados em sílica (Ferron *et al.*, submetido 1 e 2).

Uma segunda geração de granitos, cerca de 50 Ma mais jovens, ocorre na Província Pitinga, sendo representada por granitos alcalinos a peralcalinos metaluminosos a peraluminosos de idades entre 1,82 e 1,81 Ga, que são agrupados sob a denominação de Suíte

Madeira (Costi *et al.*, 2000). Até o momento, não foram identificadas, na Província Pitinga, rochas vulcânicas com idades próximas às da Suíte Madeira.

Nos Domínios Uatumã-Anauá e Tapajós, associados aos estágios finais das manifestações vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas, ocorrem bacias sedimentares clásticas com contribuição vulcanoclástica e intercalações de rochas piroclásticas ácidas, que são cortadas por diques e *sills* de rochas básicas (Reis *et al.*, 2006). Estas unidades vulcano-sedimentares apresentam processos deposicionais e idades semelhantes e marcam o início da estabilização do cráton Amazônico. No domínio Surumu, as rochas sedimentares do Supergrupo Roraima (Pinheiro *et al.*, 1990) estão depositadas discordantemente sobre rochas vulcânicas intermediárias do Grupo Surumu ($2.006 \pm 4\text{Ma}$ a $1.966 \pm 9\text{Ma}$ – Tabela 1), mas apresentam intercalações de tufos riolíticos, mais jovens, com idade U-Pb em zircão de $1.873 \pm 3\text{Ma}$ (Santos *et al.*, 2003) em suas porções de topo e são seccionadas por diques básicos relacionados ao magmatismo Avanavero, de idade U-Pb em baddeleyita de $1.782 \pm 3\text{Ma}$ (Santos *et al.*, 2003). No domínio Uatumã-Anauá rochas sedimentares da Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.*, 1979) são penecontemporâneas a depósitos ignimbríticos do Grupo Iricoumé desde suas porções basais (Veiga Jr. *et al.*, 1979), sendo intercaladas por tufos ácidos, possivelmente correlacionados à Formação Paraíso, em suas porções de topo (Ferron *et al.*, submetido 1 e 2). Todo este conjunto é cortado por diques e *sills* básicos da Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.*, 1979) de idade $1.780 \pm 3\text{Ma}$ (Santos *et al.*, 2002). No domínio Tapajós, as rochas sedimentares correlatas são agrupadas na Formação Buiucu (Pinheiro & Ferreira, 1999) e apresentam-se seccionadas pelo magmatismo básico alcalino do Diabásio Crepori (Pessoa *et al.*, 1977) de idade $1.780 \pm 7\text{Ma}$ (Santos *et al.*, 2002).



Legenda

- Rios
- Rodovia BR 174 Estradas
- Mina de Pitinga
- Limites de reservas indígenas e biológica

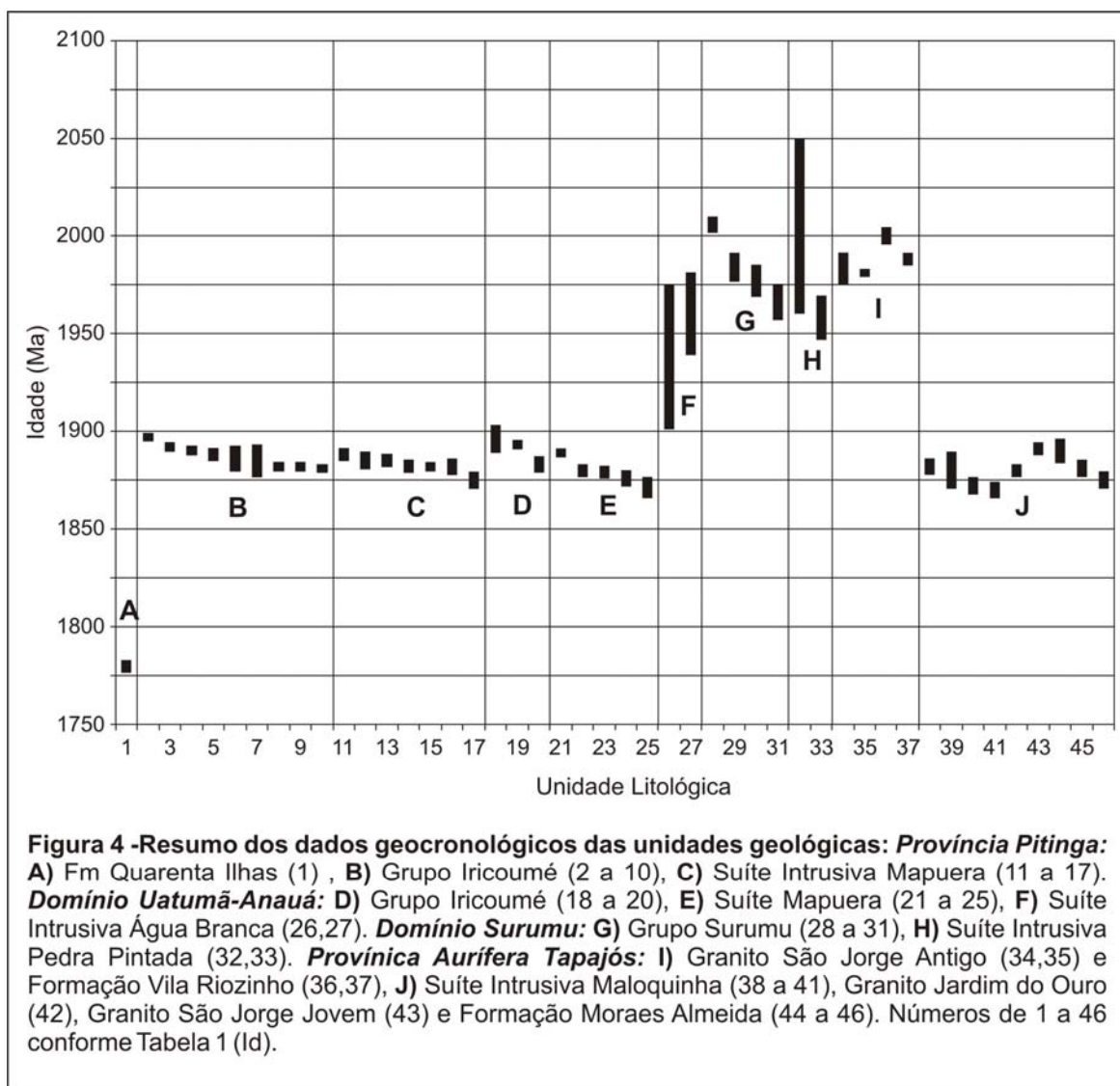
Coluna estratigráfica da Província Pitinga

PROTEROZOICO	MESO	Formação Seringa	Basaltos alcalinos, diabásios e gabros	
		Formação Quarenta Ilhas	Diabásios, olivina-diabásios toleíticos e rochas diferenciadas ácidas	
	PALEO	Supergrupo Uatumã	Suíte Madeira	Sienogranitos e feldspato alcalino granitos
			Formação Urupi	Quartzo-arenitos, arcóseos e siltitos com intercalações de rochas piroclásticas
			Suíte Mapuera	Sienogranitos a monzogranitos
			Fm. Ouro Preto	Riolitos, riolacitos e quartzo-traquitos
		Grupo Iricoumé	Fm. Paraíso	Tufos e ignimbritos ácidos
			Fm. Divisor	Andesitos e latitos porfíricos
			Suíte Intrusiva Água Branca	Monzogranitos, biotita-monzogranitos, granodioritos, biotita granodioritos e tonalitos
			Complexo Guianense	Granitóides foliados, gnaisses e milonitos derivados de rochas granitóides

Figura 3 - Mapa geológico e coluna estratigráfica da Província Pitinga

Tabela 1 – Quadro geocronológico regional

Unidade Estratigráfica	Idade	Método	Referência	Id
Província Pitinga				
Rochas Básicas (Formação Quarenta Ilhas)				
Diabásio (intrusivo na Formação Urupi)	1780 ± 3 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2002)	1
Supergrupo Uatumã (Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera)				
Grupo Iricoumé - Fm Divisor - feno-andesito	1897 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 2)	2
Grupo Iricoumé - Fm Divisor - feno-andesito	1892 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 2)	3
Grupo Iricoumé - Fm Paraíso - ignimbrito riolítico	1890 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	4
Grupo Iricoumé - riolito	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Costi <i>et al.</i> (2000)	5
Grupo Iricoumé - Fm Ouro Preto - riolito porfírico	1886 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	6
Grupo Iricoumé - Fm Ouro Preto - riolito porfírico	1885 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	7
Grupo Iricoumé - Fm Ouro Preto - riolito porfírico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	8
Grupo Iricoumé - Fm Ouro Preto - riolito porfírico	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	9
Grupo Iricoumé - Fm Ouro Preto - riolito microgranofírico	1881 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	10
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Alto Pitinga	1888 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	11
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão	1885 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	12
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Alto Pitinga	1885 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	13
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Bom Futuro	1882 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	14
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Rastro	1882 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	15
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 1)	16
Suíte Intrusiva Mapuera - Granito Simão	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Ferron <i>et al.</i> (submetido 2)	17
Domínio Uatumã - Anauá				
Grupo Iricoumé	1896 ± 7 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2002)	18
Grupo Iricoumé	1893 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Macambira <i>et al.</i> (2002)	19
Grupo Iricoumé	1883 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Valério <i>et al.</i> (2005)	20
Suíte Intrusiva Mapuera	1889 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Valerio <i>et al.</i> (2006)	21
Suíte Intrusiva Mapuera	1880 ± 3 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2002)	22
Suíte Intrusiva Mapuera	1879 ± 3 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2002)	23
Suíte Intrusiva Mapuera	1876 ± 4 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2002)	24
Suíte Intrusiva Mapuera	1871 ± 5 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2002)	25
Suíte Intrusiva Água Branca	1960 ± 21 Ma	Pb-Pb Zr	Almeida <i>et al.</i> (1997)	26
Suíte Intrusiva Água Branca	1938 ± 37 Ma	Pb-Pb Zr	Almeida <i>et al.</i> (1997)	27
Domínio Surumu				
Grupo Surumu	2006 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Costa <i>et al.</i> (2001)	28
Grupo Surumu	1984 ± 7 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos (1999) <i>in</i> Reis <i>et al.</i> (2000)	28
Grupo Surumu	1977 ± 8 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos (1999) <i>in</i> Reis <i>et al.</i> (2000)	30
Grupo Surumu	1966 ± 9 Ma	U-Pb Zr TIMS	Schobbenhaus <i>et al.</i> (1994)	31
Suíte Intrusiva Pedra Pintada	2005 ± 45 Ma	Pb-Pb Zr	Almeida <i>et al.</i> (1997)	32
Suíte Intrusiva Pedra Pintada	1958 ± 11 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos (1999) <i>in</i> Reis <i>et al.</i> (2000)	33
Domínio Tapajós				
Granito São Jorge Antigo	1983 ± 8 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	34
Granito São Jorge Antigo	1981 ± 2 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	35
Formação Vila Riozinho	2000 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	36
Formação Vila Riozinho	1988 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	37
Suíte Intrusiva Maloquinha	1882 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Klein & Vasquez, (1999)	38
Suíte Intrusiva Maloquinha	1880 ± 9 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarao <i>et al.</i> (2002)	39
Suíte Intrusiva Maloquinha	1872 ± 4 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2000)	40
Suíte Intrusiva Maloquinha	1870 ± 4 Ma	SHRIMP U-Pb	Santos <i>et al.</i> (2000)	41
Granito Jardim do Ouro	1880 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	42
Granito São Jorge Jovem	1891 ± 3 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	43
Formação Moraes Almeida	1890 ± 6 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	44
Formação Moraes Almeida	1881 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	45
Formação Moraes Almeida	1875 ± 4 Ma	Pb-Pb Zr	Lamarão <i>et al.</i> (2002)	46



Geologia da associação vulcano-plutônica Paleoproterozóica no domínio Uatumã-Anauá – sul do estado de Roraima e norte do Amazonas: A norte da Bacia do Amazonas Faria *et al.* (2000), Santos *et al.* (2002), Bizzi *et al.* (2002) e Reis *et al.* (2006) estudaram associações de rochas vulcano-plutônicas Paleoproterozóicas onde os granitóides apresentam idades de $1.871 \pm 5\text{Ma}$ a $1.889 \pm 2\text{Ma}$ (Tabela 1 e Figura 4), e as vulcânicas entre $1.883 \pm 4\text{Ma}$ e $1.896 \pm 7\text{Ma}$ (Tabela 1 e Figura 4). Essas rochas afloram desde as cabeceiras dos rios Uatumã e Jatapu, a sudeste de Roraima e nordeste do Amazonas (Domínio Uatumã-Anauá), até as bacias dos rios Paru e Maicuru a norte do estado do Pará (Domínio Erepecuru-Trombetas). Neste contexto, os vulcanitos foram reunidos no Grupo Iricoumé e os

granitóides agrupados na Suíte Intrusiva Mapuera. As unidades vulcânicas são representados por dacitos, traquidacitos, andesitos, riolitos, riodacitos, traquiandesitos e andesitos basálticos e seus equivalentes piroclásticos. Os granitóides são compostos por sienos a monzogranitos, quartzo-sienitos, monzonitos e granófiros. Essas unidades são cortadas por granitóides cálcico-alcálicos da Suíte Intrusiva Água Branca com idades entre $1.960 \pm 21\text{Ma}$ e $1.938 \pm 37\text{Ma}$ (Tabela 1 e Figura 4).

Dois conjuntos de rochas vulcânicas pertencentes ao Grupo Iricoumé foram caracterizados por Faria *et al.* (2000) na região. Um grupo é formado por rochas intermediárias, com teores de SiO_2 entre 55% e 60%, e outro com teores de SiO_2 entre 64% e 69%. Essas rochas apresentam uma afinidade geoquímica cálcico-alcálica alto-K, com caráter metaluminoso a peraluminoso. Anomalias negativas de Nb, Ti, Sr e Eu e o enriquecimento em K, Rb, Ba mais pronunciados nos termos ácidos sugerem, segundo Faria *et al.* (2000), a participação de magmas mantélicos com assinatura de subducção, com maior ou menor contribuição de material crustal, na gênese dessas rochas. Segundo esses autores, os dados petrográficos e químicos dessas rochas são compatíveis com aqueles observados nas rochas plutônicas da Suíte Intrusiva Água Branca, que representa o magmatismo tardi-orogênico do Ciclo Transamazônico. As rochas do Grupo Iricoumé desta área, representariam a fase extrusiva vinculada à evolução de arcos magmáticos.

Os granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera caracterizados por Faria *et al.* (2000) no sul do Estado de Roraima apresentam características geoquímicas e petrográficas compatíveis com granitos tipo-A de tendência metaluminosa à fracamente peraluminosa. São ricos em SiO_2 (74 a 77%) e álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} > 8\%$) com razões $\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} > 1$.

Portanto, os granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera e vulcanitos Iricoumé estudados por Faria *et al.* (2000) apresentam características químicas distintas, o que permite sugerir que, ao menos nesta região, não se tratam de associações comagmáticas.

Próximo à borda norte da Bacia do Amazonas, a sul da Província Pitinga, Valério *et al.* (2006) estudaram rochas da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, onde os vulcanitos (idade Pb-Pb em zircão de $1.883 \pm 4\text{Ma}$) são representados por riolitos, traquiandesitos e ignimbritos de caráter peraluminoso e natureza subalcálica de médio a alto-K, e os granitóides são compostos por biotita sienogranitos, intrusivos na associação vulcânica.

As rochas ígneas mais antigas do Domínio Uatumã-Anauá são os granitóides da Suíte Água Branca. São rochas metaluminosas de natureza cálcico-alcálica, que apresentam teores relativamente baixos de SiO₂, altos de Ba e baixas razões Sr/Ba e Rb/Sr. Seus padrões de ETR apresentam discreta anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETR leves.

Geologia da associação vulcano-plutônica paleoproterozóica no Domínio Surumu: Na região norte do estado de Roraima esta associação vulcano-plutônica é representada por dacitos, traquidacitos e riolitos, reunidos no Grupo Surumu (Melo *et al.*, 1978), e granodioritos, com e sem hornblenda, monzogranitos e raros tonalitos, pertencentes a Suíte Intrusiva Pedra Pintada (SIPP - Fraga *et al.*, 1996 e 1997). Ambas as unidades (Surumu-SIPP) apresentam características químicas e petrográficas similares (Fraga *et al.*, 1997 e 1999) constituindo uma associação cogenética de rochas cálcico-alcálicas metaluminosas a fracamente peraluminosas (Reis *et al.*, 2000). Apresentam concentrações elevadas de K, Rb, Ba e ETRL e baixos valores de Ti, Sr e Nb. O padrão de distribuição dos ETR caracteriza-se por anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP.

Fraga *et al.*, (1997) admitem a participação de fontes crustais e mantélicas, com assinatura de subducção, na gênese dos magmas parentais dos granitóides da SIPP. Reis & Fraga (1996) vinculam a geração do magmatismo cálcico-alcálico aos estágios finais do Evento Transamazônico.

Fraga *et al.* (1996 e 1997) sugerem a similaridade petrográfica e química entre a SIPP e granitóides da Suíte Intrusiva Água Branca. Do mesmo modo, Dall'Agnol *et al.* (1987) apontam similaridades químicas entre as vulcânicas Surumu e os granitóides da Suíte Água Branca e questionam a associação desses vulcanitos com granitóides alcálicos anorogênicos do Supergrupo Uatumã. Reis & Fraga (1996) e Reis *et al.* (1999) demonstraram a relação de comagmatismo entre o vulcanismo Surumu-Iricoumé e granitóides tipo-I Pedra Pintada-Água Branca no Estado de Roraima. As rochas vulcânicas Surumu apresentam idades U-Pb em zircão de 1.966 ±9 Ma (Schobbenhaus *et al.*, 1994), U-Pb (SHRIMP) de 1.977 ±8 Ma e 1.984 ±7 Ma (Santos, 1999 *in* Reis *et al.*, 2000) e Pb-Pb (Zr) de 2.006 ±4 Ma (Casta *et al.*, 2001). Os granitóides da SIPP apresentam idade U-Pb (SHRIMP) de 1.958 ±11 Ma (Santos, 1999 *in*

Reis *et al.*, 2000) e idade Pb-Pb em Zr de 2.005 ± 45 Ma (Almeida *et al.*, 1997). (Tabela 1 e Figura 4).

Geologia da associação vulcano-plutônica paleoproterozóica no domínio Tapajós: A sul da Bacia do Amazonas, o vulcano-plutonismo paleoproterozóico é representado principalmente por vulcanitos do Grupo Iriri e granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha, que afloram desde o médio curso do rio Tapajós até a bacia do rio Xingu. Com o avanço do conhecimento geológico da região, as seqüências vulcânicas e os granitóides anteriormente reunidas no Supergrupo Uatumã vem sendo individualizadas em unidades geoquimicamente e geocronologicamente distintas (Lamarão *et al.*, 2002 e 2005 e Pinho, 2002).

Santos *et al.* (2004) reconhecem dois grupos de rochas paleoproterozóicas no Domínio Tapajós (Província Tapajós-Parima), ambos compostos predominantemente por granitóides, além de vulcanitos e sedimentares subordinadas. O primeiro grupo formado entre 2.050 e 1.880 Ma durante as orogêneses Mundurucus (2.040-1.957 Ma) e Tropas (1.907-1.877 Ma) gerou as suítes graníticas cálcico-alcálicas Cuiú-Cuiú, Jamanxim, Creporizão, Tropas e Parauari, relacionadas aos arcos magmáticos Cuiú-Cuiú (2.040-1.998 Ma), Cumaru (2.001-1.986 Ma), Creporizão (1.980-1.957 Ma), Tropas (1.907-1.886 Ma) e Parauari (1.885-1.877 Ma). O segundo grupo de idade entre 1.870 e 1.760 Ma, reúne as suítes graníticas alcálicas Maloquinha e Teles Pires, que possuem características pós-orogênicas ou anorogênicas. Esses autores propõem que sejam mantidos no Grupo Iriri somente as rochas vulcânicas e piroclásticas ácidas a intermediárias com características pós-orogênicas, cálcico-alcálicas, temporal e espacialmente associadas com os granitóides da Suíte Intrusiva Maloquinha (1.870 Ma).

Klein *et al.* (2001) propõe na Província Tapajós a subdivisão do Grupo Iriri (Andrade *et al.*, 1978) em Formação Salustiano, constituída por riolitos e dacitos; Formação Aruri, composta por rochas piroclásticas ácidas (tufos ácidos, brechas vulcânicas, ignimbritos e rochas epiclásticas) de composição riolítica a dacítica; e Formação Bom Jardim, que reúne as rochas vulcânicas intermediárias, compostas por andesitos, andesitos basálticos, traquiandesitos e latitos. Segundo esses autores, tanto as lavas (Fm Salustiano) como as piroclásticas (Fm Aruri) apresentam afinidade geoquímica cálcico-alcálica, que evoluem para

termos de alcalinos a peralcalino, enquanto as rochas intermediárias (Fm Bom Jardim) apresentam natureza cálcico-alcalina, alto-K e caráter metaluminoso. As unidades graníticas (Suíte Intrusiva Maloquinha) apresentam características químicas que apontam similaridade com os granitóides intraplaca do tipo-A, de ambiente pós-colisional, relacionados a áreas orogênicas em processo de estabilização (Brito *et al.*, 1997). São representadas predominantemente por fácies à biotita (sienogranitos, monzogranitos e raros ortoclásio granitos) e secundariamente por fácies a anfibólio (anfibólio-biotita sienogranito, biotita-anfibólio micromonzogranito granofírico e micromonzogranito porfírico).

As rochas graníticas da Suíte Intrusiva Maloquinha apresentam idades SHIRIMP (U-Pb) de $1.870 \pm 4\text{Ma}$ e $1872 \pm 4\text{Ma}$ (Santos *et al.*, 2000) e Pb-Pb em Zr de $1.880 \pm 9\text{Ma}$ (Lamarão *et al.*, 2002) e $1.882 \pm 4\text{Ma}$ (Vasquez *et al.*, 1999). Os Granitos São Jorge Jovem e Jardim do Ouro apresentam idades Pb-Pb (Zr) respectivamente de $1.891 \pm 3\text{Ma}$ e $1.883 \pm 4\text{Ma}$ (Lamarão *et al.*, 2002). Rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida apresentam idades Pb-Pb (Zr) de $1.875 \pm 4\text{Ma}$, $1.881 \pm 4\text{Ma}$ e $1.890 \pm 6\text{Ma}$ (Lamarão *et al.*, 2002). Na região de Vila Riozinho, Lamarão *et al.* (2002) apresentou idades Pb-Pb (Zr) de $1.988 \pm 3\text{Ma}$ e $2.000 \pm 4\text{Ma}$ para as rochas vulcânicas da Fm Vila Riozinho e $1.981 \pm 2\text{Ma}$ e $1.983 \pm 8\text{Ma}$ para o Granito São Jorge Antigo (Tabela 1 e Figura 4).

Na região de Vila Riozinho (Província Tapajós), no estado do Pará, Lamarão *et al.* (2002 e 2005) identificaram dois períodos de intensa atividade ígnea Paleoproterozóica, responsáveis por processos acrescionários de formação de crosta continental a 2.00 Ga, seguido por um evento tafrogênico intracontinental que durou até o Mesoproterozóico (1.88 Ga), gerando na região duas seqüências vulcano-plutônicas geocronológica e geoquimicamente distintas. Essas seqüências foram denominadas de: (a) Formação Vila Riozinho (2.00-1.98 Ga), composta por andesitos basáltico, traquiandesitos basáltico e traquitos, além de riolito e piroclásticas associadas, à qual se associa o granito São Jorge Antigo; (b) Formação Moraes Almeida (1.89-1.88 Ga), composta por riolitos, traquitos e ignimbritos, à qual se associam os granitos São Jorge Jovem, Jardim do Ouro e Maloquinha. Somente a Formação Moraes Almeida foi relacionada, por esses autores, ao Grupo Iriri do Supergrupo Uatumã.

Geoquimicamente, segundo Lamarão *et al.* (2002 e 2005), a Formação Vila Riozinho e os granitos São Jorge e Jardim do Ouro apresentam afinidade cálcico-alcalina e caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso. Estas características geoquímicas são ressaltadas pelo empobrecimento em Nb, P, e Ti e, em menor proporção, Sr e Ba. A Formação Moraes Almeida e os granitos da Suíte Maloquinha são peraluminosos a fracamente metaluminosos, de afinidade alcalina. Apresentam forte anomalia negativa em Ba, Nb, Sr, P e Ti. O padrão de ETR de amostras da Suíte Maloquinha e da Formação Moraes Almeida é caracterizado por forte anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETR total, quando comparados aos dos granitos São Jorge e aos das rochas vulcânicas da Formação Vila Riozinho.

GEOQUÍMICA

As associações de rochas vulcânicas e plutônicas consideradas neste estudo foram agrupadas em dois conjuntos (Grupo 1 e Grupo 2), ambos com características geoquímicas e idades distintas, sugerindo que as suítes que os compõem tenham se formado em ambientes tectônicos similares entre si. O **Grupo 1** é representado pelo Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera da Província Pitinga (Ferron *et al.*, submetido 1 e 2), pela Suíte Intrusiva Mapuera do sul de Roraima (Faria *et al.*, 2000), pela Formação Moraes Almeida e Granitos São Jorge Jovem, Maloquinha e Jardim do Ouro da Província Tapajós (Lamarão *et al.*, 2000 e 2005). O **Grupo 2** é composto pelo Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Pedra Pintada no norte de Roraima (Fraga *et al.*, 1999), pelo Grupo Iricoumé do sul de Roraima (Faria *et al.*, 2000) e Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo na Província Tapajós (Lamarão *et al.*, 2000 e 2005).

No presente trabalho, o diagrama TAS, originalmente proposto para a classificação de rochas vulcânicas (Le Maitre, 2002), foi também aplicado para as rochas plutônicas adotando-se os critérios de Middlemost (1994). Nas associações do Grupo 1 os teores de SiO₂ são mais elevados e com variação mais restrita, variando de 64,2% a 79,9%, enquanto no Grupo 2 esses teores variam de 54,1% a 76%. Observa-se um enriquecimento relativo em Fe nas associações do Grupo 1, onde as razões médias de FeO_T/(FeO_T+MgO) variam de 0,84 a 0,93, enquanto no Grupo 2 essas razões variam de 0,74 a 0,81.

No diagrama TAS (Figura 5 A), as amostras do Grupo 1 situam-se nos campos de riolitos e traquidacitos da série alcalina (Le Maitre, 2002). As amostras do Grupo 2 apresentam maior variação composicional e no diagrama TAS (Figura 5 B) ocupam campos das rochas das séries subalcalina e alcalina, apresentando composições desde andesito basáltico até riolitos e traquidacitos. O conjunto definido pela Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo apresenta leve tendência alcalina, enquanto as demais unidades (Surumu, Pedra Pintada e Iricoumé) apresentam características intermediárias entre subalcalina e alcalina.

Ambos os grupos apresentam composições metaluminosas a peraluminosas, sendo que a menor relação álcalis/alumina está presente no Grupo 2 (Figuras 6 A e B). A relação álcalis/alumina, expressa pelo índice agpáitico, varia no primeiro grupo de 0,83 a 0,89, enquanto no segundo grupo esse índice varia de 0,55 a 0,76.

As rochas dos Grupos 1 e 2 apresentam padrões similares de distribuição dos elementos-traço e ETR (Figuras 7 A e B e 8 A e B). O Grupo 1 é caracterizado por fortes anomalias negativas em Nb, Sr, Eu, P e Ti, e enriquecimento em ETR, Y, Rb, Th e K. Neste grupo os valores médios de Eu/Eu^* variam de 0,34 a 0,56 e a razão média La_N/Yb_N entre 9,33 e 57,46. No Grupo 2 as razões médias Eu/Eu^* variam de 0,68 a 0,77, a razão média La_N/Yb_N entre 13,89 e 36,20, e as anomalias negativas de Sr, Eu, P e Ti se mantêm, porém de forma mais discreta.

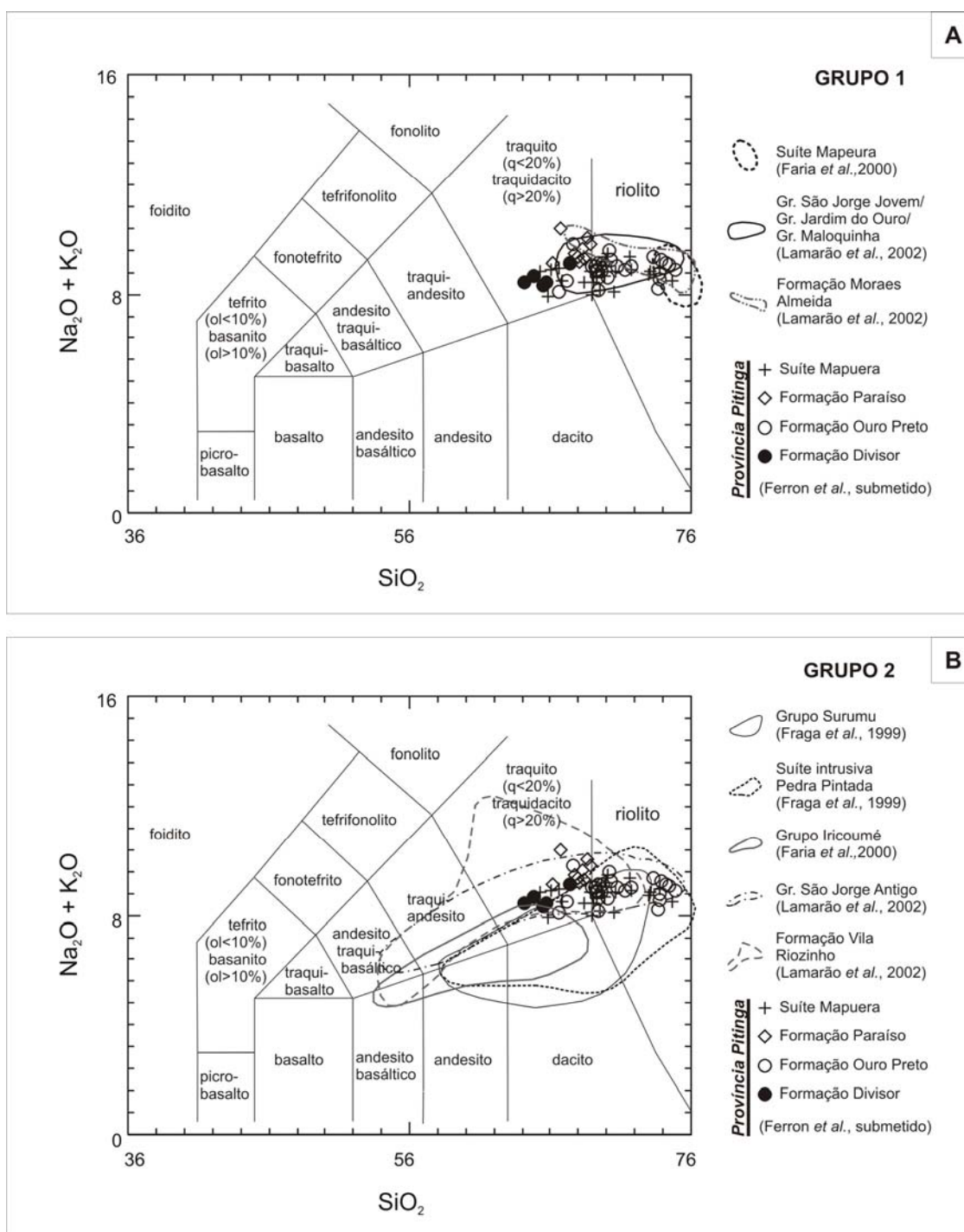


Figura 5 TAS (Le Maitre, 2002). A= Associações do Grupo 1 e B= Associações do Grupo 2

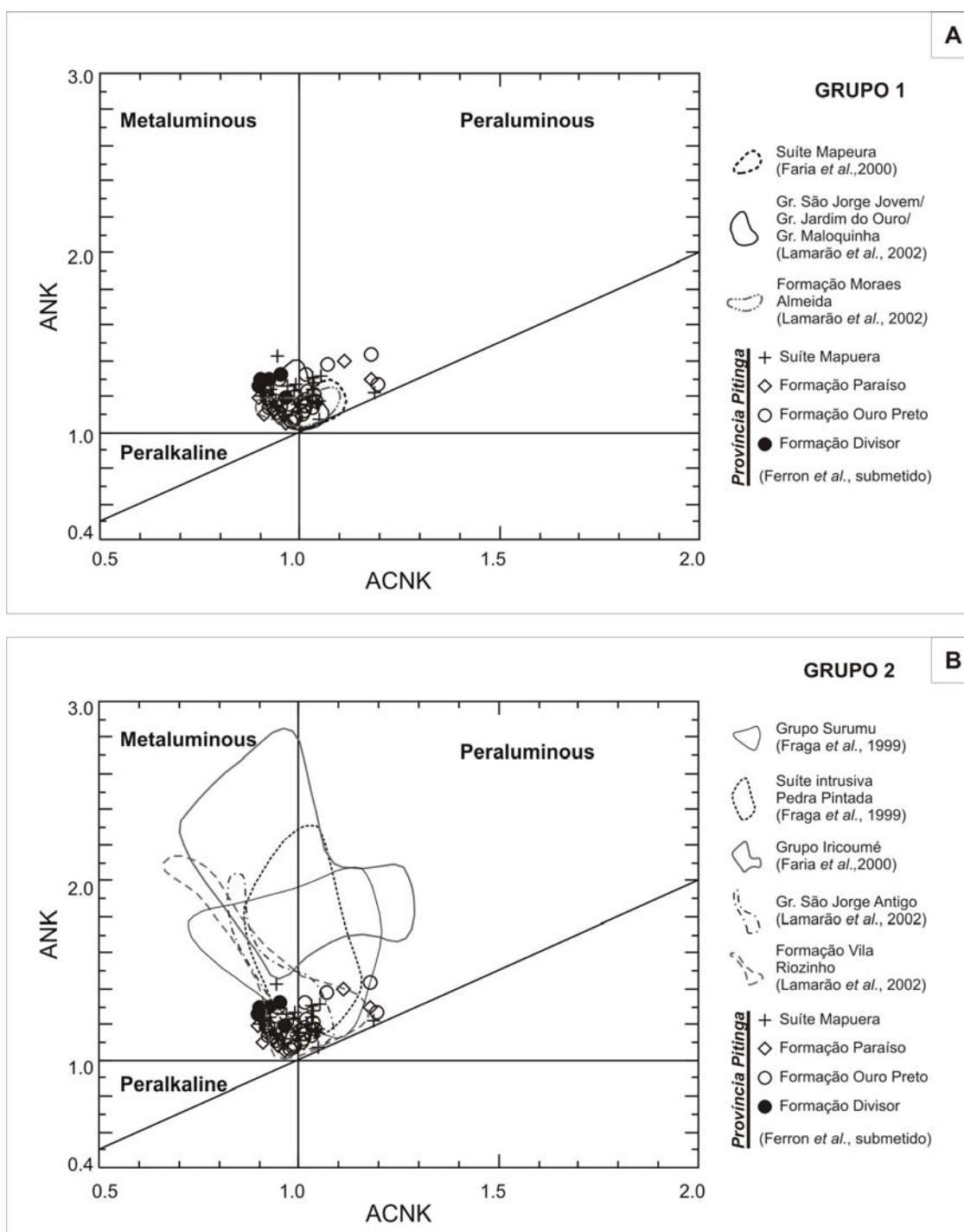


Figura 6 Diagrama de Maniar & Piccoli (1989). A= Associações do Grupo 1 e B= Associações do Grupo 2

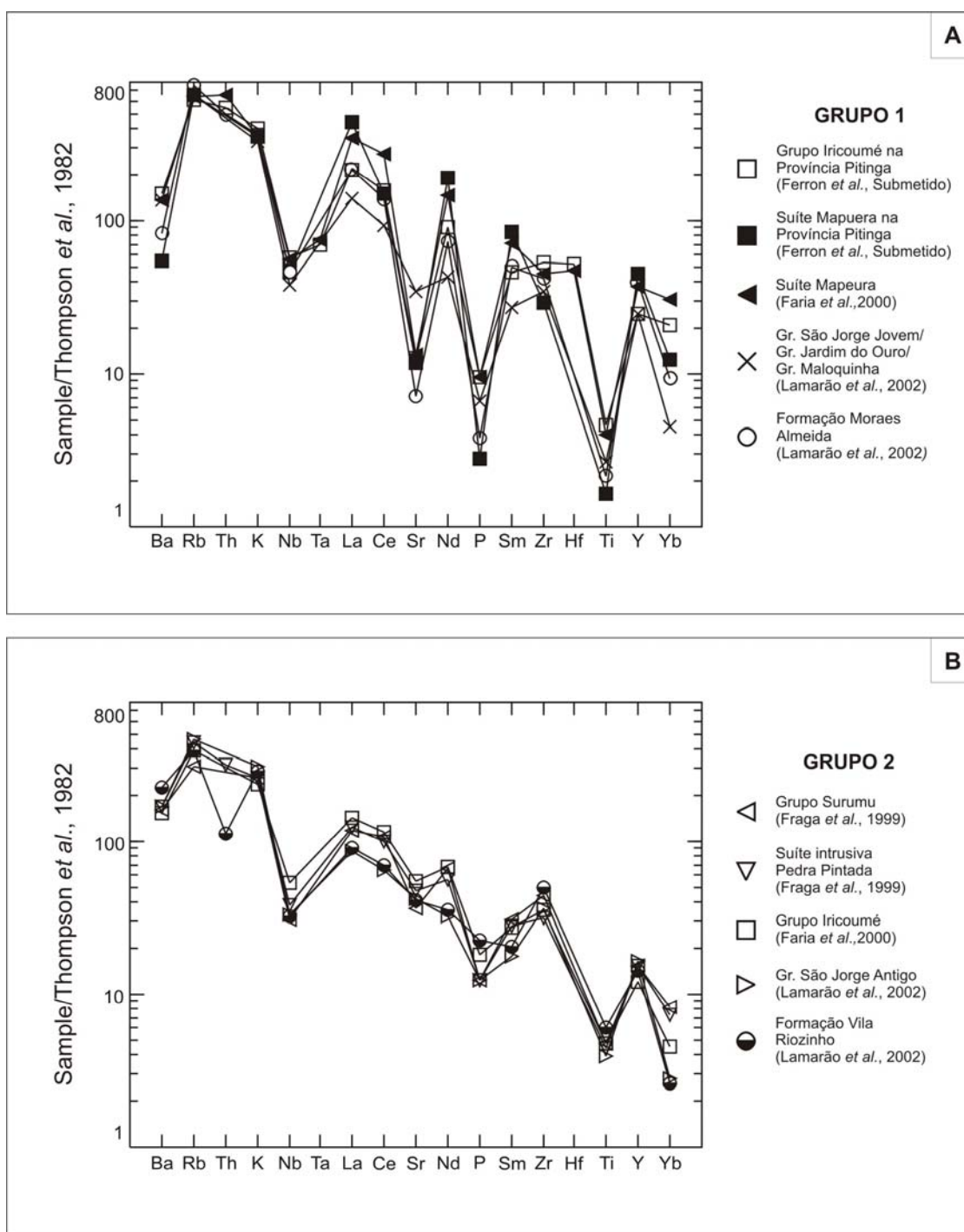


Figura 7 Diagramas multi-elementos, normalizados ao manto primitivo (Thompson, 1982). A= Associações do Grupo 1 e B= Associações do Grupo 2

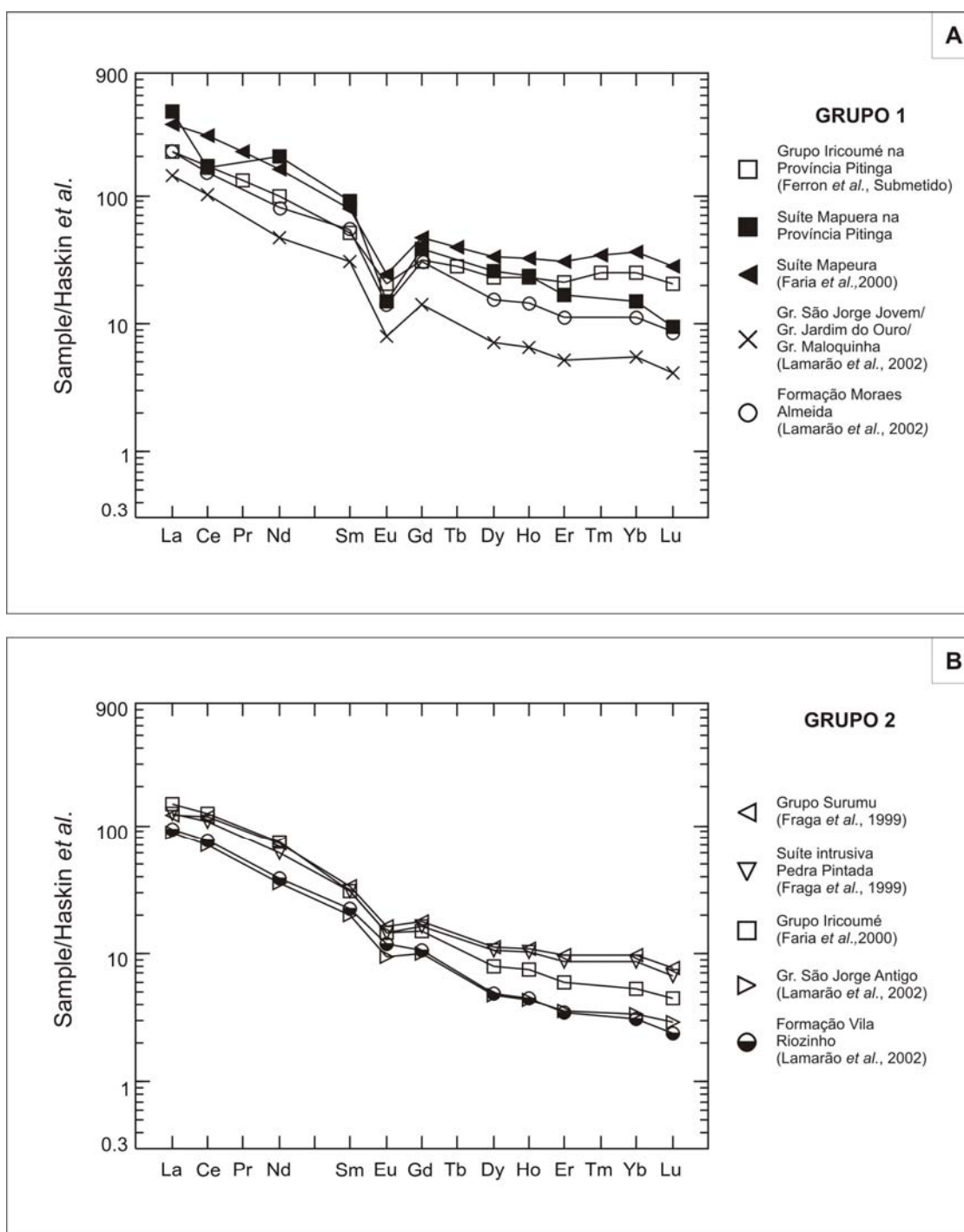


Figura 8 Diagrama de ETR normalizado ao condrito (Haskin *et al.* 1968). A= Associações do Grupo 1 e B= Associações do Grupo 2

O enriquecimento em elementos incompatíveis de alto potencial iônico (Zr, Nb, Y e ETR) é mais pronunciado nas associações do Grupo 1, observando-se maior compatibilidade com os campos definidos por Whalen *et al.* (1987) para granitos tipo-A (Figura 9 A) ou, de acordo com Eby (1992), afinidade com magmas tipo-A2, freqüentes em ambiente pós-colisional (Figura 10). O viés estabelecido por parte das amostras para o campo dos granitos félsicos fracionados e granitos não fracionados tipo-I deve-se principalmente a parte das amostras dos Granitos São Jorge Jovem, Maloquinha e Jardim do Ouro. No entanto, a maior parte dessas amostras, bem como a sua composição média, situa-se no campo dos granitos alcalinos. Nas associações do Grupo 2, cerca de dois terços das amostras consideradas posicionam-se no campo dos granitos alcalinos no diagrama de Whalen *et al.* (1987), (Figura 9 B) mostrando a forte tendência alcalina observada até mesmo nas associações menos evoluídas.

No diagrama de Brown (1981) as associações do Grupo 1 situam-se, predominantemente no campo definido por Nardi (1991) para granitóides metaluminosos de associações alcalinas (Figura 11 A) e sobrepõem-se ao *trend* definido pelo arco continental da Nova Guiné. No mesmo diagrama (Figura 11 B) as associações do Grupo 2 posicionam-se principalmente no campo das associações cálcico-alcalinas, onde as unidades Surumu-Pedra Pintada e Iricomé recobrem parcialmente o *trend* definido pelo batólito cálcico-alcalino de Sierra Nevada (Brown, 1981), enquanto as rochas da Província Tapajós desviam-se em direção aos campos definidos por arcos de maior maturidade.

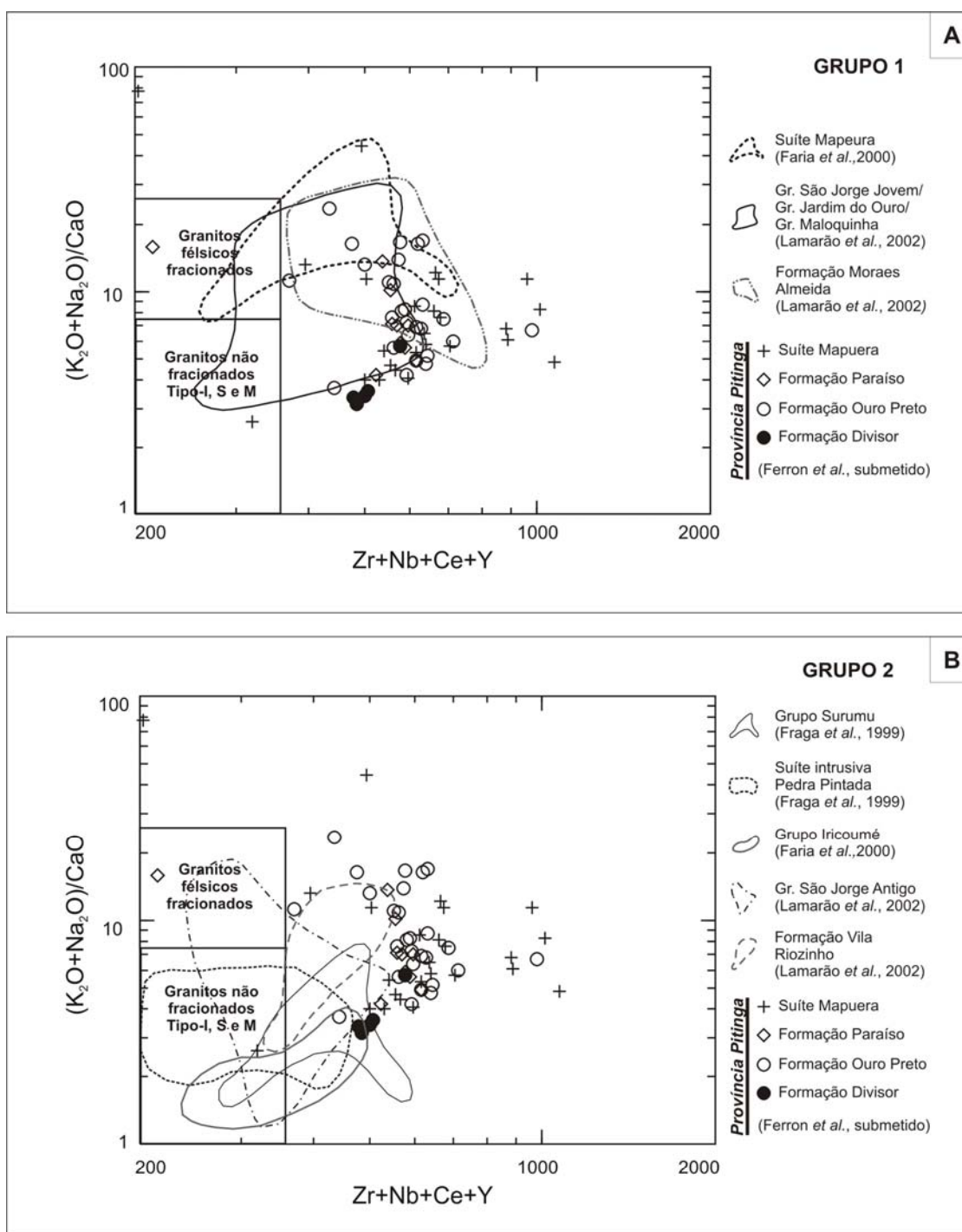


Figura 9 Diagramas discriminatórios de granitos tipo-A (Whalen *et al.* 1987). A= Associações do Grupo 1 e B= Associações do Grupo 2

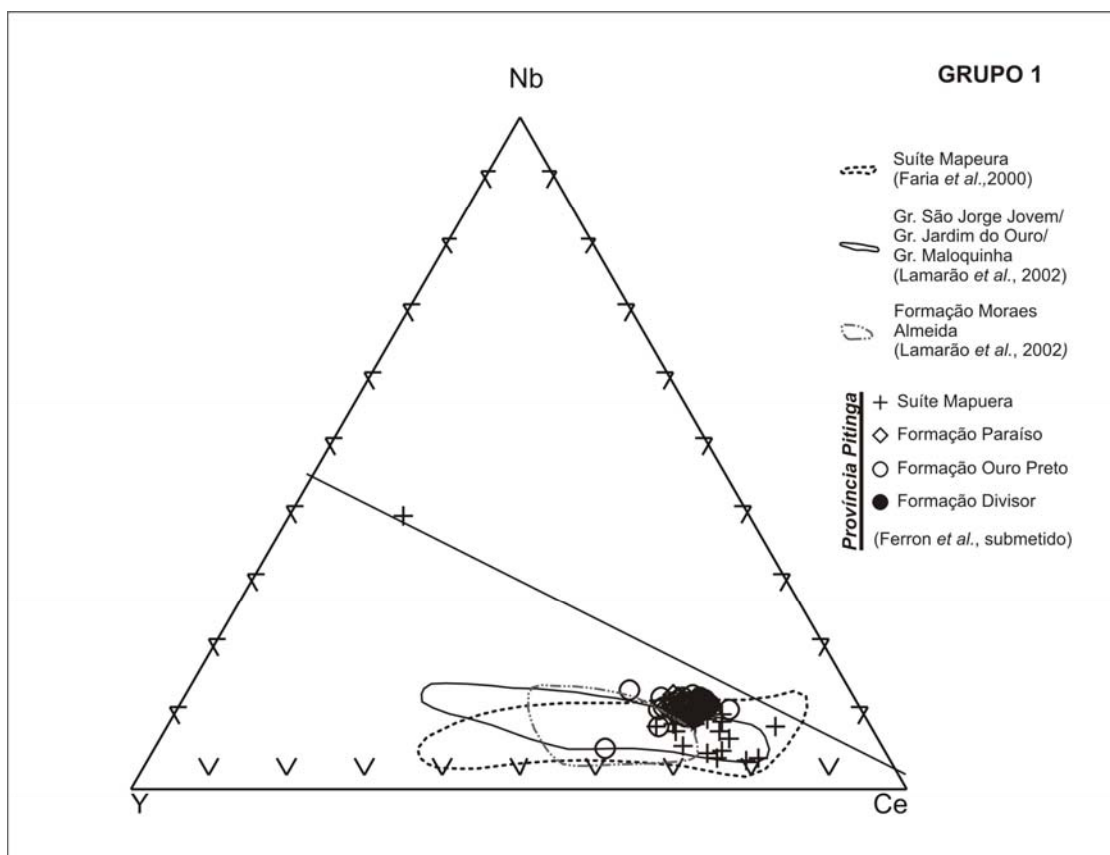


Figura 10 Diagrama discriminatório de granitos tipo-A, conforme Eby (1992), para associações de rochas do Grupo 1

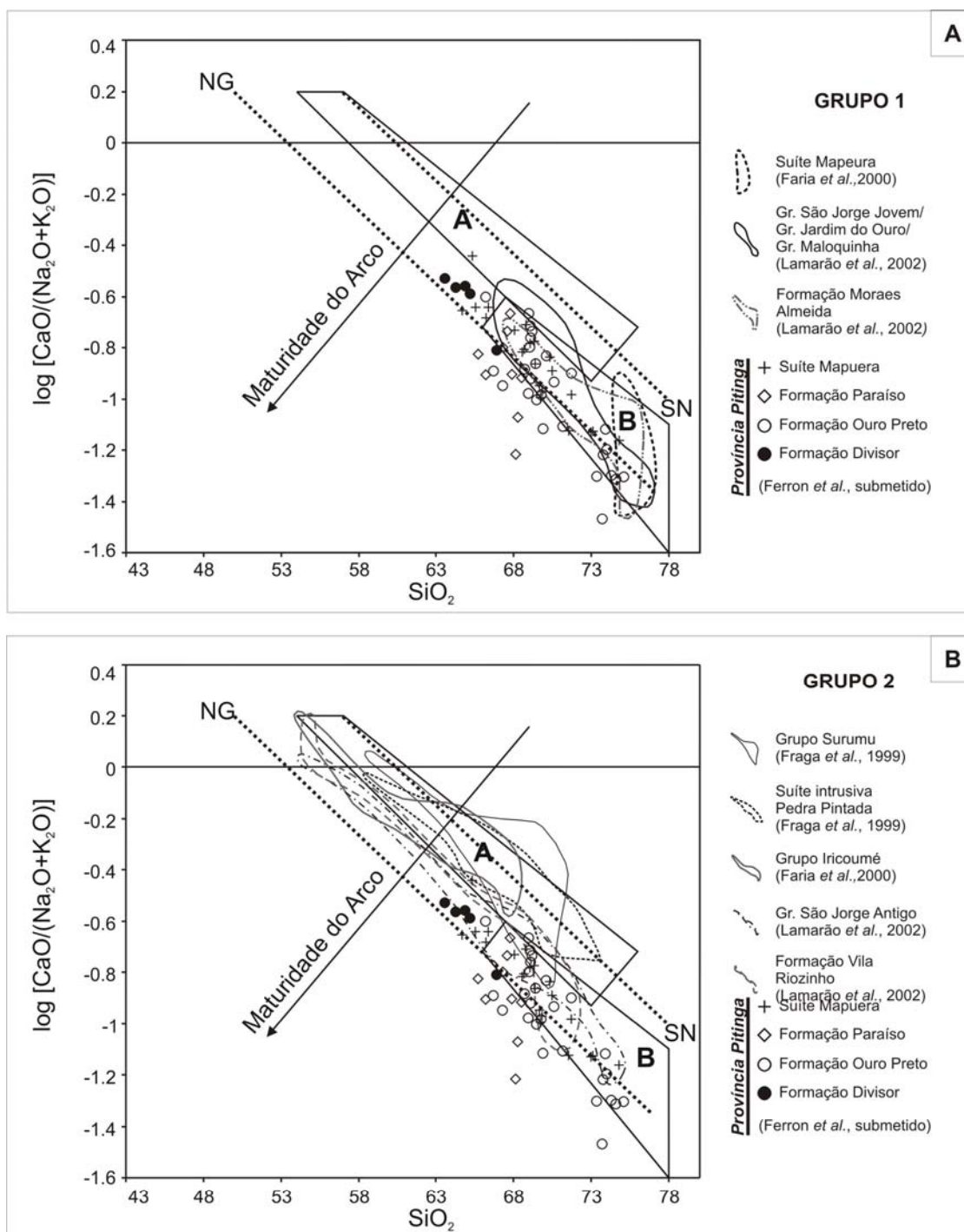


Figura 11 A e B Diagrama de cálcio alcalinidade de Brown (1981) para rochas das Associações do Grupo 1 e 2 respectivamente. A: rochas cálcico-alcálicas; B: granitóides metaluminosos de associações alcalinas (Nardi, 1991); SN: Trend Sierra Nevada; NG: Trend Nova Guiné

No diagrama discriminante de ambientes tectônicos de Pearce (1996), as amostras do Grupo 1 (Figura 12 A) mostram comportamento geoquímico similar ao apresentado por granitos intra-placa e granitos de arcos vulcânicos daquele autor. As amostras das associações do Grupo 2 (Figura 12 B) são geoquimicamente semelhantes aos granitos de arcos vulcânicos. Amostras de ambos os grupos ocupam o campo dos granitos pós-colisionais de Pearce (1996). Ainda segundo Pearce (1996), rochas associadas a ambientes pós-colisionais podem apresentar características geoquímicas indicativas de que sua formação foi controlada por processos petrogenéticos relacionados tanto a ambientes de arcos magmáticos maduros como a ambientes intra-placa. Além disso, as interações profundas entre magmas derivados de fontes mantélicas e crustais, tendem a mover as composições resultantes para o campo ocupado por rochas granitóides originadas em ambientes de arcos vulcânicos no diagrama Rb vs (Y+Nb) (Pearce, 1996; Figura 12). Utilizando-se estes argumentos pode-se sugerir que as rochas do Grupo 2 evoluíram em um ambiente tectônico similar ao definido por Pearce (1996) para rochas pós-colisionais ou de arco maduro, enquanto as amostras do Grupo 1 invadem o campo dos granitóides intraplaca, sugerindo que suas fontes mostram menores efeitos do metasomatismo associado a subducção litosférica.

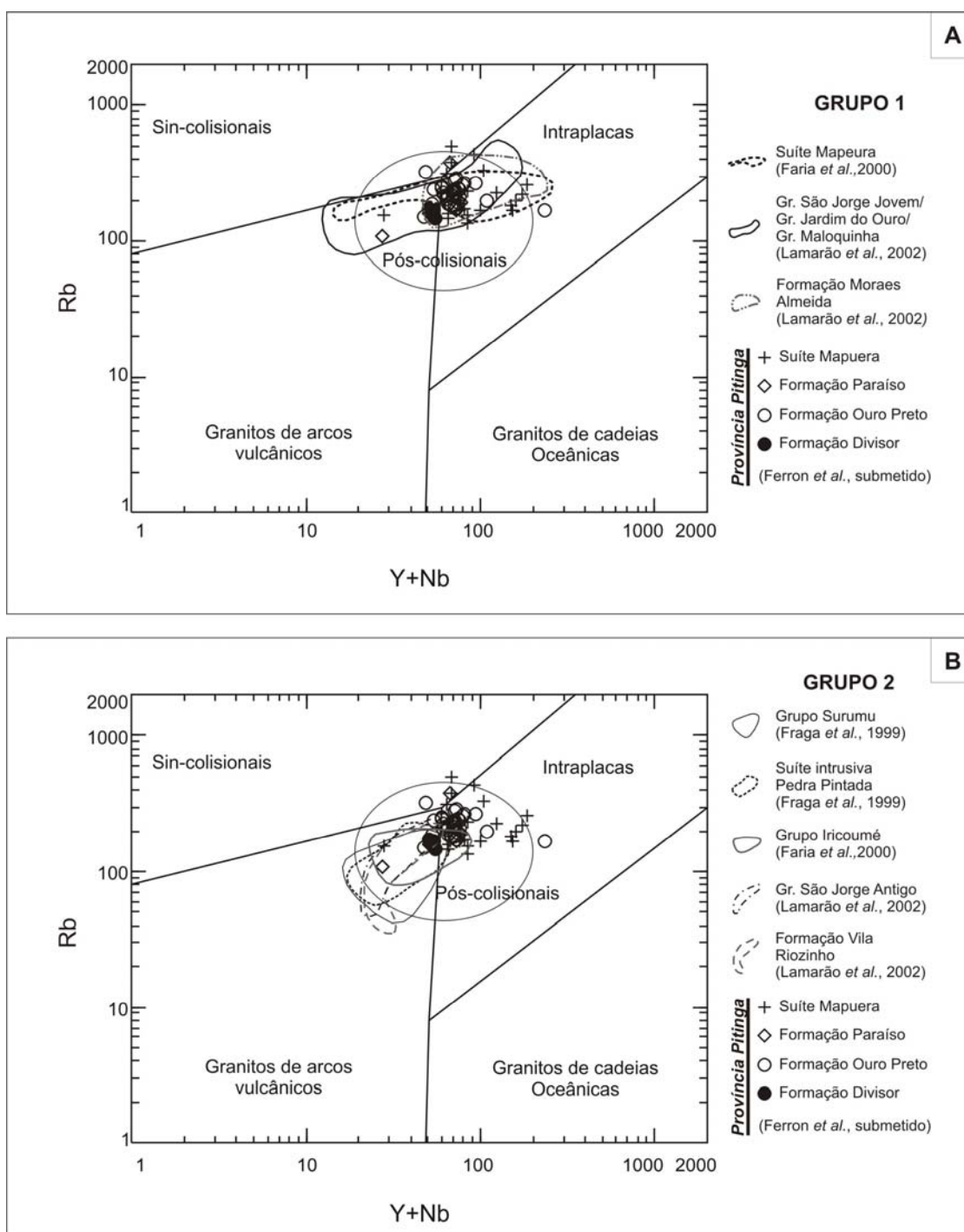


Figura 12 Diagrama Rb vs (Y+Yb) de Pearce (1996). A= Associações do Grupo 1 e B= Associações do Grupo 2

DISCUSSÕES

As unidades graníticas e vulcânicas Paleoproterozóicas ocorrem de forma descontínua em uma faixa de direção NW-SE, com extensão de aproximadamente 1900 km e largura de 650 km, abrangendo as Províncias Tapajós-Parima e Amazônia Central (Santos *et al.*, 2000 e 2006). No setor setentrional dessas Províncias, a norte da Bacia Amazônica, onde as associações vulcano-plutônicas correspondem às unidades Iricoumé-Mapuera e Surumu-Pedra Pintada, predominam maciços graníticos. Na porção meridional dessas Províncias, a sul da Bacia Amazônica, predominam rochas vulcânicas atribuídas ao Grupo Iriri, enquanto as intrusivas graníticas, agrupadas principalmente na Suíte Intrusiva Maloquinha, são subordinadas em volume (Figura 2). Essa distribuição desigual sugere variação na intensidade dos processos geradores dessas rochas, o que estaria de acordo com o caráter progressivo e episódico da deformação descrito por Santos *et al.* (1999) e Klein *et al.* (2001) para a Província Tapajós, o que pode ser aplicável para toda a extensão da Província Tapajós-Parima.

A tectônica atuante durante a fase orogênica da Província Tapajós, no Paleoproterozóico (2,1 a 1,96 Ga) gerou, segundo Klein *et al.* (2001), um sistema de falhas que faria parte de um binário transcorrente sinistral maior, resultante da aplicação de esforços compressivos. A progressão desse sistema transcorrente resultaria na implantação de um regime extensional, ainda em condições pós-orogênicas, adquirindo características anorogênicas entre 1,90 e 1,78 Ga. As formas alongadas ou elipsoidais apresentadas por *plutons* das Suítes Maloquinha e Mapuera sugerem relação espacial e temporal da estruturação dessas unidades com o *trend* estrutural geral da Província Tapajós-Parima, que é NW-SE.

Na Província Pitinga, as rochas graníticas da Suíte Mapuera são intrusivas em rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e ambas associações apresentam relações de contato direto ou tectônico com granitóides cálcico-alcálicos metaluminosos da Suíte Intrusiva Água Branca (tipo-I), de grande extensão nos extremos norte e sul da Província Pitinga.

A associação Iricoumé-Mapuera na província Pitinga é interpretada como formada durante um mesmo evento vulcano-plutônico, sendo suas rochas, portanto, consideradas comagmáticas. Esta hipótese é apoiada pelas características petrográficas, geoquímicas,

relações de contato e geocronológicas descritas por Ferron *et al.* (submetido 1 e 2). O expressivo volume de rochas vulcânicas, a ausência de deformação dúctil, a formação contemporânea de bacias vulcano-sedimentares e a associação com ambientes de caldeira indicam o caráter extensional do ambiente geológico da Província Pitinga.

Na região sul de Roraima, a norte da Província Pitinga, os dados geoquímicos das associações de rochas vulcânicas e graníticas estudadas por Fraga *et al.* (2000), com idades entre 1.896 Ma e 1.883 Ma e 1.889 e 1.871 Ma (Tabela 1 e Figura 4), atribuídas pelos autores respectivamente ao Grupo Iricoumé e à Suíte Intrusiva Mapuera, mostram que apesar das idades dessas unidades serem similares às das rochas Iricoumé-Mapuera da Província Pitinga (1875-1888 Ma), apenas as rochas graníticas podem ser correlacionadas entre si. Nestas, o enriquecimento em Zr, Ce e Y, e as anomalias negativas de Ti, Sr e Ba, aliados às demais características petrográficas, são características semelhantes às desenvolvidas por rochas graníticas do tipo-A (Grupo 1). As características geoquímicas das rochas vulcânicas da região sul de Roraima sugerem uma afinidade cálcico-alcalina alto-K (Grupo 2).

Na porção sul da Província Pitinga, de acordo com Valério *et al.* (2005 e 2006) são mantidas as características químicas, petrográficas e geocronológicas da associação vulcano-plutônica, ampliando para sul a área de ocorrência de rochas do Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera com características semelhantes às rochas do Grupo 1 que ocorrem na Província Pitinga.

Na região norte de Roraima, no Domínio Surumu, Fraga *et al.* (1999) enfatizaram a cogeneticidade entre as rochas vulcânicas do Grupo Surumu e granitóides da Suíte Pedra Pintada (SIPP). Apesar das semelhanças apresentadas na variação de elementos menores, traços e padrão de ETR dessas unidades com as unidades vulcano-plutônicas da Província Pitinga, observa-se que as rochas do domínio Surumu apresentam clara afinidade cálcico-alcalina (Grupo 2) enquanto as da Província Pitinga possuem afinidade alcalina (Grupo 1). As idades entre 2.006 e 1.966 Ma, obtidas para as vulcânicas do Grupo Surumu e entre 2.005 Ma a 1.958 Ma para os granitóides da SIPP, são cerca de 90 Ma mais antigas do que as idades obtidas para as rochas vulcânicas e graníticas Iricoumé-Mapuera da Província Pitinga, que situam-se entre 1,875 e 1,897 Ga (Tabela 1 e Figura 4). Adicionalmente, Reis & Fraga

(1996) e Reis *et al.* (1999) demonstraram a relação de comagmatismo entre o vulcanismo Surumu-Iricoumé e granitóides tipo-I Pedra Pintada-Água Branca no Estado de Roraima.

O magmatismo Uatumã (Grupo Iricoumé e Suíte Intrusiva Mapuera) é representado, na Província Pitinga, por rochas de quimismo alcalino potássico Ferron *et al.* (submetido 2). Feições indicativas de coexistência de líquidos básicos e ácidos alcalinos foram constatadas na Província Pitinga, sugerindo que processos de mistura heterogêneas e homogêneas de magmas estiveram envolvidos na gênese destas rochas (Ferron *et al.*, submetido 2). A coexistência de magmas básicos e ácidos é observada em várias associações graníticas alcalinas do mundo (Taylor *et al.*, 1980; Bonin, 1988; Nardi, 1984, Nardi, 1991), sendo os líquidos básicos interpretados como magma parental, ou como fonte de calor para os processos de fusão parcial de material crustal.

Na Província Pitinga granitóides cálcico-alcalinos pertencentes a Suíte Intrusiva Água Branca ocorrem nos extremos norte e sul da província, fazendo contatos com rochas da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera. Essas rochas graníticas cálcico-alcalinas, tipo-I, associam-se a rochas graníticas tipo-S e formam o Terreno Igarapé Azul-Água Branca (Almeida *et al.*, 2002). Associações entre granitóides cálcico-alcalinos alto-K, tipo I e S, com rochas vulcano-plutônicas tipo-A, foram também discutidas por Brown (1981), que constatou um *trend* evolutivo do magmatismo, que varia no espaço e no tempo, onde a maturidade de arcos magmáticos é acompanhada pela geração de granitóides mais alcalinos e com mais alta sílica. De acordo com este modelo os magmas cálcico-alcalinos, originados em arcos magmáticos mais evoluídos, tendem a apresentar razões Fe/Mg próximas a 1, contrastando com valores mais elevados que caracterizam suítes alcalinas relacionadas a zonas de distensão crustal. As associações do Grupo 1 apresentam razões Fe/Mg superiores a 1, variando desde 1,3 nas associações da Província Tapajós até 4,7 nas rochas da Província Pitinga. Nas rochas do Grupo 2 as razões Fe/Mg são sempre inferiores a 1, situando-se entre 0,40 e 0,95.

Considera-se, portanto, que as rochas cálcico-alcalinas representadas pela Suíte Água Branca são equivalentes aos granitóides cálcico-alcalinos da Suíte Parauari, no Domínio Tapajós, que são correlacionados ao Arco Continental Parauari (Santos *et al.*, 2004). Esta hipótese é coerente com a proposta de Silvester (1989) que posiciona granitos pós-colisionais

como posteriores em cerca de 75 Ma a eventos compressoriais relacionados à colisões. A sucessão temporal de granitóides cálcico-alcalinos baixo-K a cálcico-alcalinos alto-K e granitóides alcalinos é, segundo Barbarin *et al.* (1999), produzida pela transição do magmatismo relacionado a subducção até o magmatismo intra-placa.

EVOLUÇÃO DO MAGMATISMO PALEOPROTEROZÓICO DA PROVÍNCIA PITINGA

A evolução tectono-magmática da Província Pitinga é marcada por um processo contínuo, que envolveu a geração de magma cálcico-alcalino e alcalino em ambiente tectônico que variou de pós-colisional a anorogênico, definindo um zoneamento espacial e temporal marcado pelo aumento da alcalinidade em direção aos termos mais jovens e mais evoluídos. Este arranjo tectono-magmático é semelhante ao proposto por Lamarão *et al.* (2002) para a Província Tapajós.

A unidade granítica cálcico-alcalina Água Branca (tipo-I), foi gerada entre 1.96-1.94 Ga, em ambiente relacionado à subducção de uma crosta oceânica sob uma crosta continental mais antiga (Figura 13). A fusão da placa oceânica e da cunha do manto sobrejacente, gerou magmas e fluidos que interagiram com a base da crosta inferior, causando a formação dos granitóides e vulcanitos cálcico-alcalinos. A placa descendente, mais fria, e o material magmático ascendente induziram o estabelecimento de células de convecção sob o arco, sujeitando-se esta zona à tectônica distensiva, facilitando o posicionamento dos corpos graníticos cálcico-alcalinos.

Ao final da subducção, o regime tectônico mudou progressivamente de compressivo para distensivo, fazendo com que as correntes de convecção tivessem sua intensidade aumentada e causassem a fusão da base da crosta continental e de parte do manto superior, originando o magmatismo alcalino paleoproterozóico (1.89-1.88 Ga) da Província Pitinga (Figura 13). A similaridade geoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitóides da Suíte Intrusiva Mapuera com granitóides do tipo A2, as evidências de misturas de magma e a proximidade geográfica com terrenos graníticos cálcico-alcalinos, sugerem que as fontes de seus magmas sejam, em parte mantélicas com importante contaminação crustal

(andesitos e latitos da Formação Divisor) compondo uma associação bimodal onde predominam os termos com alta sílica.

Com a continuidade da evolução do sistema distensivo, ocorreu a formação de bacias vulcano-sedimentares supostamente nas porções retro-arco representadas na Província Pitinga pela Formação Urupi, onde ainda observa-se influência do vulcanismo alcalino na forma de intercalações de níveis de rochas piroclásticas, possivelmente correspondentes aos estágios finais do vulcanismo Iricoumé (Figura 13).

Na Província Pitinga registra-se, cerca de 50 Ma mais tarde (1.82-1.81 Ga), um terceiro evento de geração de granitóides representados pelos *plutons* alcalinos e peralcalinos da Suíte Madeira. O posicionamento desses *plutons* se deu em ambiente anorogênico e foi controlado por reativações das estruturas do complexo de caldeiras desenvolvido em ambiente distensivo durante o magmatismo Iricoumé-Mapuera (Figura 13).

O magmatismo básico, com idade $1.780 \pm 3\text{Ma}$ (Santos *et al.*, 2002), representado por gabros e basaltos toleíticos da Formação Quarenta Ilhas, corta os sedimentos vulcanoclásticos da Formação Urupi, delimitando a idade mínima de deposição desses sedimentos (Figura 13).

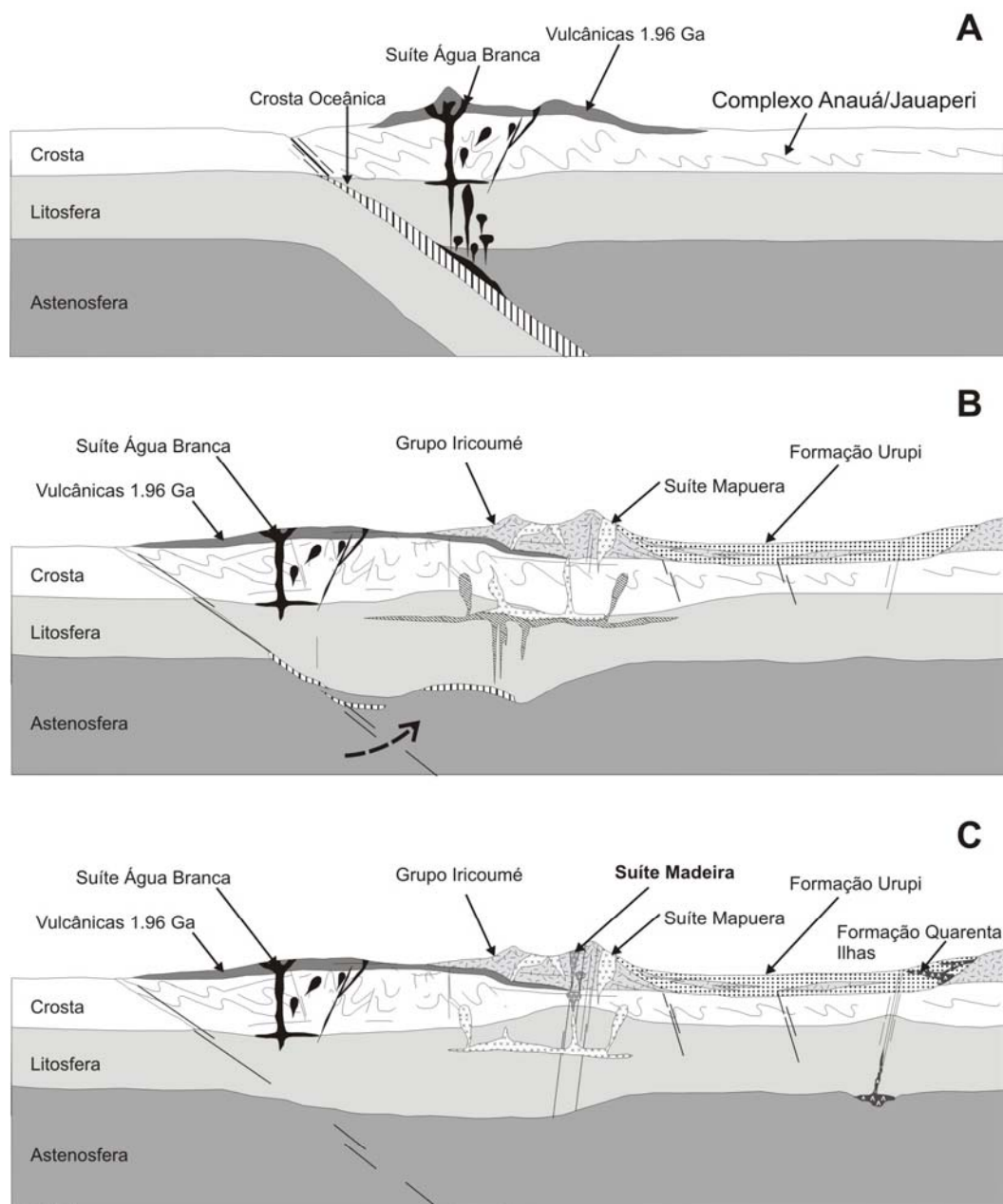


Figura 13 - Modelo esquemático da evolução tectono-magmática da Província Pitinga: A) magmatismo cálcico-alcálico Água Branca (1.96-1.94 Ga), gerado em ambiente de arco magmático, com forte interação de magmas de origem mantélica e crustal. B) a continuidade do processo em regime pós-colisional a anorogênico, gerou o primeiro pulso magmático de natureza alcalina entre 1,89 e 1,88 Ga, responsável pela formação da associação bimodal vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera. Provavelmente neste estágio iniciou-se a sedimentação na bacia Urupi com intercalações de rochas piroclásticas. C) O segundo pulso magmático ocorreu entre 1,82 e 1,81 Ga e gerou os plutons graníticos alcalinos a peralcalinos da Suíte Madeira responsáveis pela mineralização polimetálica da Mina Pitinga. Reativações subseqüentes de estruturas antigas favoreceram a ascensão de magma básico da Formação Quarenta Ilhas (1.78 Ga).

CONCLUSÕES

Neste estudo foram apresentadas comparações geoquímicas e geocronológicas entre rochas vulcânicas e graníticas paleoproterozóicas de ampla ocorrência no cráton Amazônico, sobretudo na Província Tapajós-Parima e parte da Província Amazônia Central.

A associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, da Província Pitinga apresenta similaridade geoquímica e geocronológica com granitóides da Suíte Mapuera da região sul de Roraima e norte do Amazonas (Província Tapajós-Parima – Domínio Uatumã-Anauá), e com rochas vulcânicas da Formação Moraes Almeida e granitóides Maloquinha, São Jorge Jovem e Jardim do Ouro (Província Tapajós-Parima – Domínio Tapajós). Essas associações são interpretadas como geradas entre 1.89-1.87 Ga, constituindo magmatismo alcalino tipo-A, em ambiente pós-colisional a anorogênico.

Um segundo grupo de rochas vulcano-plutônicas apresenta quimismo cálcico-alcalino, caráter metalumino a levemente peraluminoso e idades entre 2.00-1,96 Ga. Essas unidades são representadas pelos vulcanitos Surumu e granitóides Pedra Pintada na região norte de Roraima (Província Tapajós-Parima – Domínio Surumu), por parte das rochas vulcânicas das regiões sul de Roraima e norte do Amazonas, originalmente enquadradas no Grupo Iricoumé (Domínio Uatumã-Anauá), e pelas unidades Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo, no Domínio Tapajós.

A evolução do magmatismo na região da Província Pitinga está vinculada a um intervalo espaço-tempo que teve seus primeiros registros no magmatismo cálcico-alcalino Água Branca (1.96-1.94 Ga), cuja geração ocorreu em ambiente de arco magmático, com forte interação de magmas de origem mantélica e crustal. Esse magmatismo guarda forte correlação química e geocronológica com as unidades Surumu-Pedra Pintada, com a Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo e com parte das rochas vulcânicas até então interpretadas como Iricoumé, no sul de Roraima e norte do Amazonas.

Na Província Pitinga, a continuidade do processo episódico do magmatismo gerou, em regime pós-colisional a anorogênico, dois pulsos magmáticos: o primeiro ocorrido entre 1,89 e 1,88 Ga foi responsável pela formação da associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, comagmática, de caráter metaluminoso a levemente peraluminoso e natureza

alcalina. O segundo pulso magmático, ocorrido entre 1,82 e 1,81 Ga gerou os *plutons* graníticos alcalinos a peralcalinos da Suíte Madeira responsáveis pela mineralização polimetálica da Mina Pitinga. A interação entre esses dois pulsos magmáticos, demonstrada por dados químicos, petrográficos, geocronológicos, relações de campo e interpretações de sensores remotos, permitiu a vinculação da evolução tectônica da região ao regime distensivo associado a ambiente de caldeiras. O caráter extensional da província é reforçado pela ocorrência penecontemporânea de bacias sedimentares clásticas com contribuição vulcanoclástica e intercalações de rochas piroclásticas ácidas, cortadas por diques e *sills* de rochas básicas, que ocorrem também em toda a extensão da Província Tapajós-Parima, nos Domínios Surumu, Uatumã-Anauá e Tapajós, e estão relacionados aos estágios finais do período pós-colisional a anorogênico.

Neste estudo considera-se que a geração do magmatismo bimodal da Província Pitinga (1,89-1,88 Ga) teria ocorrido em ambiente pós-colisional a anorogênico, em regime distensivo, a partir de magmas derivados de porções do manto previamente modificadas por subducção com forte interação com fontes crustais.

Agradecimentos

Os autores agradecem à Agência para o Desenvolvimento Tecnológico da Indústria Mineral do Brasil (ADIMB), o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM)/CT MINERAL e a Mineração Taboca S.A. – Grupo Paranapanema, pelo suporte financeiro, técnico e logístico à realização do Projeto *Caracterização de Depósitos Minerais em Distritos Mineiros da Amazônia*; Também agradecem ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico/CT-MINERAL pelo suporte à fase final deste trabalho através do apoio ao Projeto *Modelos genético e prospectivo do distrito mineiro de Pitinga*.

Referências bibliográficas

- Almeida, M. E., Fraga, L. M. B. e Macambira, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. **South-American Symposium on Isotope Geology**, Campos do Jordão, 1997. São Paulo, p.34-37.
- Almeida M.E., Macambira, M.J.B., Faria M.S.G. 2002. A granitogênese Paleoproterozóica do sul de Roraima. *In*: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 41, João Pessoa, *Anais*, p. 434.
- Almeida M.E., Macambira, M.J.B., 2003. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcálicos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. *In*: SBGq, **Congresso Brasileiro de Geoquímica**, 9, Belém, *Anais*, p. 775-778.
- Andrade, A. F. de; Santiago, A. F.; Melo, C. F.; Bizinella, G. A.; Moreira, H. L.; Santos, J. O. S.; Oliveira, J. R.; Moura, P. A.; Lopes, R. da C.; Rosa Filho, S. F.; Neves, S. A. V., 1978. **Projeto Tapajós-Sucunduri: relatório de integração geológica**. Manaus: DNPM/CPRM. 3v. 1978. (relatório inédito).
- Barbarin, B. 1999. A review of the relationship between granitoid types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, 46, p. 605-626.
- Bizzi, Luiz Augusto *et al.*, 2002. **Geologia e Recursos Minerais da Amazônia Brasileira: Sistema de Informações Geográficas – SIG e Mapa na Escala 1:1.750.000**. Brasília. CPRM. CD-ROMs. INSB: 85-7499-007-8.
- Bonin, B., 1988. Peralkaline granites in Corsica: some petrological and geochemical constraints. **Rend. Soc. It. Mineral. Petrogr.** 43, 281–306.
- Brito, M. F. L.; Almeida, M. E.; Ferreira, A. L.; Monteiro, M. A. S.; Popini, M. V. F., 1997. Petrografia e litogeoquímica do magmatismo tipo-A na Província do Tapajós. *In*: **Congresso Brasileiro de Geoquímica**, 6. Anais. Salvador - BA: SBG. p. 847-857.
- Brown, G. C., 1981. Space and time in granite plutonism. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*. **A301**:321-336.
- Costa, J. A. V.; Costa, J. B. S.; Macambira, M. J. B., 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas Idades Pb-Pb em Zircão e Interpretação Tectônica. **VII Simpósio de Geologia da Amazônia**. Belém-PA.
- 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.

- Dall'Agnol, R.; Bettencourt, J. S.; Jorge João, X.S.; Medeiros, H.; Costi, H.T. & Macambira, M.J.B., 1987. Granitogenesis in the northern Brasillian region – Areview. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 17: 382-403.
- Dall'Agnol, R.; Costi, H.T.; Leite, A.A.S.; Magalhães M.S. & Teixeira, N.P., 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research**, vol. 95: 9-39.
- Eby G.M., 1992. Chemical Subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and Tectonic Implications. **Geology**, v.20. p. 641-644.
- Faria M.S.G. de & Luzardo R., 2000. Complexo Metamórfico Anauá. In: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Caracaráí, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais)**. Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.4
- Faria, M. S. G., Luzardo, R., Pinheiro, S. S., Reis, N. J., Larizzatti, J. H., Riker, S. L., e Pessoa, M. R.. 2000. **Projeto Folha Caracaráí. Relatório Final**. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (inteiras), NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.
- Ferron, J. Maximino. T. M; Neto, Artur. C. B.; Lima, Evandro F.; Costi, Hilton T.; Moura, Cândido A. V.; Prado, Maurício; Pierosan, Ronaldo; Galarza, Marco A. (submetido 1). **Geologia e Geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicos da Província Pitinga, Cráton Amazônico, Brasil**, RBG – Revista Brasileira de Geociências.
- Ferron, J. Maximino. T. M; Neto, Artur. C. B.; Lima, Evandro F.; Nardi, Lauro V. S.; Costi, Hilton T.; Pierosan, Ronaldo; Prado, Maurício. (submetido 2). **Petrology, Geochemistry and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonas, Brazil**. RBG – Revista Brasileira de Geociências.
- Fraga, L. M. B., Reis, N. J., Araujo, R. V., Haddad, R.C., 1996. Suíte Intrusiva Pedra Pintada – um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 5., 1996, Belém. SBG - Núcleo Norte. 1v. p. 76-78.
- Fraga, L.M.B.; Araujo, R. & Duarte, B.P. 1997. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and the Serra da Prata Suíte, Central Guiana Belt, State of Roraima, north Brazil. In: **Second International Symposium on Granites and Associated Mineralizations**, Salvador, Extended Abstracts, SGM, p. 112-113.
- Fraga, L. M., Souza, M. M., Pinheiro, S. S., Larizzatti, J. H., Esteves, M. A., Riker, S. R. L., Brito, M. F. L., Reis, N. J., Pessoa, M. R.. 1999. **Projeto Roraima Central**, Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D

(inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.

- Haskin, L.A.; Haskin M.A.; Frey, F.A. & Wildman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: Ahrens L.H. (ed.), *Origin and distribution of the elements*, vol. 1. **Pergamon**, Oxford, pp. 889-911.
- Klein, Evandro L.; Almeida, M. E. de ; Vasquez, M. L.; Bahia, R. B. C.; Espirito Santo, M. L. do; Ferreira, A. L.; 2001. **Geologia e Recursos Minerais do Tapajós: Folhas: Vila Mamãe Anã (SB.21-V-D), Jacareacanga (SB.21-Y-B), Caracol (SB.21-X-C), Vila Riozinho (SB.21-Z-A) e Rio Novo (SB.21-Z-C). Estados do Pará e Amazonas.** Escala 1:500.000. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- 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 Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precambrian Research**, 119(1): 189-223.
- Lamarão, C. N.; Dall’Agnol, Pimentel, M. Martins. 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**, v.18, p. 277-292.
- Le Maitre, R. W. 2002. A classification of Igneous rocks: a classification and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission of the systematic of igneous rocks. **Publisher: Cambridge University Press**, 2nd edition, 252 p.
- Macambira M.J.B., Almeida M.E., Santos, L.J. 2002. Idade de zircão de vulcânicas Iricoumé do sudeste de Roraima; contribuição para a redefinição do Supergrupo Uatumã. In: UFPA-CG/SBG-NO, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2, Belém, *Boletim de Resumos e Guia de Excursão*, p. 22.
- Maniar, P.D. & Piccolli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geology Soc. of American Bulletin**, 101: 635-643.
- Melo, A. F. F.; Santos, A. J.; Cunha, M. T. P.; Campos, M. J. F. & D’antona, R. J. G. 1978. **Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final.** MME/DNPM Manaus. 6v.
- Middlemost, Eric A. K., 1994. Naming materials in the magma / igneous rock system. **Earth-Science Reviews**. v.37, p.215-224.
- Nardi, Lauro V. S., 1984. **Geochemistry and Petrology of the Lavras Granite Complex, RS, Brasil.** Tese de doutorado-London University, London. 268p.

- Nardi, Lauro V. S., 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos Granitos Metaluminosos da Associação Alcalina: Revisão. **Pesquisas**, Instituto de Geociências – UFRGS, Porto Alegre-RS. v. 18 n.1, p. 44-57. ISSN 0100-5375.
- Oliveira, M. J. R.; Luzardo, R.; Faria, M. S. G. & Pinheiro, S. S. 1996. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 5, 1996. Belém, Pará. Belém. SBG-Núcleo Norte. v. 2, p.86-89.
- Pearce, J. A. 1996. Sources and settings of granitic rocks. **Episodes**. v.19. No. 4. p. 120-133.
- Pessoa, M. R., Santiago, A. F., Andrade, A. F., Nascimento, J.O., Santos, J. O. S., Oliveira, J. R., Lopes, R. C. & Prazeres, W. V. 1977. Projeto Jamanxim, **Relatório Final**. Manaus: DNPM/CPRM, v. 9.
- Pinheiro S. da S.; Reis N.J.; Costi H.T., 1990. **Projeto Caburaí**. Relatório Final. Manaus: DNPM/CPRM, 91p.
- Pinheiro, S da S.; Ferreira, A. L., 1999. **Sugestão para redefinição da denominação Formação Palmares, região do Alto Tapajós, Sudoeste do Pará**. Projeto PROMN – Tapajós. Manaus-AM: CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Relatório interno (inédito).
- Pinho, Márcia A. de Sant’Ana Barros, 2002. Proposta de uma nova terminologia estratigráfica para rochas vulcano-plutônicas paleoproterozóicas do norte do estado de Mato Grosso, porção ocidental sul do cráton Amazônico. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 32 (1) : 153-156.
- Reis, N. J. & Fraga, L. M. B., 1996. Vulcanismo Surumu – Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: **Congresso Brasileiro de Geologia, 39., Salvador**. Anais. Salvador: SBG. 7v. v.2, p. 88-90.
- Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C. 1999. Vulcanismo cálcio-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, In: **Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados**, 1, Gramado. Boletim de Resumos, v.1.
- Reis, N. J., Faria, M. S. G., Fraga, L. M. B. & Haddad, R. C., 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 38 (3) : 380-383.
- Reis, N.J., Almeida, M.E., Riker, S.L., Ferreira, A.L. 2006. Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas, Escala 1:1.000.000. Convênio CPRM/CIAMA-AM. Manaus-AM. **Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação mineral** – Serviço Geológico do Brasil – CPRM.

- Santos, J.O.S. 1999. **New understanding of the Amazon Craton Gold Provinces. In: new Developments in Economic Geology.** Center for Teaching and Research in Strategic Mineral Deposits. Universit of Western Australia, Perth, 10p.
- Santos, J. O. S., Hartmann, L. A., Gaudette, H. E., Groves, D. I., McNaughton, N. J. & Fletcher, L. R. A. 2000. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. **Gondwana Research**, 3(4).
- Santos J. O. S.; Hartmann, L. A.; McNaughton, N. J. & Fletcher, I. R. 2002. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Science**, 15: 409-429.
- Santos J.O.S., Faria M.S.G., Hartmann L.A, McNaughton N.J. 2002a. Significant presence of the Tapajós-Parima belt in the Roraima region, Amazon craton based on SHRIMP U-Pb zircon geochronology. In: SBG, **Congresso Brasileiro de Geologia**, 41, Boletim de Resumos, p. 336
- Santos, J.O.S.; Potter, P.E.; Reis, N.J.; Hartmann, L.A.; Fletcher, I.R. & McNaughton, N.J. 2003. Age, source, and regional stratigraphy of the Roraima Supergroup and Roraima-like outliers in northern South America based on U-Pb geochronology. **Geological Society of America Bulletin**, v.115, n.3, p 331-348.
- Santos, J.O.S.; Van Breemen, O. B.; Groves, D. I.; Hartmann, L. A.; Almeida, M. E.; McNaughton, N. J.; Fletcher, I. R., 2004. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. **Precambrian Research**. 131. 73-109.
- Santos J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., McNaughton, N.J. 2006. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: **Simpósio de Geologia da Amazonia**, 9, Belém-PA, Seção Temática III.
- Schobbenhaus, 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: **Congresso Brasileiro de Geologia**, 38, 1994. Balneário Camboriú. Balneário Camboriú, SBG. V. 1, p. 395-397.
- Sylvester, Paul J., 1989. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Geology**, 97:261-280.
- Taylor, R. P.; Strong, D. F.; Kean, B. F., 1980. The Topsails igneous complex: Silurian-Devonian peralkaline magmatism in western Newfoundland. **Canadian journal of Earth Sciences**, 17:425-439.

- Thompson, R. N. (1982). British Tertiary volcanic province. **Scott. J. Geol.**, 18: 49-107.
- Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B., Milliotti, C.A., Carvalho, A.S. 2005. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: **III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados**. Cabo Frio-RJ. 02 a 07/08/2005.
- Valério, C.S., Souza, V.S., Macambira, M.J.B. 2006. Granitóides calcialcalinos do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo-AM: Petrografia e Geoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca. In: **Simpósio de Geologia da Amazonia**, 9, Belém-PA, Seção Temática III.
- Vasquez, M. L.; Klein, E. L.; Quadros, M. L. E. S.; Bahia, R. B. C.; Santos, A.; Ricci, P. S. F.; Sachett, C. R.; Silva, C. M. G.; Macambira, M. J. B., 1999. Magmatismo Uatumã na Província Tapajós. Novos dados geocronológicos. In: **Simpósio de Geologia da Amazônia**, 6, Manaus-AM. Boletim de resumos. SBG, p. 471-474.
- Veiga JR., J. P., Nunes, A. C. B., Fernandes, A. S., Amaral, J. E., Pessoa, M. R. & Cruz, S. A. S. 1979. Projeto Sulfetos de Uatumã. **Relatório Final**, Manaus, DNPM/CPRM, 7v.
- 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.

7. CONCLUSÕES E CONSIDERAÇÕES FINAIS

Conclusões

A Província Pitinga é essencialmente constituída por rochas paleoproterozóicas magmáticas (vulcânicas e intrusivas) e, subordinadamente, sedimentares, com a seguinte coluna estratigráfica. As rochas mais antigas são os granitóides cálcico-alcalinos da Suíte Intrusiva Água Branca (SAB) de idades entre 1.960Ma e 1.938 Ma). Estas são cortadas/sobrepostas pelas rochas vulcânicas (Grupo Iricoumé), as predominantes na província, e por rochas graníticas alcalinas (Suíte Intrusiva Mapuera), com idades entre 1.897 Ma e 1.875 Ma, pertencentes ao Supergrupo Uatumã. A Suite Mapuera é constituída por 5 *plutons* (Pedreira, Bom Futuro, Alto Pitinga, Simão, Rastro). Na parte sudeste da província ocorrem sedimentos da Formação Urupi cuja deposição pode ter sido, pelo menos em parte, concomitante ao vulcanismo Iricoumé, pois suas intercalações de rochas piroclásticas muito se assemelham às daquele grupo. As intrusões graníticas alcalinas a peralcalinas da Suíte Madeira (1.829-1.818 Ma), corpos Madeira, Água Boa e Europa, encerraram o magmatismo paleoproterozóico ácido a intermediário. Rochas intrusivas toleíticas da Formação Quarenta Ilhas (1.780 Ma) cortam a Formação Urupi e estabelecem a idade mínima para a sedimentação na província.

As unidades pós-SAB estão associadas a uma mega-estrutura de forma arqueada que engloba a “braquissinclinal” do rio Pitinga e abrange a totalidade da província. Os *plutons* Mapuera ocupam as porções marginais da estrutura, que é preenchida por rochas efusivas e piroclásticas do Grupo Iricoumé e pela Formação Urupi. O Grupo Iricoumé na mega-estrutura foi subdividido em Formação Divisor (vulcanitos intermediários), Formação Ouro Preto (efusivas ácidas) e Formação Paraíso (ignimbritos ácidos ricos em cristais, depósitos tipo *surge* e básicas associadas). As Formações Divisor e Paraíso ocorrem na forma de amplos arcos localizados na parte norte da mega-estrutura. Imediatamente ao sul dos arcos, ocorre o granito Europa com uma forma quase perfeitamente circular. Os granitos Pedreira,

Madeira e Água Boa, alongados na direção NE-SW, constituem alinhamento paralelo ao flanco NW da braquissinclinal. Os granitos Bom Futuro, Rastro e Simão tem formas bastante irregulares.

O contexto tectônico, os dados de campo e petrográficos, o volume expressivo de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas (Grupo Iricoumé) e os corpos graníticos epizonais associados (Suíte Mapuera) sugerem que o vulcanismo Iricoumé foi controlado por processos distensivos e subsidência de caldeiras vulcânicas. A reativação do sistema distensivo, em período pós-Uatumã, teria permitido o posicionamento dos *plutons* da Suíte Madeira na parte central da mega-estrutura.

O magmatismo félsico Iricoumé é predominantemente composto por riolitos e traquidacitos, feno-latitos e feno-andesitos com conteúdos de SiO₂ entre 64 e 80%. Os termos plutônicos da Suíte Mapuera apresentam teores de SiO₂ entre 65 e 77%. Estas rochas vulcânicas e graníticas apresentam características geoquímicas que se superpõem devido ao seu caráter co-magmático. Ambas são metaluminosas a levemente peraluminosas e mostram características geoquímicas consistentes com afinidade alcalina ou com rochas tipo-A. Apresentam conteúdos de Na₂O+K₂O entre 6,6 e 10,4%, razões FeOT/(FeOT+MgO) variando de 0,76 a 0,99, razões Ga/Al entre 1,5 e 4,9, similares às de rochas tipo-A, e se posicionam no campo dos granitóides intra-placa ou pós-colisionais no diagrama (Nb+Y) *versus* Rb. A razão Nb/Y indica que são comparáveis a rochas tipo A2.

A evolução tectono-magmática da província está relacionada a um processo contínuo de geração de rochas granitóides cálcico-alcalinas, alcalinas e peralcalinas, envolvendo ambientes de arcos magmáticos e de caldeiras vulcânicas, associados a regimes pós-colisional até anorogênico, delineando um zoneamento espacial e temporal marcado pelo aumento da alcalinidade e dos conteúdos em sílica das rochas geradas nestes ambientes, ao longo do tempo.

A evolução tectono-magmática registrada na Província Pitinga iniciou com o magmatismo cálcico-alcalino da Suíte Água Branca (1,96-1,94 Ga) relacionado a ambiente de arco magmático, com forte interação de magmas de origem mantélica e crustal.

Para o magmatismo bimodal relacionado à associação vulcano-plutônica Iricoumé-Mapuera, sugere-se que as fontes sejam, em parte, de origem mantélica previamente

modificadas por subducção, com importante contaminação crustal – *mixing-mingling* – (andesitos e latitos da Formação Divisor), e, em sua maior parte, de derivação crustal, compondo uma associação bimodal onde predominam os termos com alta sílica. Neste modelo, o magma básico mantélico teria fornecido calor para a fusão crustal e conseqüente ascensão de diápiros de composições predominantemente ácidas e básicas subordinadas, associados a um extenso fracionamento mineral.

Um segundo pulso magmático de caráter anorogênico gerou os *plutons* da Suíte Madeira cuja colocação foi controlada pelas estruturas do complexo de caldeiras Iricoumé. Ambientes de complexos de caldeiras são, em geral, vinculados a zonas extensionais com afinamento crustal progressivo acompanhado de maior participação de calor e magmas mantélicos. O contexto permite explicar a origem e evolução do magmatismo do tipo A que gerou rochas metaluminosas a peraluminosas (Suíte Mapuera e Grupo Iricoumé), que foram sucedidas por litotipos peralcalinos, como o granito Europa (Suíte Madeira). Neste contexto, o extremo enriquecimento em flúor, Nb e Zr, da Suíte Madeira poderia ser explicado pela presença de uma crosta fina favorecendo a presença e a continuidade de sistemas convectivos no manto superior.

O ambiente tectônico de características predominantemente extensionais da Província Pitinga é também sugerido pelo estabelecimento de uma bacia sedimentar preenchida por sedimentos clásticos continentais com uma importante contribuição vulcanoclástica, além de intercalações de rochas piroclásticas ácidas. A formação da bacia pode ter ocorrido ainda durante o magmatismo Iricoumé-Mapuera ou ter sido mais tardia. Ao nível atual do conhecimento disponível, optou-se pela primeira hipótese, mas a segunda não pode ser de forma alguma descartada.

O magmatismo cálcico-alcálico metaluminoso Água Branca é correlacionado, em função das características química e dados geocronológicos, com a Formação Vila Riozinho e Granito São Jorge Antigo (Província Aurífera do Tapajós) e com as unidades Surumu-Pedra Pintada e com parte das rochas vulcânicas até então interpretadas como pertencentes ao Grupo Iricoumé, ocorrentes no sul de Roraima e norte do Amazonas.

As rochas da associação alcalina Iricoumé-Mapuera da Província Pitinga apresentam forte similaridade geoquímica e geocronológica com as rochas vulcânicas da Formação

Moraes Almeida, granitos São Jorge Jovem, Maloquinha e Jardim do Ouro, na Província Aurífera do Tapajós, bem como com granitóides da Suíte Mapuera na região sul de Roraima e norte do Amazonas.

Considerações Finais: recomendações e aspectos prospectivos

O modelo de evolução tectono-magmática aqui proposto para a Província Pitinga engloba rochas desde a Suíte Água Branca (1.96-1.94 Ga) até a Formação Quarenta Ilhas (1.78 Ga). A idéia central de nossa interpretação é a de que os processos geológicos responsáveis por cada uma das unidades presentes na província desenvolveram-se de forma encadeada, dentro de uma seqüência evolutiva única, não se tratando de uma seqüência de eventos desconectados. Por outro lado, o período aqui focado compreende um intervalo total da ordem de 180 Ma e, dentro deste, existem alguns intervalos de tempo menores, sem informações geológicas, e que necessitam ser mais investigados.

A sedimentação da Formação Urupi pode ter sido em parte contemporânea do vulcanismo Iricoumé ou ser mais tardia. Optou-se pela primeira hipótese, mas a segunda não pode ser descartada. O modelo pode ser aperfeiçoado pela datação das rochas vulcânicas intercaladas na Formação Urupi. A hipótese desta bacia ser mais tardia traz consigo duas possibilidades extremamente interessantes dos pontos de vista científico e/ou prospectivo. Estas rochas vulcânicas teriam idade intermediária entre o magmatismo Iricoumé-Mapuera e o magmatismo Madeira, o que preencheria a principal das lacunas de informação geológica anteriormente referidas, ou estas rochas teriam a idade do plutonismo Madeira e, neste caso, representariam os equivalentes vulcânicos deste plutonismo mineralizado, abrindo novas perspectivas para a prospecção.

A motivação inicial deste trabalho foi conhecer a evolução geológica dos terrenos encaixantes dos corpos graníticos da Suíte Madeira, com vistas à obtenção de dados adicionais para a discussão das hipóteses genéticas destes e dos depósitos associados. Neste sentido, o trabalho proporcionou um avanço considerável, tendo em vista que os corpos

peralcalinos, nos quais não se via nenhum tipo de vínculo com as demais rochas ou com as estruturas da região, são agora entendidos como parte integrante de uma evolução geológica regional. Seus posicionamentos foram controlados pela reativação de estruturas do complexo de caldeiras Iricoumé. A passagem para um magmatismo peralcalino enquadra-se num envolvimento gradual cada vez maior do manto nos processos de geração de magma associados às fases extensivas regionais que sucederam o Ciclo Transamazônico. No que tange às discussões metalogenéticas, o presente trabalho vem a reforçar a hipótese de Minuzzi (2005) e Bastos Neto *et al* (2005), que consideram que a presença simultânea de mineralização econômica de Nb e Sn (+F) em um mesmo corpo peralcalino deve-se à mistura de materiais de fontes crustal (Sn) e mantélica (Nb e F).

Os aspectos prospectivos levantados durante o desenvolvimento desta tese não foram incluídos nos três artigos que constituem o seu corpo principal, mas constam nos anexos, mais especificamente em Bastos Neto *et al.* (2005), e cabe aqui destacar alguns pontos.

A evolução geológica regional encontrada amplia consideravelmente o potencial prospectivo da Província Pitinga. A geração do Grupo Iricoumé em ambiente de caldeira com plutonismo associado implica a maior intensidade e continuidade de anomalias geotermiais. Estas podem, portanto, ter potencializado fenômenos de natureza hidrotermal muito mais efetivos, sob o ponto de vista metalogenético, do que suposto até então para o Grupo Iricoumé. Destacam-se, também, as grandes similaridades encontradas entre o vulcano-plutonismo Iricoumé-Mapuera de Pitinga e as rochas da Província Aurífera do Tapajós representadas pelo Grupo Iriri e pela Suíte Intrusiva Maloquina, respectivamente. As semelhanças não se restringem ao ambiente de caldeira com plutonismo associado, elas incluem afinidades geoquímicas e o mesmo quadro geocronológico.

Os estudos regionais levaram à identificação de um novo prospecto, o granito Pedreira. Esta rocha granítica apresenta padrão de ETR plano, com enriquecimento relativo em ETRP e intensa anomalia de Rb, se enquadra, portanto, em diversos dos critérios prospectivos listados em Bastos Neto *et al.* (2005). Lamentavelmente, não se obteve zircões nas primeiras amostras coletadas. Novas amostras foram coletadas e estão sendo preparadas. Por outro lado, as investigações por sensoriamento remoto nesta parte da província foram

retomadas de forma ainda mais detalhada, o que levou à descoberta de estruturas circulares altamente promissoras.

Referências bibliográficas

ALMEIDA, M. E. , FRAGA, L. M. B. e MACAMBIRA, M. J. B. 1997. New geochronological data of calc-alkaline granitoids of Roraima State, Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997. Campos do Jordão. São Paulo, 1997, p.34-37.

ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B. & FUCK, R. A. Brazilian structural Provinces: an introduction. **Earth-Sciences Reviews**, v. 17, p:1-29, 1981.

ALMEIDA M.E., MACAMBIRA, M.J.B., FARIA M.S.G. A granitogênese Paleoproterozóica do sul de Roraima. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41, 2002. João Pessoa, **Anais**, 2002, p. 434.

ALMEIDA M.E., MACAMBIRA, M.J.B. Aspectos geológicos e litoquímicos dos granitóides cálcio-alcálicos paleoproterozóicos do sudeste de Roraima. In: SBGq, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 9, 2003. Belém, **Anais**, 2003, p. 775-778.

ARAÚJO, A. H.; CARVALHO JR. Arquitetura e implementação computacional de filtros digitais multidirecionais para aplicação na detecção de lineamentos estruturais e contatos geológicos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú, 1994. **Resumos Expandidos**, SBG: p.335-337.

ARAÚJO NETO, H. & MOREIRA, H. L. 1976. **Projeto Estanho de Abonari**. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 2 v.

BARBOSA O. 1966. **Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará**. Rio de Janeiro, DNPM, B. Div. Fom. Prod. Min.126, 55p.

BASTOS NETO, A. C., PEREIRA, V. P., LIMA, E. F., FERRON, J. M. T. M., MINUZZI, O. R. R., PRADO, M., RONCHI, L. H., FLORES, J. A., FRANTZ, J. C., PIRES, A., PIEROSAN, R., HOFF, R., BOTELHO, N. F., ROLIM, S. B., ROCHA, F., ULMAN, L. 2006. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: MARINI, O. J., QUEIROZ, E. T., RAMOS, B. W. (orgs.). **Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia**. DNPM/CT-Mineral FINEP/ADIMB. 1ed. Brasília, 2005. p. 477-552.

BATCHELOR A.R. & BOWDEN P. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical geology**, v. 48, p.43-55, 1985.

BORGES, Régis Munhós K. **Petrografia e química mineral dos greisens associados ao Granito Água Boa, mina Pitinga (AM): um estudo dos processos de formação de greisens**. 1997. 190 f. Dissertação (Mestrado em Geociências), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 1997.

BORGES, Régis Munhós K. **Greisens e epi-sienitos potássicos associados ao Granito Água Boa, Pitinga (AM): um estudo dos processos hidrotermais geradores de mineralizações estaníferas**. 2002. 348 f. Tese (Doutorado em Geociências), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2002.

CARVALHO FILHO, N.B.; HORBE, M.A. & SOUZA, P.C.B. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil, In: SBG/NÚCLEO MANAUS, II SYMPOSIUM AMAZÔNICO, MANAUS, 1984. **Anais**, p. 459-461.

CHAVEZ JR., P.S.; Berlím, L.B.; Sowers, L.B. Statistical method for selecting LANDSAT MSS ratios. **Journal of Applied Photogrametric Engineering**, v. 8, p.23-30, 1982.

COSTA J.B.S. & HASUI Y. Evolução Geológica da Amazônia. In: M. L. Costa, R. S. Angélica (eds.). **Contribuições à Geologia da Amazônia**, Belém, SBG, p.15-90, 1997.

COSTA, M.L.; HORBE, A.C.; HORBE, M.A.; TEIXEIRA, J.T.; MELO COSTA, W.A. A região laterítica-bauxítica do Pitinga (AM). – CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, 1988. Belém, Pará, v.1., **p. 256-270**.

COSTA J.A.V., COSTA J.B.S., MACAMBIRA M.J.B. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: SBG - NÚCLEO NORTE, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 7, 2001. Belém, **Boletim de Resumos Expandidos**, 2001, 4p. CD-ROM.

COSTI H.T., SANTIAGO A.F., PINHEIRO S.DAS. 1984. **Projeto Uatumã – Jatapu - Análises Petrográficas e mapas**. Manaus, CPRM-SUREG-MA Relatório Final. 133p.

COSTI H.T., BORGES R.M.K., DALL'AGNOL R. Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian craton, North Brazil. INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 2, 1997. Belém, 1997, **p. 44-45**.

COSTI, Hilton Túlio. **Petrologia de granitos alcalinos com alto Flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do albita-granito da mina Pitinga, Amazonas, Brasil**. 2000. 345 f. Tese (Doutorado em Geociências), Centro de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2000.

COSTI, H.T., DALL'AGNOL, R. & MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. **International Geology Review**, v. 42, p. 832-849, 2000.

COSTI, H T., DALL'AGNOL, R. & BORGES, R. M. (2005), *in*: BASTOS NETO, A. C., PEREIRA, V. P., LIMA, E. F., FERRON, J. M. T. M., MINUZZI, O. R. R., PRADO, M., RONCHI, L. H., FLORES, J. A., FRANTZ, J. C., PIRES, A., PIEROSAN, R., HOFF, R., BOTELHO, N. F., ROLIM, S. B., ROCHA, F., ULMAN, L. 2006. A jazida de criolita da Mina Pitinga (Amazonas). In: MARINI, O. J., QUEIROZ, E. T., RAMOS, B. W. (orgs.).

Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia. DNPM/CT-Mineral FINEP/ADIMB. 1ed. Brasília, 2005. p. 477-552.

CRÓSTA, A.P.; MOORE, J.MCM. Enhancement of LANDSAT Thematic Mapper imagery for residual soil mapping in SW Minas Gerais State, Brazil. In: 7TH THEMATIC CONFERENCE ON REMOTE SENSING FOR EXPLORATION GEOLOGY, 1989. Calgary, Canada. **Proceedings, vol. 2**, 1989, p. 1173-1187.

CRÓSTA, A. P. Discriminação de principais componentes em imagens de satélite com base em relações quantitativas e espectrais. In: SIMP. QUANTIF. EM GEOCIÊNCIAS, 4, 1990. Rio Claro. **Boletim de Resumos**, 1990.

CRÓSTA, A.P. 1993. **Processamento Digital de Imagens de Sensoriamento Remoto**, IG/UNICAMP, Campinas, 1993, 170p.

CUNHA E.F.S. **Análise faciológica e estratigráfica das rochas sedimentares da Formação Urupi (Paleoproterozóico), aflorantes na hidrelétrica da mina Pitinga – município de Presidente Figueiredo – Amazonas.** Monografia (Graduação em Geologia) - Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2001.

DALL'AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE JOÃO, X.S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H.T. & MACAMBIRA, M.J.B., Granitogenesis in the northern Brasillian region – Areview. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 17, p. 382-403, 1987.

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(1/3): 113-138.

DALL'AGNOL, R.; COSTI, H.T.; LEITE, A.A.S.; MAGALHÃES M.S. & TEIXEIRA, N.P. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. **Precambrian Research**, vol. 95, p. 9-39, 1999.

DALL'AGNOL, R., COSTI H. T. & BORGES, R. M. K. **Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”, subprojeto: Pitinga-Estanho;** Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000; UFPA, Belém, 2003. 11-23p.

DAOUD, W.K. 1988. **Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados.** 1988. 194 f. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 1988.

DAOUD, W.K. & ANTONIETTO JR., A. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SBG/NN, II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1985. Belém, **Anais**. Belém: SBG, 1985. v.3: p. 17-33.

DAOUD, W.K. & FUCK, R.A. Contexto geológico e depósitos minerais associados aos granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas. In: SBG, XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1990. Natal, **Boletim de resumos**. Natal: SBG, 1990. p. 114-115.

DAOUD, W.K. & VEIGA, A.T. Geologia dos aluviões estaníferos da mina Pitinga-AM. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, 1986. Goiânia-GO, v. 5.

DRURY, S.A. 1993 Image interpretation in geology 2.ed. London : **Chapman & Hall**, 1993. 283 p.

FARIA, M.S.G. de & LUZARDO, R., 2000. Complexo Metamórfico Anauá. In: CPRM (ed.); Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. **Caracarái, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (integrais), NA.20-Z-A, NA.21-Y-A, NA.20-Z-C e NA.21-Y-C (parciais)**. Escala 1:500.000. Estado de Roraima. CPRM Superintendência Regional de Manaus. Capítulo 3 – 3.4

FARIA, M. S. G., LUZARDO, R., PINHEIRO, S. S., REIS, N. J., LARIZZATTI, J. H., RIKER, S. L., E PESSOA, M. R.. 2000. **Projeto Folha Caracarái. Relatório Final**. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D (inteiras), NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.

FERRON, J.M.T. & MINUZZI, O. R. R., Ocorrência Inédita de paleoaluvões mineralizados a Cassiterita na Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil, 2001. In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 2001. Manaus, **Anais**. Manaus, 2001.

FERRON, J.M.T.M.; BASTOS NETO, A.C.; ROLIM, S.B.A.; HOFF, R.; UMANN, L.V.; MINUZZI, O.R.R. Reconhecimento de uma mega-estrutura no Distrito Mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens ETM+ Landsat 7. In: II SIMPÓSIO DE VULCANISMO, 2002. Belém-PA, **Anais**. Belém 2002.

FERRON, J.M.T.M & PRADO, M. Avaliação preliminar dos depósitos de bauxita da mina Pitinga-Am, 2004. **Mineração Taboca S/A. Relatório Interno, 2004**.

FRAGA, L. M. B., REIS, N. J., ARAUJO, R. V., HADDAD, R.C., Suíte Intrusiva Pedra Pintada – um registro do magmatismo pós-colisional no Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5., 1996, Belém. SBG - Núcleo Norte, 1996, 1v. p. **76-78**.

FRAGA, L. M., SOUZA, M. M., PINHEIRO, S. S., LARIZZATTI, J. H., ESTEVES, M. A., RIKER, S. R. L., BRITO, M. F. L., REIS, N. J., PESSOA, M. R.. 1999. **Projeto Roraima Central**, Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.

GEOMINERAÇÃO LTDA. Projeto Mapuera. Reconhecimento geológico/geoquímico. **Relatório Final**, 1972.. S.1./ICOMI. 101 p.

HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; TEIXEIRA, J.T. & COSTI, H.T. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SBG-NN, II SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 1985. Belém. **Anais. v.3**, 1985, p.284-320.

HORBE, M.A.; HORBE, A.C.; COSTI, H.T. & TEIXEIRA, J.T. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil: a review. **Journal of Geochemical Exploration**, v. 40, p. 227-249, 1991.

ISSLER, R. S.; ANDRADE, A. R. F.; MONTALVÃO, R. M. G.; GUIMARÃES, G.; SILVA, G. G. & LIMA, M. I. C. 1974. Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém**. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, v. 5, p. 7-182.

JORGE JOÃO X. S., SANTOS C.A., FARACO M.T.L. Projeto Trombetas – Mapuera, 1984. **Relatório Final V.1 + mapas**. Belém, CPRM - SUREG-BE, 1984.

JORGE JOÃO, X. S.; SANTOS, C. A. & PROVOST, A. Magmatismo adamelítico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do Estado do Pará). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA 2, 1985. Belém. **Anais**. Belém, SBG, 1985, v.2, p.93-109.

LAMARÃO C.N., DALL'AGNOL R., LAFON J.M., LIMA E.F. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. **Precamb. Research.**, v. 119(1), p. 189-223, 2002.

LAMEYRE J. & BOWDEN P. Plutonic Rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal Volc. Geothermal. Res.**, v. 14, p. 159-186, 1982.

LE MAITRE R.W. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Oxford, **Blackwell Scientific Publications**, 193 p, 1989.

LENHARO, Sara Lais. **Evolução magmática e modelo metalogenético dos granitos mineralizados da região de Pitinga, Amazonas, Brasil**. 1998. 290 f. Tese (Doutorado em Geociências) - Escola Politécnica, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1998.

LENHARO, S.L.; POLLARD, P.J.; BORN, H. & COSTI, T.T. Topaz-bearing porphyritic phases within the Água Boa Granite, Pitinga tin mine, Amazonas, north Brazil. In: SECOND INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON GRANITES AND ASSOCIATED MINERALIZATIONS, 1997. Salvador, **Extended Abstracts**, SGM, p. 60-61.

LIU, J.G. & MOORE, J. MCM. Hue image RGB colour composition. A simple technique to suppress shadow and enhance spectral signature. **International Journal of Remote Sensing**, Vol.11, no. 8, p. 1521-1530, 1990.

LOUGHLIN, W. P.. Principal component analysis for alteration mapping. in: **Photogrammetric and Engineering & Remote Sensing**, Vol. 57, n° 9: 1163-1169, 1991.

LOURENÇO R.S., MONTALVÃO R.M.G., PINHEIRO S.S., FERNANDES P.E.C.A., PEREIRA E.R., FERNANDES C.A.C., TEIXEIRA W. Geologia da Folha SA.20 – Manaus, 1978. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 - Manaus**. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, 18:17-164.

MACAMBIRA M.J.B., TEIXEIRA J.T, DAOUD W.E.K., COSTI H.T. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências, volume especial, Proceedings of the Internatinal Symposium on Granites and associated mineralizations (ISGAM)**, v. 17(4), p. 562-570, 1987.

MANDETTA, P. & VEIGA JR., J. P. & OLIVEIRA, J.R. Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã.. **CPRM, relatório interno**, 31 p, 1974. Manaus.

MELO A.F.F., SANTOS A.J., CUNHA M.T.P., CAMPOS M.J.F., D'ANTONA R.J.G. 1978. **Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final**. MME/DNPM Manaus, 6v.

MINUZZI, Orlando Renato Rigon. **Gênese e Evolução da Mineralização de criolita, pirocloro e columbita da subfácies Albita Granito de Núcleo, Mina Pitinga, Amazonas, Brasil**. 2005. 181 f. Tese (Doutorado em Geociências) – Instituto de Geociências, Curso Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 2005.

OLIVEIRA A.S., FERNANDES C.A.C., ISSLER R.S., MONTALVÃO R.M.G. DE, TEIXEIRA W. 1975. Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21. BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21**. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Minerais, 9:21-118

OLIVEIRA, M. J. R.; LUZARDO, R.; FARIA, M. S. G. & PINHEIRO, S. S. A Suíte Intrusiva Água Branca no sudeste do Estado de Roraima. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA, 5, 1996. Belém, Pará. Belém. SBG-Núcleo Norte. v. 2, 1996, p.86-89.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W., TINDLE A.B. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.

PINHO, M.A.S.B., LIMA, E.F., FETTER, A., VAN SCHUMUS, R., CHEMALE JR., F. Caracterização petrográfica e dados geocronológicos preliminares das rochas vulcânicas da Formação Iriri, porção centro-sul do Cráton Amazônico, Aripuanã, Mato Grosso. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 1, p. 37-42, 2001.

PITCHER W.S. Granite type and tectonic environment. K. J. Hsü (Ed.): Mountain Building Processes. London: **Academic Press**, p. 19-40, 1983.

PRADO, M. et al. (submetido) – O Granito Europa e o Grupo Iricoumé na Parte Leste do Distrito Mineiro de Pitinga (Amazonas). **Pesquisas em Geociências**, Porto Alegre. 2006.

RAMGRAB & DAMIÃO. 1970. **Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana, Relatório Inédito**. Boa Vista, 1970.: DNPM, 40 p.

REIS, N. J. & FRAGA, L. M. B. Vulcanismo Surumu – Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1996. Salvador. **Anais**. Salvador, 1996.: SBG. 7v. v.2, p. 88-90.

REIS, N. J., FARIA, M. S. G., FRAGA, L. M. B. & HADDAD, R. C. Vulcanismo cálcio-alkalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1, 1999. Gramado, 1999. **Boletim de Resumos**, v.1.

REIS, N. J., FARIA, M. S. G., FRAGA, L. M. B. & HADDAD, R. C., Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, vol. 38 (3), p. 380-383, 2000.

REIS, N.J., ALMEIDA, M.E., RIKER, S.L., FERREIRA, A.L. 2006. **Texto Explicativo dos mapas geológicos e de recursos minerais do Estado do Amazonas, Escala 1:1.000.000**. Convênio CPRM/CIAMA-AM. Manaus-AM. Ministério de Minas e Energia, Secretaria de Geologia, Mineração e Transformação mineral – Serviço Geológico do Brasil – CPRM, 2006.

SANTOS J.O.S. & OLIVEIRA J.R. 1978. **Magmatismo básico-alkalino no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica**. Manaus, CPRM/SUREG-AM. 14 p.

SANTOS, J. O. S. & REIS NETO, J. M. Algumas idades de rochas graníticas do Craton Amazônico. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. Salvador. **Resumo**. Bahia, SBG, v.1., 1982. p. 339-348.

SANTOS J.O., 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**, Japão, v. 3(4), p. 453-488, 2000.

SANTOS J.O.S., FARIA, M.S.G., HARTMANN, L.A., McNAUGHTON, N.J., FLETCHER, I.R.. Oldest charnockitic magmatism in the Amazon Craton: zircon U-Pb SHRIMP geochronology of the Jaburu Charnockite, southern Roraima, Brazil. In: **SBG-NO, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZÔNIA**, 7, Belém, 2001. **Boletim de Resumos Expandidos**, 2001, p. 70-72.

SANTOS J.O.S., HARTMANN L.A., MCNAUGHTON N.J., FLETCHER I.R. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. **Journal of South America Earth Science**, v. 15, p. 409-429, 2002.

SANTOS J.O.S., HARTMANN, L.A., FARIA, M.S., RIKER, S.R., SOUZA, M.M., ALMEIDA, M.E., McNAUGHTON, N.J. A compartimentação do cráton amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 9, Belém-PA, 2006. **Seção Temática III**.

SCHOBENHAUS, C., CAMPOS, D. A., DERZE, G.R. & ASMUS, H.E. Geologia do Brasil. **Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área adjacente, incluindo Depósitos Minerais. Escala 1:2.500.000**. 1984. Brasília, Departamento Nacional da Produção Mineral. 501p.

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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994. Balneário Camboriú. **SBG. 1994, V. 1, p. 395-397**.

SILVA JR. R.O. 1992. **Estudo petrográfico de rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas – região de Pitinga-AM**. Belém, UFPA. Centro de Geociências. 38 p.

SINGH, A. & HARRISON, A. Standardized principal components. **Int. J. remote sensing**, v. 6(6), p. 883-896, 1985.

TASSINARI C.C.G., BETTENCOURT J.S., GERALDES M.C., MACAMBIRA M.J.B., LAFON J.M. The Amazonian Craton. In: **Tectonic Evolution of South America**, Rio de Janeiro, 1999, p. 41-95, 1999.

TASSINARI, C. C. G., BETTENCOURT, J. S., GERALDES, M. C., MACAMBIRA, M. J. B. & LAFON, J. M., 2000. The Amazonian Craton. In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAS FILHO, A. & CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro. Sociedade Brasileira de Geologia, 2000, p. 41-95.

TEIXEIRA J.T., COSTI H.T., MINUZZI O.R.R., SOARES E.A.A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – mina do Pitinga (AM). In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, **Anais, 1**, 1992, p.212-213.

VALÉRIO, C.S., SOUZA, V.S., MACAMBIRA, M.J.B., MILLIOTTI, C.A., CARVALHO, A.S. Geoquímica e idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na região da borda norte da Bacia do Amazonas, município de Presidente Figueiredo-AM. In: III SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 2005. **Anais**, 2005. Cabo Frio-RJ

VALÉRIO, C.S., SOUZA, V.S., MACAMBIRA, M.J.B. Granitóides calcialcalinos do extremo sul do Escudo das Guianas, município de Presidente Figueiredo-AM: Petrografia e Geoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DA AMAZONIA, 9, . 2006. Belém-PA, **Seção Temática III**.

VEIGA JR., J. P., NUNES, A. C. B., FERNANDES, A. S., AMARAL, J. E., PESSOA, M. R. & CRUZ, S. A. S. 1979. **Projeto Sulfetos de Uatumã; Relatório** Final, Manaus, DNPM/CPRM, 7v.

Curitiba, 01 de setembro de 2006.

Ilmo. Sr.
JOSÉ MAXIMINO T. M. FERRON
Rua Cristal nº 11 - Vila "A"
Dentro da Mina
CEP: 69.737-000 - PITINGA - AM

Referente artigo:

J. Maximino T. M. Ferron, Artur C. Bastos Neto, Evandro F. Lima, Hilton Costi, Cândido Moura, Maurício Prado, Ronaldo Pierosan & Marco Galarza Geologia e geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicas da Província Pitinga, Craton Amazônico

Prezado autor,

Os editores da Revista Brasileira de Geociências tem a satisfação de informar ao prezado autor que o artigo acima relacionado foi aceito e será publicado nos próximos números da revista, conforme ordem cronológica de aprovação dos artigos.

Sem mais para o momento, renovamos os protestos de estima e consideração.

Atenciosamente

Alberto Pio Fiori
Editor-Chefe da RBG

Artur Cezar Bastos Neto
Professor Titular
Instituto de Geociências
Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Avenida Bento Gonçalves 9500, CP 15.001
CEP 91501-970, Porto Alegre RS Brasil
----- Original Message -----

From: reinhardt

To: artur.bastos@ufrgs.br

Sent: Friday, November 24, 2006 9:31 AM

Subject: artigo

Prezado Prof. Bastos Neto,
Recebi, finalmente, o trabalho submetido ao Journal of South American Earth Sciences. Em anexo, segue arquivo da carta de recebimento, que está sendo encaminhada pelo correio. Para dar andamento ao processo de avaliação do trabalho, necessito de duas cópias adicionais do manuscrito. Além disso, apreciaria a indicação de possíveis reviewers no país e no exterior, de preferência com endereço eletrônico.
Cordialmente,
Reinhardt Fuck
Editor Regional
Journal of South American Earth Sciences

DO: Editor da RBG

PARA: José Maximino T. M. Ferron
Rua Cristal nº 11 - Vila "A"
Dentro da Mina
CEP: 69.737-000 - Pitinga - AM
Referente Trabalho:

J. Maximino T.M. Ferron, Artur C. Bastos Neto, Evandro F. Lima, Lauro V.S. Nardi, Hilton T. Costi, Ronaldo Pierosan e Maurício Prado	Magmatismo Vulcano-Plutônico Uatumã da Província Pitinga e seu Posicionamento no Contexto Geológico do Norte da Amazônia-Brasil
---	---

Prezados Autores,

Informamos que o artigo supra mencionado foi recebido pelos editores da Revista Brasileira de Geociências no dia 22/11/2006, o qual será encaminhado para 2 consultores *ad hoc* para análise e parecer.

Favor confirmar por e-mail o endereço de correspondência para que possamos enviar as sugestões dos consultores assim que ficarem prontas.

Aproveitamos a oportunidade para agradecer ao(s) autor(es) supra citado(s) pela escolha Revista Brasileira de Geociências para submeter e publicar o trabalho em epígrafe.

Atenciosamente,

Alberto Pio Fiori
Editor Chefe da RBG

PETROGRAFIA

Rochas graníticas e vulcânicas Paleoproterozóicas da Província Pitinga são relacionadas ao Supergrupo Uatumã, onde as rochas plutônicas são englobadas na Suíte Intrusiva Mapuera e as rochas vulcânicas ao Grupo Iricoumé. Dado ao caráter comagmático das rochas dessas unidades observado na Província Pitinga, estas são tratadas conjuntamente neste trabalho. A seguir serão descritas as principais características petrográficas e geoquímicas dessas rochas. Ao final deste anexo, as Pranchas 1 e 2 mostram afloramentos e amostras de rochas das unidades estudadas. As Pranchas 3 a 8 apresentam imagens de texturas e aspectos petrográficos de rochas das unidades estudadas.

Petrografia das rochas vulcânicas:

As rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, na Província Pitinga, são caracterizadas petrograficamente por depósitos efusivos e piroclásticos com composições ácidas e intermediárias. As rochas efusivas são eminentemente porfiríticas, com aspectos texturais que em alguns casos sugerem processos de misturas de magmas em sua geração (*mixing/mingling*). Os depósitos ignimbríticos apresentam elevado grau de soldagem, são ricos em cristais e fragmentos de rochas envoltos por uma matriz rica em púmices, comumente exibindo textura eutaxítica. Localmente esses ignimbritos são intercalados em depósitos vulcanogênicos e sedimentares.

A seguir são apresentadas as características petrográficas das unidades litoestratigráficas que integram o Grupo Iricoumé na Província Pitinga.

Formação Divisor: Prancha 3. As rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas de composição intermediária da Província Pitinga apresentam íntima associação de campo e foram agrupadas na Formação Divisor por Ferron *et al.* (submetido 1).

As rochas efusivas da Formação Divisor são compostas predominantemente por feno-andesitos e subordinadamente por feno-latitos de cores cinza escuro e verde acinzentado. Apresentam textura porfírica com matriz afanítica e relação matriz:fenocristais de ~2:1. Os fenocristais são de granulação fina a média e constituídos predominantemente por plagioclásio (~82%), feldspato alcalino (~15%), anfibólios e minerais opacos (Prancha 3-a). O quartzo é raro, não ocorre como fenocristal e quando presente encontra-se preenchendo micro-fraturas ou como diminutos cristais compondo a matriz.

A matriz é microcristalina, localmente com textura fluidal, e turvação intensa causada por agregados opacos microgranulares e clorita, possivelmente originada por desvitrificação da matriz. Os fenocristais de plagioclásio em geral estão parcialmente substituídos por epidoto, clorita e mica branca, podendo apresentar inclusões de anfibólio euédrico. Vários cristais de plagioclásio exibem zanação normal (Prancha 3-b), outros exibem bordas neoformadas, descontínuas, compostas por feldspato alcalino, caracterizando a textura anti-rapakivi (Prancha 3-c). Os fenocristais de feldspato alcalino são anédricos, por vezes pertíticos, em geral mostram um aspecto turvo causado pela substituição parcial por epidoto e sericita. Os fenocristais de anfibólio são subédricos, de cor verde clara, apresentando moderada substituição por clorita e minerais opacos. Podem ocorrer na forma de grãos isolados ou formando agregados com micas (Prancha 3-d).

Localmente são observados, em lâmina delgada, fragmentos de composição granítica (entre 0,40mm e 3,5mm), arredondados, exibindo textura equigranular fina ou média (Prancha 3-e-f). Fragmentos de rochas piroclásticas são raros e apresentam contatos difusos com a matriz andesítica.

Os processos cataclásticos são incipientes, evidenciados pela formação de fraturas estreitas e descontínuas na matriz, em geral preenchidas por quartzo, epidoto e minerais opacos.

As rochas piroclásticas da Formação Divisor são representadas por tufos grossos de composição andesítica ou latítica. Estas rochas são caracterizadas por uma matriz de granulação muito fina, que envolve cristaloclástos compostos por plagioclásio e feldspato

alcalino com formas anédricas a subédricas de aspecto turvo, dado pela substituição por argilominerais, clorita e opacos microgranulares. Ocorrem também litoclástos com até 6,0mm compostos por plagioclásio e minerais máficos cloritizados com textura granular preservada. Nesse grupo de rochas o quartzo é ausente ou muito raro.

Formação Ouro Preto: (Pranchas 4 e 5). Engloba as rochas vulcânicas efusivas ácidas, classificadas como riolito, riodacito, quartzo-traquito, quartzo-latito e dacito, todas exibindo textura porfírica (Ferron *et al.*, submetido 1 e 2). Subordinadamente ocorrem rochas sub-vulcânicas de composição riolítica, com matriz quartzo-feldspática equigranular fina e fenocristais de quartzo e feldspatos de granulação média, denotando cristalização em níveis crustais rasos.

As rochas efusivas apresentam razão matriz/fenocristais entre 0,7 e 1,3. A matriz é quartzo-feldspática de granulação fina a microcristalina com lamelas formadas por agregados de biotita, mica branca, clorita e minerais opacos microgranulares, geralmente tomando um aspecto turvo refletindo processos de desvitrificação e/ou alteração tardi a pós-magmática. Dentre os fenocristais, predomina o feldspato potássico (46%), quartzo (27%) e plagioclásio (20%). Os demais constituintes são compostos por clorita, epidoto, anfibólio e minerais opacos (Prancha 4-a).

Os fenocristais de feldspato potássico por vezes apresentam bordas corroídas ou embaiadas, sugerindo reabsorção parcial por reação com a matriz e, eventualmente, apresentam-se substituídos por albita *chessboard* (Prancha 4-b). Os fenocristais de quartzo são euédricos a subédricos, podendo apresentar bordas corroídas, embaiadas ou amebóides devido à reabsorção pela matriz e textura *jigsaw-fit* causada pelo *stress* interno produzido pelo fluxo de material vítreo, com alta viscosidade e alta temperatura (Prancha 4-c). Os fenocristais de plagioclásio são freqüentemente sericitizados, apresentam formas anédricas ou alongadas e incompletas e mostram-se impregnados por minerais opacos microgranulares (textura em peneira). O zircão é um acessório freqüente e, em geral, apresenta efeitos de metamictização.

Micro-fraturas irregulares na rocha são geralmente preenchidas por clorita, epidoto, fluorita e minerais opacos. Processos hidrotermais associados a deformações

rúpteis provocaram, em certos casos, intensa alteração das fases minerais primárias que compõem a matriz e substituição destas por denso agregado de cristais de quartzo, clorita e argilominerais. O plagioclásio pode estar totalmente substituído por massas de mica branca, óxidos de ferro e, mais raramente, por carbonatos.

Eventualmente é observado nessas rochas a presença de microxenólitos de composição granítica a tonalítica ou básica, com textura magmática preservada. Esses apresentam bordas difusas, aparentemente transicionais para a matriz da rocha vulcânica hospedeira, sugerindo a ocorrência de processos de assimilação e digestão parcial. Mais raramente ocorrem fragmentos parcialmente absorvidos e profundamente alterados de rocha tufácea ácida.

Minerais máficos primários (Prancha 4-d), provavelmente anfibólio, totalmente desestabilizados, são substituídos por agregados de granulação fina, em geral anédricos, compostos por minerais opacos, associados a agregados de clorita, epidoto e menos comumente carbonato e apatita. São observados também agregados máficos arredondados, provavelmente representando glóbulos máficos vesiculados (Prancha 4-e), intensamente substituídos por clorita.

Localmente as rochas mostram arranjo textural micrográfico, onde o quartzo apresenta-se na forma de agregado simplectítico de cristais aciculares alongados. Eventualmente essas formas esqueléticas aciculares nucleiam a partir de um cristal maior de quartzo ou feldspato, crescendo de modo radial em sua volta (Pranchas 4-f e 5-a) sugerindo que o magma de alta viscosidade, a partir do qual a rocha cristalizou, foi resfriado rapidamente, em estágio pré-erupção. Perdas de calor dessa natureza em geral são causadas por descompressão súbita da câmara magmática. A presença de um grande número de vesículas, atualmente preenchidas por epidotos hidrotêmicos e quartzo, pode também ser atribuída a efeitos de descompressão.

Localmente, observam-se fenocristais de plagioclásio exibindo bordas compostas por feldspato alcalino, caracterizando a textura anti-rapakivi, ou ainda inclusões de epidoto microgranular, opacos ou clorita caracterizando a textura em peneira.

Um resumo das principais texturas observadas nas rochas da Formação Ouro Preto, e possíveis implicações genéticas, são descritas a seguir:

- a) Impregnação da matriz por minerais opacos microgranulares, biotita, clorita e mica branca, sugerindo efeitos intensos de desvitrificação e recristalização;
- b) Desenvolvimento de textura esferulítica (Prancha 5-b-c), sugerindo que a matriz, originalmente vítrea, foi desvitrificada lentamente, possivelmente em presença de soluções aquosas ricas em álcalis;
- c) Presença de estruturas perlíticas concêntricas causadas pela hidratação de sua fração originalmente vítrea (Prancha 5-d), indicando resfriamento rápido, possivelmente em ambiente subaéreo;
- d) Textura fluidal, evidenciada principalmente ao longo das bordas dos fenocristais, indicando fluxo magmático;
- e) Ocorrência de glóbulos e agregados máficos vesiculados (Prancha 5-e), interpretados como glóbulos de magma máfico, de temperatura mais elevada, que foram submetidos a resfriamento brusco quando em contato com o magma ácido, de temperatura mais baixa;
- f) Outras texturas sugestivas de interação de magmas félsicos com magmas máficos, através de processos de misturas de magmas são sugeridas por: 1) feldspatos exibindo textura rapakivi e anti-rapakivi (Prancha 5-f); 2) fenocristais de plagioclásio com textura em peneira, bordas sobrecrescidas e cristais desestabilizados; 3) texturas em *sinneusis* desenvolvida por agrupamentos de fenocristais de feldspatos, sugerindo que o magma ácido interagiu com magmas máficos através de processos de magma *mingling*.

Com base nas paragêneses minerais, nas texturas, nas formas e locais de ocorrências das rochas acima descritas, sugere-se que, na formação dessas rochas, houve

interação entre magmas intermediários a básicos e magmas ácidos através de processo de mistura de magmas do tipo magma *mixing* e/ou magma *mingling*.

Formação Paraíso: (Prancha 6). Na Província Pitinga as rochas piroclásticas de composição ácida foram agrupadas na Formação Paraíso por Ferron *et al.* (submetido 1). Essa unidade é constituída, por rochas piroclásticas ácidas que apresentam eventuais interações com magmas básicos (basaltos). São compostas, segundo os critérios de McPhie *et al.* (1993), por ignimbritos, tufos ácidos co-ignimbríticos e, subordinadamente, brechas tufáceas e rochas tufáceas e depósitos do tipo *surge*. Na Província Pitinga estes litotipos estão intimamente associados aos depósitos efusivos e depósitos sedimentares vulcanogênicos.

Os ignimbritos caracterizam-se por uma matriz rica em fragmentos de púmice achatados, que sustentam litoclastos vulcânicos de contornos angulares alongados, fragmentos vítreos (*shards*), cristaloclastos de feldspatos potássico finamente pertíticos e parcialmente substituídos por albita *chessboard*, plagioclásio, quartzo angulares e fusiformes e minerais opacos microgranulares (Prancha 6-a-b-c). O elevado grau de soldagem é responsável pelo desenvolvimento de uma textura eutaxítica, que contorna os litoclastos e fragmentos de cristais. Efeitos de desvitrificação são comumente observados destacando-se o desenvolvimento, em escala macroscópica, de esferulitos (Prancha 1-f). Feições de reabsorção, como bordos de corrosão são comuns. É comum também a ocorrência de acamamento gradacional definido pela alternância irregular de níveis de granulação fina e níveis com partículas de granulação média.

Processos hidrotermais tardios geralmente causam um aspecto turvo em fragmentos de rocha e de cristais. Estes processos possivelmente são os responsáveis pelo preenchimento de amigdalas por agregados radiais de quartzo, clorita, epidoto e minerais opacos.

Em ignimbritos ricos em cristais o zircão ocorre disseminado, tanto como cristais prismáticos largos, geralmente metamíticos, como cristais aciculares longos, límpidos e incolores, sugerindo serem derivados de mais de uma fonte.

Localmente os ignimbritos apresentam granulometria compatível com brecha tufácea, composta por blocos e lúpilis de rochas vulcânicas, imersos em matriz quartzo-feldspática fortemente soldada.

Raramente ocorrem rochas de composição bimodal, hidrotermalizadas, compostas por matriz piroclástica quartzo-feldspática de granulação fina e glóbulos de rocha basáltica, exibindo frequentemente textura traquítica (Prancha 6-d) e vesículas de 0,1 a 1,0 cm preenchidas por epidoto e quartzo. Os contatos são interdigitados ou bruscos, sugerindo interação entre ambos (Prancha 6-e). Em escala de afloramento, o basalto ocorre como glóbulos máficos achatados a arredondados de 2 a 20 cm de diâmetro, exibindo amígdalas de 0,2 a 1,0 cm em geral achatadas e orientadas segundo o eixo maior do glóbulo máfico e preenchidas por quartzo e epidoto. Esses glóbulos básicos são envoltos por matriz tufácea de composição riodacítica. Esta rocha é interpretada como peperito, formado pela interação do magma básico com sedimentos piroclásticos ácidos, quando esses últimos não estavam ainda completamente solidificados (Prancha 2-g-h).

Depósitos co-ignimbríticos, representados por rochas tufáceas de composição riolítica a quartzo traquítica de granulação fina a afanítica, são menos comuns e ocorrem associados aos depósitos ignimbríticos.

Os depósitos piroclásticos tipo *surge* tem sua distribuição faciológica caracterizada por estratificações cruzadas acanaladas e plano-paralelas. Os estratos que compõe as camadas são geralmente maciços, raramente apresentam organização interna e são marcados por finos níveis micáceos escuros orientados (Prancha 6-f). Caracterizam-se por uma matriz fina a afanítica, geralmente sericitizada, que sustenta fragmentos de cristais de quartzo, feldspato potássico e plagioclásio angulares a fusiformes, sendo o feldspato alcalino em geral pertítico ou parcialmente substituído por albita *chessboard*.

Petrografia das rochas graníticas:

A Suíte Intrusiva Mapuera na Província Pitinga é representada por *plutons* graníticos compostos predominantemente por sienogranitos e monzogranitos e mais

raramente granodioritos, todos portadores de biotita, com ou sem hornblenda. Variedades mais diferenciadas, composta por feldspato alcalino-granito, têm ocorrência restrita.

As características petrográficas das rochas graníticas da Província Pitinga permitem sugerir uma filiação magmática comum para os diversos *plutons* estudados. Aspectos texturais e composicionais sugerem o posicionamento epizonal desses granitos. A presença de enclaves máficos microgranulares arredondados, com incorporação de cristais de feldspato, sugerem a interação de magmas com diferentes composições durante a formação dessas rochas, o que é particularmente enfatizado nos granitos menos diferenciados, como em fácies dos *plutons* Simão e Alto Pitinga.

A seguir são apresentadas as principais características petrográficas dos *plutons* graníticos da Suíte Mapuera que ocorrem na região da Província Pitinga.

Granito Simão: é um *pluton* que tem em sua porção norte as fácies mais diferenciadas, representadas por sienogranitos portadores de biotita, com ou sem hornblenda, e, ao sul, predominantemente monzogranitos com granodioritos subordinados, ambos portadores de biotita e hornblenda.

A fácies hornblenda-biotita-sienogranito, predominante na porção norte do *pluton*, é caracterizada por uma fração de granulação grossa constituída por feldspato alcalino perítico com textura rapakivi (Prancha 7-a) e cristais de plagioclásio com inclusões microcristalinas (textura em peneira). A fração intersticial é predominantemente composta por quartzo e feldspato potássico freqüentemente com intercrescimentos micrográficos, plagioclásio e por vezes albita. Os minerais máficos ocorrem em geral agrupados, formando agregados anédricos, nos quais predominam cristais subédricos de hornblenda, lamelas de biotita e proporções variáveis de apatita, minerais opacos e zircão (Prancha 7-b-c). Essas rochas podem apresentar micro-xenólitos compostos por plagioclásio, hornblenda e biotita com proporções subordinadas de quartzo e minerais opacos, em contato difuso com a rocha encaixante, sugerindo tratar-se de porções parcialmente digeridas de rochas plutônicas dioríticas ou tonalíticas.

Subordinadamente, na porção centro-norte do *pluton* ocorre biotita-sienogranito composto essencialmente por feldspato potássico perítico, localmente com textura

rapakivi, quartzo intersticial ou em intercrescimento simplectítico com o feldspato potássico e plagioclásio por vezes sericitizados ou ocorrendo como albita, além de proporções subordinadas de biotita e acessórias de zircão, allanita, clorita, fluorita e minerais opacos, geralmente ocorrendo como agregados.

Na porção sul do pluton, predomina a fácies biotita-hornblenda-monzongranito, de textura granular seriada com a fração grossa à média composta por feldspato potássico e plagioclásio e a fração intersticial composta por quartzo, feldspatos, biotita e hornblenda. A mineralogia essencial é composta por plagioclásio, com abundantes inclusões de minerais opacos ou, mais raramente, hornblenda caracterizando textura em peneira, feldspato potássico, comumente com textura rapakivi, e quartzo, com proporções subordinadas de biotita e hornblenda, freqüentemente formando agregados com biotita, titanita e epidoto. A mineralogia acessória é composta por titanita, apatita, zircão, allanita, minerais opacos e estilpnomelano.

Neste setor do pluton é comum a presença de enclaves máficos microgranulares e micro-xenólitos, ricos em minerais máficos, de composição monzodiorítica, diorítica ou tonalítica (Prancha 2-d-e). Esses enclaves são geralmente de granulação fina e textura xenomórfica (Prancha 7-d-e), exibindo contato difuso, parcialmente gradacional com a rocha encaixante, sugerindo reabsorção parcial dos mesmos. Aglomerações de minerais máficos, juntamente com plagioclásio intensamente turvos, muitas vezes sugerem tratar-se de parte de xenólitos que foram totalmente absorvidos pela rocha encaixante, sugerindo que processos de magma *mingling-mixing* concorreram para a formação dessas rochas.

Ainda na porção sul do *pluton*, subordinadamente ocorre biotita-hornblenda-granodiorito, composto essencialmente por cristais de plagioclásio tabulares com contornos subédricos, por vezes zonados, cristais anédricos de quartzo e feldspato potássico intersticiais a eles, com proporções subordinadas de biotita (cloritizada), hornblenda e minerais opacos, e acessórias de apatita, clorita, zircão e fluorita.

Efeitos cataclásticos fracos a moderados de natureza rúptil são identificados em todos os litotipos. Estes são evidenciados pelo desenvolvimento de granulação marginal aos feldspatos e extinção ondulante ou em mosaico em quartzo e ondulações de lamelas

de biotita. Localmente se desenvolvem estruturas protomiloníticas, caracterizadas por recristalização de quartzo e feldspatos ao longo de planos de micro-fraturas e contatos intercrystalinos. Essas microfraturas são, por vezes, preenchidas por minerais opacos e estilpnomelano, sugerindo a participação de processos de alteração hidrotermal em sua geração.

Granito Rastro: é um *pluton* que apresenta relativa homogeneidade composicional e textural, indicando condições de cristalização a níveis crustais rasos, possivelmente em ambiente subvulcânico. Possui uma única fácies caracterizada por sienogranito com textura inequigranular seriada, composta essencialmente por feldspato potássico moderadamente pertitizado, geralmente desenvolvendo intercrescimentos micrográficos com quartzo (Prancha 7-f), e plagioclásio de granulação grossa a fina. A fração intersticial é predominantemente fina, intensamente granofírica, e composta por feldspato potássico, quartzo, biotita cloritizada, zircão, apatita, anfibólio e minerais opacos.

Localmente alguns litotipos apresentam finos e esparsos cristais de anfibólio e estilpnomelano, geralmente associados à biotita e minerais opacos. Por vezes apresentam enclaves máficos (Prancha 2-f) com dimensões de 2 a 5 cm de granulação fina, composto por biotita, clorita, epidoto, minerais opacos, quartzo e feldspatos, em contato difuso com a rocha granítica.

A presença de agregados máficos com dimensões de 1,5 mm até 9,0 mm, compostos por plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio e minerais opacos de granulação fina exibindo contatos difusos (Prancha 8-a-b) a gradacionais com a rocha granítica, sugerem tratar-se de enclaves ou glóbulos máficos parcialmente digeridos pelo magma granítico.

Granito Bom Futuro: é constituído por biotita-sienogranitos e biotita-monzogranitos com textura inequigranular seriada, variando de grossa a fina e localmente granofírica (Prancha 2-c).

A mineralogia essencial é caracterizada por feldspato potássico subédrico a anédrico, moderadamente pertítico, plagioclásio anédrico, geralmente zonados, com núcleos apresentando alteração secundária em epidotos e argilominerais sericíticos, e algumas vezes com textura anti-rapakivi (Prancha 8-c), biotita, além de quartzo anédricos com desenvolvimento incipiente de intercrescimentos micrográficos. A mineralogia acessória é composta por zircão, minerais opacos, apatita, titanita, monazita, clorita, sericita e estilpnomelano.

Agregados máficos compostos por biotita, minerais opacos, titanita, epidoto, apatita e clorita geralmente ocorrem substituindo um mineral máfico primário, possivelmente piroxênio ou anfibólio.

Processos cataclásticos moderados de natureza rúptil-dúctil causaram recristalização parcial dessas rochas e geração de fábrica protomilonítica, evidenciada pela formação de bandas granoblásticas estreitas, anastomosadas ou lenticulares de granulação fina, marcadas pela orientação preferencial de minerais micáceos recristalizados ao longo das mesmas.

Granito Alto Pitinga: é constituído por biotita-hornblenda-sienogranito (Prancha 2-a), biotita-monzogranito e biotita-sienogranito porfírico (Prancha 2-b).

A fácies biotita-hornblenda-sienogranito, que ocorre na porção oeste do *pluton*, é caracterizada por cristais de feldspato potássico subédricos ou anédricos, moderadamente pertíticos, podendo apresentar inclusões ou núcleos de cristais de plagioclásio amplamente alterados e substituídos, indicando mudanças nas condições de cristalização do magma, provavelmente causadas por descompressão ou perda de voláteis. O quartzo ocorre como cristais intersticiais subédricos a anédricos, apresentando localmente intercrescimentos micrográficos incipientes, indicando cristalização em equilíbrio e contemporânea. O plagioclásio é subédrico a euédrico, ocorrem substituídos por epidoto e sericita, exibindo textura em peneira ou como inclusões em cristais de feldspato potássico. A hornblenda ocorre como cristais subédricos, com freqüentes inclusões de apatita, zircão e titanita. Localmente são substituídas por cloritas ou estilpnomelano. A

biotita pode estar substituída por clorita e ocorre em geral associada aos anfibólios e minerais opacos.

Localmente ocorrem feições texturais e composicionais marcadas por concentrações de plagioclásio e biotita de granulação fina, amplamente alteradas, em contatos difusos ou transicionais com a fração média que compõe a rocha, sugerindo tratar-se de enclaves de rocha granítica rica em plagioclásio e biotita, parcialmente digeridos pela rocha granítica hospedeira.

A fácies biotita-monzogranito ocorre no quadrante leste do *pluton*, possui textura granular seriada fina a grossa com feldspatos potássicos geralmente anédricos, mesopertíticos e exibindo comumente textura rapakivi (Prancha 8-d), plagioclásio subédricos, localmente ocorrendo em aglomerados em um arranjo em *synneusis*, e quartzo tardio. A biotita é o máfico predominante, sempre cloritizada, localmente compondo agregados com minerais opacos, epidoto e titanita. A fluorita ocorre disseminada sob a forma de cristais finos e incolores. O zircão é fino e geralmente metamórfico.

O arranjo textural seriado, com cristais de feldspato potássico de granulação grossa, e a presença de cristais de plagioclásio com textura em peneira inclusos em feldspato potássico, sugerem a ocorrência de processos de descompressão durante a cristalização dessas rochas.

Na porção central do *pluton* ocorre a fácies biotita-sienogranito porfirítico, composta essencialmente por feldspato potássico, quartzo e plagioclásio, com proporções acessórias de biotita. Exibe textura porfirítica com matriz quartzo-feldspática de granulação fina a média e fenocristais compostos por cristais de feldspato potássico pertíticos, em geral com inclusões de quartzo e incipiente substituição por sericita, plagioclásio, com substituições por epidoto e sericita, e quartzo subédricos ou anédricos com inclusões de plagioclásio e opacos.

Eventualmente ocorrem xenólitos de até 1,0 cm (Prancha 8-e) de rochas de composição tonalítica-diorítica, compostos essencialmente por plagioclásio e minerais máficos, atualmente cloritizados, além de apatita e zircão. Apresentam bordas difusas, indicando dissolução parcial pelo magma hospedeiro.

Granito Pedreira: é um *pluton* onde foi identificada apenas uma facies, composta por micro-feldspato alcalino-granito granofírico, com textura equigranular hipidiomórfica fina. O feldspato potássico é intensamente pertitizado (mesopertita), em alguns casos evoluindo para a formação de albita *chessboard*. O quartzo é arredondado e intersticial anédrico ou incluso em feldspato potássico. O plagioclásio ocorre em baixa proporção, além de raros minerais máficos, granulares disseminados, constituídos por biotita cloritizada e agregados de minerais opacos. O zircão é raro, de granulação muito fina e ocorre disseminado.

O desenvolvimento de agregados microgranofíricos nos interstícios e em volta de cristais mais desenvolvidos de feldspato potássico (Prancha 8-f) sugere, juntamente com a baixa proporção de máficos, a natureza residual e intensamente fracionada do magma a partir do qual esta rocha cristalizou.

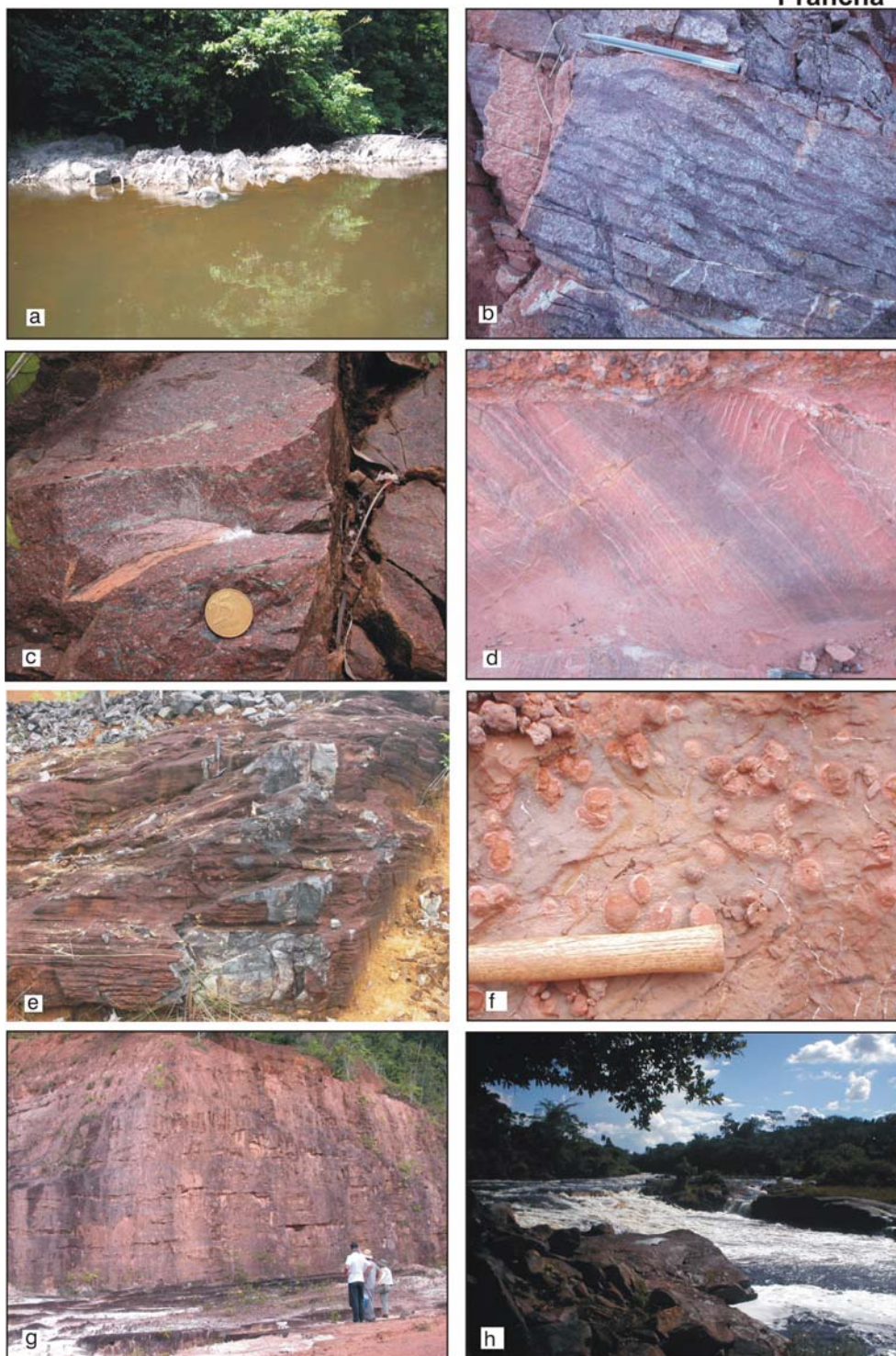
Referências bibliográficas

Ferron, J. Maximino. T. M; Neto, Artur. C. B.; Lima, Evandro F.; Costi, Hilton T.; Moura, Cândido A. V.; Prado, Maurício; Pierosan, Ronaldo; Galarza, Marco A. (submetido 1). **Geologia e Geocronologia Pb-Pb de rochas graníticas e vulcânicas ácidas a intermediárias Paleoproterozóicos da Província Pitinga, Cráton Amazônico, Brasil**, RBG – Revista Brasileira de Geociências.

Ferron, J. Maximino. T. M; Neto, Artur. C. B.; Lima, Evandro F.; Nardi, Lauro V. S.; Costi, Hilton T.; Pierosan, Ronaldo; Prado, Maurício. (submetido 2). **Petrology, Geochemistry and Geochronology of Paleoproterozoic volcanic and granitic rocks (1.89 to 1.88 Ga) of the Pitinga Province, Amazonas, Brazil**. RBG – Revista Brasileira de Geociências.

McPhie, J.; Doyle, M. & Allen, R. 1993. **Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks**. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p.

Prancha 1



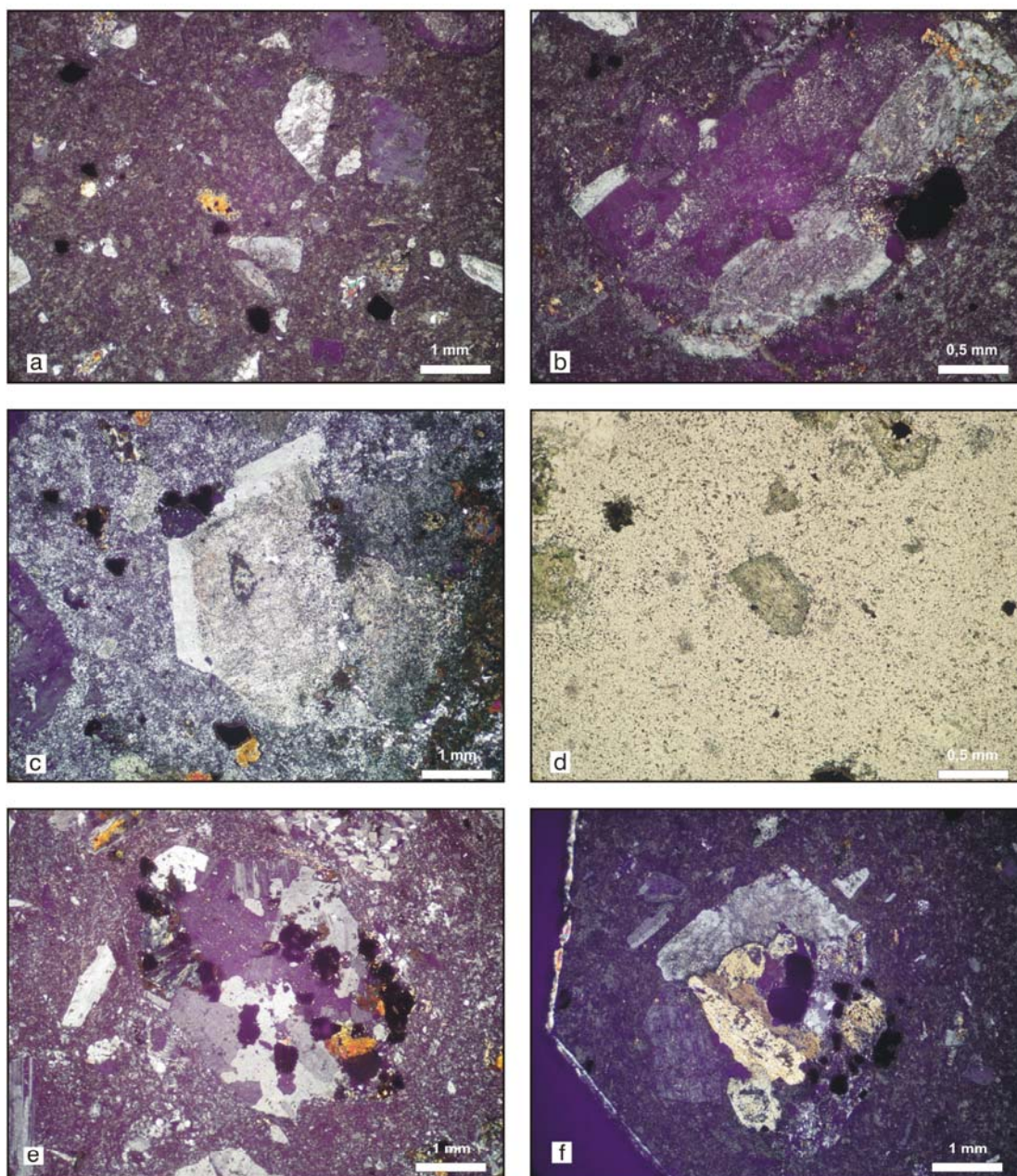
Prancha 1 - afloramentos: *Fm Divisor*: (a) vulcânicas intermediárias no alto rio Pitinga. *Fm Ouro Preto*: (b) riolito porfirítico com efeito cataclástico na região da hidrelétrica. *Fm Paraíso*: (c) ignimbrito rico em cristais com efeitos de hidrotermalismo, região da antiga Tancagem; (d) rochas vulcanoclásticas do Grupo Iricomé, na estrada da UHE; (e) depósitos ignimbriticos tipo *surge*, no igarape Paraíso; (f) esferulitos em tufo ácido na estrada da UHE. *Fm Urupi*: (g) arenitos e siltitos sub-horizontalizados da Formação Urupi, na região da UHE. (h) *Fm Quarenta Ilhas*: gabros toleíticos da Formação Quarenta Ilhas, na região UHE. Obs. UHE=Usina Hidrelétrica de Pitinga.

Prancha 2



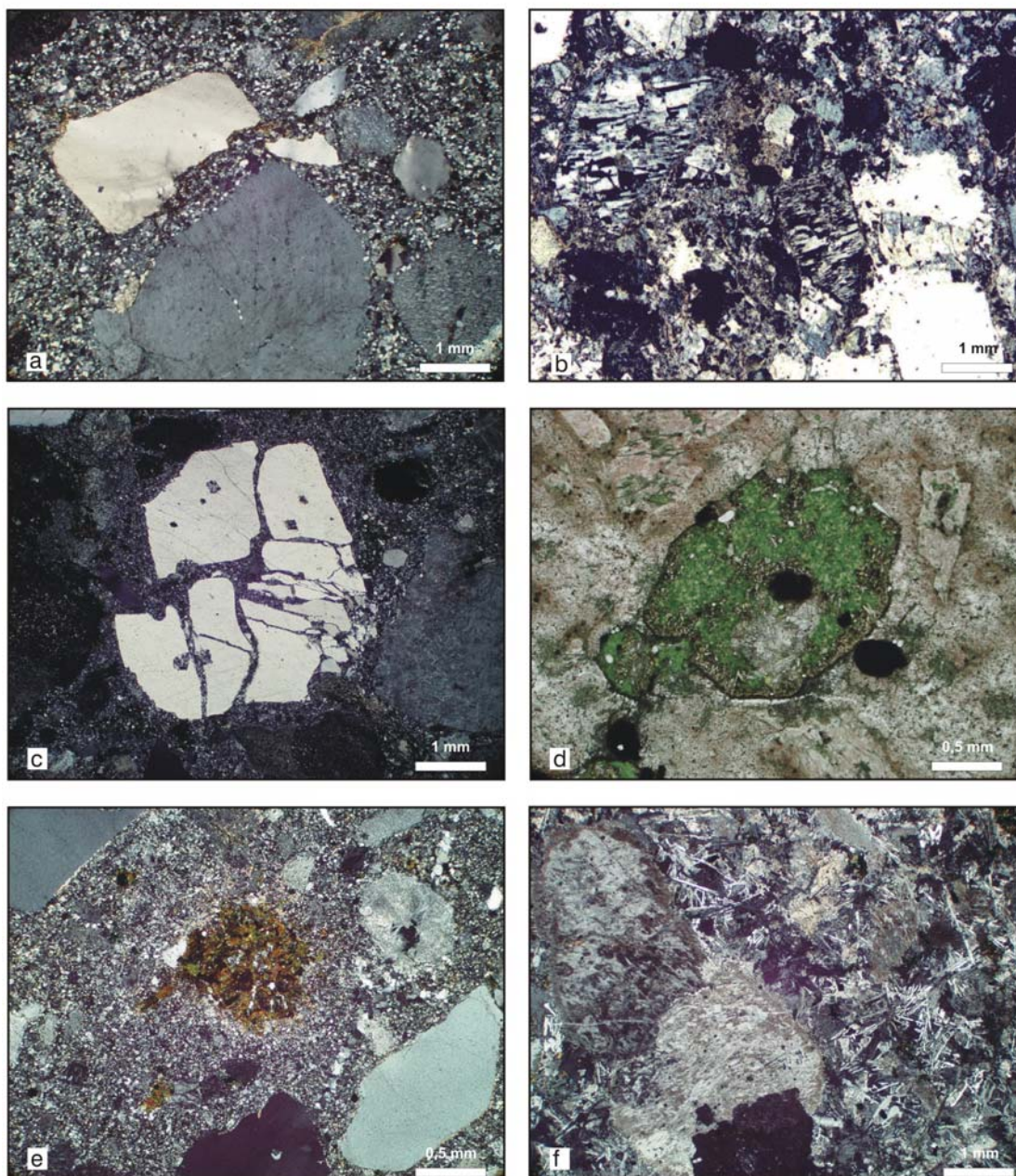
Prancha 2 - afloramentos: *Granito Alto Pitinga*: (a) fácies biotita hornblenda sienogranito. (b) fácies biotita sienogranito porfirítico. *Granito Bom Futuro*: (c) aspecto de afloramento no igarapé Bom Futuro. *Granito Simão*: (d) glóbulo máfico parcialmente absorvido com evidência de magma *mingling*. (e) *clots* máficos em fácies granítica do Granito Simão. *Granito Rastro*: (f) enclave máfico micro-granular e *clots* máficos parcialmente absorvidos (magma *mixing*). *Fm Paraíso*: (g) interação de magma básico (basalto) com tufo ácido da Fm Paraíso (detalhe as vesículas preenchidas no basalto). (h) Idem ao g.

Prancha 3



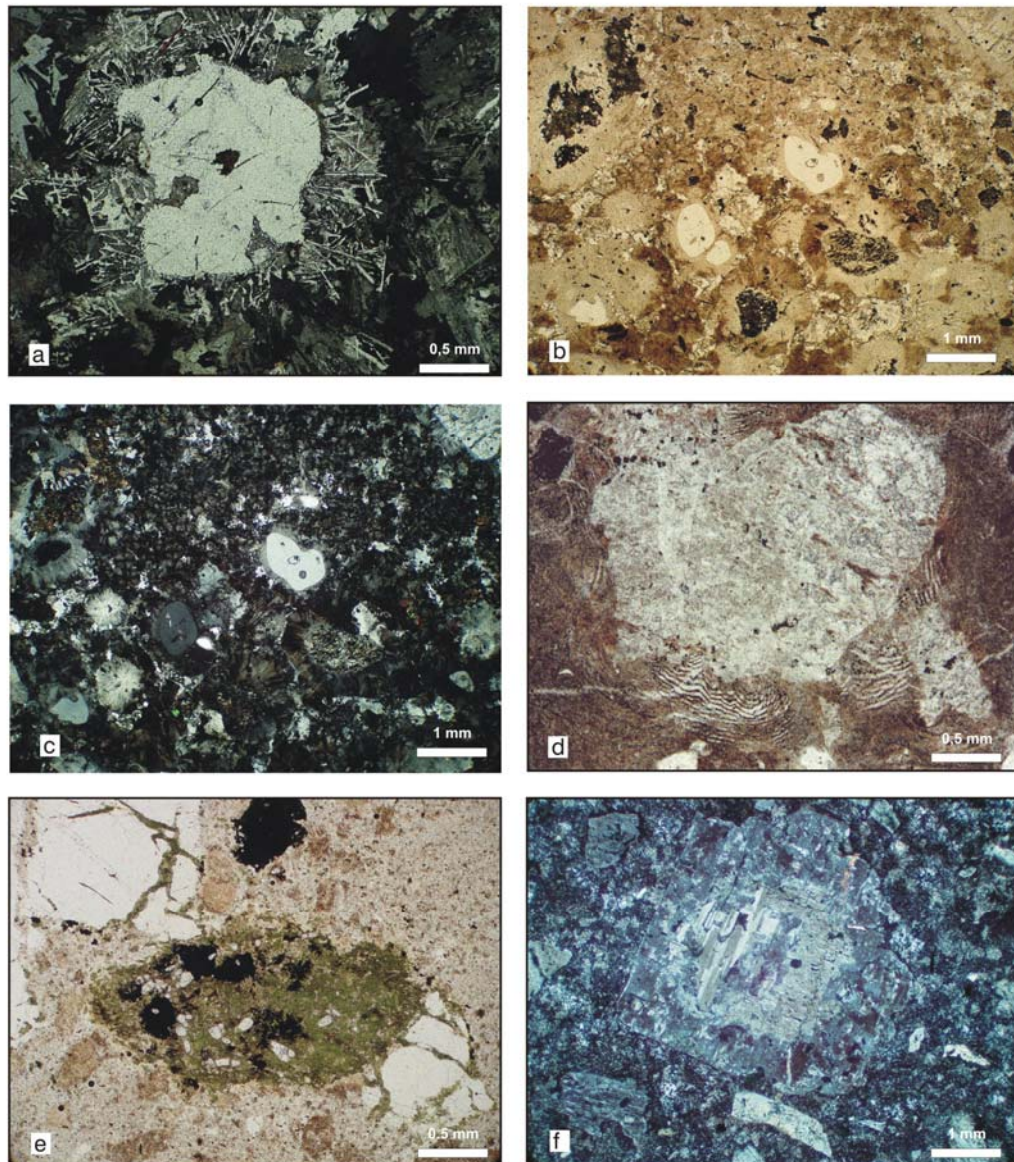
Prancha 3 - Petrografia da Formação Divisor (Grupo Iricoumé) - (a) RD72A - Rocha com matriz de granulação muito fina e fenocristais de plagioclásio e anfibólio, NC. (b) RD72A - Fenocristal de plagioclásio com zonagem normal e alteração incipiente, NC. (c) RD65A - Fenocristal de plagioclásio com borda de feldspato potássico, em textura *anti-rapakivi*, NC. (d) RD65A - Fenocristais de anfibólio em matriz de granulação fina, LN. (e) RD18 - Fragmento de rocha granítica, arredondado, incluído na matriz de granulação fina, NC. (f) RD72A - Fragmento de rocha granítica (tonalítica) incluído em matriz de granulação muito fina, NC. Obs. NC = nicóis cruzados, LN = luz natural.

Prancha 4



Prancha 4 - Petrografia da Formação Ouro Preto (Grupo Iricoumé) - (a) RJ64 - textura porfírica com fenocristais de feldspato alcalino e quartzo, imersos em matriz quartzo-feldspática de granulação fina, NC. (b) PTG04 - Fenocristais de feldspato alcalino intensamente substituídos por albita *chessboard*. NC. (c) RM41 - Fenocristal de quartzo fragmentado *in situ* (textura *jigsaw-fit* ou quebra-cabeça). NC. (d) RB8 - Glóbulo máfico substituído por carbonato, clorita, opacos e epidoto. LN. (e) RM22 - concentração de máficos (glóbulo) em matriz microcristalina. LN. (f) RB11 - Fenocristais de feldspato alcalino em matriz de granulação fina, com quartzo acicular em arranjo radial, LN. Obs. NC = nicóis cruzados. LN = luz natural.

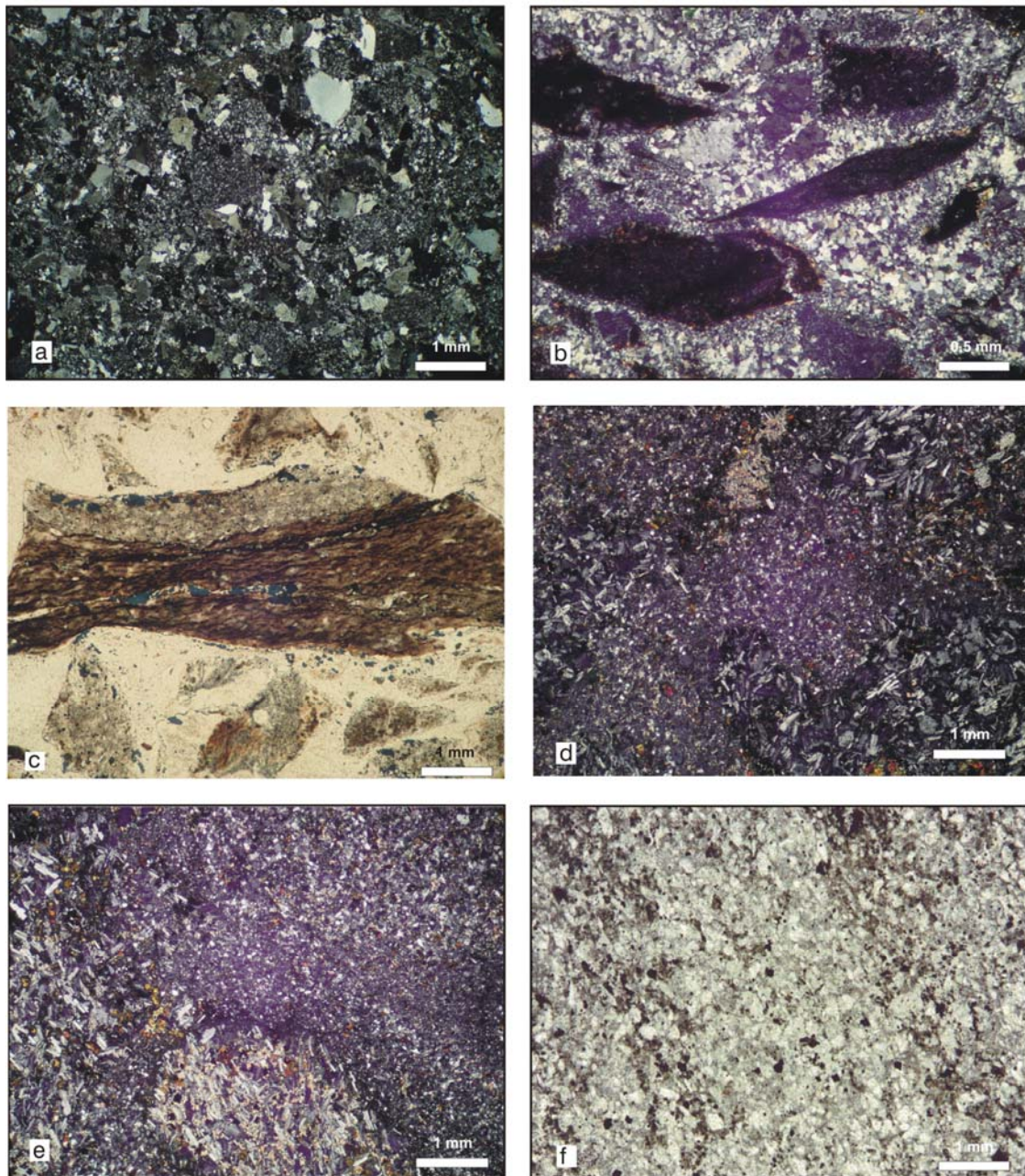
Prancha 5



d

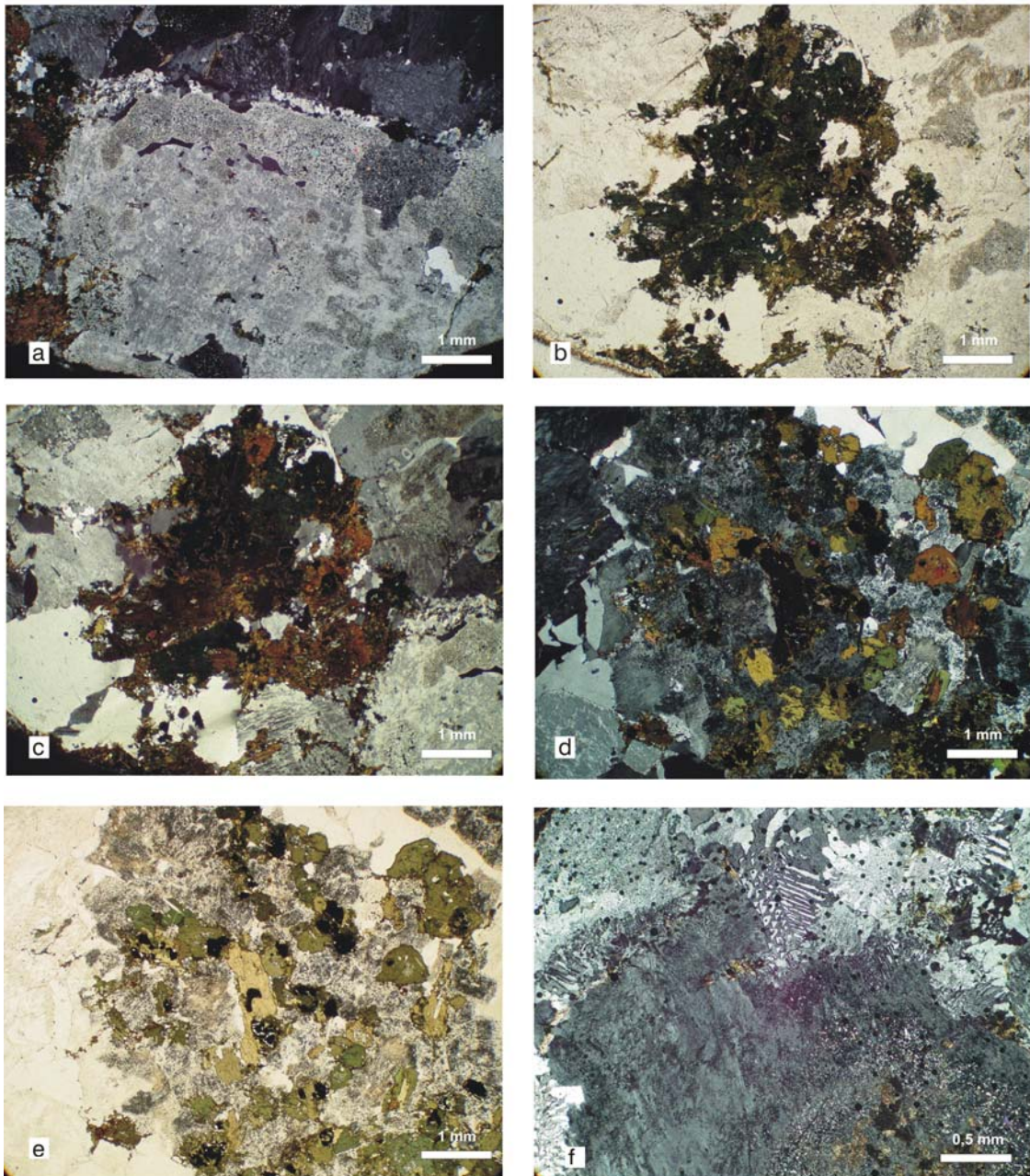
Prancha - 5 - Petrografia da Formação Ouro Preto (Grupo Iricoumé) - (a) RQ3 - crescimento de quartzo acicular em volta de fenocristal de quartzo corroído, NC. (b, c) RQ16 - fenocristais arredondados de quartzo em matriz de granulometria fina com textura esferulítica, LN e NC respectivamente. (d) PTG5 - textura perlítica em riolito porfiritico, desenvolvendo-se em torno dos fenocristais de feldspato alcalino, NC. (e) RM3A - glóbulo máfico vesiculado, cloritizado, com inclusões de apatita e opacos, LN. (f) RB8 - fenocristal de feldspato alcalino com núcleo de plagioclásio reabsorvido (textura *anti-rapakvi*), NC. Obs. NC = nicóis cruzados, LN = luz natural.

Prancha 6



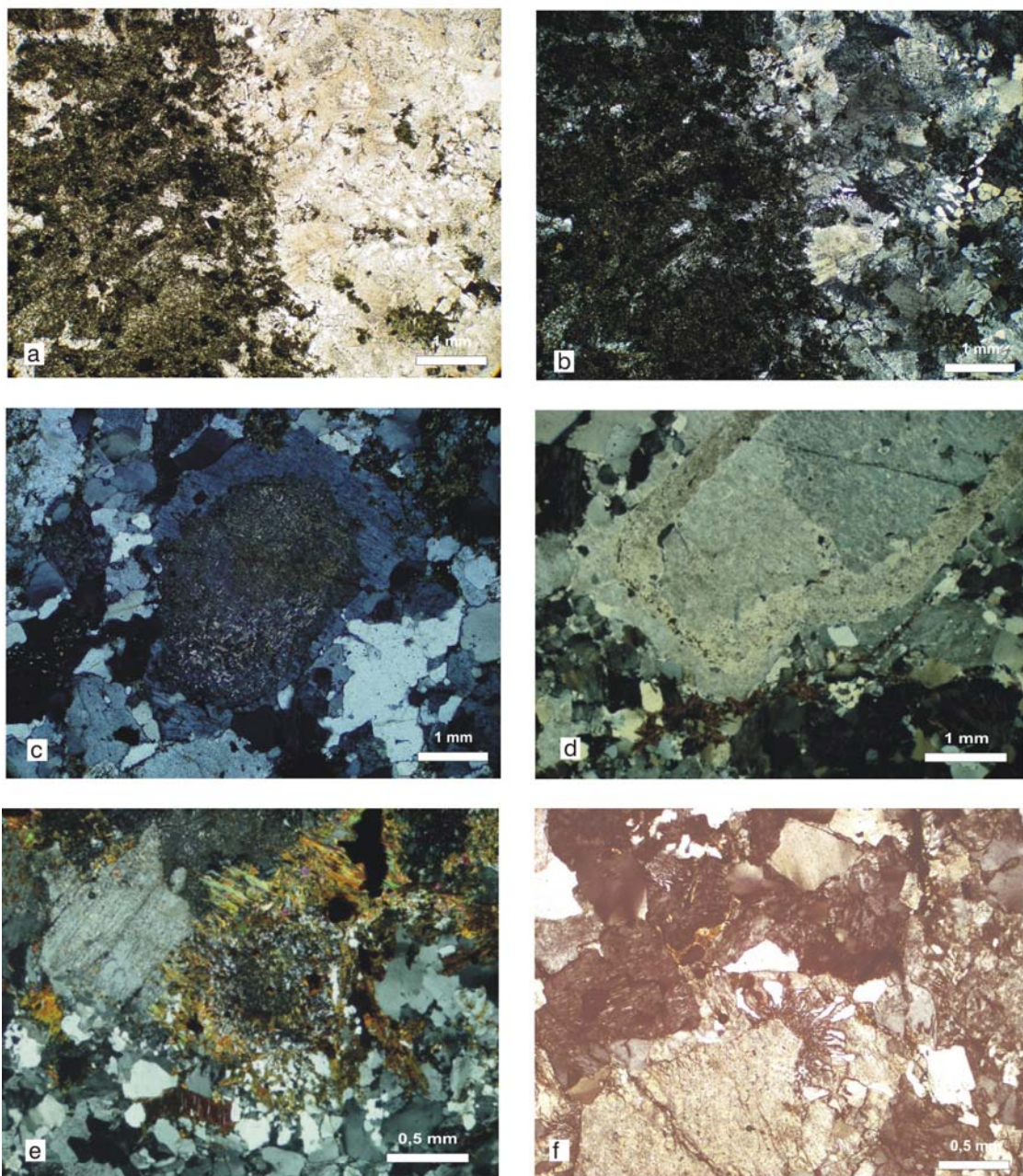
Prancha 6 - Petrografia da Formação Paraíso (Grupo Iricoumé) - (a) RO17 - textura piroclástica, com fragmentos de cristais de tamanhos variados e formas angulares ou anédricas, sem retrabalhamento, NC. (b) RD2900NE - fragmentos líticos dispostos aleatoriamente em matriz quartzo-feldspática de granulação fina, maciça, NC. (c) RD2900NE - textura vitroclástica, desvitrificada, em fragmento lítico, LN. (d) RU5 - aspecto textural da matriz piroclástica de granulação fina e glóbulos de composição basáltica, com textura traquítica saliente e contatos interdigitados entre a matriz e glóbulos, NC. (e) RU5 - aspecto textural contrastante da matriz piroclástica e dos glóbulos máficos; NC. (f) PTG12 - aspecto da textura piroclástica, observa-se uma sutil estratificação marcada por níveis micáceos escuros, NC. Obs. NC = nicóis cruzados, LN = luz natural.

Prancha 7



Prancha 7 - Petrografia da Suíte Mapuera - Granito Simão: (a) feldspato potássico subédrico com coroa de plagioclásio (textura rapakivi). NC. (b) agregado de cristais de hornblenda, biotita, opacos e apatita. NP. (c) idem à b. NC. (d) microxenólito diorítico, com bordos difusos. NC. (e) idem à d 2. NP. **Granito Rastro:** (f) detalhe da borda de cristal de feldspato potássico sobrecrecido em plagioclásio com textura em peneira, intensamente alterado, observando-se a nucleação de intercrescimentos micrográficos a partir dele. NC. Obs. NC = nicóis cruzados, LN = luz natural.

Prancha 8



Prancha 8 - Petrografia da Suíte Mapuera - Suíte Mapuera - *Granito Rastro*: (a) contato entre granito e enclave máfico de granulação fina. (b) idem à a. NC. *Granito Bom Futuro*: (c) textura anti-rapakivi em cristal de plagioclásio. NC. *Granito Alto Pitinga*: (d) textura rapakivi em cristal de feldspato potássico. NC. (e) detalhe de microxenólito máfico. NC. *Granito Pedreira*: (f) detalhe de textura micrográfica em feldspato alcalino-granito, mostrando intercrescimentos microgranofíricos nucleando a partir de cristal de feldspato potássico. NC. Obs. NC = nicóis cruzados, LN = luz natural.

RECONHECIMENTO DE UMA MEGA-ESTRUTURA NO DISTRITO MINEIRO DE PITINGA-AM: DADOS PRELIMINARES A PARTIR DA APLICAÇÃO DE TÉCNICAS DE PROCESSAMENTO DIGITAL DE IMAGENS LANDSAT ETM+

Ferron J.M.T.¹, Bastos Neto A.C.², Rolim S.B.A.², Hoff R.², Umann L.², Minuzzi O.R.R.¹

¹ Mineração Taboca S.A. (jmaximino@mamore.com.br)

² Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

O Distrito Mineiro de Pitinga localiza-se nos municípios de Presidente Figueiredo e Urucará, no nordeste do Estado do Amazonas. A região enquadra-se na porção norte do Cráton Amazônico. No distrito predominam rochas vulcânicas ácidas a intermediárias e piroclásticas associadas pertencentes ao Grupo Iricoumé de idade 1888 ± 3 Ma. Estas rochas são intrudidas por corpos graníticos do Proterozóico Inferior. A mineralização econômica conhecida está associada a dois deste corpos: o Granito Madeira (60 km^2) e o Granito Água Boa (360 km^2). O primeiro apresenta mineralizações de Sn, Nb, Ta, Zr, ETR e flúor (criolita) constituindo, provavelmente, o único exemplo mundial com as mineralizações acima associadas em um mesmo corpo granítico. O segundo apresenta mineralizações de Sn associadas a topázio granito, a greisens e a episienitos sódicos.

Este estudo objetivou contribuir para a caracterização do arcabouço geológico regional por meio de técnicas de sensoriamento remoto. Em função da densa cobertura vegetal, adotou-se como metodologia de trabalho a geração de produtos que realçassem, principalmente, os atributos texturais das imagens do LANDSAT 7 ETM+. Entre as técnicas de realce utilizadas destacam-se as composições coloridas R4, G3, B5 e R4, G5, B7 (seleção pela técnica IOF), a razão entre bandas R4/3, G4, B5 e uma composição colorida a partir do produto da análise de principais componentes (RPC1, GPC2, BPC3), entre outras.

Os resultados permitiram a identificação de uma mega-estrutura em forma de arco de dimensões superiores a 120 km e de direção geral WNW-ESE que, aparentemente, exerce um forte controle estrutural na colocação dos granitos mineralizados Água Boa e Madeira, assim como de outros corpos existentes na área ainda pouco ou nada estudados. Em seu flanco norte, ocorre o alinhamento dos corpos graníticos Água Boa, Bom Futuro e Alto Pitinga e, em seu flanco sul, dos granitos Simão, Rastro e Castanho. O Granito Madeira situa-se na zona de fechamento na parte oeste da estrutura. Vastas áreas de ocorrências de rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e sedimentares da Formação Urupi, ou rochas mais antigas, como o Adamelito Água Branca, mostram arranjos espaciais concordantes com a estrutura sugerida. Esta mega-estrutura arqueada aparentemente envolve, com certo grau de concentricidade, a estrutura sinformal de amplitude regional (60 km por 25 km) denominada Braquissinclinal Pitinga (Veiga Jr. et al. 1979) constituída por sedimentos Urupi, intercalados por *sill* de natureza básica toleítica denominado Formação Quarenta Ilhas.

O reconhecimento desta estrutura fornece informações substanciais ao entendimento geológico-geotectônico regional e abre novas e importantes possibilidades prospectivas para a região. Trabalhos em andamento visam caracterizar a geometria da estrutura e reconstituir as relações cronológicas entre sua formação e o posicionamento dos granitos.

VOLCANIC ROCKS RELATED TO THE SILICA-SATURATED ALKALINE SERIES OF THE IRICOUMÉ GROUP, PITINGA PROVINCE, CENTRAL AMAZONIA

José Maximino Tadeu Miras Ferron^{1,2}, Ronaldo Pierosan^{2}, Lauro Valentin Stoll Nardi³, Evandro Fernandes de Lima³, Artur Cezar Bastos Neto³, Maurício Prado^{1,2}*

¹ *Mineração Taboca S.A. - Grupo Paranapanema.*

² *PPGGEO - Universidade Federal do Rio Grande do Sul (* ronaldo.pierosan@ufrgs.br)*

³ *CPGq - Universidade Federal do Rio Grande do Sul.*

The Iricoumé Group is the largest unit in Pitinga Province, central Amazonia, and consists of dominant felsic effusive rocks and shallow intrusions, with expressive crystal ignimbrite and minor ash-fall tuffs and surge deposits. The volcanic sequence is intruded by granitoids of the Mapuera Intrusive Suite with the same ages and geochemical signatures, and by younger Sn-Nb-Ta-mineralized granites of the Madeira Suite. Geochronological data indicate ages about 1.88 Ga to volcanics and co-magmatic Mapuera granitoids. Felsic rocks are predominant. The mafic ones are basalts, which occur as peperitic volcanic breccia. Volcanic rocks show porphyritic texture with 10-25% of phenocrysts in an aphanitic to fine-grained faneritic groundmass. The ignimbrites are compositionally similar to effusive rocks and show moderate crystal enrichment with abundant welding and devitrification features. The massive-fall deposits were interpreted as co-ignimbritic tuffs and the surge deposits have well-developed bedding with sets of sandwave bedforms, both with quartz-feldspathic composition. Structural and field relations suggest that caldera collapse controlled the emplacement of volcanic and pyroclastic rocks of the Iricoumé Group in the Pitinga Province. Subsequent reactivation of the tectonic structures allowed the emplacement of the Madeira Suite, in the central portion of this wide structure. The Iricoumé felsic magmatism is predominantly composed of rhyolites and trachydacites with SiO₂ contents in the range from 66 to 74 wt%. They are metaluminous to slightly peraluminous and show geochemical features consistent with alkaline affinity or with A-type rocks. They show Na₂O+K₂O contents in the range 8.11 to 9.83 wt%, FeO_T/ (FeO_T+MgO) ratios varying from 0.80 to 0.99, Ga/Al ratios similar to those of A-type rocks and plot in the field of within-plate or post-collisional granitoids in the (Nb+Y) versus Rb diagram. Nb/Y ratios indicate that they are comparable to A2 type rocks. The available data suggest that this magmatism can be related to (i) a shoshonitic series, and the relatively lower Sr contents of acid rocks would be explained by extensive plagioclase low-pressure fractionation, or, alternatively, could represent (ii) a bimodal association where the acid magmas have strong crustal influence. The similarity of Iricoumé magmatism with A2 granitoids and its high LREE/Nb ratios suggest that it is related with mantle sources modified by a previous subduction, probably in a post-collisional setting. Alternatively, it can be interpreted as a within plate bimodal magmatism with a strong participation of crustal melts.

THE PITINGA CRYOLITE DEPOSIT (AMAZONAS, BRAZIL)

Artur Bastos Neto^{1*}, *Orlando Minuzzi*², *Vitor Pereira*¹, *Luiz Henrique Ronchi*³, *José Carlos Frantz*¹, *José Maximino Ferron*^{2,4}, *Evandro Fernandes de Lima*¹

¹ IGEO Universidade Federal do Rio Grande do Sul (*artur.bastos@ufrgs.br)

² PPGEO UFRGS

³ PPGEO Universidade do Vale do Rio dos Sinos

⁴ Mineração Taboca Ltda.

In the Pitinga mining district, the dominant rock type is the volcanic rock of the Iricoumé Group (~1880 My), associated with granites, comprising a caldera complex. The Pitinga Mine is a world class Sn ore deposit (Nb, Ta and cryolite as co-products and Zr, ETR, Y, Li and U as possible by-products) hosted in the albite granite facies of the Madeira granite (~1830My). Cryolite occurs in the core albite granite (CAG) subfacies. The cryolite ore can be disseminated (150Mt, at 4.2% Na₃AlF₆), comprising magmatic and hydrothermal cryolite, or forming massive bodies (MCD, 10Mt, at 32% Na₃AlF₆) in the central part of the CAG, with three cryolite types (nucleated, caramel and white). The MCD is composed by two major sub-horizontal bodies, the Cryolite Zones A and B, and a deeply eroded superficial third Cryolite zone (Zone Zero). The predominant fluid inclusions type is aqueous two-phased, mainly primary and pseudo-secondary, in the cryolite, quartz and fluorite of the MCD, T_h range from 100°C to 300°C with strong vertical trend in the Zone Zero reflecting changes in the fluid physicochemical conditions. There are two salinity groups, one around 5% and another one above 10% wt eq. NaCl. REE signatures in fluorite and cryolite are similar to those in the Madeira albite granite. The highest ΣREE values are found in magmatic cryolite (677 a 1345 ppm); ΣREE is lower (~8ppm) in massive cryolite. Disseminated fluorite displays higher ΣREE values (1708 and 1526ppm) than fluorite in late veins (34.81ppm). Yttrium concentration is higher in disseminated fluorite and in magmatic cryolite. There is depletion in Y and total REE and increase in the LREE/HREE rate from disseminated magmatic cryolite to the late massive cryolite probably due to the HREE extraction from fluids during the successive mineral crystallization. Gagarinite-(Y) associated with lower DCM portions is relatively rich in HREE and contains an exsolved phase with fluocerite composition and structure not yet determined. Only REE with ionic radii larger than Sm were exsolved. The host gagarinite maintained the Y, HREE and Na contents forming a structure with low vacancies and better charge balance. A columbitization process, characterized by Pb loss and U and Nb enrichment, forming successively Pb-U pyrochlore and U-pyrochlore, affected the magmatic U-Pb pyrochlore localized on MDC wall-rock. Due to vacancy increasing in A site pyrochlore becomes unstable causing its transformation to columbite with Sn and U geochemical signature inherited from magmatic pyrochlore. Associated with the columbitization process also occurs Ca, F, Ce and Sn enrichment and Fe loss. Inversions in this evolution in AGN-AGB transition zone are related to decreasing F activity in the hydrothermal fluid. ²⁰⁸Pb-²⁰⁷Pb systematic indicates contributions of mantle, deep crust and shallow crust sources. εNd values are compatible with a mantle system and subordinate participation of continental crust. These results are confirmed by stable isotopic studies. The water isotopic composition (δ¹⁸O, δD) equilibrated with mica from pegmatitic phase in most samples is the same of magmatic water; but subordinately occur values of formation water and intracrustal granite melt water. The composition of δ³⁴S from galena is of mantle type. The values of δ¹⁸O from quartz, albite and K-feldspar indicate mantle source with crustal contamination. Aqueous, saline hydrothermal fluids, residual from the albite granite, ascending from the lower part of the pluton, formed the MCD with late contribution of meteoric fluids within a convective system. F-enrichment in albite granite is attributed to mantle ascending F-Nb-fluids mixed at depth with a Sn-bearing crustal magma.



FACIOLOGIA DOS DEPÓSITOS PIROCLÁSTICOS DO GRUPO IRICOURMÉ NA REGIÃO DE PITINGA, AM

Ronaldo Pierosan¹, Evandro Fernandes de Lima², José Maximino Tadeu Miras Ferron³, Artur Cezar Bastos Neto², Maurício Prado³, Felipe Marcelo Alexandre¹

¹ Programa de Pós-graduação em Geociências – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Porto Alegre, ronaldo.pierosan@ufrgs.br

² Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Av. Bento Gonçalves, 9500 – Porto Alegre, evandro.lima@ufrgs.br

³ Mineração Taboca LTDA – Grupo Paranapanema.

Resumo – O distrito mineiro de Pitinga está localizado na porção sul do Escudo das Guianas, na Província Amazônica Central. A principal unidade geológica da região consiste das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé, sendo intrudidas por rochas graníticas peralcalinas, ambas relacionadas ao Supergrupo Uatumã. As rochas vulcânicas do Iricoumé possuem uma idade em torno de 1888 Ma (Pb-Pb) e são compostas por rochas efusivas intermediárias a ácidas, depósitos piroclásticos e corpos hipabissais. Neste estudo foi investigada a faciologia dos depósitos piroclásticos do Grupo Iricoumé. Os processos de transporte de clastos estão individualizados em três categorias principais: fluxo de massa, correntes de tração e suspensão. As principais características dos depósitos de fluxo na região, são a ocorrência de ignimbritos soldados e depósitos com alto grau de soldagem. Estes ignimbritos são caracterizados pelo conteúdo de cristais de 25% a 35%, constituídos por K-feldspato (0,5 mm – 1,0 cm), quartzo (0,1 – 0,5 mm), e raros litoclastos cognatos e acidentais, envoltos por uma matriz de fragmentos tamanho cinza, constituída por púmices e vitroclastos. A textura eutaxítica é gerada pela soldagem dos depósitos ignimbriticos e a alta concentração de cristais nos depósitos de fluxo piroclástico pode estar relacionada a erupções de magmas altamente cristalizados ou por processos de fracionamento físico durante o fluxo. Os depósitos de *surge* possuem estratificação bem desenvolvida e ampla regularidade granulométrica. Os depósitos de queda estão espacialmente associados aos ignimbritos e foram interpretados como depósitos de queda co-ignimbriticos.

Palavras-Chave: Grupo Iricoumé; depósitos piroclásticos; Supergrupo Uatumã

Abstract – The Pitinga Province is located in the southern part of Guiana Shield in the Central Amazonian Province. The main geologic unit in the Pitinga region are the volcanic rocks of Iricoumé Group, intruded by alkaline granitic rocks, both related to Uatumã Supergroup. The Iricoumé volcanic has a age around 1888 Ma (Pb/Pb) and is composed of intermediate to acid effusive rocks, hypabissal bodies and pyroclastic deposits. In this study, were investigated the pyroclastic facies from Iricoumé Group. The particles transportation processes are individualized on three major categories: mass flow, density current and fall. The main characteristic of mass flow deposits is the presence of medium and high welded ignimbrites. This litology contain 25% to 35% of crystal fragments of alkali feldspar (0,5 mm – 1,0 cm), quartz (0,1 – 0,5 mm), and rare cognate and accidental lithics, surrounding to ash sized matrix, composed to pumices and vitroclasts. The eutaxitic texture is generated from pyroclastic welding and the high crystal fragments concentration in pyroclastic flow deposits can be related to eruptions of highly cristalized magma or to physical fractionation processes during flow. The surge deposits has a bedding well developed with sets of cross stratification and extensive grain size regularity. The fall deposits are associated to ignimbrites and were interpreted as co-ignimbritic ash fall deposits.

Keywords: Uatumã Supergroup, pyroclastic deposits, Amazon Craton

1. Introdução

236

O distrito mineiro de Pitinga está localizado na porção sul do Escudo das Guianas, na Província Amazônica Central, distando ~200 Km de Manaus (Fig. 1). A unidade geológica mais abundante na região de Pitinga consiste das rochas vulcânicas intermediárias a ácidas do Grupo Iricoumé (1.962 ± 42/-33 Ma, Schobbenhaus *et al.*, 1994; 1.888 ± 3 Ma, Costi *et al.*, 2000), que são intrudidas por granitos alcalinos (Suíte Intrusiva Mapuera), sendo essas duas unidades relacionadas ao Supergrupo Uatumã no Escudo das Guianas (Santos *et al.*, 2000; Tassinari & Macambira, 2004). O Grupo Iriri e a Suíte Intrusiva Maloquinha são constituintes do Supergrupo Uatumã e correspondem, respectivamente, as unidades Iricoumé e Mapuera, na porção sul do Cráton Amazônico (Escudo Guaporé). Atualmente diversos autores (Dall'Agnol, *et al.*, 1987, 1994, 1999; Lamarão *et al.*, 1999, 2002; Costi *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2004) enfatizam a necessidade de uma melhor compreensão petrológica e estratigráfica do Supergrupo Uatumã, que permitam a separação temporal e geoquímica dos diferentes registros vulcânicos supostamente vinculados a essa mega unidade.

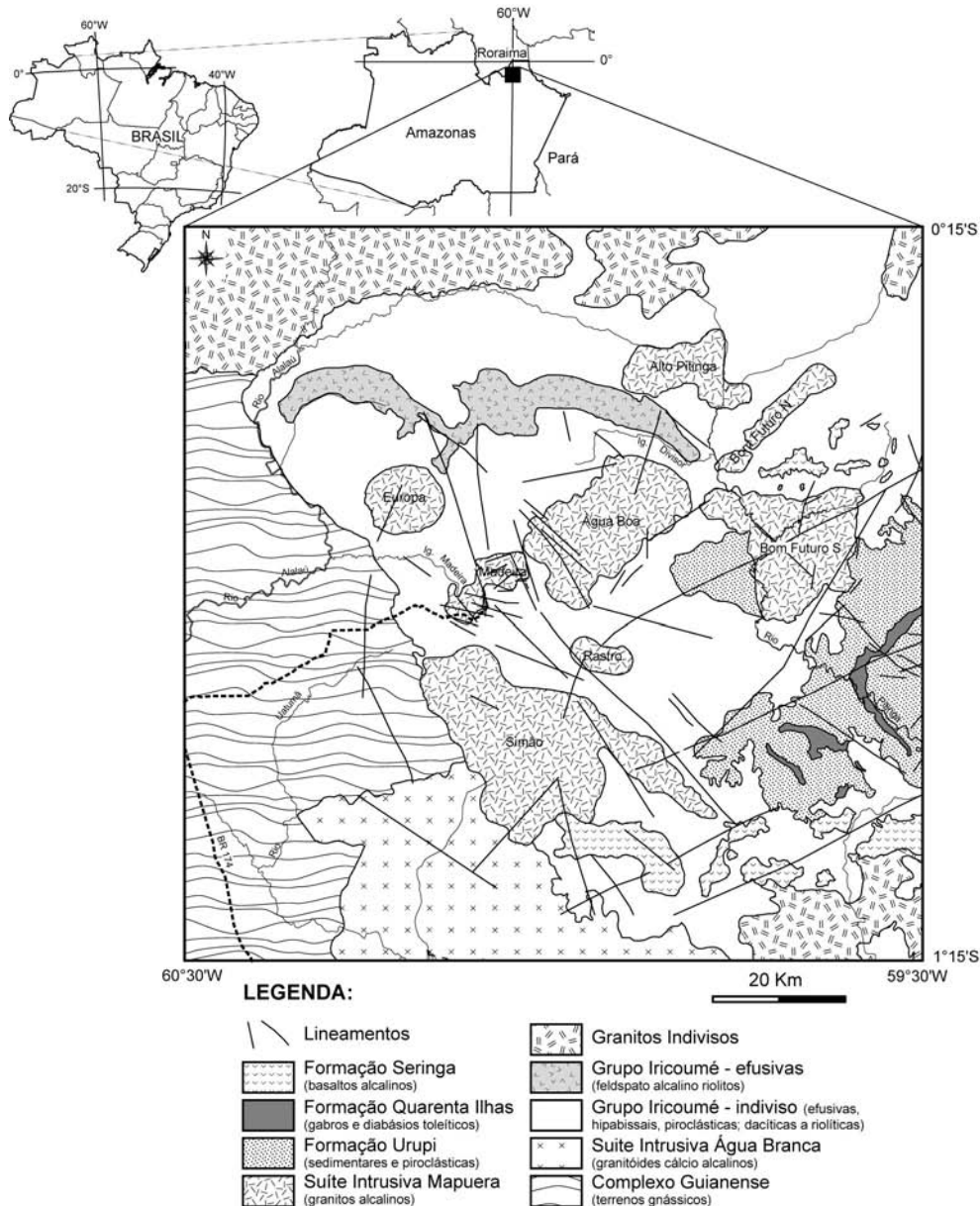


Figura 1. Mapa Geológico e de Localização da região de Pitinga (modificado de Bastos Neto *et al.*, 2003).

2. Faciologia dos Depósitos Piroclásticos

No presente trabalho é apresentada uma síntese dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na região de Pitinga (AM) fundamentada em trabalhos de campo e petrográficos. Foram identificados e separados dois grandes grupos: um constituído por rochas efusivas (lavas e hipabissais) e outro por depósitos piroclásticos. Estes últimos, objeto do presente trabalho, são constituídos predominantemente por ignimbritos, tufos de queda co-ignimbriticos, e por

tufos vinculados a depósitos piroclásticos de *surge*, estando relacionados a processos de deposição por fluxo de massa, suspensão e correntes de tração.

2.1. Ignimbritos

Os ignimbritos, conforme ilustrado na figura 2a, caracterizam-se pelo alto conteúdo de fragmentos de cristais (~30% do volume da rocha) de feldspatos e quartzo, com dimensões que variam de 1,0 a 10,0 mm, além de púmices e *fiamme* e litoclastos de rochas graníticas (acessórios ou acidentais?), tufáceas (conatos) e metamórficas (acessórios ou acidentais?) em menor abundância. A matriz é composta predominantemente por fragmentos de tamanhos cinza fina (<1/16 mm).

A composição mineralógica dos ignimbritos consiste de feldspato alcalino, freqüentemente com mesopertitas (albita *chessboard*), plagioclásio e quartzo em menor quantidade, comumente com feições de intensa reabsorção dos grãos (Fig. 2b, c).

O grau de soldagem em ignimbritos varia de moderado a alto e em afloramento é responsável por uma foliação subhorizontal, definindo uma textura eutaxítica (Fig. 2d, e) caracterizada pela presença de *fiamme*. A deformação dos fragmentos vítreos contra as bordas de cristais é uma das poucas feições indicativas de soldagem por compactação sin-deposicional de depósito piroclástico primário (Gifkins *et al.*, 2005). Grunder e Russell (2005) destacam a importante contribuição de fluidos (voláteis) para os processos de compactação sin-deposicional.

Os processos de desvitrificação em alta temperatura são comuns e estão representados pela ocorrência de fraturas perlíticas (Fig. 2f) e textura micropoiuquítica incipiente. Os fragmentos de rocha caracterizam-se por suas formas angulosas a arredondadas, dimensões variando de 0,5 cm a 4,0 cm, sendo constituídos predominantemente por tufos finos cognatos (Fig. 2g), granitóides e metamorfitos em menor quantidade.

Os constituintes mineralógicos dos ignimbritos indicam uma composição quartzo traquítica a riolítica, semelhante à observada nos depósitos efusivos da região. O enriquecimento em fragmentos relativamente mais densos (cristaloclastos e litoclastos) nos fluxos piroclásticos, pode ter sido ocasionado pela erupção de magmas altamente cristalizados e/ou pela elutriação das frações finas durante o desenvolvimento do fluxo. O elevado grau de soldagem, associado às feições de desvitrificação e de reabsorção pós-deposicional de minerais, sugerem uma deposição em alta temperatura com conteúdo relativamente elevado de voláteis, caracterizando o depósito como de fluxo de massa com origem piroclástica primária.

2.2. Tufos co-ignimbriticos

Os depósitos de tufos finos ocorrem espacialmente associados aos ignimbritos. Essa condição sugere que a origem desses depósitos pode estar relacionada com processos de elutriação e deposição da fração fina durante o fluxo piroclástico. Os tufos são predominantemente maciços, podendo eventualmente desenvolver estratificação plano-paralela, e constituídos por fragmentos quartzo-feldspáticos tamanho cinza fina (Fig. 2h). Possuem vitroclastos abundantes e raros litoclastos angulosos de rochas tufáceas, de origem provavelmente cognata.

O baixo grau de organização do depósito aliado aos contatos difusos entre as fases minerais (Fig. 2i), sugerem que esta unidade foi gerada pela extração das partículas finas durante o fluxo piroclástico seguida pela deposição das partículas (suspensão). Estas características e origem permitem definir o depósito como tufos co-ignimbriticos.

2.3. Depósitos de Surge

Os depósitos piroclásticos de *surge* caracterizam-se pela preservação dos constituintes primários, organizados em estratificações plano-paralela lateralmente contínuas, plano-paralela lateralmente descontínuas e cruzada acanalada (Fig. 2j, k). Pode-se individualizar três fácies: *pp*¹ - plano-paralela lateralmente contínua; *pp*² - plano-paralela lateralmente descontínua; e *ca* - cruzada acanalada. As estratificações algumas vezes são marcadas por níveis micáceos e raramente se observa alguma organização interna dos estratos, marcada pela alternância de níveis com diferenças entre as composições mineralógicas e os tamanhos de grão (Fig. 2l).

O volume destes depósitos é aparentemente subordinado, sendo a distribuição muito localizada. São constituídos predominantemente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e minerais opacos, de tamanhos cinza fina e com contatos difusos entre os grãos. Como material de alteração são comuns epidoto, clorita, micas brancas e opacos. Em algumas porções limite entre as camadas observa-se um nível “vítroclástico” com cerca de 4 cm de espessura, e em algumas porções próximas ao topo de camada ocorrem litoclastos porfiríticos extremamente sericitizados e silicificados, de origem possivelmente cognata.

A organização desses depósitos é semelhante à encontrada em ambientes sedimentares, porém a irregularidade interna dos estratos indica que os piroclastos foram depositados numa velocidade superior às de depósitos sedimentares de tração, não permitindo uma expressiva organização com gradação granodecrescente. A observação da petrotrama das camadas mostra que os contatos entre os grãos são difusos contribuindo para a hipótese de que estes litotipos estejam relacionados a processos piroclásticos primários de correntes de tração.

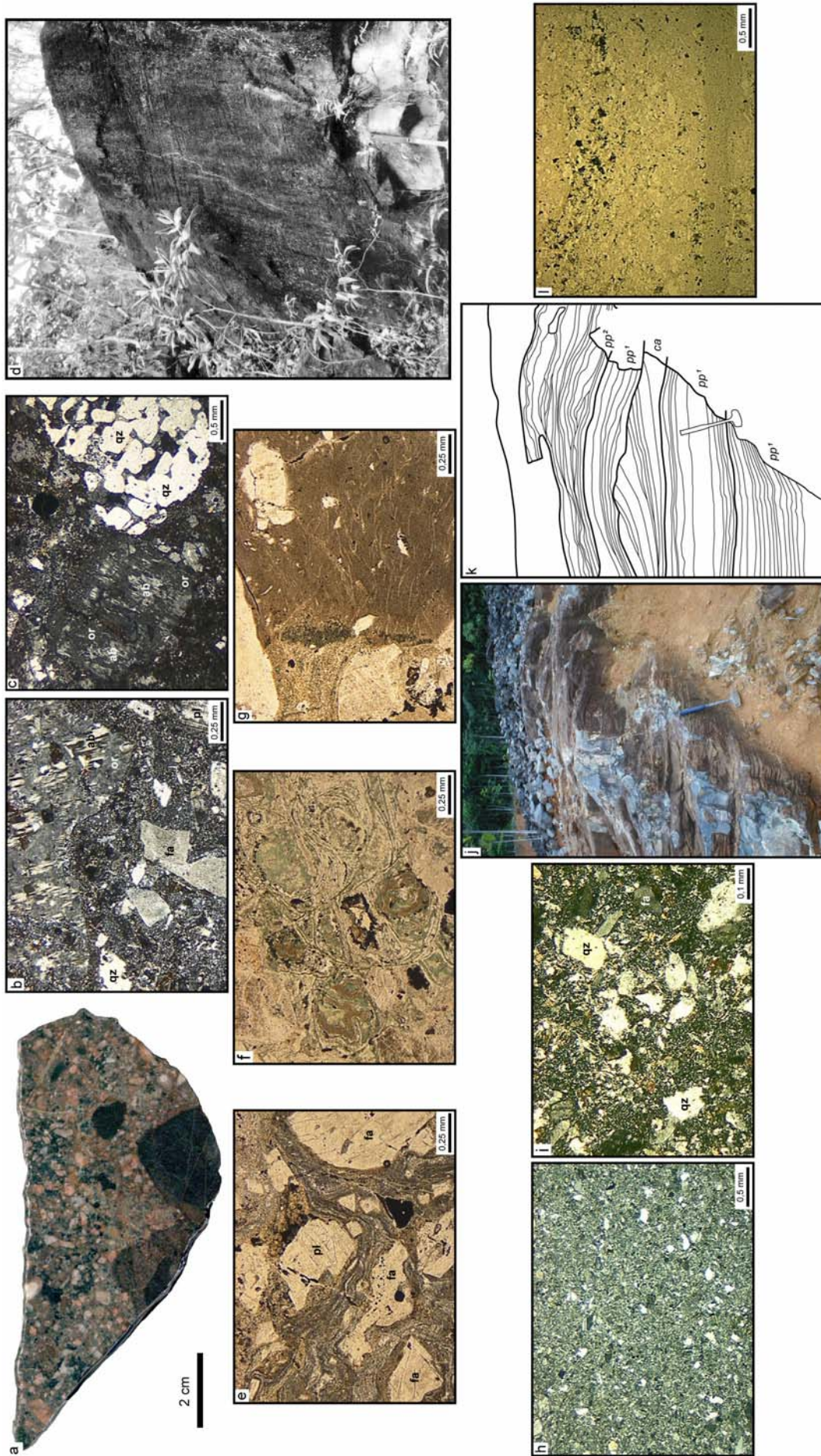


Figura 2 - Feições petrográficas e de campo das rochas piroclásticas da região de Pitinga. a) aspecto macroscópico de ignimbrito; b) aspecto microscópico de ignimbrito; c) feições de intensa reabsorção de minerais; d) afloramento de ignimbrito com foliação subhorizontal; e) textura eutaxítica caracterizando a foliação; f) fraturas perliticas; g) litoclasto cognato de rocha tufacea com shards; h) aspecto microscópico de tufo co-ignimbrito; i) contatos difusos entre os grãos; j) afloramento de depósito de surge; k) croqui do afloramento com a individualização dos depósitos com base nas estratificações. pp¹: estratificação plano paralela lateralmente descontínua; pp²: estratificação cruzada acanalada; l) níveis marcados pelas diferenças de composições mineralógica e de tamanho de grão. Abreviações: fa - feldspato alcalino; qz - quartzo; pl - plagioclásio; ab - albita; or - ortoclásio.

3. Considerações Finais

Os trabalhos de campo realizados na região de Pitinga permitiram a identificação de uma expressiva atividade vulcânica com características subáreas continental estabelecido no paleoproterozóico. Identificou-se depósitos de fluxo piroclástico, queda co-ignimbríticas e *surge*. O volume expressivo de cristaloclastos e litoclastos nestes depósitos, associado a regularidade composicional e das feições texturais, sugerem a participação de fases explosivas freatomagmáticas. Esta hipótese é compatível com a expressiva percentagem de litoclastos angulares a subangulares de rochas encaixantes (?), com a presença de depósitos do tipo *surge* e com a fragmentação acentuada dos constituintes. O expressivo volume de fenoclastos dos depósitos ignimbríticos sugere que o sistema magmático original atingiu condições avançadas de cristalização antes dos episódios explosivos e/ou intensa participação de processos de elutriação, responsáveis pela extração das frações menos densas, como vitroclastos, e das frações finas (Cas & Wright, 1987; McPhie et al., 1993). A diversidade faciológica aliada ao expressivo volume de fácies piroclásticas quentes (ignimbritos moderadamente a altamente soldados) sustentam a hipótese do vulcanismo da região de Pitinga ter uma vinculação com um paleoambiente do tipo caldeira (Ferron et al. 2002).

Os ignimbritos estudados são petrograficamente semelhantes aos da Província Tapajós – Pará, descritos por Lamarão et al. (2002, 2005), que identificou duas seqüências vulcânicas no Grupo Iriri – Supergrupo Uatumã – definidos como Formação Moraes Almeida e Formação Vila Riozinho. Os vulcanitos Moraes Almeida possuem idades semelhantes (1890 ± 6 Ma, 1881 ± 4 Ma e 1875 ± 4 Ma) aos da região de Pitinga (1888 ± 3 Ma, Costi et al., 2000). Trabalhos em desenvolvimento visando a petrologia e potencial metalogenético nos vulcanitos Iricoumé da região de Pitinga, aliados a novos dados de campo permitirão definir melhor a estratigrafia e a afinidade geoquímica deste vulcanismo, contribuindo na compreensão geológica dos diferentes episódios vulcânicos do Supergrupo Uatumã.

4. Agradecimentos

A ADIMB-FINEP-DNPM pelo apoio financeiro relacionado ao projeto: Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia, a Mineração Taboca LTDA do Grupo Paranapanema pelo intenso apoio nos trabalhos de campo, ao CNPq pela bolsa de doutorado (Proc. n° 140716/2005-0) e pela bolsa de produtividade do segundo autor (Proc. n° 304541/2003-6), e a UFRGS.

5. Referências Bibliográficas

- BASTOS NETO, A. C., FERRON, J. M. T. M., HOFF, R., ROLIM, S. A., MINUZZI, O. R. R., UMANN, L. V. & PRADO, M. Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia” ADIMB, subprojeto: Pitinga – Criolita. *Relatório da Etapa de Integração de dados/Mapa Geológico Regional da Área de Pitinga – 1:100.000*. UFRGS. Porto Alegre. 30 p, 2003.
- CAS, R. A. F., WRIGHT, J. V. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin, 528p, 1987.
- COSTI, H. T., DALL’AGNOL, R., MOURA, C. A. V. Geology and Pb-Pb Geochronology of Paleoproterozoic Volcanic and Granitic Rocks of Pitinga Province, Amazonian Craton, Northern Brazil. *International Geology Review*. v. 42, p. 832-849, 2000.
- DALL’AGNOL, R.; BETTENCOURT, J. S.; JORGE JOÃO, X. S.; MEDEIROS, H.; COSTI, H. T.; MACAMBIRA, M. J. B. Granitogenesis in the northern Brazilian region: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 17, n. 4, p. 382-403, 1987.
- DALL’AGNOL, R.; LAFON, J. M. & MACAMBIRA, M. J. B. Proterozoic anorogenic magmatism in the Central Amazonian Province, Amazonian Craton: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, v. 50, n. 1/3, p.113-138, 1994.
- DALL’AGNOL, R., SILVA, C. M. G., SCHELLER, T. Fayalite-hedenbergite rhyolites of the Iriri Formation, Tapajós Gold Province, Amazonian Craton: implications for the Uatumã volcanism. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*, 1. Gramado - RS. *Boletim de resumos*, p. 31, 1999.
- GIFKINS, C. C., ALLEN, R. L., McPHIE, J. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, v. 142, n. 1/2, p. 29-47, 2005.
- GRUNDER, A., RUSSEL, J. K. Welding processes in volcanology: insights from field, experimental and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, v. 142, n. 1/2, p. 1-9, 2005.
- LAMARÃO, C. N., DALL’AGNOL, R., LAFON, J. M., LIMA, E. F. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Moraes Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. *In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados*. 1, Gramado - RS, *Boletim de resumos*, p. 93, 1999.

- 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, n. 1, p. 189-223, 2002.
- McPHIE, J., DOYLE, M., ALLEN, R. *Volcanic textures. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks.* Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198p, 1993.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., GAUDETTE, H. E., GROVES, D. I., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, L. R. A. New understanding of the Provinces of Amazon Craton based on Integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd geochronology. *Gondwana Research*, v. 3, n. 4, p. 453-488, 2000.
- SANTOS, J. O. S., HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J., FLETCHER, I. R. Timing of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South America Earth Science*, v. 15, p. 409-429, 2002.
- SANTOS, J. O. S.; BREEMEN, O. B. V.; GROVES, D. I.; HARTMAN, L. A.; ALMEIDA, M. E.; McNAUGHTON, N. J. & FLETCHER, I. R. Timing and evolution of multiple Paleoproterozoic magmatic arcs in the Tapajós Domain, Amazon Craton: constraints from SHRIMP and TIMS zircon, baddeleyite and titanite U-Pb geochronology. *Precambrian Research*, v. 131, p. 73-109, 2004.
- SCHOBENHAUS, C., HOPPE, A., LORK, A., BAUMANN, A. Idade U/Pb do Magmatismo Uatumã no Norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): Primeiros Resultados. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, 1994. Balneário Camboriú. *Anais...* Balneário Camboriú, SBG. v. 1, p. 395-397, 1994.
- TASSINARI, C. C. G., MACAMBIRA, M. J. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. p. 471-485. In: MANTESONETO, V.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO-NEVES, B. B. (orgs.) 2004. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, .Beca. 647 p., 2004.

Primeira Notícia da Descoberta de Waimirita e Atroarita, Dois Novos Minerais na Mina de Pitinga, AM, Brasil

ORLANDO RENATO RIGON MINUZZI¹, JOSÉ MAXIMINO TADEU MIRRAS FERRON¹, ARTUR CEZAR BASTOS NETO¹ & VITOR PAULO PEREIRA¹

¹ Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Av. Bento Gonçalves, 9.500, Porto Alegre - RS, CEP: 91.501-970

Abstract - Waimirite and Atroarite are associated with the core of the albite-granite from the Madeira Granite and occur in different places as thin veins. Waimirite is a yttrium fluoride that macroscopically form massive and white rounded aggregates. Atroarite is a alumino-fluoride and macroscopically form dark grey octahedral crystals. The DRX analyses confirm that they are new minerals.

Esta é a primeira notícia da descoberta de dois novos minerais, denominados de waimirita e atroarita, na Mina de Pitinga, Estado do Amazonas, norte do Brasil.

A Mina de Pitinga (UTM 9916624 e 822020) está localizada na porção sul do Escudo da Guianas. A mineralização ocorre associada ao fácies albite-granito de núcleo do granito Madeira. Trata-se de um depósito de classe mundial contendo reservas de Sn, Nb, Ta, Zr, Li, Y e ETR e o único depósito de criolita passível de exploração no mundo.

O depósito criolítico e sua encaixante estão sendo investigados no quadro de teses de doutoramento junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS com o apoio de projeto FINEP/DNPM/ADIMB. Estudos das paragêneses por difratometria de raios-x e microscopia eletrônica de varredura (MEV) levaram à identificação de dois novos minerais para os quais estão sendo propostos os nomes waimirita e atroarita (etimologias referentes à tribo Waimiri Atroari).

As análises foram realizadas em difratômetro D-5000 - Siemens, no intervalo entre 2 a 82°2θ, com passo de 0,02°2θ e tempo de 1s, utilizando radiação Co-Kα e filtro de níquel, e por microscópio eletrônico de varredura JSM-5800 JEOL, utilizando energia de 10 a 20kV e tempo de contagem de 10 a 100s.

A Waimirita ocorre em vênulas. Macroscopicamente, é branca e maciça. Ao MEV (Fig. 1), observam-se cristais ($\cong 1\text{mm}$) formando agregados arredondados. Análise ao MEV caracteriza o mineral como um fluoreto de ítrio contendo significativas quantidades de elementos terras raras pesadas (Fig. 2).

Nas análises por DRX da waimirita foram verificados os seguintes valores de distância interplanar e intensidade relativa: 3,43 (100); 3,20 (87,27); 2,89 (64,54); 1,93 (54,54); 3,62 (52,72); 1,86 (47,27); 1,91 (32,72); 1,84 (29,09); 2,06 (28,18); 3,70 (22,72); 2,49 (22,27); 1,98 (20,00); 1,67 (17,27); 1,71 (16,36); 1,77 (14,54); 1,75 (13,63); 1,46 (11,81); 1,55 (10,00); 1,42 (10,00); 2,19 (9,09); 1,49 (9,00); 1,43 (9,00); 1,59 (7,27); 2,42 (6,36); 1,44 (6,36); 2,33 (5,45); 1,39 (5,45) e 2,58 (4,54).

A Atroarita ocorre como cristais octaédricos incolores recobrando as paredes de fraturas (Fig. 3). Análise semiquantitativa (EDS) indica tratar-se de um fluoreto onde o principal cátion é o Al (Fig. 4).

Nas análises por DRX da atroarita foram verificados os seguintes valores de distância interplanar e intensidade relativa: 5,67 (100); 1,89 (66,13); 2,84 (45,16); 2,97 (28,22); 1,74 (11,29); 2,01 (6,45); 1,42 (5,64); 1,38 (3,55); 2,26 (3,22); 1,48 (3,22); 1,50 (3,20); 1,66 (2,90); 2,46 (2,74); e 1,55 (1,61). Os trabalhos em andamento permitirão refinar as estruturas e definir as composições químicas e as propriedades físicas destes novos minerais.

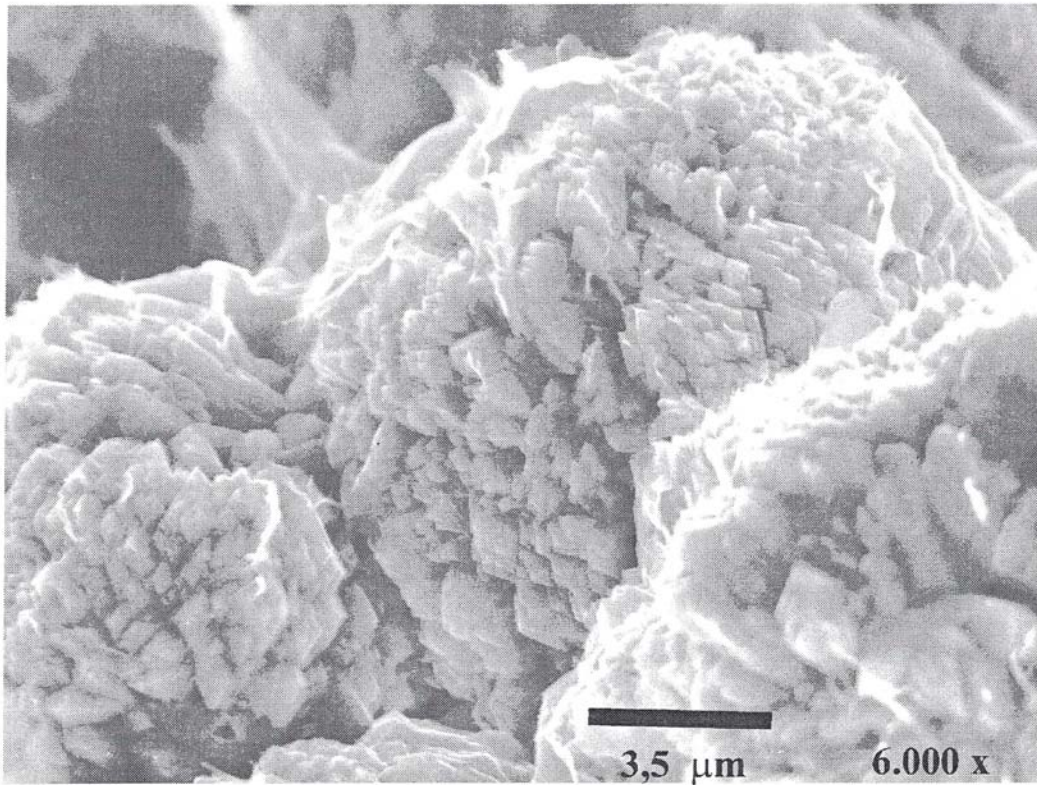


Figura 1 - Fotomicrografia da wairerita ao microscópio eletrônico de varredura.

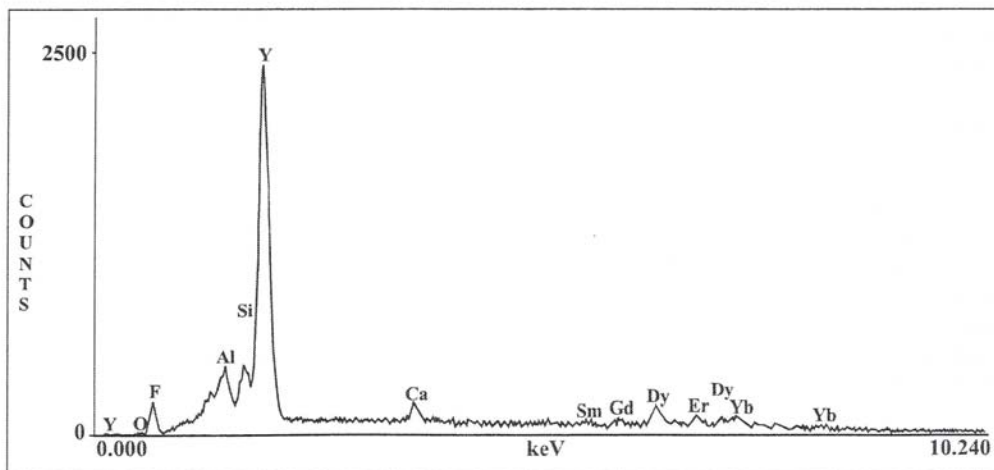


Figura 2 - Espectro de energia dispersada (EDS) da wairerita.

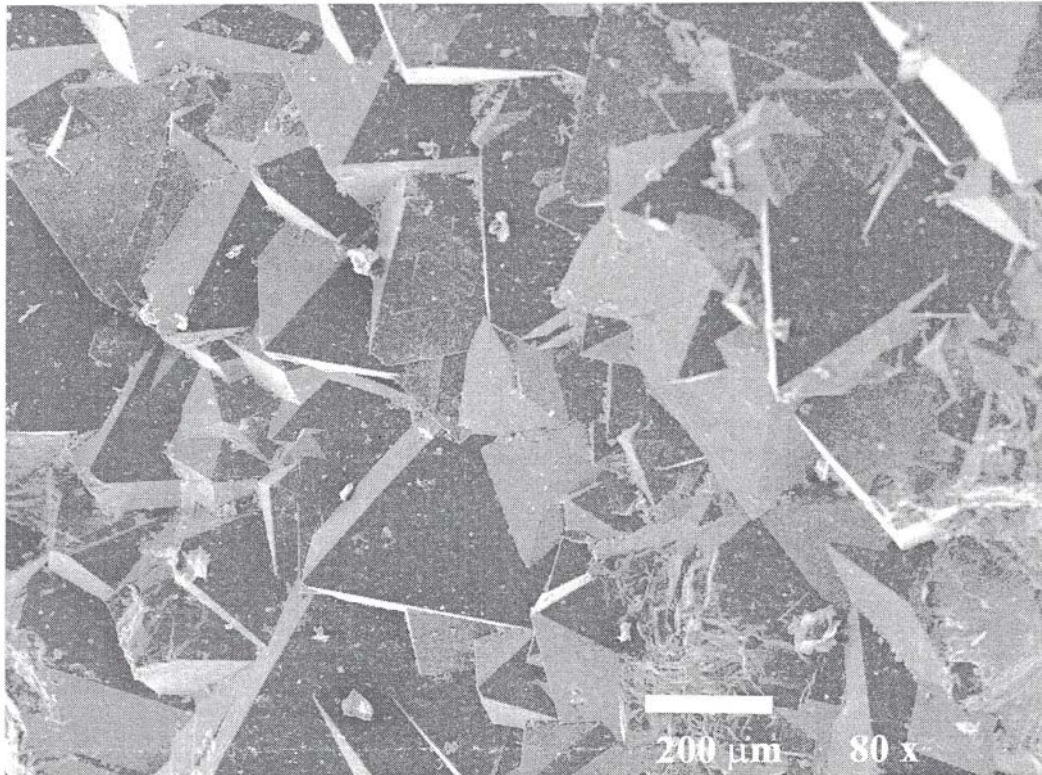


Figura 3 - Fotomicrografia da atrolita ao microscópio eletrônico de varredura.

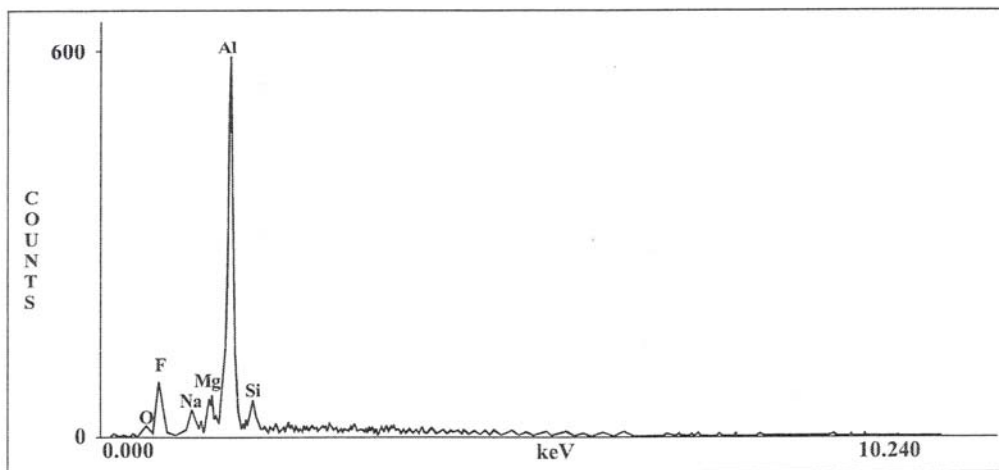


Figura 4 - Espectro de energia dispersada (EDS) da atrolita.



**Novos dados geoquímicos de rochas granitóides e vulcânicas paleoproterozóicas
do Distrito Mineiro de Pitinga, Amazonas**

Ferron, J. Maximino T. M.¹ (jmaximino@mamore.com.br), Artur Bastos Neto² & Evandro F. Lima²

1 - Mineração Taboca S.A. 2 – IGEO/UFRGS

Na região de Pitinga, as rochas mais antigas pertencem à Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB) (Araújo Neto & Moreira, 1976), sobreposta por seqüências vulcânicas ácidas a intermediárias do Grupo Iricoumé. Estas rochas são cortadas por 7 corpos intrusivos de dimensões variando de 47 a 325 Km², denominados Granitos Simão, Rastro, Bom Futuro e Alto Pitinga, Madeira, Água Boa e Europa. Este trabalho apresenta novos dados geoquímicos deste conjunto de rochas, excetuando-se os 3 últimos corpos que já foram objeto de diversos trabalhos anteriores.

O intenso vulcanismo associado a intrusões graníticas pós-orogênicas em níveis crustais raso, e a geometria anelar dômica observada em granitos e vulcânicas, bem como alteração hidrotermal extensiva, sugerem ambiente tipo caldeira para esta região.

As rochas do Grupo Iricoumé correspondem às rochas efusivas do evento vulcano-plutônico Uatumã. Apresentam grandes variações texturais e composicionais predominando riolitos, qz-traquitos/latitos, tufos e ignimbritos. Brechas vulcânicas, dacitos, riocacitos, tem ocorrência mais restrita. Quimicamente variam de metaluminosas a peraluminosas. A evolução cogenética é sugerida pelo enriquecimento em SiO₂ (68,53 a 74,22%) e empobrecimento em Fe₂O₃ e Na₂O, MgO, CaO. Apresentam valores elevados de Flúor (425 a 2188 ppm) e Bário



(822 a 1242 ppm). Apresentam razões Rb/Sr de 1,01 a 2,45 e Sr/Ba de 0,12 a 0,15. Possuem anomalias negativas de Eu e tendência de enriquecimento relativo em ETRL.

Os granitóides menos evoluídos são atribuídos à SIAB, tratando-se de rochas petrograficamente classificadas como biotita-hornblenda monzogranitos a biotita-hornblenda granodioritos. São rochas metaluminosas apresentando valores relativamente baixos de SiO_2 (67,6%) e TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 e CaO , estes tendendo a diminuir com o aumento da sílica. Apresentam valores altos de Ba (1154ppm) e baixas razões Sr/Ba (0,25) e Rb/Sr (0,66). O padrão de ETR apresenta discreta anomalia negativa de Eu e enriquecimento em ETR leves.

Os granitos Simão (SM), Rastro (RT) Bom Futuro (BF) e Alto Pitinga (AP) foram relacionados à Suíte Intrusiva Mapuera (SIM) e representam equivalentes plutônicos do evento vulcano-plutônico Uatumã. Petrograficamente são representados por biotita-feldspato alcalino granito e biotita sienogranito (SM), sienogranito a quartzo sienito granofírico (RT), sienogranitos a monzogranitos protomiloníticos (BF) e monzogranito a feldspato alcalino granito (AP). Quimicamente são rochas metaluminosas (BF) a peraluminosas (SM, RT, AP). A razão Rb/Sr varia de 1,14 a 2,19, exceto no AP que apresenta valor extremamente anômalo de 167,33, atribuindo-se a este o caráter de granito fracionado a altamente fracionado. Apresentam em geral elevados valores de flúor e baixos valores de Ba. Os padrões de ETR mostram invariavelmente anomalias negativas de Eu com tendência a enriquecimento em ETR leves. No caso específico do Granito AP este padrão mostra-se extremamente anômalo em ETR pesados, assemelhando-se ao fácies superespecializado do Maciço granítico Madeira.

Bibliografia:

Araújo Neto, H. & Moreira, H. L. 1976. *Projeto Estanho de Abonari: Relatório Final*. Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral, Manaus, Convênio DNPM/CPRM.



CARACTERIZAÇÃO DOS DEPÓSITOS VULCÂNICOS DO GRUPO IRICOUMÉ NA MINA DE PITINGA - ESTADO DO AMAZONAS

Ronaldo Pierosan (IG – UFRGS; ronaldo.pierosan@ufrgs.br); Evandro Fernandes de Lima, Artur Cezar Bastos Neto, José Maximino Tadeu Miras Ferron, Maurício Prado

O distrito mineiro de Pitinga localizado no município de Presidente Figueredo, Estado do Amazonas (latitudes 0°15'/ 1°15'S0 longitudes 59°30'/ 60°30'W), tem sua importância econômica alicerçada em depósitos de cassiterita e criolita. Os dados geocronológicos obtidos na área indicam idades paleoproterozóicas (Grupo Iricoumé, Suite Intrusiva Mapuera) a mesoproterozóicas (Formação Urupi). Neste distrito é expressivo o volume de vulcanitos félsicos, do Grupo Iricoumé (Supergrupo Uatumã) que são intrudidos por granitóides de diferentes idades. Três perfis realizados em Pitinga permitiram identificar e separar os seguintes depósitos vulcânicos: fluxos piroclásticos (ignimbritos e tufos co-ignimbritos), efusivos, vulcanoclásticos ressedimentados e sedimentares vulcanogênicos. Nas proximidades do Granito Europa dominam ignimbritos com textura eutaxítica incipiente, ricos em cristaloclastos de quartzo e feldspatos circundados por matriz constituída por púmices e raros litoclastos. Os tufos quartzo-feldspáticos maciços, eventualmente com estratificações plano-paralelas, ricos em vitroclastos com fraturamento perlítico representam provavelmente depósitos co-ignimbritos originados pela elutrição e deposição da fração fina durante o fluxo piroclástico. As acumulações vulcanoclásticas ressedimentadas são representadas por arenitos sílticos tufáceos com estruturas plano-paralelas, cujos constituintes mantêm, parcialmente, as texturas primárias. Percentualmente predominam cristaloclastos félsicos (quartzo+plagioclásio) que são envolvidos por uma matriz rica em cinzas e púmices. A unidade efusiva riolítica possui textura porfírica, com quartzo globular e feldspato potássico subédrico a euédrico (4 mm), além de raros grãos de plagioclásio imersos em uma matriz quartzo-feldspática microcristalina. Na região da Antiga Tancagem da mineradora, predominam ignimbritos ricos em cristais de composição traquítica a traquidacítica com ocorrência localizada de litoclastos de rochas tufáceas e metamórficas, associados a esse depósito. A matriz é composta por cinzas, fragmentos vítreos e *fiamme* em pequena abundância, com fraturas perlíticas localmente pronunciadas, além de foliação piroclástica subhorizontal, indicativa de alto grau de soldagem por acumulação do depósito de



alta temperatura, em um substrato com considerável gradiente topográfico. Associados aos fluxos ocorrem tufo finos de queda, também interpretados como co-ignimbíticos. Nas proximidades do Igarapé Divisor ocorre um domo riolítico de geometria semi-circular e dimensões de ~25 Km por ~5 Km, sobrejacente a depósitos ignimbíticos de composição traquidacítica a riolítica, com abundantes cristaloclastos de K-feldspato, plagioclásio e quartzo envolvidos em uma matriz quartzo-feldspática, com textura micropoiuilitica bem desenvolvida indicativa de processos de desvitrificação. As efusivas riolíticas são constituídas por fenocristais de K-feldspato, plagioclásio e quartzo com feições de reabsorção e raros xenólitos de rochas graníticas. A matriz quartzo-feldspática, originalmente hemicristalina, tem uma foliação de fluxo subvertical, por vezes, bastante pronunciada. Esta é marcada por estruturas planares que gradativamente tornam-se desorganizadas, sugerindo a passagem da condição de fluxo de laminar para turbulento. O expressivo volume de rochas vulcânicas na área, associados a intrusões graníticas epizonais e domos riolíticos com geometria anelar, sugerem um ambiente do tipo caldeira. Investigações de campo complementares e estudos geoquímicos envolvendo os vulcanitos e os granitóides permitirão avaliar melhor esta hipótese de trabalho.

**A JAZIDA DE CRIOLITA DA MINA PITINGA
(AMAZONAS)**

*ARTUR CEZAR BASTOS NETO
VITOR PAULO PEREIRA
EVANDRO FERNANDES DE LIMA
JOSÉ MAXIMINO FERRON
ORLANDO MINUZZI
MAURÍCIO PRADO
LUIS HENRIQUE RONCHI
JUAN FLORES
JOSÉ CARLOS FRANTZ
AMANDA PIRES
RONALDO PIEROSAN
ROSEMARY HOFF
NILSON FRANCISQUINI BOTELHO
SILVIA BEATRIZ ROLIM
FLAVIO ROCHA
LEANDRO ULMANN⁷*

CAPÍTULO VIII

A JAZIDA DE CRIOLITA DA MINA PITINGA (AMAZONAS)

RESUMO	481
ABSTRACT	482
I. INTRODUÇÃO	483
Metas	484
Equipe	485
Materiais e métodos	485
II. TRABALHOS ANTERIORES	487
Geologia regional	487
Geologia local e mineralização	491
III. CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA GEOLOGIA REGIONAL DO DISTRITO DE PITINGA	493
Petrografia do Grupo Iricoumé	494
Rochas efusivas	494
Rochas piroclásticas	494
Ignimbritos	496
Tufos de queda co-ignimbríticos	496
Depósitos Ondulados (Surge)	496
Caracterização litoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos associados	497
Granito Europa	500
Petrografia e mineralogia	500
Litoquímica	501
Considerações finais	502
IV. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE CRIOLITA	503
Mapeamento do albita granito	503
Minério disseminado	503
Depósito criolítico maciço	508
Características gerais	508
Observações petrográficas	511
Discussão	512
V. GEOQUÍMICA DE ETR E Y EM CRIOLITA, FLUORITA E FÁCIES GRANÍTIAS	513
ETR em Criolita	513
ETR em Fluorita	515
Y em criolita e fluorita	516
ETR das fácies graníticas	516
Discussão	517

VI. INCLUSÕES FLUIDAS	518
Petrografia das inclusões fluidas e microscopia eletrônica de varredura	519
Microtermometria	521
Discussão	524
VII. ESTUDO DE PIROCLORO E COLUMBITA DA ENCAIXANTE DO DCM	525
Distribuição, observações petrográficas e ao microscópio eletrônico de varredura	525
Composição química de pirocloro	527
Composição química de columbita	531
Discussão	532
VIII. ESTUDO DE Y-GAGARINITA	533
Ocorrência e observações petrográficas	533
Química mineral e análises por DRX	535
Discussão	536
IX. WAIMIRITA E ATROARITA	538
X. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA	539
Isótopos radiogênicos	540
Isótopos estáveis	540
Discussão	541
XI. SÍNTESE DOS DADOS E INTERPRETAÇÕES: COMPARAÇÕES COM IVIGTUT E MODELO GENÉTICO PARA PITINGA	541
Geologia do depósito de criolita	542
Geoquímica de ETR e Y	543
Inclusões fluidas	543
Pirocloro e columbita, zonação do depósito polimetálico	544
Y-gagarinita	544
Geoquímica isotópica	545
XII. IMPLICAÇÕES PARA A PROSPECÇÃO	545
XIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS	546
Modelo do depósito	546
O caráter polimetálico do depósito: modelo metalogênico vs modelo petrogenético	547
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	547
AGRADECIMENTOS	547

A JAZIDA DE CRIOLITA DA MINA PITINGA (AMAZONAS)

ARTUR CEZAR BASTOS NETO¹, VITOR PAULO PEREIRA¹, EVANDRO FERNANDES DE LIMA¹, JOSÉ MAXIMINO FERRON^{2,3}, ORLANDO MINUZZI^{2,3}, MAURÍCIO PRADO^{2,3}, LUIS HENRIQUE RONCHI⁴, JUAN FLORES¹, JOSÉ CARLOS FRANTZ¹, AMANDA PIRES³, RONALDO PIEROSAN³, ROSEMARY HOFF⁵, NILSON FRANCISQUINI BOTELHO⁶, SILVIA BEATRIZ ROLIM¹, FLAVIO ROCHA⁷, LEANDRO ULMANN⁷.

¹Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, RS. artur.bastos@ufrgs.br, vitor.pereira@ufrgs.br, evandro.lima@ufrgs.br, juan.flores@ufrgs.br, jose.frantz@ufrgs.br, silvia.rolim@ufrgs.br

²Mineração Taboca Limitada. jmaximino@mtaboca.com.br, mprado@mtaboca.com.br

³Programa de Pós-Graduação em Geociências, IGEO, UFRGS. ominuzzi@ofm.com.br, amandageo@hotmail.com, rpierosan@pop.com.br

⁴Departamento de Geologia, UNISINOS. São Leopoldo. ronchi@unisininos.br

⁵Companhia de Pesquisa de Recursos Mineraiis; Porto Alegre. rosehoff@cnpuv.embrapa.br

⁶Instituto de Geociências, UnB. nilsonfb@unb.br

⁷Pesquisador bolsista CNPq-DTI, IGEO, UFRGS, flaviorocha_br@yahoo.com.br

RESUMO

No distrito mineiro de Pitinga predominam rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé com idade em torno de 1888 Ma (Pb-Pb). Os litotipos são riolitos efusivos e hipabissais, ignimbritos altamente soldados, tufo co-ignimbriticos e depósitos de *surge*. A alternância de atividade efusiva e piroclástica e a ausência de evidências de depósitos subaquosos sugerem ambiente subaéreo com ciclicidade de atividades efusivas e explosivas. O estudo geoquímico comparativo dos granitos (granitos Simão, Rastro, Bom Futuro Sul, Bom Futuro Norte e Alto Pitinga) com as unidades vulcânicas indica similaridades, exceto para o Granito Alto Pitinga. As rochas possuem conteúdos de SiO₂ maiores que 66 %, alta razão FeO/(FeO+MgO) e caráter metaluminoso e peraluminoso. Os padrões geoquímicos das rochas vulcânicas Iricoumé e granitos associados mostram anomalias negativas em Ba, Nb, Sr e Ti e enriquecimento em ETRL em relação a ETRP, com razão La_N/Yb_N em torno de 8-13. Anomalias negativas de Eu são pronunciadas em todas as amostras. O comportamento de TiO₂, FeO, MgO, Al₂O₃, CaO, Ba e Sr em relação a SiO₂ sugere fracionamento de plagioclásio + feldspato alcalino + minerais máficos durante a evolução magmática. O volume expressivo de rochas efusivas e piroclásticas e os corpos graníticos epizonais associados (Suíte Intrusiva Mapuera) são compatíveis com complexo de caldeiras.

A mineralização primária no distrito está associada aos corpos graníticos da Suíte Madeira (~1.83 Ga). O mapeamento da parte leste do granito Europa permitiu delimitar duas fácies e relacionar as anomalias de ZrO₂, Nb₂O₅ e Ta₂O₅ no solo à fácies peralcalina anfíbólio alcalino-pertita granito. O granito Madeira é constituído pelas fácies anfíbólio-biotita-sienogranito, biotita-feldspato alcalino granito, feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico e albita granito. Esta é subdividida em albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB). O depósito polimetálico (Sn, Nb, Ta e criolita) e seus possíveis sub-produtos (Zr, ETR, Y, Li e U) estão associados ao albita granito. Os diversos minérios ocorrem disseminados no AGN e AGB, com exceção da criolita que ocorre na forma disseminada (~150Mt, teor de 4,2% de Na₃AlF₆) apenas no AGN e na forma de depósito criolítico maciço (DCM) (10Mt, teor de 32% de Na₃AlF₆), localizado em sub-superfície na parte central do AGN.

O minério disseminado é constituído por criolita magmática e hidrotermal. O DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular formado por corpos sub-horizontais (+ veios e *stockworks*) de criolita concentrados em três zonas criolíticas. Os corpos são constituídos por criolita (~85% p. vol.) + quartzo + zircão + K-feldspato ± galena. A criolita pertence a 3 gerações: nucleada (precoce), caramelo e branca

(tardia). Na parte superior do DCM ocorrem criolita caramelo e nucleada (subordinada). Na parte intermediária criolita caramelo e nucleada ocorrem em iguais proporções. Na parte inferior predomina criolita nucleada, criolita caramelo é mais clara e ocorre criolita branca.

As análises dos ETR e Y possibilitaram relacionar a mineralização criolítica ao albita granito que, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa maior de európio. O estudo possibilitou verificar que a fluorita magmática tem razões ETR/Y e ETRL/ETP ≥ 1, Y ~1.200 ppm. Comparativamente à fluorita, a criolita magmática tem menor ETR_{total} é enriquecida em ETRP e Y em relação aos ETRL, tem anomalia negativa de Eu e Y ~200 ppm. A criolita disseminada hidrotermal é caracterizada pelo aumento na razão ETRL/ETP, empobrecimento em Y (~20ppm) e por possuir anomalia negativa de Eu similar à da magmática, porém a criolita do DCM têm anomalia negativa de Eu menor (decorrente de ambiente de formação mais oxidante) do que a criolita disseminada. Da criolita precoce para a tardia ocorre empobrecimento em Y e ETR_{total} e aumento na razão ETRL/ETP.

A Y-gagarinita (Na_{0,24}Ca_{0,58}Y_{1,01}ETP_{0,39}F_{5,81}) está associada às porções inferiores do DCM, é relativamente rica em ETRP e possui texturas de exsolução com padrões variados. A fase exsolvida tem composição (Ce_{0,53-0,66}La_{0,09-0,26}Nd_{0,08-0,26}Sm_{0,01-0,04}Eu_{0,01}Y_{0-0,03}F_{3,3-4,14}) de fluocerita, mas sua estrutura não foi identificada, podendo tratar-se de novo mineral. A exsolução é decorrente do resfriamento que exsolveu apenas ETR de raio iônico maior do que o do Sm; a gagarinita hospedeira manteve os conteúdos de Y, ETRP e Na, formando estrutura com menos vacâncias e melhor balanço de cargas.

Dois novos minerais, que ocorrem em veios tardios, foram descritos no albita granito. Waimirita é um fluoreto de ítrio rico em ETRP, criptocristalino. Atroarita é um fluoreto em que o principal cátion é Al, que ocorre principalmente como cristais octaédricos incolores em paragênese com galena.

Também foram investigadas as relações entre o DCM e a mineralização de Nb e Ta disseminada no seu entorno. Foi possível verificar a existência de U-Pb-pirocloro magmático, que foi afetado por processo de columbitização, que é caracterizado, em estágio inicial, pela perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando, sucessivamente, Pb-U-pirocloro e U-pirocloro. O aumento na vacância do sítio A do pirocloro resultou em sua desestabilização com a formação de columbita, que tem assinaturas geoquímicas de Sn e U herdadas do pirocloro. Paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe no pirocloro. Na zona de transição entre AGN e AGB ocorrem inversões

na evolução, relacionadas à diminuição da atividade de F no fluido responsável pela columbitização. A distribuição de pirocloro e columbita mostra que a columbitização foi promovida pelo mesmo fluido responsável pela formação do DCM ao qual se atribui algumas das diferenças entre as paragêneses do AGN e AGB.

O estudo de inclusões fluidas em criolita do DCM possibilitou verificar que as temperaturas de homogeneização variam, em geral, entre 100°C e 300°C, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície) correspondendo a resfriamento de 400°C a 100°C. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização na criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados em criolita são corroborados pelos resultados obtidos em quartzo e fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados. A associação de IF, com ampla variação de salinidade e TH, e com ausência de CO₂ é característica de eventos pós-magmáticos. A ausência de CO₂ é atribuída à ascensão/cristalização do magma ao longo de 3 fases.

O sistema ²⁰⁸Pb-²⁰⁷Pb forneceu a idade de 1.686 Ma +110/-170 Ma e indicou o envolvimento de fontes mantélica, crustal profunda e crustal rasa. Os valores de μNd na maioria das amostras evidenciam que o sistema foi fortemente afetado pela riqueza de F no ambiente hidrotermal. As amostras que forneceram resultados coerentes são compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental. Os resultados são corroborados por estudos de isótopos estáveis. A composição isotópica (δ¹⁸O, δD) da água em equilíbrio com a mica da fase pegmatóide na maioria das amostras é de água magmática; subordinadamente ocorrem valores de água de formação e de granitos de fusão intracrustal. A composição do δ³⁴S da galena é mantélica. Os valores de δ¹⁸O em quartzo, albita e feldspato potássico indicam fonte mantélica com contaminação crustal.

O caráter polimetálico do depósito é atribuído à participação de duas fontes distintas: mantélica (F e Nb) e crustal (Sn). Relativamente à evolução da mineralização de criolita foi possível verificar que esta se iniciou em estágio magmático (minério disseminado) a partir de magma excepcionalmente rico em flúor, prosseguiu no estágio pegmatítico e teve seu ápice no estágio hidrotermal. Neste último, fluidos hidrotermais salinos residuais do albita granito, previamente desprovidos de CO₂, ascendentes de suas partes inferiores, formaram o DCM e enriqueceram o minério disseminado. Ao longo do processo, ocorreu abertura do sistema, relacionada a reativação de fraturas. O sistema hidrotermal passou a ter caráter convectivo, incorporando fluidos meteóricos re-aquecidos em profundidade, implicando em diluições parciais do fluido mineralizador até a deposição de criolita maciça mais tardia.

O principal critério para prospecção de criolita é a associação com corpos de albita granito, por sua vez associados com as demais rochas da Suíte Intrusiva Madeira. Depósitos em rochas do Grupo Iricoumé ou em granitos Mapuera, relacionados a corpo de albita granito subjacente, também podem ocorrer. Outros critérios prospectivos são: em escala regional, associação com lineamento de direção NE-SW; em escala de depósito, associação com estruturas rúptil de direção N-S, possivelmente identificável como morfo-estrutura em imagens LANDSAT e com forte alteração hidrotermal associada, possivelmente identificável (mais especialmente em granito Mapuera) por tratamento de dados orbitais com o apoio de espectrorradiometria; intersecção de lineamento NE-SW com estruturas menores N-S representa um sítio muito favorável à formação do depósito; depósito em granito Mapuera pode ser associado a brechas de falha, ser constituído por *stockworks* ou ter morfologia filoneana; depósito associado a rochas do Grupo Iricoumé pode ter forte caráter *stratabound*; a depósito de grande porte pode estar

associada anomalia gravimétrica; depósito aflorante corresponderia a área de relevo rebaixado; anomalia geoquímica de F nos cursos d'água que drenam o depósito; aluviões associados com concentrações anômalas de zircão; rochas encaixantes com padrões de ETR relativamente planos, enriquecimento relativo em ETRP e concentrações anômalas em F, Zr e Rb; solo com anomalias destes mesmos elementos. O granito Alto Pitinga foi identificado como o mais novo e principal prospecto do distrito mineiro.

ABSTRACT

The Iricoumé Group rocks are predominant in the Pitinga mining district. The volcanic rocks were dated ca. 1.888 Ma (Pb/Pb). They comprise effusive and hypabissal rhyolite, felsic pyroclastic deposits, including welded ignimbrites, co-ignimbritic ash tuffs and surge deposits. The alternating effusive and pyroclastic activity and the lack of evidence for a subaquatic volcanic environment indicate the cyclicity of the explosive-effusive aerial volcanic regime. Geochemistry of granitic rocks (Simão, Rastro, Bom Futuro Sul, Bom Futuro Norte and Alto Pitinga granites) and effusive and pyroclastic units indicates the similarity of all rocks, except for the Alto Pitinga Granite. The acid rocks have SiO₂ values higher than 66 wt% and high FeO_t/(FeO_t + MgO) and mildly metaluminous to peraluminous character. Geochemical patterns of the Iricoumé volcanic rocks and associated granites show strong depletion in Ba, Nb, Sr and Ti, and enrichment of LREE relative to HREE with La_N/Yb_N ratio of 8-13. Negative Eu anomalies are remarkable in all samples. Behavior of TiO₂, FeO_t, MgO, Al₂O₃, CaO, Ba and Sr against SiO₂ suggests fractionation of plagioclase + alkali feldspar + mafic minerals during magmatic evolution. The large volume of effusive and pyroclastic volcanic rocks and associated epizonal granite bodies (Mapuera Intrusive Suíte) suggest a cauldron complex environment.

The east side of Europa granite (Madeira Intrusive Suíte) has two facies. ZrO₂, Nb₂O₅ and Ta₂O₅ soil anomalies are related with the Na-amphibole-pertite granite facies. What is the other facies?

The Madeira granite is constituted of amphibole-biotite sienogranite, biotite-alkali-feldspar granite, porphyritic *hipersolvus* alkali-feldspar granite and albita granite facies, the latter divided in core albita granite (AGN) and border albita granite (AGB). The ore, including the polymetallic (Sn, Nb, Ta, and criolite) deposit and its subproducts (Zr, ETR, Y, Li e U) is restricted to the albita granite. The different ores occur disseminated in AGN and AGB, with exception of cryolite that is disseminated (~150Mtons, with 4,2% of Na₃AlF₆) only in AGN, and as a massif deposit (DCM) (10Mtons with 32% of Na₃AlF₆) in the central part of AGN below surface.

The disseminated ore is constituted of magmatic and hydrothermal cryolite. The DCM has a mushroom-like form, and is formed of subhorizontal bodies (veins and stockworks) of cryolite that are concentrated in three cryolite zones. The bodies are constituted of cryolite (~85% p. vol.) + quartz + zircon + K-feldspar ± galena. Cryolite belongs to three generations: nucleated, brown and white (late). In the upper part of DCM brown and nucleated cryolite occur, the latter subordinate. In the middle portion, nucleated and brown cryolite occur in equal proportions. In the lower part nucleated cryolite predominates, brown cryolite is of lighter colour and white cryolite occurs also.

Analyses of Y and REE allows to correlate the cryolite mineralization with the albita granite that has the highest REE contents and the lower LREE fractionation, relative enrichment of HREE and the largest Eu negative anomaly. Magmatic fluorite has REE/Y e LREE/ETRP ratios ≥ 1 and Y ~1.200 ppm. Compared with fluorite, magmatic cryolite has lower ΣREE and is richer in HREE and Y relatively to the LREE. It also has a negative Eu anomaly and Y ~ 200ppm. Hydrothermal and disseminated cryolite is characterized by increase of LREE/HREE ratio, Y depletion (~20ppm), and negative Eu anomaly

similar to magmatic cryolite. Cryolite from DCM has lower negative Eu anomaly (due to the oxidant environment) compared to disseminated cryolite. Depletion of Y and Σ REE and increase of LREE/HREE is verified from magmatic cryolite to the late white cryolite.

Y-gagarinite ($\text{Na}_{0,24}\text{Ca}_{0,58}\text{Y}_{1,01}\text{ETR}_{0,39}\text{F}_{5,81}$) associated with lower DCM portions is relatively rich in HREE and has exsolution textures with different patterns. The exsolution phase ($\text{Ce}_{0,53-0,66}\text{La}_{0,09-0,26}\text{Nd}_{0,08-0,26}\text{Sm}_{0,01-0,04}\text{Eu}_{0,01}\text{Y}_{0-0,03}\text{F}_{3,3-4,14}$) has the composition of fluocerite, but its structure was not determined and it could be a new mineral. Exsolution is due to cooling, exsolving only REE with ionic radii larger than Sm. After exsolution, the host gagarinite kept the Y, HREE and Na contents and formed a structure with low vacancies and better charge balance.

Two new minerals, that occur in late veins, were described in the albite granite. Waimirite is a Y fluoride rich in HREE formed of cryptocrystalline grains. Atroarite is also a fluoride, but Al is the main cation. It occurs as colorless octahedra in paragenesis with galena.

Relations between DCM and disseminated Nb and Ta mineralization were investigated. Magmatic U-Pb pyrochlore was affected by a columbitization process, characterized in the beginning by Pb loss and U and Nb enrichment, forming Pb-U pyrochlore and U-pyrochlore. With the vacancy increase in the A site pyrochlore becomes unstable and columbite crystallizes. Columbite has the geochemical Sn and U signature inherited from pyrochlore. Together with the loss of Pb occurs the enrichment of Ca, F, Ce and Sn and loss of Fe. In the transition zone between AGN and AGB inversions of evolution occur, that are related with the reduction of F activity in the fluid responsible for the columbitization process. Pyrochlore and columbite distribution shows that this process was due to the same fluid that formed DCM. This fluid is also responsible for the differences between AGN and AGB paragenesis.

Fluid inclusion studies in cryolite from DCM indicate that the homogenization temperature in general changed from 100°C to 300°C with strong vertical tendency in the Zero Cryolitic Zone (next to the surface) and correspond to cooling from 400°C to 100°C. These

changes are due to the physico-chemical conditions in the fluid. Two groups of salinity are present: i) next to 5w% NaCl eq. (untwinned cryolite and recrystallization of twinned cryolite); ii) over 10w% NaCl eq. (twinned cryolite).

The same salinity groups observed in cryolite are present in quartz and fluorite from DCM and in the hydrothermal minerals from the wall rocks. The association of fluid inclusions has a large spread of salinity and temperature homogenization with absence of CO_2 that characterize post-magmatic events. The absence of CO_2 is attributed to magma ascent that crystallized in three phases.

The ^{208}Pb - ^{207}Pb system gave the age of 1.686 Ma \pm 110/-170 Ma and indicated the relationship with mantle, deep crust and shallow crust sources. The values of μNd in most samples suggest that the system was strongly affected by abundance of F in hydrothermal setting. The samples that gave coherent results are compatible with mantle system with subordinate participation of continental crust. These results are confirmed by stable isotopic studies. The isotopic composition ($\delta^{18}\text{O}$, δD) of water equilibrated with mica from pegmatitic phase in most samples is the same of magmatic water; subordinately occur values of formation water and intracrustal granite melt water. The composition of $\delta^{34}\text{S}$ from galena is of mantle type. The values of $\delta^{18}\text{O}$ from quartz, albite and K-feldspar indicate mantle source with crustal contamination.

The polymetallic character of the deposit is attributed to two different sources: mantle (F and Nb) and crust (Sn). The genesis of cryolite mineralization began at magmatic stage (disseminated ore) from an exceptionally F-enriched magma, continued at the pegmatitic stage and finally is formed in a hydrothermal stage. In this case, residual hydrothermal saline fluids from the albite granite and poor in CO_2 rised from the bottom of this facies to form the DCM. During this process the system was open by fractures reactivation. The hydrothermal system become convective, engaging meteoric fluids heated at depth that diluted the hydrothermal fluid.

New criteria for cryolite prospection are presented and classify the Alto Pitinga granite as a new exploration target identified in this project.

I. INTRODUÇÃO

Este trabalho foi realizado no quadro do projeto “Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia”, coordenado e gerenciado pela Agência para o Desenvolvimento da Indústria Mineral Brasileira (ADIMB), com a colaboração do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), com recursos do CT-Mineral/Financiadora de Estudos e Projetos (FINEP), DNPM e da ADIMB representando as empresas copromotoras e facilitadoras. O projeto contemplou o estudo de 10 alvos, dentre eles o Alvo Criolita de Pitinga, cujos resultados são aqui apresentados.

Criolita é aluminofluoreto de sódio (Na_3AlF_6) composto idealmente (em peso) por 32,85 % Na, 12,85 % Al e 54,30 % F (Mineralogy Database 2005). O nome deriva do grego *krios* (gelo) e *lithos* (pedra), em referência ao brilho e ao índice de refração serem semelhantes aos do gelo. Criolita pura é incolor a branca; com impurezas, é vermelha, marrom ou preta. A densidade varia de 2,95 a 3,01 g/cm³ e a dureza de 2,5 a 3. O sistema de cristali-

zação é monoclinico, com transição reversível para o sistema cúbico a 565 °C \pm 5°C. Sob aquecimento gradual, produz luminescência amarela que desaparece em temperaturas mais elevadas. A fusão ocorre a 1000°C com expansão de volume de 41%. Até a revisão de Bailey (1980), eram conhecidas apenas 18 ocorrências de criolita. A jazida de Ivigtut (Groenlândia) foi a única explorada, desde o início do século passado até 1986. O depósito de Pitinga é o segundo caso com importância econômica.

A mina Pitinga (Figura 1) situa-se no município de Presidente Figueiredo (Amazonas). A área deste estudo abrange também parte do município Uruará. A partir de Manaus, o acesso é feito por rodovia pavimentada (Manaus-Boa Vista, BR-174) até o km 264. Deste ponto, segue-se para leste, por estrada secundária não pavimentada, cerca de 60 km até chegar na mina.

A história do distrito mineiro iniciou com a descoberta de cassiterita aluvionar pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM), durante a realização de projeto de mapeamento geológico básico (Veiga Jr. *et al.* 1979). Ainda em 1979, a Paranapanema S.A. iniciou a

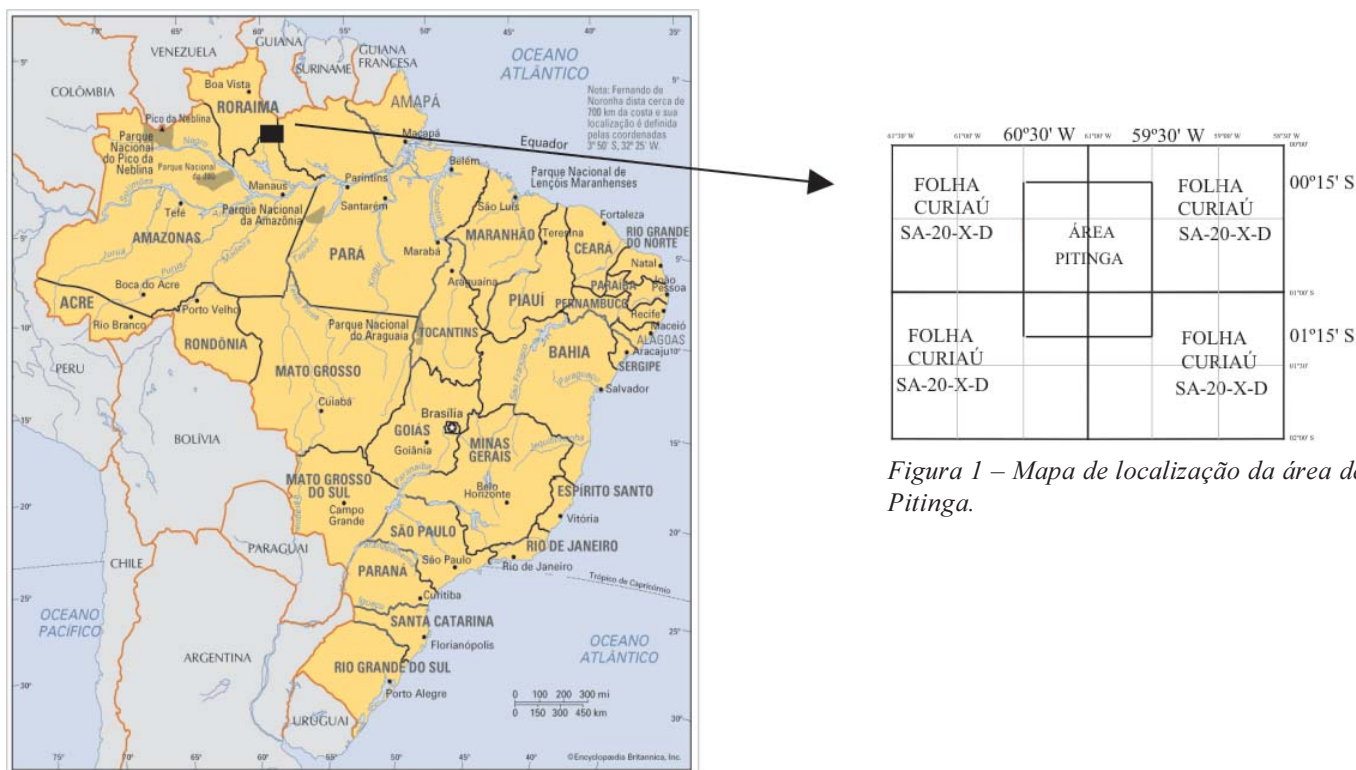


Figura 1 – Mapa de localização da área de Pitinga.

pesquisa em áreas adquiridas da CPRM e em áreas mais a oeste, até a divisa com a reserva dos índios Waimiri-Atroaris. Em 1982 já eram conhecidas reservas aluvionares e iniciava-se o ciclo produtivo do estanho aluvionar. No mesmo ano foi descoberta a mineralização aluvionar do igarapé Madeira, que drena a serra do Madeira. Em 1983 foi descoberto o minério primário, associado à fácies albíta granito do granito Madeira. A criolita disseminada nesta rocha foi identificada em 1986. Em 1989 as sondagens revelaram a ocorrência de corpos de criolita maciça, subseqüentemente investigados por 57 furos que permitiram a definição do depósito criolítico maciço (DCM).

O depósito polimetálico associado ao albíta granito corresponde a depósito de Sn de classe mundial, com a maior reserva de cassiterita do Brasil. Possui a maior reserva mundial de criolita e uma das maiores reservas mundiais de Ta, além de importantes reservas de Nb, Y, Zr, Rb, Th e U. Em áreas próximas foram cubados depósitos de bauxita. A exploração de criolita, matéria prima fundamental na metalurgia do alumínio, é, portanto, estratégica para o distrito.

A mina Pitinga, explorada pela Mineração Taboca Limitada, é a maior produtora de cassiterita do Brasil. Atualmente, estão sendo exploradas as últimas reservas dos minérios intemperizado e aluvionar, ambos sem criolita, e estão sendo ampliadas as operações de britagem e moagem de rocha sã (com criolita), partindo para o projeto pleno que prevê a lavra de cerca de 8,4 milhões de toneladas/ano de ROM com teores de 0,175% de Sn, 0,223

de Nb₂O₅, 0,028 de Ta₂O₅ e 4,2 % de criolita (minério disseminado). A exploração do DCM ocorrerá dentro de alguns anos, quando for atingido pela cava da mina. O processamento metalúrgico do minério de Nb-Ta já é efetuado em Pitinga; o do Sn é realizado em São Paulo.

Metas

A execução de cada alvo foi subdividida em 12 metas. Como em Pitinga há uma superposição parcial entre os alvos Criolita e Estanho (o albíta granito, principal corpo de minério de estanho, é a rocha encaixante do DCM e contém também criolita disseminada), as duas equipes atuaram de forma integrada e algumas metas do Alvo Criolita foram modificadas para evitar duplicidade.

Compilação e integração de dados (Metas 1 e 2). Para efeito do relatório de etapa estas metas foram cumpridas pela equipe do Alvo Estanho. A equipe do Alvo Criolita realizou trabalho especial de sensoriamento remoto, incluindo a aplicação de espectrorradiometria, que resultou na elaboração do mapa geológico regional de área de 1° quadrado.

Mapeamento geológico (Meta 3). A equipe do Alvo Criolita concentrou-se no mapa regional, tendo realizado grande esforço de amostragem dos diversos corpos graníticos para estudos preliminares petrográficos, geoquímicos e isotópicos. Estudos detalhados foram efetuados no granito Europa e em locais selecionados no Grupo Iricoumé. Subseqüentemente, a equipe complementou o mapeamento do albíta granito e locou 3

furos de sonda realizados pela mineradora para definição de contatos e forma do corpo mineralizado.

Estudos petrográficos e petroquímicos de rocha (Metas 4 e 5). Estes trabalhos foram essencialmente voltados para a geologia regional. Os resultados, aqui apresentados de forma sintética, estão sendo consolidados nas teses de José Maximino Ferron (evolução geológica e potencial prospectivo do distrito) e Ronaldo Pierosan (vulcanismo Iricoumé), e na dissertação de mestrado de Maurício Prado (granito Europa).

Estudo de corpos de minério (Meta 6). O DCM foi descrito e amostrado a partir de testemunhos de sondagem. *Software* de modelamento tridimensional foi empregado para integrar os resultados com dados de sondagem no entorno do depósito, com o objetivo de investigar a influência do DCM nos minérios disseminados do albita granito. O minério disseminado foi descrito a partir de testemunhos de sondagem e de amostras de superfície. As três gerações de criolita do DCM e as duas gerações de criolita disseminada tiveram suas composições químicas investigadas.

Estudos petrográficos e petroquímicos de minério e zonas de alteração hidrotermal (Metas 7 e 8). Os estudos petroquímicos foram redirecionados para a realização de estudos mineralógicos. Três estudos adicionais ao da criolita enquadram-se nesta meta: o do minério de Nb e Ta da rocha encaixante do DCM, o da Y-gagarinita e o estudo preliminar de dois novos minerais descobertos durante a execução do projeto.

Estudos de inclusões fluidas (Meta 9). O estudo foi realizado em criolita, e em quartzo e fluorita associados, no DCM e no minério disseminado. Foi extremamente trabalhoso em virtude da baixa tenacidade e do baixo índice de refração da criolita e das pequenas dimensões dos cristais disseminados, mas forneceu resultados muito importantes para o entendimento da gênese da mineralização.

Estudos geocronológicos e de isótopos estáveis (Metas 10 e 11). Os estudos geocronológicos foram essencialmente direcionados para investigação do contexto geológico regional. No granito Madeira, como já foram efetuados diversos estudos geocronológicos em zircão e rocha total, o enfoque do trabalho foi redirecionado para os minerais de minério (criolita, pirocloro, Y-gagarinita, galena) e alguns minerais da rocha, procurando identificar assinaturas de fontes e investigar a possibilidade de existirem diferentes eventos metalogenéticos superpostos.

Integração e interpretação de dados (Meta 12) A integração e interpretação do conjunto de dados levou aos dois resultados finais do trabalho: o modelo genético da mineralização de criolita e a ampliação significativa do conhecimento da evolução geológica regional, permitindo

melhor enquadramento do modelo genético e o aperfeiçoamento do modelo prospectivo adotado no distrito.

Equipe

O Alvo Criolita foi coordenado pelo professor Artur Cezar Bastos Neto (UFRGS). Atuaram como coordenadores de área os professores da UFRGS Vitor Paulo Pereira (mineralogia) e Evandro Fernandes de Lima (geologia regional). A equipe do Alvo Criolita foi constituída por:

- Pesquisadores principais: Luis Henrique Ronchi (UNISINOS), Juan Antônio Flores (UFRGS), José Carlos Frantz (UFRGS) e Rosemary Hoff (CPRM).
- Geólogos da Mineração Taboca Limitada e pós-graduandos: José Maximino Ferron, Orlando Minuzzi e Mauricio Prado.
- Pós-graduandos: Amanda Cristina Pires e Ronaldo Pierosan.
- Pesquisadores colaboradores: Roberto Dal'Agnol (UFPA), Hilton Costi (Museu Paraense Emilio Goeldi), Nilson Francisquini Botelho (UnB), Candido Moura (UFPA), Silvia Beatriz Alves Rolim (UFRGS)
- Pesquisadores com bolsa DTI: Flávio França Rocha e Leandro Ulmann.
- Estudantes de graduação: Marcelo Ricardo Schwartz, Diego Gonçalves de Oliveira, Lisandro Nunes, Isadora Henrichs e Luis Alberto Vedana (UFRGS) e Marcelo Leopoldo Weber (UNISINOS).

Materiais e métodos

O trabalho de sensoriamento remoto utilizou imagens orbitais ETM+ LANDSAT 7: 231.061, 231.060, cenas inteiras (bandas 1, 2, 3, 4, 5, 7 e 8), período de estiagem (27/08/2001). Foram empregados os softwares ENVI 3.5 (RSI, 2000) e SPRING 3.6 02 (INPE, 2002) e efetuados pré-processamentos, correção geométrica, seleção de bandas, realce de contraste, composições coloridas, filtros (filtro multidirecional 7 x 7, Araújo & Carvalho Jr. 1994) e análise por componentes principais. Medidas espectrorradiométricas foram realizadas, numa primeira etapa, no Laboratório de Espectroscopia de Reflectância da UNICAMP (FAPESP) em espectrorradiômetro FIELDSPEC, de 400 a 2500nm, sendo que a análise dos espectros foi visual, para subsidiar a próxima etapa. A segunda fase foi efetuada no Laboratório de Sensoriamento Remoto e Espectrorradiometria da CPRM de Porto Alegre, em espectrorradiômetro POSAM, na faixa de 1200 a 2500 nm, visando obter a alteração

hidrotermal. As curvas espectrais foram analisadas no software MISO (JICA), identificando-se os minerais.

As análises de rocha total para os estudos de geologia regional foram efetuadas pelo laboratório ACME BRASIL. As análises isotópicas $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação de zircão foram realizadas no Laboratório Pará-ISO da Universidade Federal do Pará. As análises de minerais do granito Europa foram realizadas na Universidade Federal do Rio Grande do Sul UFRGS, utilizando a microsonda eletrônica (MSE) marca CAMECA, modelo SX-50 e o microscópio eletrônico de varredura (MEV) marca JEOL, modelo JMS-5800.

O modelamento geológico tridimensional do DCM e da distribuição dos teores dos demais minérios na rocha encaixante do depósito foi efetuado com o *software* GEMCOM 4.11.

A separação de criolita e fluorita seguiu técnicas convencionais de britagem, moagem, separação por líquidos densos, passagem em separador isodinâmico Frantz e separação grão a grão com auxílio de lupa binocular. As separações com pouco material (minerais disseminados) foram analisadas por ICP-MS (modelo ELAN 6100 DRC da Perkin Elmer/Sciex) no Instituto de Geociências da USP. As amostras foram comparadas a um conjunto de sete padrões geológicos: BE-N (basalto-CNRS), DR-N (diorito-CNRS), OU-1 (lava-IAG), OU-2 (dolerito-IAG), JA-1 (andesito-GSJ); BR (basalto-CNRS) para controle de *drift* instrumental e MRG-1 (gabro-USGS). Foi preparado branco para levantamento da curva de calibração e controle de qualidade analítica (verificação da exatidão dos resultados). As análises de amostras de rocha total e das separações de criolita e fluorita do DCM foram executadas no laboratório Lakefield-Geosol, em Belo Horizonte, MG, pelo método ICP-digestão multi-ácida para determinação dos ETR e Y. Para determinação de F foi utilizado o método íon específico. Os resultados dos ETR foram normalizadas pelo condrito de Evensen (Evensen *et al.* 1978).

O estudo petrográfico e microtermométrico das inclusões fluidas foi realizado na Universidade do Vale do Rio dos Sinos, em platina Chaix Meca instalada em microscópio Olympus BH2. A reprodutibilidade das medidas é de 0,2°C. A curva de calibração foi construída com inclusão fluida natural rica em CO_2 puro (-56,6°C), água desmineralizada (0,0°C) e produtos indicadores de temperatura: Merck (135°C), NaNO_3 (306,8°C) e $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ (398°C). As lâminas bipolidas (espessura ~0,3 mm) foram coladas a frio com Entelan e descoladas com Xylol (MERCK art. 8687). Nos cálculos de salinidade e densidade, utilizou-se o programa MacFlinCor (Brown e Hagemann 1994). O estudo por MEV e análises de fase sólida por EDS foram efetuados no equipamento da UFRGS.

O estudo de pirocloro e columbita foi efetuado em equipamentos da UFRGS. Nas análises ao MEV, utilizou-se energia de 20 kV, corrente de 25 nA e tempo de contagem de 100 s. No caso de mapeamento de elementos, o tempo de aquisição foi de 50min. Nas análises por MSE foram utilizados, numa primeira etapa, energia de 15 KeV, corrente de 10 nA e feixe de 1 μm para tempo de contagem de 20 s. Uma segunda etapa foi desenvolvida para a quantificação de Sn, W e Sb, utilizando energia de 15 KeV, corrente de 10nA, feixe de 1 μm e tempo de 20 s. Nas análises de columbita por microsonda eletrônica, o ferro foi considerado como Fe^{+2} . A discriminação entre Fe^{+2} e Fe^{+3} somente foi possível a partir de cálculos estequiométricos (Ercit 1994).

No estudo da gagarinita as proporções do polimorfo de fluocerita foram obtidas por tratamento de imagens, utilizando o Programa Scion Image Beta 4,20. As análises por difração de raios X (DRX) foram realizadas na UFRGS em difratômetro marca Siemens, modelo D-5000, no intervalo entre 2 a $82^\circ 2\theta$, com passo de $0,02^\circ 2\theta$ no tempo de 1s, utilizando radiação Co-K α e filtro de níquel. Os parâmetros cristalográficos foram determinados com o programa *Least-squares Refinement of Crystallographic Lattice Parameters* (LCLSQ 8.5, Burnham 1993). Imagens de elétrons retroespalhados, mapa de distribuição de elementos e análises qualitativas de EDS foram realizadas na Universidade Federal de Santa Catarina em MEV, marca Phillips, modelo XL30, utilizando a energia de 20 kV e tempo de contagem de 200 s. As análises por MSE foram realizadas na Universidade de Brasília em equipamento Cameca, modelo SX-50, com corrente de 15 kv e 25 nA, com tempo de contagem de 10 s. Para ETR e Y, as condições de análise foram de 20 kV, 40 nA e 20 s, e correções de interferências nas posições de picos e *backgrounds* ETR foram efetuadas com os fatores de correções de Åmli e Griffin (1975). Análises adicionais em pastilha prensada foram efetuadas na UFRGS em espectrômetro de fluorescência de raios X marca Rigaku, modelo RIX 2000, com tubo de ródio, sob energia de 50 kV e corrente 40 mA.

O estudo da waimirita e atroarita foi realizado na UFRGS, nos DRX e MEV acima descritos. As condições analíticas para o DRX foram as mesmas. No caso do MEV, a energia foi de 10 a 20 kV e o tempo de contagem de 10 a 100 s.

As análises isotópicas de separações minerais e albita granito foram efetuadas na UFRGS em espectrômetro de massa VGSECTOR 54 com 9 coletores Faraday. As análises de isótopos estáveis foram realizadas pelo ISOTOPE LABORATORY da Queen's University (Canadá).

II. TRABALHOS ANTERIORES

Geologia regional

O Craton Amazônico (Figura 2) situa-se na porção norte da Plataforma Sul-Americana (Almeida *et al.* 1981). É uma das maiores áreas cratônicas do mundo, formada por dois escudos pré-cambrianos, Guianas e Guaporé, geograficamente separados pelas bacias paleozóicas do Amazonas e Solimões (Gibbs & Barron 1983). Modelos diversos têm sido aplicados para o entendimento de sua evolução geológica, enfocando sua compartimentação em províncias tectono-geocronológicas, englobando eventos ocorridos entre 3,10 e 0,99 Ga. Costa & Hasui (1997) subdividem o *craton* em 12 paleoplacas arqueano-paleoproterozóicas, circundadas por cinturões móveis submetidos a reativações cíclicas até o Fanerozóico. O modelo considera unicamente processos colisionais do tipo

continente-continente. O modelo mobilista de Tassinari & Macambira (1999) divide o *craton* em 6 províncias principais (Figura 2A), com núcleo de idade arqueana (>2,3 Ga), representado pela Província Amazônia Central, agregando cinturões móveis de idades decrescentes até 1,00 Ga. Neste modelo a região de Pitinga insere-se na Província Ventuari-Tapajós (1,95-1,80 Ga). Santos *et al.* (2000) subdividem o *craton* em 7 províncias e um cinturão de cisalhamento, envolvendo eventos tectônicos ocorridos desde 3,10 a 0,99 Ga (Figura 2B). Neste modelo a área de Pitinga localiza-se no limite entre as províncias Parima-Tapajós (2,10-1,87 Ga) e Amazônia Central (1,88-1,70 Ga).

As informações disponíveis sobre a região de Pitinga posicionam suas rochas entre 1,96 Ga e 1,08 Ga, sugerindo que sua evolução se iniciou no Paleoproterozóico (Período Orosiriano), relacionada ao ciclo Transamazônico, e se estendeu até o final do Mesoproterozóico. São ainda

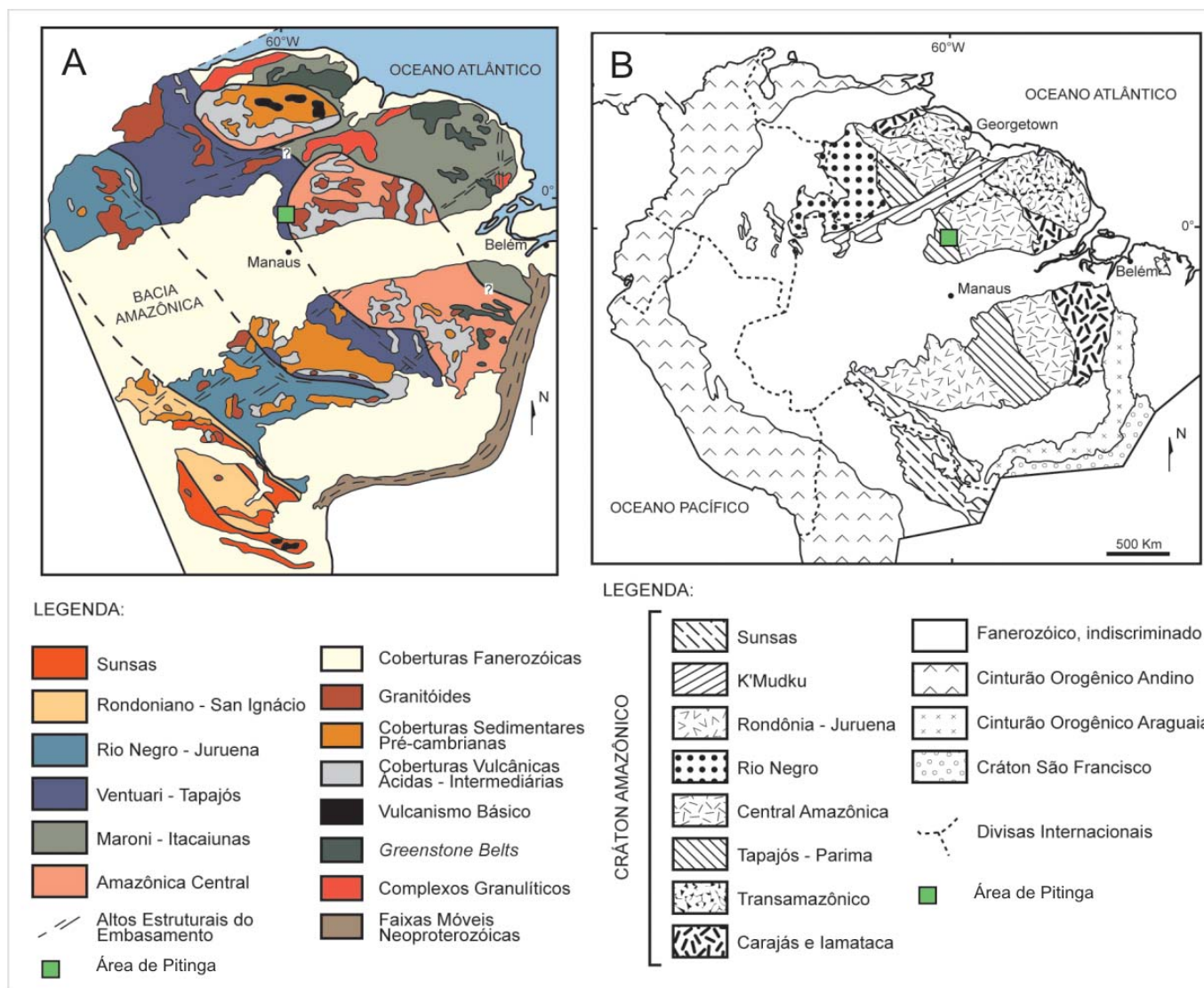


Figura 2 – Províncias geocronológicas do Craton Amazônico. A) segundo Tassinari et al. (1999) e B) segundo Santos et al. (2000).

desconhecidas as condições em que se deram a formação das rochas mais antigas (pré-Transamazônico) que constituíram o embasamento para as rochas vulcano-plutônicas e sedimentares da região.

A figura 3 apresenta o mapa geológico regional elaborado pelo projeto. As descrições e novos dados serão apresentados mais adiante. Abaixo são sintetizadas informações da literatura sobre as unidades litoestratigráficas presentes na área mapeada, mas sem se restringir aos trabalhos efetuados no perímetro do mapa.

O reconhecimento geológico e geoquímico efetuado pela CPRM (Mandetta *et al.* 1974) ao longo do rio Pitinga foi o primeiro trabalho de cunho geológico realizado na região. O trabalho motivou a implementação de dois projetos (convênios DNPM-CPRM) de mapeamento geológico em escala 1:100.000: Estanho do Abonari (Araújo Neto & Moreira 1976) e Sulfetos do Uatumã (Veiga Jr. *et al.* 1979). A área fez parte também do Projeto Radambrasil, Folhas SA.20–Manaus (Lourenço *et al.* 1978) e SA.21–Santarém (Araújo *et al.* 1976). Na década de oitenta a CPRM executou na região dois projetos de mapeamento (1:250.000): Uatumã-Jatapu (Costi *et al.* 1984) e Trombetas-Mapuera (Jorge João *et al.* 1984). No Estado de Roraima a CPRM executou dois projetos regionais (escala 1:500.000), Roraima Central (Fraga *et*

al. 1999) e Caracarái (Faria *et al.*, 2000), nos quais são enfocadas unidades litológicas em grande parte similares às da região de Pitinga.

O termo Complexo Guianense (Issler *et al.* 1974) designa um conjunto de rochas submetidas a metamorfismo mesozonal a catazonal (fácies anfíbolito e piroxênio granulito), parcialmente granitizadas. Lourenço *et al.* (1978) e Araújo (1976) reconheceram na região de Pitinga rochas metamórficas gnaissóides e granitóides de anatexia que relacionaram ao Complexo Guianense. Araujo Neto & Moreira (1976) reconheceram, na área a sul do Projeto Pitinga, anfíbolitos, charnockitos, granitos, granodioritos, gnaisses, migmatitos e dioritos, caracterizados pela presença de hornblenda na maior parte dos tipos litológicos, que enquadraram no Grupo Anauá (Ramgrab & Damião 1970) e consideraram ser a unidade mais antiga da região (>2,8 Ga). Segundo Schobbenhaus *et al.* (1984), o Grupo Anauá ou Suíte Metamórfica Anauá representa unidade diferenciada do Complexo Guianense, na qual granitóides foram distinguidos das faixas metamórficas. Os granitóides na região ao norte de Manaus receberam a denominação de Granodiorito Água Branca (Araújo Neto & Moreira 1976). Veiga Jr. *et al.* (1979) reconheceram, como as rochas mais antigas da região de Pitinga, granitos de composição predominantemente monzogranítica, apresentan-

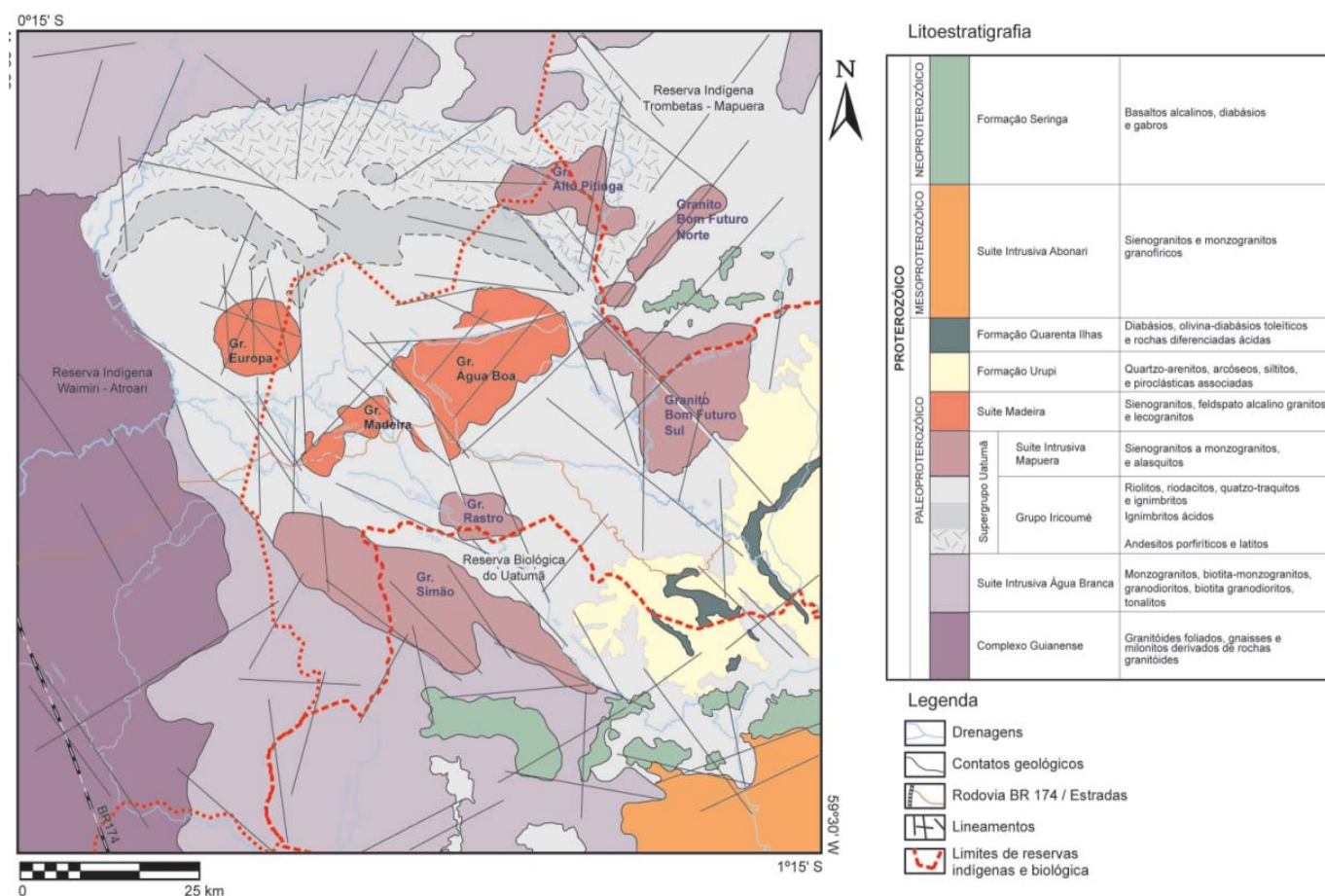


Figura 3 – Mapa geológico regional do distrito mineiro de Pitinga.

do efeitos de cisalhamento superimpostos, os quais denominaram Adamelito Água Branca. Atribuíram a essas rochas origem a partir de processos anatéticos do ciclo Orogênico Transamazônico. Oliveira *et al.* (1996) utilizaram para esses granitos o termo Suíte Intrusiva Água Branca (SIAB), em consonância com a recomendação de Le Maitre (1989). Para Faria *et al.* (2000), a SIAB é uma série expandida de granitóides do tipo I Cordilheirano (Pitcher 1983), de natureza metaluminosa, levemente peraluminosa e caráter cálcico-alcalino, gerada a partir de fusão parcial do manto e/ou material crustal com assinatura geoquímica de subducção. Consideram ser a SIAB possivelmente contemporânea dos granitos tipo-S Igarapé Azul do sul de Roraima (Faria *et al.* 1999) e recomendam agrupar na unidade Granito Igarapé Azul os termos peraluminosos. Determinações geocronológicas Rb-Sr indicam idades de 1.951 Ma (Santos & Reis Neto 1982) e 1.910 Ma (Jorge João *et al.* 1985). Determinações Pb-Pb em zircão (Almeida *et al.* 1997) forneceram 1.960 Ma e 1.938 Ma como idades mínimas de cristalização.

A primeira referência a rochas relacionadas ao Supergrupo Uatumã deve-se a Derby (1877) *in* Araújo *et al.* (1976) ao descrever afloramentos no rio Trombetas, relacionando-os às rochas da área do rio Tapajós. A denominação Série Uatumã deve-se a Oliveira & Leonardos (1940) e o termo Grupo Uatumã a Barbosa (1966). Em trabalhos no Estado de Roraima Melo *et al.* (1978) redefiniram a unidade como Supergrupo Uatumã, constituído por rochas vulcânicas e plutônicas associadas, com composições ácidas a intermediárias, não deformadas, de idade paleoproterozóica. No Escudo das Guianas a fase vulcânica tem as denominações regionais Grupo Iricoumé e Grupo Saracura. Ela foi sucedida pela fase plutônica que tem as denominações regionais Suíte Intrusiva Saracura e Suíte Intrusiva Mapuera. No Escudo Guaporé as vulcânicas são denominadas Grupo Iriri, enquanto que as suítes Maloquinha e Rio Dourado são os equivalentes plutônicos. O termo Formação Iricoumé deve-se a Oliveira *et al.* (1975). A unidade foi elevada à categoria de Grupo Iricoumé por Veiga Jr. *et al.* (1979).

Em função das características das rochas vulcânicas Uatumã serem semelhantes às de granitos do tipo A, tais como altos conteúdos de F, Nb e Y, e diagramas ETR com padrão *bird-wing*, Dall'Agnol *et al.* (1994) sugerem que o magma é de origem crustal e que os litotipos são de epizona com distribuição continental, a baixas profundidades e por extensa área. Tassinari *et al.* (1999, 2000) e Santos *et al.* (2000) também caracterizaram o magmatismo como de ambiente anorogênico. Para os últimos autores, o magmatismo envolveu fusão parcial de fonte crustal arqueana e ocorreu entre 1.880 Ma e 1.870 Ma. Porém, Faria *et al.* (2000) afirmam que os dados

petrográficos e litoquímicos das rochas do Grupo Iricoumé são compatíveis com aqueles obtidos para as rochas plutônicas da SIAB que, por sua vez, representam o magmatismo tardi-orogênico relacionado ao final do Ciclo Transamazônico na região.

Costi *et al.* (2000) obtiveram idade (Pb-Pb em zircão) de 1.888 Ma. nas rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé na região de Pitinga. Esta idade difere bastante daquelas obtidas nas vulcânicas do Grupo Surumu: 1.966 (U-Pb) de Schobbenhaus *et al.* (*op. cit.*); 1.960 Ma (Pb-Pb) de Santos *et al.* (2000); e 2.006 Ma (Pb-Pb) de Costa *et al.* (2001). As diferentes idades e as variações químicas registradas, tanto nos vulcanitos como nas rochas graníticas associadas, têm suscitado recomendações (Dall'Agnol *et al.* 1987, 1994, 1999; Costi *et al.* 2000; Santos *et al.* 2000; Reis *et al.* 1999, 2000; Lamarão *et al.* 2002) sobre a necessidade de melhor caracterização geoquímica e cronoestratigráfica do magmatismo Uatumã. Segundo Dall'Agnol *et al.* (2003), as rochas do Supergrupo Uatumã podem ser produto de mais de uma série magmática ou representar rochas formadas em ambientes tectônicos distintos.

Segundo Faria *et al.* (2000), a denominação Mapuera foi primeiramente empregada em trabalhos da Geomineração Ltda. (1972) ao longo do rio homônimo, no Estado do Pará. A unidade foi elevada à categoria de suíte a partir de diversos trabalhos da CPRM (Araújo Neto & Moreira 1976; Veiga Jr. *et al.* 1979; Costi *et al.* 1984), consistindo no termo plutônico do Supergrupo Uatumã. Veiga Jr. *et al.* (*op. cit.*) agrupou nesta suíte todos os granitóides genericamente considerados como anorogênicos de tipo A que ocorrem na parte sul do Escudo das Guianas. Dois corpos graníticos, então conhecidos na região de Pitinga, os granitos Bom Futuro Sul e Simão (Figura 3), foram incluídos nesta unidade. Segundo Faria *et al.* (*op. cit.*), a unidade é constituída por rochas isótropas, de composição alcalina a subalcalina, enquadradas no campo dos granitos tardi-orogênicos de Batchelor & Bowden (1985) e no domínio dos granitos intraplaca de Pearce *et al.* (1984).

Os corpos graníticos Madeira, Água Boa e Europa (Figura 2) foram correlacionados por Horbe *et al.* (1985), Daoud & Antonietto Jr. (1985) e Daoud (1988) à Suíte Intrusiva Abonari. Entretanto, as datações forneceram idades mais antigas do que aquela suíte. No granito Madeira, foram obtidas as idades 1.689 Ma (Rb-Sr, Macambira *et al.* 1987); 1.834 Ma (U-Pb, Fuck *et al.* 1993); 1.810 Ma e 1.794 Ma (U-Pb, Lenharo 1998); 1.824 Ma, 1.822 Ma e 1.818 Ma (Pb-Pb, Costi 2000). No granito Água Boa; 1.798 Ma e 1.815 Ma (U-Pb, Lenharo 1998). No granito Europa, 1.829 Ma (Pb-Pb, Costi *op. cit.*). Assim, revisões do posicionamento destes granitos

foram propostas por Lenharo (1998) que os incluiu na Suíte Intrusiva Mapuera e por Costi *et al.* (2000) que os incluíram na unidade que denominaram de Suíte Madeira.

O granito Água Boa (Figura 4) é o maior dos três *plutons* da Suíte Madeira. É composto por quatro fácies (Daoud & Antonietto 1985, Lenharo 1998). A fácies mais precoce é anfibólio-biotita sienogranito, de granulação média ou grossa, localmente com textura *rapakivi*. A fácies seguinte é biotita sienogranito porfirítico, com matriz de granulação fina. Segue-se fácies constituída por biotita feldspato alcalino granito, equigranular, de caráter *hipersolvus*. A última fácies é representada por topázio granito porfirítico (Lenharo *op. cit.*). Geoquímicamente, as rochas são de natureza alcalina, classificadas como granitos tipo-A, apresentando caráter metaluminoso a peraluminoso (Horbe *et al.* 1991). No granito Europa Costi *et al.* (2000) identificaram a ocorrência de granito *hipersolvus* de granulação média, equigranular, de caráter peralcalino, portador de anfibólio alcalino riebeckita-alfvedsonita.

A Formação Urupi (Veiga Jr. *et al.* 1979) corresponde à Formação Pitinga de Mandetta *et al.* (1974). O pacote tem espessura de cerca de 800 m. No pacote inferior predominam quartzo-arenitos com estratificação cruzada, no pacote superior ocorrem arenitos feldspáticos, arcóseos e subarcóseos. Ambos contém intercalações de rochas piroclásticas (tufos) silicificadas, são intrudidos por *sills* básicos toleíticos, sobrepondo-se a rochas do Grupo Iricoumé. Cunha (2001) identificou quatro associações faciológicas (depósitos de *foreshore*, *shoreface* superior, intramaré/submaré e barras de canal fluvial) de região costeira dominada por ondas e correntes e, subordinadamente, por processos de maré. Segundo o autor, a unidade atingiu até a mesodiagênese. A formação está associada à braquissinclinal do rio Pitinga (Mandetta *et al. op. cit.*), uma estrutura de forma elíptica, com extensão (E-W) de 60 km por 20 km de largura, cuja extremidade oeste é observada na parte leste do mapa (Figura 3). Montalvão (1975) e Araújo *et al.* (1976) interpretaram a estrutura como produto do colapso de aparelho vulcânico ou caldeira.

A Formação Quarenta Ilhas (Veiga Jr. *et al.* 1979) é composta predominantemente por diabásio, gabro e basalto, com suas respectivas variações litológicas, além de rochas diferenciadas (monzonito, diorito e quartzo-monzonito) formando um conjunto predominantemente de afinidade subalcalina e de caráter toleítico. Estas rochas intrudem a Formação Urupi e sua estrutura mais proeminente é o *sill* Quarenta Ilhas localizado na parte oeste da braquissinclinal de Pitinga (Figura 3). Segundo Silva Jr. (1992), o *sill* é composto por cinco grupos distintos: gabro; monzogabro e quartzo monzogabro (pobre em quartzo);

quartzo monzogabro (rico em quartzo) e quartzo monzonito; quartzo sienito e álcali-feldspato sienito. Sua formação envolveu, por um lado, cristalização segundo o *trend* de diferenciação magmática gabro-quartzo sienito e, por outro lado, a cristalização de álcali-feldspato sienito. As rochas correspondem à série monzonítica de Lameyre & Bowden (1982) e foram afetadas por saussuritização, uralitização e albitização. Santos *et al.* (2002) determinaram idade de 1.780 Ma indicando, possivelmente, a idade de encerramento das manifestações vulcânicas paleoproterozóicas na região e balizando a idade da Formação Urupi.

Veiga Jr. *et al.* (1979) associaram química, petrográfica e geocronologicamente um conjunto de rochas graníticas e monzograníticas, ocorrentes na região norte do Estado do Amazonas, ao granito Abonari de Araújo Neto & Moreira (1976) e redefiniram a unidade como Suíte Intrusiva Abonari que é composta por granitóides anorogênicos, meta a peraluminosos, raramente peralcalinos. Estes granitos foram correlacionados ao granito Parguaza, Venezuela (Gaudete *et al.* 1978) por serem intrusivos em granitóides do Supergrupo Uatumã, apresentarem quimismo em geral alcalino e idade Rb-Sr de 1.520 ± 47 Ma (Araújo Neto & Moreira *op. cit.*). Mais ao norte esses granitos são denominados Suíte Intrusiva Mucajaí (Fraga *et al.* 1999).

As rochas pertencentes à Formação Seringa (Veiga Jr. *et al.* 1979) foram descritas por Araújo Neto & Moreira (1976) no norte do Estado do Amazonas como uma variedade de rocha básica alcalina de natureza sódica com-

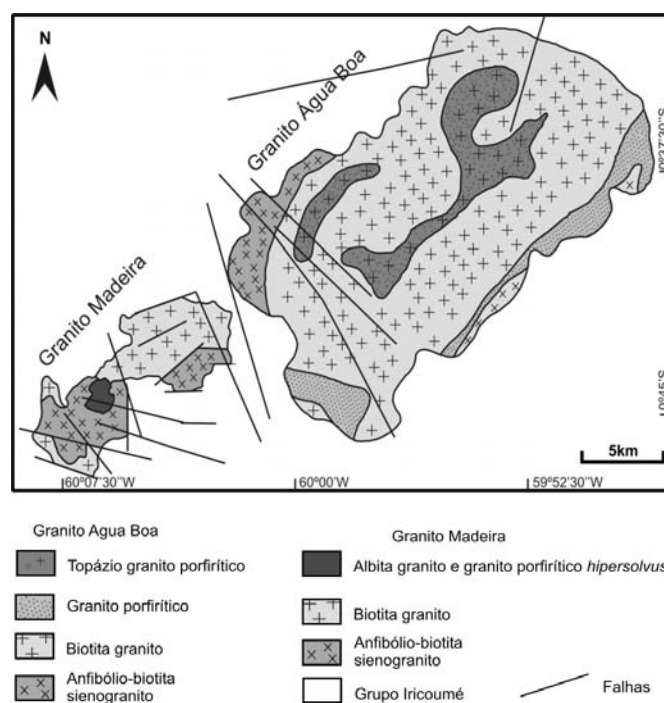


Figura 4 – Mapa geológico dos granitos Madeira e Água Boa, modificado de Costi (2000).

posta essencialmente por plagioclásio e olivina, com pouco ou sem piroxênio (troctolito). Esta manifestação básica, com idade K-Ar de 1.079 Ma e 1.090 Ma em hornblenda, teria origem associada a esforços distensionais ocorridos após o episódio K'Mudku. Os autores chamam atenção para a existência, ao norte e ao sul da sinéclise Amazônica, de várias manifestações básicas de natureza alcalina ocorridas no intervalo entre 1.100 Ma e 1.000 Ma. Na região dos rios Uatumã, Jatapu e Igarapé Seringa Veiga Jr *et al.* (*op. cit.*) identificaram extensos derrames e diques de rochas básicas, com predomínio de quimismo básico alcalino de natureza sódica, para os quais sugeriram a designação Formação Seringa. Atribuíram essas rochas ao Proterozóico Superior, com base em idade K-Ar de 880 Ma em olivina diabásio, correlacionando-as ao magmatismo Cachoeira Seca (Santos & Oliveira, 1978) no Estado do Pará e ligando sua origem à reativação de profundas falhas gravitacionais por esforços de distensão pós-K'Mudku.

Geologia local e mineralização

O granito Madeira (Figura 4) é o principal corpo mineralizado no distrito de Pitinga tendo uma superfície de 60 km². É constituído por diferentes fácies (Horbe *et al.* 1985, Daoud 1988) que são a seguir descritas a partir de Costi (2000).

A fácies anfibólio-biotita sienogranito é a mais precoce e em suas bordas ocorrem xenólitos de rochas do Grupo Iricoumé. A textura é equigranular a porfirítica, com intercrescimentos micrográficos na matriz dos tipos porfiríticos, assim como intercrescimentos simplectíticos entre biotita e anfibólio, sugerindo cristalização em nível crustal raso. A rocha é metaluminosa, constituída de feldspato alcalino perfitico, quartzo e plagioclásio, tendo como variedades biotita e hornblenda e como acessórios zircão, fluorita e minerais opacos.

A fácies biotita-feldspato alcalino granito é intrusiva na anterior. É peraluminosa, sua textura é equigranular, localmente porfirítica, constituída por feldspato alcalino perfitico e quartzo, pouco plagioclásio. Biotita é o único varietal presente, enquanto fluorita, zircão, minerais opacos e topázio são as fases acessórias. Na fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus* porfirítico os fenocristais são de feldspato potássico. A matriz de granulação fina a média é constituída essencialmente por feldspato potássico e quartzo. O plagioclásio presente resume-se a albita que ocorre na forma de perfitas desenvolvidas em feldspato potássico ou como albita intergranular tardia. Biotita, fluorita, zircão e minerais opacos ocorrem em proporções acessórias. Modificações texturais e mineralógicas causadas por processos metassomáticos de albitização e episenitização são frequentes.

A fácies albita granito tem área de ocorrência alongada na direção N-S. As relações de campo indicam que esta unidade e a fácies granito *hipersolvus* interagiram e foram colocadas simultaneamente. É intrusiva nas fácies anteriores, com formação de pegmatitos e *greisens* em suas bordas norte, noroeste, sul e sudoeste. Divide-se nas sub-fácies albita granito de núcleo (AGN) e albita granito de borda (AGB) (Figura 5).

O AGN é um granito *subsolvus*, com textura porfirítica a seriada, granulação fina a média, coloração acinzentada, constituído essencialmente por quartzo, albita, feldspato potássico e, subordinadamente, criolita, zircão, polilitonita, riebeckita, pirocloro, mica escura rica em Fe, cassiterita e magnetita. O AGN transiciona para rocha avermelhada, geoquimicamente peraluminosa, definida como AGB que ocorre ao longo dos contatos do albita granito com as rochas encaixantes. O AGB é formado essencialmente por quartzo, feldspato potássico e albita, com fluorita, zircão, clorita, cassiterita, hematita e columbita. As pro-

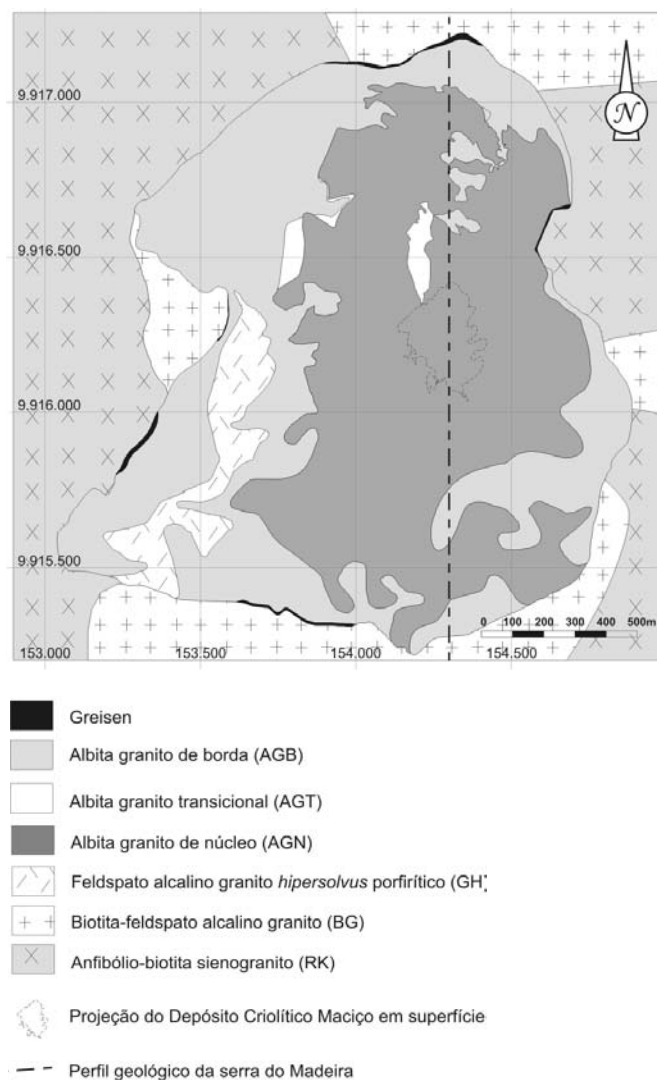


Figura 5 – Mapa geológico da fácies albita granito do granito Madeira.

porções modais das fases essenciais são dispersas, com crescimento, em relação ao AGN, no conteúdo de quartzo e redução no de albita. O AGB é interpretado como originado por autometassomatismo de AGN, que teve sua mineralogia peralcalina modificada por ação de fluidos residuais.

Costi *et al.* (2000) determinaram idades ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão) de 1.824 ± 2 Ma (fácies anfibólio-biotita sienogranito), 1.822 ± 2 Ma (fácies biotita-feldspato alcalino granito) e 1.818 ± 2 Ma (fácies feldspato alcalino granito *hipersolvus*). Fuck *et al.* (1993) e Lenharo (1998) dataram a fácies albita granito em 1.834 ± 6 Ma (U-Pb em zircão) e 1.794 ± 19 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão por SHRIMP), respectivamente.

Lenharo (1998) estudou o sistema isotópico Sm-Nd dos granitos Madeira e Água Boa, utilizando 1 amostra de cada fácies dos dois corpos. Obteve valores de μNd entre +0,5 e -2,1, indicando mistura de dois componentes com proporções relativas diferentes em cada uma das fácies. O componente mais antigo foi relacionado à crosta paleoproterozóica, o componente mais jovem foi associado com manto empobrecido. A fácies albita granito (μNd de -0,5) foi interpretada como formada a partir de contribuições tanto crustais como mantélicas. Esta fácies foi desvinculada das demais fácies do granito Madeira, considerando que sua origem através de processos de diferenciação só poderia ser relacionada ao granito Europa peralcalino. Por outro lado, características químicas da fusão formadora de AGN, tais como elevado enriquecimento, de caráter original, em álcalis para manter a solubilidade de Zr em torno de 6.000 ppm, conduziram a outra hipótese sobre sua origem, considerando uma natureza predominantemente crustal. Essa hipótese seria sua formação a partir da fusão parcial de protólito muito específico, ainda não definido na literatura, que poderia ser sienogranito metaluminoso especializado.

Costi (2000) realizou investigação mais detalhada no granito Madeira. O biotita granito e o anfibólio-biotita sienogranito (conjuntamente com o granito Europa, riolito do Supergrupo Iricoumé e charnockito de Roraima) formam um grupo com valores de μNd variando de ligeiramente positivos a ligeiramente negativos: -0,8 a +0,7 para os granitos; -0,5 e +1,0 para o riolito e o charnockito. Estes valores estão em conformidade com a assinatura típica de crosta paleoproterozóica, assim como as idades modelo T_{DM} que variam de 2.10 a 2.20 Ga. Em contraste, o albita granito e o granito *hipersolvus* mostram variação extrema: -1,5 e +2,1 (granito *hipersolvus*), -9,5 a -3,1 (AGB), +2,3 a +3,6 (AGN) e +16,4 (AGN com textura fluidal). Idades T_{DM} só puderam ser calculadas para o granito *hipersolvus*: 2,00 e 2,68 Ga. O autor considera

que os valores de μNd do AGN e do granito *hipersolvus* sugerem para ambos fonte máfica, com curto tempo de residência crustal ou fonte mantélica. Nesta interpretação, as rochas derivariam de fusão peralcalina primitiva, geoquímica e isotopicamente distinta do que originou as fácies anfibólio-biotita sienogranito e biotita granito. Numa segunda hipótese, o autor considera as quatro fácies do granito Madeira comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste caso, conforme o autor, deve-se admitir que o sistema isotópico Sm-Nd do AGN e do granito *hipersolvus* foi severamente perturbado durante a evolução magmática. O comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd do AGN de textura fluidal (representativa dos fluidos mais evoluídos) é uma evidência de que esta perturbação efetivamente ocorreu.

A mineralização no granito Madeira é restrita à fácies albita granito. O minério de Sn (cassiterita) ocorre disseminado nas subfácies AGN e AGB. Os demais minérios repartem-se distintamente. No AGN o mineral de minério de Na e Ta é pirocloro; criolita ocorre de duas formas: disseminada e maciça, formando os corpos que constituem o DCM. No AGB o minério de Na e Ta é representado por columbita e a mineralização de F (subeconômica) por fluorita (Costi 2000). A jazida de Sn representa depósito de classe mundial. As reservas de Sn, Nb e Ta são de 164 milhões de toneladas (medida), com teores médios de 0,14% de Sn, 0,20% de Nb_2O_5 e 0,024% de Ta_2O_5 , cubados até a cota 0 m (Pires *et al.* 1998). As reservas de criolita disseminada (teor médio de 4% de Na_3AlF_6) são um pouco menores devido à sua inexistência no AGB. As reservas do DCM constam na tabela 1.

Os enfoques dos trabalhos anteriores no granito Madeira foram dirigidos, em sua grande maioria, para aspectos petrológicos do albita granito e da mineralização de Sn (Horbe *et al.* 1985; Horbe *et al.* 1991; Teixeira *et al.* 1992, Lenharo 1998; Costi 2000; Costi *et al.* 1997, 2000, entre outros) ou para o estudo dos perfis lateríticos (Horbe & Costa 1997, 1997^a, 1999). Os estudos mineralógicos efetuados enfocaram zircão (Horbe *et al.*

Tabela 1 – Reservas do depósito criolítico maciço (Teixeira *et al.* 1992).

Depósito Criolítico Maciço				
Reserva	Zona	ROM (t)	Teor % (Na_3AlF_6)	Criolita (t)
Medida	A	2.501.786	34,4	861.319
Medida	B	7.469.138	31,0	2.315.726
Total		9.970.924	31,9	3.177.045

1999b), cassiterita (Horbe *et al.* 1999a, Costi 2000), feldspatos, polilitonita e mica tetraferífera (Costi *op. cit.*). Os dados sobre criolita são apenas petrográficos, mas algumas observações efetuadas são muito significativas. Lenharo (1998) descreveu criolita em inclusões, formando seqüências circulares a hexagonais nos fenocristais de quartzo (textura *snow ball*) e intersticial na matriz do AGN, interpretando-as como evidência de cristalização rápida, contemporânea aos fenocristais, e contínua, durante a formação posterior da matriz. Costi (2000) descreve, como forma de ocorrência mais freqüente, cristais de granulação fina a média, anédricos e arredondados, disseminados na matriz das rochas porfiríticas ou entremeados à albita na fração de granulação mais fina das rochas de textura seriada, em contatos retilíneos a côncavo-convexos com albita e feldspato potássico, evidenciando cristalização precoce e estabilidade na paragênese. Descreve também cristais isolados ou formando agregados irregulares a arredondados de granulação média a grossa, aos quais se juntam outros minerais, relacionados aos estágios finais de cristalização, podendo representar cavidades formadas por dissolução preenchidas por fluidos tardi-magmáticos intersticiais ou bolhas de fluidos segregados a partir do líquido que originou o AGN. Descrições preliminares do DCM e minerais associados efetuadas no quadro do projeto aqui relatado foram publicadas por Bastos Neto *et al.* (2004), Minuzzi *et al.* (2000, 2005, 2005b) e Pires *et al.* (2005).

A gênese da mineralização de criolita foi abordada em alguns dos esquemas evolutivos propostos para o albita granito. O primeiro modelo genético proposto foi o metassomático (Horbe *et al.* 1985 e Teixeira *et al.* 1992) que considera o albita granito como apogranito e, à formação deste, é associada a mineralização de criolita. A presença de criolita como fase portadora de F em lugar do topázio, sugeriria origem metassomática. O modelo considera que o teor elevado de F teria rebaixado o limite do *solidus* do sistema, com a cristalização ocorrendo no intervalo dos estágios pneumatolítico (núcleo) e hidrotermal (borda). O modelo metassomático não foi confirmado pelos estudos petrológicos detalhados de Lenharo (1998) e Costi (2000), que propuseram origem magmática, mas enquadraram de diferentes formas a mineralização de criolita. Para Lenharo (*op. cit.*), o DCM formou-se a partir de líquido residual extremamente rico em flúor, que se tornou imiscível na fusão silicática. Para Costi (*op. cit.*), o aumento do teor de H₂O com o avanço da cristalização do albita granito levou à separação de fluidos aquosos, responsáveis pela formação das rochas dos níveis pegmatóides no interior do AGN, enquanto que a fase residual rica em F geraria os corpos de criolita maciça do DCM.

III. CONTRIBUIÇÃO AO CONHECIMENTO DA GEOLOGIA REGIONAL DO DISTRITO DE PITINGA

A modificação das metas do Alvo Criolita incluiu como uma das prioridades a ampliação do conhecimento sobre a evolução geológica regional do distrito mineiro de Pitinga. O primeiro passo foi a aplicação de técnicas de sensoriamento remoto em área de 1° quadrado (Figura 3), bem maior do que a abrangida pelo mapa geológico regional de Costi (2000), então adotado pela Mineração Taboca Ltda. Esta ampliação evidenciou alguns aspectos antes insuspeitados. Por um lado, a área de ocorrência do Grupo Iricoumé tem aproximadamente a mesma forma braquissinclinal do rio Pitinga, o que abriu a perspectiva desta última ser apenas parte de uma estrutura ainda maior. Por outro lado, os corpos graníticos, até então todos agrupados na Suíte Intrusiva Mapuera, parecem ter diferentes relações com a mega-estrutura, com a braquissinclinal ou com sua rocha encaixante, o Grupo Iricoumé. Os granitos Bom Futuro Norte, Madeira e Água Boa, alongados na direção NE-SW, constituem alinhamento paralelo ao flanco NW da braquissinclinal. Contrastantemente, na parte norte da área uma série de corpos (então agrupados como granito Alto Pitinga) parece formar arcos, semelhantemente aos diques anelares típicos de ambientes de caldeiras. Imediatamente ao sul dos arcos, ocorre um corpo granítico quase perfeitamente circular, o granito Europa. Finalmente, outros corpos (granitos Bom Futuro, Rastro e Simão) apresentam formas bastante irregulares (Ferron *et al.* 2002).

Em consequência, foram estabelecidas como prioridades (1) realizar amostragem dos diversos corpos graníticos (exceto Madeira e Água Boa, já bem estudados) situados fora das áreas indígenas (Figura 2), para estudos petrográficos, geoquímicos e isotópicos preliminares e, na medida do possível, (2) realizar estudos detalhados em um corpo de cada tipo (com relação às formas, vide acima) e em locais selecionados do Grupo Iricoumé.

Os resultados foram incorporados ao mapa geológico (Figura 3) no qual se observa ter sido possível subdividir faciologicamente o Grupo Iricoumé, assim como relacionar a esta unidade os arcos da parte norte da área. As amostras do grupo forneceram idades (Tabela 2) entre 1.881 Ma e 1.890 Ma. A Suíte Intrusiva Mapuera é representada na área por: biotita-feldspato alcalino granito e biotita sienogranito (granito Simão), sienogranito a quartzo sienito granofírico (granito Rastro), sienogranitos a monzogranitos protomiloníticos (granito Bom Futuro) e monzogranito a feldspato alcalino granito (granito Alto Pitinga, incluído nesta suíte em caráter preliminar). As

idades isotópicas (Tabela 2) distribuem-se entre 1.879 Ma. e 1.888 Ma. corroborando a grande afinidade existente entre estes granitos (com exceção do granito Alto Pitinga) e o Grupo Iricoumé evidenciada pelos dados petrográficos e geoquímicos. Não se obteve resultados isotópicos confiáveis nas amostras dos granitos Bom Futuro Norte e Alto Pitinga, fato lastimável especialmente no caso deste último corpo que apresenta algumas características geoquímicas que em parte o assemelham à Suite Madeira. Com relação a esta suíte, os trabalhos foram concentrados no corpo circular (granito Europa) no qual, por meio de mapeamento e trabalhos analíticos adicionais, procurou-se identificar a rocha responsável pelas anomalias de solo detectadas em antigas campanhas de prospecção.

Petrografia do Grupo Iricoumé

Nos trabalhos de campo e estudos petrográficos foram identificadas rochas efusivas e piroclásticas, de acordo com a classificação genética para depósitos vulcânicos (McPhie *et al.* 1993).

As rochas efusivas são volumetricamente predominantes na região e em geral são acompanhadas por intrusões sin-vulcânicas petrograficamente semelhantes às lavas. As rochas piroclásticas são comuns na área e foram individualizadas em: ignimbritos, tufos de queda co-ignimbriticos e depósitos do tipo ondulado (*surge*).

Rochas efusivas

Neste item foram reunidos os depósitos de lava e os corpos ígneos globulosos posicionados em fraturas próximas à superfície (Pierosan *et al.* 2004). Estes litotipos consistem predominantemente em riolitos e feldspato alcalino riolitos, com textura porfírica a glomeroporfírica, em que os fenocristais atingem dimensões de 0,1 cm a 3,5 cm e constituem até 35% do volume das rochas (Figura 6a). Os fenocristais são de feldspato alcalino, em geral com o desenvolvimento de perlitas do tipo *albita chessboard* (Figura 6b), sendo o plagioclásio prismático alongado e percentualmente subordinado. Quartzo freqüentemente se encontra restrito à matriz e, quando na condição de fenocristal, possui hábito prismático bipiramado, típico de quartzo- β (Figura 6c). A mineralogia varietal como fenocristal é rara e freqüentemente substituída por minerais de alteração. A preservação parcial do hábito pseudo-hexagonal (Figura 6d) e a ocorrência de raros minerais tardios de anfibólio sugerem a presença original de mineral do grupo da hornblenda. Biotita é constituinte comum da matriz, que é holocristalina a hemicristalina e de composição predominantemente quartzo-feldspática. As texturas micropoiquilítica (Figura 6e), esferulítica e de intercrescimento (Figura 6f), observa-

Tabela 2 – Idades de rochas da região de Pitinga obtidas por análises $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ por evaporação de zircão.

Amostra	Unidade Estratigráfica	Litotipo	Idade (Ma)
PTG-81	S. I. Mapuera – Granito Bom Futuro Sul	Sienogranito protomilonítico	1882±3
RP-33	S. I. Mapuera – Granito Rastro	Sienogranito	1879±5
RH-14	S. I. Mapuera – Granito Simão	Biotita-feldspato alcalino granito	1885±4
RH-9	S. I. Mapuera – Granito Simão	Anfibólio-biotita sienogranito	1888±2
RM-68	S. I. Mapuera – Granito Simão	Biotita granito	1882±4
PTG-94	Grupo Iricoumé	Riolito	1881±2
PTG-68	Grupo Iricoumé	Riodacito porfírico	1885±8
PTG-4	Grupo Iricoumé	Riolito porfírico	1882±2
UH-26a	Grupo Iricoumé	Riolito porfírico	1882±2
DV-08a	Grupo Iricoumé	Riolito porfírico	1886±6
DV-10e	Grupo Iricoumé	Ignimbrito soldado	1890±2

das nos termos efusivos, atestam a atuação de processos de desvitrificação associados a resfriamento rápido (Hibbard 1995).

Nas lavas são observadas foliações de fluxo, marcadas pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas com diferentes graus de cristalinidade (Figura 6g), que assumem atitude subvertical nas proximidades das zonas de alimentação. A alternância de bandas com diferentes graus de cristalinidade sugere segregação de voláteis pelo fluxo, gerando bandas com maior cristalinidade em que ocorre concentração de voláteis, propiciando alta taxa de crescimento em relação à taxa de nucleação.

As lavas diferenciam-se dos corpos hipabissais principalmente por possuírem menores quantidades de fenocristais (~10%), matriz com textura mais fina e texturas micropoiquilítica e de intercrescimento menos desenvolvidas. Nos termos hipabissais são particularmente observados enclaves microgranulares (Figura 6h) e fenocristais de feldspato alcalino de até 3,5 cm, além de rara textura traquitóide subvertical, indicando fluxo de natureza laminar, durante a ascensão do magma.

A alteração hidrotermal atuante na região é principalmente de natureza propilítica e está associada espacialmente às intrusões graníticas. A mineralogia secundária, em ambos os litotipos (Figura 7a), é constituída por mica branca, epidoto, clorita, minerais opacos e carbonato. Esta associação mineral substitui fenocristais e minerais da matriz, sendo mais expressiva nas proximidades dos contatos com os corpos graníticos. Feições de deformação e recristalização (Figura 7b) são observadas também nestes locais, sugerindo origem relacionada às intrusões graníticas.

Rochas piroclásticas

Os termos piroclásticos são comuns na área de Pitinga, sendo constituídos predominantemente por ignimbritos, tufos

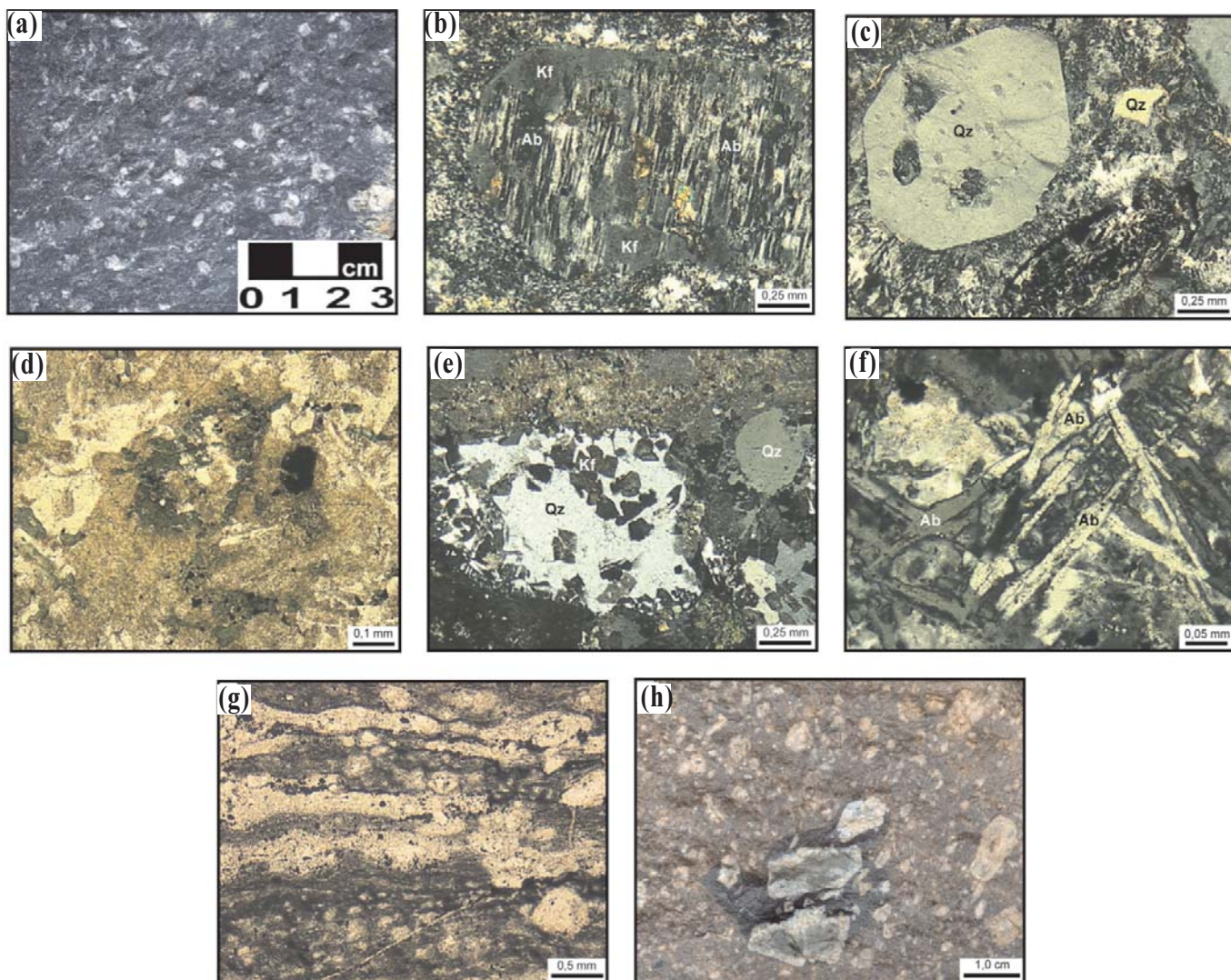


Figura 6 – Fotomicrografias de rochas do Grupo Iricoumé. (a) feldspato alcalino riolito; (b) fenocristal de feldspato alcalino perítico (albita chessboard); (c) fenocristal de quartzo de alta temperatura; (d) mineral máfico com hábito pseudo-hexagonal parcialmente preservado; (e) textura micropoiquilítica; (f) textura de intercrescimento; (g) foliação de fluxo magmático; (h) enclaves máficos microgranulares com feldspato alcalino > 1cm.

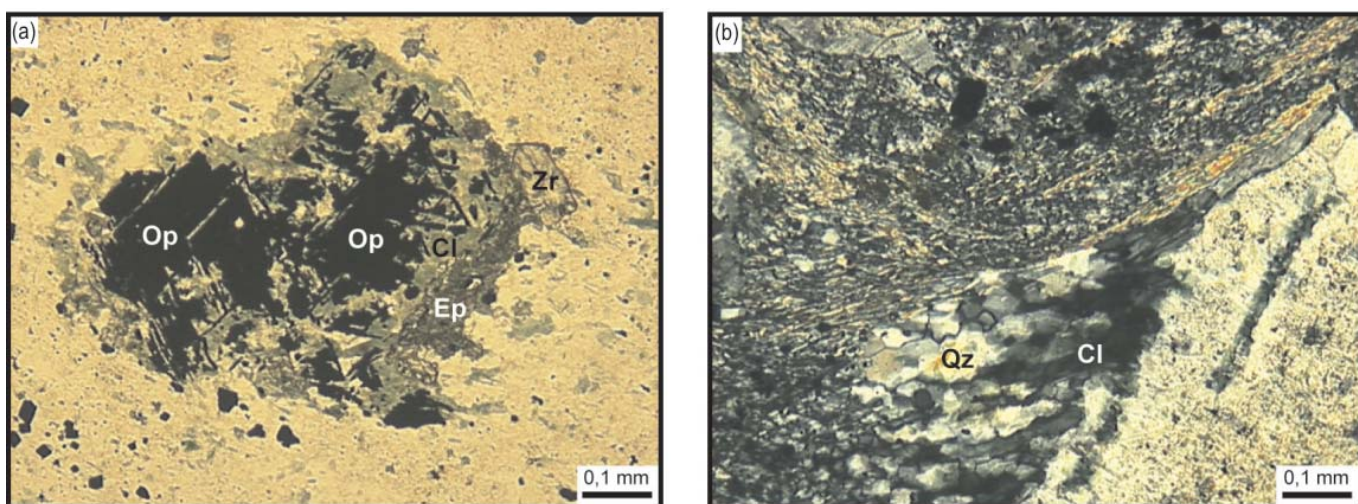


Figura 7 – Fotomicrografias de rochas do Grupo Iricoumé. (a) mineralogia de alteração caracterizada por mineral opaco, epidoto e clorita; (b) feições de deformação e recristalização caracterizada por subgrãos de quartzo e ressaltada por mica branca e clorita.

de queda co-ignimbríticos e por tufos vinculados a depósitos piroclásticos de tipo ondulado (*surge*). A individualização é fundamentada nos processos de deposição de cada unidade piroclástica – fluxo de massa, suspensão e correntes de tração (Pierosan *et al.* 2005).

Ignimbritos

Conforme ilustrado nas figuras 3a e 3b, os ignimbritos se caracterizam pelo alto conteúdo de fragmentos de cristais (~30% do volume da rocha) de feldspatos e quartzo, com dimensões que variam de 1,0 a 10,0 mm, além de púmices e *fiamme* e litoclastos de rochas graníticas (acessórios ou acidentais?), tufáceas (conatos) e metamórficas (acessórios ou acidentais?) em menor abundância. A matriz é composta predominantemente por fragmentos de tamanhos cinza fina (<1/16 mm).

A composição mineralógica dos ignimbritos consiste em feldspato alcalino, freqüentemente com pertitas (albita *chessboard*), plagioclásio e quartzo em menor quantidade, comumente com feições de intensa reabsorção dos grãos (Figura 8c).

O grau de soldagem em ignimbritos varia de moderado a alto e em afloramento é responsável por foliação subhorizontal, definindo textura eutaxítica (Figura 8d, e) caracterizada pela presença de *fiamme*. A deformação dos fragmentos vítreos contra as bordas de cristais é uma das poucas feições indicativas de soldagem por compactação sin-deposicional de depósito piroclástico primário (Gifkins *et al.* 2005). Grunder e Russell (2005) destacam a importante contribuição de fluidos (voláteis) para os processos de compactação sin-deposicional.

Os processos de desvitrificação em alta temperatura são comuns e estão representados pela ocorrência de fraturas perlíticas (Figura 8f) e textura micropoiquilitica incipiente. Os litoclastos caracterizam-se por suas formas angulosas a arredondadas, dimensões variando de 0,5 cm a 4,0 cm, sendo constituídos predominantemente por tufos finos cognatos (Figura 8g), granitóides e metamorfitos em menor quantidade.

Os constituintes mineralógicos dos ignimbritos indicam composição quartzo traquítica a riolítica, semelhante à observada nos termos efusivos da região. O enriquecimento em fragmentos relativamente mais densos (cristaloclastos e litoclastos) nos fluxos piroclásticos pode ter sido ocasionado pela erupção de magmas altamente cristalizados e/ou pela elutriação das frações finas durante o desenvolvimento do fluxo (Cas & Wright 1987; McPhie *et al.* 1993). O elevado grau de soldagem, associado às feições de desvitrificação e de reabsorção pós-deposicional de minerais, sugerem deposição em alta temperatura com conteúdo relativamente elevado de voláteis, caracterizando o depósito como de fluxo de massa com origem piroclástica primária.

Tufos de queda co-ignimbríticos

Os depósitos de tufos finos ocorrem espacialmente associados aos ignimbritos. Essa condição, associada ao elevado volume de fragmentos densos nos ignimbritos, sugere que a origem desses depósitos pode estar relacionada com processos de elutriação e deposição da fração fina durante o fluxo piroclástico. Os tufos são predominantemente maciços, podendo eventualmente desenvolver estratificação plano-paralela, e constituídos por fragmentos quartzo-feldspáticos de tamanho cinza fina (Figura 8h). Possuem vitroclastos abundantes e raros litoclastos angulosos de rochas tufáceas, de origem provavelmente cognata.

O baixo grau de organização do depósito, aliado aos contatos difusos entre as fases minerais (Figura 8i), sugere que esta unidade foi gerada pela extração das partículas finas durante o fluxo piroclástico, seguida pela deposição das partículas por processos de suspensão. Estas características e origem permitem definir o depósito como tufos co-ignimbríticos.

Depósitos Ondulados (Surge)

Os depósitos piroclásticos de *surge* caracterizam-se pela preservação dos constituintes primários, organizados em estratificação plano-paralela lateralmente contínua, plano-paralela lateralmente descontínua e cruzada acanalada (Figura 8j, k). Pode-se individualizar três fácies: *pp*¹ - plano-paralela lateralmente contínua; *pp*² - plano-paralela lateralmente descontínua; e *ca* - cruzada acanalada. As estratificações algumas vezes são marcadas por níveis micáceos e raramente se observa alguma organização interna dos estratos, marcada pela alternância de níveis com diferenças entre composição mineralógica e tamanho de grão (Figura 8l).

O volume destes depósitos é aparentemente subordinado, sendo a distribuição muito localizada. São constituídos predominantemente por quartzo, K-feldspato, plagioclásio e minerais opacos, de tamanhos cinza fina e com contatos difusos entre os grãos. Como material de alteração são comuns epidoto, clorita, mica branca e minerais opacos. Em algumas porções no limite entre as camadas observa-se um nível “vítroclástico” com cerca de 4 cm de espessura. Em algumas porções próximas ao topo de camada ocorrem litoclastos porfiríticos extremamente sericitizados e silicificados, de origem possivelmente cognata.

A organização dos depósitos é semelhante à encontrada em ambientes sedimentares, porém a irregularidade interna dos estratos indica que os piroclastos foram depositados em velocidade superior às de depósitos sedimentares de tração, não permitindo organização com gradação granodecrescente. A observação da petrografia das camadas mostra que os contatos entre os grãos são

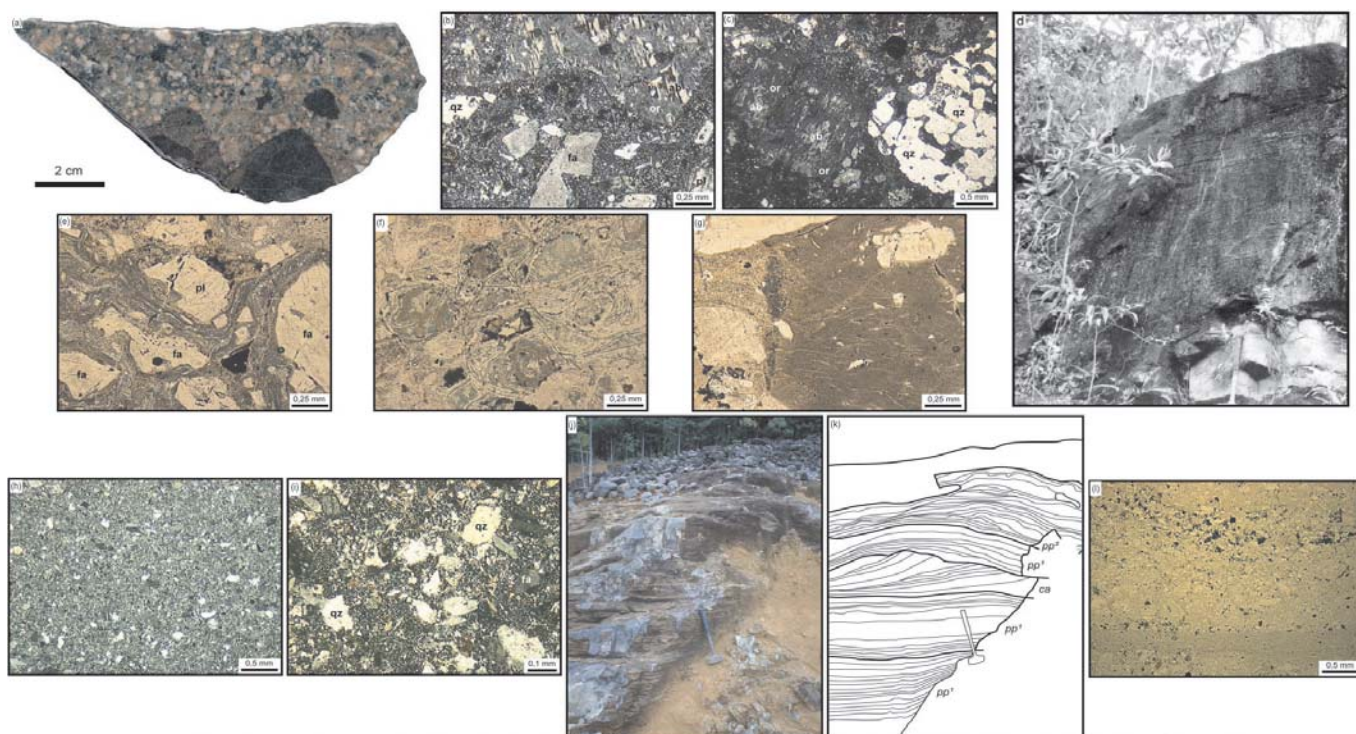


Figura 8 – Feições petrográficas e de campo das rochas piroclásticas da região de Pitinga. (a) aspecto macroscópico de ignimbrito; (b) aspecto microscópico de ignimbrito; (c) feições de intensa reabsorção de minerais; (d) afloramento de ignimbrito com foliação subhorizontal; (e) textura eutaxítica, caracterizando a foliação; (f) fraturas perlíticas; (g) litoclasto cognato de rocha tufácea com shards; (h) aspecto microscópico de tufo co-ignimbritico; (i) contatos difusos entre os grãos; (j) afloramento de depósito de surge; (k) croqui do afloramento com a individualização dos depósitos com base nas estratificações. pp¹: estratificação plano paralela lateralmente contínua; pp²: estratificação plano paralela lateralmente descontínua; ca: estratificação cruzada acanalada; (l) níveis marcados pelas diferenças de composição mineralógica e de tamanho de grão. (fa) feldspato alcalino; (qz) quartzo; (pl) plagioclásio; (ab) albita; (or) ortoclásio.

difusos, contribuindo para a hipótese de que estes litotipos estejam relacionados a processos piroclásticos primários de correntes de tração.

Caracterização litoquímica das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos associados

No estudo litogeoquímico do Grupo Iricoumé na área de Pitinga, utilizou-se os litotipos efusivos (depósitos não-particulados) e os ignimbritos (depósitos particulados), sendo descartadas as amostras com piroclastos acidentais e acessórios, com constituintes vítreos muito modificados, que facilitariam a remobilização de álcalis, e outros litotipos com feições indicativas da atuação de processos de fracionamento físico dos constituintes (acumulação de cristais).

Os granitos associados ao vulcanismo Iricoumé na área de Pitinga, e abordados neste trabalho, consistem nos granitos Simão, Rastro, Bom Futuro Sul, Bom Futuro Norte e Alto Pitinga (Figura 3). Os padrões litogeoquímicos dos granitos, exceto o do granito Alto Pitinga, são semelhantes aos observados nos vulcanitos.

As análises de elementos maiores e traço foram utilizadas na classificação química de rochas, para a construção de diagramas de variação, como parâmetros de comparação entre os litotipos vulcânicos particulados e para estabelecer a relação entre as rochas vulcânicas e os granitos associados.

No diagrama de classificação química TAS (Le Maitre *et al.* 2002), as rochas vulcânicas ocupam preferencialmente o campo do riolito e, subordinadamente, o campo do traquidacito/traquito, sendo que, entre estes, predominam os termos com $Q_n > 20\%$ (Figura 9a). Os granitos ocupam os campos do granito e do quartzo monzonito no diagrama TAS para rochas plutônicas (Middlemost 1994) (Figura 9b).

A natureza metaluminosa a peraluminosa dos litotipos é sugerida pelo diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989), conforme ilustrado na figura 9c. A presença de C_n em algumas amostras e a ausência de Ac_n nas amostras corroboram essa interpretação. No entanto, ressalta-se que processos de alteração, como sericitização e carbonatação, podem remobilizar parte dos álcalis, alterando, desta forma, a mineralogia normativa e as razões A/CNK e A/NK, para o campo peraluminoso.

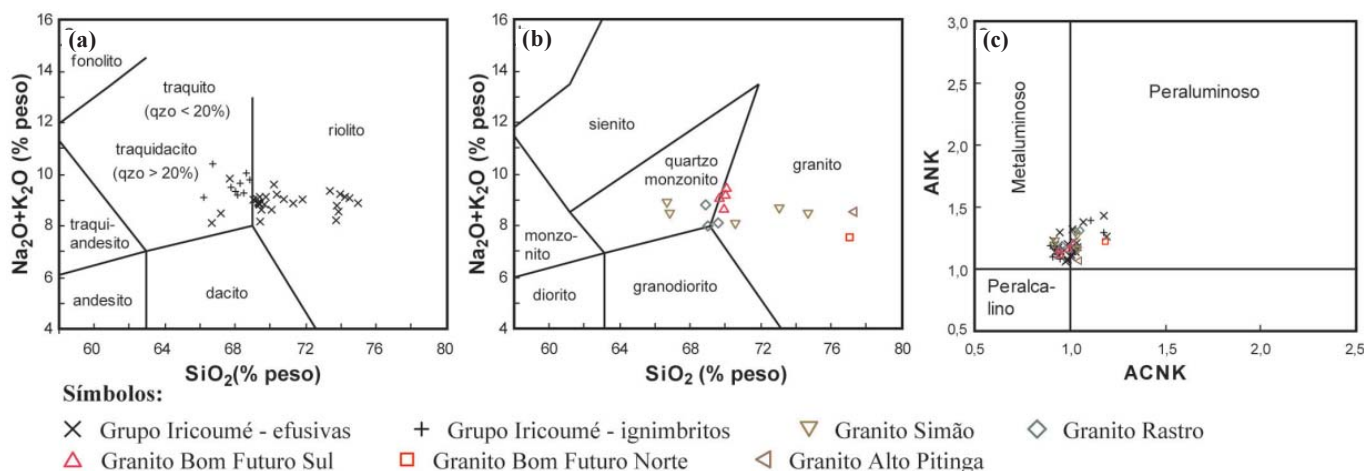


Figura 9 – (a) Diagrama de classificação química TAS (Le Maitre et al. 1989). (b) Diagrama de classificação química TAS para rochas plutônicas (Middlemost 1994); (c) Diagrama de Shand (Maniar & Piccoli 1989). (ol) olivina normativa; (qzo) quartzo normativo.

O conjunto de amostras, quando plotado no diagrama TAS, forma *trend* próximo ao limite observado entre séries magmáticas subalcalinas e alcalinas. Dados das rochas intermediárias do Grupo Iricoumé no Escudo das Guianas (Veiga Jr. et al. 1979; Valério et al. 2005) deverão ser utilizados em trabalhos posteriores para obter melhor entendimento da evolução magmática da área.

Os valores de SiO_2 das rochas vulcânicas e graníticas associados variam de 65,29% a 77,25% e o padrão de distribuição destes teores em relação aos demais elementos maiores reflete a diferenciação, conforme ilustrado nos diagramas de Harker (Figura 10).

As correlações negativas de Al_2O_3 , TiO_2 , MgO , CaO , P_2O_5 , Sr e Ba com o índice de diferenciação são comuns aos litotipos vulcânicos e granitoides associados. Em ambos observa-se que os conteúdos de Rb, Nb e a razão $\text{FeO}^t/(\text{FeO}^t+\text{MgO})$ tendem a aumentar com a diferenciação, além de correlação simpatética entre Sr e CaO. Os teores de Zr variam de 119,8 ppm a 463,6 ppm e apresentam padrão disperso em relação ao índice de diferenciação. Observa-se dispersão dos álcalis com a diferenciação, fato este que pode estar relacionado a modificações tardi-magmáticas e a processos de alteração secundária.

A utilização de diagramas multi-elementares (*spidergrams*) de alguns HFSE (*high field strength elements*) como Y, Zr, Nb, Ta, e de LILE (*large ion lithophile elements*) como Rb, Ba e Sr, além de ETR, permite a comparação do comportamento relativo desses elementos (Figura 11 e 12).

Os padrões de distribuição de alguns elementos traços, normalizados pelo padrão condrítico (Thompson et al. 1982) estão representados nos diagramas multi-elementares (*spidergrams*) da figura 11, em que se destaca o comportamento semelhante entre as rochas vulcânicas (efusivas e piroclásticas) e os granitos associados. As anomalias negativas de Ba, Nb, Ta, Sr e Ti podem refletir

o fracionamento de feldspatos e minerais máficos com a diferenciação magmática. No granito Alto Pitinga não foram observadas anomalias negativas de P e Ta, sendo a anomalia de Nb pouco pronunciada.

Os padrões de distribuição de ETR das rochas vulcânicas e granitos associados, normalizados pelo padrão condrítico (Haskin et al. 1968), indicam enriquecimento em ETRL em relação a ETRP, com razão La_N/Yb_N de 6,4 a 12 nos vulcanitos, e de 7,7 a 18,9 nos granitos. A razão média La_N/Sm_N varia de 2,8 a 5,9 nas vulcânicas e entre 3,4 e 6,3 nos granitos, enquanto os ETRP apresentam padrão horizontalizado, representado pela razão média Gd_N/Yb_N de 1,4 para granitos e vulcânicas.

Anomalias negativas de Eu são observadas em todas as amostras ($\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{vulcânicas}}$: 0,18 – 0,71; $\text{Eu}/\text{Eu}^*_{\text{granitos}}$: 0,13 – 0,73), sugerindo fracionamento principalmente de plagioclásio em relação aos demais minerais. Padrão distinto é observado no granito Alto Pitinga, caracterizado por enriquecimento de ETRP em relação a ETRL, com anomalia negativa de Eu.

Os dados geoquímicos permitem estabelecer similaridades entre as rochas vulcânicas e os granitos associados, exceção feita ao granito Alto Pitinga, que pode ter gênese distinta ou ter sofrido modificações geoquímicas posteriores. O comportamento dos elementos traço das rochas ignimbriticas não divergem substancialmente das unidades efusivas, indicando que a elutriação da fração fina, comum em depósitos de fluxo piroclástico, aparentemente não influenciou de forma significativa nas composições dos ignimbritos estudados.

As correlações de negativas de TiO_2 , FeO^t , MgO , Al_2O_3 , CaO em relação a SiO_2 podem ser explicadas pelo fracionamento de magnetita, biotita, plagioclásio e feldspato alcalino durante a evolução do magmatismo Iricoumé em Pitinga e granitos de mesma afinidade litogeoquímica. As variações nos teores de álcalis em litotipos com

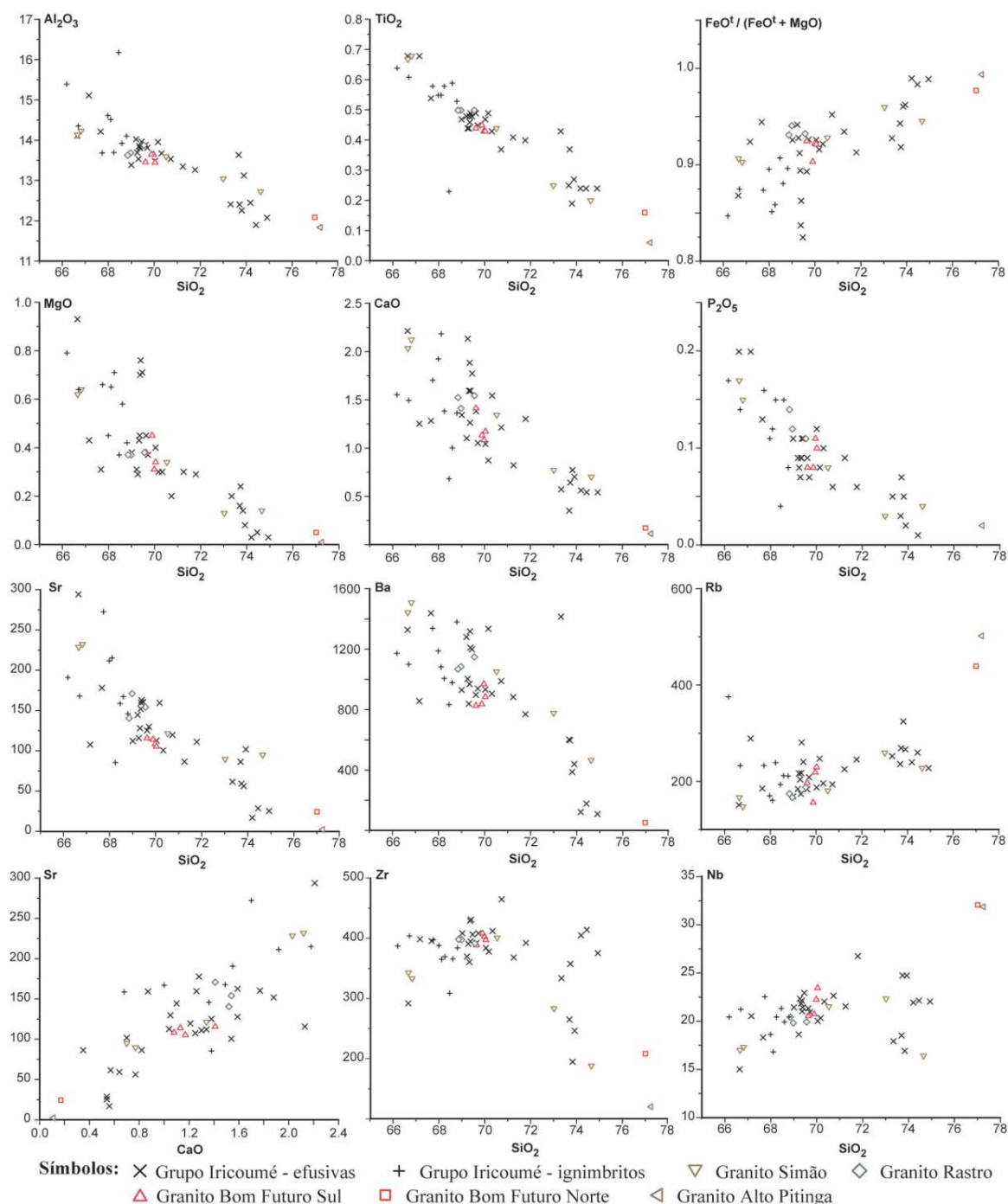


Figura 10 – Diagramas de variação dos elementos maiores e elementos-traço das rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé e granitos associados da área de Pitinga (conteúdos expressos em percentagem em peso).

grau semelhante de diferenciação e de forma menos pronunciada de CaO, podem estar relacionadas a processos hidrotermais e de desvitrificação nos vulcanitos. Estas sugestões são compatíveis com os dados petrográficos que indicam ocorrência freqüente de albita *chessboard*, além de carbonatação em algumas amostras vulcânicas. As correlações negativas de Ba e Sr são compatíveis com a hipótese de fracionamento das fases minerais sugeridas e o padrão de dispersão de Rb é compatível com a sugestão de remobilização de elementos alcalinos.

As características geoquímicas dos vulcanitos e granitos associados, especialmente o conteúdo relativamente elevado de álcalis, o enriquecimento em HFSE e o empobrecimento em Sr e Eu são encontradas em granitos do tipo A (Loiselle & Wones 1979; Collins *et al.* 1982). A natureza metaluminosa a moderadamente peraluminosa é também típica de granitos de tipo-A. A origem dos granitoides é ainda controversa (Whalen *et al.* 1987; Clemens *et al.* 1986; Skjerlie & Johnston 1993), sendo no entanto consensual que estas rochas são geradas em

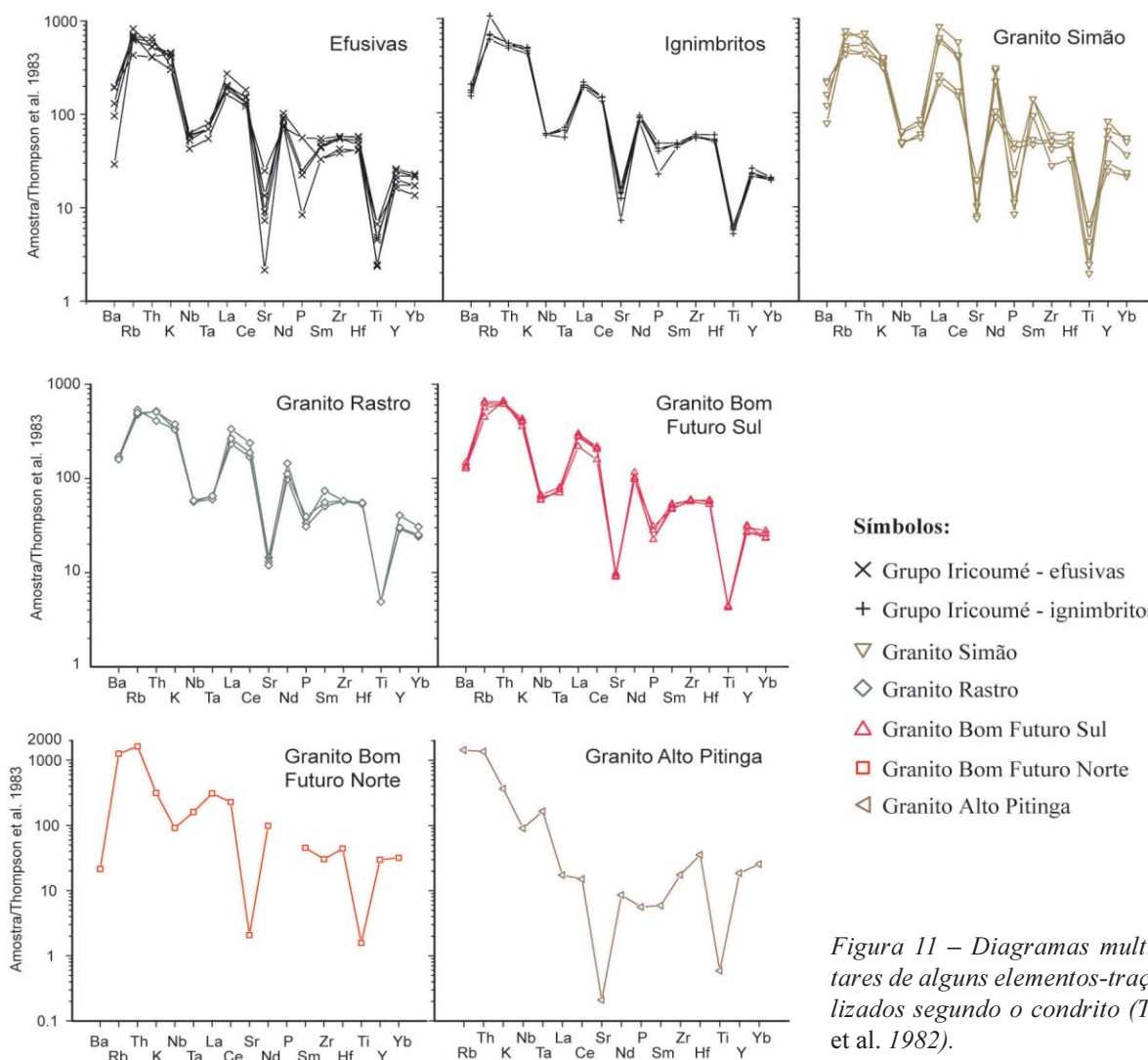


Figura 11 – Diagramas multi-elementares de alguns elementos-traço normalizados segundo o condrito (Thompson et al. 1982).

ambientes extensionais em câmaras magmáticas rasas, subvulcânicas, condições estas compatíveis com o quadro geológico observado na região de Pitinga.

Granito Europa

O granito Europa é o menos conhecido dos três corpos da Suíte Madeira e tem sua maior parte situada em área de reserva indígena. O projeto efetuou o mapeamento da extremidade leste deste corpo, onde antigas campanhas de prospecção geoquímica de solos detectaram anomalias de ZrO_2 , Nb_2O_5 e Ta_2O_5 , mas seus controles não foram então determinados.

Petrografia e mineralogia

Apesar da homogeneidade textural, foi possível identificar e delimitar duas fácies no granito Europa (Figura 13A, B). A fácies 1 é constituída por riebeckita-pertita granito, com estrutura maciça, equigranular, fanerítico

médio a grosso e com coloração rosa clara a amarela. A mineralogia essencial é composta por feldspato alcalino e quartzo, tendo como variedades riebeckita e astrofilita. As fases acessórias são titanita, zircão, apatita e alanita. Albita, clorita e biotita são produtos de modificação *subsólida* ou de alteração hidrotermal. A pertita é a fase precoce de cristalização indicando condições *hipersólidas* (Figura 13C), precedida pela estabilização de zircão (Figura 13D) e de apatita. A cristalização de quartzo é parcialmente contemporânea à de pertita e prosseguiu até os estágios finais, acompanhada pelo anfibólio alcalino (Figura 13E). O líquido final gerou albita no contato entre os grãos e bordas das pertitas, sendo que contemporaneamente ocorre substituição parcial de anfibólio por biotita, o que pode ter sido gerado por reações *subsólidas*. A análise modal indica: 45% de feldspato alcalino, 47% de quartzo e 5% de anfibólio alcalino, 2% de albita, 1% de zircão e demais minerais como traço. Análises ao MEV e análises por MSE identificaram a presença de Nb apenas em astrofilita ($Nb \cong 0,4\%$).

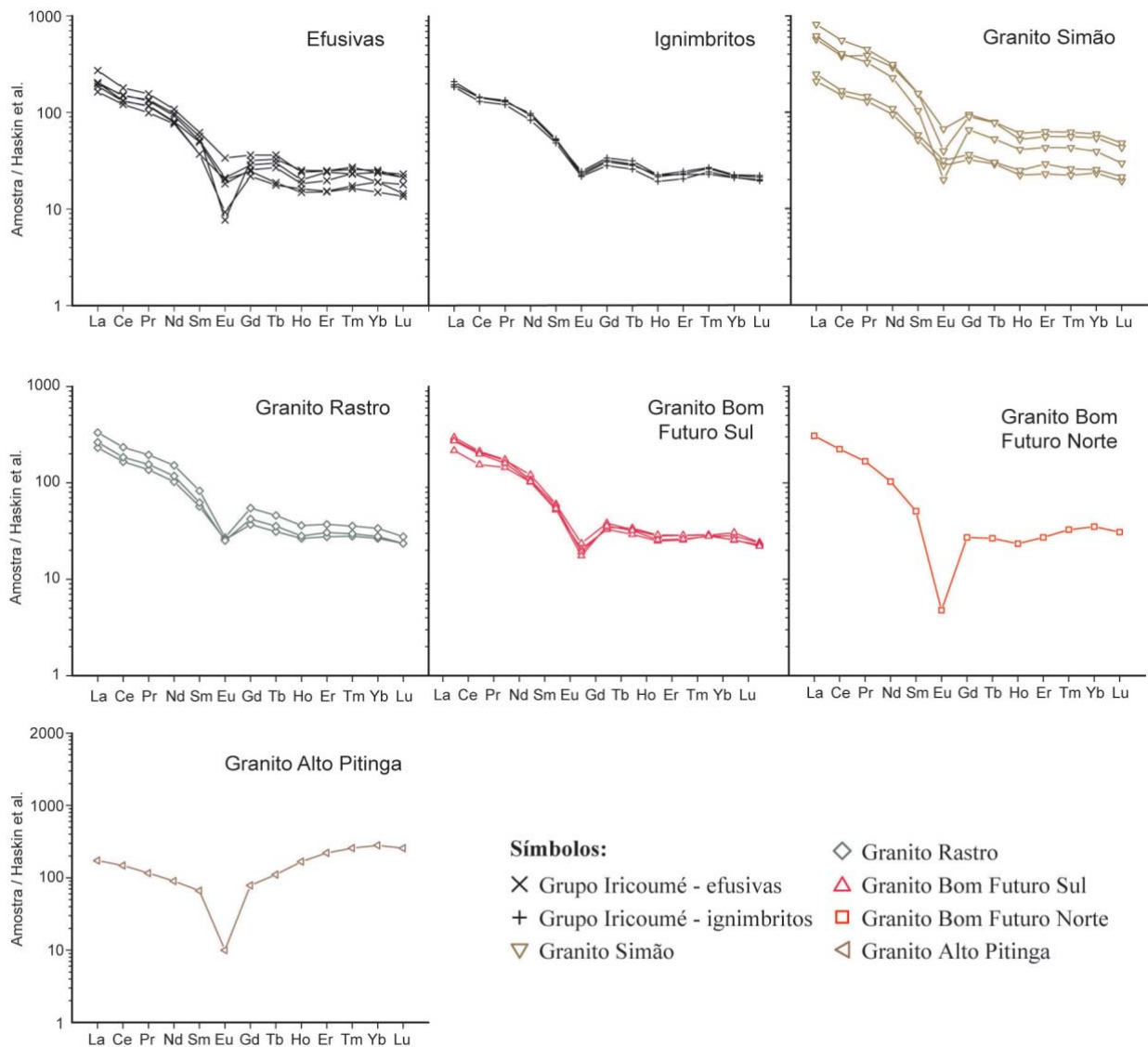


Figura 12 – Padrões de distribuição dos ETR normalizados pelo condrito de Haskin et al. (1968).

A fácies 2 é riebeckita-pertita granito, que possui estrutura maciça e textura equigranular hipidiomórfica grossa a média e coloração vermelha intensa. A mineralogia essencial é composta por pertita e quartzo; o mineral varietal é anfíbólio (riebeckita e ferrichterita), enquanto que os minerais acessórios são zircão e apatita e os minerais de alteração são albita, biotita e minerais opacos. A cristalização magmática iniciou pela pertita, indicando o caráter *hipersolvus* da rocha. Quartzo iniciou a cristalização junto com a formação de pertita e seguiu até os estágios finais. A pertita desta fácies foi alterada por processos tardios (Figura 13F). A estabilização do anfíbólio alcalino como única fase varietal indica afinidade peralcalina. As reações no estado *subsólido* podem ter gerado a substituição parcial do anfíbólio por biotita e opacos (Figura 13G). A composição modal é 50% de feldspato alcalino, 46% de quartzo, 3% de anfíbólio, 1% de albita, zircão (traço), apatita (traço) e opacos (traço).

Nesta fácies não ocorre astrofilita e as análises por MEV e MSE não detectaram Nb nos demais minerais.

Litoquímica

As análises químicas permitiram verificar que se trata de um sistema com alta sílica, em que os processos petrológicos e geoquímicos adquirem peculiaridades decorrentes da atividade de fluidos, saturação dos líquidos em elementos incompatíveis, polimerização e outros (Naime & Nardi 1991). Por isso, os dados de geoquímica foram correlacionados e comparados com os das análises petrográficas e mineralógicas. Utilizando o diagrama TAS, de Middlemost (1994), além dos campos correspondentes às séries magmáticas de Le Maitre *et al.* (1989), as amostras analisadas situam-se no campo dos granitos da série alcalina.

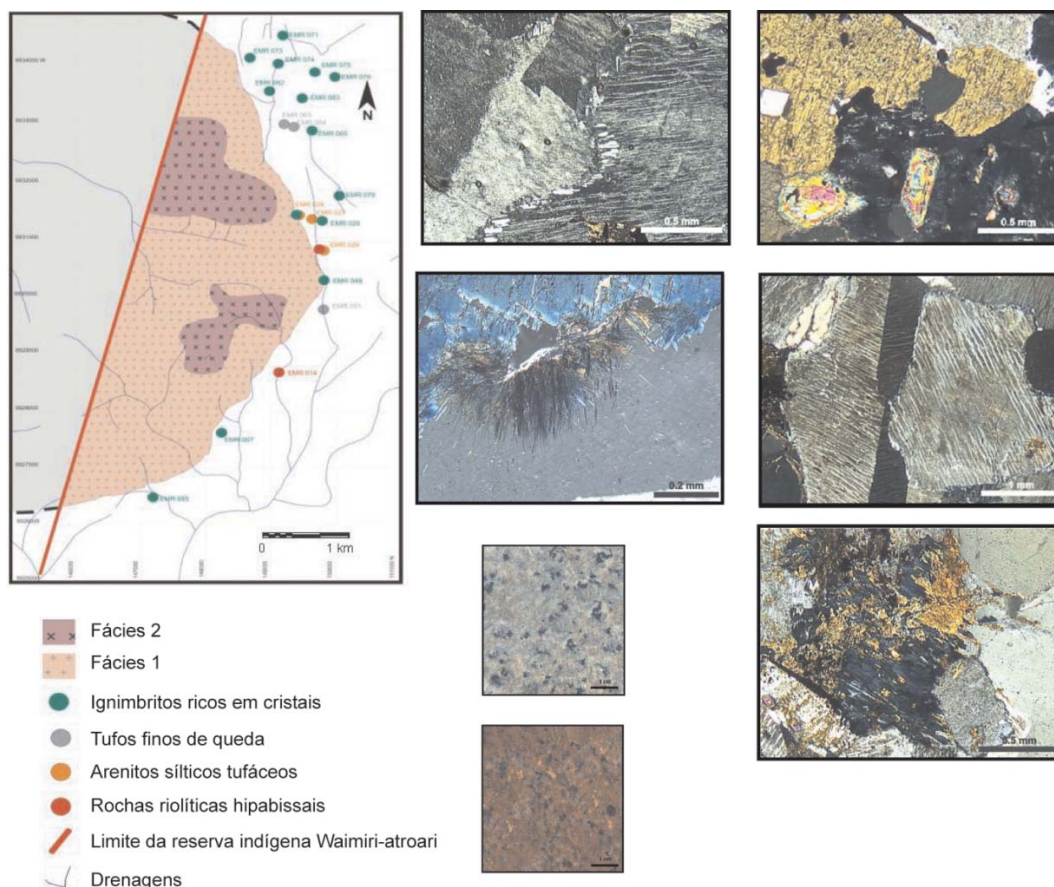


Figura 13 – Mapa geológico da parte leste do granito Europa. (a) fotografia da fácies 1; (b) fotografia da fácies 2. Fotomicrografias da fácies 1: (c) perfitas precoces indicando caráter hipersolvus da rocha e albita tardia no contato entre as perfitas; (d) zircão precoce; (e) anfibólio alcalino tardio. Fotomicrografias da fácies 2: (f) alteração das perfitas para argilominerais; (g) transformação de anfibólio alcalino para biotita + minerais opacos.

Os diagramas de Harker para elementos maiores e traços têm padrões bem definidos de distribuição, evidenciando que o SiO_2 funciona, nesse caso, como índice de diferenciação. A correlação negativa entre os teores de SiO_2 e os conteúdos de Al_2O_3 , Na_2O e CaO evidencia a cristalização fracionada dos feldspatos alcalinos. O comportamento do FeO é diferente do Fe_2O_3 , observando-se um aumento dos teores deste último porções mais diferenciadas. Isso explica a ocorrência de anfibólios sódico-cálcico, como ferrichterita, nas amostras menos diferenciadas e de riebeckita nas amostras mais diferenciadas. A diminuição dos teores de MnO com o aumento da diferenciação é compatível com o fracionamento dos anfibólios, principalmente os sódico-cálcico, pois estes são mais abundantes nas amostras menos diferenciadas. O padrão de distribuição do TiO_2 está relacionado ao aumento da diferenciação (correlação negativa com SiO_2) e é explicado pela cristalização fracionada das fases acessórias, principalmente de ilmenita. O mesmo ocorre na relação entre SiO_2 e P_2O_5 devido ao fracionamento de apatita.

As amostras da fácies 1 variam de peralcalinas a metaluminosas, enquanto as da fácies 2 variam de peralcalinas a peraluminosas, sendo estas mais diferenciadas, como indicado pelos diagramas de Harker. De modo geral, as concentrações dos elementos maiores e traços das fácies 1 e 2 não possuem diferenças químicas significativas e nas análise dos ETR foi verificado padrão de distribuição característico de granitos com afinidade alcalina, com enriquecimento em ETRL e forte anomalia negativa de Eu.

Considerações finais

A ocorrência de rochas vulcânicas como encaixantes do granito Europa indica posicionamento epizonal do corpo. A ausência de pegmatitos e de cavidades mirolíticas indica que o sistema granítico não atingiu as condições de supersaturação em voláteis. A atuação de voláteis foi aparentemente mais efetiva no final da cristalização com a estabilização de anfibólio alcalino. A presença desta fase máfica atesta a natureza peralcalina do magma granítico. A superposição do mapa geológico com os das anomalias

de Nb e Ta (Figura 14) mostra correlação muito boa entre estas e a fácies 2. Entretanto a não identificação de minerais de Nb nesta fácies exige que a investigação seja continuada.

IV. GEOLOGIA DO DEPÓSITO DE CRIOLITA

Mapeamento do albita granito

As novas informações de mapeamento de superfície e sondagens recentes permitiram aperfeiçoar bastante o mapa do albita granito (Figura 5) em relação a trabalhos anteriores. A delimitação do corpo de granito *hipersolvus* alongado na direção N-S e a identificação de fácies transicionais entre AGN e AGB, também alongadas nesta direção, destacaram ainda mais o caráter discordante

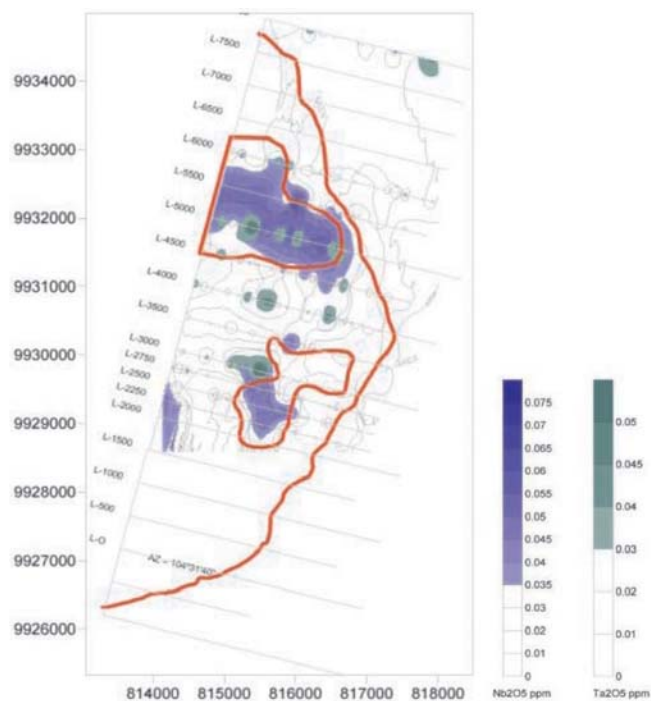


Figura 14 – Correlação entre os halos anômalos de Ta_2O_5 e Nb_2O_5 e a fácies 2.

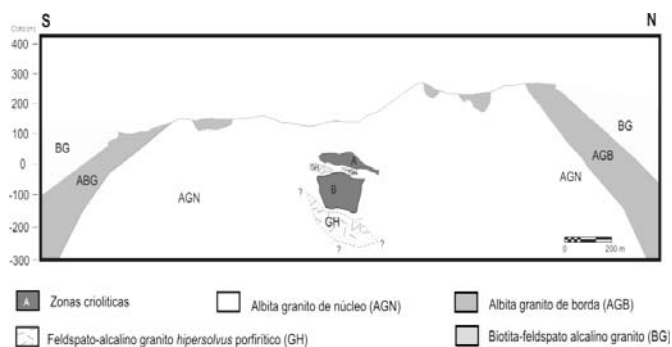


Figura 15 – Perfil geológico do albita granito e encaixante na serra do Madeira (mina Pitanga).

do albita granito em relação à orientação geral do granito Madeira. Os *greisens* revelaram-se mais extensos e contínuos do que anteriormente suposto, especialmente na borda sul do albita granito. A figura 15 apresenta o perfil geológico do albita granito. Os furos de sonda efetuados na borda sul não confirmaram a existência de granito *hipersolvus* sob o albita granito inferida por Costi (2000) nesta parte da mina. Na borda sul, o ângulo de contato entre o albita granito e o biotita granito é da ordem de 25° , mergulhando na direção sul. Passa para $38^\circ N$ na borda norte e para $45^\circ W$ na borda oeste. Na borda leste, o ângulo de contato ainda não está bem definido.

Minério disseminado (estudos petrográficos no AGN com criolita disseminada)

A figura 16 apresenta as paragêneses do AGN na zona do DCM e a paragênese do próprio DCM. Amostras do AGN mais distantes do DCM, do AGB e dos greisens da borda do albita granito também foram descritas para comparação, mas não são aqui incluídas.

A textura predominante no AGN é porfirítica, também ocorre textura seriada e transição entre ambas. Os fenocristais de quartzo e ortoclásio e/ou microclínio (pertítico) são arredondados a subarredondados. A matriz é constituída por albita, albita *en échiquier*, quartzo,

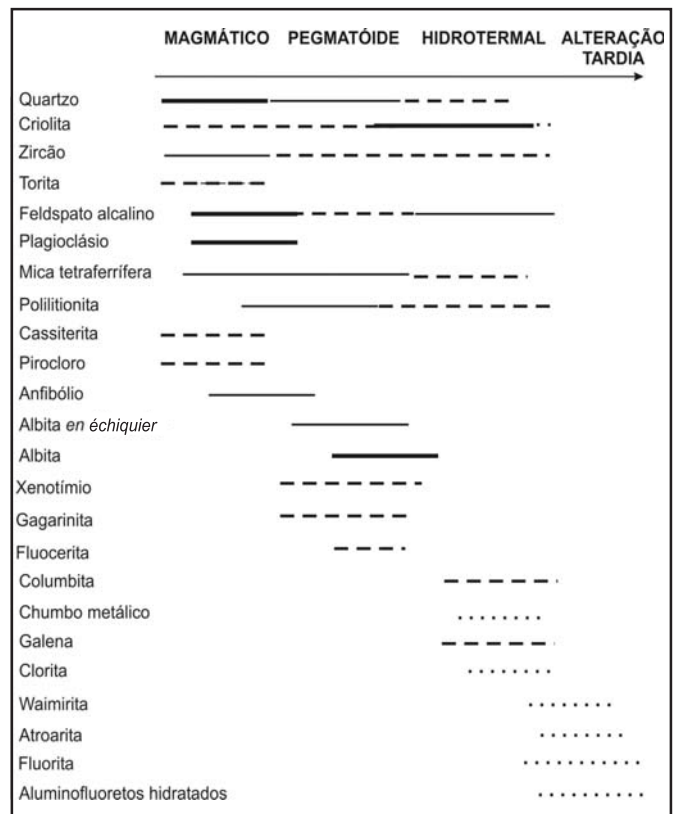


Figura 16 – Evolução paragenética na zona do depósito criolítico maciço (rocha encaixante, auréola pegmatóide e corpos de criolita maciça).

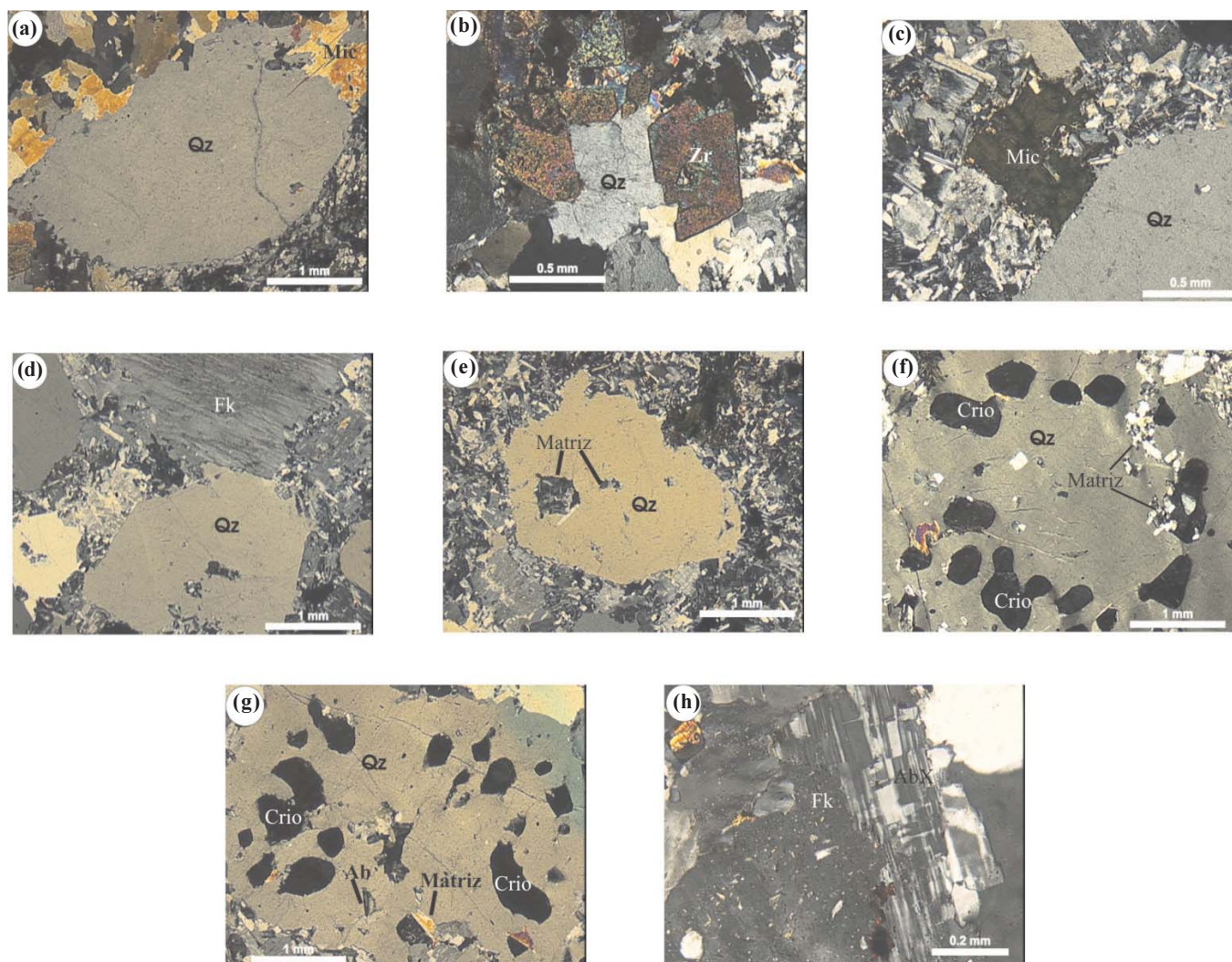


Figura 17 – Fotomicrografias de albita granito na zona do depósito criolítico maciço. (a) fenocristal de quartzo corroído pela matriz; (b) quartzo em contato retilíneo com zircão (não metamictico); (c) quartzo em contato retilíneo com biotita, (d) feldspato alcalino, (e) quartzo com bordas corroídas pela matriz albitica/criolítica; (f) fenocristal de quartzo contendo inclusões de criolita magmática de distribuição concêntrica e vênula preenchida por material da matriz formando pseudo-inclusões; (g) fenocristal de quartzo com inclusões de criolita magmática sem padrão de distribuição; (h) albita chessboard formada na borda do feldspato alcalino. (Qz) quartzo; (AbX) albita chessboard; (Crio) criolita; (Fk) feldspato alcalino; (matriz) albita, criolita, micas; (Mic) mica; (Zr) zircão.

ortoclásio e/ou microclínio, micas, anfibólio, zircão, cassiterita, criolita, pirocloro e columbita. Quartzo, albita e feldspato potássico ocorrem em proporções semelhantes, da ordem de 30% (p. vol.) e são seguidos em abundância por criolita (4%) e zircão (1%).

Quartzo ocorre como fenocristais e na matriz. Em ambos os casos os cristais são anédricos, podem ser incolores e límpidos (Figura 17A) ou conter numerosas inclusões. As dimensões variam entre 0,30 mm a 3,70 mm (fenocristais) e 0,07 a 0,15 mm (matriz). Os contatos com zircão (não metamictizado) são retilíneos (Figura 17B), assim como com biotita (Figura 17C), feldspato potássico (Figura 17D), pirocloro, columbita e cassiterita. A corrosão dos fenocristais por albita e criolita da matriz (Figura 17E) é uma feição textural significativa. O contato com mica branca é irregular, porém sem corrosão. Os

fenocristais de quartzo contêm inclusões principalmente de albita e criolita (Figura 17F), subordinadamente zircão e, raramente, pirocloro. Em alguns casos os minerais inclusos parecem estar associados a microfissuras lineares (Figura 17G) ou, mais raramente, curvilíneas às quais associam-se em conjunto ou individualmente. Os contatos entre quartzo e albita da matriz são retilíneos a irregulares sem evidência de reação.

Feldspato alcalino ocorre como fenocristais de ortoclásio e/ou microclínio (Figura 17D), geralmente turvos, com dimensões médias em torno de 4 mm, podendo atingir 7,60 mm. A pertitização é uma feição difundida, que se acentua em profundidade com desenvolvimento de termos mais albitizados. Os contatos entre os fenocristais de quartzo e feldspato alcalino são retilíneos, enquanto com a matriz albitica é reativo. Evidências de

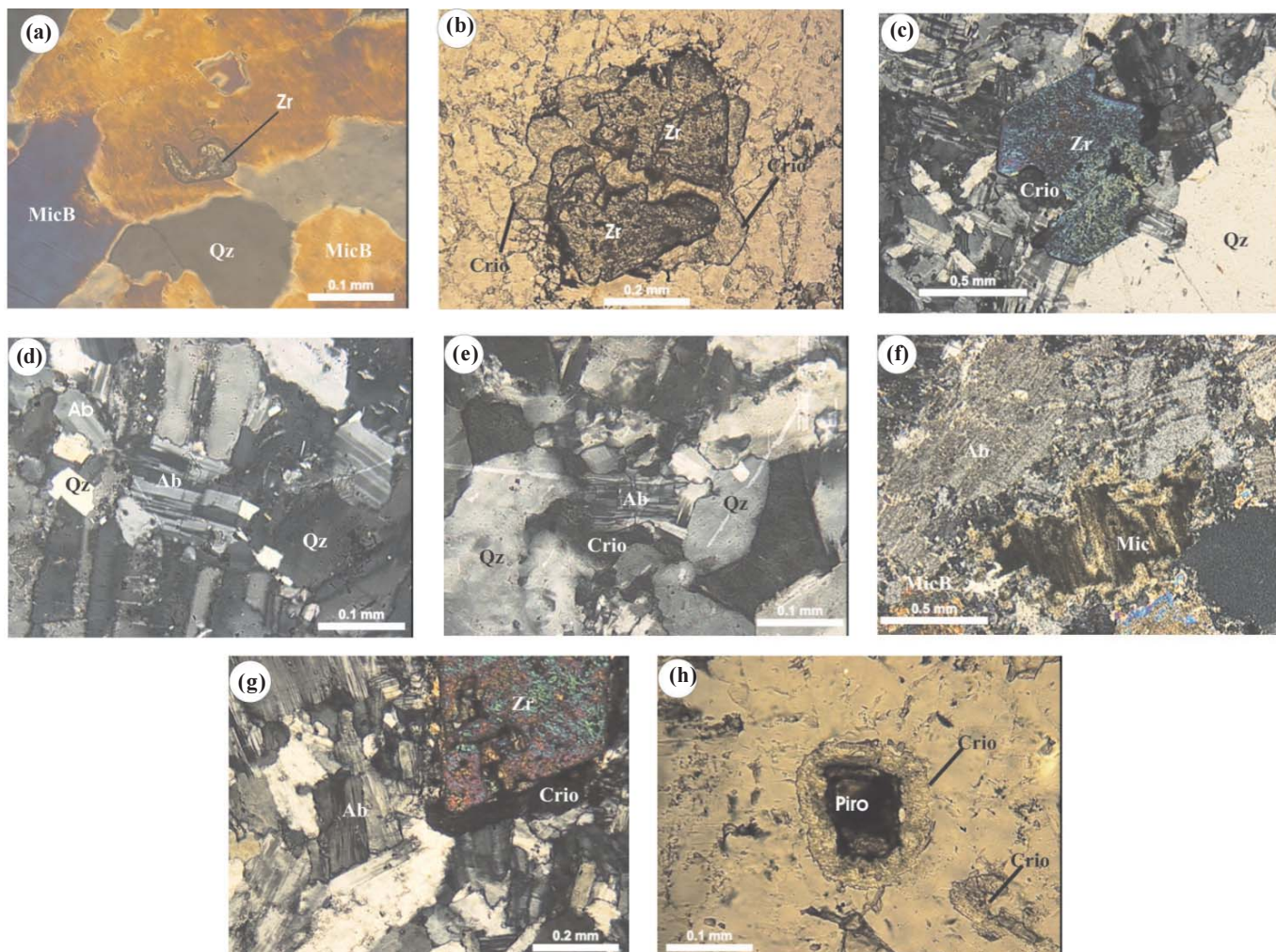


Figura 18 – Fotomicrografias. (a) zircão não metamórfico esquelético associado a agregado de mica branca; (b) zircão com feições de corrosão pela criolita; (c) zircão tardio em contato retilíneo com quartzo; (d) albita da matriz com maclamento difuso; (e) albita da matriz com maclas difusas e contatos reentrantes com criolita; (f) albita e biotita da matriz com formação de mica branca no contato; (g) criolita na borda de zircão corroído por albita da matriz; (h) auréola de criolita com borda de reação com pirocloro. (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (Piro) pirocloro, (Ab) albita, (Crio) criolita, (Mic) mica, (MicB) mica branca.

albitização são freqüentes, como, por exemplo, a formação de albita *en échiquier* (Figura 17H).

Albita ocorre sob três formas texturais correspondendo provavelmente a três gerações distintas. A primeira, mais precoce e mais abundante, encontra-se preferencialmente na matriz da rocha como cristais euédricos a subédricos, límpidos, com geminação difusa a nítida segundo a lei da albita (Figura 18D), dimensões entre 0,04 mm a 0,481 mm e contatos reativos com criolita. Mais raramente, albita ocorre como inclusão ou na borda de feldspato alcalino. O segundo tipo de albita tem macla *en échiquier*, ocorre como cristais de até 3,70 mm, formados principalmente em substituição ao feldspato alcalino (Figura 17H). Na matriz ocorre na forma de indivíduos com dimensões de 0,27 mm a 1,03 mm, maiores do que albita mais precoce (Figura 18E). No contato com biotita desenvolvem-se finos cristais de mica branca (Figura 18F). O terceiro tipo de albita, provavelmente mais tardio, é representado por cristais com maclas difusas que ocorrem na matriz (Figura

18G) ou como cristais diminutos (0,08 mm a 0,15 mm) sobre albita *en échiquier*.

Criolita disseminada pertence a pelo menos duas gerações, todas com baixo índice de refração, quase isotrópicas e raramente macladas. Criolita precoce (magmática) ocorre mais freqüentemente como cristais (0,02 mm a 1,05 mm) com hábitos subédricos a anédricos (freqüentemente arredondados) disseminados na matriz das rochas porfíricas, freqüentemente associada com zircão precoce com o qual encontra-se em equilíbrio (Figura 18G). Ocorre comumente como inclusões ovóides (0,037 mm a 0,30 mm) em fenocristais de quartzo, distribuídos concêntricamente (Figura 17F) ou de modo mais irregular (Figura 17G), sem feições de corrosão com este mineral. Criolita forma agregados irregulares a arredondados de granulação média a grossa, aos quais se juntam zircão, cassiterita, torita, micas da família da polilitionita, opacos e, ocasionalmente, riebeckita. Estes aglomerados, considerados de formação tardia (Costi 2000), podem ser dis-

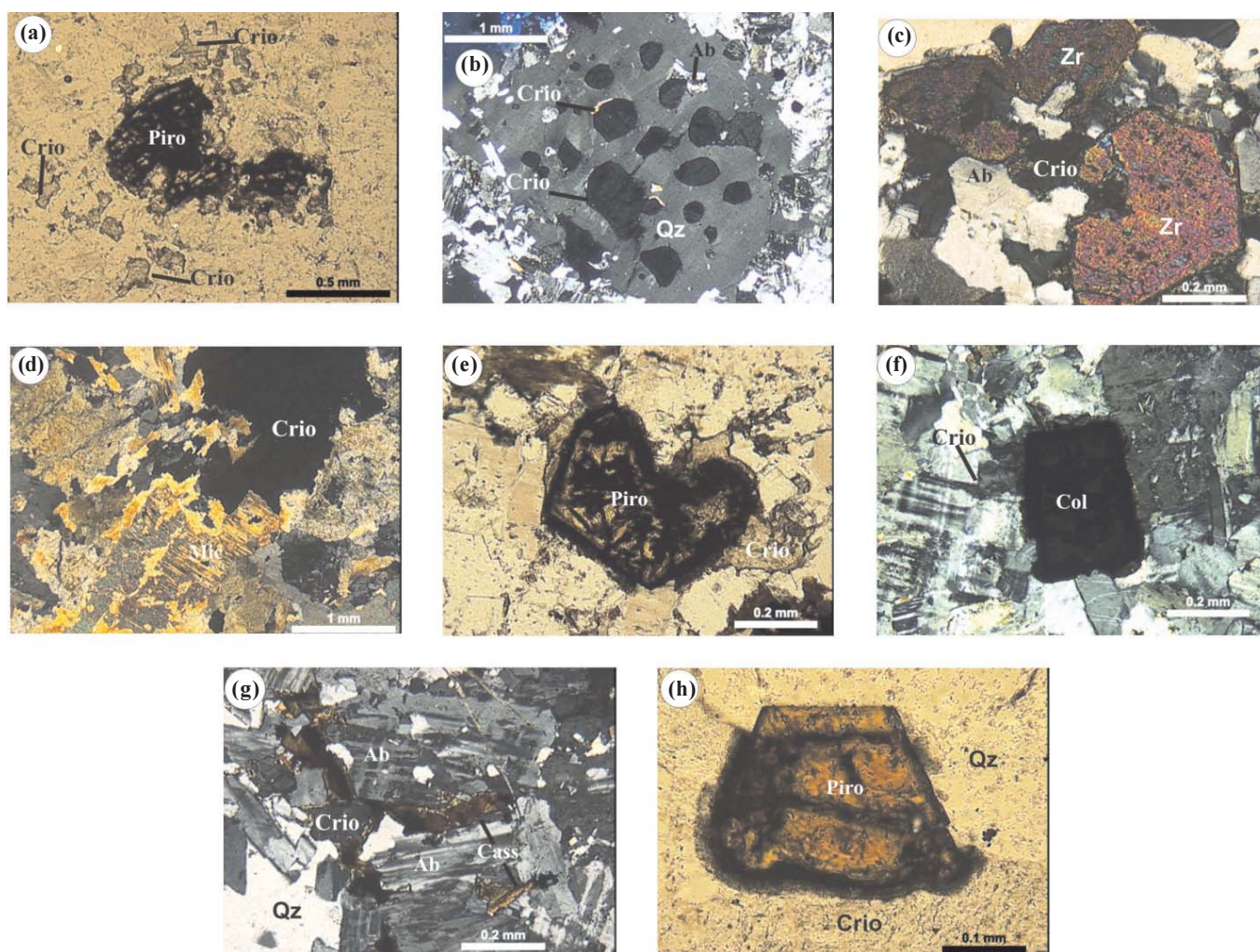


Figura 19 – Fotomicrografias. (a) pirocloro corroído com reentrâncias preenchidas por criolita; (b) fenocristal de quartzo com inclusões ovóides de criolita, albita e matriz; (c) agregados de zircão e criolita com bordas reativas entre estes minerais; (d) agregados de criolita e mica interdigitados; (e) cristal de Pb-U pirocloro, em contato retilíneo com quartzo e reativo com criolita; (f) columbita com borda de óxido de ferro resultante da alteração de pirocloro; (g) cassiterita disseminada na matriz; (h) U-Pb pirocloro em contato retilíneo com quartzo e reativo com criolita. (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (Piro) pirocloro, (Col) columbita, (Ab) albita, (Crio) criolita, (Mic) mica, (Fk) feldspato alcalino.

tinguidos em amostras de mão pela tonalidade escura e dimensões até centimétricas. Nas amostras do AGN da zona do DCM a criolita é mais abundante; três formas são típicas desta zona: (1) envolvendo total ou parcialmente cristais de zircão magmático e de pirocloro (Figuras 18H, 19A e 19H), apresentando coroas de reação com ambos (e também com cassiterita), (2) formando aglomerados com mica (Figura 19D) e/ou zircão (Figura 19C), freqüentemente associados a fissuras e (3) finamente disseminada na matriz da rocha. Os cristais de criolita (de todos os tipos acima) podem apresentar microfissuras preenchidas por minerais possivelmente relacionados à sua alteração, tentativamente identificados como thonsenolita e prosopita.

Zircão precoce é predominantemente esquelético (Figura 18A), ocorre principalmente incluso em outros minerais, sem desenvolver auréolas metamícticas, com fre-

qüentes concentrações de óxido de ferro nas bordas e dimensões em torno de 0,04mm. Uma segunda geração de zircão ocorre como cristais euédricos a subédricos (entre 0,14 mm e 1,55 mm) individuais ou formando os agregados acima descritos (com cassiterita, torita, mica, criolita, riebeckita e opacos). Zircão considerado mais tardio também forma cristais euédricos e bem desenvolvidos, mas ocorre mais tipicamente associado com mica branca e criolita e não apresenta bordas reativas com esta geração de criolita.

Pirocloro ocorre como grãos de dimensões variáveis entre 0,07 mm e 0,41 mm, subédricos a euédricos, marrom a amarelo. É disseminado de forma intersticial aos cristais de albita e aos demais minerais acessórios (cassiterita, zircão, micas e anfibólio). Também ocorre incluso em quartzo e, eventualmente, em feldspatos. O contato com albita e criolita freqüentemente é marcado por bordas reativas,

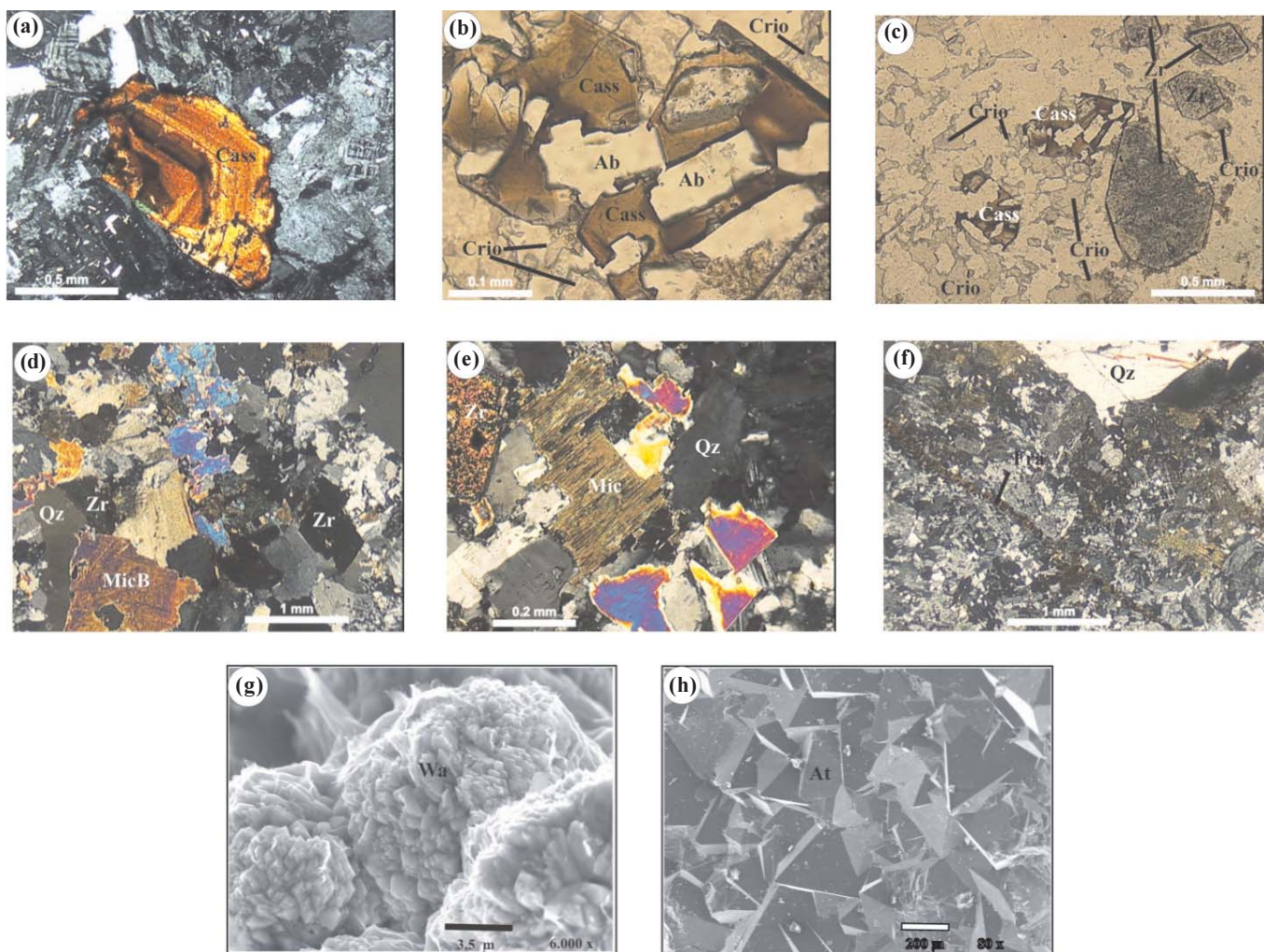


Figura 20 – Fotomicrografias e imagens obtidas pelo microscópio eletrônico de varredura do albite granito de núcleo na zona do depósito criolítico maciço. (a) cassiterita zonada; (b) cassiterita corroída por criolita e albite; (c) cassiterita e zircão corroídos por albite e criolita; (d) agregado de mica branca, zircão e criolita; (e) biotita, quartzo e albite da matriz; (f) vênula de biotita; (g) imagem MEV de cristais de waimirita em forma de roseta; (h) imagem MEV de cristais octaédricos de atrovita. (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (Cas) cassiterita, (MicB) mica branca, (Ab) albite, (Crio) criolita, (At) atrovita, (W) waimirita, (Fra) fratura.

especialmente com este último mineral (Figuras 18H, 19A, 19E). Os contatos com zircão e quartzo são retilíneos, límpidos e não reativos. Pirocloro apresenta variações composicionais (Figura 19E) ocorrendo, a partir de pirocloro primário (U-Pb pirocloro), a formação sucessiva de Pb-U pirocloro, U pirocloro e columbita. Associadas à alteração de pirocloro, ocorrem inclusões de chumbo metálico e a formação de auréola rica em ferro.

Columbita (Figura 19F) resulta da alteração de pirocloro. Os cristais têm formas e dimensões semelhantes às do pirocloro original, podendo conter relictos deste em quantidades variáveis. Cassiterita ocorre principalmente como cristais de 0,08 mm a 0,62 mm, associados à matriz (Figura 19G), geralmente subédricos a euédricos, com coloração castanho avermelhado, por vezes contendo inclusões de zircão primário. Também forma aglomerados com mica e zircão e riebeckita. Os cristais podem

ser zonados (Figura 20A). Os contatos com criolita e albite são caracterizados por feições de corrosão por estes minerais (Figura 20B). Apesar da corrosão, em alguns casos percebe-se a forma original dos cristais maiores de cassiterita (Figura 20C).

Riebeckita ocorre como cristais prismáticos (~0,10 mm), em alguns casos fibrosos, o contato é retilíneo com quartzo da matriz e irregular com albite. Localmente engloba feldspatos, criolita, zircão, pirocloro/columbita e opacos, sugerindo cristalização tardia. Mica branca ocorre como cristais individuais de 0,074 mm a 2,73 mm ou em agregados com zircão e criolita (Figura 20D). A clivagem é destacada pela presença de óxidos de ferro. Outra variedade textural de mica branca ocorre como cristais de 0,039 mm a 0,11 mm, associados à alteração da biotita e do feldspato alcalino. Biotita ocorre na matriz (Figura 20E) como cristais subédricos de 0,60 mm a 0,30

mm, ou forma agregados de cristais com dimensões de 0,15 mm a 2,22 mm. Também ocorre em vênulas que cortam indistintamente a rocha (Figura 20F). Tem coloração marrom alaranjado a esverdeado, pleocoísmo médio a forte, e sua clivagem é destacada por hidróxidos de ferro. Torita é geralmente opaca, com tamanho de 0,05 mm a 0,37 mm. Ocorre de modo intersticial na matriz, com auréola reativa em relação aos minerais vizinhos. Em fissuras radiais a partir da torita ocorrem minerais opacos.

Depósito criolítico maciço DCM

Características gerais

O DCM é formado por um conjunto de corpos de criolita maciça que ocorrem desde a cota (+)78 m até a cota (-)163 m, concentrados em duas zonas principais: Zona Criolítica A (ZCA), entre as cotas (+)78 m e (-)36 m, e Zona Criolítica B (ZCB), entre as cotas (-)10 m e (-)163 m (Figura 15). Entre as cotas (+)82 m e (+)55 m ocorrem corpos esparsos que podem representar uma terceira zona, quase totalmente erodida, denominada Zona Criolítica Zero.

Constata-se nos testemunhos (sondagem efetuada verticalmente e sem coleta de testemunhos orientados) que os ângulos de contato entre os corpos de criolita e a encaixante são variados, permitindo supor a presença de corpos desde horizontais até fortemente inclinados. Entretanto, as correlações laterais entre os furos sugerem existir predominantemente corpos sub-horizontais com contatos irregulares. Neste sentido, observa-se que as projeções em plano horizontal das duas zonas criolíticas (Figura 21) não indicam direção preferencial. Mesmo assim, a presença de veios inclinados e zonas de *stockwork* não pode ser descartada, podendo ser muito significativa. No topo da ZCA, na sua parte central, os corpos de criolita são horizontais a sub-horizontais. Afastando-se da zona central, têm mergulhos de 10° a 20° para os 4 quadrantes, configurando uma forma de cogumelo. Nas demais porções os corpos são sub-horizontais, com extensão de até 300 m e possança de até 30 m e têm maior continuidade lateral na base da ZCA e no topo da ZCB. A maior concentração de corpos situa-se na parte mediana da ZCB.

As formas das zonas criolíticas obtidas pelo modelamento (Figura 22) correspondem à forma que envelopa o conjunto de corpos constituindo o minério economicamente explorável. Nos diversos perfis efetuados, a ZCA é a mais irregular, tanto lateral como verticalmente. No AGN os teores de Sn, Nb, Ta decrescem de forma linear com a profundidade. O teor de corte de Sn, por exemplo, é de 0,1%, situando-se, em

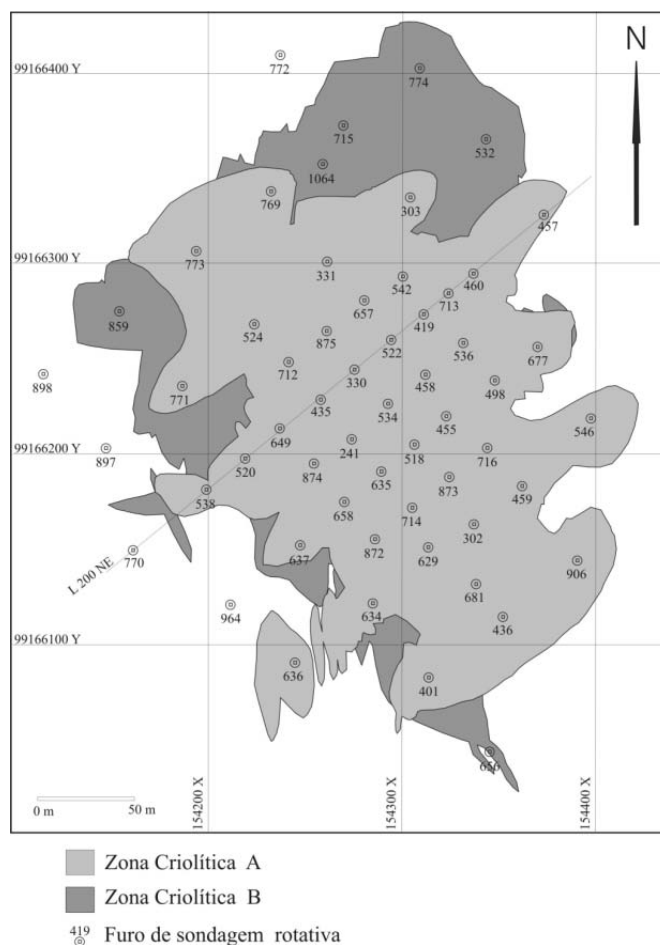
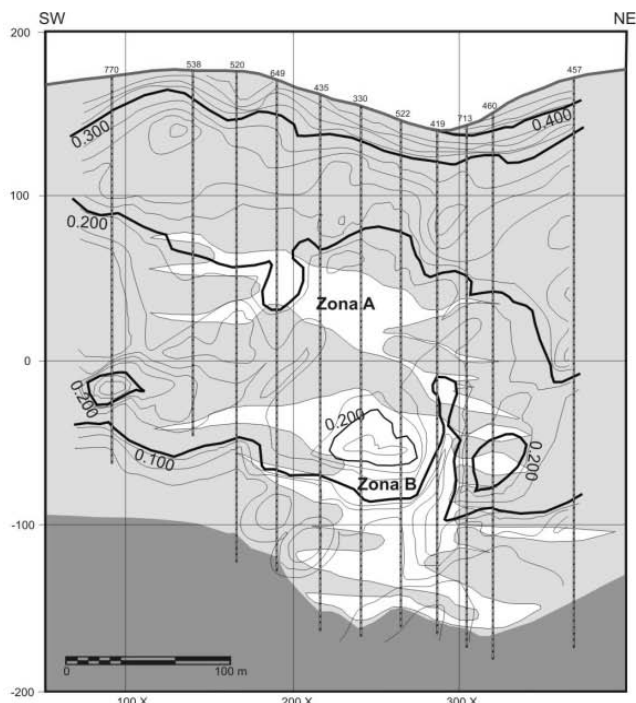


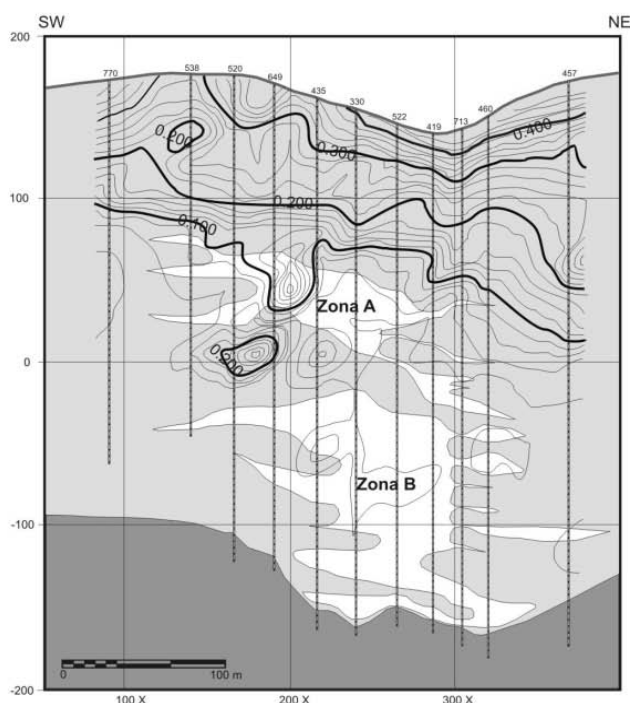
Figura 21 – Projeção do depósito criolítico maciço em superfície obtida pelo modelamento geológico com software GEMCOM 4.11, com a localização da malha de sondagem rotativa.

média, na cota (+)50 m. No entorno do DCM, as curvas de isoteor de Sn permanecem sub-horizontais (Figura 22B). Entretanto, as curvas de Nb (Figura 22A), acompanhadas por Ta (Figura 22C), aprofundam-se de forma muito destacada na região do DCM, onde a curva de 0,1% de Nb situa-se na cota (-)100 m (porção mediana da ZCB). No conjunto de perfis, constata-se a existência de enriquecimentos localizados de Nb e Ta em meio às zonas criolíticas e uma tendência de maiores concentrações de Nb em profundidade ocorrerem na parte NE do DCM. As zonas criolíticas não exercem influência nas curvas de isotores de U e Th.

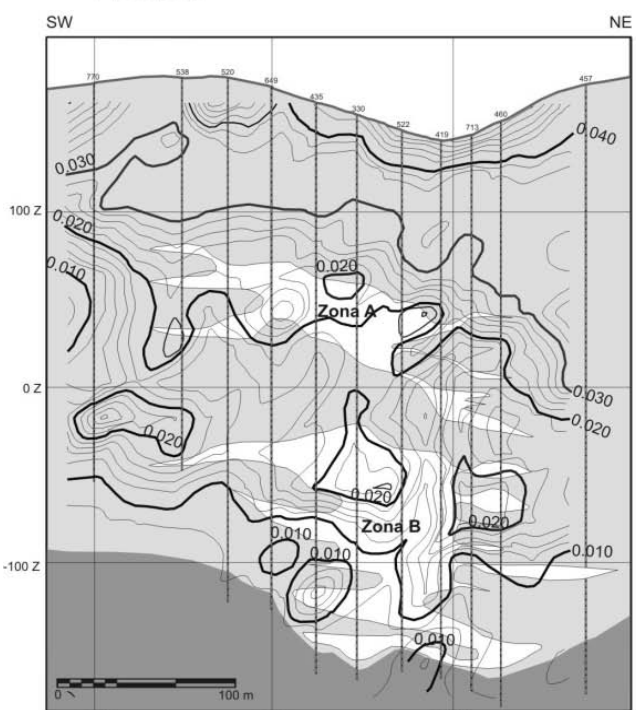
A maior parte da ZCA encontra-se encaixada no AGN. Na sua parte inferior, ocorrem intercalações do granito *hipersolvus* albitizado, na forma de lentes interdigitadas, com espessuras que variam entre 5 m e 10 m, acompanhando a base da ZCA e o topo da ZCB. Neste local, o contato entre o GH e AGN é marcado pela ocorrência de fenocristais de feldspato alcalino do granito *hipersolvus* no AGN, constituindo prováveis relictos do primeiro no segundo. Observa-se albitização no granito



A Nb₂O₅



B Sn



C Ta₂O₅

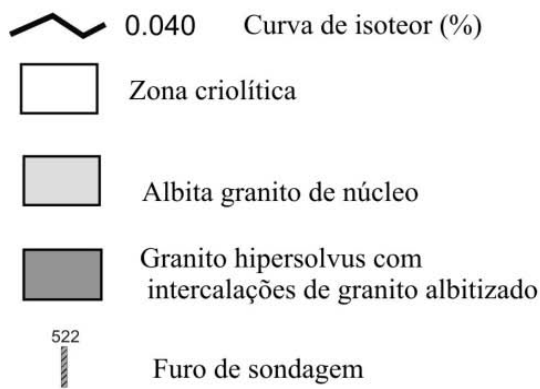


Figura 22 – Modelagem geológica (perfil L200NE, vide figura 21) pelo software GEMCOM 4.11, do depósito criolítico maciço, com curvas de isoteores de Sn, Nb₂O₅ e Ta₂O₅.

hipersolvus e, em alguns casos, o contato entre os granitos é marcado por concentrações elevadas de criolita e zircão. No AGN intercalado nas zonas criolíticas, a albita *en échiquier* é mais abundante e configura-se zonação vertical marcada pelo enriquecimento e maior desenvolvimento deste mineral em profundidade. Também ocorrem maiores concentrações de criolita disseminada (Figura 23A e B), atingindo até 50% do volume. Criolita disseminada é do tipo caramelo, em cristais de dimensões

entre 0,15 a 1,0 mm, em geral interdigitados com as micas. O granito *hipersolvus*, que ocorre na base do DCM, delimita o depósito, e nele criolita, zircão, pirocloro e cassiterita tornam-se esparsos ou ausentes. Neste local o granito *hipersolvus* é intensamente alterado por processos hidrotermais, ocorrendo concentrações de mica branca e fluorita.

O DCM é envolvido por auréola pegmatóide (Costi 2000) no seu topo e laterais, sendo pouco desenvolvida

ou inexistente na base. A auréola tem espessura de 0,5 m até 30 m e localmente interdige-se com os corpos de criolita. É constituída por lentes irregulares a amendoadas de feldspato alcalino mesopertítico associado a quartzo leitoso e hialino (Figura 23C, D, E) e, em menor proporção, por concentrações maciças de micas escuras, por criolita, galena e xenotima, sendo estes dois últimos de ocorrência mais localizada. No presente estudo constatou-se que galena e uma parte da criolita ocorrem em veios discordantes da auréola e que esta pode ser anterior ao DCM.

O contato entre os corpos de criolita e a rocha encaixante ocorre de três formas. Pode ser marcado por auréola de mica branca e zircão (Figura 23F) com espessura de até 3 cm, localmente com forte oxidação da encaixante ou marcado por concentrações de biotita, criolita e zircão na encaixante (Figura 23G), ou ocorre como linha de contato definida, com protuberâncias de criolita maciça na encaixante. Em lâmina petrográfica são nítidas as feições de corrosão de quartzo e feldspato (mais notadamente albíta *en échiquier*) da encaixante pela criolita da borda do veio maciço.

Criolita dos corpos maciços é de três tipos (as notações em *itálico* correspondem aos índices de cor de Goddard *et al.* 1975). Criolita nucleada (Figura 23I e J) tem a borda variando de marrom amarelado escuro (10 YR 4/2) a marrom escuro (5YR 2/2) e o núcleo cinza claro médio (N 6) e tipicamente forma os cristais mais euédricos e mais desenvolvidos dos corpos de criolita. Criolita caramelo (Figura 23F e H), com cores de marrom amarelado escuro (10 YR 4/2) a marrom escuro (5YR 2/2), forma massa maciça que engloba os cristais de criolita nucleada. Criolita branca (Figura 23K) tem cor cinza muito claro (N 8) e pode ser muito translúcida. Mais freqüentemente, é composta por aglomerados de indivíduos finos, bem cristalizados, adquirindo aspecto sacaroidal, localmente pode ser maciça. Por vezes ocorrem feições que se assemelham a linhas de crescimento, gerando aspecto bandado.

Na parte superior do DCM ocorre criolita caramelo e, subordinadamente, criolita nucleada. Nos corpos intermediários, criolita caramelo (aqui mais clara) e criolita nucleada ocorrem em iguais proporções. Na parte inferior criolita nucleada é predominante, criolita caramelo é ainda mais clara e somente aqui ocorre criolita branca. Na base da ZCB ocorrem alguns corpos constituídos aparentemente só por criolita branca, com possança de até 2,20 m. Em alguns desses corpos ocorre fluorita associada (Figura 23L) e a encaixante é fortemente alterada.

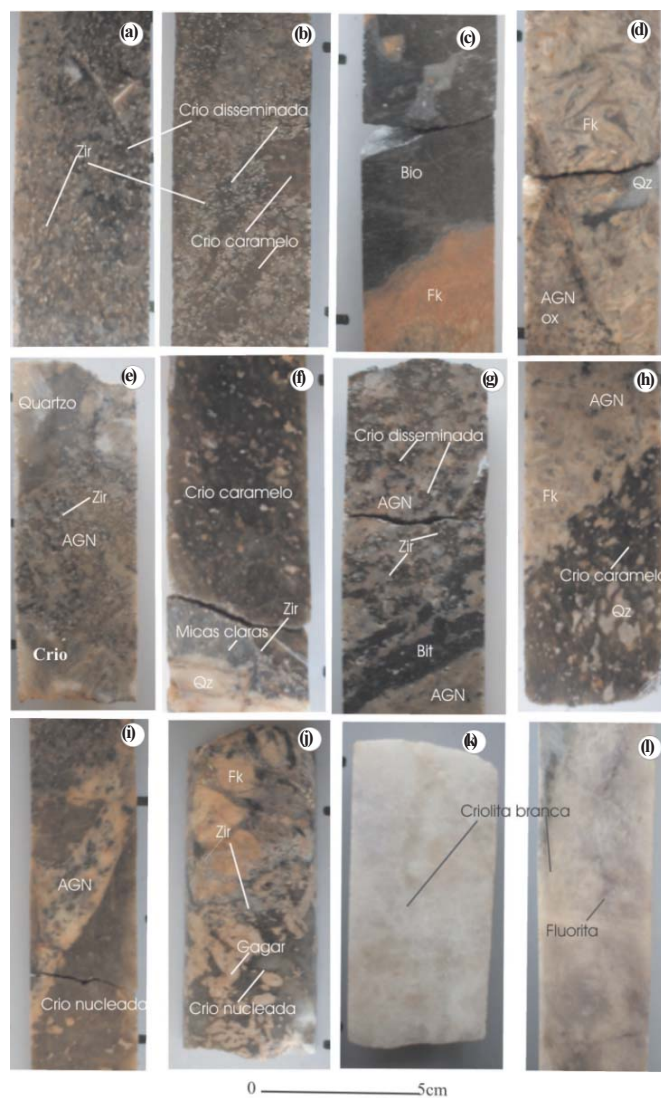


Figura 23 – Fotografias de testemunhos de albíta granito de núcleo e dos corpos de criolita: (a) albíta granito (próximo ao contato com corpo de criolita) com criolita caramelo e zircão disseminados; (b) albíta granito com criolita disseminada e lentes de criolita caramelo; (c) detalhe da auréola pegmatóide com feldspato potássico e mica; (d) auréola pegmatóide com feldspato potássico, quartzo em contato com albíta granito oxidado; (e) auréola pegmatóide com criolita, quartzo e alta concentração de zircão; (f) contato da auréola pegmatóide (mica branca e quartzo leitoso) com o corpo de criolita caramelo; (g) contato irregular entre albíta granito e o corpo de criolita, com lentes de biotita paralelas ao contato; (h) contato triplice entre albíta granito, auréola pegmatóide (feldspato potássico) e corpo criolítico (criolita caramelo e quartzo); (i) corpo de criolita nucleada com relicto de albíta granito; (j) criolita nucleada com inclusões de gagarinita e zircão; (k) corpo de criolita branca e caramelo subordinada; (l) criolita branca com fluorita associada. (crio) criolita; (gagar) gagarinita; (zir) zircão; (Fk) feldspato alcalino; (bi) biotita; (qz) quartzo; (AGN) albíta granito de núcleo; (ox) oxidado.

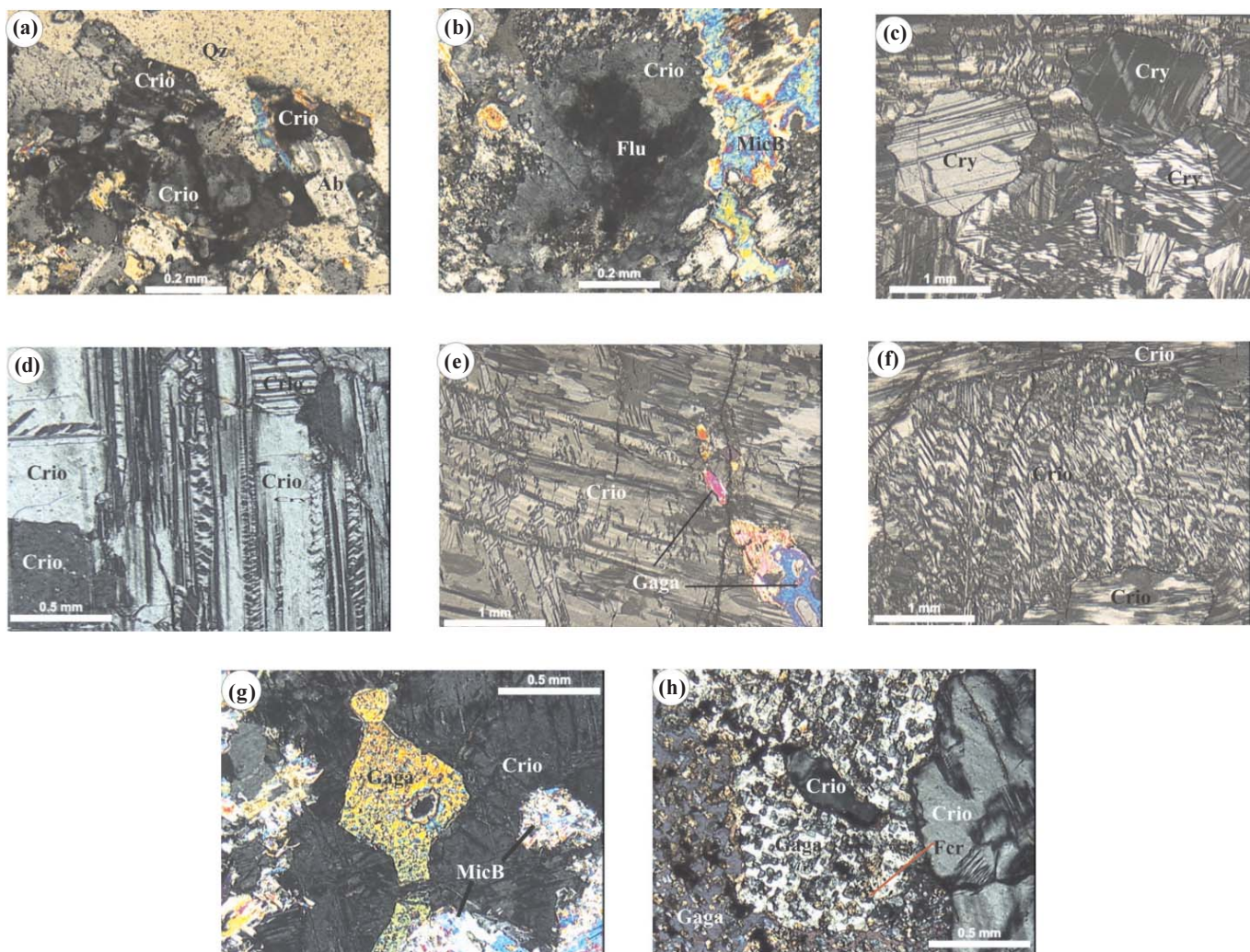


Figura 24 – Fotomicrografias. (a) criolita disseminada em albита granito no contato com o corpo de criolita com feições de corrosão de quartzo e albита da rocha; (b) fluorita substituindo criolita em textura tipo cárie; (c) cristais de criolita maclada dos corpos maciços; (d) cristais de criolita com maclamento complexo; (e) cristal de criolita com duas direções de maclamento, com inclusão de gagarinita; (f) cristal de criolita maclada afetado por fraturamento; (g) criolita envolvendo gagarinita; (h) gagarinita com exsolução de fluocerita (?). (Qz) quartzo, (Zr) zircão, (MicB) mica branca, (Ab) albита, (Crio) criolita, (Gaga) gagarinita, (Fer) Fluocerita, (Flu) fluorita.

Observações petrográficas

O contato entre criolita dos corpos maciços e a encaixante é caracterizado por feições de corrosão (Figura 24A). Os corpos são essencialmente constituídos por criolita (~87% p. vol.) em cristais de até 15 mm de diâmetro, geralmente maclados. Predomina geminação polissintética (Figura 24C). Em alguns cristais o maclamento ocorre segundo uma direção preferencial e 2 direções oblíquas relacionadas à primeira (Figura 24D). Em outros casos um mesmo cristal pode mostrar duas direções de maclas independentes (Figura 24E) ou maclamento aparentemente mais antigo superposto por outro, que parece relacionado a fraturamento (Figura 24F). Fragmentos de cristais de criolita com finas maclas e diâmetro de até 0,52 mm ocorrem inclusos em cristais

maiores. Localmente, no contato entre os grãos observa-se material microcristalino tentativamente identificado como mica. Maclas de aspecto romboédrico ocorrem mais frequentemente em cristais menores (0,15 mm a 0,37 mm). Cristais maiores de criolita, em contato com cristais menores, podem apresentar fraturas paralelas aos seus limites. Em fraturas que cortam criolita ocorrem zonas de alteração com minerais tentativamente identificados como thonsenolita e prosopita.

Os demais minerais constituem em conjunto ~13% p. vol dos corpos. São principalmente quartzo, zircão e feldspato distribuídos por toda a extensão vertical do DCM, todos com dimensões em geral <0,15 mm, contrastando com criolita. Zircão idiomórfico e límpido é idêntico a zircão tardio de AGN. Gagarinita (Figura 24E, G, H) (fluoreto de Y e ETR) ocorre desde a porção mediana

até a base da ZCA (onde é mais abundante), como cristais (0,4 mm a 1,7 mm) inclusos em ou cortados por criolita. Apresenta exsolução de uma fase mineral com composição de fluorocrita, que também é cortada por criolita. Fluorita de cor amarela e violácea ocorre na borda dos corpos de criolita branca ocupando, espaços intersticiais às micas, preenchendo fraturas que cortam criolita ou substituindo este mineral com formação de textura em cárie (Figura 24B).

Discussão

Segundo Costi (2000), o albita granito é sobrejacente ao granito *hipersolvus* e o conjunto representa intrusão lateral, em forma de folha, ligada a abatimento de caldeira, repousando sobre rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé. Esta interpretação limita a continuidade do depósito polimetálico em profundidade. O mapeamento geológico e os novos furos de sondagem da porção sul do albita granito evidenciam o mergulho centrífugo das lentes de *greisens*, a continuidade das subfácies AGN e AGB em profundidade e a inexistência de continuidade entre o granito *hipersolvus* sob o DCM e o afloramento desta fácies na parte sudoeste da mina. Configura-se para o albita granito uma forma dômica e a localização da mineralização primária disseminada na zona apical do mesmo. O limite inferior da mineralização é caracterizado por diminuição gradual dos teores e não por descontinuidade litológica/estratigráfica.

A forma geral do DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular instalado ao longo do eixo central vertical do albita granito em pelo menos dois níveis (a Zona Criolítica Zero seria um terceiro nível). Outras evidências mostram que o eixo foi uma via preferencial para os fluidos desde a consolidação do AGN. A primeira é a zonação vertical marcada pelo enriquecimento em albita *en échiquier* no AGN intercalado nas zonas criolíticas. A segunda é a distribuição das curvas de isoteores de Nb e Ta, aprofundando-se na zona do DCM. A columbitização de pirocloro relacionada ao fluido formador do DCM (ver adiante) implica em enriquecimento de Nb e Ta na fase mineral neoformada em relação ao mineral original, mas não explica o enriquecimento na rocha, o qual, conseqüentemente, foi anterior à formação do DCM. A terceira refere-se à localização abundante de fases pegmatóides ao longo do eixo, representadas pela auréola pegmatóide.

O controle da migração de fluidos pode ter sido em parte tectônico, mas as evidências neste sentido são ainda precárias e em parte contraditórias. O alongamento do albita granito na direção N-S, contrastando com a orientação NE-SW do granito Madeira sugere a intervenção de estrutura N-S. Entretanto, as curvas de isoteores de Nb e Ta indicam seu enriquecimento no sentido NE-

SW. Segundo Pauly (1978), as maclas da criolita de Ivigtut são oriundas de efeitos mecânicos, indicando diferentes estágios de reorientação em resposta a situações de tensão de tectônica rúptil. Em Pitinga a criolita maciça é maclada, entretanto as Zonas Criolíticas A e B (Figura 21) não têm direção preferencial que possa ser relacionada a tectônica rúptil ativa durante a formação do depósito. Por outro lado, não se observa estruturas ou variações litológicas horizontais a sub-horizontais na rocha encaixante que possam ter controlado a disposição semelhante dos corpos de criolita maciça.

A paragênese magmática é caracterizada por inversões na seqüência de cristalização normalmente esperada, sendo exemplos, entre outros, a cristalização precoce de quartzo e a cristalização tardia de zircão e riebeckita. O presente trabalho confirma a existência de criolita disseminada precoce e tardia, corroborando, portanto, a idéia de magma excepcionalmente rico em F, o que explica a evolução particular da paragenese, conforme já discutido por Lenharo (1998) e Costi (2000).

Entre as zonas criolíticas A e B, identificou-se lentes de granito *hipersolvus* interdigitado ao AGN. O contato entre o granito *hipersolvus* e o AGN é marcado pela ocorrência de fenocristais de feldspato alcalino do granito *hipersolvus* no AGN, constituindo prováveis relictos do primeiro no segundo. Da mesma forma, em escala de depósito, foram identificados corpos de granito *hipersolvus* no AGN. Feições texturais identificadas no granito *hipersolvus* albitizado e no AGN, tais como aglomerados de quartzo e feldspato alcalino com contatos retos, indicam equilíbrio entre ambos, sendo envolvidos pela massa albitica em nítido desequilíbrio com os fenocristais. Estas evidências sugerem a transformação do granito *hipersolvus* em rocha do tipo AGN por processo de albitização relacionado à atuação de fluidos tardios pós-magmáticos sobre os feldspatos em estágio *subsolidus*. As descrições petrográficas revelam volume significativo de albita *en échiquier* na porção ocupada pelo DCM, especialmente na ZCB, a mais importante, sugerindo relação entre albitização e formação do DCM.

Segundo Costi (2000), a auréola pegmatóide interdigita-se com os corpos de criolita maciça, o que levaria a supor formação síncrona. Os novos dados petrográficos indicam que a formação da auréola é anterior ao DCM. Gagarinita cortada por criolita e afetada por exsoluções também anteriores à criolita, seria um dos minerais da fase pegmatóide. Gagarinita de composição semelhante foi descrita apenas em granitos albitizados, associada a veios/bolsões de quartzo e feldspato potássico. Possivelmente, assim como gagarinita, parte dos feldspatos e quartzo encontrados nos corpos de criolita maciça representa relictos da fase pegmatóide.

A relação de contato entre os corpos de criolita e a encaixante é tipicamente reativa. A mineralização criolítica promoveu a dissolução de significativo volume do AGN, com conseqüente preenchimento das cavidades pela massa criolítica. Caracterizam-se, assim, condições de P e T bastante distintas para a formação da encaixante e do minério, respectivamente. A formação dos corpos maciços dificilmente poderia ser atribuída aos estágios magmático (Lenharo 1998) ou pegmatítico (Costi 2000), pois, nestes estágios, líquidos ricos em F teriam alta fluidez, não havendo porque os corpos maciços estarem localizados apenas no eixo central vertical do albite granito, enquanto que zonas pegmatóides (sem criolita maciça) distribuem-se por todo o AGN. A formação dos corpos de criolita maciça seria, portanto, mais compatível com o estágio hidrotermal. Pelas relações texturais, o preenchimento das cavidades iniciou-se pela criolita nucleada (cristais zonados, euédricos a subédricos, sugerindo a cristalização precoce e em espaço livre), seguida pela criolita caramelo (aspecto maciço, espacialmente distribuída envolvendo criolita nucleada) e, finalmente, pela criolita branca (reflexo provável do empobrecimento da solução mineralizante, culminando em cristais incolores de caráter tardio).

V. GEOQUÍMICA DE ETR E Y EM CRIOLITA, FLUORITA E FÁCIES GRANÍTIICAS

A geoquímica de ETR em rocha total e minério total tem sido extensivamente utilizada em petrologia e metalogênese. Em ambos os casos os padrões de ETR da amostra total refletem o padrão de ETR do meio de formação e as suas condições físico-químicas. O presente estudo não se enquadra exatamente nestes casos, pois os dados essenciais são de separações minerais, em que um terceiro fator, a estrutura cristalina do mineral, influencia a capacidade de incorporação de ETR, que pode ser muito seletiva e variar muito de uma espécie mineral para outra. Como não existem estudos experimentais sobre o comportamento de criolita face aos ETR, esta lacuna é aqui parcialmente preenchida pelo estudo paralelo da fluorita, mineral no qual o significado da anomalia em Eu é bem conhecido e que, para os demais ETR, representa um amplificador quase linear do padrão do fluido (Bastos Neto 1990). O estudo de fluorita também objetivou a obtenção de informações sobre a origem da zonação da mineralização de F nas subfácies ABN e AGB. No AGN as observações petrográficas permitiram identificar 2 amostras com predominância de criolita magmática e 3 amostras com predominância de criolita disseminada tardia. No AGB, no qual a paragênese primária foi parcialmente substituída, não foi possível distin-

guir variedades texturais de fluorita, sendo selecionadas as amostras em que esse mineral é mais abundante. O estudo incluiu os três tipos de criolita do DCM e, adicionalmente, uma amostra de fluorita de veio tardio coletada em superfície.

ETR em Criolita

Os valores de ETR_{total} em amostras de criolita disseminada (Tabela 3) indicam a existência de dois grupos, o primeiro com valores de ETR_{total} mais altos (677 ppm e 1.345 ppm) corresponde a criolita magmática. No segundo, com valores muito mais baixos (29 ppm a 45 ppm), enquadram-se as 3 amostras com predominância de criolita disseminada hidrotermal. A criolita do DCM apresenta indistintamente valores muito baixos de ETR_{total} (Tabela 4). Os valores médios são de 10,33 ppm; 6,66 ppm e 8,38 ppm para os tipos nucleada, caramelo e branca, respectivamente. O maior valor de ETR_{total} observado (16,81 ppm) ocorre na criolita nucleada.

No conjunto de amostras de criolita, constata-se uma evolução constante marcada pelo enriquecimento em ETRL, desde a criolita magmática (ETRL/ETRP de 0,22 e 0,25), para criolita disseminada hidrotermal (ETRL/ETRP de 0,38 a 0,59), para criolita nucleada (0,50-2,52), para a caramelo (1,95-10,86), até a branca (3,13-13,59).

Os padrões de ETR (Figura 25) de criolita magmática e disseminada tardia têm formas bastante semelhantes entre si e em relação aos padrões do AGN (Figura 26). Observando-se os padrões de distribuição dos ETR da criolita maciça (Figura 25), alguns dos resultados analíticos não parecem bons. Entretanto, as amostras anômalas são aquelas com conteúdo de ETR extremamente baixo, o que dificulta a análise. Por outro lado, comparando-se as razões de elementos selecionados de amostras das diferentes gerações, obtém-se resultados coerentes. Finalmente, como não há na literatura análises de ETR em criolita que possam orientar melhor avaliação da qualidade dos resultados, optou-se por incluir no trabalho todos os resultados.

Os padrões de criolita nucleada (Figura 25B) assemelham-se bastante aos padrões de criolita disseminada da subfácies AGN (Figura 25A), assim como ao padrão da própria rocha AGN (Figura 26C). Comparando-se os padrões dos 3 tipos de criolita do DCM, percebe-se que a tendência de enriquecimento em ETRP apresentada pela criolita nucleada já não existe mais na criolita caramelo e inverte-se na criolita branca (Figura 25D) que é relativamente mais rica em ETRL.

O fracionamento das ETRL (La/Sm) pode ser bem avaliado devido à detecção destes elementos em todas as amostras. O fracionamento é aproximadamente constante, com valores baixos (entre 1,21 e 2,37) para todas as

Tabela 3 – Resultados das análises dos elementos terras raras e Y (ppm) de criolita disseminada e fluorita disseminada e em vênula por ICP-MS.

Amostras	Criolita disseminada					Fluorita disseminada					Fluorita Vênula
	magmática		hidrotermal			magmática		hidrotermal			
Elementos	PMR-4	PMR-5	PMR-1	PMR-3	PMR-6	PMR-7A	PMR-10	PMR-2	PMR-7	PMR-9	VF-1
La	24.37	42.88	2.96	2.05	1.83	171.17	125.76	67.84	13.84	9.72	2.26
Ce	39.17	98.34	4.17	3.78	3.76	561.31	471.41	155.95	49.69	33.16	6.40
Pr	9.55	21.75	0.70	0.52	0.70	82.67	68.88	35.28	6.74	5.01	0.77
Nd	31.55	77.56	3.47	2.68	3.51	290.29	234.83	110.40	19.45	11.55	3.15
Sm	17.15	25.85	1.25	0.93	1.17	123.53	93.44	63.43	9.78	7.93	1.00
Eu	0.50	0.93	0.05	0.03	0.05	2.31	1.63	1.38	0.18	0.15	0.03
Gd	25.05	39.80	1.71	0.96	1.54	n.d	n.d	48.98	n.d	n.d	2.06
Tb	14.23	22.48	0.74	0.36	0.50	35.17	31.49	16.64	2.87	2.49	0.39
Dy	145.67	260.20	6.91	3.29	4.15	245.30	254.08	102.09	24.83	18.53	3.22
Ho	46.75	89.11	1.97	0.92	1.39	45.24	55.33	18.31	6.54	4.08	1.06
Er	161.99	316.66	7.37	4.72	4.51	117.03	152.03	41.39	24.69	12.13	3.14
Tm	27.54	56.01	1.69	1.12	0.87	19.78	23.83	5.74	5.60	2.23	0.51
Yb	112.94	246.23	10.44	7.14	4.84	n.d	n.d	27.25	n.d	n.d	4.29
Lu	21.44	47.53	2.01	1.38	0.89	15.14	14.10	3.71	6.22	1.94	0.39
Y	188.83	209.55	34.37	18.12	14.98	1435.83	1209.77	186.71	217.86	196.39	34.81
Eu / Eu*	0.07	0.09	0.09	0.11	0.10	n.d	n.d	0.07	n.d	n.d	0.07
Ce/Ce*	0.62	0.77	0.67	0.86	0.80	1.13	1.20	0.76	1.23	1.13	1.17
La / Yb	0.22	0.17	0.28	0.29	0.38	nd	nd	2.49	nd	nd	0.53
La / Sm	1.42	1.66	2.37	2.20	1.56	1.39	1.35	1.07	1.42	1.23	2.26
La/Lu	1.14	0.90	1.47	1.48	2.06	11.31	8.92	18.27	2.23	5.00	5.84
Gd / Yb	0.22	0.16	0.16	0.13	0.32	nd	nd	1.80	nd	nd	0.48
SoETRL	121.80	266.37	12.54	9.96	10.96	1228.97	994.32	432.90	99.50	67.37	13.57
SoETRP	555.61	1078.01	32.83	19.88	18.69	477.66	530.86	264.10	70.74	41.40	15.07
ETRtotal	677.91	1345.31	45.42	29.87	29.69	1708.95	1526.81	698.38	170.42	108.92	28.67
ETRL / ETRP	0.22	0.25	0.38	0.50	0.59	2.57	1.87	1.64	1.41	1.63	0.90

Tabela 4 – Resultados das análises dos elementos terras raras e Y (ppm) em criolita maciça (nucleada, caramelo e branca) por ICP-MS.

Amostras/ Elementos	Criolita Nucleada				Criolita Caramelo				Criolita Branca			
	4I	13E	21B	25B	34C	38B	7B	8E	18D	40C	7CA	7C
La	0.89	0.89	1.05	0.89	0.87	0.95	1.10	0.85	0.90	0.90	1.46	0.88
Ce	1.33	1.67	1.99	1.31	1.26	1.61	2.65	1.17	1.46	1.49	3.53	1.30
Pr	0.20	0.28	0.26	0.18	0.18	0.22	0.34	0.17	0.21	0.22	0.47	0.20
Nd	1.63	2.04	1.75	1.52	1.55	1.67	1.93	1.49	1.64	1.68	2.61	1.63
Sm	0.48	0.74	0.60	0.45	0.47	0.54	0.66	0.44	0.50	0.53	0.92	0.50
Eu	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.03	0.02
Gd	0.20	0.76	0.45	<0,15	<0,15	0.20	0.25	<0,15	0.19	0.18	0.93	<0,15
Tb	0.04	0.33	0.20	0.02	0.01	0.07	0.09	<0,01	0.04	0.04	0.19	0.02
Dy	0.59	3.09	2.07	0.27	0.23	0.60	0.75	0.14	0.36	0.37	1.13	0.18
Ho	0.23	0.80	0.60	0.11	0.08	0.19	0.23	0.03	0.11	0.10	0.19	0.03
Er	1.08	2.51	2.15	0.45	0.35	0.61	0.77	0.14	0.37	0.36	0.39	0.09
Tm	0.32	0.45	0.44	0.10	0.10	0.12	0.15	0.03	0.06	0.08	0.04	0.01
Yb	2.76	2.75	2.69	0.79	0.80	0.78	1.02	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50	<0,50
Lu	0.55	0.45	0.52	0.16	0.15	0.14	0.17	0.05	0.07	0.07	0.02	0.00
Y	3.67	17.44	19.18	3.33	1.44	4.90	3.15	0.63	2.58	1.60	1.82	0.47
Eu / Eu*	0.21	0.11	0.16	0.18	0.17	0.19	0.16	0.18	0.16	0.16	0.11	0.15
Ce/Ce*	0.73	0.79	0.90	0.74	0.73	0.82	1.04	0.70	0.79	0.79	1.02	0.72
La / Yb	0.32	0.32	0.39	1.13	1.08	1.22	1.08	nd	nd	nd	nd	nd
La / Sm	1.86	1.21	1.74	1.98	1.85	1.78	1.67	1.92	1.79	1.71	1.58	1.77
La/Lu	1.61	1.97	2.02	5.40	5.67	6.93	6.59	17.41	13.07	12.13	93.26	218.60
Gd / Yb	0.07	0.28	0.17	nd	nd	0.25	0.25	nd	nd	nd	nd	nd
SoETRL	4.54	5.63	5.65	4.36	4.33	4.98	6.69	4.13	4.71	4.82	8.99	4.52
SoETRP	5.77	11.15	9.12	1.91	1.72	2.70	3.43	0.38	1.18	1.20	2.87	0.33
ETRtotal	10.34	16.81	14.80	6.28	6.07	7.71	10.14	4.53	5.91	6.04	11.90	4.87
ETRL / ETRP	0.79	0.50	0.62	2.28	2.52	1.84	1.95	10.86	4.01	4.03	3.13	13.59

gerações de criolita. O fracionamento dos ETRP (Gd/Yb) em criolita disseminada situa-se entre 0,13 e 0,32, verificando-se valores semelhantes para a razão Tb/Yb. No caso da criolita maciça, Gd, Tb ou Yb não foram detectados em várias amostras. Naquelas em que o fracionamento dos ETRP pode ser calculado, os valores da criolita maciça (Gd/Yb: 0,07; 0,28; 0,17; 0,25 e 0,25) são comparáveis aos da criolita disseminada. Já o fracionamento dos ETR_{total} medido pela razão La/Lu apresenta evolução muito bem definida, crescendo da criolita disseminada magmática (0,90 e 0,14), para a hidrotermal disseminada (0,47 a 2,06), para criolita maciça nucleada (1,61 a 6,93), para criolita caramelo (6,59 a 17,41), até criolita branca (93,26 e 218,60).

A anomalia de Eu é negativa em todas as amostras. Os valores dos dois tipos de criolita disseminada são muito semelhantes, com média de 0,09. O mesmo ocorre para os 3 tipos de criolita maciça mas, nestas, as anomalias de Eu são sistematicamente menos intensas (média de 0,16) do que na criolita disseminada.

ETR em Fluorita

As amostras de fluorita disseminada (Figura 25E) apresentam padrões de distribuição de ETR bastante planos. Comparativamente às fácies graníticas, são muito distintos do anfibólio-biotita sienogranito, do biotita granito e do granito *hipersolvus* (Figura 26A, B, D) que apresentam

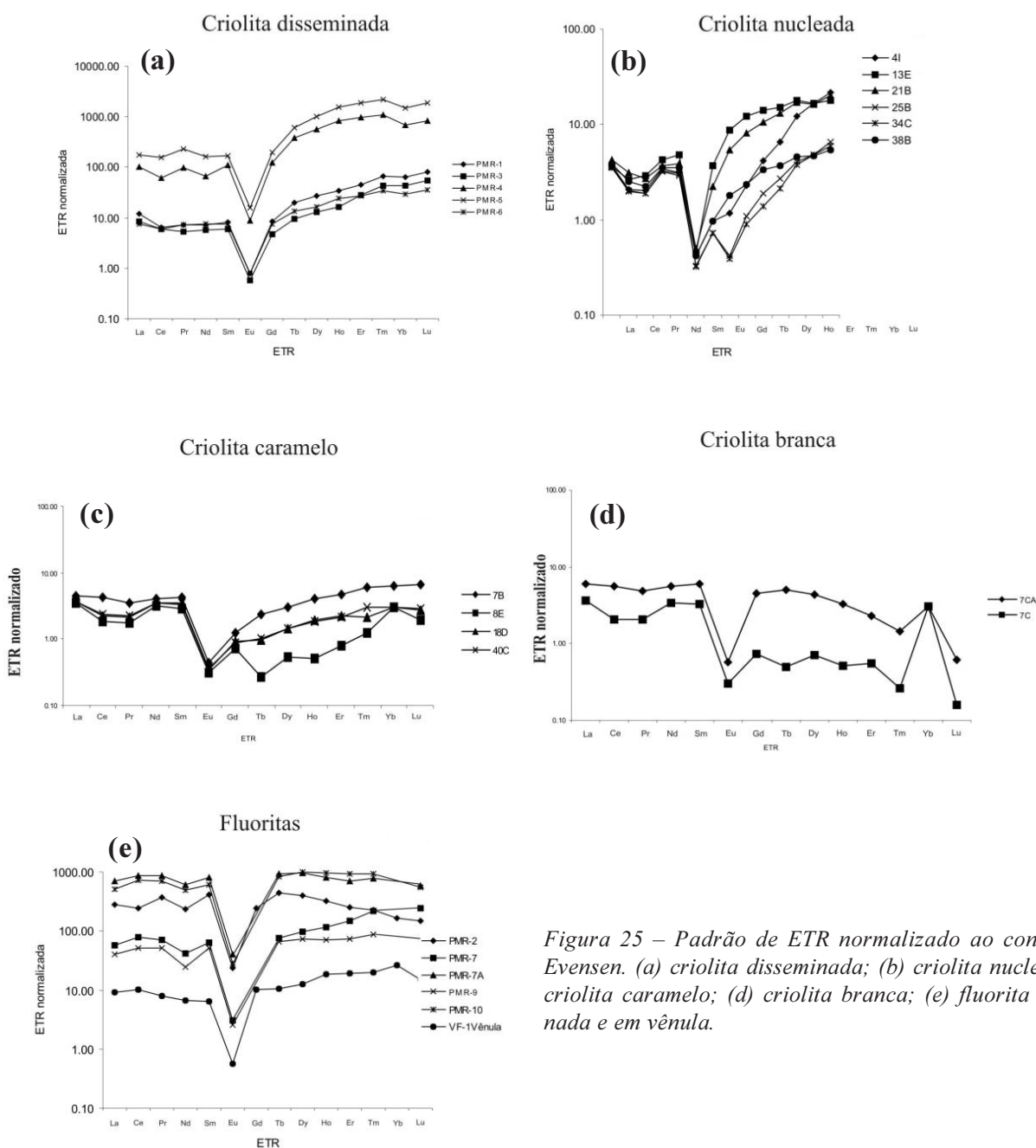


Figura 25 – Padrão de ETR normalizado ao condrito de Evensen. (a) criolita disseminada; (b) criolita nucleada; (c) criolita caramelo; (d) criolita branca; (e) fluorita disseminada e em vênula.

maior fracionamento das ETRL, mas assemelham-se aos padrões das amostras de AGN, especialmente aquelas com menores concentrações de ETR (Figura 26C). Por outro lado, semelhantemente à criolita disseminada, os conteúdos de ETR na amostras de fluorita disseminada dividem-se em dois grupos. No primeiro enquadram-se as amostras com altas concentrações de ETR (1.708 ppm e 1.526 ppm), consideradas magmáticas (ver adiante). No segundo, situam-se três amostras com concentrações de 108 ppm a 698 ppm. A fluorita de veio tardio apresenta o valor de ETR_{total} mais baixo (34,81 ppm).

Y em criolita e fluorita

A figura 27 apresenta os intervalos de variação das concentrações de Y nas amostras de criolita e fluorita. Criolita magmática apresenta teor de Y na faixa de 200 ppm. Criolita disseminada tardia apresenta concentrações muito menores (14,98 ppm a 34,37 ppm). Uma evolução gradual, marcada pelo decréscimo na concentração, pa-

rece existir da criolita disseminada tardia, passando sucessivamente por criolita nucleada e caramelo, até criolita branca. No caso da fluorita, as concentrações situam-se claramente em 3 faixas de valores: ~1.200 ppm (2 amostras), ~200 ppm (3 amostras) e 34 ppm (fluorita de veio tardio). Baixas concentrações de Y são, portanto, típicas para as fases tardias dos dois minerais, criolita e fluorita.

ETR das fácies graníticas

Os valores de ETR_{total} das fácies do granito Madeira, considerando-se também as análises de Lenharo (1999) e Costi (2000), variam de 7,59 a 1028 ppm, com média de 268,22 ppm. As maiores concentrações ocorrem em anfibólio-biotita sienogranito (ETR_{total} de 296 ppm a 1028 ppm). A subfácies AGN apresenta valores de 7ppm a 838ppm. Comparando-se os padrões de distribuição dos ETR (Figura 26), verifica-se que as fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita granito e granito *hipersolvus* formam um conjunto caracterizado pelo enriquecimento relativo

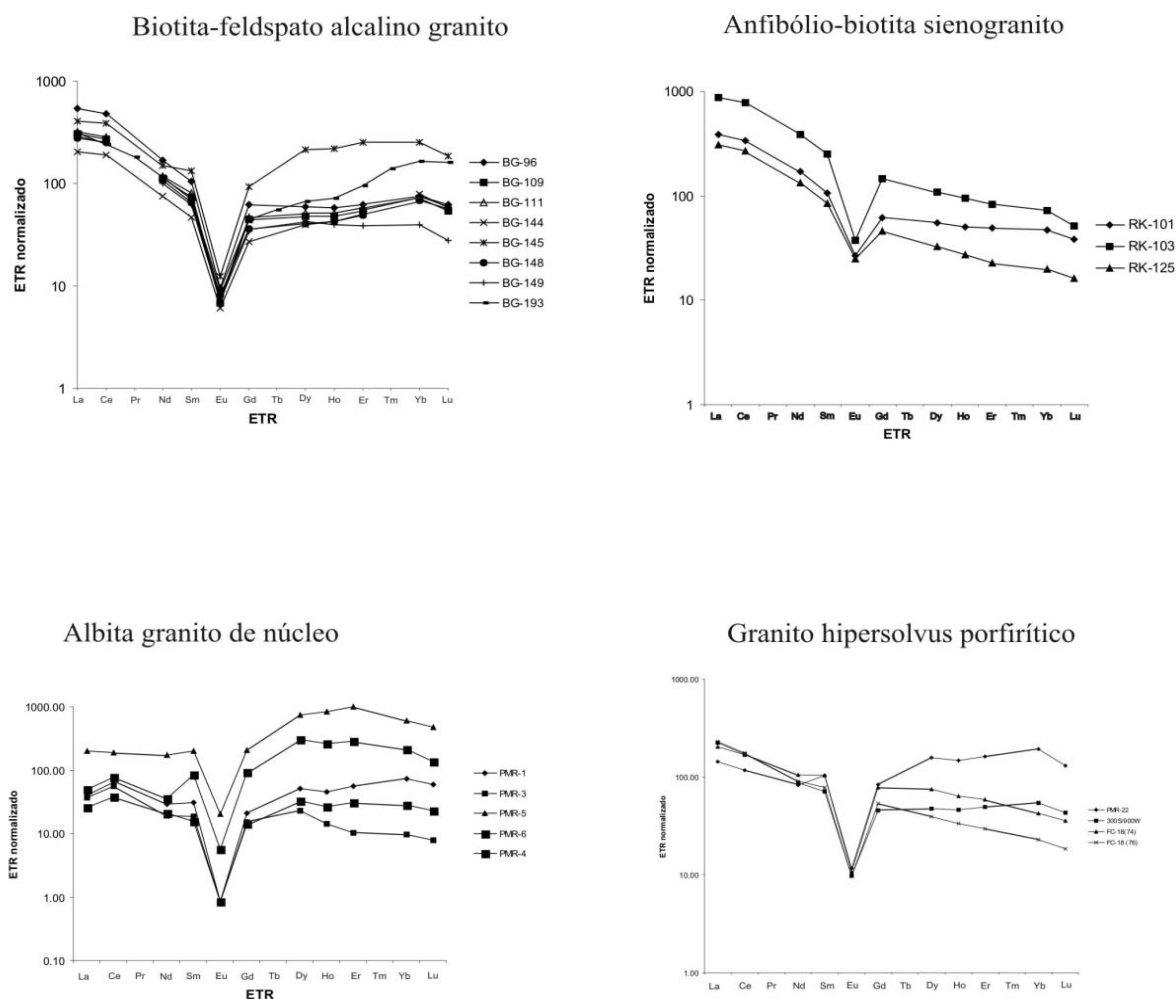


Figura 26 – Padrão de ETR (normalizado pelo condrito de Evensen) das fácies do granito Madeira: (a) biotita-feldspato alcalino granito, dados de Costi, 2000; (b) anfibólio-biotita sienogranito, dados de Costi, 2000; (c) subfácies albita granito de núcleo; (d) granito hipersolvus porfirítico.

e, ao mesmo tempo, maior fracionamento em ETRL, enquanto o AGN caracteriza-se por apresentar marcado enriquecimento relativo em ETRP, conferindo padrão do tipo “asa de gaivota”. Os padrões das subfácies de núcleo e de borda (Costi 2000) são bastante semelhantes. Anomalia negativa de Eu é característica de todas as fácies, sendo mais acentuadas em albíta granito.

A figura 28 sintetiza aspectos anteriormente delineados nas comparações entre as diversas fácies do granito Madeira e as amostras de criolita e fluorita disseminadas e de criolita maciça. As fácies anfibólio-biotita sienogranito, biotita granito e granito *hipersolvus* formam um grupo definido, sem tendência evolutiva. As subfácies AGN, AGB e albíta granito de transição, com concentrações de ETRL e ETRP mais variáveis, integram-se numa correlação. As amostras de separações minerais de criolita e fluorita correlacionam-se paralelamente ao albíta granito e mostram evolução marcada pelo empobrecimento em ETR da criolita magmática até a criolita mais tardia do DCM.

Discussão

Os padrões de ETR nas fácies do granito Madeira mostram enriquecimento pronunciado em ETRP e anomalias negativas em Eu mais acentuadas do albíta granito em relação às fácies mais precoces e ao granito *hipersolvus*. Na jazida de Ivigtut, comportamento semelhante foi observado em comparações entre a rocha encaixante e as rochas albitizadas no entorno do depósito, sendo atribuído ao metassomatismo da encaixante e à formação de íons complexos entre ETRP e $F \pm Cl$ (Pauly & Bailey 1999). Os granitos alcalinos anorogênicos nigerianos portadores de criolita apresentam enriquecimento em ETRL, acompanhado por leve enriquecimento em Eu (Bowden & Kinnaird 1984; Kinnaird *et al.* 1985), contrastando, portanto, com o observado na subfácies AGN e em Ivigtut. Por outro lado, em Pitinga o enriquecimento em ETRP, acompanhado pelo decréscimo da razão La/Yb, ocorre na seqüência anfibólio-biotita sienogranito, biotita granito, granito *hipersolvus* e albíta granito. Correlação semelhante foi observada por Sallet (1990) na fácies granítica Tabuleiro (distrito fluorítico de Santa Catarina) e, neste caso, a evolução do parâmetro é concomitante ao aumento na concentração de F e acompanhada pelo enriquecimento em ETRP. Considera-se aqui, portanto, que a geoquímica dos ETR em rocha total dificilmente poderia contribuir para a definição entre um modelo metassomático e um modelo magmático para a gênese da mineralização de criolita de Pitinga.

Estudos sistemáticos em fluorita natural (Chang *et al.* 1996) têm encontrado, em geral, as relações $Y > ETR$ e $ETRL > ETRP$. No albíta granito as relações são $ETR > Y$

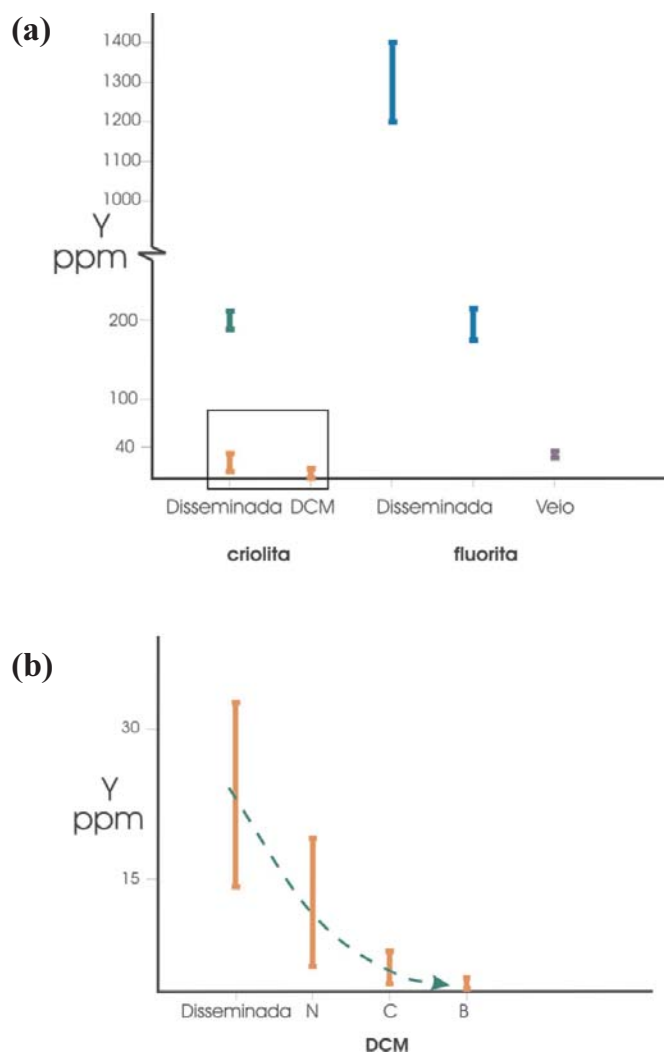


Figura 27 – (a) Intervalos de variação na concentração de ítrio nas amostras de criolita e fluorita. (b) detalhe do diagrama anterior, diferenciando as três gerações de criolita do depósito criolítico maciço.

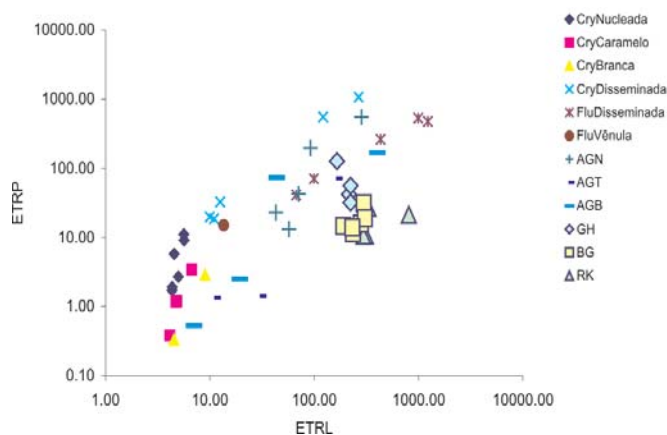


Figura 28 – Diagrama binário de correlação entre ETRP e ETRL para criolita, fluorita e fácies do granito Madeira. (Cry) criolita, (Flu) fluorita, (AGN) albíta granito de núcleo, (AGT) albíta granito transicional, (AGB) albíta granito de borda, (GH) granito *hipersolvus*, (BG) biotita-feldspato alcalino granito, (RK) anfibólio-biotita sienogranito.

e $ETRL > ETRP$. Como esperado, as amostras de fluorita magmática seguem o padrão do albita granito. Já criolita apresenta comportamento diferente. Criolita magmática apresenta enriquecimento relativo em ETR muito mais acentuado (ETR/Y de 3,6 e 6,4) que fluorita ($ETR/Y \sim 1,2$). Por outro lado, a relação $ETRP > ETRL$ da criolita magmática ($ETRL/ETRP$ de 0,22 e 0,25) é contrária à relação da rocha. Estes dois aspectos devem ser reflexo de substituição fortemente preferencial de Na pelos ETR com raios iônicos menores (Y tem comportamento semelhante aos ETRP), um efeito que é bem menos acentuado na fluorita.

Criolita maciça apresenta a relação $ETRL > ETRP$. O enriquecimento em ETRL parece contínuo, tendo iniciado já na criolita disseminada hidrotermal ($ETRL/ETRP$ de 0,38 a 0,59), e prosseguindo sem descontinuidade até a criolita branca ($ETRL/ETRP$ de 3,13 e 13,59). Não sendo estes os ETR preferencialmente incorporados à criolita, a evolução no mineral é atribuída à evolução da solução cada vez mais empobrecida em ETRP pela sua extração pela cristalização sucessiva de minerais. Ao final deste processo, formou-se a criolita mais tardia, cuja cor branca (a incolor) deve-se presumivelmente ao seu baixíssimo conteúdo de ETR_{total} . Estes são menores que os de fluorita branca a incolor dos estágios mais tardios de deposição nos filões de fluorita de Santa Catarina (ETR_{total} em torno de 15 ppm), depositada por soluções de baixíssima salinidade (1 a 2 % eq. NaCl) a temperaturas na faixa de 100°C a 140°C (Bastos Neto *et al.* 1991). No mesmo contexto, pode enquadrar-se o empobrecimento gradual de Y observado em criolita disseminada hidrotermal até a criolita branca.

A diferença sistemática na anomalia em Eu em criolita disseminada para maciça pode ser ligada à variação nas condições de oxidação-redução. No caso de fluorita, a anomalia de Eu é inversamente correlacionada à razão Eu^{2+}/Eu_{total} do mineral medida por RPE (Meary *et al.* 1985), a qual depende da razão Eu^{2+}/Eu^{3+} na solução; esta razão, para valor fixo de pH, depende de fO_2 (Sverjensky 1984). O cátion Eu^{3+} , de raio iônico menor que o de Eu^{2+} , é incorporado preferencialmente em substituição a Ca. Assim, a diminuição da razão Eu^{2+}/Eu^{3+} na solução diminui a intensidade da anomalia negativa em Eu. No caso de criolita, verificou-se a substituição preferencial de Na pelos ETR de raios iônicos menores. Conseqüentemente, a relação entre variação na razão Eu^{2+}/Eu^{3+} na solução e a anomalia no mineral é, muito provavelmente, a mesma observada em fluorita. Deduz-se, portanto, que as 3 gerações de criolita maciça formaram-se em ambiente mais oxidante do que criolita magmática e que criolita disseminada hidrotermal. Configura-se, assim, a formação de criolita disseminada hidrotermal por fluidos residuais de origem magmática, em condições de oxidação ainda

semelhantes às do ambiente magmático, enquanto o início da formação do DCM estaria relacionado a uma abertura do sistema e ao aporte de soluções mais oxidantes, possivelmente por reativação de fraturas e conseqüente ativação de sistema hidrotermal.

As concentrações de Y em fluorita disseminada, claramente agrupadas em 3 faixas de valores, permitem supor a existência de 3 gerações deste mineral. Amplo estudo realizado por Fayziyev (1990 *in* Chang *et al.* 1996) mostra que os maiores valores de Y em fluorita são encontrados nas ocorrências associadas a pegmatitos (média de 749 ppm e valor máximo de 2.884 ppm). O mesmo estudo mostra que fluorita magmática possui concentrações bem menores e as hidrotermais ainda menores que estas últimas. Considerando a formação do albita granito a partir de magma com composição de pegmatito (Costi 2000), as concentrações de Y da ordem de 1.200 ppm em amostras de fluorita disseminada parecem compatíveis com sua formação em ambiente magmático. As 3 amostras com concentrações na faixa de 200 ppm enquadrar-se-iam em estágio hidrotermal. A amostra com 34 ppm de Y, coletada em veio tardio, representa com segurança o estágio final do hidrotermalismo. Comparativamente, a criolita dos mesmos ambientes apresenta concentrações bem menores: $Y \sim 200$ ppm em criolita magmática e $Y \sim 20$ ppm em criolita hidrotermal disseminada.

A existência de fluorita magmática no AGB de borda faz supor que, antes do autometassomatismo que transformou parte do AGN em AGB (Costi 2000), já existia uma zonação, pelo menos no que tange aos minerais de minério de F mais precoces (estágio magmático): criolita no AGN e fluorita no AGB. A fluorita em vênula na subfácies AGB tem padrão ETR semelhante ao de criolita maciça nucleada e ao de criolita disseminada pobre em ETR_{total} , contrastando com a alta concentração de ETR_{total} da fluorita disseminada. Esta evidência reflete o empobrecimento em ETR_{total} no fluido do qual se cristalizou a fluorita mais tardia, à semelhança do que ocorreu com criolita.

VI. INCLUSÕES FLUIDAS (IF)

Para investigar variações verticais nas condições de formação do DCM foram coletadas amostras da criolita predominante, a caramelo, desde a Zona Criolítica Zero até a base da ZCB. Adicionalmente, foram coletadas amostras de criolita nucleada e branca. Em virtude do estudo das IF de criolita ser dificultado por algumas de suas propriedades físicas, como o índice de refração e a baixa tenacidade, outros minerais associados (quartzo e fluorita) foram estudados para verificação dos resultados. Também foram estudados quartzo e criolita disseminados (paragênese hidrotermal). Na tabela 5 constam as

amostras analisadas e os respectivos minerais que forneceram os dados microtermométricos.

Petrografia das IF e microscopia eletrônica de varredura

De maneira geral, as IF presentes nas diversas amostras de criolita, quartzo e fluorita possuem características bastante similares (Figura 29). As formas das IF em criolita são visíveis apenas com o congelamento, sendo amebóides, arredondadas ou poligonais irregulares; cristais negativos ocorrem em quartzo (Figura 29A, B e C). Existem, ainda, embora menos freqüentes, hábitos próximos a cúbicos e tubulares (paralelos às maclas em criolita). Os tamanhos são bastante variados entre 3 e 20 micrometros, chegando até 70 micrometros em fluorita. Sua distribuição geométrica mais freqüente é em trilhas restritas a um único cristal (pseudo-secundárias), muitas vezes marcando linhas de crescimento, o que permite supor o caráter primário de seu fluido (Figura 29D). Podem ocorrer inclusões isoladas ou pequenos grupos isolados, argumento comum para classificá-las como primárias, notadamente na amostra IF 8C (base da ZCB). Trilhas de IF claramente secundárias cortando os limites de cristal foram encontradas (Figura 29E) apenas na lâmina PMR-22A. Estas podem ser bifásicas ou monofásicas, ambas de composição aquosa e tamanhos em média inferiores a 3 micrometros. São comuns evidências de estrangulamento (Figura 29C).

Tabela 5 – Informações sobre as amostras em que foram estudadas inclusões fluidas.

Amostra	Localização	Minerais estudados
LC-54	zona criolítica zero	crio caramelo
FC-20/6D	topo da ZCA	crio caramelo
FC-20/9D	meio da ZCA	crio caramelo
FC 20/14D	base da ZCA	crio caramelo
FC 20/18D	topo da ZCB	crio caramelo e qz
FC 17/16A	topo da ZCB	crio caramelo
FC 12/27C	topo da ZCB	crio nucleada e qz
FC 17/14A	meio da ZCB	crio caramelo e qz
FC 17-10A	base da ZCB	crio caramelo e qz
IF 8C	base da ZCB	crio branca e fluorita
FC 20-3D	AGN acima da ZCA	qz
400N/500B	AGN distante do DCM	qz e crio disseminados
PMR – 22A	albita granito de borda	qz

(ZCA) zona criolítica A; (ZCB) zona criolítica B; (AGN) albita granito de núcleo; (DCM) depósito criolítico maciço; (crio) criolita; (qz) quartzo.

A maior parte das inclusões primárias e pseudo-secundárias em criolita, quartzo e fluorita é aquosa e bifásica, contendo eventualmente um ou mais sólidos possivelmente de saturação ou acidentais. Essas inclusões, que também podem ser monofásicas, trifásicas saturadas (Figura 29F) ou multifásicas, normalmente ocorrem associadas nas mesmas trilhas pseudo-secundárias ou grupos primários. As IF monofásicas claras são aquosas, resultado de estrangulamento ou de metaestabilidade, enquanto as escuras, em geral situadas próximas à su-

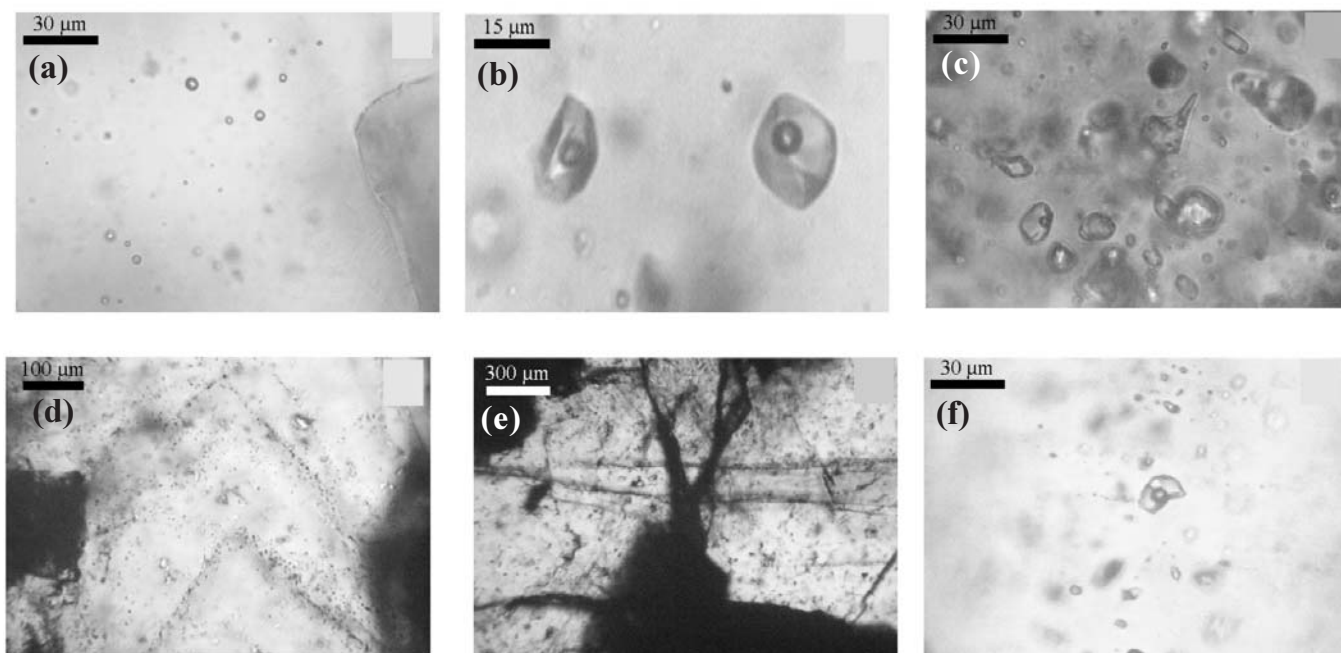


Figura 29 – Fotomicrografias das inclusões fluidas (IF) em minerais do depósito criolítico maciço. (a) IF bifásicas aquosas em criolita, notar que as bordas não são visíveis; (b) IF bifásicas aquosas em quartzo; (c) IF bifásicas aquosas pseudo-secundárias em quartzo; (d) IF primárias em linhas de crescimento; (e) Trilhas secundárias atravessando o limite de cristais de quartzo; (f) Halita em IF.

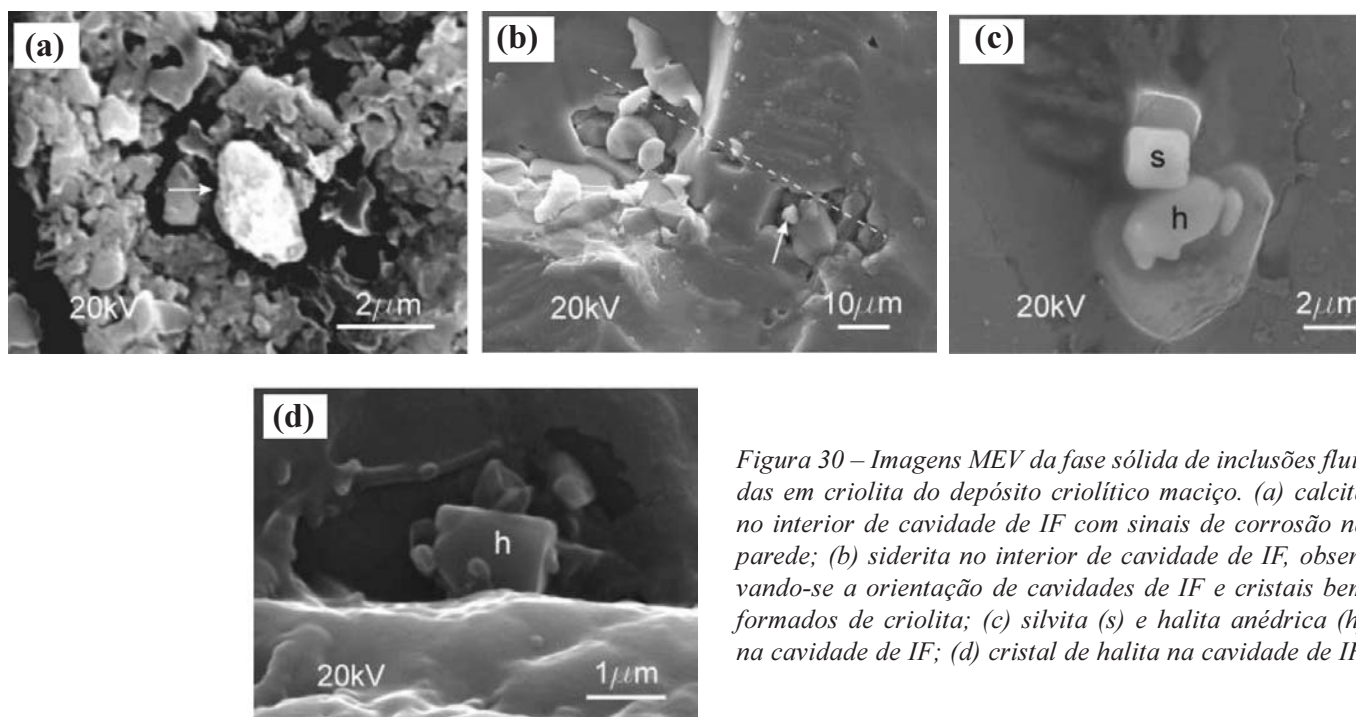


Figura 30 – Imagens MEV da fase sólida de inclusões fluidas em criolita do depósito criolítico maciço. (a) calcita no interior de cavidade de IF com sinais de corrosão na parede; (b) siderita no interior de cavidade de IF, observando-se a orientação de cavidades de IF e cristais bem formados de criolita; (c) silvita (s) e halita anédrica (h) na cavidade de IF; (d) cristal de halita na cavidade de IF.

perfície da lâmina estudada, resultam de processos de vazamento. O grau de preenchimento da fase líquida das IF bifásicas é variável entre 0,7 e 0,9. Nas IF com minerais de saturação o grau de preenchimento das fases sólidas é muito irregular, ocorrendo pequenos cristais em grandes cavidades, assim como grandes cristais em cavidades comparativamente pequenas, o que sugere o caráter acidental destes últimos. O sólido mais comum é halita, acompanhada por até três outros minerais. Foram tentativamente identificados ao microscópio petrográfico a anidrita (cristais de hábito prismático) e óxidos (de coloração ocre avermelhado). Um terceiro mineral forma cristais anédricos não identificados. Em análises ao MEV (Figura 30), os minerais identificados nas cavidades de IF foram, mais freqüentemente, halita (cúbica, Figura 30d, ou anédrica) e, subordinadamente, silvita, que podem ocorrer associadas (Figura 30c). Foram também observados, separadamente, calcita, quartzo, siderita (Figura 30b) e pirocloro. Mais raramente, se observou cavidades com sinais de corrosão na parede, contendo calcita como sólido incluso (Figura 30a).

Nas amostras de criolita caramelo do DCM notou-se a existência de duas gerações, a primeira maclada, a segunda não maclada (Figura 31). Criolita maclada é fraturada, formando faixas escuras nas quais ocorrem zircão e quartzo, este último com muitas inclusões fluidas. A partir das fraturas desenvolvem-se “línguas”, como frentes de recristalização (?) que destroem as maclas pré-existent, criando uma segunda criolita, diferente da primeira por ser homogênea. As fraturas eventualmente cortam inclusões fluidas tornando-as escuras, o que caracteriza vazamento. O processo de recristalização ocorre em ní-

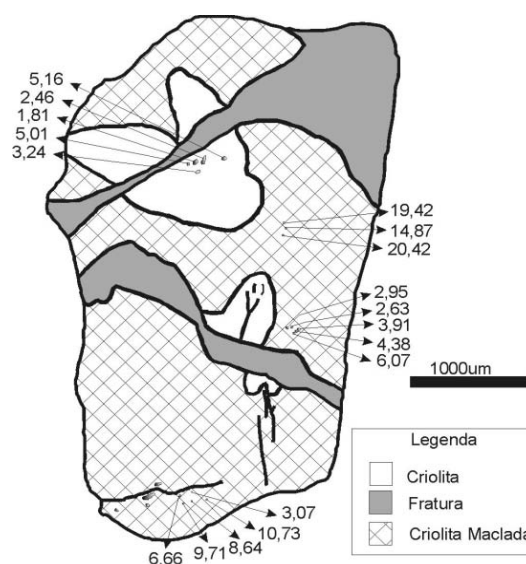


Figura 31 – Desenho esquemático de fragmento da amostra FC 17/16A, mostrando a existência de duas gerações de criolita, sendo a primeira maclada, com IF de alta e baixa salinidades, e a segunda não maclada, associada a fraturas com quartzo e zircão, e com IF de baixa salinidade. Nas IF próximas às fraturas as salinidades são baixas.

vel microscópico, o que muitas vezes não permite separar claramente as duas gerações. Finalmente, cabe registrar a ocorrência de inclusões fluidas monofásicas claras aparentemente secundárias, muito ramificadas e claramente associadas e controladas pelas maclas.

Nas amostras de criolita branca os tipos de IF presentes são os mesmos da criolita caramelo, mas dois tipos de inclusões parecem ser comparativamente mais abundantes, as IF escuras provavelmente relacionadas a vaza-

mentos (no caso não apenas relacionados à preparação da lâmina) e as IF monofásicas líquidas. É possível que a formação de parte da criolita branca seja relacionada à deformação da criolita caramelo. Quanto à criolita nucleada, não se encontrou na petrografia das IF das amostras estudadas qualquer diferença relacionável à nucleação.

Microtermometria

A temperatura de fusão final do gelo (TF) em criolita da Zona Criolítica Zero (Figura 32A) varia de -1°C a -3°C , o que corresponde a intervalo extremamente restrito em relação às demais zonas criolíticas. Entretanto, o número de medidas é considerável, indicando que o resultado é consistente.

Por sua vez, a TF em criolita da ZCA (Figura 32C) varia em intervalo bastante amplo (-1°C a -20°C), mas com distribuição que parece bimodal, caracterizando um grupo mais numeroso com TF entre -0°C e -12°C e outro com TF inferiores a -16°C . A bimodalidade é mais evidente na base (principalmente) e no topo desta zona

criolítica. No meio da Zona A as TF pertencem ao grupo de alta TF, e com TF superiores a -8°C , com uma única exceção.

Na ZCB (Figura 33), para o conjunto de minerais estudados, a variação das TF é menos ampla, entre -1 e -15°C , com poucas exceções. Comparando-se topo, meio e base, delinea-se maior variabilidade no topo e tendência da moda da TF de cada nível decrescer do topo (moda em torno de -6°C) em direção à base (moda em torno de -12°C). Observa-se que criolita branca (IF8C) e criolita caramelo (FC17/10A) fornecem resultados praticamente idênticos, com TF variando no intervalo 0°C a -13°C .

Procurou-se investigar também as IF associadas às variações microscópicas em criolita encontrando-se, em zonas brancas (Figura 31) que possivelmente correspondem à recristalização de criolita caramelo, unicamente TF mais altas (acima de -5°C), enquanto na criolita caramelo maclada as TF se distribuem desde -3°C até -20°C . Na mesma figura observam-se os resultados obtidos em IF associadas às microfissuras em criolita caramelo, na qual as TF variam entre -3°C e -10°C .

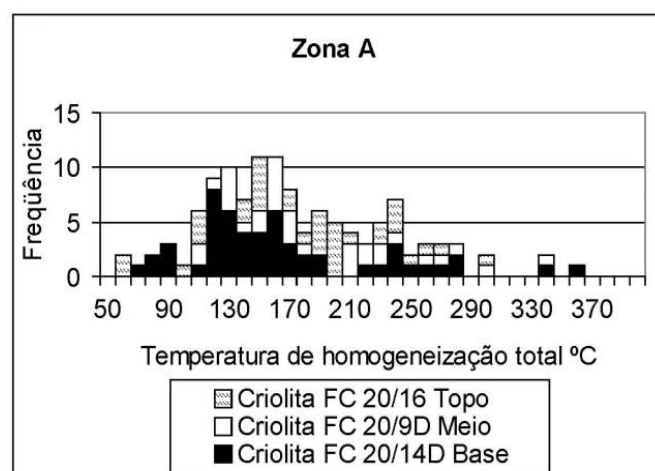
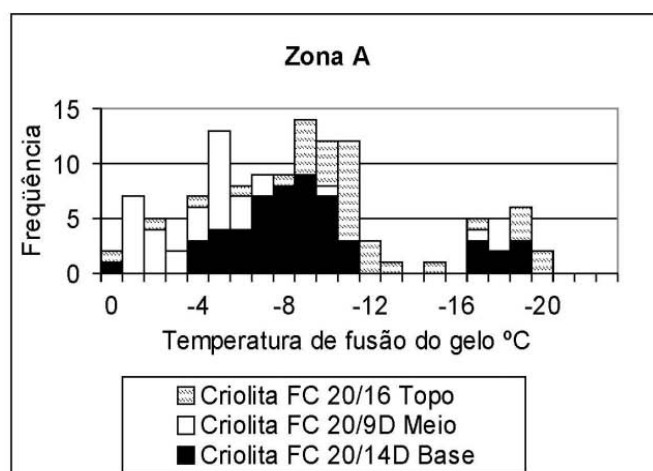
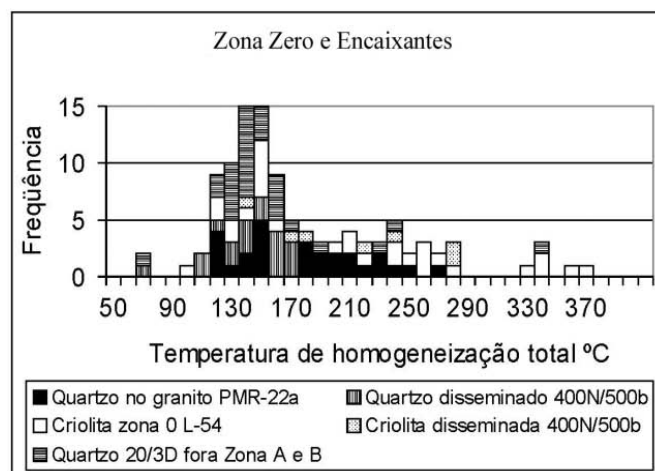
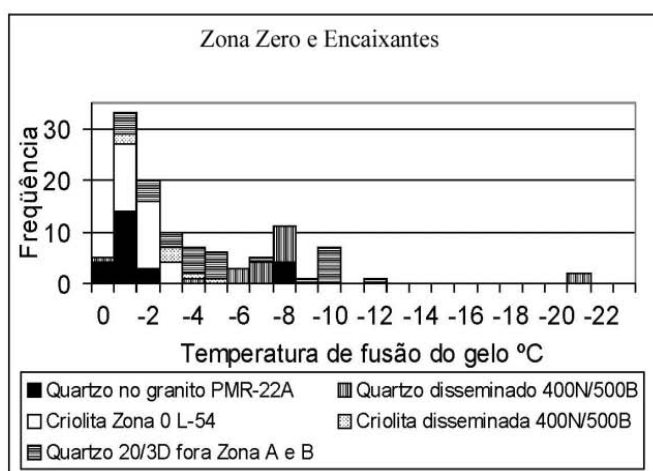


Figura 32 – Histogramas com temperaturas de fusão final do gelo e homogeneização total das inclusões fluidas em amostras da zona criolítica zero, da zona criolítica A e de minerais da rocha encaixante.

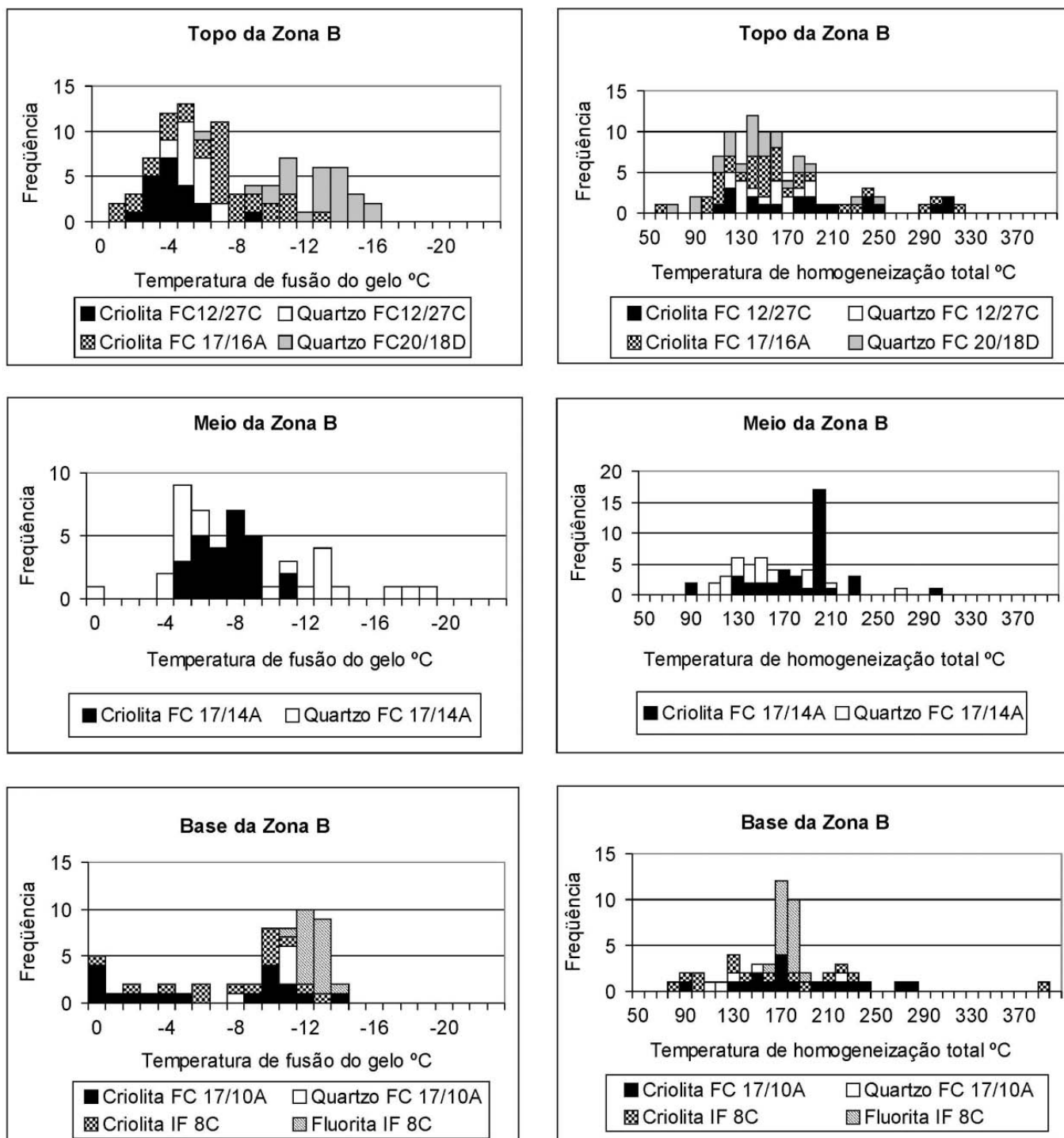


Figura 33 – Histogramas com temperaturas de fusão final do gelo e homogeneização total das amostras da base, meio e topo da zona criolítica B.

Quartzo da paragênese do DCM apresenta resultados compatíveis com os obtidos criolita nos 3 níveis investigados na Zona B. Em detalhe, nos dois níveis em que se obteve número maior de medidas (topo e meio) observa-se distribuição bimodal, com concentrações de TF em torno de -4°C e de -13°C, respectivamente. As TF da fluorita associada a criolita da base da Zona B (Figura 33E) variam pouco, entre -12°C e -14°C.

Comparando os resultados das 3 zonas criolíticas pode-se efetuar a seguinte síntese: (1) as maiores TF parecem ser mais típicas das partes mais superiores (Zona Criolítica Zero e topo da ZCA); (2) a base da ZCB parece ser caracterizada por baixas TF; (3) as porções intermediárias (base da ZCA e topo da ZCB) são aquelas em que se constata maior variabilidade dos resultados e tendência de distribuição bimodal, especialmente em quartzo.

Quanto às medidas efetuadas nos minerais do albita granito (Figura 32A), quartzo associado a criolita disseminada do AGN, em furo que corta o DCM (amostra FC20/3D), apresenta TF entre 0°C e -11°C. Não foi possível efetuar medidas em criolita disseminada desta amostra. No furo 400N/500B, distante do DCM, quartzo da paragênese hidrotermal apresenta TF entre -5°C e -9°C, com duas exceções. Criolita desta paragênese forneceu TF entre -1°C e -6°C.

Quanto às temperaturas de homogeneização total (TH) também se observou grande variação, entre 100°C e 300°C, no conjunto de minerais. Criolita foi o mineral que registrou a mais ampla variação de TH, excetuando-se a criolita do meio da ZCB com TH entre 130 e 200°C. Praticamente todas as inclusões saturadas, com cubos de halita, crepitaram durante o aquecimento em temperaturas muito irregulares, exceto duas que homogeneizaram por desaparecimento da fase sólida em 356,7 e 435,1°C,

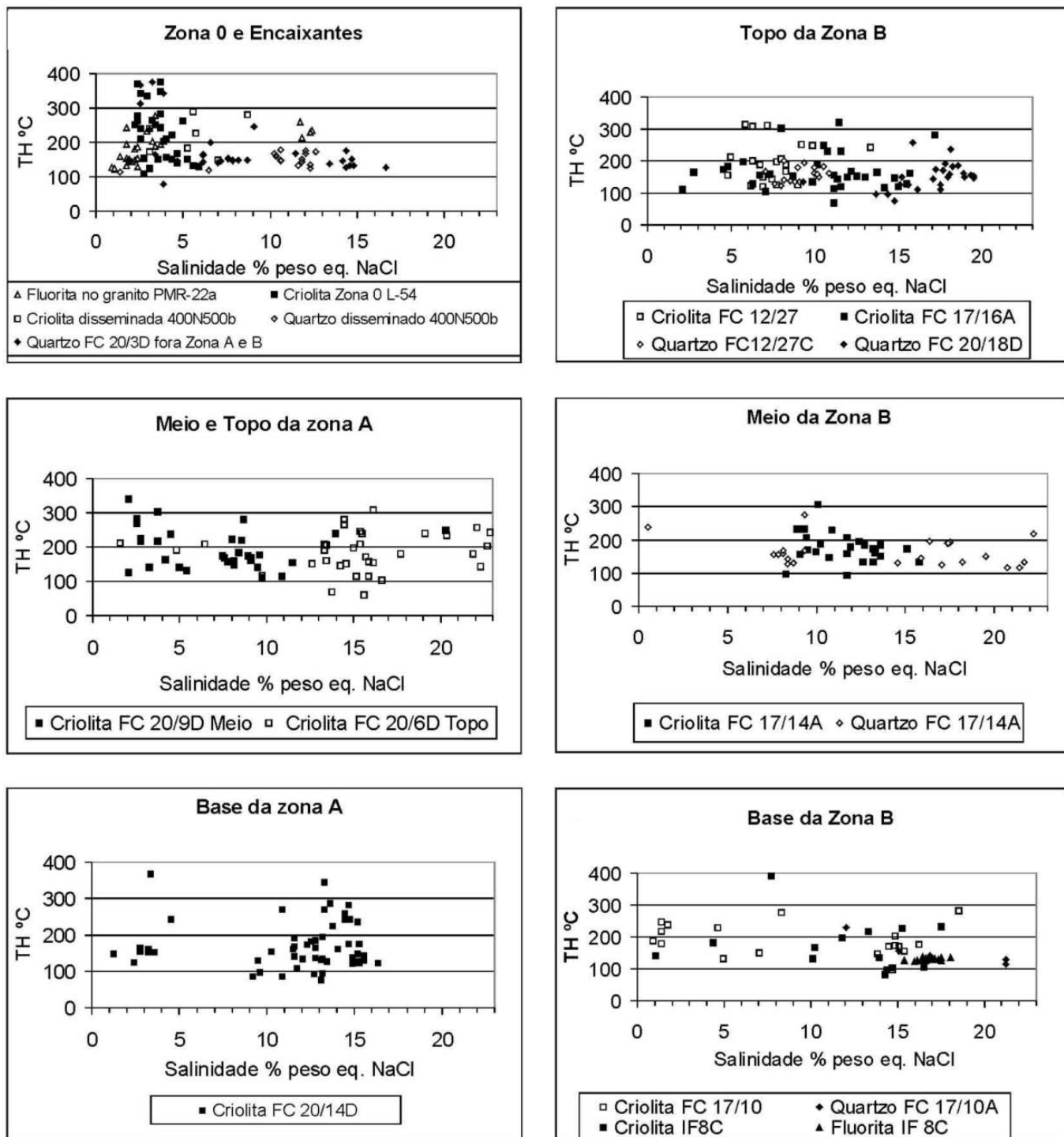


Figura 34 – Diagrama relacionando temperatura de homogeneização e salinidade de todas as amostras estudadas.

reforçando a possibilidade de seu caráter accidental, ao invés de saturação.

Quartzo associado a criolita, observado apenas na ZCB, apresentou TH variando entre 100°C e 200°C. Fluorita, encontrada somente na base desta mesma zona, mostrou resultados mais restritos, entre 170°C e 190°C. Enquanto em quartzo disseminado no AGN (400N/500b) foram determinadas TH entre aproximadamente 110°C e 200°C, o quartzo no AGB (PMR 22a) difere um pouco por suas TH atingirem o máximo de 270°C (Figura 32).

A figura 34 apresenta os diagramas de correlação entre temperatura de homogeneização e salinidade (em % peso equivalente NaCl) para todas as IF estudadas. A maioria dos diagramas evidencia a presença de dois grupos de salinidade, um em torno de 5% peso eq. NaCl e outro acima de 10% peso eq. NaCl. As exceções são o topo da ZCB e, principalmente, o meio da ZCB, onde o grupo de baixa salinidade é representado por apenas um resultado. No geral, as TH não parecem ser influenciadas pela localização das amostras.

Discussão

Em criolita da ZCA nota-se dois grupos de salinidade, um em torno de 5% peso eq. NaCl e outro acima de 10% peso eq. NaCl (Figura 34). A variação se reflete na aparência das inclusões, as de maior salinidade são mais densas e, portanto, possuem um índice de refração mais alto, permitindo visualizar as paredes da inclusão, enquanto nas de menor salinidade só é possível ver a bolha de gás. Na escala das amostras a distribuição dos dois grupos de salinidade é complexa. Em criolita maclada IF dos dois grupos ocorrem muito próximas e com características petrográficas tipicamente primárias. Já nas zonas em que a recristalização destrói a criolita maclada (Figura 31) aparentemente ocorrem apenas as IF do grupo de baixa salinidade. Por outro lado, é possível que parte das IF de baixa salinidade presentes em criolita maclada esteja associada a zonas de recristalização não perceptíveis ao microscópio petrográfico comum. Provavelmente, o sistema foi inicialmente dominado por fluido de alta salinidade ao qual se relaciona a formação de criolita caramelo. Em seguida, ocorreu o aporte episódico de fluido de baixa salinidade que, gradualmente, passou a predominar no sistema e a ele se relaciona a formação de criolita não maclada.

A ampla variação de TH em criolita poderia ser devida à sua dureza baixa ou a processos de estrangulamento. Entretanto, as amostras com as mais amplas variações nas TH são aquelas em que se registrou, também, as maiores variações nas TF, parâmetro que não é influenciável por vazamento ou processos de estrangulamento.

Grande parte das mudanças nas TH deve refletir, portanto, alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Neste sentido, destaca-se que a única criolita que apresenta tendência vertical na distribuição das TH é a da Zona Zero (Figura 34A), justamente a mais próxima à superfície, o que permite interpretar que esta tendência corresponde a resfriamento de 400°C a 100°C e não a efeito de estrangulamento. Assim, embora as TH sejam amplamente distribuídas entre 100°C e 300°C e não apresentem correlação com a salinidade, considera-se que a presença de dois fluidos está bem caracterizada, sendo, inclusive, corroborada pelos resultados obtidos em quartzo e fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados.

A associação de IF, caracterizada pela ampla variação de salinidade e TH, com muito pouco ou nenhum de CO₂, encontrada na criolita de Pitinga é característica de eventos pós-magmáticos (Sheperd *et al.* 1985; Roedder & Bodnar 1997). A presença limitada de inclusões saturadas corresponde aos dados obtidos por Ronchi *et al.* (2003) para parte do depósito do Salobo, em Carajás. Corroborar-se, portanto, pró-parte, o estudo preliminar de Minuzzi *et al.* (2001). Entretanto, outras interpretações apresentadas neste trabalho devem ser revistas. Para os autores, o DCM poderia ter tido evolução inicial em estágio magmático, conforme os modelos de Lenharo (1998) ou de Costi (2000), mas as IF encontradas têm características de inclusões primárias em relação a eventos de cristalização de criolita. As baixas TH, tanto em criolita como em quartzo, e a ausência de deformação sobre o minério sugeririam que o depósito sofreu processos de remobilização/recristalização até temperaturas da ordem de 150°C. Ou seja, consideraram que as IF magmáticas poderiam ter sido na sua maior parte eliminadas ou modificadas por processos de recristalização e que as IF analisadas seriam primárias em relação a estes processos.

A amostragem bem mais ampla efetuada no presente trabalho permitiu evidenciar os fluidos altamente salinos anteriormente descritos, mas também deformação (*vide* IF associadas às fraturas, por exemplo), embora de baixa intensidade, afetando criolita e processos de recristalização também relacionados à deformação, mas concomitantes ao aporte de novo fluido. Além disso, constatou-se que a presença de maclas é muito comum no DCM e, neste sentido, observa-se que o maclamento de criolita de Ivigtut foi atribuído (Pauly 1978) a efeitos mecânicos, indicando diferentes estágios de reorientação em resposta a situações de tensão de tectônica rúptil, e que o mesmo pode ter ocorrido em Pitinga. A inexistência de inclusões magmáticas ou de TH mais altas, atribuíveis a

ambiente magmático, em outros minerais do DCM, como quartzo e fluorita, permite afirmar que a formação do depósito ocorreu em ambiente hidrotermal. Finalmente, os dados de IF dos minerais da paragênese pós-magmática disseminada no albíta granito mostram que eles e o DCM tiveram condições de formação muito semelhantes.

VII. ESTUDO DE PIROCLORO E COLUMBITA DA ENCAIXANTE DO DCM

Segundo Chakoumakos (1984) e Lumpkin & Ewing (1988 e 1992), os minerais do grupo do pirocloro possuem estrutura cúbica com faces centradas (ou pseudocúbica de acordo com Hodgson & Le Bas 1992), classe hexaoctaédrica, Fd3m; Z = 8. A estrutura é derivada da estrutura da fluorita. A fórmula estrutural ideal do pirocloro é $A_2^{VIII}B_2^{VI}X_6^{IV}Y^{IV}$, onde A e B são cátions metálicos e X e Y são ânions. Pirocloro natural tem fórmula geral $A_{2-m}B_2X_6Y_{1-n} \cdot pH_2O$ ou, segundo Hodgson & Le Bas (1992), $A_{16-m}B_{16}O_{48}(O,OH,F)_{8-n} \cdot pH_2O$ sendo que, conforme Hogarth (1989), m, n e p são números não racionais, em que cada cátion B coordena-se com seis íons X e cada íon X compartilha dois octaedros. Segundo Hodgson & Le Bas (*op. cit.*), variações estequiométricas podem atingir extremos com m= 1,7; n= 1,0 e p= 2,5. Chakoumakos & Ewing (1985) e Chakoumakos (1984), baseados nos raios iônicos de Shanon (1976), afirmam que, na estrutura ideal de pirocloro, os cátions do sítio A possuem raio iônico entre 0,087 e 0,155nm e os cátions do sítio B têm raio iônico variando entre 0,040 a 0,078 nm. Por essa razão, Hogarth (1959) (*apud* Van der Veen 1963) afirma que o tamanho da célula unitária pode assumir valores entre 10,20 e 10,39Å. A ampla gama de cátions que possivelmente compõem pirocloro e sua distribuição nos sítios são descritas por Ohnenstetter & Piantone (1988), Hogarth (1989) e Lottermoser & England (1988).

Segundo Ercit (1994), a fórmula estrutural ideal de columbita é AB_2O_6 , em que os sítios A e B são ocupados por cátions metálicos ligados a oxigênio, com estrutura do tipo αPbO_2 . O sítio A é composto principalmente por Fe^{2+} e Mn^{2+} (U, Pb, Ca, Sn, Na, Ba, Sr, K, Y, Th, Bi, Cs, Mg, ETR) e o sítio B é composto por Nb e Ta (Ti, Fe, Sn, W, U, V, Zr), todos em coordenação VI (octaédrica). Columbita pertence ao sistema ortorrômbico (dipiramidal), grupo espacial Pbcn. As substituições Fe^{3+} , Ti^{4+} , Sn^{4+} , Sc, Sb^{+5} , W^{6+} aumentam o volume da célula unitária e a desordem ixiolítica, que é definida como o grau de ordenação dos cátions durante a cristalização de fases individuais. Segundo Ohnenstetter & Piantone (1988), os pólos são ordenados enquanto os termos intermediários (pseudo-ixiolitas) são desordenados.

Distribuição, observações petrográficas e ao microscópio eletrônico de varredura

A coleta de amostras no DCM e na encaixante próxima foi efetuada a partir de testemunhos de 3 furos de sondagem que atravessam verticalmente o DCM. Para comparação, foram coletadas amostras mais distantes do DCM, no furo L3300/5350, que atravessa, do topo para a base, o AGB, uma zona transicional (aqui designada AGT) e atinge o AGN, e no furo L450N/F750W, que está inserido unicamente no AGN. As amostras de AGN destes dois furos distantes do DCM são designadas AGNEX.

As 3 variedades de pirocloro identificadas (U-Pb-pirocloro, Pb-U-pirocloro e U-pirocloro) (Minuzzi 2004) não podem ser distinguidas opticamente, necessitando do apoio de análises ao MEV ou (MSE). O mesmo ocorre na identificação de columbita em pirocloro parcialmente columbitizado e, em estágio mais avançado da columbitização, na identificação de pirocloro relicto em columbita.

A distribuição das 3 variedades de pirocloro nos furos de sondagem que atravessam o DCM, é apresentada na tabela 6. U-Pb-pirocloro ocorre principalmente acima da ZCA. Nas zonas criolíticas A e B este pirocloro ocorre apenas nas amostras de albíta granito intercaladas nas respectivas porções basais. Pb-U-pirocloro tem distribuição mais ampla nas zonas criolíticas. Nas amostras de AGN mais distais (AGNEX) encontra-se apenas Pb-U-pirocloro. U-pirocloro é observado unicamente na subfácies transicional.

Os grãos de pirocloro (Figura 35A) são marrons, amarelos ou caramelos, são subédricos a euédricos e têm tamanho variando entre 0,07mm e 0,41mm. Os cristais ocorrem principalmente no interstício dos grãos de albíta e

Tabela 6 – Distribuição em profundidade de pirocloro (Py) e columbita (Col) em albíta granito de núcleo (AGN) na zona do depósito criolítico maciço.

Prof. (m)	Cota (m)	UPbPy	PbUPy	Col	Posição
74,8	66,86	x		x	acima da ZCA
95,18	46,48	x	x	x	acima da ZCA
115,45	26,21	x	x	x	acima da ZCA
117,41	24,25			x	ZCA
130,64	11,02			x	ZCA
139,66	2			x	ZCA
166,81	-25,15	x	x		Base da ZCA
186,4	-44,74		x	x	Topo da ZCB
224,91	-68,64			x	ZCB
246,56	-157,67			x	ZCB
270,16	-129,55	x	x		Base da ZCB
313,94	-157,67			x	Base da ZCB

(ZCA) zona criolítica A; (ZCB) zona criolítica B

dos demais minerais acessórios (cassiterita, zircão, micas e anfibólio). Também ocorrem inclusos em quartzo e, localmente, em feldspatos. Os contatos dos grãos de pirocloro com os de albita e criolita em geral apresentam bordas reativas, especialmente com este último mineral (Figura 35B, C). Os contatos com zircão e quartzo são retilíneos, límpidos, indicando ausência de reação.

Cristais opticamente mais homogêneos (Figura 35A) são mais típicos de U-Pb-pirocloro. U-Pb-pirocloro e Pb-U-pirocloro podem ocorrer num mesmo cristal (Figura 35D, E), assim como Pb-U-pirocloro e U-pirocloro. U-Pb-pirocloro e U-pirocloro não são observados numa mesma amostra. A transformação de um pirocloro para outro pode se iniciar segundo planos preferenciais de fratura ou clivagem (Figura 35H), ou sem controle aparente (Figura 36). Cristais de pirocloro com diferentes intensidades de alteração podem ocorrer numa mesma amostra; aqueles em contato com criolita são sempre os mais

alterados. Quanto mais heterogêneo opticamente for o cristal, maior a variação composicional. Nas bordas dos três tipos de pirocloro são observadas auréolas de óxido de ferro (Figura 35D), mais desenvolvidas em Pb-U-pirocloro e U-pirocloro do que em U-Pb-pirocloro. No interior de Pb-U-pirocloro e U-pirocloro ocorrem cristais individuais ou aglomerados opacos, observáveis apenas ao MEV, que, nos casos analisados, são constituídos unicamente por chumbo (Figura 35F).

Columbita ocorre de forma quase generalizada nos furos que atravessam o DCM e nas amostras de albita granito transicional. Entretanto, não é observada nas amostras da AGN dos furos mais distais. Os grãos de columbita possuem formas e dimensões semelhantes às de pirocloro original, podendo conter pirocloro relicto em quantidades variáveis (Figura 35G). Os contatos com quartzo, albita e zircão são retilíneos, localmente irregulares, e em geral límpidos. O contato com criolita é retilíneo a reentrante e

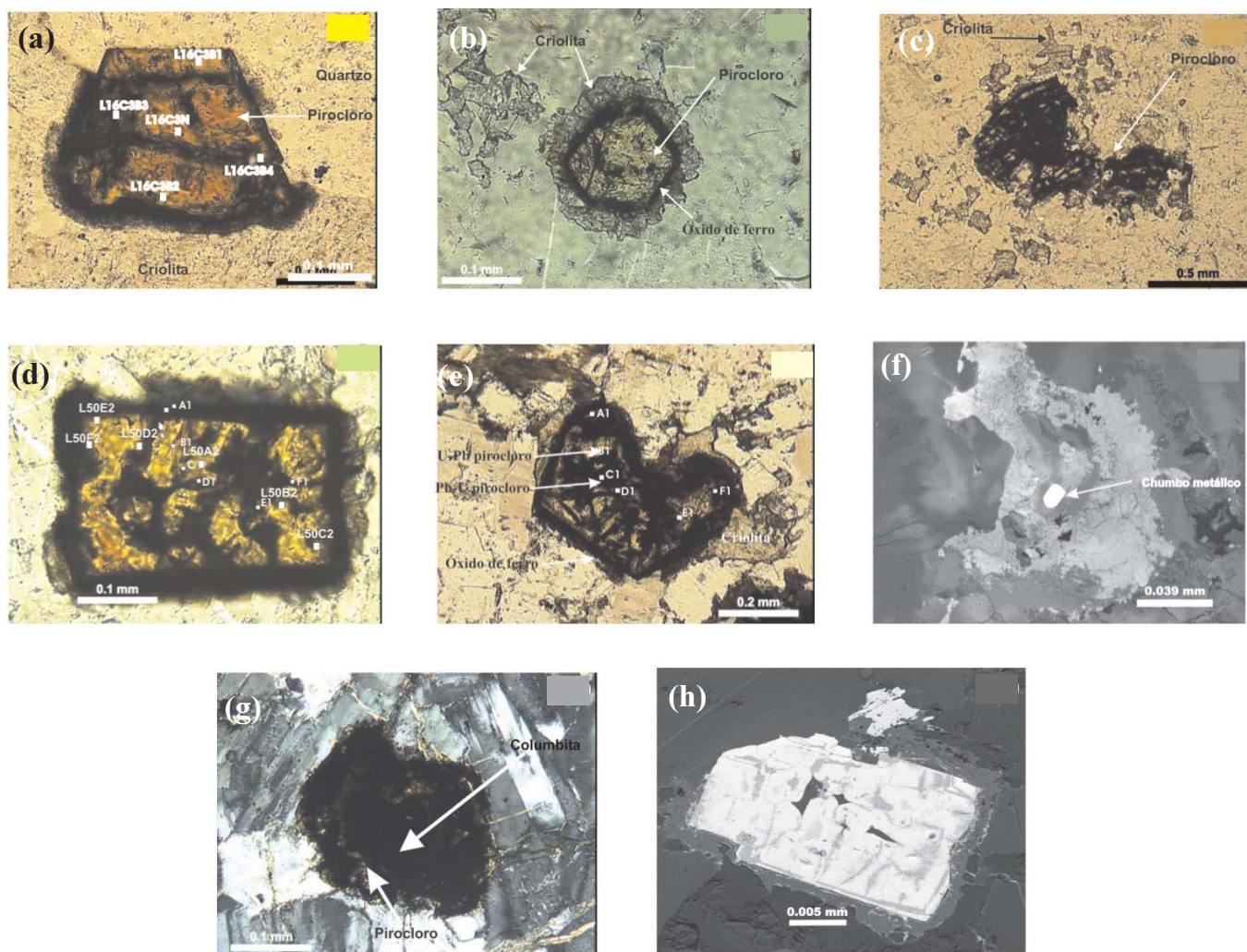


Figura 35 – Fotomicrografias. (a) pirocloro com alteração incipiente (LN); (b) pirocloro com borda ferruginosa e auréola reativa com criolita (LN); (c) pirocloro corroído por criolita (LN); (d) Pb-U-pirocloro com borda ferruginosa (LN); (e) Pb-U-pirocloro com U-Pb-pirocloro (LN); (f) imagem MEV de pirocloro com exsolução de chumbo metálico; (g) columbita com resquícios de U-pirocloro (NC); (h) imagem MEV de pirocloro afetado por columbitização seguindo planos preferenciais.

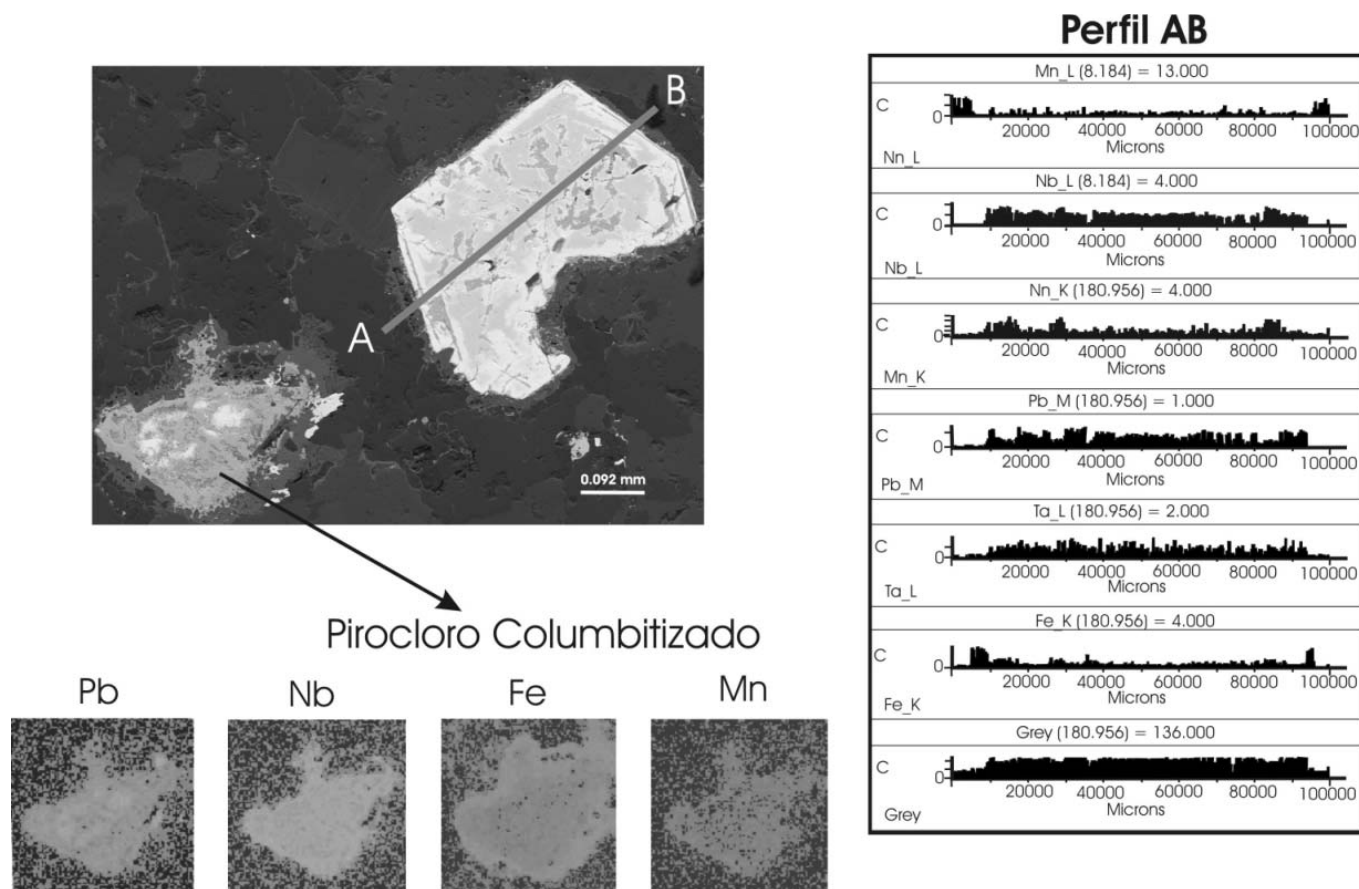


Figura 36 – Mapa de elementos em pirocloro em estágio avançado de columbitização e perfil analítico em pirocloro incipientemente columbitizado.

com a mica branca é irregular. Os grãos constituídos exclusivamente (ou quase exclusivamente) por columbita tendem a ser isótipos e geralmente subédricos. Nestes se observa ao MEV distribuição de elementos bastante uniforme, com exceção de Fe mais abundante nas bordas, o que se deve provavelmente à auréola rica em Fe formada nos estágios mais precoces de alteração (ainda como pirocloro).

Composição química do pirocloro

Composições químicas e fórmulas estruturais representativas das 3 variedades de pirocloro, calculadas com base em Ercit *et al.* (1994), são apresentadas na tabela 7. No diagrama de classificação para o grupo do pirocloro (Hogarth 1977), baseado nos cátions do sítio B, as 3 variedades encontradas enquadram-se no subgrupo pirocloro (Figura 37). Segundo a classificação do referido autor, os cátions do sítio A definem as variedades individuais em cada subgrupo. Assim, no caso de Pitinga, o pirocloro foi classificado em 3 variedades: U-Pb-pirocloro, Pb-U-pirocloro e U-pirocloro. Esta figura ilustra as características mais marcantes encontradas, como o empobrecimento muito acentuado em Pb acompanhado pelo enri-

quecimento relativo em U e Nb, e a existência de toda a gama de composições ao longo destas substituições no conjunto de amostras estudadas. Por outro lado, em uma determinada amostra, na passagem de U-Pb-pirocloro para columbita nem sempre há formação de fases intermediárias (Pb-U-pirocloro ou U-pirocloro), ou seja, provavelmente a formação das diferentes variedades depende da intensidade de alteração, que pode variar em diferentes porções de um grão em função de diferenças cristalográficas (clivagens, fraturas, defeitos cristalinos) ou da composição química.

Na tabela 8 constam as variações nas concentrações dos óxidos dos principais cátions dos sítios A e B. Nesta tabela, Pb-U-pirocloro é apresentado separadamente, conforme a amostragem: Pb-U-pirocloro N (amostras do AGN das zonas criolíticas) e Pb-U-pirocloroNEX (amostras do AGN dos furos distais). Considerando os valores médios dos óxidos, observa-se evolução contínua desde U-Pb-pirocloro até U-pirocloro, marcada pela perda de Pb e enriquecimento relativo em U, Nb, Ta e Ti. Destaca-se o grande enriquecimento em Nb₂O₅ de U-Pb-pirocloro (38,42%) para Pb-U-pirocloro (50,29%). Com relação a outros constituintes (Tabela 9), ocorrem algumas diferenças quase sistemáticas entre as 3 variedades,

Tabela 7 – Composições representativas das variedades de pirocloro (Py) e respectivas fórmulas estruturais (análises por microsonda eletrônica).

Pirocloro	UPbPy	UPbPy	PbUPy	PbUPy	UPy	UPy
Prof. (m)	95,18	115,45	231,96	95,18	150,19	150,19
Subfácies	AGN	AGN	AGNEx	AGN	AGT	AGT
Ponto	PONTO 1	L7D-B1	L50B4	L5D-A2	L5B6	L5C6
Nb ₂ O ₅	36,44	42,36	54,26	49,04	51,89	50,91
Ta ₂ O ₅	4,64	5,33	6,20	6,16	6,90	7,06
SiO ₂	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	0,43	0,84	1,46	1,07	1,34	0,90
ZrO ₂	0,13	0,09	0,06	nd	0,17	0,02
ThO ₂	0,71	0,31	0,20	0,49	0,49	0,47
UO ₂	10,80	17,47	17,49	18,22	23,86	23,39
Y ₂ O ₃	nd	0,16	0,20	0,30	0,23	nd
La ₂ O ₃	0,20	0,29	0,91	0,53	0,69	0,43
Ce ₂ O ₃	1,44	2,40	3,49	2,53	2,64	2,32
CaO	0,07	0,51	1,79	0,78	0,15	0,20
MnO	0,09	0,10	0,16	0,07	0,96	0,88
FeO	4,30	2,98	0,58	0,35	3,32	4,13
PbO	33,67	23,68	5,84	12,48	3,12	1,95
Na ₂ O	0,73	1,02	1,23	0,83	0,26	0,13
SnO ₂	1,64	0,45	2,19	2,55	1,30	1,02
WO ₃	0,01	0,13	0,05	0,42	0,05	0,38
Sb ₂ O ₅	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F	0,30	0,32	1,45	1,12	0,12	0,24
TOTAL	95,67	98,54	97,64	97,00	97,56	94,49
Fórmula estrutural com base em Ohnenstetter & Piantone (1988)						
Pb ⁺²	6,674	4,279	0,906	2,141	0,463	0,290
U ⁺⁴	1,771	2,607	2,240	2,590	2,906	2,851
Tb ⁺⁴	0,120	0,049	0,267	0,074	0,060	0,059
Mn ⁺²	0,060	0,057	0,081	0,041	0,443	0,408
Na ⁺¹	1,044	1,336	1,374	1,038	0,289	0,145
Ca ⁺²	0,060	0,369	1,108	0,539	0,094	0,119
Y ⁺³	nd	0,057	0,065	0,106	0,067	nd
La ⁺³	0,060	0,074	0,194	0,123	0,141	0,086
Ce ⁺³	0,394	0,590	0,736	0,588	0,530	0,467
Sn ⁺⁴	0,479	0,123	0,501	0,654	0,282	0,224
Sb ⁺⁵	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Soma A	10,661	9,541	7,470	7,894	5,275	4,649
Nb ⁺⁵	12,133	12,861	14,092	14,153	12,839	12,616
Ta ⁺⁵	0,933	0,975	0,970	1,070	1,027	1,053
Ti ⁺⁴	0,240	0,426	0,631	0,515	0,557	0,375
Zr ⁺⁴	0,043	0,033	0,016	nd	0,047	0,007
Si ⁺⁴	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Fe ⁺²	2,652	1,680	0,283	0,188	1,523	1,896
W ⁺⁶	nd	0,025	0,008	0,074	0,007	0,053
Soma B	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000	16,000
F	0,310	0,320	3,260	1,120	0,310	0,640

(AGN) albita granito de núcleo; (AGNEx) albita granito de núcleo distante do depósito criolítico maciço; (AGT) albita granito transicional; (nd) não detectado.

mais especialmente entre U-Pb-pirocloro e Pb-U-pirocloro. Este último é mais rico em Ca, Ce, Sn e F.

Nos diagramas binários de correlação (Figura 39A, B, C, D), destaca-se bem o caráter contínuo das substituições entre os elementos principais (Pb, U, Nb, Ta e Ti) na passagem de U-Pb-pirocloro até U-pirocloro. Pb pode ser usado, portanto, como marcador do grau de transformação do pirocloro. Nos diagramas de correlação de Pb com Ca, Ce, Sn e F (Figura 39E, F, G, H), constata-se que estes elementos são enriquecidos no pirocloro, concomitantemente à perda de Pb, desde U-Pb-pirocloro (U-Pb-Py) (AGN) até Pb-U-pirocloro (Pb-U-Py) (AGNEX). Entretanto, na passagem para U-pirocloro (U-Py) (AGT), a seqüência é descontinuada, ocorrendo o empobrecimento nestes 4 elementos. Ferro em pirocloro

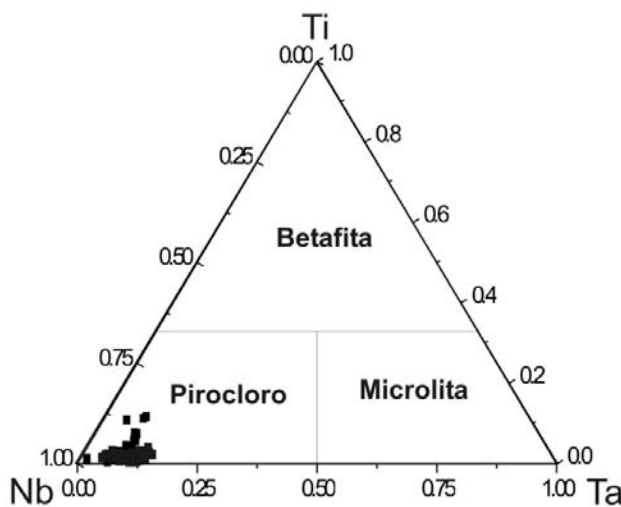


Figura 37 – Diagrama de classificação Ti-Nb-Ta (Ercit et al. 1994) para pirocloro de Pitinga.

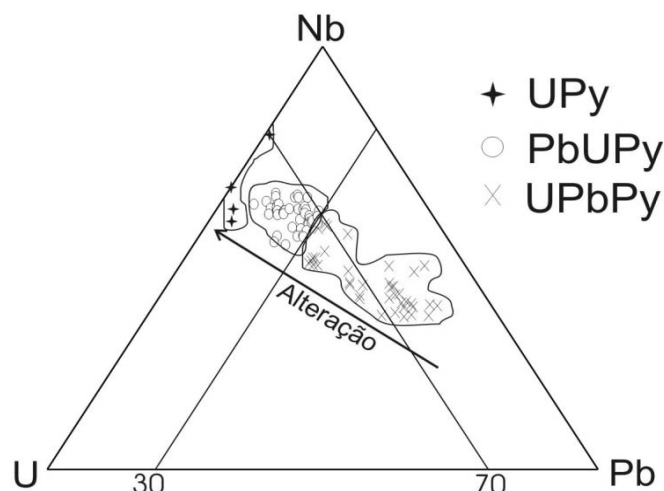


Figura 38 – Diagrama de classificação Pb-U-Nb (Hogarth 1977) para as variedades de pirocloro do albita granito. (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro.

Tabela 8 – Concentração (peso %) dos principais óxidos constituintes das 3 variedades de pirocloro (Py).

	PbO %	UO ₂ %	Nb ₂ O ₅ %	Ta ₂ O ₅ %	TiO ₂ %
U-Pb PyN	21,80-37,23	4,96-18,17	34,52-43,51	2,47-5,86	0,24-1,90
Média	(29,855)	(12,26)	(38,42)	(4,10)	(0,86)
Pb-U PyN	6,17 - 16,58	10,06 - 20,49	39,81 - 54,95	2,28 - 6,45	0,37 - 1,68
Média	(10,94)	(16,22)	(50,29)	(4,65)	(1,14)
Pb-UPyNEX	3,90 - 16,62	16,58 - 21,94	44,22 - 54,64	5,00 - 6,09	0,35 - 1,75
Média	(9,84)	(18,88)	(50,28)	(5,69)	(1,15)
U-PyT	0-3,12	20,09-24,48	48,71-50,91	6,60-7,19	0,90-1,89
Média	(1,91)	(22,95)	(50,53)	(6,94)	(1,39)

Tabela 9 – Concentração (peso %) de CaO, Ce₂O₃, SnO e F das diferentes variedades de pirocloro (Py) e média das concentrações dos pontos analisados.

	CaO %	Ce ₂ O ₃ %	SnO %	F %
UPbPyN	< 0,01 - 0,63	1,07 - 3,39	0,31 - 1,67	0,01 - 0,42
Média	(0,19)	(2,05)	(0,85)	(0,25)
PbUPyN	0,17 - 1,95	1,78 - 4,23	1,57 - 4,78	0,19 - 1,49
Média	(1,04)	(3,16)	(2,89)	(0,97)
UPyT	0,16 - 0,32	0,77 - 2,65	0,39 - 1,31	< 0,01 - 0,24
Média	(0,24)	(1,89)	(0,99)	(0,10)

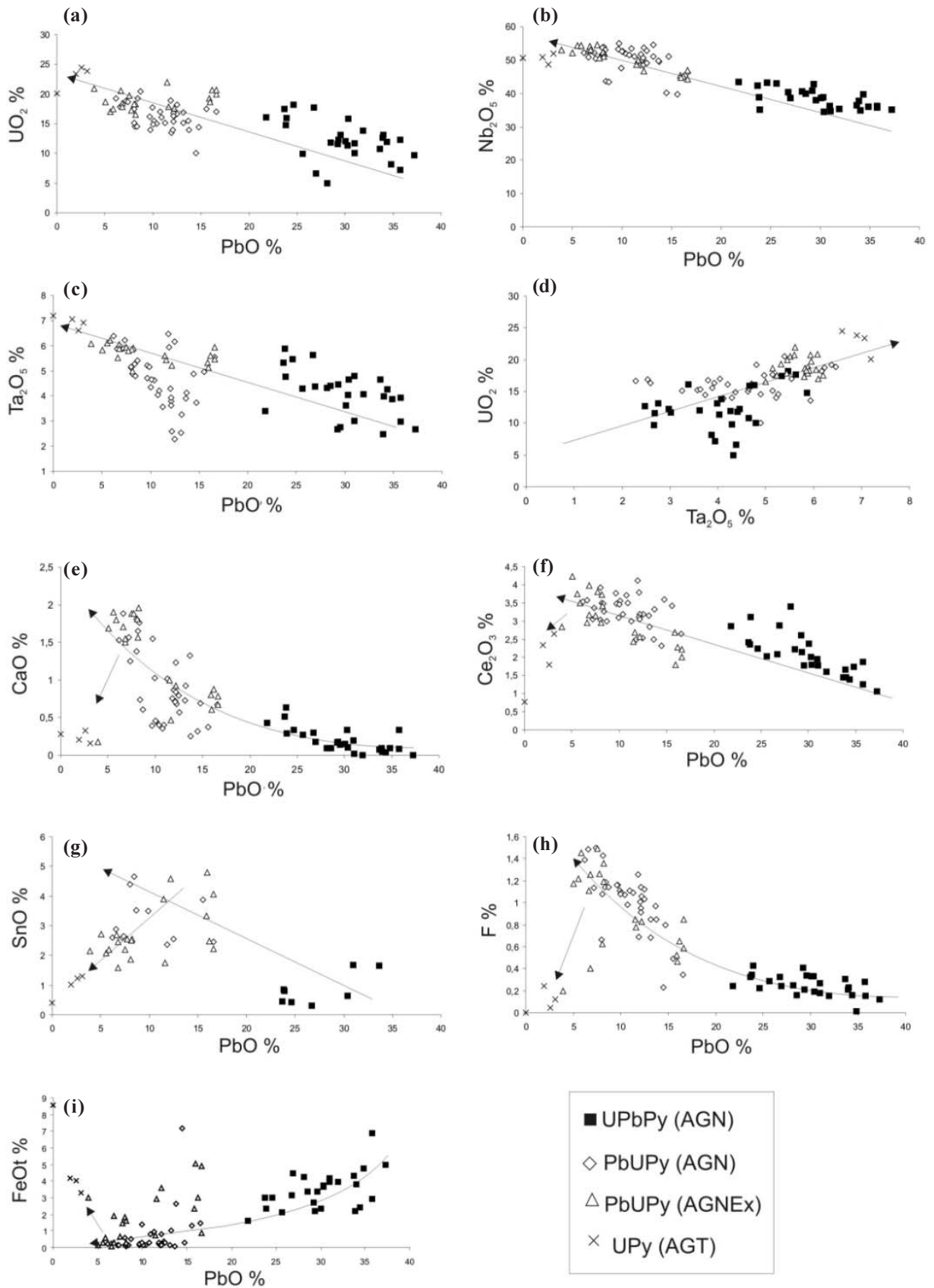


Figura 39 – Diagramas binários para pirocloro de Pitinga. (a) UO_2 vs PbO ; (b) Nb_2O_5 vs PbO ; (c) Ta_2O_5 vs Pb ; (d) UO_2 vs Ta_2O_5 ; (e) CaO vs PbO ; (f) Ce_2O_3 vs Pb ; (g) SnO vs PbO ; (h) F vs PbO ; (i) $FeOt$ vs PbO . (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro; (AGN) albíta granito de núcleo; (AGNEx) albíta granito de núcleo distante do depósito criolítico maciço; (AGT) fácies de transição entre albíta granito de núcleo e albíta granito de borda.

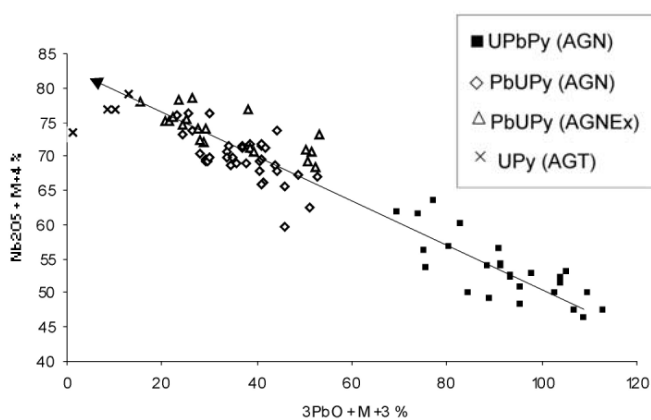


Figura 40 – Diagrama $Nb_2O_5 + M^{+4} \times 3PbO + M^{+3}$ para as diferentes variedades de pirocloro.

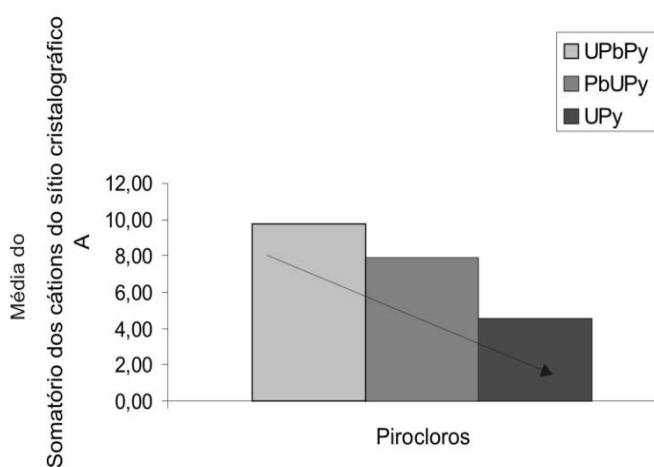


Figura 41 – Somatório dos cátions do sítio cristalográfico A de pirocloro. (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro.

(Figura 39I) tem comportamento contrário ao dos elementos anteriores, mostrando empobrecimento ao longo da passagem de U-Pb-pirocloro (AGN) até Pb-U-Py (AGNEX) e enriquecimento na passagem para U-Py (AGT). Possivelmente, a auréola rica em Fe existente nos grãos de pirocloro alterados seja ligada às transformações em que ocorre a perda deste elemento em pirocloro.

Análise estatística efetuada possibilitou verificar, ainda, a existência de substituições complexas, envolvendo cátions de sítios diferentes. A substituição envolvendo Sn foi, provavelmente, do tipo $3Pb^{2+}(A) + M^{3+}(B) = M^{5+}(B) + Sn^{4+}(A)$, que apresenta excelente correlação negativa (Figura 40). Nenhuma correlação significativa é obtida quando Sn é testado com número de oxidação +2. Por outro lado, ao longo do processo de alteração de pirocloro, existem outras substituições que implicam o aumento gradual no número de vacâncias no sítio cristalográfico A (Figura 41).

Tabela 10 – Composições representativas de columbita e respectivas fórmulas estruturais (análises por microsonda eletrônica).

Local	Encaixante topo zona A		Zona criolítica A		Zona criolítica B		Albita granito transicional	
	AGN		AGN		AGN		AGT	
Prof.(m)	95,18m	95,18m	117,410	139,660	186,400	224,910	150,19m	150,19m
Pontos	L5D-C3	L5D-D3	L8C1B3	L12C3B2	L19C2B3	L18C2B1	L5A3	L5A6
Nb ₂ O ₅	62,87	61,94	69,00	67,66	62,04	68,99	71,56	58,63
Ta ₂ O ₅	6,54	6,11	5,27	5,79	5,08	6,14	2,55	5,55
SiO ₂	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
TiO ₂	1,94	1,68	1,16	4,06	6,65	1,33	1,21	7,27
ZrO ₂	0,05	0,02	0,20	0,10	0,23	0,37	0,02	nd
ThO ₂	nd	nd	nd	0,19	0,32	0,21	nd	0,04
UO ₂	0,29	2,42	0,42	0,15	1,93	nd	1,03	nd
Y ₂ O ₃	0,05	nd	nd	nd	0,16	nd	nd	nd
La ₂ O ₃	0,07	0,30	0,14	nd	0,02	nd	0,09	nd
Ce ₂ O ₃	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
CaO	0,00	0,00	nd	0,01	nd	0,04	1,09	2,94
MnO	7,35	7,72	10,07	7,93	6,09	3,82	7,97	3,85
FeO	9,34	8,57	7,000	10,06	8,46	15,73	7,44	1,74
Fe ₂ O ₃	2,51	2,30	4,17	1,55	5,24	nd	4,61	14,89
SrO	na	na	nd	nd	0,01	0,07	na	na
PbO	nd	nd	nd	0,60	0,29	nd	nd	nd
Na ₂ O	nd	0,08	0,01	0,03	0,09	0,01	0,03	nd
K ₂ O	na	na	nd	0,01	nd	0,02	na	na
SnO	1,35	1,41	na	na	na	na	0,66	1,66
WO ₃	0,06	0,62	na	na	na	na	0,28	0,37
Sb ₂ O ₅	nd	nd	na	na	na	na	nd	nd
F	0,08	0,06	nd	nd	0,03	0,01	0,35	1,79
Total	92,54	93,29	97,45	98,15	96,64	96,74	98,94	98,77
Fórmula estrutural calculada com base em 12 Cátions								
Fe ⁺²	1,930	1,790	1,360	1,940	1,630	3,120	1,420	0,320
Fe ⁺³	0,520	0,480	0,810	0,300	1,010	0,000	0,880	2,740
Mn ⁺²	1,540	1,630	1,980	1,550	1,190	0,770	1,540	0,720
Y ⁺³	0,010	*	*	*	0,020	*	*	*
La ⁺³	0,010	0,030	0,010	*	*	*	0,010	*
Ca ⁺²	*	*	*	*	*	*	0,010	0,270
Sr ⁺²	*	*	*	*	*	*	0,010	*
Pb ⁺²	*	*	*	0,040	0,020	*	*	*
Na ⁺²	*	0,040	*	0,010	0,040	*	0,020	*
K ⁺²	*	*	*	*	*	*	0,010	*
Th ⁺⁴	*	*	*	0,010	0,020	0,010	*	*
Soma A	4,010	3,970	4,160	3,850	3,930	3,930	4,140	4,470
Nb ⁺⁵	7,030	6,980	7,250	7,060	6,470	7,400	7,370	5,830
Ta ⁺⁵	0,440	0,410	0,330	0,360	0,320	0,400	0,160	0,330
Ti ⁺⁴	0,360	0,320	0,200	0,700	1,150	0,240	0,210	1,200
Zr ⁺⁴	0,020	0,130	0,020	0,010	0,030	0,040	0,050	*
U ⁺⁴	0,010	*	0,020	0,010	0,100	*	*	*
Sn ⁺⁴	0,130	0,140	*	*	*	*	0,060	0,150
W ⁺⁶	nd	0,040	*	*	*	*	0,020	0,020
Soma B	7,990	8,020	7,820	8,140	8,070	8,080	7,870	7,530
Total	12,000	11,990	11,980	11,990	12,000	12,010	12,010	12,000

(AGN) albita granito de núcleo; (AGT) albita granito transicional; (na) não analisado; (nd) não detectado, (*) não calculado

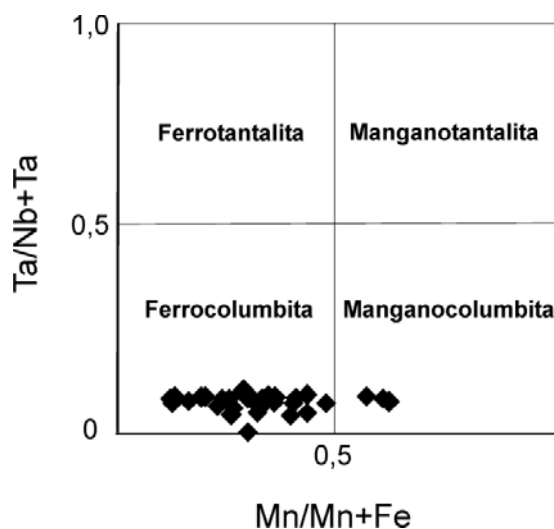


Figura 42 – Diagrama de classificação $(Mn/(Mn+Fe))$ vs $(Ta/(Ta+Nb))$ (Moreau & Tramasure 1964) para columbita do albita granito.

Composição química de columbita

Composições químicas representativas da columbita estudada, com as respectivas fórmulas estruturais calculadas com base em 24 oxigênios, são apresentadas na tabela 10. O diagrama de classificação baseado nas razões Nb/ (Nb+Ta) e Mn/ (Fe+Mn) (Figura 42) mostra tratar-se de ferrocolumbita e, mais raramente, de manganocolumbita, sendo esta última encontrada apenas na zona criolítica A.

A tabela 11 apresenta as concentrações médias dos óxidos dos principais cátions da columbita. Destaca-se a existência de zonação vertical com aumento constante nos teores de Nb₂O₅ e Ta₂O₅ em columbita desde as amostras da AGN acima da ZCA até a ZCB. As amostras da fácies de transição têm concentrações nestes elementos compatíveis com as amostras coletadas acima da zona criolítica A. As variações nas concentrações de FeO, Fe₂O₃ e MnO são mais irregulares.

Tabela 11 – Concentrações (peso%) dos principais constituintes de columbita (Col) de Pitinga.

	Nb ₂ O ₅	Ta ₂ O ₅	Nb ₂ O ₅ / Ta ₂ O ₅	FeO	Fe ₂ O ₃	MnO
Col AGN	60,79 a 73,06	0,82 a 6,54		6,16 a 12,10	0,35 a 9,25	4,59 a 8,58
média	61,30	4,37	15,09	9,32	2,94	6,28
Col ZCA	57,35 a 69,55	5,03 a 6,29		1,15 a 12,10	0,44 a 17,36	6,24 a 11,79
média	66,84	5,80	11,70	7,90	4,39	8,32
Col ZCB	62,04 a 73,22	3,91 a 7,78		8,46 a 17,19	0,26 a 5,24	2,36 a 8,76
média	68,74	5,89	12,11	13,33	1,92	4,84
Col AGT	58,63 a 71,56	2,48 a 6,25		1,74 a 8,96	4,61 a 14,89	3,85 a 7,97
média	63,36	4,58	16,36	6,27	8,78	5,49

(AGN) albita granito de núcleo acima da ZCA; (ZCA) zona criolítica A; (ZCB) zona criolítica B; (AGT) albita granito transicional.

Na figura 43 observa-se a existência de acentuada correlação negativa FeO(total) vs MnO e que as 4 amostras de manganocolumbita encontradas na ZCA, embora estejam distantes das demais em termos de composição, enquadram-se perfeitamente na referida correlação. Columbita do AGN acima da zona A e da fácies de transição têm composições intermediárias às das duas zonas criolíticas. No diagrama MnO vs FeO (Figura 43B), a boa correlação negativa persiste apenas para as amos-

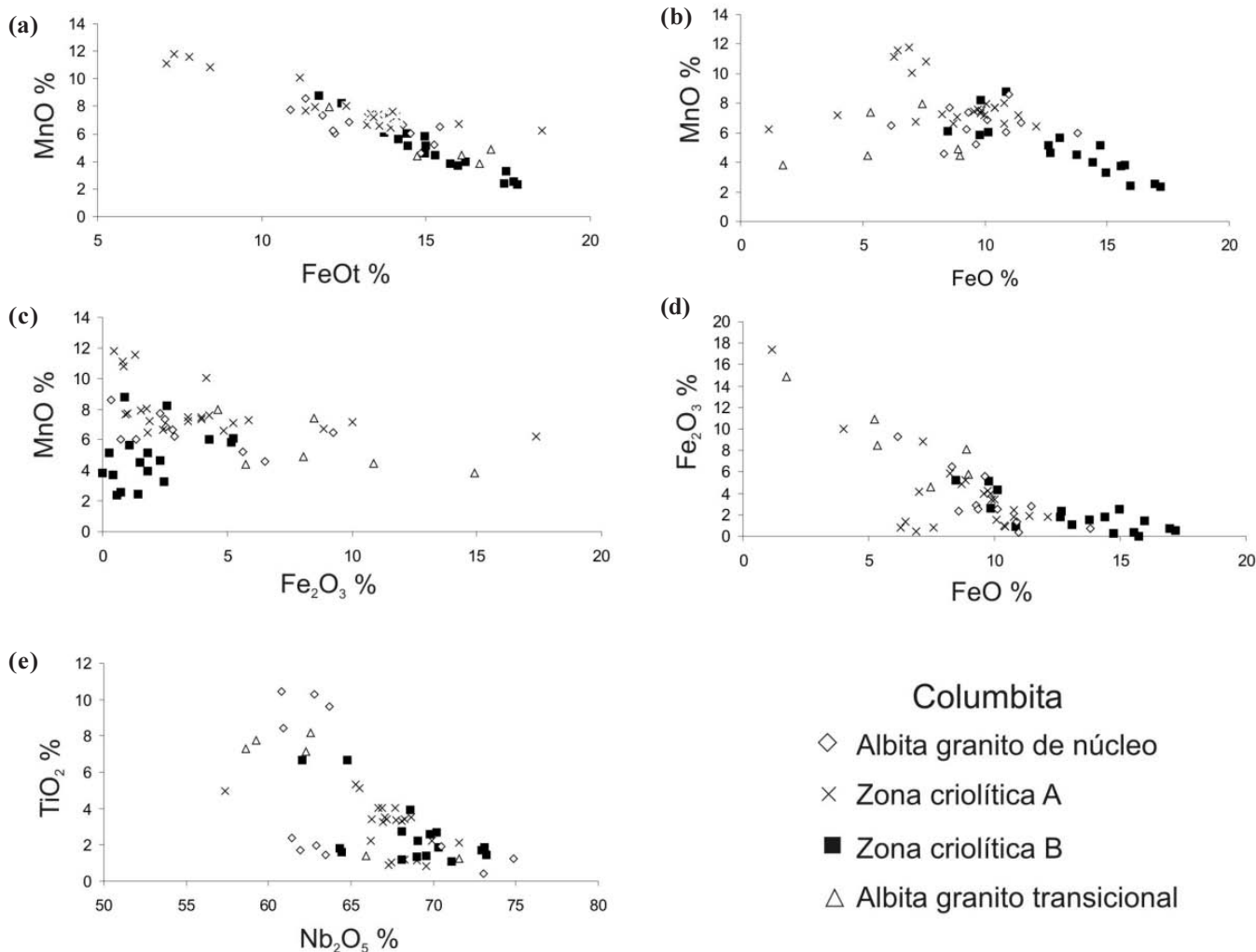


Figura 43 – Diagramas binários para columbita de Pitinga. (a) MnO vs FeOt; (b) MnO vs FeO; (c) MnO vs Fe₂O₃; (d) Fe₂O₃ vs FeO; (e) TiO₂ vs Nb₂O₅.

tras da ZCB. A correlação desaparece totalmente no diagrama $\text{MnO vs Fe}_2\text{O}_3$ (Figura 43C), em que se observa que columbita da zona criolítica A tem grande variabilidade das concentrações de Fe_2O_3 e que columbita da zona de transição é, caracteristicamente, a mais oxidada. O diagrama $\text{FeO vs Fe}_2\text{O}_3$ (Figura 43D) evidencia perfeitamente que o ferro presente em columbita da ZCB se encontra essencialmente no estado reduzido.

Pb é detectado em cerca de 35% das análises de columbita, sendo usualmente verificado nas amostras oriundas da ZCA, na qual seu teor atinge até 1,03% de PbO . Sua presença é gradualmente mais rara em profundidade, tendo sido detectado em apenas 2 amostras da ZCB. Em columbita da subfácies transicional, Pb foi encontrado em apenas uma análise, com teor de 1,10% de PbO , o mais alto do conjunto estudado. Observa-se que são necessárias análises adicionais para verificar o significado deste resultado. O urânio é presente na grande maioria das amostras de columbita e com concentrações de até 2,43% de UO_2 . Os teores deste óxido também diminuem com o aumento da profundidade, sendo que em columbita da ZCB a concentração média é de apenas 0,25%. Os teores de SnO_2 em columbita variam de 0,67% até 3,48%, sem que haja padrão de distribuição definido.

O tratamento estatístico dos resultados analíticos possibilita identificar algumas substituições complexas. Por exemplo, os sítios A e B, quando analisados independentemente, apresentam as correlações $-0,93$ para os cátions $\text{M}^{+2} \times \text{M}^{+3}$ (sítio A) e $-0,82$ para os cátions $\text{M}^{+4} \times \text{M}^{+5}$ (sítio B). Os resultados corroboram a atuação da substituição euxenítica (Ercit 1994): $\text{M}^{2+} (\text{A}) + \text{M}^{5+} (\text{B}) \Leftrightarrow \text{M}^{3+} (\text{A}) + \text{M}^{4+} (\text{B})$. Verifica-se, também, o enriquecimento em cátions M^{+5} (Ta^{+5} , Nb^{+5}) em relação aos cátions M^{+4} (Si^{+4} , Ti^{+4} , Sn^{+4} , U^{+4} , Th^{+4} , Zr^{+4}) em columbita situada na ZCB. Columbita da subfácies de transição é, entretanto, relativamente rica em cátions M^{+4} em relação aos M^{+5} . Por outro lado, na última variedade ocorrem algumas das melhores correlações obtidas, tais como: $\text{TiO}_2 \times \text{Nb}_2\text{O}_5$ ($-0,8$ a $-0,9$), $\text{TiO}_2 \times \text{MnO}$ ($-0,9$ a $-1,0$) e $\text{MnO} \times \text{Ta}_2\text{O}_5$ ($-0,9$ a $-1,0$), $\text{FeO}_1 \times \text{Nb}_2\text{O}_5$ ($-0,8$ a $-0,9$) que se enquadram na substituição supracitada.

Na maioria das análises de columbita, a quantidade de cátions no sítio A é superior a 4 átomos por fórmula unitária, o que indica, em princípio, que parte dos átomos atribuídos a este sítio pode pertencer ao sítio cristalográfico B. Além disso, a boa correlação de MnO com FeO_1 ($-0,8$ a $-0,9$) e a baixa correlação de MnO com Fe_2O_3 indica que, provavelmente, parte de Fe^{3+} pertence ao sítio cristalográfico B. Também se verifica que o conteúdo de cátions do sítio cristalográfico B é superior a 8 em algumas amostras (Tabela 10), indicando prováveis distorções na estrutura cristalina.

Discussão

U-Pb-pirocloro é uma variedade muito rara, tendo sido descrito apenas em seis localidades do mundo (www.webmineral.com): complexo alcalino de Lovozero, depósito de Schugorsk e Monte Ploskaya (Rússia); Tai-Keu, Sibéria-Rússia; Domo de St. Peters e Mount North Sugarloaf (USA). As variedades de pirocloro estudadas destacam-se também pelas concentrações relativamente altas de U. U-pirocloro é descrito em pouco mais de 15 localidades, entre outras: Kasenda (Uganda), pegmatito de Boqueirãozinho (Brasil-RN), Jacupiranga (Brasil-SP), Hybla, MacDonald-Woodcox mines e Saint Lawrence Columbian mine (Canadá). O teor de Nb_2O_5 de pirocloro de Pitinga, em torno de 45%, é o comumente encontrado neste mineral. Já o teor de Sn é bastante superior aos valores encontrados na literatura, o que parece estar em consonância com o caráter primário de U-Pb-pirocloro e a presença de cassiterita magmática.

Os teores de Nb_2O_5 , Ta_2O_5 e FeO de columbita são os comumente encontrados neste mineral. Entretanto, deve ser destacado que a formação de columbita a partir de pirocloro representa enriquecimento de Nb_2O_5 e Ta_2O_5 da ordem de 42 % e 23 %, respectivamente, em relação ao pirocloro original. Quanto a outros elementos, a columbita de Pitinga sobressai-se pelas altas concentrações de Fe_2O_3 e SnO_2 (de 0,67% até 3,48%) e, em segundo plano, pelas concentrações de UO_2 . Nos casos destes dois últimos óxidos, trata-se, certamente, de herança de pirocloro. A questão do Fe^{3+} é discutida mais adiante.

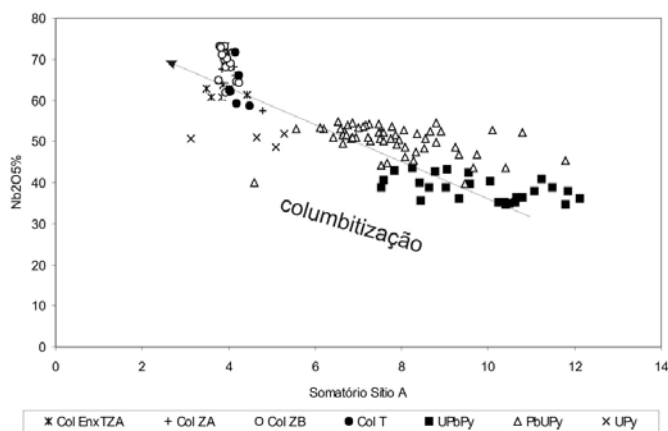


Figura 44 – Correlação entre o somatório de cátions do sítio A e a concentração de Nb_2O_5 no processo de columbitização de pirocloro do albita granito. (Col Enx TZA) columbita do albita granito de núcleo acima da zona criolítica A; (Col ZA) columbita da zona criolítica A; (Col ZB) columbita da zona criolítica B; (Col T) columbita do albita granito transicional; (UPy) urânio pirocloro; (PbUPy) chumbo-urânio pirocloro; (UPbPy) urânio-chumbo pirocloro.

A substituição de pirocloro por columbita-tantalita, em processo denominado columbitização (Van der Veen 1963), foi originalmente descrita nos granitos do complexo Echassières (Aubert 1969, Kosakevith 1976, *in* Ohnenstetter & Piantone 1988). O caso de Pitinga é o primeiro em que fica caracterizada a existência de fases minerais intermediárias entre pirocloro primário e a fase final, columbita. Embora o pirocloro tenha sido classificado em 3 variedades, não existe descontinuidade composicional. O *trend* geoquímico da transformação é caracterizado por forte perda de Pb e enriquecimento em U e, principalmente, Nb. Não obstante as intensas substituições químicas, as transformações em pirocloro são displacivas. Entretanto, a passagem de pirocloro para columbita implica em transformação reconstrutiva, pois o pirocloro possui um sítio hexacoordenado e outro octacoordenado, enquanto columbita tem dois sítios A e B hexacoordenados. A desestabilização da estrutura de pirocloro para formação da estrutura de columbita pode ter sido provocada pelo progressivo aumento do número de vacâncias no sítio A de pirocloro (Figura 41) ao longo das substituições. Na figura 44 se observa como a concentração de Nb e o somatório de cátions no sítio A de columbita se enquadram perfeitamente na evolução das variedades de pirocloro.

Segundo Costi (2000), o autometassomatismo e forte oxidação das bordas do albita granito teriam originado o AGB. A zonação da mineralização de Nb e Ta do granito Madeira (pirocloro no AGN e columbita no AGB) seria, portanto, consequência da transformação na borda do corpo. No presente trabalho verifica-se quadro bem mais complexo. Columbita ocorre também no AGN. Petrograficamente é nítida a alteração de pirocloro em contato com criolita e albita. Especialmente, a distribuição de columbita e a distribuição das variedades de pirocloro são estreitamente relacionadas ao DCM. Columbita é muito mais abundante em profundidade, junto às zonas criolíticas, mais especialmente na ZCB, a mais profunda, onde a razão FeO/Fe_2O_3 em columbita demonstra a formação deste mineral em ambiente mais redutor. Por outro lado, as variações da razão em columbita marcam claramente a passagem gradual para ambiente mais oxidante com a diminuição da profundidade; neste sentido observa-se a presença de correlação FeO vs Fe_2O_3 já em columbita da ZCA. Caracteriza-se, portanto, a formação de columbita a partir da alteração de pirocloro primário pelo fluido responsável pela formação do DCM.

A presença de columbita de formação ligada ao DCM não contradiz o modelo de Costi (2000) de formação do AGB. Na realidade, no presente trabalho demonstra-se, inclusive, que a columbita da subfacies transicional é a mais oxidada de todas as aqui estudadas. Entretanto, nem todas as diferenças nas paragêneses do ABN e o AGB

podem ser explicadas segundo o modelo do referido autor. Um exemplo é o de criolita disseminada ocorrer apenas no AGN, enquanto que no AGB ocorre apenas fluorita disseminada e em quantidades muito menores do que a primeira. Neste sentido, chamam atenção as descontinuidades na evolução geoquímica em pirocloro (Figura 39E, F, G, H, I), constatadas na subfacies transicional. Nela são marcantes o empobrecimento do pirocloro em F e o enriquecimento em FeOt. Como se trata de mineral portador de hidroxila, é possível que o comportamento contrário dos dois elementos seja acentuado pelo efeito F-Fe-avoidance (Munoz 1984). Por outro lado, as concentrações de elementos usualmente transportados em complexos fluorados, como Ce, Sn e Ca, diminuem acentuadamente em paralelo ao empobrecimento de F em pirocloro da subfacies de transição. Há que se suspeitar, portanto, que as descontinuidades na evolução geoquímica em pirocloro possam ser ligadas a diminuição na atividade de F na solução à medida que se afasta do DCM. Assim, o limite entre AGN e AGB corresponderia também a mudança nas condições físico-químicas de um fluido ascendente, rico em F, que, empobrecido em F pela deposição de criolita, passou a depositar fluorita nas partes mais distantes de seu ponto de aporte, a área central do AGN, onde se localiza o DCM.

A columbitização de pirocloro acarretou, especialmente nas porções mais profundas do DCM, a liberação de quantidade considerável de U não incorporado na estrutura de columbita. Acredita-se que fases minerais neoformadas, como uraninita, uranotorita e silicato de urânio, identificadas por Lenharo (1998), possam ter sido formadas com U assim disponibilizado. A ausência de correlações significativas de UO_2 com outros óxidos indica que este elemento tem comportamento geoquímico mais complexo, que talvez esteja relacionado a diferentes graus de oxidação pois, excetuando a zona transicional, seus teores são relativamente reduzidos nas zonas menos oxidadas. Parte da galena também deve ter origem associada à liberação de Pb de pirocloro.

VIII. ESTUDO DE Y-GAGARINITA

ETR e Y são potenciais subprodutos da mina Pitinga, onde xenotímio tem sido considerado o principal mineral portador destes elementos. Entretanto, na zona do DCM, as maiores concentrações de Y estão relacionadas a mineral identificado como Y-gagarinita, o que motivou a equipe a realizar estudo detalhado (Pires 2005).

Ocorrência e observações petrográficas

A ocorrência de gagarinita no albita granito parece estar limitada aos corpos criolíticos desde a porção me-

diana até base da ZCB. O mineral foi identificado em três furos de sondagem (FC-08, FC-13 e FC-17), entre as cotas -94m e -140m, onde ocorre como cristais isolados, localizados intersticialmente aos grãos de criolita ou como inclusões neste mineral. Macroscopicamente, os grãos de gagarinita destacam-se pela cor (rosa acastanhada) em meio à criolita (branca, amarela ou caramelo) dos bolsões. Os cristais são translúcidos, têm brilho vítreo a resinoso e são freqüentemente cortados por fraturas irregulares.

Ao microscópio óptico, os grãos de gagarinita são anédricos e a clivagem é indistinta. O tamanho dos cristais varia de 0,5mm até 6,8mm, com média de 3mm. Têm fraco pleocroísmo, com cores que variam de incolor a tons de rosa, verde ou amarelo, o relevo é moderado. À LP, as cores de interferência são muito difíceis de determinar, pois variam num mesmo grão (segundo Clark 1993, *apud* Mineralogy Database, a birrefringência é 0,020). O sinal de alongação é positivo, a figura de interferência é uniaxial (+). Como inclusões minerais, ocorrem a fase exsolvida (ver adiante) e opacos (hematita e possivelmente outros). Inclusões fluidas podem ser abundantes e são facilmente observadas mesmo nas lâminas petrográficas.

Gagarinita é afetada por fraturas preenchidas por criolita, assim como pode ocorrer com as bordas corroídas por este mineral, demonstrando formação precoce em relação aos corpos de criolita maciça. Minerais da paragênese magmática do albita granito, como pirocloro, quartzo e micas, ocorrem nas lâminas estudadas como relictos em meio aos corpos de criolita, mas não foram observadas relações diretas entre eles e gagarinita que,

texturalmente, poderia representar mineral das paragêneses magmática ou pegmatítica, ou ser de estágio inicial da formação dos corpos criolíticos.

Gagarinita de Pitinga apresenta texturas típicas de exsolução mineral (Figura 45). Para investigar a possibilidade de tratar-se de mineral precoce incluído durante o crescimento de gagarinita, procurou-se exaustivamente por mineral semelhante incluso junto aos demais minerais da rocha, verificando-se que ocorre apenas em gagarinita. Coerentemente, constatou-se, também, que todos os cristais de gagarinita apresentam as texturas interpretadas como de exsolução, embora os padrões possam variar de um cristal para outro. A fase exsolvida encontra-se, na grande maioria dos casos, distribuída com relativa uniformidade em toda a extensão dos grãos de gagarinita, inclusive na borda, segue uma ou mais orientações preferenciais e tem dimensões semelhantes. Algumas vezes, pode ocorrer coalescência de diferentes cristais exsolvidos, resultando em formas mais alongadas, assemelhando-se a *strings* e *stringlets*. Mais raramente, a fase exsolvida tem orientação preferencial menos evidente, pode ser formada por cristais de tamanhos bastante distintos e ter distribuição mais irregular em gagarinita, podendo ser, nestes casos, como ocorreu na primeira amostra de gagarinita encontrada, interpretada como fase mineral incluída durante o crescimento de gagarinita. No contato de gagarinita com criolita (Figura 45) observa-se que a formação da fase exsolvida foi anterior à cristalização de criolita.

Análises modais foram efetuadas em população de grãos de gagarinita abrangendo os diversos padrões texturais de exsolução, assim como cristais seccionados nas mais diversas orientações, a fim de obter proporção

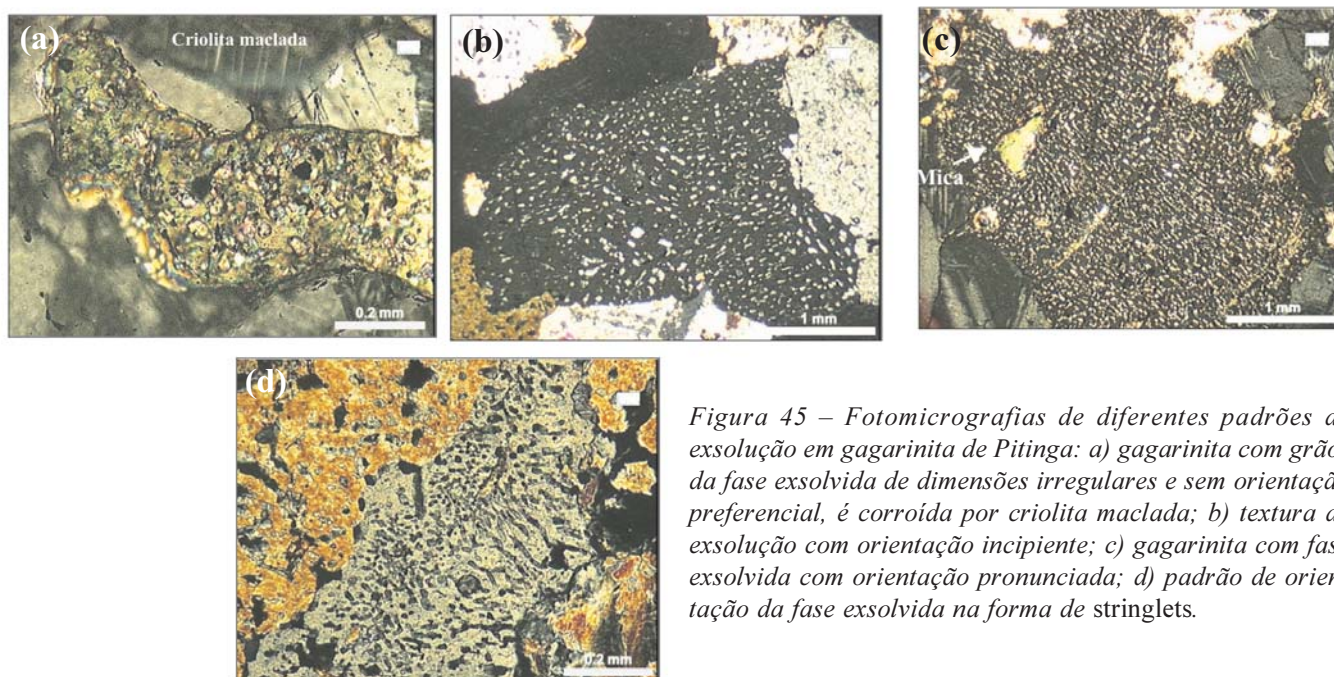


Figura 45 – Fotomicrografias de diferentes padrões de exsolução em gagarinita de Pitinga: a) gagarinita com grãos da fase exsolvida de dimensões irregulares e sem orientação preferencial, é corroída por criolita maclada; b) textura de exsolução com orientação incipiente; c) gagarinita com fase exsolvida com orientação pronunciada; d) padrão de orientação da fase exsolvida na forma de stringlets.

Tabela 12 – Análises por microsonda eletrônica representativas da composição de gagarinita e respectivas fórmulas estruturais.

	AG1	AG2	AGA2	AY7
F	36.76	37.92	38.83	38.51
Na	2.09	2.25	1.80	2.04
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	8.04	8.00	8.32	7.77
La	0.00	0.00	0.01	0.00
Ce	0.37	0.36	0.44	0.53
Nd	2.51	1.84	1.89	2.16
Sm	1.99	1.91	1.82	1.88
Eu	0.06	0.04	0.04	0.13
Gd	4.17	4.17	4.35	4.14
Dy	7.24	7.11	7.18	6.78
Er	3.74	3.82	3.74	3.63
Yb	1.51	1.43	1.30	1.44
Y	31.10	31.48	30.73	30.90
Total	99.56	100.32	100.45	100.85

Fórmula Estrutural

F	5.56	5.80	5.92	5.97
Na	0.26	0.28	0.23	0.26
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.58	0.58	0.60	0.57
La	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.01	0.01	0.01	0.01
Nd	0.05	0.04	0.04	0.05
Sm	0.04	0.04	0.04	0.04
Eu	0.00	0.00	0.00	0.00
Gd	0.08	0.08	0.08	0.08
Dy	0.13	0.13	0.13	0.12
Er	0.06	0.07	0.06	0.06
Yb	0.03	0.02	0.02	0.02
Y	1.00	1.03	1.00	1.02
Carga Total	0.06	-0.10	-0.35	-0.37

Fórmula estrutural calculada na base de (Ca+ETR+Y)=2

representativa da fase exsolvida em relação à fase hospedeira. A distribuição de valores obtida levou a considerar o valor médio (25,78% de fase exsolvida em relação à gagarinita hospedeira) como representativo.

A determinação precisa de todas as propriedades ópticas da fase exsolvida foi dificultada pelo tamanho diminuto dos grãos (0,01mm até 0,4mm, com média de 0,05mm). Estes são incolores, com cores de interferência de primeira ordem, birrefringência entre 0,005-0,007, retardo de 150 a 210nm e com figura de interferência uniaxial com sinal óptico negativo. Na fase exsolvida foram observadas inclusões fluidas e minerais opacos, os últimos provavelmente representando inclusões previamente existentes em gagarinita.

Tabela 13 – Análises por microsonda eletrônica representativas da composição da fase exsolvida e respectivas fórmulas estruturais.

	AY1	AY4	AF4	AF28
F	33.78	34.41	34.52	33.63
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.01	0.00	0.00	0.01
Si	0.00	0.03	0.00	0.05
Ca	0.03	0.03	0.07	0.12
La	12.92	11.38	12.24	8.35
Ce	42.90	42.87	44.29	41.84
Nd	7.86	10.52	7.98	13.13
Sm	1.04	1.20	0.76	1.42
Eu	0.38	0.51	0.51	0.72
Gd	0.25	0.38	0.38	0.42
Dy	0.20	0.11	0.31	0.30
Er	0.04	0.00	0.00	0.00
Yb	0.02	0.07	0.00	0.05
Y	0.27	0.19	0.30	0.24
Total	99.84	101.80	101.67	100.56

Fórmula Estrutural

F	3.77	3.76	3.79	3.70
Na	0.00	0.00	0.00	0.00
Al	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.00	0.00	0.00	0.01
La	0.20	0.17	0.18	0.13
Ce	0.65	0.64	0.66	0.62
Nd	0.12	0.15	0.12	0.19
Sm	0.01	0.02	0.01	0.02
Eu	0.01	0.01	0.01	0.01
Gd	0.00	0.01	0.01	0.01
Dy	0.00	0.00	0.00	0.00
Er	0.00	0.00	0.00	0.00
Yb	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.01	0.00	0.01	0.01
Carga Total	-0.78	-0.77	-0.8	-0.72

Fórmula mineral calculada na base de 1 cátion.

Química mineral e análises por DRX

Os resultados das análises por MSE de gagarinita e as respectivas fórmulas estruturais são apresentados na tabela 12. Diversas formas de cálculo foram testadas. O melhor resultado foi obtido calculando-se a fórmula para $2(\text{Ca}+\text{Y}+\text{ETR})$.

Os resultados das análises por MSE da fase exsolvida são apresentados na tabela 13. Constatou-se composição muito distinta de gagarinita da literatura, notadamente pela ausência quase total de Na, Ca e Y. Os balanços de carga obtidos, calculando-se a fórmula estrutural como gagarinita forneceram valores da ordem de $-1,50$, considerados excessivos. Tendo em vista que o único fluoreto que tem composição química compatível é a fluocerita, a

fórmula estrutural foi recalculada considerando tratar-se deste mineral, e o melhor resultado obtido foi aquele com somatório de cátions igual a 1.

A figura 46 apresenta comparação entre os conteúdos médios de ETR de gagarinita e da fase exsolvida, respectivamente. Os dois minerais apresentam comportamentos opostos. Gagarinita é caracterizada por empobrecimento em ETRL e enriquecimento em ETRP e anomalia negativa em Eu; a fase exsolvida é enriquecida em ETRL, empobrecida em ETRP e tem anomalia positiva em Eu.

Correlações entre os ETR foram testadas em gagarinita e na fase exsolvida. No primeiro mineral a única correlação positiva significativa de elementos isolados ocorre entre Sm e Nd (+0,80). Foram constatadas correlações negativas com valores menos significativos (>-0,74), que permitiram definir dois grupos de elementos: i) Σ(La, Ce, Nd, Sm e Eu) e ii) Σ(Gd, Y, Er e Yb). Isso indica que os ETRL + ETRM competem pelo mesmo sítio cristalográfico que os ETRP. Dy é exceção, o que deve ser investigado em trabalhos futuros. Na fase exsolvida Nd, Sm e Eu têm correlações positivas entre si (+0,72 a +0,92). Verifica-se também que ΣETRL (La + Ce) correlaciona negativamente com ΣETRM (-0,92). Porém, ETRP têm comportamento complexo, apenas Gd correlacionando positivamente com Sm (+0,79).

Os difratogramas de raios X (Figura 47) apresentam unicamente picos correspondentes aos da gagarinita. O cálculo dos parâmetros cristalográficos (Burnham 1993) foi efetuado, assumindo que a gagarinita estudada pertence ao grupo espacial P6(3)/m. Os parâmetros obtidos são compatíveis com os da literatura (Tabela 14).

Discussão

As texturas interpretadas como de exsolução são similares a alguns dos padrões comumente descritos na literatura, como nos casos das exsoluções de hiperstênio em magnetita, de bravoíta em esfalerita, de ilmenita em hematita e de lepidocrocita em hematita (Augustithis 1995). Em silicatos o caso clássico é o da formação das pertitas (Smith 1974). Entretanto, cabe avaliar sucintamente as possibilidades alternativas, pois o caso aqui apresentado possivelmente representa o primeiro descrito em fluoreto, pelo menos na literatura ocidental. A idéia de tratar-se de inclusão mineral, com a cristalização primeiro da “fase exsolvida” e, posteriormente, de gagarinita, não explicaria a orientação dos grãos da “fase exsolvida” e nem o fato de gagarinita ser a única fase hospedeira. Outra possibilidade, a de substituição de um mineral pelo outro, ocorreria principalmente na borda dos grãos de gagarinita e não formaria os cristais subédricos da “fase exsolvida”. Registra-se, ainda, que não há evidências desta

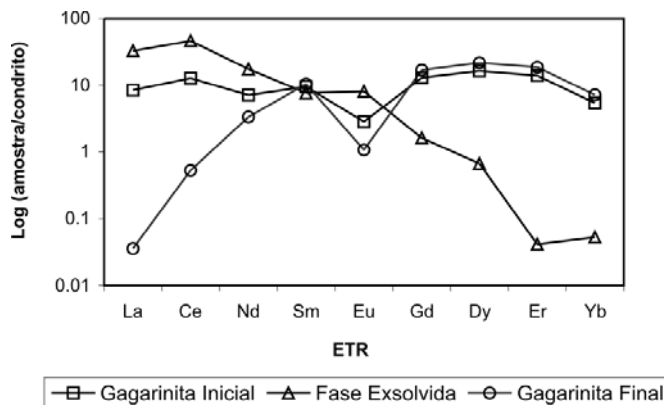


Figura 46 – Padrão de distribuição de ETR comparando gagarinita inicial calculada com a fase hospedeira e a fase exsolvida.

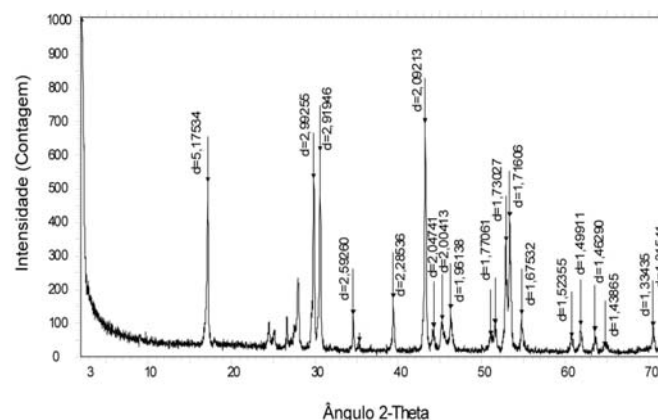


Figura 47 – Difratograma de raios X de gagarinita do albita granito.

Tabela 14 – Fórmula mineral, grupo espacial e parâmetros cristalográficos de gagarinita com diferentes composições.

	Fórmula mineral de gagarinita de diferentes localidades	Σ cátions	Grupo espacial	Parâmetros cristalográficos (Å)	
1	Na _{0,8} Ca _{0,8} Y _{1,2} F ₆	2,8	P3 (-)	a = 5,9900	c = 3,5300
2	Na _{1,23} Ca _{0,12} Y _{1,28} ETR _{0,24} F ₆	2,87	P6 (3)/m	a = 5,9855	c = 3,5469
3	NaCa(Y,ETR)F ₆	3	P6 (3)/m	a = 6,0403	c = 3,5899
4	Na _{0,6} Ca _{0,95} ETR _{0,32} Y _{0,72} F _{5,41}	2,9	P6 (3)/m	a = 5,987(1)	c = 3,5413 (7)
5	Na _{0,19} Ca _{0,48} Y _{0,83} ETR _{0,69} F _{6,27}	2,19	P6 (3)/m		
6	Na _{0,24} Ca _{0,58} Y _{1,01} ETR _{0,39} F _{5,81}	2,22	P6 (3)/m	a = 5,9933	c = 3,5417 (YT)
				a = 5,9885	c = 3,5248 (FC8)

1) Voronkov *et al.* (1962) *apud* Mincrust; 2) Kabalov *et al.* (1993) *apud* Mincrust; 3) Kamenetskaya e Kamenetskii (1994) *apud* Mincrust; 4) Hugues e Drexler (1994); 5) Gagarinita inicial; 6) Gagarinita (fase hospedeira após a exsolução).

textura ser de alguma forma ligada ao aporte do fluido responsável pela formação de criolita, a qual é nitidamente posterior à formação da fase exsolvida e não interfere na distribuição homogênea desta, mesmo nos grãos de gagarinita com as bordas corroídas por criolita. Assim, o

único processo que explicaria as texturas encontradas em gagarinita de Pitinga é o de exsolução e este processo ocorreu antes da formação de criolita dos bolsões pegmatóides.

As temperaturas de homogeneização mais altas obtidas em criolita do DCM são da ordem de 370°C, representando a temperatura mínima de formação da gagarinita hospedeira e da fase exsolvida. A gagarinita inicial teria se formado em temperatura superior à destas duas últimas. No caso da gagarinita inicial ser mineral geneticamente ligado ao DCM, sua formação e o subsequente processo de exsolução devem ter ocorrido em temperatura pouco acima dos 370°C. No caso de origem magmática, as temperaturas seriam maiores, mas registra-se que as temperaturas de cristalização do albita granito foram inferiores a 500°C (Costi 2000).

Segundo Costi (2000), os elevados teores de Fe_2O_3 dos feldspatos e micas tetraferíferas litiníferas indicam que o albita granito cristalizou sob condições de $f\text{O}_2$ relativamente elevada. O processo de columbitização de pirocloro magmático pelo fluido formador do DCM, mesmo na sua porção inferior, também ocorreu em condições parcialmente oxidantes. Portanto, a cristalização da gagarinita inicial ocorreu na presença simultânea dos cátions Eu^{+2} e Eu^{+3} . Por outro lado, considerando que eventuais modificações de parâmetros, como pH e fugacidade de oxigênio do meio externo, não tiveram influência no interior dos cristais de gagarinita quando da exsolução, a razão $\text{Eu}^{+2}/\text{Eu}^{+3}$ do sistema representado pelas 3 fases minerais em conjunto não foi modificada.

A composição de gagarinita antes da exsolução foi estimada somando-se proporcionalmente as composições das fases hospedeira e hóspede (74,22% e 25,78%, respectivamente). Ela difere bastante de gagarinita descrita por Voronkov *et al.* (1962), que não contém ETR e que é bem mais rica em Na e Ca. Em relação às demais ocorrências de gagarinita, apresenta importante característica comum a todas que é a presença significativa dos cátions Na, Ca, ETR e Y, sendo este último elemento abundante em todas os exemplares descritos. Por seu conteúdo em Ca ser significativamente maior do que o de Na (razão Na/Ca em torno de 0,5), assemelha-se à descrita por Hughes e Drexler (1994), mas distingue-se das demais, nas quais Ca e Na ocorrem em proporções iguais ou este último elemento é bem mais abundante. Por outro lado, destaca-se (a) por ser a mais rica em ETR; (b) por ter o maior somatório de (Y + ETR); (c) por ser a única com razão Y/ETRP próxima a 1; e (d) pelo baixo conteúdo de (Na + Ca), que parece contrabalançar o enriquecimento em ETR.

Quanto à distribuição dos ETR, a gagarinita inicial destaca-se por conter simultaneamente conteúdos altos de ETRL e ETRP, contrastando bastante com a gagarinita

de Hughes e Drexler (1994), que contém praticamente apenas ETRP. A gagarinita de Stepanov e Severov (1961) tem conteúdos significativos de Nd e Sm, na mesma ordem de grandeza da gagarinita inicial, mas possui concentrações de La e Ce (especialmente este último elemento) bem menores, de modo que seu conteúdo total de ETRL é bem inferior ao da gagarinita inicial.

A composição da gagarinita hospedeira difere da gagarinita inicial apenas pela ausência quase total de ETRL. Esta modificação a torna uma gagarinita de composição bastante similar às demais da literatura (exceto pela gagarinita sem ETR de Voronkov *et al.* 1962), notadamente pelo conteúdo de ETR e razão Y/ETRP na mesma ordem de grandeza das demais.

A origem do processo pode ser aventada a partir da comparação entre os padrões de ETR das 3 fases minerais (gagarinita inicial, gagarinita hospedeira e fase exsolvida). A gagarinita inicial apresenta espectro de ETR (Figura 46) bastante plano, com anomalia negativa de európio, semelhantemente ao espectro de ETR do AGN. Embora não se disponha de dados experimentais sobre o comportamento dos ETR em gagarinita, parece possível que, nas condições de formação da gagarinita inicial, este mineral seja um amplificador linear da composição de ETR do fluido a partir do qual se formou, como ocorre com fluorita (Marchand *et al.* 1976).

A figura 46 ilustra a notável repartição dos ETR entre as três fases minerais. O espectro plano da gagarinita inicial contrasta com o fracionamento dos ETRL da gagarinita hospedeira. Nesta, ocorre enriquecimento contínuo de La para Sm, cujos raios iônicos decrescem neste mesmo sentido. Por outro lado, observa-se que este último elemento é o balizador do processo, estando presente em iguais proporções nas 3 fases em questão. Conseqüentemente, acredita-se que um possível abaixamento da temperatura após a formação da gagarinita inicial tenha ocasionado a desestabilização da estrutura cristalina que exsolveu seletivamente os cátions do sítio IX maiores do que Sm. Este processo resultou na formação de uma fase exsolvida enriquecida em ETRL (de La a Nd) e, conseqüentemente, de uma fase hospedeira empobrecida nestes mesmos elementos. Neste processo quantidades mínimas de ETRP foram mobilizadas para a fase exsolvida. Observa-se na figura 46 que Eu não seguiu o comportamento dos demais ETR de raios iônicos menores do que Sm, delineando-se possível anomalia positiva na fase exsolvida e acentuação da anomalia negativa de Eu na gagarinita hospedeira em relação à gagarinita inicial. Este comportamento de Eu distinto dos demais ETR pode estar relacionado à presença simultânea dos cátions Eu^{+2} e Eu^{+3} . Os baixos conteúdos de Eu não permitem aprofundar a discussão do significado das anomalias.

A gagarinita inicial de Pitinga formou-se anteriormente à criolita do DCM. Não foi possível, entretanto, precisar em que estágio exato da evolução do albita granito ela se formou. Pode ser mineral magmático, da fase pegmatóide ou representar mineral precoce já do estágio de formação do DCM. Pela sua distribuição, as duas últimas possibilidades seriam as mais prováveis. Considerando-se que sua característica principal é o alto conteúdo de ETRL, a gagarinita da literatura à qual ela mais se assemelha também ocorre em granitos albitizados, associada em veios de quartzo-microclínio. Em Pitinga, esta paragênese é mais típica da auréola pegmatóide do DCM.

O único fluoreto que tem composição química semelhante à da fase exsolvida é a fluocerita. Assim, o cálculo da fórmula estrutural da fase exsolvida foi efetuado na base do somatório de cátions igual a 1 (Tabela 13). A variação da fórmula estrutural da fase exsolvida assim calculada é:



Comparativamente a fluocerita da literatura, a composição da fase exsolvida é similar à descrita por Clark (1993) (*apud* Mineralogy Database) cuja fórmula é $\text{Ce}_{0,9} \text{La}_{0,1} \text{F}_3$. As demais fórmulas definidas para fluocerita distinguem-se bastante. Algumas contêm muito mais La, do que Ce, como LaF_3 (Maximov & Schulz 1985; Zalkin & Templeton 1985, *apud* Mincrust) ou $\text{La}_{0,9} \text{Ce}_{0,1} \text{F}_3$ (Clark 1993, *apud* Mineralogy Database). Outras contêm quantidade significativa de Gd ou Sr, como $\text{Gd}_{0,8} \text{Ca}_{0,2} \text{F}_{2,8}$ (Ostrochenko *et al.* 1985, *apud* Mincrust) e $\text{La}_{0,85} \text{Sr}_{0,15} \text{F}_{2,85}$ (Radaev *et al.* 1991, *apud* Mincrust), ou não contém La, como CeF_3 (Wyckoff 1964, *apud* Mincrust). Comparando com fluocerita de diferentes procedências descritas por Styles & Young (1983), verifica-se que os conteúdos de ETR da fase exsolvida situam-se dentro dos intervalos mínimo e máximo já quantificados, porém sua composição não é idêntica a nenhum caso. Por outro lado, as composições de fluocerita são todas diferentes entre si.

Do ponto de vista da estrutura do mineral, observa-se que, embora as constantes paramétricas calculadas para gagarinita sejam semelhantes às obtidas por Voronkov *et al.* (1962) e Kabalov *et al.* (1993) (*apud* Mincrust) e Hugues & Drexler (1994), nas análises por DRX não apareceu qualquer pico de fluocerita, o que deveria ocorrer, considerando a existência de cerca de 25% de fase exsolvida na amostra. Conseqüentemente, não se pode aqui definir que a fase exsolvida seja fluocerita, pois não tem a estrutura deste mineral. Por outro lado, há que se considerar que os parâmetros cristalográficos calculados para gagarinita, provavelmente não correspondam exclusivamente a este mineral, pois as posições dos picos de

DRX, bem como a largura e meia altura, que são variáveis consideradas pelo programa utilizado para este tipo de cálculo, podem ter sido levemente modificadas por influência da presença da fase exsolvida. Finalmente, a possibilidade da fase exsolvida ter estrutura semelhante à de gagarinita é problemática por serem compostos com razões cátions/F distintas (1/2 para gagarinita e 1/3 para a fase exsolvida). Como as propriedades ópticas descritas não são diagnósticas, a questão permanece em aberto e somente poderá ser definida pelos estudos que serão subseqüentemente realizados.

IX. WAIMIRITA E ATROARITA

Durante o mapeamento do albita granito, foram encontradas em superfície ocorrências de minerais não reconhecidos macroscopicamente, que foram trazidos pela equipe para identificação nos laboratórios da UFRGS. Os estudos por difração de raios X e análises semiquantitativas por EDS em microscópio eletrônico de varredura (Minuzzi *et al.* 2003) conduziram à descoberta de dois novos minerais, sendo propostos os nomes waimirita e atroarita (etimologias referentes à tribo Waimiri Atroari da região de Pitinga).

Waimirita (encontrada por O. Minuzzi) ocorre em vênulas de espessuras centimétricas e comprimento da ordem de 3 m, que cortam o AGN. Macroscopicamente,

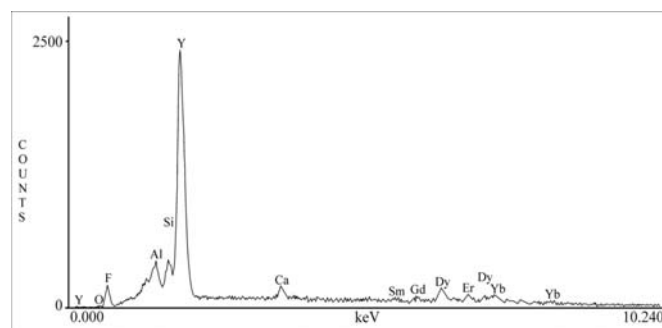


Figura 48 – Espectro de energia dispersada (EDS) de waimirita.

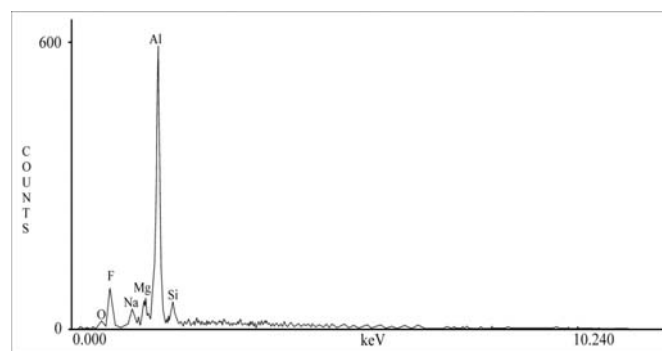


Figura 49 – Espectro de energia dispersada (EDS) de atroarita.

é branca e maciça. Ao MEV (Figura 20G) observam-se cristais ($\cong 1\mu\text{m}$) formando agregados arredondados. Análise ao MEV caracteriza o mineral como fluoreto de ítrio, contendo significativas quantidades de ETRP (Figura 48).

A atroarita (encontrada por J. Maximino Ferron) ocorre em vênulas de espessura milimétrica, como cristais octaédricos incolores (Figura 20H) em associação com galena. Análise semiquantitativa (MEV) indica tratar-se de fluoreto no qual o principal cátion é Al (Figura 49). Os trabalhos em andamento permitirão refinar as estruturas e definir as composições químicas e as propriedades físicas destes novos minerais.

X. GEOQUÍMICA ISOTÓPICA

Diversas técnicas isotópicas já foram utilizadas em estudos no albita granito, como U-Pb em zircão (Fuck *et al.* 1993), $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ SHRIMP em zircão e $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em mica (Lenharo 1998), e Sm-Nd (Costi 2000), buscando estabelecer sua idade e obter indicações de fonte, de modo que outros caminhos deveriam ser seguidos para que o projeto trouxesse contribuição nova para a investigação da evolução metalogenética. Em Pitinga ocorre a mineralização de criolita, um caso muito raro e somente estudado em Ivigtut onde, entretanto, não ocorrem Sn e Nb. Por outro lado, estes dois elementos constituem em Pitinga o único caso mundial em que formam depósitos

econômicos associados numa mesma rocha peralcalina. Neste sentido, a possibilidade de existirem eventos metalogenéticos superpostos era uma das principais indagações. Outra possibilidade considerada foi a existência de diferentes fontes para os elementos mineralizados no albita granito. Petrologicamente, a fonte do albita granito foi discutida com base em dados isotópicos por Lenharo (*op. cit.*) e por Costi (*op. cit.*), ambos utilizando a sistemática Sm-Nd. Destes trabalhos resultaram 4 hipóteses, nenhuma delas capaz de responder às indagações de cunho metalogenético.

Em consequência, o estudo isotópico foi focado nos minerais de minério e incluiu, adicionalmente ao método Sm-Nd, o método Pb-Pb visando especialmente a investigação de fonte. Foram efetuadas separações minerais de criolita e pirocloro e, complementarmente, de gagarinita, galena e feldspato, além de amostras de rocha total. As observações petrográficas de controle então efetuadas não mostraram, nem poderiam fazê-lo, a perda de Pb de pirocloro associada à columbitização e as baixíssimas concentrações de ETR em criolita do DCM. Assim, apenas uma amostra de pirocloro e uma de criolita forneceram dados isotópicos. Embora as análises das demais amostras tenham fornecido informações, os resultados obtidos são considerados preliminares. Paralelamente foi efetuado o estudo de isótopos estáveis, utilizando, também, amostras de separações minerais.

Tabela 15 – Análises isotópicas Sm-Nd.

Amostra	Material	Sm ppm	Nd ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}^*$	Erro	$\gamma\text{Nd}_{(0)}$	$\gamma\text{Nd}_{(t)}$	T_{DM}
PMR-1	AGN	4.7	11.8	0.244138	0.513356	11	14.0	2.8	1586
PMR-3	AGN	9.9	18.7	0.320918	0.514116	14	28.8	-0.5	1529
PMR-5	AGN	42.0	120.4	0.210971	0.513370	11	14.3	11.0	
FC-7A	Crio DCM	1.5	3.2	0.287988	0.514454	51	35.4	13.9	2846
FC-8	Gagarinita	6647.7	1861.2	0.215946	0.517621	11	97.2	-368.0	358
FC-17	Gagarinita	10.3	5570.6	0.211123	0.516054	12	66.6	113.3	-2051

Média de ± 100 razões isotópicas, 1,0 V de intensidade iônica para o ^{146}Nd e multicoleção com ^{146}Nd no coletor axial. (*) normalização para o $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,7219$ e ajustado para o bias usando o Nd SPEX, com valor sugerido de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0,511110$ e calibrado contra o Nd La Jolla usando valor de $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ de 0,511856. Erro em ppm $\gamma\text{Nd}_{(t)}$ calculados a 1830 Ma. Spike misto RS-1A. Branco Nd < 150 pg, Sm < 250 pg. (AGN) albita granito de núcleo; (Crio DCM) criolita do depósito criolítico maciço.

Tabela 16 – Análises isotópicas Pb-Pb.

Amostra	Material	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%)	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	Erro (%)	n° análise
PMR-1	AGN	32.851300	0.0090	17.301855	0,0089	40.282266	0.009	48-47-47/50
PMR-3	AGN	27.882857	0.0132	16.788361	0.0129	43.282651	0.014	47-46-46/50
PMR-5	AGN	18.055572	0.0185	15.718081	0.0192	36.988442	0.019	29-29-29/30
PMR-15	galena	17.043992	0.0066	15.5971521	0.0066	36.557982	0.007	48-48-48/50
FC20-2D	feldsp. alc.	23.473790	0.0090	16.238232	0.0089	40.541164	0.009	47-48-48/50
PTG-PIR	pirocloro	24.149402	0.0084	16.328451	0.0084	41.227194	0.009	47-48-49/50
PMR-6A	galena	15.899379	0.0411	15.522252	0.0411	35.724307	0.051	47-48-49/50
PMR-14	galena	15.913850	0.0240	15.550841	0.0308	35.845515	0.042	47-46-46/50

Média de ± 50 razões isotópicas, 0,5 V de intensidade iônica para ^{206}Pb e multicoleção com 206 no coletor axial. SE (%) = standart error percentual (I_{\square}). Ajuste de 0,1% por unidade de massa atômica. Correção do NBS 981 de 1,001% para cada diferença de massa. (AGN) albita granito de núcleo.

Isótopos radiogênicos

Os resultados obtidos pelo sistema Sm-Nd constam na tabela 15. As relações isotópicas entre Sm e Nd de algumas amostras estão muito alteradas e não permitem definição de idades e de μNd . Isso não é necessariamente um problema, mas indicação de ocorrência de processos fortes de remobilização durante a formação do albíta granito e mineralizações. As idades T_{DM} para rocha total indicam valores de 1586 Ma e 1529 Ma para as duas amostras que apresentaram resultados coerentes. Nessas amostras os valores de μNd são de 2,8 e -0,5 calculados para idade U-Pb de 1830 Ma do granito. Os valores de μNd são compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental.

Os resultados das análises isotópicas Pb-Pb constam na tabela 16. A idade do sistema mineralizado foi estabelecida, utilizando dois conjuntos de amostras, obtendo-se resultados similares. Para o primeiro conjunto (Figura 50), representado por rocha total, separados de feldspato, pirocloro e galena, obteve-se idade de 1686 Ma +110/-170 Ma. Para o segundo conjunto, que considera apenas amostras de galena e feldspato, obteve-se regressão com idade de 1550 Ma +31/-110 Ma. O sistema isotópico Pb-Pb indica que há mistura de fontes para a geração dos minerais e rocha analisados. As indicações para razões $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Tabela 16) são de fonte profunda relacionada a crosta inferior/manto e de fonte rasa. As indicações para razões $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ são de crosta superior para 4 amostras e de crosta inferior/manto para 3 amostras.

Isótopos estáveis

Os resultados das análises de $\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ nos minerais distribuem-se da seguinte forma: feldspato alcalino (6,5; 6,6; 7,3; 7,6 e 7,9); quartzo (8,0; 8,2 e 8,5); albíta (6,6 e 7,9). Os valores indicam origem mantélica com contaminação crustal. As duas amostras de galena analisadas forneceram valores de $\delta^{34}\text{S}\text{‰}_{\text{(CDT)}}$ de 0,2 e 1,1, indicando enxofre de origem mantélica.

A análise simultânea de $\delta^{18}\text{O}$ e δD num mesmo mineral permite investigar a origem da água presente no magma formador de albíta granito. Para tal finalidade foram utilizadas amostras de mica da auréola pegmatóide, pois sua formação ocorreu a partir de fluido residual enriquecido em H_2O e ela foi anterior à formação do DCM, que já teria envolvido a participação de fluidos meteóricos. No cálculo da composição isotópica da água em equilíbrio com a mica, utilizou-se os dados de $\delta^{18}\text{O}$ e δD da mica e as equações de O'Neil & Taylor (1967) e Suzuoki & Epstein (1976) para temperatura de 450°C. Em cálculo semelhante efetuado em mica do depósito de Clímax

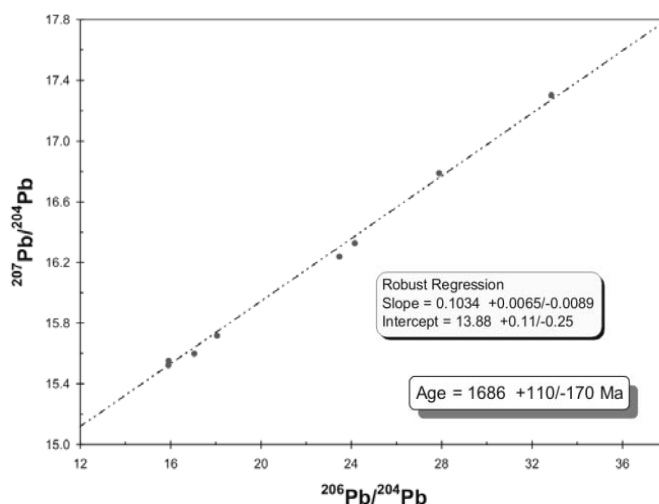


Figura 50 – Diagrama $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ em rocha total, galena, feldspato e pirocloro.

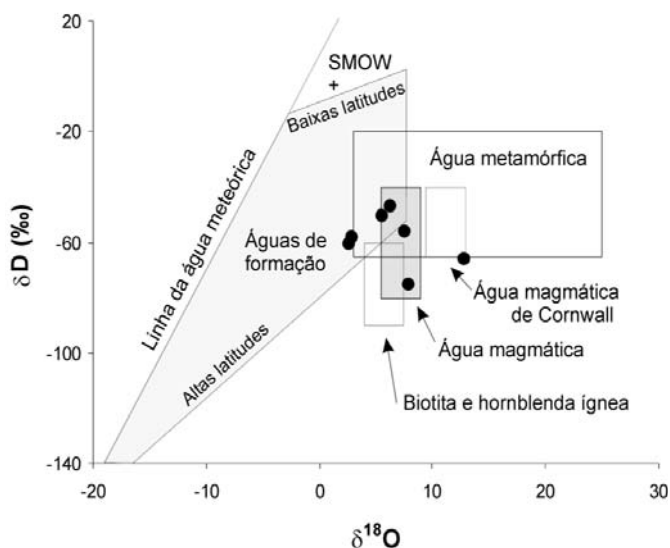


Figura 51 – Composição isotópica da água calculada a partir de mica da auréola pegmatóide, plotada no diagrama $\delta^{18}\text{O}$ vs δD (Rollinson 1993).

(Rollinson 1993) foi considerada temperatura de 500°C, que foi aqui reduzida em função do rebaixamento na temperatura de cristalização do sistema albíta granito pela sua riqueza em F. Os resultados (Figura 51) mostram a predominância de água primária magmática (4 amostras). Duas amostras apresentam composição isotópica de água de formação, o que pode estar relacionado à assimilação de água da encaixante no nível da intrusão, mas a composição isotópica também é compatível com a de água metamórfica. Uma amostra tem a composição da água magmática de Cornwall, que é relacionada a granito de fusão intracrustal (Shepard 1977 in Rollinson 1993), mas sua composição também seria compatível com a de água metamórfica.

Discussão

As datações isotópicas ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão) efetuadas por Costi (2000) no granito Madeira forneceram idades coerentes, decrescendo de 1.824 ± 2 Ma (fácies anfibólio-biotita sienogranito), para 1822 ± 2 Ma (fácies biotita granito), até 1.818 ± 2 Ma (fácies granito *hipersolvus*). O albita granito não foi datado por falta de zircão de boa qualidade mas, a partir de dados geológicos e petrológicos, o autor considerou que este tem a mesma idade do granito *hipersolvus*. Os demais dados da literatura também evidenciam a dificuldade de datação do albita granito. A idade 1.834 ± 6 Ma (U-Pb em zircão, Fuck *et al.* 1993) é mais antiga do que a fácies mais precoce do granito Madeira. Lenharo (1998) obteve idades bem mais jovens: 1.794 ± 19 Ma ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão por SHRIMP) e $1.782,2 \pm 4,6$ Ma ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em mica). Esta última representaria a idade do resfriamento abaixo de 300°C e confirmaria para o albita granito idade de cerca de 20 Ma mais jovem do que as demais fácies do granito Madeira, o que corroboraria a possibilidade do albita granito ter origem desvinculada das demais fácies do granito Madeira, conforme alternativas sugeridas por Lenharo (*op. cit.*) e Costi (*op. cit.*).

No presente trabalho obteve-se idades ainda mais jovens. Entretanto, idades Sm-Nd nesta rocha extremamente rica em F são problemáticas. Os valores de μNd encontrados, quando agrupados com os de Costi (2000), mostram que a perturbação do sistema isotópico Sm-Nd durante a evolução magmática pode ter sido ainda mais efetiva do que a diagnosticada por aquele autor, pois o comportamento extremamente anômalo dos isótopos de Nd, por ele encontrado em amostra da AGN com textura fluidal (representativa dos fluidos mais evoluídos), foi aqui observado em uma das amostras do AGN com textura porfírica. O erro encontrado na tentativa de datação pelo método $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ é bastante grande. Dentro do erro, a idade obtida é compatível com aquelas das demais fácies do granito Madeira ou correlacionável com a Suíte Intrusiva Abonari. Por outro lado, caso a idade mais jovem venha a ser comprovada em estudos subseqüentes, ela não poderá ser interpretada como relacionada a evento (metalogenético) mais jovem, afetando de forma muito intensa uma rocha mais antiga, pois os dados geológicos e geoquímicos mostram a relação direta e a evolução praticamente contínua entre o albita granito e suas mineralizações. Esta idade implicaria correlacionar o albita granito à Suíte Intrusiva Abonari mas, ressalta-se, os dados obtidos não são suficientemente consistentes para sustentar esta hipótese que deve continuar a ser investigada.

Os indicadores $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ sugerem a participação de fontes mantélica, de crosta profunda e de crosta rasa. São corroborados pelos dados de isótopos

estáveis. Do ponto de vista metalogenético, o resultado responde a questão levantada por Costi (2000) ao considerar que uma fonte máfica, com curto tempo de residência crustal, ou uma fonte mantélica não poderiam explicar os altos teores de Sn do albita granito, nem o comportamento anômalo de alguns de seus elementos-traço, quando comparado ao de outras rochas peralcalinas. São dois os corpos mineralizados em Sn, os granitos Madeira e Água Boa, mas apenas um deles é mineralizado em Nb, justamente o que tem a mineralização de criolita. Parece razoável supor, portanto, que F e Nb estejam associados a uma mesma fonte, distinta da fonte de Sn. Este elemento estaria relacionado a fonte crustal. F e Nb poderiam estar relacionados a fonte mantélica.

XI. SÍNTESE DOS DADOS E INTERPRETAÇÕES: COMPARAÇÕES COM IVIGTUT E MODELO GENÉTICO PARA PITINGA

O depósito de Ivigtut é a única referência para comparação com a jazida de criolita de Pitinga. O granito Ivigtut (1330 ± 40 Ma, cf. Goodenough *et al.* 2000) tem 300m de diâmetro em sua parte apical (Figura 52). É constituído por fácies de topo (granito *hipersolvus* porfírico) que passa em profundidade para o *deep* granite (leucogranito a dois feldspatos). O depósito criolítico é

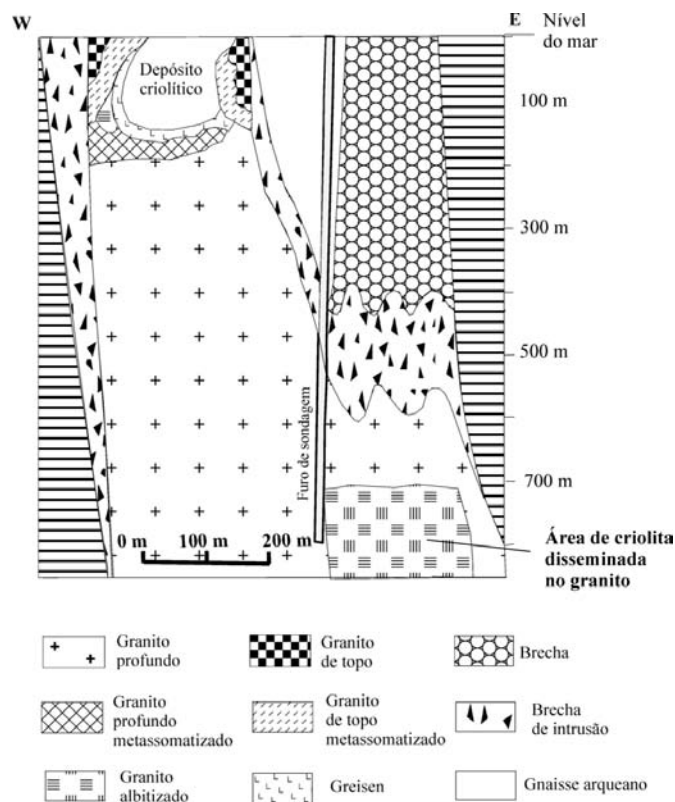


Figura 52 – Perfil do stock granítico de Ivigtut e do depósito criolítico segundo Goodenough *et al.* (2000).

circundado por rochas metassomatizadas: greisens, granito de topo metassomatizado, granito de topo albitizado e *deep granite* metassomatizado. O depósito criolítico (Figura 53) é dividido em cinco unidades: siderita-criolita, criolita, fluorita-criolita e fluorita-topázio e siderita-quartzo. Pequenas quantidades de sulfetos de Pb e Zn foram os únicos coprodutos da exploração de criolita. Mineralização subeconômica de criolita disseminada, com albitização associada, ocorre no *deep granite* na profundidade de 700m (Karup-Moller & Pauly 1979; Bailey 1980; Bondam 1991).

O modelo genético magmático desenvolvido por Pauly e colaboradores baseia-se na refusão de parte do granito muito rica em F, originando corpo de proto-minério, que evoluiu segregando-se nas 5 diferentes unidades, o que ocorreu, em parte, devido a uma série de abatimentos. O modelo metassomático (Blaxland 1976; Goodenough *et al.* 2000) baseia-se em estudos isotópicos e de ETR realizados nas rochas encaixantes do depósito. O modelo descarta qualquer tipo de vínculo entre o granito encaixante e o fluido mineralizador. Este seria um fluido carbonatítico, rico em F, originado no manto, praticamente sem contaminação crustal, que, por suas baixas densidade e viscosidade, atravessou rapidamente o corpo granítico até seu trapeamento na parte superior da intrusão.

Geologia do depósito de criolita

Evidências texturais no albita granito mostram que parte da mineralização de criolita disseminada é magmática. Nesta rocha, com textura magmática e composição química e mineralógica de pegmatito, a alta concentração de F permitiu, além da formação precoce de criolita, a superposição de processos tardia a pós-magmáticos aos quais se relacionam a formação da maior parte do minério de criolita (criolita disseminada hidrotermal e, principalmente, criolita do DCM).

A influência do flúor na cristalização de sistemas graníticos tem sido avaliada por meio de muitos trabalhos experimentais. Estudos pioneiros (Tuttle & Bowen 1958; Wyllie & Tuttle 1961; Kovalenko 1977) evidenciaram o forte decréscimo na temperatura do *liquidus* e do *solidus* pela ação do flúor. Trabalhos mais recentes (Manning 1981; Pichavant & Manning 1984; Weidner & Martin 1987; Pichavant *et al.* 1987; London 1989; Xiong *et al.* 1999) confirmaram este comportamento, bem como o fato de que os leucogranitos enriquecidos em F e Li também são afetados por processos tardia a pós-magmáticos, podendo representar o produto final da diferenciação magmática de granitos contendo alto flúor. Na literatura internacional, entretanto, criolita disseminada tem sido

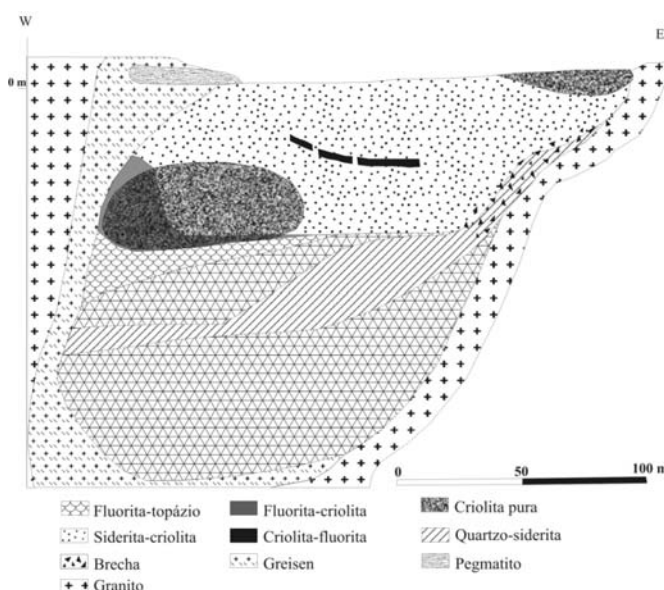


Figura 53 – Perfil do depósito criolítico de Ivigtut segundo Pauly & Bailey (1999).

atribuída unicamente a fluidos residuais, não a ambiente magmático. Em Ivigtut (Blaxland 1976), embora de modo menos significativo do que em Pitinga, também ocorre fase de criolita intersticial considerada produto de estágio residual do fluido que circulou livremente através dos interstícios do granito amplamente solidificado. Também nos granitos alcalinos anorogênicos nigerianos portadores de criolita intersticial, esta é considerada produto da recristalização extensiva de fluidos hidrotermais pervasivos, ricos em flúor e pertencentes ao estágio tardio (Bowden & Kinnaird 1984). O albita granito representa, portanto, um caso excepcional.

O albita granito intruiu as demais fácies do corpo, formando domo. A intrusão foi possivelmente controlada por estrutura rúptil de direção N-S. A forma dômica implica na existência em profundidade de volume de albita granito maior do que o considerado no modelo de intrusão lateral, em forma de folha. A forma dômica permite compreender melhor as grandes concentrações de F, Nb e Sn na parte apical do corpo, formando o minério magmático, além da presença de quantidades maiores de fluidos residuais que puderam ascender para formar o DCM.

A forma do DCM assemelha-se a um cogumelo lenticular, instalado ao longo do eixo central vertical do AGN em pelo menos 3 níveis. Processos previamente ocorridos na zona do DCM (albitização e formação da auréola pegmatóide) atestam que esta zona foi, desde a consolidação do albita granito, caminho preferencial para a circulação de fluidos, o que poderia estar relacionado a reativação da estrutura referida. As modificações na paragênese do albita granito ligadas a estes processos criaram locais preferenciais para formação do DCM.

A relação de contato entre os corpos de criolita e a encaixante é tipicamente reativa, sugerindo a dissolução do AGN e conseqüente preenchimento das cavidades pela massa criolítica. Sugere também que as condições de P e T foram bastante distintas entre a formação da encaixante e a formação do DCM. Neste contexto, a formação do DCM dificilmente poderia ser atribuída aos estágios magmático (Lenharo 1998) ou pegmatítico (Costi 2000), pois, nestes estágios, fluidos ricos em F teriam viscosidade muito baixa, não havendo motivo para se concentrarem apenas no eixo central vertical do AGN. Pelas relações texturais, o preenchimento das cavidades iniciou-se por criolita nucleada, seguida pela caramelo e, finalmente, pela criolita branca, refletindo empobrecimento gradual da solução mineralizante.

Em Ivigtut a associação espacial do depósito de criolita com um domo granítico é ainda mais estreita do que em Pitinga. Neste sentido, seria razoável supor para Ivigtut modelo em que fluidos ascendentes originados do próprio corpo granítico fossem responsáveis pela formação do depósito. Entretanto, a hipótese de fluidos ascendentes só é contemplada no modelo metassomático e, neste, os autores desvinculam totalmente as origens do depósito e da rocha encaixante. Em nosso entender, os autores teriam forte argumento adicional, geológico, que não foi utilizado: o fato das composições química e mineralógica do depósito serem muito contrastantes com a encaixante. Em Pitinga os corpos de criolita maciça não representam corpo exótico no albita granito, seja pela localização, forma ou paragênese. Um modelo metassomático como o de Ivigtut é inaplicável em Pitinga. Em suma, os dados geológicos apontam para o DCM modelo hidrotermal, envolvendo fluidos residuais do próprio AGN.

Geoquímica de ETR e Y

Os dados de ETR e Y revelam assinatura geoquímica que correlaciona intimamente, em termos evolutivos e metalogenéticos, a mineralização criolítica ao albita granito. Este, em relação às demais fácies do granito Madeira, tem conteúdos de ETR caracterizados por menor fracionamento dos ETRL, enriquecimento relativo em ETRP e anomalia negativa de európio mais acentuada. São características similares àquelas das fácies albitizadas do granito Ivigtut, mas não permitem definir para o albita granito e, conseqüentemente, para a mineralização de criolita, modelo genético magmático ou metassomático. Por outro lado, o estudo dos ETR em separações minerais demonstrou a formação de criolita (e fluorita) ao longo de estágios sucessivos, desde o magmático até o hidrotermal mais tardio. No estágio magmático formaram-se criolita disseminada no AGN e fluorita dissemina-

da no AGB. A fluorita apresenta razões ETR/Y e ETRL/ETRP pouco superiores a 1, semelhantemente ao albita granito, e tem alta concentração de Y (~1.200ppm), compatível com as ocorrências em pegmatitos graníticos. A criolita tem razões ETR/Y e ETRL/ETRP menores do que fluorita atribuídas a diferenças cristal químicas. A criolita disseminada hidrotermal apresenta enriquecimento relativo em ETRL e empobrecimento em Y e a anomalia negativa de Eu tem a mesma intensidade da criolita magmática, indicando condições de oxi-redução semelhantes. Subseqüentemente, ocorreu a formação do DCM, em que as 3 gerações de criolita têm anomalia negativa de Eu menos acentuada (ambiente de formação mais oxidante), menores concentrações Y e ETR e apresentam enriquecimento relativo em ETRL da criolita nucleada para a branca. Estas características são atribuídas a abertura do sistema, provavelmente relacionada a reativação de fraturas, permitindo a instalação de sistema hidrotermal, o aporte de soluções meteóricas e a conseqüente diluição progressiva do fluido mineralizante. O contínuo enriquecimento relativo em ETRL, desde a criolita magmática até a criolita branca, é associado ao empobrecimento do fluido em ETRP (e Y), pela incorporação preferencial destes cátions em criolita. Não existem dados de ETR em criolita de Ivigtut.

Inclusões fluidas

Na criolita do DCM as TH variam, em geral, entre 100°C e 300°C, têm forte tendência vertical na Zona Criolítica Zero (a mais próxima à superfície), correspondendo a resfriamento de 400°C a 100°C e não a efeito de estrangulamento. As variações refletem alterações nas condições físico-químicas do fluido e não processos posteriores. Dois grupos de salinidade estão presentes, um em torno de 5% peso eq. NaCl (criolita não maclada e recristalização em criolita maclada) e outro acima de 10% peso eq. NaCl (criolita maclada). Os resultados em criolita são corroborados pelos resultados obtidos em quartzo e fluorita do DCM e nos minerais hidrotermais estudados na encaixante, nos quais os dois grupos de salinidade também são observados.

Em Ivigtut (Pauly & Bailey 1999) ocorrem IF relacionadas a fluidos hidrotermais, com TH e TF semelhantes às encontradas em Pitinga. Entretanto, elas têm caráter nitidamente secundário e são associadas à forte deformação do depósito. As IF relacionadas ao fluido formador do depósito têm TH mais altas (até 555°C) e são portadoras de CO₂. Não obstante a preservação das IF primárias, a gênese do depósito permanece controversa.

A associação de IF, com ampla variação de salinidade e TH, e com muito pouco ou nenhum CO₂, encontrada

em criolita de Pitinga é característica de eventos pós-magmáticos. A inexistência de inclusões magmáticas ou de TH mais altas, atribuíveis a ambiente magmático, em outros minerais do DCM, como quartzo e fluorita, permite afirmar que a formação do depósito ocorreu em ambiente hidrotermal. A ausência de CO_2 nas IF pode ser explicada, no modelo de Lenharo *et al.* (2003), pela cristalização da rocha ao longo de 3 fases, associada ao fato de CO_2 ter solubilidade muito menor do que a da H_2O . Como CO_2 exsolvia antes, em estágios primitivos de solidificação do magma em profundidades maiores (Lowerstern 2001; Robb 2005), não é de se esperar sua presença nas fases fluidas formadas mais tardiamente, após descompressão em níveis crustais mais rasos. Neste caso, não seria necessária qualquer correção de pressão nos nossos dados microtermométricos, assim como não teria ocorrido *boiling*. Em suma, os dados de IF indicam que fluidos hidrotermais salinos residuais do albita granito, previamente desprovidos de CO_2 , ascendentes das partes inferiores do corpo, formaram o DCM e enriqueceram o minério disseminado (formação de criolita disseminada hidrotermal). Ao longo do processo, o sistema hidrotermal passou a ter caráter convectivo, incorporando fluidos meteóricos re-aquecidos em profundidade, implicando diluições parciais do fluido mineralizador.

Pirocloro e columbita, zonação do depósito polimetálico

A mineralização de Nb e Ta do albita granito teve evolução mais complexa do que o anteriormente suposto. Iniciou-se em ambiente magmático, com a formação de uma variedade rara, U-Pb-pirocloro, rico em Sn, outro aspecto composicional incomum, mas coerente com a presença de cassiterita magmática. Pirocloro primário foi afetado por columbitização, ocorrendo perda de Pb e enriquecimento em U e Nb, formando uma série passando por Pb-U-pirocloro, U-pirocloro, até a formação de columbita com altas concentrações de Sn e U (herdadas de pirocloro) e de Fe^{3+} , e com variação na razão $\text{FeO}/\text{Fe}_2\text{O}_3$ espacialmente relacionada ao DCM. Nas variedades de pirocloro, paralelamente ao empobrecimento em Pb, ocorreu enriquecimento em Ca, F, Ce e Sn e empobrecimento em Fe. Na subfácies de transição entre AGN e AGB ocorre inversão nesta evolução relacionada à diminuição da atividade de flúor no fluido responsável pela columbitização. Os dados caracterizam, portanto, a existência de zonação mineral no albita granito relacionada a aporte de fluidos a partir da zona do DCM. Possivelmente, a zonação é ainda mais complexa, devendo incluir a formação de minerais de U (utilizando o excesso deste elemento não incorporado em columbita) e de parte da galena.

Em Ivigtut não existe mineralização de Nb e Ta. Observa-se que as 5 unidades constituintes do depósito são dispostas verticalmente (Figura 52). Parte desta disposição foi relacionada a abatimentos que afetaram o corpo de protominério. As estruturas dos depósitos de Ivigtut e Pitinga são, portanto, totalmente distintas. Neste último a zonação até então reconhecida corresponde à subdivisão do albita granito em AGN e AGB que, segundo Costi (2000), é relacionada ao autometassomatismo do primeiro por fluidos residuais, com forte oxidação associada. É possível que parte das diferenças nas paragêneses do AGN e AGB se devam ao fluido formador do DCM e aos gradientes geoquímicos, como a diminuição gradual da atividade de F (e outros elementos), adquiridos pela formação do DCM e de minerais hidrotermais disseminados no AGN, implicando em composição já bastante modificada quando de seu aporte na borda do albita granito.

Y-GAGARINITA

Antes da exsolução, o sistema mineral formava uma solução sólida na qual as principais substituições eram regidas pela equação $\square + 2\text{ETR}^{3+} \Leftrightarrow \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Y}^{3+}$. Formou-se, assim, Y-gagarinita inicial excepcionalmente rica em ETRL, cátions relativamente grandes, cuja presença foi compensada por vacâncias no sítio de coordenação VI. Este mineral apresentava razões ETRL/ETRP e Y/ETR muito próximas daquelas do ambiente magmático, sugerindo que, a temperaturas mais altas, ele se comporta como amplificador linear da composição de ETR do fluido, semelhantemente à fluorita. A diminuição da temperatura desestabilizou a estrutura da Y-gagarinita inicial que exsolveu os cátions de ETR de raio iônico maior do que o do Sm. A gagarinita hospedeira preservou praticamente todos os conteúdos de Y, ETRP (com exceção do Sm que se repartiu entre ela e a fase exsolvida) e Na (e Ca), constituindo estrutura estável, menos afetada por vacâncias e com balanço de cargas mais equilibrado. A fase exsolvida é um fluoreto com razão cátions/flúor=1/3, essencialmente constituído por Ce e La, correspondendo a composição de fluocerita. Sua estrutura não pôde ser determinada: picos de fluocerita não foram identificados e estrutura semelhante à de gagarinita (razão cátions/flúor= 1/2) parece pouco provável.

Entre os minerais que tiveram suas composições estudadas em detalhe no presente trabalho, Y-gagarinita é o único que teria sido formado na fase pegmatítica da evolução do albita granito, representada na zona do DCM pela auréola pegmatóide. A ausência de fluorita nesta zona pode ser devida ao fato de Y-gagarinita (que em Pitinga apresenta relação Na/Ca das mais baixas da literatura) ter incorporado as pequenas quantidades de Ca disponíveis.

Geoquímica isotópica

Os sistemas isotópicos Sm-Nd e ^{208}Pb - ^{207}Pb foram utilizados como tentativa de estabelecer idade e fontes do sistema albita granito-mineralização. Os resultados do primeiro sistema indicam fortes evidências de remobilização, com relações isotópicas entre Sm e Nd fortemente alteradas. Nas amostras de rocha total que apresentaram resultados coerentes, obteve-se idades T_{DM} de 1.586 Ma e 1.529 Ma e valores de $\mu\text{Nd}(t)$ de 2,8 e -0,5, compatíveis com sistemas gerados no manto, com participação subordinada de crosta continental. O sistema isotópico ^{208}Pb - ^{207}Pb forneceu idade de 1686 Ma \pm 110/-170 Ma. Dentro do erro, a idade obtida pode ser equivalente àquelas das demais fácies do granito Madeira ou ser correlacionável à da Suíte Intrusiva Abonari. Considera-se aqui que esta última possibilidade só pode ser assumida se vier a ser comprovada por estudos adicionais. O sistema isotópico $^{208}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ indicou o envolvimento de fontes mantélica, crustal profunda e crustal rasa. A distribuição das mineralizações nos corpos Madeira (F, Nb e Sn) e Água Boa (Sn), associada à identificação de diferentes fontes, permite supor que F e Nb se relacionam a uma mesma fonte, possivelmente mantélica, enquanto Sn se relaciona a uma fonte crustal.

Em Ivigtut, estudos de isótopos radiogênicos foram realizados apenas nas encaixantes, comparando amostras afetadas pela mineralização com amostras inalteradas, além de outras rochas da área. Para Goodenough *et al.* (2000), os valores de μNd , entre -3,6 e -2,9, do granito Ivigtut inalterado indicam que é produto de fonte mantélica com mistura de material crustal fundido. Blaxland (1976), com base em dados do sistema Rb-Sr, propôs que o depósito criolítico foi formado quando as fusões residuais peralcalinas do granito em resfriamento foram misturadas com fluidos hidrotermais ricos em F, ascendentes, que penetraram no granito. Goodenough *et al.* (*op. cit.*) observaram heterogeneidade nos valores de μNd (-3,0 a +0,7) no granito alterado, atribuída ao processo de metassomatismo, e concluíram ser este ligado a fluidos primitivos, derivados do manto, com valores positivos altos de μNd , que atravessaram a crosta rapidamente, sem serem contaminados. Os fluidos eram ricos em F e CO_2 (o que explicaria os importantes conteúdos de carbonato no depósito) e derivados da mesma fonte dos carbonatitos e lamprófiros existentes na região, como indicam os estudos de isótopos estáveis (C e O) nestas rochas e em siderita do depósito.

A hipótese de fluidos externos ricos em F terem se misturado a fluidos residuais de granito em processo de consolidação não pode ser aplicada em Pitinga, onde o albita granito é portador de criolita magmática e sua

paragênese apresenta inversões que demonstram excepcional riqueza neste elemento desde o ambiente magmático. Além disso, seriam esperados na encaixante (demais fácies do granito Madeira) importantes efeitos metassomáticos que, comparativamente a Ivigtut, são praticamente inexistentes em Pitinga. Por outro lado, no caso de Pitinga, a mistura poderia ter ocorrido a grande profundidade, no nível da fonte crustal, onde o fluido mantélico portador de F (e Nb) se incorporaria ao magma crustal portador do Sn. A associação F e Nb sugere que o fluido seria mantélico. No caso de Pitinga, tendo a mistura ocorrido a grande profundidade, o CO_2 poderia ser perdido durante a ascensão do magma (vide estudo de inclusões fluidas), o que explicaria a pobreza em carbonato, enquanto o Nb permaneceria no magma enriquecido em F.

XII. IMPLICAÇÕES PARA A PROSPECÇÃO

Em Pitinga, independentemente do modelo petrogenético adotado para explicar a formação do magma e a riqueza deste em F, existe o consenso de que o albita granito já era enriquecido em F em profundidade. Portanto, corpos de albita granito semelhantes ao da serra do Madeira, e relacionados à ascensão deste, podem existir sub-aflorantes nas proximidades da serra, em domínios do Grupo Iricoumé, assim como outras câmaras magmáticas de igual evolução podem ter propiciado a formação de corpos de albita granito em áreas mais distantes.

O primeiro critério a ser considerado na prospecção de criolita é, evidentemente, a associação com corpos de albita granito, cuja prospecção, por sua vez, tem entre seus critérios a associação com as demais rochas da Suíte Intrusiva Madeira. Os critérios de prospecção destes corpos graníticos serão enfocados pela equipe do Alvo Estanho. Por outro lado, o modelo genético constatado para o DCM abre a possibilidade de existirem, em rochas do Grupo Iricoumé ou em granitos Mapuera, depósitos hidrotermais de criolita relacionados a corpo de albita granito subjacente. Os critérios a serem considerados na prospecção de depósitos deste tipo são:

1. em escala regional, o depósito estaria possivelmente associado a lineamentos de direção NE-SW (orientação preferencial de corpos Madeira);
2. na escala de depósito, a mineralização estaria possivelmente associada a estruturas rúpteis de direção N-S (orientação do albita granito); estas possivelmente poderiam ser identificadas como morfo-estruturas em imagens LANDSAT;
3. as estruturas N-S teriam forte alteração hidrotermal associada, possivelmente identificável, mais especialmente em granito Mapuera, por tratamento de dados orbitais com o apoio integrado de dados de espectrorradiometria;

4. sítios de intersecção de lineamento NE-SW com estruturas menores N-S seriam locais favoráveis à formação do depósito;
5. depósito em granito Mapuera poderia ser associado a brechas de falha, ser constituído por *stockworks* ou ter morfologia filoneana;
6. depósitos associados a rochas do Grupo Iricoumé poderiam ter forte caráter *stratabound*;
7. A depósito de grande porte poderia estar associada anomalia gravimétrica (existente em Ivigtut, mas ainda não testada em Pitinga);
8. depósitos aflorantes corresponderiam a áreas de relevo rebaixado;
9. anomalias geoquímicas de F seriam encontradas nos cursos d'água que drenam o depósito;
10. aluviões associados apresentariam concentrações anômalas de zircão;
11. as rochas encaixantes afetadas pela mineralização poderiam ter seus padrões de ETR modificados, adquirindo formas mais planas e enriquecimento relativo em ETRP e apresentarem concentrações anômalas em F, Zr e Rb;
12. amostras de solo apresentariam anomalias destes mesmos elementos.

O potencial prospectivo do distrito mineiro de Pitinga não se resume aos corpos da Suíte Madeira. O conhecimento geológico acumulado ao longo das últimas três décadas, notadamente pela CPRM, UFPA e por geólogos da Mineração Taboca, mostra a presença de sucessivas manifestações magmáticas que conferem grande potencial ao distrito.

O projeto contribuiu para o conhecimento da geologia do Grupo Iricoumé e da Suíte Madeira. O volume expressivo de rochas vulcânicas efusivas e piroclásticas e os corpos graníticos epizonais associados são compatíveis com um complexo de caldeiras no primeiro. A geração do Grupo Iricoumé impôs à área anomalias geotermiais que provavelmente persistiram durante muito tempo e que devem ter potencializado fenômenos de natureza hidrotermal, cujas conseqüências do ponto de vista prospectivo não foram ainda estudadas. Esse ambientes são em geral vinculados a zonas extensionais com afinamento crustal progressivo acompanhado de maior participação de calor e magmas mantélicos. O contexto permite explicar a origem do magmatismo do tipo A que gerou rochas metaluminosas a peraluminosas, que foram sucedidos por litotipos peralcalinos, como o granito Europa.

Os estudos regionais levaram à identificação de um novo prospecto, o granito Alto Pitinga. A rocha granítica apresenta padrão de ETR plano, com enriquecimento relativo em ETRP. Apresenta também anomalia de Ta e uma importante anomalia de Rb. Análises hidrogeoquímicas apresentaram anomalia de F proveni-

ente deste corpo que se enquadra, portanto, em diversos dos critérios prospectivos acima listados. Adicionalmente, o projeto identificou anomalias de F e metais em rochas vulcânicas adjacentes aos granitos Bom Futuro Norte e Madeira. As investigações efetuadas nas áreas anômalas em Ta e Nb no granito Europa permitiram relacioná-las a variações de fácies da rocha granítica.

XIII. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Modelo do depósito

Do ponto de vista petrológico, o albita granito é rocha peralcalina especial: as composições química e mineralógica são equivalentes às de pegmatitos, mas a textura é tipicamente a de rocha magmática. Uma característica adicional o torna um caso único no mundo: o teor de F com média de 6% em peso (Lenharo 1998). Do ponto de vista metalogenético, o albita granito representa dois casos únicos: é uma rocha peralcalina portadora simultaneamente de mineralização econômica de Sn e Nb; é a única rocha-minério de criolita no mundo. Além disso, contém o segundo (e não existe o terceiro) caso conhecido mundialmente de depósito de criolita maciça.

Não obstante as originalidades da rocha e do depósito polimetálico, o modelo genético é extremamente simples. Não seria exagerado dizer que a evolução encontrada no depósito é exatamente a que se poderia esperar após o posicionamento de um magma com a composição química do albita granito. Entretanto, não existindo na literatura modelos que demonstrem como seria esta “evolução esperada”, o caminho percorrido até se chegar a tal afirmativa foi bastante longo. Três eram as questões fundamentais a serem respondidas.

A primeira questão referia-se à presença dos três minérios (Sn, Nb e F). Seriam eles singenéticos ou o resultado de eventos superpostos? Uma resposta clara foi obtida com dados texturais, indicando o caráter magmático de cassiterita, U-Pb-pirocloro e parte da criolita disseminada.. Ela foi confirmada pelos dados de química mineral destes dois últimos minerais e corroborou estudos anteriores.

A segunda pergunta referia-se ao posicionamento da formação do depósito criolítico maciço (e maior parte da criolita disseminada) na evolução do albita granito. Os dados geológicos apontaram diretamente para formação em estágio hidrotermal, comprovada pelos dados de inclusões fluidas e corroborada pelos dados de geoquímica de ETR e Y em criolita, fluorita e Y-gagarinita, que permitiram seguir passo a passo a evolução geoquímica dos sucessivos estágios.

A terceira questão referia-se ao entendimento das relações espaciais, em diferentes escalas: do albita granito

em relação às demais fácies do granito Madeira; entre as subfácies AGN e AGB; e a zonação do depósito polimetálico. A forma dômica verificada para o albíta granito permite melhor compreensão destes aspectos, pois implica na presença de maiores volumes de fluidos residuais. Assim, sua ascensão principalmente pela zona central do AGN e seu envolvimento subsequente em circuito convectivo podem explicar as zonações das paragêneses tardias e das secundárias, incluindo-se aí aquelas ligadas ao processo de columbitização, assim como parte das diferenças entre AGN e AGB. Entretanto, o conhecimento pleno da distribuição dos minerais (e suas variações composicionais) na escala do albíta granito ainda está distante. Alcançá-lo acarretará novas perspectivas para a otimização da lavra e beneficiamento do minério e, principalmente, dos seus co-produtos e sub-produtos. Esta é a principal recomendação do projeto à mineradora.

O caráter polimetálico do depósito: modelo metalogenético vs modelo petrogenético

A discussão que permanece em aberto é a origem do magma do albíta granito. Embora investigá-la não tenha sido o enfoque do presente estudo, algumas considerações finais fazem-se necessárias. Do ponto de vista metalogenético e considerando a classificação dos granitos portadores de metais raros (Pollard 1992), o albíta granito enquadra-se entre os Nb(-Zr-ETR) granitos. Estes podem ser granitos peralcalinos, caracterizados por presença de piroxênio e/ou anfibólio sódicos, altos valores de $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$, Fe, F, Nb, Zr, ETR, baixa razão Ta/Nb, e por terem pirocloro como principal mineral de minério, e granitos metaluminosos a peraluminosos. Estes últimos são caracterizados por Fe-Li-micas, altas concentrações de Rb, F, Sn, baixos valores de CaO, Ba, Sr, Eu e Ta/Nb e por terem columbita e cassiterita como principais minerais de minério. O albíta granito reúne todas, sem exceção, as características metalogenéticas e

mineralógicas que tipificam os dois casos. Mistura de dois magmas com tais características não explicaria, entretanto, a excepcional riqueza do albíta granito em F e, conseqüentemente, a presença da mineralização de criolita. Haveria que se incluir um terceiro componente representado pelo aporte de fluido externo rico em F. Um modelo com 3 componentes exige uma coincidência temporal e espacial de processos muito grande, mas esta não seria incompatível com a excepcionalidade do caso de Pitinga.

Um modelo com dois componentes poderia ser aventado a partir de uma das hipóteses apresentadas por Costi (2000): as quatro fácies do granito Madeira seriam comagmáticas; seus contrastes seriam devidos ao extremo enriquecimento em F e outros elementos capazes de causar a despolimerização e acentuada redução de viscosidade dos líquidos graníticos residuais, bem como a inversão do *trend* de evolução magmática de metaluminoso-peraluminoso com sílica crescente para peralcalino com sílica decrescente. Neste modelo, o autor não considerou a possibilidade do aporte externo de F. Incluir neste modelo de Costi (*op. cit.*) o aporte externo de F representa uma hipótese a ser investigada em trabalhos subsequentes.

Agradecimentos

Os autores agradecem aos geólogos Dr. Onildo João Marini, Dr. Hardy Jost e Dr. Benedicto Waldir Ramos (ADIMB) pelo inestimável apoio ao longo de todo o desenvolvimento do trabalho. À gerência e corpo técnico da Mineração Taboca Ltda por todas as facilidades disponibilizadas. Ao Dr. R. A. Fuck (UnB) pela minuciosa revisão do manuscrito. Aos técnicos do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) da UFRGS pelo apoio na preparação de amostras e análises. A.C. Bastos Neto, E.F. de Lima e N.F. Botelho são apoiados pelo CNPq através de bolsas de produtividade em pesquisa.

REFERÊNCIAS

- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 1981. Brazilian structural Provinces. An introduction: *Earth Sci. Rev.*, **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 [abs.]. *In: South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão*, p.34-35.
- Åmli R. & Griffin W.L. 1975. Microprobe analysis of REE minerals using empirical correction factors. *American Mineralogist*, **60**:599-606.
- Araújo A. H.; Carvalho Jr. 1994. Arquitetura e implementação computacional de filtros digitais multidirecionais para aplicação na detecção de lineamentos estruturais e contatos geológicos. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 38, Balneário Camboriú, 1994. **Resumos Expandidos**, SBG: p.335-337.
- Araújo Neto H. & Moreira H.L. 1976. *Projeto Estanho do Abonari*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final, 2 vol.
- Araújo J.F.V., Montalvão R.M.G., Lima M. I. C., Fernandes P.E.C.A., Cunha F.M.B., Fernandes C. A.C., Basei M.A.S. 1976. *Projeto RADAMBRASIL - Geologia da Folha SA.21, Santarém, Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM, Levantamento de Recursos Naturais, **10**:17-130.
- Augustithis S-S.P. (Ed.) 1995. *Atlas of the textural Patterns of ore Minerals and Metallogenic Processes*. Walter de Gruyter & Co, New York, 659pp.

- Bailey J.C. 1980. Formation of cryolite and other aluminofluorides: a petrologic review. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **29**:1-45.
- Barbosa O. 1966. *Geologia básica e econômica da área da região do médio Tapajós, estado do Pará*. Rio de Janeiro, DNPM, B. Div. Fom. Prod. Min.126, 55p.
- Bastos Neto A.C. 1999. Le district à fluorine de Santa Catarina Brésil: minéralisations et altérations Hydrothermale dans leur cadre géodynamique. Thèse de doctorat, Université d'Orléans. 420p.
- Bastos Neto A.C., Pereira V.P., Minuzzi O.R.R., Ferron J.M., Prado M., Ronchi L.H., Lima E.F., Frantz J.C., Hoff R., Rolim S.B.A., Umann L., Rocha F.N., Flores J.A.A., Oliveira D.G., Pierosan R. 2004. O depósito criolítico de Pitinga (Amazonas): Resultados Preliminares. In: I Simpósio Brasileiro de Exploração Mineral, CD-ROM. Ouro Preto.
- Bastos Neto, A.C.; Touray J-C; Dardenne M.A.; Charvet J.P. (1991) Chronologie et évolution des fluides hydrothermaux dans le district à fluorine de Santa Catarina, Brésil: Données de l'analyse des terres rares et de l'étude des inclusions fluides. *Mineralium Deposita* **26**:211-216.
- Batchelor A.R. & Bowden P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical geology*, **48**:43-55.
- Betejtin A. 1977. Curso de Mineralogia. 3ª Edição. Editora MIR. 725 p.
- Blaxland A.B. 1976. Rb-Sr isotopic evidence for the age and origin of the Ivigtut granite and associated cryolite body, South Greenland. *Econ. Geol.*, **71**:864-869.
- Bondam J. 1991. The Ivigtut Cryolite Deposit in South Greenland. Open File Ser. GGU N°. 91/4.
- Bowden P. & Kinnaird J. A. 1984. Geology and mineralization of the Nigerian Anorogenic Ring Complexes. *Geologisches Jahrbuch, reihe B, heft 56*: 3-65.
- Brown P.E. & Hagemann S.G. 1994. MacFlinCor: a computer program for fluid inclusion data reduction and manipulation. In: B. De Vivo & M. L. Frezzotti (eds.) *Fluid Inclusions in minerals: methods and applications*. Virginia Tech, Blacksburg. pp.: 231-250.
- Burnham C.W. 1993. *Least-squares refinement of crystallographic lattice parameters*. Harvard University, Cambridge, MA 02138.
- Carvalho Filho N.B., Horbe A.C., Souza P.C.B. 1984. A natureza dos depósitos de cassiterita do setor Madeira, região do Pitinga, Amazonas, Brasil. In: SBG, Symposium Amazônico, 2, Anais p. 459-461.
- Cas R.A.F. & Wright J.V. 1987. *Volcanic succession, modern and ancient: a geological approach to processes, products and successions*. London, Allen & Unwin, 528p.
- Chakoumakos B.C. 1984. Systematics of the pyrochlore structure type, Ideal $A_2B_2X_6Y$. *Jour. of Sol. Sta. Chem.*, **53**:120-129.
- Chakoumakos B.C. & Ewing R.C. 1985. Crystal chemical constraints of the formation of actinide pyrochlores. In: C.M. Jantzen, J.A. Stone, R.C. Ewing (eds) *Scientific Basis of Nuclear Waste Management VIII*, Material Research Society, Pittsburgh, pp.: 641-646.
- Chang L.L.Y; Howie, J.A.; Zussman J. (1998) Rock-Forming Minerals. Volume 5B Non-Silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides. Longman Group Limited. Essex. 382p.
- Clemens J.D., Holloway J.R., White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *Amer. Miner.* **71**:314-317.
- Collins W.J., Beams S.D., White A.J.R., Chappel B.W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to Southeastern Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. **80**:189-200.
- Costa J.A.V., Costa J.B.S., Macambira M.J.B. 2001. Grupo Surumu e Suíte Intrusiva Saracura, RR – Novas idades Pb-Pb em zircão e interpretação tectônica. In: SBG - Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, Belém, , Boletim de Resumos Expandidos, 4p. (em CD-ROM).
- Costa J.B.S. & Hasui Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: M. L. Costa, R. S. Angélica (eds.). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, Belém, SBG, p.15-90.
- Costi H.T. 2000. *Petrologia de granitos alcalinos com alto flúor mineralizados em metais raros: o exemplo do Albita granito da Mina Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará, 345p.
- Costi H.T., Borges R.M.K., Dall'agnol R. 1997. Primary mineralization of the Pitinga tin province, Amazonian craton, North Brazil. *International Symposium on granites and Associated Mineralizations*, 2, p. 44-45.
- 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. *Int. Geol. Rev.*, **42**:832-849.
- Costi H.T., Santiago A.F., Pinheiro S.DAS. 1984. *Projeto Uatumã – Jatapu*. Manaus, CPRM-SUREG-MA Relatório Final. 133p. + Análises Petrográficas e mapas.
- Costi H.T.; Horbe, A. M. C.; Borges, R. M.; Dall'Agnol R.; Siginolfi G.P. 2000. Mineral chemistry of cassiterite from the Pitinga Province, Amazonian Craton. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:775-782
- Cunha E.F.S. 2001. *Análise faciológica e estratigráfica das rochas sedimentares da Formação Urupi (Paleoproterozóico), aflorantes na hidrelétrica da mina Pitinga – município de Presidente Figueiredo – Amazonas*. Trabalho final de graduação em geologia. Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas.
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Borges R.M.K. 2003. *Estudos e projetos direcionados a depósitos minerais e distritos mineiros: "Caracterização de depósitos minerais em distritos mineiros da Amazônia", subprojeto: Pitinga-Estano*. Belém, UFPA, Relatório de compilação e integração de dados/Nota Explicativa ao Mapa Geológico 1:25.000, 11-23p.
- 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. *Min. and Petr.*, **50**:113-138.
- Daoud W.K. 1988. *Granitos estaníferos de Pitinga, Amazonas: contexto geológico e depósitos minerais associados*. Dissertação de Mestrado, Brasília. UnB-DG, 194 p.
- Daoud W.K. & Antonietto Jr. A. 1985. Geologia do granito estanífero Água Boa, Pitinga, AM. In: SBG/NN, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Belém, Anais, v.3:17-33.
- Derby, O.A., 1877. Contribuições para a geologia da região do Baixo Amazonas. *Arch. Mus. Nac. Rio de Janeiro*. **3**:77-104.

- Ercit T.S. 1994. The geochemistry and crystal chemistry of columbite-group minerals from granitic pegmatites, southwestern Grenville Province, Canadian Shield. *The Can. Miner.* **32**:421-438.
- Ercit T.S., Hawthorne F.C., Cerny P. 1994. The structural chemistry of Kalipyrochlore, a "Hydropyrochlore". *The Can. Miner.*, **32**:415-420.
- Evensen N.M., Hamilton P.J., O'Nions R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **42**:119-1212.
- Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Reis N.J., Oliveira M.J.R., Riker S.R.L. 2000. *Projeto Caracará. Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. CPRM Caracará, Folhas NA.20-Z-B e NA.20-Z-D inteiras e parte das folhas NA.20-Z-A, NA.20-Z-C, NA.21-Y-C e NA.21-Y-A. Estado de Roraima. Escala 1:500.000.* Brasília, CPRM. Relatório Final (em CD-ROM).
- Faria M.S.G., Luzardo R., Pinheiro S.S., Silva L.C. 1999. Litoquímica e petrogênese do Granito de Igarapé Azul - sudeste de Roraima. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, **6**, Manaus, SBG/Núcleo Norte, *Boletim de Resumos Expandidos*, p.577-580.
- Ferron J. M. T. M.; Bastos Neto A. C.; Rolim S. B. A.; Hoff R.; Umann L.; Minuzzi O. R. R. 2002. Reconhecimento de uma mega-estrutura no distrito mineiro de Pitinga-AM: dados preliminares a partir da aplicação de técnicas de processamento digital de imagens LANDSAT ETM+. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 2. *Boletim de Resumos*. Belém. Universidade Federal do Pará. Núcleo PRONEX do Centro de Geociências. v. 1, p.14.
- Fraga L.M., Souza M.M., Pinheiro S.S., Larizzatti J.H., Esteves M.A., Riker S.R.L., Brito M.F.L., Reis N.J., Pessoa M.R.. 1999. *Projeto Roraima Central*, Programa de levantamentos geológicos básicos do Brasil. Folhas NA.20-X-B e NA.20-X-D (inteiras), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21-V-A e NA.21-V-C (parciais), Estado de Roraima. Escala 1:500.000 – Manaus-AM, CPRM.
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Machado N., Daoud W.E.K. 1993. Idade U-Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). In: Congresso Brasileiro de Geoquímica, **4**, *Resumos expandidos*, p.246-249.
- Gaudete H.E., Mendoza V., Hurley P.M., Fairbairn H.W. 1978. Geology and age of the Parguaza rapakivi granite, Venezuela: *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **89**:1335-1340.
- Gibbs A.K. & Barron. 1983. The Guiana Shield Reviewed. *Episodes*, 2:7-14.
- Gifkins C.C., Aallen R.L., Mcphie J. 2005. Apparent welding textures in altered pumice-rich rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, **142**(1/2):29-47.
- Goddard E.N., Trask P.D., Ford R.K.de, Rove O.N., Singewald J.T., Overbeck R.M. 1975. The Rock-Color Chart Committed, *The Geological Society of America, Boulder, Colorado*, 8p.
- Goodenough K.M., Upton B.G.J., Ellam R.M. 2000. Geochemical evolution of the Ivigtut granite, South Greenland: a fluorine-rich "A-type" intrusion. *Lithos*, **51**:205–221.
- Grunder A., Russel J.K. 2005. Welding processes in volcanology: insights from field, experimental and modeling studies. *Journal of Volcanology and Geothermal Research – Special Issue – Welding Processes in Volcanology*, **142**(1/2):1-9.
- Haskin L.A., Haskin M.A., Frey F.A., Wildeman, T.R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of Rare Earths. In: L.H. Ahrens (ed.) *Origin and Distribution of Elements*. Oxford: Pergamon, 1:889-911.
- Hibbard M.J. 1995. *Petrography to Petrogenesis*. Prentice-Hall, Inc. 587pp.
- Henley R.W. 1985. The geothermal framework of epithermal deposits. In: B.R. Berger & P.P.M. Bethke (Eds) *Geology and Geochemistry of epithermal systems*, Reviews in Economic Geology, **2**:1-24
- Hodgson N.A. & Le Bas, M.J. 1992. The Geochemistry and Cryptic Zonation of Pyrochlore from San Vicente, Cape Verde Islands. *Min. Magaz.*, **56**:201-214.
- Hogarth D.D. 1977. Classification and nomenclature of the pyrochlore group. *Amer. Miner.*, **62**:403-410.
- Hogarth D.D. 1989. Pyrochlore, apatite and amphibole: distinctive minerals in carbonatite. In: Bell, Keith (ed.) *Carbonatites - Genesis and Evolution*. p.105-148.
- Horbe A.M.C., Costa M.L. 1997. Geoquímica dos ETR no perfil laterítico da Serra do Madeira - Mina Pitinga (Amazonas - Brasil). *Geochimica Brasiliensis*, **11**(3):309-324
- Horbe A.M.C., Costa M.L. 1997. Perfil Laterítico Mineralizado a Sn, Zr, Th, Nb, Y e Etr (Serra do Madeira - Pitinga -AM): Caracterização Mineralógica e Evolução Geoquímica. *Rev. Acad. Bra. Ci.* **69**(2):193-210
- Horbe A.M.C., Costa M.L. 1999. Geochemical evolution of late-ritic Sn, Zr, Th, Nb, Y and REE - bearing ore body derived from apogranite: the case of Pitinga, Amazonas - Brazil. *Journal of Geochemical Exploration, Canadá*, **66**:339-351
- Horbe M.A., Horbe A.C., Teixeira J.T., Costi H.T. 1985. Granito Madeira: petrologia, petroquímica e mineralizações. In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, Belém, 2, *Anais*, p. 284-320
- Horbe M.A., Horbe A.C., Costi H.T., Teixeira J.T. 1991. Geochemical characteristics of cryolite-tin-bearing granites from the Pitinga mine, northwestern Brazil. *Journal Geochemical Explor.*, 40:227-249
- Horbe A.M.C., Oliveira T.S. de, Costi H.T., Bigi S. & COSTA M.L. 1999. Cristalquímica da cassiterita do minério laterítico Serra do Madeira - Mina Pitinga (Amazonas - Brasil). In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 6, p. 585-588
- Horbe A.M.C., Oliveira T.S. de, Costi H.T., Rossi A., Signolfi G.P. & Bigi S. 1999. Caracterização cristalquímica do zircão do minério laterítico da Mina do Pitinga - Amazonas (Brasil). In: 7 Cong. Bras. Geoquímica, Porto Seguro, p. 264-266
- Hughes J.M. & Drexler J.W. 1994. Refinement of the structure of gagarinite-(Y), Na_x(Ca_xREE_{2-x}) F₆. *The Can. Miner.* **32**(3):563-565
- Issler R.S., Andrade A.R.F., Montalvão R.M.G., Guimarães G., Silva G.G., Lima M.I.C. 1974. *Geologia da Folha SA.22 - Belém. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.22 - Belém.* Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais **5**:2-182
- Jorge João X. S., Santos C.A., Faraco M.T.L. 1984. *Projeto Trombetas – Mapuera.* Belém, CPRM - SUREG-BE, Relatório Final V.1 + mapas.
- Jorge João X.S., Santos C.A., Provost A. 1985. Magmatismo adamélico Água Branca (Folha Rio Mapuera, NW do

- Estado do Pará). In: SBG, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2:93-109
- Karup-Møller S. & Pauly H. 1979. Galena and associated ore minerals from the cryolite at Ivigtut, South Greenland. *Mendeleeser om Grønland, Geoscience* 2:3-25
- Kinnaird J. A.; Bowden P.; Iver R. A. & Odling N, W, A. 1985. Mineralogy, geochemistry and mineralization and the Ririway complex, northern Nigeria. *Journal Afr. Earth Sci*, 3:185-222
- Kovalenko V. I. 1977. The reactions between granite and aqueous hydrofluoric acid in relation to the origin of fluorine-bearing granites. *Geochemistry International*, 14(2):108-118
- 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 Vil Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precamb. Res.*, 119(1):189-223
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic Rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal Volc. Geothermal. Res.*, 14:159-186
- Le Maitre R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the international union of geological sciences subcommission on the systematic of igneous rocks. Oxford, *Blackwell Scientific Publications*, 193 p.
- Lenharo S.L.R. 1998. *Evolução Magmática e Modelo Metalogenético dos Granitos Mineralizados da Região de Pitinga, Amazonas, Brasil*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação da Universidade de São Paulo, 290p.
- Lenharo S.L.R., Pollard P.J., Born H. 2003. Petrology and textural evolution of granites associated with tin and rare-metals mineralization at the Pitinga mine, Amazonas, Brazil. *Lithos* 66:37-61
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts with Programs*, 11(3):468
- London, D. 1989. Lihophile rare element concentration in silic rocks: the alkaline trend in granitic systems. *Geol. Assoc. Can. - Mineral. Assoc., Program Abstr.* 14(A)21
- Lottermoser B.G. & England B.M. 1988. Compositional variation in pyrochlores from the Mt. Weld carbonatite laterite, Western Australia. *Min. and Petrol.*, 38:37-51
- Lourenço R.S., Montalvão R.M.G., Pinheiro S.S., Fernandes P.E.C.A., Pereira E.R., Fernandes C.A.C., Teixeira W., 1978. Geologia da Folha SA.20 - Manaus. Brasil, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha SA.20 - Manaus*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Naturais, 18:17-164
- Lowerstern J. B. 2001. Carbon dioxide in magmas and implications for hydrothermal systems. *Mineralium Deposita*, 36:490-502
- Lumpkin G.R. & Ewing C.R. 1988. Alpha-decay damage in minerals of the pyrochlore group. *Phys. Chem. Minerals*, 16:2-20.
- Lumpkin G.R. & Ewing C.R. 1992. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals : Microlite subgroup. *Amer. Miner.*, 77:179-188
- Macambira M.J.B., Teixeira J.T, Daoud W.E.K., Costi H.T. 1987. Geochemistry, mineralizations and age of tin-bearing granites from Pitinga, Northwestern Brazil. *Rev.Bras. Geoc., volume especial, Proceedings of the Internatinal Symposium on Granites and associated mineralizations (ISGAM)*, 17(4):562-570.
- Mandarino J.A. & Black M.E. (Eds). 2004. *Fleischer's Glossary of Mineral Species*. Mineralogical Record Inc., Tucson, 309 p.
- Mandetta P., Veiga Jr. J. P., Oliveira J.R. 1974. *Reconhecimento geológico ao longo do rio Pitinga, afluente do rio Uatumã*. CPRM/Manaus, 31 p.
- Maniar P.D., Piccoli A. 1989. Tectonic discrimination on granitoids. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 101(5): 635-643
- Manning D. A. C. 1981. The effect of fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab-Or with excess water at 1 kb. *Contributions to Mineralogy and petrology*, 76: 206-215
- Marchand L. Joseph D., Touray J.C., & Treuil M. 1976. Critères d'analyse géochimique des gisements de fluorine basée sur l'étude de la distribution des lanthanides, application aux gîtes du Maine (Cordesse, France). *Mineral. Deposita* 11:357-379.
- McPhie J., Doyle M., Allen R. 1993. *Volcanic textures*. A guide to the interpretation of textures in volcanic rocks. Centre for Ore Deposit and Exploration Studies. University of Tasmania. 198pp.
- Méary A., Touray J.C., Galland D., Jebrak M 1985. Interprétation de l'anomalie en europium des fluorines hydrothermales. Données de la RPE. Application au gîte de fluorine de Montroc (Tarn), *Chem. Geol.*, 48:115-124
- Melo A.F.F., Santos A.J., Cunha M.T.P., Campos M.J.F., D'antona R.J.G. 1978. *Projeto Molibdênio em Roraima: relatório final*. MME/DNPM Manaus, 6v.
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Science Reviews*, 37:215-224.
- Mincrust. Disponível em <<http://database.iem.ac.ru/mincrust/index.php>> Acesso em 5 jan. 2005
- Mineralogy Database. Disponível em <[http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-\(Y\).shtml](http://www.webmineral.com/data/Gagarinite-(Y).shtml)>. Acesso em 5 jan. 2005
- Minuzzi O.R.R. 2004. *A Columbítização do Pirocloro da Subfácies Albita granito de Núcleo do Granito Madeira, Pitinga-AM: Relações com a Gênese da Mineralização Criolítica*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 56p.
- Minuzzi O.R.R., Bastos Neto A.C., Pereira V.P. 2005. A columbitização do pirocloro da subfácies albita granito de núcleo do granito Madeira, Pitinga (AM). In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia, Gramado, CD-ROM, 3p
- Minuzzi O.R.R., Ferron J.M.M., Bastos Neto A.C., Pereira V.P. 2003. Primeira Notícia da Descoberta de Waimirita e Atroarita, Dois Novos Minerais na Mina de Pitinga, AM, Brasil, Instituto de Geociências, UFRGS, *Rev.Pesq. Geoc.*, 30(1):1009-1012
- Minuzzi O.R.R., Rocha F.F.N., Bastos Neto A.C., Ronchi L.H., Ferron J.M.T.M. 2001. Estudo de Inclusões Fluidas no Depósito Criolítico Maciço do Granito Madeira na Mina de Pitinga, Amazonas, Brasil: resultados preliminares. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Anais*.
- Montalvão R.M.G. 1975. Grupo Uatumã no Craton Guianês, In: DNPM Conferência Geológica Interguianas, 10, Belém, *Anais*, p. 286-339

- Moreau J. & Tramasure G. 1964. Etude de composés synthétiques de la famille des columbite - tantalite et tapiolite - mossite. *Compte Rendus Hebdomadaires des Seances de l'Academie des Sciences*, **9**:2599-2601
- Munoz J.L. 1984. F-OH and Cl-OH exchange in micas with application to hydrothermal ore deposits. *In: Micas, Reviews in mineralogy, Mineralogy Society of America*, **13**:469-493
- Naime R. & Nardi L.V.S. 1991. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense; geologia, petrologia e geoquímica. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**; 3, p. 266-274.
- Ohnenstetter D. & Piantone P. 1988. Geochimie et evolutions des minéraux du groupe des columbo-tantalites et des minéraux du groupe du pyrochlore du sondage GPF 1 Echassieres (Allier). *Doc. Bureau de Recherches Geologiques et Minières*, (BRGM). Paris, France, **124**:113-250
- Oliveira A.I., Leonardos, O.H. (eds.). 1940. *Geologia do Brasil*. Rio de Janeiro, comissão brasileira dos centenaries Portugal. 472p.
- Oliveira A.S., Fernandes C.A.C., Issler R.S., Montalvão R.M.G. de, Teixeira W. 1975. *Geologia da Folha NA.21-Tumucumaque e parte da Folha NB.21*. BRASIL, Departamento Nacional de Produção Mineral. *Projeto RADAMBRASIL. Folha NA.21 - Tumucumaque, e parte da Folha NB.21*. Rio de Janeiro. Levantamento de Recursos Mineraiis, **9**:21-118
- Oliveira M.J.R., Luzardo R., Faria M.S.G.De, Pinheiro, S.DA S. 1996a. A Suíte Intrusiva Água Branca no Sudeste de Roraima. *In: SBG - Núcleo Norte, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, Anais* p. 86-89
- Oliveira M.J.R., Almeida M.E., Luzardo R., Faria M.S.G.De. 1996b. Litogeoquímica da Suíte Intrusiva Água Branca - SE de Roraima. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, **39, Anais** 2:213-216
- O'Neil J.R. & Taylor H.P. 1967. The oxygen isotope and cation exchange chemistry of feldspars. *Amer. Mineral.*, **52**, 1414-1437.
- Pauly H. 1978. Twins in cryolite types from Ivigtut, South Greenland. *Bull. Geol. Soc. Den.*, **27**:7-14
- Pauly H. & Bailey J.C. 1999. Genesis and evolution of the Ivigtut cryolite deposit, SW Greenland. *Medelelser om grØnland, Geoscience* **37**, 60pp.
- Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.B. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **25**: 956-983
- Pereira V.P. 1995. *A alteração no Maciço Alcalino-carbonatítico de Catalão I – Brasil. Evolução mineralógica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil/ Université de Poitiers, França, 279 p.
- Pichavant M.; Boher M.; Stenger J. F; Aissa M. & Charoy B., 1987. Relations de phases de granites de Beauvoir à 1 et 3 kbar, em condições de saturação em H₂O., *Géologie de la France*, **2**(3): 77-86
- Pichavant M. & Manning D. A. C. 1984. Petrogenesis of tourmaline granites and topaz granites: the contribution of experimental data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **35**: 31-50
- Pierosan, R. 2004. *Caracterização Petrográfica e Litoquímica do Grupo Iricoumé na Mina de Pitinga, AM*. Trabalho de Conclusão de Curso de Geologia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 74 p.
- Pierosan R., Lima E.F., Bastos Neto A.C., Ferron J.M.T.M., Prado M. 2004. Caracterização dos depósitos vulcânicos do Grupo Iricoumé na Mina Pitinga – estado do Amazonas. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **42. Anais**, em CD-ROM.
- Pierosan R., Lima E.F., Ferron J.M.T.M., Bastos Neto A.C., Prado M., Alexandre F.M. 2005. Faciologia dos depósitos piroclásticos do Grupo Iricoumé na região de Pitinga, AM. *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Anais*, p.339-244.
- Pires A.C. 2005. *A Gagarinita e Fases Associadas no granito Madeira (Pitinga, Amazonas)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 122 p.
- Pires A. C.; Bastos Neto A. C.; Pereira V. P. 2005. A gagarinita e fases associadas no Granito Madeira (Pitinga-AM). *In: I Simpósio Brasileiro de Metalogenia*, CD-ROM, p. 3
- Pires J.S., Borrelli M., Ferron J.T.M.M., Salvador J.C. 1998. *Relatório Geoestatístico e Resumo da Otimização da Cava de 13Mt/ano – Projeto Rocha Sã*. Mamoré Mineração e Metalurgia Ltda. 52 p.
- Pitcher W.S. 1983. Granite type and tectonic environment. K. J. Hsü (Ed.): *Mountain Building Processes*. London: Academic Press, pp.: 19-40
- Pollard J.P. 1992. Mineralization and alteration with rare – metal granitic systems. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, **37**. São Paulo. Short Course. 52 p.
- Poty B., Leroy J., Jachimowicz L. 1976. Un nouvel appareil pour la mesure des températures sous le microscope : l'installation thermométrique Chaix Meca. *Bull. Soc. Fr. Mineral*, **99**(2-3):182-186
- Ramgrab & Damião. 1970. *Reconhecimento geológico dos rios Anauá e Barauana*, Relatório Inédito. Boa Vista: DNPM, 40 p.
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M.B., Haddad R.C. 1999. Vulcanismo cálcio-alcalino paleoproterozóico do Setor Oriental do Estado de Roraima – Escudo das Guianas, *In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, Anais*, v.1
- Reis N.J., Faria M.S.G., Fraga L.M.B., Haddad R.C. 2000. Orosirian calc-alkaline volcanism and the Orocaima event in the northern Amazonian Craton, eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **38**(3):380-383
- Robb, L. 2005. Introduction to ore forming processes. Blackwell Publishing, Oxford, 373 pp.
- Roedder E. & Bodnar R.J. 1997. Fluid inclusions studies of hydrothermal ore deposits. *In: Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third edition. p. 657-697
- Rollinson H. 1993. Using Geochemical Data: evaluation, presentation, interpretation. Essex. Pearson Education Limited, 352 p.
- Ronchi L.H., Lindenmayer Z.G., Araujo J.C., Althoff A.M.R., Caron R., Baecker C.A. 2003b. Padrão de inclusões fluidas em depósitos de Óxido de Ferro Cu e Au na Província Mineral de Carajás, Pará. *In: L.H. Ronchi & F.J. Althoff (Org.). Caracterização e modelamento de depósitos mineraiis*. Editora Unisinos, São Leopoldo, pp.: 203-229.

- 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. *Gond. Research*, Japão, **3**(4):453-488
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Fletcher I.R. 2002. Timmin of mafic magmatism in the Tapajós Province (Brazil) and implications for the evolution of the Amazon Craton: evidence from baddeleyite and zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Jour. South Am. Earth Sci.*, **15**:409-429.
- Santos J.O.S. & Oliveira J.R. 1978. Magmatismo básico-alcálico no Proterozóico Superior da Plataforma Amazônica. Manaus, CPRM/SUREG-AM. 14 p.
- Santos J.O.S. & Reis Neto J.M. 1982. Algumas idades de rochas graníticas do Cráton Amazônico. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, 1:339-348
- Schobbenhaus C., Hoppe A., Lork A., Baumann A. 1994. Idade do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil), primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Camboriú. *Anais*, **2**:395-397
- Scion Image Beta 4.2. Disponível em <<http://www.scioncorp.com>>. Acesso em: 28 dez. 2004
- Shanon R.D. 1976. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides. *Acta Crystallogr.*, **32**:751-767
- Sheperd T.S., Rankin A.H., Alderton D.H.M. 1985. *A practical guide for inclusion fluids studies*. Ed. Blackie, London, 239p.
- Silva Jr. R.O. 1992. Estudo petrográfico de rochas hipabissais da Formação Quarenta Ilhas – região de Pitinga-AM. Belém, UFPA. *Centro de Geociências*. 38 p.
- Skinner B.J. 1997. Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know. In: H.L. Barnes (Ed.) *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*. Third Edition, 1:1-29
- Skjerlie K.P. & Johnston A.D. 1993. Fluid-absent melting behavior of an F-rich tonalitic gneiss at mid-crustal pressures: Implications for the generation of anorogenic granites. *Journal of Petrology*, **34**:785-815
- Smith J.V. 1974. Intimate Feldspar Intergrowth. In: J.V. Smith & B.F. Smith (eds). *Feldspars Minerals*. Chemical and Textural Properties, 2, Springer-Verlag New York, pp.: 399-544.
- Styles M.T. & Young B.R. 1983. Fluocerite and its alteration products from the Afu Hills, Nigeria. *Minl Mag.*, **47**:41-46.
- Suzouki T. & Epstein S. 1976. Hydrogen isotope fractionation between OH-bearing minerals and water. *Geochim. Osmochim. Acta*. **40**, 1229-1240.
- Sverjenski D.A. 1984. Europium redox equilibria in aqueous solution - Earth and Planet. *Sci Lett.* **67**:70-78.
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **3**:174-182
- Teixeira J.T., Costi H.T., Minuzzi O.R.R., Soares E.A.A. 1992. Depósitos primários de criolita, cassiterita, xenotímio e columbita em apogranito – mina do Pitinga (AM). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, *Anais*, **1**:212-213
- Teixeira J.T., Ferron J.M.T.M., de Silveiro E., Costa L.A.da. 1992. *Relatório Final Avaliação Depósito Criolítico da Mina Pitinga*. Mineração Taboca S. A, Ministério das Minas e Energia, DNPM, Manaus-AM.
- Thompson R.N. 1982. British Tertiary volcanic province. *Scott. J. Geol.*, **18**:49-107
- Tuttle O. F. & Bowen N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system NaAlSi₃O₈ – KAlSi₃O₈ – SiO₂ – H₂O. *Geological Society of America Memoir* **74**: 153
- Valério C.S., Souza V.S., Macambira M.J.B., Milliotti C.A., Carvalho A.S. 2005. Geoquímica e Idade Pb-Pb do Grupo Iricoumé na Região da Borda Norte da Bacia do Amazonas, Município de Presidente Figueiredo (AM). In: SBG-Núcleo Rio de Janeiro/Espírito Santo, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, *Anais*, p. 47
- Van Der Veen A.H. 1963. A study of pyrochlore. *Verhandelingen van het Koninklijk Nederlands geologisch mijnbouwkundig genootschap. Geologische Serie*, **22**:188
- Veiga Jr. J.P., Nunes A.C.B., Fernandes A.S., Amaral J.E., Pessoa M.R., Cruz S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos Uatumã*. Manaus, DNPM/CPRM, Relatório Final, 7
- Weidner J. R. & Martin R. F. 1987. Phase equilibria of a fluorine-rich leucogranite from the St. Austell pluton, Cornwall. *Geochimica et Cosmochimica* **51**:1591-1597
- Whalen J.B., Currie K.L., Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination, and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**:407-419
- Wyllie P. J. & Tuttle O. F. 1961. Experimental investigation of silicate systems containing two volatile components. Part II. The effects of NH₃ and HF, in addition to H₂O on the melting temperatures of albite and granite. *American Journal of Sciences*, **259**: 128-143
- www.webmineral. "Site" de mineralogia
- Xiong X. L.; Zhao A. H.; Zhu J. C. and Rao B., 1999. Phase relations in albite granite-H₂O-HF system and their petrogenetic applications. *Geochemical Journal*, **33**:199-214.



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

DEPÓSITOS EÓLICOS DA FORMAÇÃO URUPI, PALEOPROTEROZOÍCO DO ESCUDO DAS GUIANAS, MINA DO PITINGA-AM

Eisner F. S. Cunha¹, Afonso C. R. Nogueira², Jackson D. S. Paz², José M. Ferron³
Maurício Prado³

¹Programa de Pós-graduação em Geociências –UFAM. eisnercunha@ufam.edu.br

²Departamento de Geociências-UFAM. anogueira@ufam.edu.br, jackdspaz@yahoo.com.br

³Mineração Taboca S/A Grupo Parapanema. jmaximino@mtaboca.com.br, mprado@mtaboca.com.br

Introdução

O Paleoproterozóico teve duração em torno de 900 Ma (Plumb 1991). Seu limite inferior em 2,5 Ga foi marcado pelo final da estabilização de áreas cratônicas arqueanas e seu limite superior em 1,6 Ga está relacionado a pulsos orogênicos. Este período caracteriza-se pela quebra de grandes blocos em núcleos menores, gerados a partir de rifteamento, metamorfismo e a intrusão de diques máficos, concomitante com a abertura de amplas bacias sedimentares no Cráton Amazônico (Brito Neves et al, 1995; Rogers 1996). A avaliação paleoambiental de depósitos sedimentares desta idade na Amazônia ainda é incipiente o que não permite o melhor entendimento da história evolutiva do cráton, bem como sua relação com os eventos globais do Pré-cambriano. Depósitos siliciclásticos paleoproterozóicos, atribuídos à Formação Urupi (cf. Veiga 1979) ocorrem na região sul do Escudo das Guianas, particularmente na Mina do Pitinga (MP), estado do Amazonas, localizada nos limites das Províncias Amazônia Central (idade 1.88-1.86 Ga) e Tapajós-Parima (idade 2,1- 1,87 Ga, Santos et al. (2000a). A Formação Urupi sobrepõe-se a rochas vulcânicas da Suite Iricoumé (1,88 Ga), sendo intrudida pelos basaltos e diabásios da Formação Quarenta Ilhas (idade relativa 1,79 Ga). A análise de fácies da Formação Urupi permitiu a identificação de um sistema deposicional desértico que abre novas perspectivas para o entendimento paleogeográfico e climático desta parte da Amazônia (Figura 1).

A Formação Urupi

Esta unidade ocorre nas margens da braquissinclinal do Pitinga e as suas melhores exposições são observadas na região da hidrelétrica da Mina do Pitinga alcançando até 100 m de espessura. As camadas encontram-se deformadas por falhas e dobramentos causando mergulhos 40° a 89°. As fácies sedimentares estão bem preservadas embora localmente a silicificação e intemperismo possam gerar acamamento maciço. A análise de fácies permitiu a descrição e a individualização de duas associações de fácies representativas de campo de dunas e interduna/*wadi*, respectivamente.

Campo de Dunas

Esta associação é composta por arenito de granulometria fina a média e geometria tabular que grada lateralmente a forma lenticular, com extensão lateral superior a 40 m. A espessura máxima dos *cosets* chega a 7 metros e os menores pouco mais de 3,5 metros. Internamente, os *sets* têm espessuras de 0,30-1,50 m. A estratificação cruzada desenvolvida nesta macroforma apresenta ângulo de mergulho médio a alto (28 a 34 graus). No *toeset* desta macroforma, são observados estratos com gradação inversa que são tipicamente produto da migração de ondulas de vento (*wind ripples*; cf. Master 1991). Também diversas superfícies de truncamento são notadas separando especialmente as associações de fácies. Estas superfícies podem ser comparadas às superfícies hierárquicas de Kocurek (1981a, 1988) como sendo de primeira e segunda ordem (Figura 2A).

Esta associação é interpretada como campo de dunas por apresentar estratificação cruzada de médio a grande com ângulo de mergulho de 28-34 graus associada com depósitos



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simposio de Geologia da Amazonia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

de *wind ripples*. Adicionalmente, interpreta-se uma superfície limitante de primeira ordem, de aspecto subhorizontalizado, que corresponde à migração de duna, bem como, uma de segunda ordem, correspondendo a migração de campo de duna sobre interduna (Brookfield 1977, Kocurek 1981a).

Interduna/wadi

Esta associação de fácies caracteriza-se pela intercalação de arenitos e pelitos (Figs. 2B-D). Em geral os arenitos têm coloração esbranquiçada a rosado, organizados de maneiras diversas e complexas, inclusive dobrados, formando pacotes com até 20 m de espessura. Os pelitos são de coloração verde, branco a amarronzados, laminados a maciços, friáveis e ferruginizados, bem como, mostram-se com foliação cataclástica. Também são encontradas abundantes marcas onduladas assimétricas e subordinadamente simétricas, estruturas de aderência/verrugas (*adhesion and warts ripples*), laminação cruzada transladante subcrítica e supercrítica, depósito de queda de grão (*grain fall*), depósito fluxo de grão (*grain flow*), gretas de contração e marcas de escorrimento (*rill marks*) e estratificação cruzada sigmoidal (Fig. 3). Dois padrões de índice (IO) e simetria (ISO) de marcas onduladas foram mensurados. O primeiro, mostra valores de IO que variam de 8 a 33,8 e ISO variando de 1,8 a 10,5. O segundo padrão mostra IO de 3 a 17,7 e ISO de 4,3 até 45.

Esta associação é interpretada como interduna/wadi por apresentar as seguintes estruturas sedimentares: 1) Estruturas de aderência e verrugas (*adhesion and warts ripples*), gretas de contração e marcas de escorrimento (*rill marks*); 2) Estratificação sigmoidal; 3) depósitos de *grainfall* e *grainflow*; 4) Laminação cavalgante transladante subcrítica a supercrítica; 5) Índice e simetria de marcas onduladas típicas de vento. As verrugas e estruturas de adesão são geradas pela disponibilidade de areias secas levadas pelo vento e depositadas sobre superfícies úmidas ou molhadas, o que comprova a existências de dois ambientes contemporâneos, assim como gretas de contração e *rill marks* relacionados à subexposição aérea, apontando para um perfil de interduna (Kocurek & Fielder 1982). A estratificação sigmoidal é interpretada como elemento arquitetural de acreção de barra 2D em meio subaquoso (Collinson 1996). A laminação cruzada transladante subcrítica e supercrítica é gerada por processos trativos eólico no barlavento de dunas (Hunter 1977). Depósitos de *grain fall* ocorrem na zona de separação de fluxo de grãos no *slipside* da duna. Depósitos de fluxo de grãos são gerados a partir da coalescência de lâminas de areias pela força gravitacional no *slipside* da duna, apresentando feição lingóide (Hunter 1977; Reineck & Singh 1980; Kocurek & Dott, Jr. 1981). As medidas de índice e simetria de ondula da área de estudo apontam também marcas onduladas de ambiente eólico e de *wadi*, segundo proposta de Tanner (1967).

Considerações Finais

É descrito pela primeira vez na região sul do Escudo das Guianas um ambiente desértico paleoproterozóico. Estes depósitos pertencentes à Formação Urupi consistem em um sistema desértico composto de duas associações de fácies Campo de Dunas e Interduna/wadi. O registro desse sistema deposicional indica condições climáticas extremas por volta 1,8 Ga na Amazônia, correlatos aos eventos de desertificação registrados em outros crátons pelo mundo como na África e Austrália. Estes depósitos são excelentes marcadores climáticos e, se as áreas adjacentes à Mina do Pitinga forem avaliadas com o mesmo detalhe mostrado neste trabalho, poderemos compor um cenário paleoambiental completo para o paleoproterozóico da Amazônia.



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.



Figura 3. Estratificação Sigmoidal da associação de fácies interduna/wadit.

Referências

- Brito Neves, B.B. 1995. *A tafrogênese estereariana nos blocos paleoproterozóicos da América do Sul e processos subsequentes*. Geonomos, Belo Horizonte, v. 3, n. 2, p.1-21.
- Brookfield, M. E. 1977. *The origin of bounding surfaces in aeolian sandstones*. *Sedimentology* 24, 303-332.
- Collinson, J. D. 1996. *Alluvial sediment*. In: READING, H. G. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell Science, third edition. 574p.
- Hunter, E. R. 1977. *Basic types of stratification in small eolian dunes*. 1977. *Sedimentology* , 24, 361-387.
- Kocurek, G., 1981a. *Erg reconstruction; the Entrada Sandstone (Jurassic) of northern Utah and Colorado: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v.36, p. 125-153.
- Kocurek, G.; FIELDER, G. 1982. *Adhesion structures*. *Journal Sedimentary Petrology*. Vol 52, No.4, p-1229-1241.
- Kocurek, G., 1988. *First-order and super bounding in eolian sequence-bounding revisited*. In: Kocurek, G. (Ed.), *Late Paleozoic and Mesozoic Eolian Deposits of the western Interior of the USA*. *Sed. Geol.* 56, 193-206.
- Master, S., 1991. *Stratigraphy, tectonic setting, and mineralization of the early Proterozoic Magondi Supergroup, Zimbabwe: a review*. *Econ. Geol. Res. Unit. Univers. Of the Witwatersrand*, 77 p.
- Reineck, H. E. & SINGH, I. B. 1980. *Depositional Sedimentary Environments*. Springer-Verlag. 455p.
- Rogers, J.J.W. 1996. *History of Continents in the Past Three Billion Years*. *Jour. of Geology*, Chicago, v.104, p. 91-107.
- Santos, J.O.S., HARTMANN L. A., GAUDETTE H.E., GROVES D.I., McNAUGHTON N., FLETCHER I. R. 2000a. *A New Understanding of the Provinces of the Amazon Cráton based on integration of Field Mapping and U-Pb and Sm-Nd Geochronology*. *Gondwana Research*, 3 (4): 453-488.
- Tanner, W. F. 1967. *Ripple mark indices and their uses*. *Sedimentology* 9, 89-104.
- Veiga Jr, J.P.; NUNES, A.C.B.; SOUZA, E.C.; SANTOS, J.O.S.; AMARAL, J.E.; PESSOA, M.R. & SOUZA, S.A.S. 1979. *Projeto Sulfetos do Uatumã. Relatório final*. Manaus, DNPM/CPRM, v. 1 A, 207p.v.IB, 519p.



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

CARACTERIZAÇÃO MINERALÓGICA E GEOQUÍMICA DOS PERFIS BAUXÍTICOS DA MINA DO PITINGA – NORDESTE DO ESTADO DO AMAZONAS

Sancler F. Peixoto¹ Adriana M. C. Horbe¹, Maurício Prado², José M. T. M. Ferron²

¹Programa de Pós-graduação em Geociências, Departamento de Geociências, Universidade Federal do Amazonas. sanclerfp@ufam.edu.br, ahorbe@ufam.edu.br

²Mineração Taboca S/A – Grupo Parapanema. mauricio_geo@yahoo.com.br, jmaximino@mtaboca.com.br

Introdução

A região bauxítica do Pitinga está localizada a 250 km ao norte da Manaus e sempre foi conhecida pelo grande potencial de estanho como cassiterita. A região consiste de rochas vulcânicas ácidas (Grupo Iricoumé) intrudidas por cinco corpos graníticos, dos quais três estão mineralizados em estanho, e rochas sedimentares (Fm. Urupi) (Horbe *et al.* 1991; Costi *et al.* 2000). Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico na região foram executados pela CPRM/DNPM (Araújo Neto & Moreira 1976; Radambrasil 1978; Veiga Jr. *et al.* 1979). Foram realizados também trabalhos voltados à pesquisa de metais raros (Sn, Zr, Th, Nb, Y e ETR) associados tanto a mineralização primária como supergênica (Horbe *et al.* 1991, 1997), Costi *et al.* (2000), Lenharo *et al.* (2003) dentre outros. O primeiro trabalho de caracterização geológica, geoquímica e de avaliação das potencialidades econômicas das bauxitas do Pitinga foi realizado por Costa *et al.* (1988), posteriormente, Horbe & Costa (1999) também mencionam a presença de horizontes bauxíticos na região. A retomada da pesquisa nesse tema possibilitou que fosse feita nova caracterização textural, estrutural, mineralógica e geoquímica de dois perfis lateríticos desenvolvidos sobre rochas vulcânicas ácidas do Grupo Iricoumé e graníticas do Maciço Água Boa.

Material e Métodos

Foram coletadas 31 amostras a cada metro em dois perfis lateríticos (P1 e P2). Após secas, quarteadas e pulverizadas, selecionou-se 14 amostras representativas para análise química e mineralógica. As análises químicas foram realizadas pela Acme Analytical Laboratories LTD, Canadá. SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃, TiO₂, MgO, CaO, Na₂O, K₂O e P.F. foram analisados por ICP-ES. Enquanto o Cu, Mn, Mo, Pb, Zn, Ni, As, Cd, Sb, Bi, Ag, Au, Hg, Tl, Se, Ba, Be, Co, Cs, Ga, Hf, Nb, Rb, Sn, Sr, Ga, Ta, Th, U, V, W, Zr e Y foram analisados por ICP-MS, ambos após fusão com LiBO₂. Para análise do Au, Ag, As, Bi, Cd, Cu, Hg, Mo, Ni, Pb, Sb, Se, Tl e Zn a abertura das amostras foi feita com água-régia (HNO₃ + HCl concentrados). As análises mineralógicas de amostra total foram feitas por difratometria de raios-X no Laboratório de Difração de Raios-X do DEGEO na Universidade Federal do Amazonas – UFAM.

Estrutura e Mineralogia do P1

Este perfil com 13 m de espessura, é composto de quatro horizontes (da base para o topo): saprólito, crosta (fácies: aluminosa, alumino-ferruginosa, ferro-aluminosa e aluminosa), desmantelado e solo, desenvolvidos sobre as rochas vulcânicas do Grupo Iricoumé.

O *saprólito* (3 m) é formado de material areno-argiloso avermelhado com porções argilosas mais esbranquiçadas, tem foliação incipiente marcada pelo alinhamento de minerais ferruginosos e boa porosidade. Os minerais predominantes são gibbsita (53 %), caulinita (34 %) e hematita + goethita (11 %). O anatásio ocorre em 2 % e o quartzo não atinge 1 %. A *crosta laterítica* (6 m) é constituída de quatro fácies: a *fácies Al* é avermelhada a marrom com porções protonodulares, tem grande número de *alteromorfos*, inclusive zonados, que podem



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

ter resultado da substituição do feldspato. A gibbsita frequentemente está geminada e é o mineral dominante (86 %), enquanto o teor de hematita + goethita é relativamente baixo (9 %). A *fácies Al-Fe* tem textura protonodular, a gibbsita diminuiu (69 %) e hematita + goethita aumentou (25 %) em relação à *fácies Al*. A *fácies Fe-Al* também tem textura protonodular, é cavernosa e tem coloração avermelhada. É a *fácies* onde os teores de hematita + goethita (48 %) e caulinita (10 %) são mais elevados, enquanto os de gibbsita (39 %) mais baixos. Na porção superior a crosta é novamente *aluminosa*, maciça e tem textura protopisolítica a pisolítica. Os pisólitos hematíticos são arredondados, enquanto os gibbsíticos angulosos, ambos têm até 4 cm de diâmetro, diminuem de tamanho em direção ao topo do horizonte e estão envolvidos por plasma gibbsítico rosado. É a *fácies* onde o teor de gibbsita é mais alto (87 %) e o de hematita + goethita mais baixo (3 %) (Fig. 1a). O *horizonte desmantelado* (1,5 m) é formado por blocos decimétricos da crosta pisolítica, similar a *fácies Al* do topo da crosta, e por pisólitos angulosos a sub-arredondados, hematíticos, avermelhados e gibbsíticos amarelo-esbranquiçados isolados com menos de 3 cm de diâmetro, envolvidos por matriz argilosa friável amarela-avermelhada. Os teores de gibbsita nos pisólitos (65 %) e na matriz (66 %) são similares, enquanto o de caulinita é mais elevado nos pisólitos (31 %) do que na matriz (15 %). A hematita + goethita é menor nos pisólitos (1 %) e maior na matriz (13 %). O *solo* (2,5 m) tem estrutura maciça, textura argilo-arenosa, é friável e tem cor amarelada. A gibbsita é o mineral predominante (68 %), enquanto os teores da caulinita (11 %) e hematita + goethita (14 %) assemelham-se aos da matriz do horizonte desmantelado. Na crosta o anatásio não ultrapassa 1 %, na matriz do horizonte desmantelado e no solo o teor é de 4 %. O quartzo tem menos de 1 % em todo o perfil.

Estrutura e Mineralogia do P2

Este perfil tem 14 m de espessura e também é composto de quatro horizontes (da base para o topo): saprólito, crosta (*fácies* aluminosa, ferro-aluminosa a alumino-ferruginosa e aluminosa), desmantelado e solo, desenvolvidos sobre as rochas graníticas do Maciço Água Boa.

O *saprólito* (1,5 m) é formado de fragmentos da rocha-mãe intemperizada envolvidos por matriz friável argilo-arenosa rósea-avermelhada. A caulinita (52 %) e a gibbsita (39 %) são os minerais que predominam além de hematita + goethita (7 %), quartzo (2 %) e anatásio (<1 %). A *crosta laterítica* (5 m) é formada por quatro *fácies*: a *fácies Al* tem estrutura maciça, é bastante porosa, com tubos e canais preenchidos por argila caulinitica, é vermelha-amarelada e tem textura protonodular. Mineralogicamente é formada de gibbsita (66 %), caulinita (18 %) e hematita + goethita (14 %), enquanto quartzo e anatásio ocorrem abaixo de 1 %. A *fácies Fe-Al a Al-Fe* é vermelha escura, tem textura protonodular, estrutura maciça e porosa. Predominam hematita + goethita (47 %), gibbsita (38 %) e caulinita (13 %). No topo da crosta a *fácies Al* tem textura nodular, estrutura maciça e cor amarela-avermelhada a rosada. Os nódulos são, predominantemente, gibbsíticos, alongados, amarelo-esbranquiçados com até 1 cm de comprimento, enquanto os hematíticos têm forma subarredondada, medem até 3 cm de diâmetro e ambos estão envolvidos por plasma gibbsítico rosa. No *horizonte desmantelado* (2 m) ocorrem nódulos hematíticos e gibbsíticos coalescentes que formam concreções inferiores a 15 cm. Nas concreções predomina gibbsita (75 %), mas ocorrem ainda caulinita (17 %) e hematita + goethita (6 %), enquanto na matriz predomina caulinita (79 %) e gibbsita não atinge 10 %. O *solo* mede 5,5 m de espessura e seu contato com a crosta é gradacional, com desaparecimento das concreções Al em direção ao topo do perfil. Mineralogicamente é muito semelhante à matriz do horizonte desmantelado quanto aos conteúdos de caulinita (77 %), gibbsita (9 %) e hematita + goethita (8 %). O teor de quartzo diminui de 2 % no saprólito para <1 % nos demais horizontes enquanto o de anatásio aumenta de <1 % no saprólito e na *fácies Al* da base para 2 % nos demais horizontes do perfil. Não há



A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simposio de Geologia da Amazonia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

diferença nos teores de quartzo (<1 %) e anatásio (2 %) nas concreções e matriz do horizonte desmantelado e no solo.

Geoquímica do P1

Os elementos maiores mais abundantes no perfil são Al_2O_3 (29,27 – 59,88 %) e Fe_2O_3 (1,14 - 47,55 %). Os teores mais elevados de Al_2O_3 foram verificados nas fácies Al do topo (59,88 %) e da base (57,8 %) da crosta. Por outro lado, o teor mais baixo de Al_2O_3 ocorre na fácies Fe-Al (29,3 %). Comportamento semelhante é mostrado pela P.F. (17,4 – 31,3 %) devido ser o segundo constituinte da gibbsita. Os teores de P.F. mais elevados ocorrem nas fácies aluminosas do topo (31,3 %) e da base (30 %). O Fe_2O_3 domina na fácies Fe-Al (47,55 %) e é mais baixo na fácies Al (3,4 %) situada no topo do perfil e nos fragmentos do horizonte desmantelado (1,1 %). O SiO_2 é mais elevado no saprólito (15,8 %) e mais baixo na base da crosta aluminosa (1,5 %). O TiO_2 aumenta, progressivamente, em direção ao topo e alcança teor mais elevado na matriz do horizonte desmantelado (3,54 %) e no solo (3,62 %), enquanto o mais baixo está na crosta Fe-Al (0,9 %). O CaO, Na_2O , MgO e K_2O estão abaixo ou muito próximos do limite de detecção do método analítico (< 0,04 %) em ambos os perfis. Com relação aos teores de Al_2O_3 (14,73 %), Fe_2O_3 (3,31 %), P.F. (0,5 %) e SiO_2 (71,27 %) na rocha-mãe, o perfil mostra que Al_2O_3 , Fe_2O_3 e P.F. aumentaram, respectivamente, cerca de 4, 14 e 60 vezes na crosta enquanto o SiO_2 diminuiu 45 vezes.

Os elementos-traço (ET) que aumentam de teor em relação à média crustal são: Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Y, V, Sn, Sc, W, Ta, U e Hg. O Ba, Sr, Mn, Zn, Co, Ni, Rb e Au diminuem enquanto Pb, V, As, Mo, Cu e Sb variam nos horizontes em torno da média crustal. Os ET mais abundantes, em ordem decrescente, são Zr, Ba, Nb, Ga, Th, Hf, Y, V, Sr e Mn. O teor de Zr varia entre 634 ppm nas concreções aluminosas do horizonte desmantelado e 3757 ppm no solo. O Ba e Sr têm distribuição semelhante entre si, diminuem do saprólito (1402; 208 ppm, respectivamente) para o topo da crosta (55; 29 ppm, respectivamente) e aumentam em direção ao solo (156; 76 ppm). Os teores mais elevados de Nb, Ga, Y, Hf e Th ocorrem no solo e na matriz do horizonte desmantelado. O Zr, Th, Nb, Ga, Hf e Y têm a mesma distribuição ao longo do perfil, ou seja, mantêm teores similares no saprólito e na crosta, diminuem nas concreções e voltam a aumentar na matriz do horizonte desmantelado e no solo.

O Sn, Sc, W, Pb, Ta e U praticamente não variam na crosta, exceto na fácies Fe-Al, onde Pb, Sc, U, W são mais elevados e Sn e Ta praticamente não variam. O W, Sb, Ta e Hg (13; 13; 11 e 0,31 ppm, respectivamente) são elementos que apesar dos baixos teores são bem mais altos que a média crustal (1; 0,1; 0,45 e 0,02 ppm). O V, As, Mo, Cu, Sb aumentam do saprólito para a crosta, onde atingem os teores mais elevados na fácies Fe-Al, diminuem nas concreções Al o que indica associação com o Fe e tornam a aumentar na matriz do horizonte desmantelado e no solo. O Mn, Zn, Co e Ni diminuem do saprólito para a crosta, sendo que Zn e Ni são mais altos na fácies Fe-Al e no solo, o Mn na matriz do horizonte desmantelado e no solo, enquanto o Rb, Hg e Au têm distribuição diferenciada dos demais. O Rb diminuiu em direção à crosta e aumenta no solo, enquanto Au e Hg distribuem-se de maneira inversa.

Geoquímica do P2

Assim como no perfil 1, Al_2O_3 (29,57 – 55,65 %) e Fe_2O_3 (6,24 – 46,96 %) são os constituintes mais abundantes. Os teores mais elevados de Al_2O_3 e P.F., constituintes essenciais da gibbsita, ocorrem nas concreções que formam o horizonte desmantelado (55,7; 29,4 %, respectivamente) e na fácies Al (50,4; 27 %) da base do perfil, enquanto os mais baixos estão na fácies Fe-Al a Al (29,6 %). Os teores mais baixos de SiO_2 estão na crosta (5,45 – 8,42 %) e nas concreções do horizonte desmantelado (7,84 %) enquanto os mais altos no solo (35,9 %) e no saprólito (24,3 %). TiO_2 aumenta da crosta (0,27 – 0,32 %) para o solo



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

(1,78 %). Em comparação aos teores de Al_2O_3 (12,53 %), Fe_2O_3 (1,85 %), P.F. (0,93 %) e SiO_2 (75,01 %) (Lenharo *et al.* 2003) na rocha-mãe, o do perfil mostra que Al_2O_3 , Fe_2O_3 , P.F. e SiO_2 aumentaram na rocha-mãe, o perfil mostra que Al_2O_3 , Fe_2O_3 e P.F. aumentaram, respectivamente, cerca de 4, 25 e 30 vezes na crosta enquanto o SiO_2 diminuiu 10 vezes.

Os elementos-traço que aumentam de teor em relação à média crustal são: Zr, Th, Nb, Ga, Hf, Sn, Y, W, Ta, e U. Por outro lado V, Mn, Pb, Sc, Zn, Cu, Sr, Ba, Rb e Ni diminuem, enquanto As, Mo, Hg, Sb e Au variam em torno da média crustal. O Zr, Nb, Th, Ga, Hf, Sn, Y, V, Ta, W e U são os mais abundantes e, exceto V, têm a mesma distribuição ao longo do perfil, ou seja, diminuem do saprólito para a crosta e alcançam os maiores teores no solo. Th é mais abundante no solo, mas também ocorre em teores elevados na crosta Fe-Al e na matriz do horizonte desmantelado. O V, Mn, Sc, Pb, Zn e Cu aumentam do saprólito em direção a crosta, especialmente V, Pb e Cu que apresenta os teores mais altos na fácies Fe-Al a Al, devido à associação com o Fe, enquanto para o Mn, Sc e Zn os mais altos estão no solo. As, Mo, Hg, Sb e Au assemelham-se ao grupo anterior, contudo diminuem mais acentuadamente para o solo. O Sr, Ba, Rb e Ni não têm variação acentuada no perfil, contudo apresentam tendência a se concentrarem no solo. O Co está abaixo do limite de detecção (<0,5 ppm). O Sr, Ba, Rb e Ni praticamente não variam de teor no saprólito e na crosta, entretanto aumento na matriz do horizonte desmantelado e no solo. O Mn, Pb, Sc, Zn e Cu diminuem no saprólito, aumentam na crosta, principalmente na fácies Fe-Al a Al, volta a diminuir nas concreções Al do horizonte desmantelado e aumenta na matriz desse horizonte e no solo. O As, Mo, Hg, Sb e Au têm distribuição semelhante entre si, ou seja, aumentam em direção a crosta, principalmente na fácies Fe-Al a Al em seguida diminuem em direção ao solo.

Conclusões

As bauxitas da região do Pitinga foram originadas pela intensa lateritização das rochas ígneas ácidas: vulcânicas e graníticas. Esse processo, que pode ter iniciado no Terciário e perdurou até o Mioceno, proveu a Amazônia com a formação de inúmeros depósitos lateríticos correlacionáveis em função de suas semelhanças texturais, estruturais, morfológicas, mineralógicas e químicas (Costa *et al.* 1988). Em conformidade com o referido autor, vários fatores favoreceram a formação desses expressivos horizontes bauxíticos, sobretudo a mineralogia e a química das rochas-mães.

Com base nos resultados químicos obtidos e nas especificações de bauxitas refratárias, as crostas de ambos os perfis são viáveis economicamente. Contudo a fácies Al da base e do topo da crosta do perfil 1, formada a partir das rochas vulcânicas é de melhor qualidade do que sobre a os granitos, tanto no que diz respeito à espessura dos horizontes quanto aos teores de Al_2O_3 e de impurezas, dentre elas o SiO_2 que é notadamente mais baixo no P1.

Os ET como Zr, Ba, Y, Sr, V e Sc são maiores no perfil sobre as vulcânicas (P1), por outro lado, Nb, Ga, Th, Sn, W, Ta, As, Sb e Au são maiores no perfil derivado dos granitos (P2), enquanto Hf, Mn, Pb, U, Ni, Mo, Cu, Co e Hg são equivalentes nos dois perfis. Em relação à distribuição no perfil 1, Ba, Sr, Rb e Mn se concentram no saprólito e na base da crosta. O V, Pb, Ta, As, Mo, Cu, Sb, Hg e Au ocorrem em teores mais altos na fácies Fe-Al enquanto Zr, Nb, Ga, Y, Hf, Th, Sn, Sc, W, Ta, U e Ni na matriz do horizonte desmantelado e no solo. No perfil 2, Mo, As, V, Pb, Co, Hg, Sb e Au concentram-se na crosta, sobretudo na fácies Fe-Al, enquanto Zr, Ba, Nb, Ga, Y, Hf, Sr, Mn, Sn, Sc, W, Ta, U, Zn, Rb, Ni e Cu na matriz do horizonte desmantelado e no solo.

Referências

- Araújo Neto, H. & Moreira, H.L. 1976. *Projeto estanho do Abonari*. Relatório Final, DNP/CPRM, Manaus, vol. 2.
Costa, M.L.; Horbe, M.A.; Horbe, A.M.C.; Teixeira, J.T.; Costa, W.A.M. 1988. In: Congr. Bras. Geologia, 35, Belém, Resumos..., Belém, Pará, SBG, Núcleo Norte, v.1, p.22-26.



**IX SIMPÓSIO
DE GEOLOGIA
DA AMAZÔNIA**

A Sociedade Brasileira de Geologia – Núcleo Norte reúne, neste CD-ROM, os trabalhos científicos submetidos ao IX Simpósio de Geologia da Amazônia, realizado no período de 19 a 23 de março de 2006, em Belém do Pará, cuja temática principal foi “Conhecer para Desenvolver”.

- Costi, H.T.; Dall'agnol, R. Moura, C.A.V. 2000. *Inter. Geol. Rev.* 43:832-849.
Horbe, A.M.C. & Costa, M. L. 1997. *Acad. Bras. Ciências.* 69 (2), pb. 194-210.
Horbe, A.M.C. & Costa, M.L. 1999. *Jour. Geochem. Explor.*, v. 66, p.339-351.
Horbe, M.A.; Horbe, A.M.C.; Costi, H.T.; Teixeira, J.T. 1991. *Jour. Geochem. Explor.*, v. 40, p.227-249.
Lenharo, S.R.L.; Pollard, P.J.; Born, H. 2003. *Elsevier (Lithos)*, 66: 37-61.
RADAMBRASIL, 1978. Folha SA.20-Manaus. *DNPM*. Vol. 18, 747p.
Veiga Junior, J.P; Nunes, A.C.B.; Fernandes, A.S.; Amaral, J.E.; Pessoa, M.R.; Cruz, S.A. 1979. Relatório Final, DNPM/CPRM, Manaus, 7 vol.