UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**PETROGRAFIA E MINERALOGIA DE GRANITOS
PERALCALINOS: O PLÚTON PAPANDUVA,
COMPLEXO MORRO REDONDO (PR/SC)**

Frederico Castro Jobim Vilalva

Orientador: Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Mineralogia e Petrologia

São Paulo
2007

RESUMO

O Complexo Morro Redondo, com cerca de 250 Km², é uma das ocorrências mais importantes de granitos de tipo-A da Província Graciosa, uma importante província pós-colisional neoproterozóica (ca. 580 Ma) na região sul-sudeste do Brasil. O Complexo aflora nas proximidades de Tijucas do Sul (PR) e Garuva (SC). É formado pelos Plútons Papanduva e Quiriri, em que afloram, respectivamente, rochas graníticas das associações alcalina e aluminosa de granitos de tipo-A, respectivamente; e por rochas vulcânicas ácidas e básico-intermediárias contemporâneas.

O Plúton Papanduva, objeto deste trabalho, aflora na porção norte do Complexo, estendendo-se por uma área de cerca de 100 Km². Constitui-se essencialmente de álcali-feldspato granitos *hipersolvus* leucocráticos a hololeucocráticos, de granulação média a fina. De acordo com suas estruturas, texturas e mineralogia, foram individualizadas quatro unidades distintas, denominadas informalmente de A, B, C e D.

As Unidades A e B afloram junto às bordas NE e N do plúton, e nas proximidades de zonas de cisalhamento mais importantes. São caracterizadas por teores modais moderados a altos de quartzo (50-60 % modal) e por texturas deformacionais desde cataclásticas (Unidade B) até protomiloníticas (Unidade A), resultantes de eventos deformacionais tardi a pós-magmáticos. A Unidade C apresenta a maior expressão geográfica, aflorando nas zonas centrais e SW do plúton. Agrupa rochas de estrutura essencialmente maciça, com teores de quartzo mais baixos (próximos de 20% modal). A Unidade D compreende diques centimétricos a decamétricos de álcali-feldspato microgranitos interpretados como o último evento magmático.

O feldspato alcalino varia de mesopertítico a pertítico, sendo relativamente mais potássico nas rochas mais deformadas das Unidades A e B. *Laths* de albita quase pura ocorrem em interscrescimentos com anfibólio e clinopiroxênios sódicos e alguns minerais acessórios, sugerindo coprecipitação em estágios tardi(?) – a pós-magmáticos. As paragêneses máficas compreendem anfibólios magmáticos e clinopiroxênios tardi- a pós-magmáticos, variando desde tipos sódico-cálcicos (Fe-richterita e egirina-augita) até sódicos (arfvedsonita/riebeckita e egirina). Iniciam sua cristalização posteriormente às fases félsicas, o que caracteriza uma “seqüência agpaítica de cristalização”.

A variação composicional dos anfibólios acompanha, aproximadamente, o aumento da abundância modal de quartzo e/ou a presença de feições indicativas de deformação (cataclasitos) com os termos mais cálcicos aparecendo nas amostras com menores teores de quartzo e estruturas maciças (Unidade C). Na arfvedsonita e egirina as trajetórias evolutivas são marcadas pelo aumento de Na e Fe³⁺ paralelo à diminuição de Ca, Fe²⁺ e Ti em direção às bordas cristalinas, indicando condições progressivamente mais alcalinas e oxidantes. Riebeckita é pós-magmática, aparecendo tipicamente em amostras com indícios

de alteração hidrotermal das Unidades B e D. Ilmenita ocorre ocasionalmente nas Unidades B, C e D, enquanto magnetita é rara, tipicamente pós-magmática, resultando em valores muito baixos de susceptibilidade magnética ($< 1,0 \times 10^{-3}$ SI).

Zircão, chevkinita e astrofilita são os acessórios mais típicos nas Unidades B, C. Por outro lado, uma variedade de minerais acessórios raros, de cristalização tardi – a pós-magmática, típicos de rochas peralcalinas, como narsarsukita, neptunita (portadores de Ti); britholita e nacareniobsita (portadores de ETR); além de zirconossilicatos de (Na, K), turkestanita e bastnäsita ocorre tipicamente em amostras mais deformadas da Unidade A.

A associação aparentemente contemporânea das rochas graníticas com um vulcanismo de caráter bi-modal, a observação de cavidades mirolíticas, bolsões pegmatíticos e texturas gráficas e semi-gráficas no Plúton Papanduva indica condições crustais relativamente rasas para a colocação do magmatismo granítico. Com base nos equilíbrios minerais observados e na presença/ausência de certas fases minerais, pode-se estimar trajetórias evolutivas de T e fO_2 durante a seqüência de cristalização do Plúton Papanduva. As trajetórias são governadas, durante os estágios magmáticos, pela diminuição de T (ca. 750 – 500° C), em condições progressivamente mais oxidantes, com fO_2 variando desde valores equivalentes ao tampão WM (magnetita – wüstita) até valores próximos àqueles definidos pelo tampão HM (hematita – magnetita). A concentração de álcalis, voláteis, HFSE (Zr, Ti, Nb, ETR) e ocasionalmente Ca nos líquidos residuais decorrentes da evolução dos magmas peralcalinos e, em parte, devido à entrada de fluidos externos (Ca e H₂O) permitiu a cristalização de minerais acessórios raros. A presença desses acessórios nas rochas tipicamente deformadas sugere que a deformação teve um papel importante na remobilização e circulação desses elementos nos estágios tardi- a pós-magmáticos.

ABSTRACT

The Morro Redondo Complex, covering an area of about 250 km², is one of the most expressive occurrences of granites and associated bimodal volcanic rocks from the Neoproterozoic (ca. 580 Ma), post-collisional, A-type Graciosa Province in south-southeast Brazil. The Complex outcrops near Tijucas do Sul (PR) and Garuva (SC) townships, and consists of two main intrusive units: the Papanduva and Quiriri Plutons, both comprising granitic rocks from the alkaline and aluminous petrographic associations of A-type granites.

The Papanduva Pluton, which is the main subject of this work, comprises the northern portion of the Morro Redondo Complex, covering an area of about 100 Km². It is made up of leucocratic to hololeucocratic, coarse- to fine-grained hypersolvus alkali-feldspar granites. Based on their structures, textures and mineralogy, four distinct units were recognized and informally named A, B, C and D.

Units A and B outcrops near the NE and N borders of the pluton, and close to major shear zones. They are characterized by high modal quartz contents (50-60 %) and deformational textures varying from cataclastic (Unit B) to protomylonitic (Unit A), as the result of late- to post-magmatic tectonic stress. Unit C, the largest in extent, occurs in the central and SW parts of the pluton. It consists of massive granitic rocks, with lower modal quartz content (ca. 20%). Unit D comprises alkali-feldspar microgranites interpreted as formed by the latest magmatic event.

Alkali feldspar varies from mesoperthitic to perthitic, being relatively more potassic in the deformed rocks from Units A and B. In some rocks idiomorphic laths of almost pure albite are found in intergrowths with interstitial pyroxene, amphiboles, and accessory minerals; suggesting co-precipitation in the late(?) - to post-magmatic stage. The mafic paragenesis includes magmatic amphiboles and late- to post-magmatic clinopyroxenes, varying from sodic-calcic (Fe-richichterite and aegirine-augite) to sodic varieties (arfvedsonite/riebeckite and aegirine). The crystallization history of mafic minerals starts after the felsic phases, in a typical "agpaitic crystallization sequence".

The amphibole and clinopyroxene compositional variations follow the increase in quartz modal content and/or the presence of deformational textures, with the more calcic varieties crystallizing in rocks with low modal quartz contents and massive structure (Unit C). For arfvedsonite and aegirine, the evolutionary trends are marked by enrichment in Na and Fe³⁺ and depletion in Ca, Fe²⁺ and Ti towards crystal rims, suggesting progressively more oxidizing and alkaline conditions. Riebeckite is in a post-magmatic phase in hydrothermally altered rocks from Units B and D. Ilmenite appears occasionally in Units B, C and D, while magnetite is a rare phase, typically post-magmatic; thus, the magnetic susceptibility values are very low for most rocks (< 1.0 x 10⁻³ SI).

Zircon, chevkinite and astrophyllite are the most typical accessories in Units B and C. On the other hand, a variety of late- to post-magmatic rare accessory minerals, typical of peralkaline rocks, such as narsarsukite, astrophyllite and neptunite (Ti-bearing); britholite and nacareniobsite (REE-bearing); as well as (Na, K) zirconosilicates, turkestanite and bastnäsite, appears in the more deformed samples from Unit A.

The apparently contemporary association of granitic and bi-modal volcanic rocks, the presence of miarolitic cavities, pegmatitic veins and graphic and semigraphic textures in the Papanduva Pluton indicate emplacement at a relatively high crustal level. Based on the observed mineral equilibria and the presence or absence of some mineral phases it was possible to establish evolutionary trends in T- fO_2 space during the crystallization sequence of rocks from Papanduva Pluton. The trajectories are governed, during the magmatic stages, by falling temperature (ca. 750 – 500° C) in progressively more oxidizing environments, with fO_2 varying from MW (magnetite-wüstite) to HM (hematite-magnetite) buffer conditions. The concentration of alkalis, volatiles, HFSE (Zr, Ti, Nb, REE) and occasionally Ca in the residual liquids, as a consequence of peralkaline magma evolution, or, in part, due to external fluids (Ca and H₂O) led to the crystallization of rare accessory mineral phases. The presence of these accessory minerals in typically deformed rocks suggests that deformational events played an important role in the remobilization and circulation of these elements in the late- to post-magmatic stages.

Sumário

Resumo

Abstract

Agradecimentos

Sumário.....	i
Lista de Figuras.....	vi
Lista de Tabelas.....	xv
Lista de Fotomicrografias.....	xvi

CAPÍTULO I. INTRODUÇÃO..... 1

I.1. Considerações iniciais..... 1

I.2. Problemática e Objetivos..... 2

I.3. O Complexo Morro Redondo 3

I.3.1. NOMENCLATURA UTILIZADA..... 3

I.4. Plano de Apresentação da Dissertação 4

I.5. Referências Bibliográficas 5

CAPÍTULO II. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA 10

II.1. Os granitos de tipo-A: definição e evolução de modelos genéticos 10

II.1.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS 10

II.1.2. OS DIFERENTES MODELOS GENÉTICOS 12

II.1.2.1. O manto como área-fonte 12

II.1.2.2. A contaminação crustal e os modelos de fonte única..... 13

II.1.2.3. Fontes Crustais? 15

II.1.3. NOVOS MODELOS EM AVALIAÇÃO..... 16

II.1.3.1. A importância de um possível metassomatismo crustal 17

II.2. Províncias magmáticas de tipo-A no Brasil 18

II.2.1. CRÁTON AMAZÔNICO..... 20

II.2.1.1. Bloco Leste..... 22

II.2.1.2. Bloco Central 23

II.2.1.3. Bloco NW..... 24

II.2.1.4. Bloco SW..... 26

II.2.2. PROVÍNCIA BORBOREMA 28

II.2.2.1. Supersuíte sin a tardi-orogênica: 29

II.2.2.2. Supersuíte tardi a pós-orogênica: 30

II.2.2.3. Supersuíte pós-orogênica 31

II.2.2.4. Supersuíte Anorogênica: 31

II.2.3. PROVÍNCIA TOCANTINS..... 32

II.2.4. PROVÍNCIA MANTIQUEIRA..... 34

II.2.4.1. Segmento Setentrional..... 34

II.2.4.2. Segmento Central..... 35

II.2.4.3. Segmento Meridional.....	41
II.2.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS	42
II.3. Referências bibliográficas.....	57
CAPÍTULO III. MATERIAIS E MÉTODOS.....	84
III.1. Trabalhos de Campo	84
III.1.1. BASES CARTOGRÁFICAS	85
III.1.2. CRITÉRIOS DE MAPEAMENTO	85
III.1.3. IMAGEAMENTO REMOTO, ANÁLISE DE LINEAMENTOS E ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO.....	86
III.2. Suscetibilidade magnética	88
III.3. Petrografia.....	89
III.3.1. DETERMINAÇÕES MODAIS.....	89
III.4. Química Mineral.....	90
III.4.1. FELDSPATOS ALCALINOS (MESOPERTITAS E ALBITAS)	92
III.4.1.1. Estimativas das composições iniciais	92
III.4.2. PIROXÊNIO.....	93
III.4.2.1. Nomenclatura e moléculas componentes	93
III.4.2.2. Imageamento composicional.....	96
III.4.3. ANFIBÓLIOS	96
III.4.3.1. Problemas inerentes das análises de anfibólios sódicos.....	96
III.4.4. ÓXIDOS DE Fe-Ti	99
III.4.5. MINERAIS ACESSÓRIOS SILICÁTICOS COM TI	99
III.4.5.1. Narsarsukita	99
III.4.5.2. Astrofillita	100
III.4.5.3. Enigmatita e Neptunita	100
III.4.6. MINERAIS ACESSÓRIOS COM ETR(Y).....	101
III.4.6.1. Britholita e análogo rico em Na, Ba e F.....	101
III.4.6.2. Nacareniobsita.....	101
III.4.6.3. Bastnäsita.....	101
III.4.6.4. Chevkinita e Allanita	101
III.4.7. OUTROS MINERAIS.....	102
III.5. Referências Bibliográficas	104
CAPÍTULO IV. GEOLOGIA DO COMPLEXO MORRO REDONDO.....	109
IV.1. Considerações iniciais	109
IV.2. Geologia geral	109
IV.3. Características petrográficas	115
IV.3.1. ROCHAS GRANÍTICAS.....	116
IV.3.1. ROCHAS VULCÂNICAS.....	117
IV.4. Susceptibilidades Magnéticas.....	118
IV.4.1. ROCHAS GRANÍTICAS.....	118

IV.4.2. ROCHAS VULCÂNICAS.....	119
IV.5. Geoquímica geral	120
IV.5.1. ROCHAS GRANÍTICAS.....	120
IV.5.2. ROCHAS VULCÂNICAS.....	121
IV.6. Condicionantes Tectônicos	123
IV.7. O Plúton Papanduva	125
IV.7.1. AS UNIDADES DE MAPEAMENTO: DISTRIBUIÇÃO E PETROGRAFIA.....	125
IV.7.1.1. Unidade A	127
IV.7.1.2. Unidade B	128
IV.7.1.3. Unidade C	129
IV.7.1.4. Unidade D	130
IV.7.2. SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA	131
IV.8. Referências Bibliográficas	132
CAPÍTULO V. MINERALOGIA	135
V.1. Feldspatos alcalinos.....	136
V.1.1. TEXTURAS	136
V.1.1.1. Feldspatos alcalinos (K-Na)	136
V.1.1.2. Albita	136
V.1.2. QUIMISMO.....	139
V.1.2.1. Feldspato Alcalino (K-Na)	139
V.1.2.2. Albita	140
V.1.3. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES.....	141
V.2. Minerais máficos	142
V.2.1. CLINOPIROXÊNIO	142
V.2.1.1. Texturas	142
V.2.1.2. Quimismo	147
V.2.1.3. Comparações com outras ocorrências e considerações adicionais.....	158
V.2.2. ANFIBÓLIOS.....	160
V.2.2.1. Texturas	160
V.2.2.2. Quimismo	163
V.2.2.3. Comparação com outras ocorrências.....	178
V.2.3. SUBSTITUIÇÃO DE ANFIBÓLIOS PRIMÁRIOS POR EGIRINA.....	181
V.3. Óxidos de Fe e Ti	183
V.3.1. ILMENITA.....	183
V.3.1.1. Textura	183
V.3.1.2. Quimismo	185
V.3.2. MAGNETITA	189
V.3.2.1. Textura	189
V.3.2.2. Quimismo	189
V.3.3. CONSIDERAÇÕES ADICIONAIS.....	190
V 4. Minerais acessórios silicáticos com Ti.....	191

V.4.1. NARSARSUKITA	191
V.4.1.1. Texturas	192
V.4.1.2. Quimismo	194
V.4.1.3. Comparação com outras ocorrências e considerações preliminares	198
V.4.1.4. Substituição de arfvedsonita e egrina por narsarsukita	201
V.4.2. ASTROFILITA	201
V.4.2.1. Texturas	202
V.4.2.2. Quimismo	203
V.4.2.3. Considerações adicionais	206
V.4.3. ENIGMATITA	207
V.4.3.1. Textura	207
V.4.3.2. Quimismo	210
V.4.3.3. Considerações adicionais	211
V.4.3.4. Substituição de enigmatita por egrina, arfvedsonita, narsarsukita e neptunita	211
V.4.4. NEPTUNITA	212
V.4.4.1. Textura	213
V.4.4.2. Quimismo	213
V.4.4.3. Considerações adicionais	215
V.5. Minerais acessórios com ETR(Y)	215
V.5.1. BRITHOLITA E ANÁLOGO RICO EM Na, Ba, F	215
V.5.1.1. Textura	216
V.5.1.2. Quimismo	217
V.5.1.3. Comparação com outras ocorrências e considerações preliminares	223
V.5.2. NACARENIOBSITA	226
V.5.2.1. Textura	226
V.5.2.2. Quimismo	227
V.5.2.3. Comparação com outras ocorrências	231
V.5.3. BASTNÄSITA	233
V.5.3.1. Textura	234
V.5.3.2. Quimismo	235
V.5.4. CHEVKINITA	236
V.5.4.1. Textura	236
V.5.4.2. Quimismo	237
V.5.5. ALLANITA	240
V.5.5.1. Textura	240
V.5.5.2. Quimismo	241
V.6. Outros minerais acessórios	241
V.6.1. MONAZITA	241
V.6.1.1. Textura	242
V.6.1.2. Quimismo	242
V.6.2. ELPIDITA E OUTROS ZIRCONOSSILICATOS DE (Na E K)	242
V.6.2.1. Textura	243
V.6.2.2. Quimismo	246
V.6.3. TURKESTANITA	247
V.6.3.1. Textura	248
V.6.3.2. Quimismo	249
V.6.3.3. Comparação com outras ocorrências	251
V.6.4. SILICATO DE Y E ETR	254
V.6.4.2. Quimismo	255

Tabela 13: Chevkinita.....	43
Tabela 14: Allanita.....	45
Tabela 15: Monazita.....	47
Tabela 16: Zirconossilicatos de Na e/ou K.....	48
Tabela 17: Turkestanita.....	50

Lista de Figuras

Figura I.1: Mapa rodoviário da região de fronteira entre os estados do Paraná (norte) e Santa Catarina (sul), destacando a localização do Complexo Morro Redondo e suas principais vias de acesso.....4

Figura II.1: Principais províncias estruturais brasileiras, segundo Almeida *et al.* (1977, 1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984), com modificações.....19

Figura II.2: Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (adaptado de Gibbs & Barron 1983; Dall'Agnol *et al.* 1987, 1994; Leite Júnior 2002; Lenharo *et al.* 2003), destacando as províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999) e as diversas ocorrências graníticas de tipo-A e rochas associadas.....21

Figura II.3: Mapa geológico simplificado da Província Borborema e arredores, destacando os principais corpos granitóides de tipo-A. Adaptado de Brito Neves *et al.* (2003) e Ferreira *et al.* (1998).....29

Figura II.4: Mapa geológico simplificado da Província Borborema e arredores, destacando os principais corpos granitóides de tipo-A. Adaptado de Brito Neves *et al.* (2003) e Ferreira *et al.* (1998).....33

Figura II.5: Mapa geológico e compartimentação tectônica simplificados do setor centro-oeste do Orógeno Araçuaí junto à borda sudoeste do Cráton do São Francisco. Adaptado de Silva *et al.* (2002).....35

Figura II.6: Esboço da compartimentação tectônica da região entre o extremo sudeste do estado de Minas Gerais e nordeste de Santa Catarina e localização das Províncias tipo-A Itu (Figura 7) e Graciosa (Figura 8). Adaptado de Passarelli *et al.* (2004).....36

Figura II.7: Esboço geológico da porção sudeste de São Paulo, com a distribuição dos principais corpos graníticos de tipo-A da Província Itu. Adaptado e modificado de Wernick (2000).....37

Figura II.8: Mapa geológico esquemático das principais unidades geológicas do sul-sudeste brasileiro (adaptado e modificado de Prazeres Filho *et al.* 2003 e Heilbron *et al.* 2004).....39

Figura II.9: (A) Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai destacando a localização da Suíte Encruzilhada do Sul no Batólito Pelotas, e onde a área correspondente à porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Extraído de Phillip *et al.* (2003). (B) Mapa geológico da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Adaptado de Gastal & Lafon (1998).....42

Figura III.1: procedimento de estimativa das áreas ocupadas pelas fases exsolvida (Ab) e hospedeira (FK) em feldspato alcalino mesopertítico. As porcentagens de área apresentados foram renormalizados para totalizar 100%.....93

Figura III.2: Comparação entre os valores de Li (*cpfu.*) observados em amostras de Hawthorne *et al.* (2001) e os valores estimados para as mesmas amostras pelo método descrito no texto, com os respectivos erros indicados.....98

Figura IV.1: Vista parcial da Serra da Papanduva com o vale escavado pelo rio Pinhal, nas proximidades dos pontos MR-64 a 66, correspondente à borda NWW do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), a partir do domínio das rochas vulcânicas do complexo (visão para NE).....	110
Figura IV.2: Vista parcial do contato entre a Serra do Araçatuba (primeiro plano), na região da borda NW do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva) e o embasamento gnáissico-granulítico do Domínio Luís Alves (segundo plano). Visão para NW, nas proximidades do ponto MR-111.....	110
Figura IV.3: Montagem fotográfica mostrando a Serra do Araçatuba na borda NW do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), a partir do domínio das rochas vulcânicas do complexo, nas proximidades da localidade de Rio do Fojo (visão para E).....	110
Figura IV.4: Vista parcial da Serra do Imbira (em segundo plano), na região central do Complexo Morro Redondo (Plúton Quiriri), a partir das proximidades do ponto MR-94 (visão para NE).....	110
Figura IV.5: Vista parcial da Serra do Quiriri (ao fundo), na borda SE do Complexo Morro Redondo (Plúton Quiriri), a partir do embasamento gnáissico-migmatítico do Domínio Luís Alves, nas proximidades de Garuva, SC (visão para N).....	110
Figura IV.5: Vista parcial da Serra do Quiriri (ao fundo), na borda SE do Complexo Morro Redondo (Plúton Quiriri), a partir do embasamento gnáissico-migmatítico do Domínio Luís Alves, nas proximidades de Garuva, SC (visão para N).....	111
Figura IV.7: Afloramento típico de blocos e matacões de granitos do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), na região da Serra do Araçatuba, nas proximidades do ponto MR-115 (visão para SE).....	111
Figura IV.8: Esboço geológico do Complexo Morro Redondo com base em Kaul (1997) e Góis (1995).....	112
Figura IV.9: Imagem Landsat 7 ETM+, banda 8 (pancromática) com aplicação de filtros laplaciano+original nos canais R-G-B para a extração de lineamentos do Complexo Morro Redondo e áreas adjacentes.....	113
Figura IV.10: Mapa base de lineamentos geo-estruturais para o Complexo Morro Redondo e áreas adjacentes dos Domínios Luís Alves e Paranguá, obtido a partir da extração de feições lineares de imagens TM filtradas, com diagramas de rosetas para mostrando as principais direções de falhas/fraturas para o total de lineamentos extraídos.....	114
Figura IV.11: Detalhe de dique de microgranito peralcalino (mcgr) relacionado ao Plúton Papanduva cortando biotita-granito metaluminoso do Plúton Quiriri. Ponto MR-90.....	115
Figura IV.12: Detalhe de xenólito de rocha vulcânica ácida fanerítica fina (vulc) em granito peralcalino de estrutura maciça do Plúton Papanduva. Ponto MR-70.....	115
Figura IV.13: Dique sin-plutônico com contornos irregulares de basalto (bas) com textura afanítica cortando biotita-granito metaluminoso do Plúton Quiriri. Ponto MR-148.....	115
Figura IV.14: Detalhe de dique sin-plutônico de basalto (bas) com textura fanerítica muito fina e cortando biotita-granito metaluminoso do Plúton Quiriri. Notar o preenchimento de fraturas no granito pelo material basáltico (junto ao lápis).....	115
Figura IV.15: Diagrama modal quartzo (Q) – feldspato alcalino (A) – plagioclásio (P) de classificação de rochas plutônicas (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002) para amostras representativas dos Plútons Papanduva (este trabalho) e Quiriri (Vilalva 2004) do Complexo Morro Redondo. Campos: I – álcali-feldspato granito; II – sienogranito; III – monzogranito.....	116

Figura IV.16: Diagrama modal quartzo (Q) – feldspato alcalino (A) – plagioclásio (P) de classificação de rochas vulcânicas (Streckeisen 1978, Le Maitre 2002) para amostras representativas de vulcânicas básicas e básico-intermediárias e ácidas do Complexo Morro Redondo. Campos: I e II – basalto/andesito, III – riolito, IV – álcali-feldspato riolito. Extraído de Hyppolito (2006).....	118
Figura IV.17: Histogramas de frequência relativa para os valores por amostra de SM para amostras representativas dos granitos da associação alcalina do Plúton Papanduva (A) e aluminosa (B) do Plúton Quiriri do Complexo Morro Redondo. (n) representa o total de medidas individuais. Modificado de Vilalva (2004).....	119
Figura IV.18: Relação entre as porcentagens de minerais opacos nos granitos dos Plútons Papanduva (azul) e Quiriri (laranja) e os valores medidos de suscetibilidade magnética. Em destaque a amostra do Plúton Papanduva com maior quantidade de opacos (magnetita) pós-magmática. Extraído de Vilalva (2004).....	119
Figura IV.19: Diagramas de classificação química TAS ($\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$, % em peso) para rochas plutônicas (a) (Middlemost 1994) e vulcânicas (b) (Le Bas <i>et al.</i> 1986, Le Maitre 1989), com análises de granitos e vulcânicas do Complexo Morro Redondo. Análises extraídas de Góis (1995) e Kaul (1997).....	122
Figura IV.20: Diagramas discriminantes para as rochas graníticas e vulcânicas do Complexo Morro Redondo.....	123
Figura IV.21: Primeira fase, de distensão, segundo NE-SW, com a formação das falhas tensionais e de gravidade dos sistemas N70-80°W e N20-30°W associadas à intrusão do Complexo Morro Redondo (2), Plúton Agudos (com sua provável forma original) (1) e a Bacia de Campo Alegre (3). Extraído de Kaul (1997).....	124
Figura IV.22: Diagrama modal Quartzo (Q) – Feldspato Alcalino (F) – Plagioclásio (P) de classificação de rochas plutônicas super-saturadas, mostrando as variações composicionais das unidades de mapeamento individualizadas para o Plúton Papanduva do Complexo Morro Redondo. Campo I – álcali-feldspato granito, segundo Streckeisen (1976), Le Maitre (2002).....	126
Figura IV.23: Diagrama binário mostrando a variação nos teores dos minerais máficos totais (M) em função do parâmetro Q/(QAP) para as unidades de mapeamento do Plúton Papanduva do Complexo Morro Redondo. Legenda como na Fig. IV.22.....	126
Figura IV.24: Histogramas de frequência relativa ilustrando as variações dos valores de susceptibilidade magnética para amostras representativas das unidades de mapeamento individualizadas no Plúton Papanduva. (n) é o número total de medidas individuais.....	132
Figura V.1: Composições integradas de núcleo, zona intermediária e borda dos feldspatos alcalinos e albitas tardi e pós-magmáticas dos álcali-feldspato granitos das Unidades A, B e C do Plúton Papanduva e riolitos associados do Complexo Morro Redondo, no diagrama ternário An-Ab-Or (proporções moleculares). As curvas de <i>solvus</i> representadas são para $P_{\text{total}} = 1\text{Kbar}$, segundo modelo de Fuhrman & Lindsley (1988).....	140
Figura V.2: Correlação entre as proporções catiônicas de Fe^{3+} e Al (substituição simples $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_1$ no sítio tetraédrico) em cristais de albita tardi e pós-magmática de álcali-feldspato granitos das Unidades A, B e C do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. O campo em destaque representa as composições mais ricas em Fe^{3+} dos <i>laths</i> tardi-magmáticos de albita inclusos em egrina, anfibólio sódico e alguns acessórios.....	141
Figura VI.3: Composições dos clinopiroxênios dos álcali-feldspato granitos das diversas unidades petrográficas do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo (PR-SC) no diagrama catiônico WEF x Jd x Eg de Morimoto (1988).....	148
Figura V.4: Correlação entre as proporções catiônicas de $[\text{Na}]^{\text{M2}} + [\text{Fe}^{3+}]^{\text{M1}} \times [\text{Ca}]^{\text{M2}} + [\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Zn}]^{\text{M1}}$ em egrina e egrina-augita de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.....	150

Figura V.5: Correlação entre as proporções catiônicas de $[\text{Fe}^{3+} + \text{Al}^{\text{VI}}]^{\text{M1}} \times [\text{Ti} + \text{Zr}]^{\text{M1}} + [\text{Fe}^{2+} + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Zn}]^{\text{M1}}$ em egirina e egirina-augita de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo..... 150

Figura V.6: (a) Fotomicrografia sob polarizador inferior de cristal de egirina de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A (amostra MR-02A) apresentando zonamento composicional aparentemente concêntrico e regular, com núcleo verde-escuro e borda clara, com destaque para os perfis analíticos A – B e C – D da Figura V.10. (b) Imagem BSE em modo composicional da egirina em questão relevando um zonamento predominantemente setorial..... 151

Figura V.7: Mapas composicionais para Ti, Al, Zr, Fe, Ca e Mn no cristal de egirina com zonamento setorial da Figura V.8..... 152

Figura VI.8: Perfis analíticos núcleo-borda ilustrando as principais variações composicionais da egirina da Figura VI.6. A direção dos perfis e subperfis está localizada na Figura V.8..... 153

Figura V.9: (a) Fotomicrografia sob polarizador inferior de cristal de egirina de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A (amostra MR-41) apresentando zonamentos composicionais sobrepostos dos tipos concêntrico irregular e setorial, caracterizados por um núcleo verde-escuro com contornos irregulares envolto por zonas intermediárias e bordas mais claras, com cores em tons de amarelo e verde irregularmente distribuídas. Em destaque a direção do perfil analítico A – B da Figura V.12. (b) Imagem BSE em modo composicional do mesmo cristal confirmando o padrão irregular do zonamento concêntrico, com núcleos mais escuros ricos em Ti e Na e zonas intermediárias e bordas internas predominantemente mais claras, com maiores teores de Na e Fe^{3+} . A borda externa é mais escura, enriquecida em Al. Na imagem está também indicado a direção do perfil analítico A – B da Figura V.12..... 154

Figura V.10: Perfil analítico borda-núcleo-borda ilustrando as principais variações composicionais no cristal de egirina com zonamento concêntrico normal e irregular da Figura V.11. A direção do perfil está localizada na Figura V.11..... 155

Figura V.11: Composições dos clinopiroxênios dos álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva no diagrama catiônico Na – Mg – $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$. Destaca-se também as trajetórias evolutivas núcleo (N) – borda (B) registradas principalmente no clinopiroxênio do tipo II. (*) Trajetória núcleo – borda verificada nos cristais com zonamento inverso da Unidade A..... 156

Figura V.12: Composições dos clinopiroxênios de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva no diagrama molecular Eg+Jd – NAT+NAZ – Di+Hd, com as trajetórias evolutivas núcleo-borda verificadas..... 157

Figura V.13: Comparação entre as variações composicionais em clinopiroxênios do Plúton Papanduva e de rochas sieníticas e graníticas alcalinas de diversas ocorrências, incluindo outros plútons da Província Graciosa no diagrama catiônico Na – Mg – $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ 158

Figura V.14: Classificação dos anfibólios de álcali-feldspato granitos das Unidades A, B, C e D do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo, no diagrama catiônico $[\text{Ca}]^{\text{B}} \times [\text{Na}]^{\text{B}}$, segundo a IMA (Leake *et al.* 1997)..... 164

Figura V.15: Diagramas catiônicos $\text{Si} \times [\text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})]$ de classificação dos anfibólios de álcali-feldspato granitos das Unidades A, B, C e D do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo, segundo a IMA (Leake *et al.* 1997)..... 167

Figura V.16: Correlação entre as proporções catiônicas de $[\text{Na}]^{\text{B}} + [\text{Li}]^{\text{C}} + 2[\text{Fe}^{3+}]^{\text{C}} + [\text{Al}]^{\text{T}} + [\text{ }]^{\text{A}} \times [\text{Ca}]^{\text{B}} + [\text{Na}]^{\text{A}} + 3[\text{Fe}^{2+}]^{\text{C}} + [\text{Si}]^{\text{T}}$ em anfibólios de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo..... 168

Figura V.17: Correlação entre as proporções catiônicas de $[\text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \frac{1}{2}(\text{Ti}, \text{Zr})]^{\text{C}} + [\text{Al}]^{\text{T}} \times [\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg}, \text{Zn}]^{\text{C}} + [\text{Si}]^{\text{T}}$ em anfibólios de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo..... 168

Figura V.18: Perfis analíticos borda-núcleo-borda ilustrando as principais variações catiônicas em dois cristais zonados representativos de arfvedsonita em álcali-feldspato granito protomilonítico (amostras MR-38 e MR-41) da Unidade A do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. Os pontos encontram-se localizados em imagens BSE-Compo.....	170
Figura V.19: Correlação entre as proporções $Si+Na+K \times Ca+Al^{IV}$ para arfvedsonita de álcali-feldspato granitos da Unidade A do Plúton Papanduva, Maciço Morro Redondo. Em destaque, principal tendência evolutiva sugerida, onde N – núcleo e B – borda.....	171
Figura V.20: Correlação entre as proporções catiônicas $(Si+Na+K) \times (Na+K)/Al$ em arfvedsonita de álcali-feldspato granitos da Unidade A, ilustrando o aumento da alcalinidade e supersaturação em sílica concomitante à evolução núcleo-borda dos anfibólios (N – núcleo; B – borda).....	171
Figura V.21: Correlação entre a somatória catiônica $(Si+Na+K)$ e a razão $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ para arfvedsonita de álcali-feldspato granitos da Unidade A, em comparação com os campos obtidos para riebeckita das Unidades B, C e D do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.....	172
Figura V.22: Perfis analíticos borda-núcleo-borda ilustrando as principais variações catiônicas em três cristais zonados representativos de Fe-richerita em álcali-feldspato granito protomilonítico (amostras MR-39 e MR-89) da Unidade C do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. Os pontos encontram-se localizados fotomicrografias digitais.....	173
Figura V.23: Correlação entre as proporções $Si+Na+K \times Ca+Al^{IV}$ para anfibólios sódico-cálcicos e sódicos de álcali-feldspato granitos da Unidade C do Plúton Papanduva, Maciço Morro Redondo. Em destaque, principal(s) tendência(s) evolutiva(s) sugerida(s), onde N – núcleo e B – borda. Membros finais como na figura V.20.....	174
Figura VI.24: Correlação entre as proporções catiônicas de $[Si] \times [Na+K]_A$ para anfibólios sódico-cálcicos e sódicos de álcali-feldspato granitos da Unidade C do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. Inclui trajetória evolutiva principal núcleo-borda em anfibólios sódico-cálcicos, marcada pela brusca diminuição de $[Na+K]_A$ nas bordas (N – núcleo; B – borda).....	174
Figura V.25: Correlação entre as proporções catiônicas $(Si+Na+K) \times (Na+K)/Al$ em anfibólios sódico-cálcicos e sódicos de álcali-feldspato granitos da Unidade C, ilustrando as diferentes trajetórias evolutivas para as variedades sódico-cálcicas (trajetória 1) e sódicas (trajetória 2), onde N – núcleo e B – borda.....	175
Figura V.26: Correlação entre as proporções $Si+Na+K \times Ca+Al^{IV}$ para anfibólios sódicos das Unidades B e D C do Plúton Papanduva, Maciço Morro Redondo. Em destaque, principais tendências evolutivas sugeridas, onde N – núcleo e B – borda. Membros finais como na figura VI.15.....	177
Figura V.27: Correlação entre as proporções catiônicas $(Si+Na+K) \times (Na+K)/Al$ em anfibólios sódicos de álcali-feldspato granitos das Unidades B e D, ilustrando o aumento da alcalinidade e supersaturação em sílica concomitante à evolução núcleo-borda dos anfibólios na Unidade B e o padrão mais constante nos cristais da Unidade D (N – núcleo; B – borda).....	178
Figura V.28: Diagrama catiônico $Si+Na+K \times Ca+Al^{IV}$ comparando as variações composicionais em anfibólios do Complexo Morro Redondo com aquelas registradas em várias localidades.....	180
Figura V.29: Imagem BSE-Compo detalhando o cristal de ilmenita (Ilm) da Fotomicrografia VI.27. As áreas com coloração em tons de cinza-claro são mais ricas em Zn e Mn, enquanto as porções mais escuras, de contornos irregulares, representam áreas alteradas por óxidos de Fe-Ti, pobres em Zn e Mn. Amostra MR-129.....	184

Figura V.30: Imagem BSE-Compo do aglomerado da Fotomicrografia VI.28. Os cristais de ilmenita (Ilm) estão parcialmente alterados por óxidos de Fe-Ti (porções de coloração mais escuras), enquanto a magnetita (Mt), originada de reações pós-magmáticas de substituição, é relativamente homogênea. Amostra MR-129.....	185
Figura V.31: Diagrama ternário molecular (normalizado) FeTiO_3 (ilmenita) – MnTiO_3 (pirofanita) – ZnTiO_3 (ecandrewsita) com as composições obtidas em cristais de ilmenita das Unidades B e D do Plúton Papanduva.....	186
Figura V.32: Correlação entre as proporções catiônicas $\text{Fe}^{2+} \times (\text{Mn}^{2+} + \text{Zn}^{2+})$ para a ilmenita das Unidades B e D do Plúton Papanduva.....	187
Figura V.33: Correlação entre as proporções catiônicas $2\text{Ti} + 2\text{Fe}^{2+} \times 2\text{Nb} + 2\text{Fe}^{3+} + []$ para cristais analisados de ilmenita da Unidade B do Plúton Papanduva.....	188
Figura V.34: Correlação entre as proporções catiônicas $3\text{Ti} \times 2\text{Nb} + \text{R}^{2+}$ para ilmenita analisada da Unidade D do Plúton Papanduva.....	189
Figura V.35: Imagem de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BSE-Compo) de cristal fraturado de narsarsukita (Nars) em meio a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. A narsarsukita apresenta zonamento composicional discreto e irregular, onde colorações mais escuras representam áreas com teores maiores de Al_2O_3 e menores de ZrO_2 . Alterações junto às bordas são de bastnäsita e outros carbonatos de terras-raras. Amostra MR-06.....	194
Figura V.36: Imagem BSE-Compo de cristal de narsarsukita (Nars) em meio a quartzo (Qz), feldspato potássico (FK) e egirina (Eg) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O cristal mostra zonas intermediárias mais escuras, poiquilíticas, com microinclusões de zirconossilicatos de (Na, K) (branco), alternadas com núcleos límpidos e mais claros ricos em ZrO_2 e bordas externas límpidas pobres em ZrO_2 . Amostra MR-02A.....	194
Figura V.37: Composições das duas gerações de narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva nos diagramas ternários (normalizados) $\text{Fe}^{3+} - \text{Ti} - \text{Zr}$ (a) e $\text{Al} - \text{Fe}^{3+} - \text{Ti}$ (b).....	195
Figura V.38: Correlação entre as proporções catiônicas de R^{3+} (Fe^{3+} , Al) $\times \text{R}^{4+}$ (Zr, Ti), corrigidas para substituição do Nb, para narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva.....	196
Figura V.39: Correlação entre as proporções catiônicas de 2R^{4+} vs $\text{Nb} + \text{R}^{3+}$ para a narsarsukita do Plúton Papanduva.....	197
Figura V.40: Correlação entre as proporções catiônicas de $\text{R}^{3+} \times \text{F}$, corrigidas para a substituição do Nb, para a narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva.....	197
Figura V.41: Correlação entre as proporções catiônicas de Al $\times \text{Fe}^{3+}$ para as duas gerações de narsarsukita de álcali-feldspato granitos protomiloníticos da Unidade A do Plúton Papanduva.....	198
Figura V.42: Composições relativas da narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva no diagrama $\text{Fe}^{3+} - \text{Ti} - \text{Zr}$ (à direita) comparada com outras ocorrências descritas na literatura (à esquerda).....	200
Figura V.43: Comparação entre as proporções catiônicas de Al $\times \text{Fe}^{3+}$ em narsarsukita de diversas ocorrências descritas em literatura, e as obtidas para as duas gerações de narsarsukita de álcalifeldspato granitos protomiloníticos da Unidade A do Plúton Papanduva.....	200
Figura V.44: Imagem BSE-Compo de agregado de cristais fibrosos de astrofilita (Ast) pós-magmática sobrecrecendo em arfvedsonita (Arf) junto à quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Porções de coloração branca correspondem a cristais de monazita. Amostra MR-21.....	203

Figura V.45: Diagrama de classificação para o grupo das astrofilitas com base nos cátions predominantes no sítio D: Ti, Zr e Nb (Piilonen <i>et al.</i> 2003a), com as composições dos cristais analisados do Plúton Papanduva.....	205
Figura V.46: Correlação entre as proporções catiônicas $2Nb + R^{3+} (Al) \times 3R^{4+} (Ti, Zr)$ dos cristais analisados de astrofilita do Plúton Papanduva.....	205
Figura V.47: Correlação entre as proporções catiônicas de $F \times Ti(+Zr)$ nos cristais analisados de astrofilita do Plúton Papanduva.....	206
Figura V.48: Imagem BSE-Compo mostrando grãos de enigmatita (Eng), inclusos em arfvedsonita (Arf), sendo parcialmente substituídos por neptunita (Npt) ao longo das bordas, em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-64.....	209
Figura V.49: Imagem BSE-Compo em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A mostrando cristal de arfvedsonita (Arf) em meio a quartzo (Qz) com inclusões ("restos") de grãos anédricos de enigmatita (Eng), e a cristalização tardia de neptunita (Npt) junto às bordas e em zonas de fratura do anfibólio. Amostra MR-06.....	209
Figura V.50: Imagem BSE-Compo de grãos subédricos de enigmatita (Eng) junto à quartzo (Qz) e à borda de arfvedsonita (Arf). Neptunita (Npt) cristaliza-se tardiamente junto às bordas de enigmatita e arfvedsonita de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Observa-se ainda um pequeno agregado fibroso pós-magmático de astrofilita (Ast). Amostra MR-06.....	209
Figura V.51: Imagem BSE-Compo de cristal grande de neptunita (Npt) junto à borda de arfvedsonita, com cristalização de pequenos grãos de titanita (Tit) em sua porção central. Nota-se ainda alguns grãos de enigmatita (Eng) inclusos na neptunita e a cristalização pós-magmática de astrofilita (Ast) sobre neptunita, arfvedsonita e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito levemente deformado da Unidade C. Amostra 107.....	209
Figura V.52: Imagem BSE-Compo mostrando cristal de narsarsukita (Nars) junto a quartzo (Qz) com restos de cristais de enigmatita (Eng) com continuidade óptica em contato reto com neptunita (Npt), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Porções de coloração branca sobre a narsarsukita correspondem a carbonatos de terras-raras de alteração. Amostra MR-34.....	209
Figura V.53: Correlação entre as proporções catiônicas de $Si^{IV} + (R^{4+})^{VI} + 2(R^{2+})^{VI} \times Al^{IV} + (R^{3+})^{VI}$ para cristais de enigmatita de álcali-feldspato granitos protomiloníticos da Unidade A e riolito peralcalino associado.....	211
Figura V.54: Correlação entre as proporções catiônicas $R^{4+} (Si, Ti, Zr) + K^{+} vs 2R^{2+} (Fe^{2+}, Mn, Mg) + Nb^{5+} + R^{3+} R^{4+}$ de cristais de neptunita da Unidade A.....	214
Figura V.55: Cristal subédrico intersticial de hábito mais primástico (pseudo-hexagonal) de análogo da britholita rico em Na, Ba e F (Abtr), entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Nas áreas mais alteradas, o cristal adquire colorações acasatanhadas – amareladas. Amostra MR-02A, polarizador inferior.....	217
Figura V.56: Imagem BSE-Compo de cristal subédrico e fraturado de britholita de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O cristal está parcialmente substituído em uma de suas bordas por bastnasita (seta amarela) e apresenta um zonamento composicional discreto e irregular, onde as áreas mais escuras possuem maiores teores de ETR. Amostra MR-02A.....	217
Figura V.57: Correlação entre as proporções catiônicas de $Si^{4+} + (ETR+Y)^{3+} \times P^{5+} + R^{2+}$ para a britholita e seu análogo rico em Na, Ba, F da Unidade A do Plúton Papanduva.....	219
Figura V.58: Correlação entre as proporções catiônicas de $(ETR+Y)^{3+} + [] \times R^{2+} + Na^{+}$ para a britholita da Unidade A do Plúton Papanduva. [] representa uma vacância.....	220

Figura V.59: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a britholita-(Ce) e seu análogo rico em Na, Ba, F estudados. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	221
Figura V.60: Correlação entre as proporções catiônicas de $(ETR+Y)^{3+} + Na^+ \times 2R^{2+}$ (Ba, Ca) para o análogo da britholita rico em Na, Ba e F da Unidade A do Plúton Papanduva.....	223
Figura V.61: Diagrama ternário ETR+Y x Ca x Na (cpfu) comparando as composições da britholita-(Ce) e seu análogo rico em Ba, Na, F da Unidade A com outras ocorrências de britholita, fluorbritholita e fluorcalciobricholita descritas em literatura.....	225
Figura V.62: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a britholita-(Ce) e seu análogo rico em Na, Ba, F estudados, com composições de ocorrências de britholita, fluorbritholita e fluorcalciobricholita descritas na literatura para comparação Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	225
Figura V.63: Imagem BSE-Compo de cristal subédrico intersticial de nacareniobsita com zonamento composicional complexo. Áreas claras representam uma fase mineral distinta, mais rica em Nb ₂ O ₅ , não identificada. Amostra MR-02A.....	227
Figura V.64: Correlação entre as proporções catiônicas $2Ca^{2+} \times (ETR+Y)^{3+} + Na^+$ de cristais de nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva.....	229
Figura V.65: Correlação entre as proporções catiônicas $Ca^{2+} + Nb^{5+} \times (ETR+Y)^{3+} + Ti^{4+}$ de cristais de nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva.....	229
Figura V.66: Correlação entre as proporções catiônicas $3Ca^{2+} + Nb^{5+} \times 2(ETR+Y)^{3+} + Na^+ + Ti^{4+}$, que representa a somatória simples entre as substituições descritas nas Figuras V.44 e 45, para cristais de nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva.....	230
Figura V.67: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a nacareniobsita-(Ce) estudada a Unidade A do Plúton Papanduva. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	231
Figura V.68: Diagramas ternários (normalizados) Na x Ti x Ca e Nb x ETR+Y x Ca comparando os valores obtidos nos cristais analisados de nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva, com aqueles registrados para diversas ocorrências em literatura.....	233
Figura V.69: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a nacareniobsita-(Ce) de ocorrências descritas em literatura comparados ao campo descrito pelos padrões obtidos para a nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva (campo azul-claro). Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	233
Figura V.70: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a bastnäsita-(Ce) estudada. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	235
Figura V.71: Imagem BSE-Compo mostrando cristal euédrico de chevkinita em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. O cristal apresenta um complexo zonamento interno resultante de transformações tardias relacionadas com alteração hidrotermal e metamictização. As áreas mais escuras são mais alteradas/metamictizadas e ricas em Ti e Na. As áreas brancas contêm maiores proporções de ETR. Amostra MR-39.....	237
Figura V.72: Imagem BSE-Compo mostrando cristais corroídos de chevkinita (Chev) envoltos por um manto de allanita (All), magnetita (Mt) e outros óxidos de Fe-Ti, como resultado de reações de substituição em estágios pós-magmáticos/hidrotermais. Ocorrem em meio a Quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito maciço a cataclástico da Unidade B. Amostra MR-10.....	237
Figura V.73: Composições de chevkinita-(Ce) do Plúton Papanduva no diagrama discriminante entre chevkinita e perrierita CaO x FeOT (% peso) de MacDonald & Belkin (2002). Campo 1: análises de cristais corroídos manteados por allanita. Campo 2: análises de cristais alterados/metamictizados.....	238

Figura V.74: Correlação entre as proporções catiônicas $(Ca, Sr)^A + (Ti, Zr)^C \times (ETR, Y)^A + (R^{2+}, ^{3+})^C$ para as composições de chevkinita-(Ce) do Plúton Papanduva.....	239
Figura V.75: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para análises representativas de chevkinita-(Ce) não-alterada e metamictizada (a). Em (b) encontram-se os padrões para chevkinita-(Ce) e allanita em relação de substituição hidrotermal/pós magmática da amostra MR-10. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	240
Figura V.76: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para análises representativas de monazita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	242
Figura V.77: Imagem BSE-Compo detalhando o cristal de zirconossilicato II da Fotomicrografia V.69. O zonamento composicional visualizado opticamente é dado por bordas mais alteradas e ricas em K e Zr, e núcleo mais preservado, rico em Na.....	246
Figura V.78: Correlação entre as proporções catiônicas (cpfu) de $Zr^{4+} \times Si^{4+}$ para a elpidita da Unidade A do Plúton Papanduva.....	247
Figura V.79: Imagem BSE – Compo do cristal de turkestanita (Trk) da Fotomicrografia V.70. A imagem destaca o núcleo preservado e homogêneo, gradando para bordas metamictizadas e transformadas. O manto irregular que contorna parcialmente o cristal é formado por fluorita (fl), egirina (Eg) e silicatos de Y e Ca (YCS). Junto ao contato com o silicato de Y desconhecido (Ysi) a metamictização e o mantecamento da turkestanita diminuem e suas fraturas se prolongam para o cristal vizinho. Amostra MR-02A.....	249
Figura V. 80: Correlação entre as proporções catiônicas (cpfu) de $(ETR+Y)^{3+} + (Ca^{2+})^B \times Th^{4+} + (Na^+)^B$ para a turkestanita da Unidade A do Plúton Papanduva.....	251
Figura V. 81: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a turkestanita analisada. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	251
Figura V.82: Diagrama ternário K x Ca x Na (cpfu) de classificação para minerais do grupo da ekanita-steacyita (Petersen <i>et al.</i> 1999) com as composições da turkestanita analisada comparada com as ocorrências descritas desse mineral em literatura.....	253
Figura V.83: Correlação entre as proporções catiônicas (cpfu) de $(ETR+Y)^{3+} + (Ca^{2+})^B \times Th^{4+} + (Na^+)^B$ para a turkestanita do Plúton Papanduva comparada com as proporções obtidas na turkestanita portando ETR do Complexo Dara-i-Pios (Pautov <i>et al.</i> 1997) e da região da Ásia Central (Ginzburg <i>et al.</i> 1965 <i>apud</i> Perrault & Szymanski 1982), e as proporções médias da iraquita da localidade-tipo de Shakhi-Rash, Iraque (Livingstone <i>et al.</i> 1976). Simbologia como na Figura V.63.....	254
Figura V.84: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para o silicato de Y e ETR analisado, comparado com os padrões de gerenita-(Y) e kainosita-(Y). Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).....	257
Figura VI.1: Quadro interpretativo da seqüência de cristalização dos álcali-feldspato granitos que compõem as diversas unidades do Plúton Papanduva.....	276
Figura VI.2: Trajetórias evolutivas (Trajetórias I e II) dos fluidos magmáticos e pós-magmáticos do Plúton Papanduva no espaço T-fO ₂ para 1 kbar de pressão confinante, com os campos de estabilidade da solução sólida riebeckita-arfvedsonita (Ernst 1962) e da enigmatita (campo “no-oxide”, Nicholls & Carmichael 1969).....	284

Lista de Tabelas

Tabela II.1: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da porção E do Cráton Amazônico	45
Tabela II.2: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da porção C do Cráton Amazônico	46
Tabela II.3: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da porção NW do Cráton Amazônico	47
Tabela II.4: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da porção SW do Cráton Amazônico	49
Tabela II.5: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da Província Borborema e áreas adjacentes	51
Tabela II.6: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da Província Tocantins	52
Tabela II.7: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas dos setores setentrional e central da Província Mantiqueira	55
Tabela II.8: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas do setor meridional da Província Mantiqueira	56
Tabela III.1: Resultados (em %) para estimativa de erro nas determinações modais em rochas das associações alcalina e aluminosa do Maciço Morro Redondo.....	90
Tabela III.2: Condições analíticas utilizadas para análise WDS em microsonda eletrônica.....	98
Tabela III.3: Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de piroxênio, anfibólio e feldspatos alcalinos.....	98
Tabela III.4: Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de ilmenita e magnetita.....	99
Tabela III.5: Condições analíticas utilizadas para análise WDS de narsarsukita, astrofilita, enigmatita e neptunita.....	100
Tabela III.6: Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de narsarsukita, astrofilita, enigmatita e neptunita.....	100
Tabela III.7: Condições analíticas utilizadas para análise WDS de britholita e seu análogo rico em Na, Ba e F, nacareniobsita, bastnäsita, chevkinita e allanita.....	102
Tabela III.8: Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de britholita e seu análogo rico em Na, Ba e F, nacareniobsita, bastnäsita, chevkinita e allanita.....	103
Tabela III.9: Condições analíticas utilizadas para análise WDS de monazita, zirconossilicatos de (Na, K), turkestanita e silicato de (Y, ETR).....	103
Tabela III.10: Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de monazita, zirconossilicatos de (Na, K), turkestanita e silicato de (Y, ETR).....	104
Tabela V.1: Legenda para diagramas do capítulo V.....	135
Tabela V.2: Comparação entre as composições médias (% peso) obtidas para a britholita-(Ce) da Unidade A, com composições similares descritas em literatura.....	224
Tabela V.3: Comparação entre as composições médias e fórmulas mínimas entre a nacareniobsita-(Ce) do Plúton Papanduva e ocorrências diversas descritas em literatura.....	232

Tabela V.4: Comparação entre as composições médias (% peso) e respectivas fórmulas mínimas obtidas para a turkestanita da Unidade A, com outras ocorrências descritas em literatura. *n*: número de análises; -: teores nulos.....253

Tabela V.5: Teores médios e intervalos de variação em % peso dos principais elementos presentes no silicilato de Y e ETR do Plúton Papanduva. UO₂ e K₂O estão abaixo do limite de detecção em todas as análises. *n* = número de análises consideradas.....256

Lista de Fotomicrografias

Fotomicrografia V.1: Cristal subédrico de feldspato alcalino mesopertítico(FA), com lamelas de exsolução do tipo *strings* bem desenvolvidas. Albita pós-magmática (Ab) cristaliza-se junto aos limites do cristal, que ocorre em contato com anfibólio sódico-cálcico (Anf) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-106, polarizadores parcialmente cruzados.....137

Fotomicrografia V.2: Detalhe de cristal feldspato alcalino mesopertítico de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. As lamelas de exsolução são do tipo *string*, que localmente se adelgaçam (tipo *patch* - detalhe) com o prolongamento dos processos de exsolução. Amostra MR-39, polarizadores cruzados.....137

Fotomicrografia V.3: Detalhe de feldspato alcalino arredondado e fortemente exsolvido (FA) junto a quartzo deformado (Qz) e egirina (Eg) em álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. A albita exsolvida formas grãos límpidos (setas azuis) e delgadas bordas (setas verdes) em torno do feldspato alcalino original. Amostra MR-79A, polarizadores cruzados.....137

Fotomicrografia V.4: Detalhe de porfiroclasto tabular de feldspato alcalino com lamelas de exsolução do tipo *patch* que diminuem em concentração próximo às bordas cristalinas (seta amarela), em matriz de quartzo-feldspática de álcali feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-34, polarizadores cruzados.....137

Fotomicrografia V.5: Porfiroclasto de feldspato alcalino (FA) com lamelas de exsolução do tipo *patch*, em matriz de quartzo (Qz), feldspato potássico (FK) albita e anfibólio sódico (Anf) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-43, polarizadores cruzados. Notar a baixa concentração de lamelas junto às bordas do porfiroclasto (seta amarela).....138

Fotomicrografia V.6: Cristal anédrico de feldspato alcalino pobre em albita exsolvida (FA) entre grãos de quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito da Unidade A. Amostra MR-34, polarizadores cruzados.....138

Fotomicrografia V.7: Detalhe de intercrescimento entre *laths* de albita (Ab) com egirina (Eg) intersticial a feldspato potássico e quartzo, em álcali-feldspato granito da Unidade A. Amostra MR-50, polarizador inferior.....138

Fotomicrografia V.8: Outro detalhe de intercrescimento entre *laths* de albita (Ab) com cristal subédrico de zircão (Zr), junto a astrofilita fibrosa (Ast), em meio a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali feldspato granito protomilonítico da Unidade B. Amostra MR-01 A, polarizadores cruzados.....138

Fotomicrografia V.9: Outro detalhe de intercrescimento de *laths* de albita (Ab) tardi-magmática com cristal bastante alterado de narsarsukita (Nars) junto a quartzo, em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-39, polarizadores cruzados.....138

Fotomicrografia V.10: Detalhe de borda albitica do tipo *swapped rims* (Ab) desenvolvida entre dois cristais de feldspato alcalino bastante exsolvidos (FA) em álcali-feldspato granito da Unidade C. Amostra MR-44, polarizadores cruzados.....138

Fotomicrografia V.11: Outro detalhe de bordas albiticas do tipo *swapped rims* (Ab) desenvolvidas entre dois cristais de feldspato alcalino bastante exsolvidos (FA) em álcali-feldspato granito da

Unidade C. Notar a continuidade das bordas albiticas com os respectivos feldspatos alcalinos originais. Amostra MR-121, polarizadores cruzados..... 139

Fotomicrografia V.12: Cristais límpidos de albita intergranular (Ab) de origem pós-magmática, com germinação incipiente, em meio a grãos de quartzo (Qz) e egirina (Eg), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-75C, polarizadores cruzados..... 139

Fotomicrografia V.13: Porfiroclastos de anfibólio sódico (Anf) com pleocroísmo azulado, manteados por clinopiroxênio do tipo I (Cpx I) de origem pós-magmáticas, em matriz quartzosa (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Inclusões no anfibolito são de quartzo. Amostra MR-50, polarizador inferior..... 145

Fotomicrografia V.14: Cristal de clinopiroxênio do tipo I (Cpx) junto a anfibólio sódico (Anf), em matriz de quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O clinopiroxênio apresenta zonamento composicional do tipo concêntrico normal, com núcleos mais esverdeados e bordas mais claras, verde-amareladas. Amostra MR-26, polarizador inferior..... 145

Fotomicrografia V.15: Cristais isolados e agregado fibro-radiado de clinopiroxênio I (Cpx I) esverdeado intersticial a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-47B, polarizador inferior..... 145

Fotomicrografia V.16: Agregado intersticial de cristais fibro-radiados de clinopiroxênio I (Cpx I) com colorações esverdeadas em meio a quartzo (Qz) e feldspato (FK) de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-47B, polarizador inferior..... 145

Fotomicrografia V.17: Cristais de clinopiroxênio I (Cpx I) com cores esverdeadas e amareladas e zonamentos composicionais irregulares manteando cristal de anfibólio sódico cálcico (Anf Na-Ca) intersticial a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-89, polarizador inferior..... 145

Fotomicrografia V.18: Agregado de cristais de clinopiroxênio I (Cpx I) com cores esverdeadas, intersticial a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Cristais anédricos de anfibólio sódico (Anf) ocorrem isolados ou em planos de clivagem e junto às bordas do clinopiroxênio. Amostra MR-55, polarizador inferior..... 145

Fotomicrografia V.19: Cristais fraturados de clinopiroxênio I (Cpx) mais incolor, intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-129, polarizador inferior..... 146

Fotomicrografia V.20: Cristal homogêneo de clinopiroxênio II (Cpx II) apresentando típica coloração verde-escura, intersticial entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. As inclusões são de quartzo. Amostra MR-39, polarizador inferior..... 146

Fotomicrografia V.21: Cristal intersticial e poiquilítico de clinopiroxênio II (Cpx II) verde-escuro com inclusões de *laths* e cristais anédricos de albita pós-magmática (Ab) em meio a feldspato alcalino (FA) de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-55, polarizador inferior..... 146

Fotomicrografia V.22: Cristal de clinopiroxênio II (Cpx) verde-escuro parcialmente substituído por clinopiroxênio mais claro do tipo I (Cpx I). Está em contato com cristais alaranjados de clinopiroxênio III (Cpx III) em meio a anfibólio sódico (Anf), feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-06, polarizador inferior..... 146

Fotomicrografia V.23: Cristal de clinopiroxênio III (Cpx III) apresentando zonamento composicional dado por núcleos mais alaranjados e bordas esverdeadas, intersticial a *laths* de albita pós-magmática (Ab) e feldspato alcalino (FA) em álcali feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-89, polarizador inferior..... 146

Fotomicrografia V.24: Agregado de cristais fibrosos e prismáticos de clinopiroxênio I (Cpx) substituindo anfibólio sódico primário (Anf). O agregado é envolto parcialmente por um manto de clinopiroxênio III (Cpx III) alaranjado, com bordas mais esverdeadas incluindo pequenos <i>laths</i> de albita (Ab). Ocorrem intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-39, polarizador inferior.....	146
Fotomicrografia V.25: Cristais intersticiais de anfibólio sódico (Anf) com marcado zonamento composicional caracterizado por núcleos escuros e bordas mais claras, junto a egirina (Eg) em matriz de quartzo (Qz) e albita pós-magmática (Ab) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-41. Polarizadores cruzados.....	161
Fotomicrografia V.26: Cristal subédrico de anfibólio sódico (Anf) com cristalização em estágios pós-magmáticos de magnetita (Mt) junto às bordas e em planos de fratura/clivagem, e de egirina (eg) como mantos irregulares. O cristal aparece intersticial a quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-10, polarizador inferior.....	161
Fotomicrografia V.27: Cristais intersticiais de anfibólio sódico (Anf) azul-escuro entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-01C. Polarizador inferior.....	161
Fotomicrografia V.28: Pseudomorfos de anfibólio sódico (Anf) substituídos por magnetita (M) e carbonato (Cb), entre feldspato alcalino microgranito da Unidade D. Amostra 68, polarizador inferior.....	161
Fotomicrografia V.29: Porfiroclasto de anfibólio sódico (Anf) manteado por egirina (Eg) pós-magmática, com pleocroísmo em tons de verde e amarelo, em matriz de quartzo (Qz) e feldspato alcalino (FA), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-03, polarizador inferior.....	162
Fotomicrografia V.30: Microinclusões vermiformes e prismáticas orientadas de quartzo e fluorita em anfibólio sódico (Anf) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Notar que as inclusões mais vermiformes concentram-se na parte central, junto a pequenos cristais de egirina (Eg). Amostra MR-49, polarizador inferior.....	162
Fotomicrografia V.31: Cristais fibro-radiados de anfibólio sódico (Anf) intersticiais a zircão (Zr), feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade D. Cristais em magnetita de origem pós-magmática (Mt) ocorrem junto ao anfibólio. Amostra MR-01C, polarizador inferior.....	162
Fotomicrografia V.32: Cristais intersticiais de anfibólio sódico (Anf) com pleocroísmo variando de azul a verde-escuro substituindo egirina verde-clara (Eg) em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Os cristais ocorrem entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz). Amostra MR-01C, polarizador inferior.....	162
Fotomicrografia V.33: Aglomerado de cristais subédricos a euédricos de anfibólios sódico-cálcico (Anf) de pleocroísmo esverdeado, com inclusões de quartzo e zircão (Zr). Os cristais são intersticiais entre quartzo (Qz) e feldspato alcalino (FA) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-39, polarizador inferior.....	162
Fotomicrografia V.34: Detalhe de sobrecrecimento de anfibólio sódico, tipicamente azulado junto às bordas e planos de clivagem/fratura (setas brancas) de anfibólio sódico-cálcico (Anf) enverdeado com inclusões de quartzo (incolors) e zircão (Zr), em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-39, polarizador inferior.....	162
Fotomicrografia V.35: Cristais subédricos de ilmenita (Ilm) associada a cristais de egirina (Eg) intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade B. Cristais pós-magmáticos de magnetita (Mt) aparecem ao longo de zonas de fratura da egirina. Amostra MR-10, polarizador inferior.....	184
Fotomicrografia V.36: Cristal euédrico prismático de ilmenita (Ilm) incluso em riebeckita intersticial (Rieb) a feldspato alcalino (FA) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade B. A riebeckita apresenta ainda pequenas inclusões de zircão (Zr) e formação de pequenos cristais de magnetita	

pós-magmática (Mt) junto às suas bordas e planos de clivagem/fratura. Amostra MR-10, polarizador inferior.....	184
Fotomicrografia V.37: Cristal intersticial de ilmenita (Im) parcialmente alterado por óxidos de Fé-Ti (porções irregulares de coloração mais clara), entre feldspato alcalino (FA), quartzo (Qz) e zircão (Zr) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-129, luz refletida.....	184
Fotomicrografia V.38: Aglomerado de cristais de ilmenita (Im) manteados e substituídos por magnetita (Mt) de origem pós-magmática, em meio a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-129, luz refletida.....	185
Fotomicrografia V.39: Cristais deformados e alterados de narsarsukita (Nars) com pleocroísmo característico, em matriz granoblástica de quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-49, polarizadores cruzados.....	192
Fotomicrografia V.40: Cristal subédrico de narsarsukita (Nars) com birrefringência característica, em meio a quartzo (Qz), albita exsolvida (Ab) feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-64, polarizadores cruzados.....	192
Fotomicrografia V.41: Agregado tardio de cristais fibrosos de narsarsukita (Nars) intersticial a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito protomilonítico. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.....	193
Fotomicrografia V.42: Cristal subédrico alterado de narsarsukita (Nars) mantendo cristal de anfibólio sódico (Anf) e egirina associada (Eg), em meio a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Notar que as bordas do anfibólio em contato com a narsarsukita mostram birrefringência mais clara. Amostra MR-64, polarizadores parcialmente cruzados.....	193
Fotomicrografia V.43: Cristais subédricos a anédricos intersticiais de narsarsukita (Nars) bastante alterada (coloração amarelada) substituindo egirina subédrica esverdeada (Eg) ao longo de suas bordas e em zonas de fratura. Ocorrem entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-41, polarizador inferior.....	193
Fotomicrografia V.44: Cristais intersticiais e quartzo (Qz) de narsarsukita (Nars) bastante alterada substituindo egirina prismática euédrica (Eg) ao longo de suas bordas e em planos de clivagem/fraturas; em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-41, polarizador inferior.....	193
Fotomicrografia V.45: Agregado intersticial de cristais tardi-magmáticos de astrofilita (Ast) entre cristais de feldspato alcalino (FA) de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-44, polarizador inferior.....	203
Fotomicrografia V.46: Placas euédricas de astrofilita (Ast) tardi-magmática associada à cristal maior de egirina (Eg) substituído por riebeckita (Rieb) pós-magmática, em meio a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-01A, polarizador inferior.....	203
Fotomicrografia V.47: Cristais pós-magmáticos de astrofilita (Ast) com hábitos laminar e fibroso substituindo agregado intersticial de egirina (Eg) em meio a feldspato alcalino (FA) de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. A egirina também está sendo substituída por riebeckita (Rieb) pós-magmática. Amostra MR-44, polarizador inferior.....	203
Fotomicrografia V.48: Grãos anédricos de enigmatita (Eng) inclusos em arfvedsonita (Arf) junto a zirconossilicatos de (Na, K) (ZNS) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. A enigmatita aparece substituída por astrofilita (cristais fibrosos amarelados). Amostra MR-66 A, polarizador inferior.....	208

Fotomicrografia V.49: Grãos anédricos corroídos de enigmatita (Eng) inclusos em arfvedsonita (Arf) zonada com núcleos mais escuros e bordas mais claras, em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Os núcleos escuros onde concentram-se os “restos” de enigmatita são mais cálcicos e ricos em Ti e Fé 2+. Amostra MR-xx, polarizador inferior.....	208
Fotomicrografia V.50: Remanescentes corroídos de um cristal de enigmatita (Eng) incluso em egrina (Eg) zonada intersticial a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. As partes mais esverdeadas na egrina, onde concentram-se os “restos” de enigmatita são mais cálcicas e ricas em Ti e Fe2+. Amostra MR-06, polarizador inferior.....	208
Fotomicrografia V.51: Porfiroclasto de arfvedsonita (Arf) em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A sendo substituído ao longo de suas bordas e planos de fratura por cristais anédricos a subédricos de neptutina (Npt). Cristais isolados de egrina (Eg) também ocorrem junto às bordas da arfvedsonita. Amostra MR-xx, polarizadores inferior.....	208
Fotomicrografia V.52: Grãos anédricos e subédricos de neptutina (Npt) substituindo aglomerado de cristais de arfvedsonita (Arf) associada a zirconossilicatos de (Na, K) (ZNS) em meio a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-64, polarizador inferior.....	208
Fotomicrografia V.53: Cristal de neptutina (Npt) intersticial a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Na parte inferior esquerda da fotomicrografia, neptutina substitui arfvedsonita (Arf) portanto inclusões de enigmatita (Eng). Visualiza-se também cristal isolado de egrina (Eg) em meio a quartzo. Amostra MR-64. Polarizador inferior.....	208
Fotomicrografia V.54: Cristal subédrico bastante fraturado de britholita (Brt) em meio a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-03, polarizador inferior.....	217
Fotomicrografia V.55: Cristal subédrico intersticial de hábito mais prismático (pseudo-hexagonal) de análogo da britholita rico em Na, Ba, F (Abrt), entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Nas colocações acastanhadas – amareladas. Amostra MR-02 A, polarizador inferior.....	217
Fotomicrografia V.56: Cristal prismático subédrico de nacareniobsita (Ncr) junto à arfvedsonita (Arf), intersticial entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-02 A, polarizador inferior.....	227
Fotomicrografia V.57: Agregado de cristais fibrosos (Ncr 1) junto a cristais prismáticos (Ncr 2) de nacareniobsita em meio a grãos de quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-02 A, polarizadores cruzados.....	227
Fotomicrografia V.58: Agregado fibroso de cristais de nacareniobsita (Ncr) em meio a grãos de quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.....	227
Fotomicrografia V.59: Cristal anédrico de bastnäsite (Bast) junto a cristal euédrico prismático de egrina (Eg). Feldspato alcalino pertítico (FA) e quartzo (Qz), em álcali-feldspato granito da Unidade B. Amostra MR-47B, polarizadores cruzados.....	234
Fotomicrografia V.60: Pseudomorfo prismático de anfibólio sódico substituído por bastnäsite (Bast) e magnetita (Mt), entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz), em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Observa-se ainda restos de riebeckita (Rieb). Amostra MR-92, polarizador inferior.....	234
Fotomicrografia V.61: Cristal euédrico de chevkinita (Chev) incluso em feldspato alcalino (FA) junto a cristal de riebeckita (Rieb) com inclusão de zircão (Zr) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. As porções mais escuras junto a borda de chevkinita apresentam alteração pós-magmática mais intensa. Amostra MR-39, polarizador inferior.....	237

Fotomicrografia V.62: Cristais euédricos a subédricos de chevkinita (Chev) inclusos em richterita (Rich) contendo também inclusões de zircão (Zr) e egrina (Eg), em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Cristais de ilmenita (Ilm), possivelmente pós-magmáticos associam-se com a chevkinita, onde as porções mais escuras apresentam-se mais alteradas. Amostra MR-39.....	237
Fotomicrografia V.63: Agregado intersticial de cristais anédricos de elpidita (Elp) cinza-acastanhada em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Material opaco de alteração ocorre entre fraturas e contatos dos cristais. Amostra MR-38, polarizador inferior.....	244
Fotomicrografia V.64: Agregado intersticial de cristais de elpidita (Elp) bastante alterados, adquirindo coloração acastanhada, em meio a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico a Unidade A. Material opaco de alteração ocorre ao longo de fraturas e contatos dos cristais, e ao longo das bordas do agregado. Amostra MR-21, polarizador inferior.....	244
Fotomicrografia V.65: Agregado granular de cristais anédricos de elpidita (Elp) entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Notar que os cristais crescem perpendicularmente às bordas do agregado. Amostra MR-21, polarizadores cruzados.....	245
Fotomicrografia V.66: Cristal subédrico isolado de elpidita (Elp) englobando laths de albita (Ab) em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-43, polarizadores cruzados.....	245
Fotomicrografia V.67: Cristal subédrico, prismático e intersticial de zirconossilicato de (Na, K) I (ZNS-I) fraturado e alterado, entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-26, polarizadores cruzados.....	245
Fotomicrografia V.68: Cristal euédrico primástico de zirconossilicato de (Na, K) I (ZNS-I) pontilhado de microinclusões de minerais opacos. Localiza-se entre cristais de quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-26.....	245
Fotomicrografia V.69: Cristal euédrico de zirconossilicato de (K, Na) II (ZNS-II) apresentando zonamento composicional concêntrico, com bordas mais escuras e núcleo mais claro (vide Figura V.77). O cristal está parcialmente incluso em egrina (Eg) que ocorre junto a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-38, polarizador inferior.....	246
Fotomicrografia V.70: Cristal subédrico de turkestanita (Trk) com núcleos acastanhados preservados e bordas mais escuras metamictizadas, junto a narsarsukita (Nars) e envolto por quartzo (Qz) e silicato de Y desconhecido (Ysi) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O cristal está parcialmente mantido por material isótropo, com pequenos cristais de egrina (Eg) e fluorita (Fl) associados. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.....	249
Fotomicrografia V.71: Detalhe do cristal de turkestanita (Trk) entre quartzo (Qz) e um silicato de Y desconhecido (Ysi) da Fotomicrografia V.70 sob polarizadores cruzados. Destaca-se sua birrefringência baixa, com cor de interferência em tons de cinza, as bordas metamictizadas e os pequenos cristais de egrina (Eg) que ocorrem junto às bordas. Amostra MR-02A.....	249
Fotomicrografia V.72: Cristal subédrico intersticial de silicato de Y e ETR (Ysi) alterado em meio a quartzo (Qz), egrina (Eg), narsarsukita alterada (Nars) e turkestanita (Trk), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. As manchas arredondadas escuras em formato de bolhas sobre o silicato de Y representam os locais de análises WDS e/ou EDS. Amostra MR-02A, polarizador inferior.....	255
Fotomicrografia V.73: Detalhe de silicato de Y da Fotomicrografia VI.55 sob polarizadores cruzados, destacando seu caráter praticamente isótropo. Amostra MR-02A.....	255

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

I.1. Considerações iniciais

Rochas graníticas “latu sensu” são as rochas mais abundantes da crosta continental e preservam importantes registros das áreas-fonte na crosta inferior e no manto. De fato, os magmatismos granítico e básico-intermediário geralmente associado estão entre os fenômenos de transferência de massa e calor mais importantes do planeta, sendo associados a regimes próprios de evolução geodinâmica (White 1979, Wedepohl 1991, Pitcher 1993, Bonin 1998, Bonin 2007).

A década de 70 experimentou um grande avanço no conhecimento do magmatismo granítico a partir da definição genética de granitos de tipo-I e -S, -M e -A, entre outros; uma classificação alfabética que motivou extensas discussões na comunidade científica internacional (*cf.* revisão em Bonin 2007). Os granitos (e rochas félsicas associadas) de tipo-A foram definidos em 1979 por Loiselle & Wones como um grupo específico de natureza anorogênica, de tendência alcalina e formado sob baixas fugacidades de H₂O e O₂. Desde então muitos foram os trabalhos dedicados a maior compreensão deste grupo especial de rochas graníticas, e tornou-se evidente que aqui se incluem uma variedade de associações petrográficas ou mesmo petrotectônicas, com afinidades geoquímicas contrastadas (álcali-cálcicas, “subalcalinas” a alcalinas, metaluminosas, peralcalinas ou ainda marginalmente peraluminosas; Whalen *et al.* 1987, Vlach *et al.* 1990, Eby 1992, King *et al.* 1997, Frost *et al.* 2001, Bonin 2007, Gualda & Vlach 2007a), formadas sob condições redox contrastadas (*e.g.*, Anderson & Bender 1989, Dall’Agnol *et al.* 1999, Dall’Agnol & Oliveira 2007) não somente em ambientes anorogênicos de natureza continental ou oceânica, mas também pós-orogênicos e/ou pós-colisionais na crosta continental.

Neste panorama, fica claro que os granitos de tipo-A são importantes fontes para a compreensão dos processos magmáticos associados a ambientes extensionais intraplaca e pós-orogênicos/colisionais, e sua contribuição para a construção da crosta continental superior (Turner *et al.* 1992, Yang *et al.* 2006). Por outro lado, em decorrência da grande variabilidade de litotipos agrupados, não há um consenso geral sobre os modelos petrogenéticos envolvidos na geração desse grupo de granitos e algumas questões fundamentais relacionadas ao envolvimento de diferentes tipos de reservatórios-fonte do manto, bem como as contribuições de diferentes segmentos da crosta continental na sua gênese ainda carecem de exploração científica.

A ocorrência de granitos de tipo-A metaluminosos a peralcalinos (associação alcalina; Lameyre & Bowden 1982) e metaluminosos a moderadamente peraluminosos

(associação aluminosa; Vlach *et al.* 1990, King *et al.* 1997) em uma província pós-colisional permite estudar as razões e mecanismos responsáveis por tal diversidade, e ajudar a responder àquelas questões. Neste sentido, a Província Graciosa (Gualda & Vlach 2007a), formada nos estágios finais do Ciclo Brasileiro (ca. 580 Ma, Vlach *et al.* 2006), na região sul-sudeste do Brasil, tem se revelado recentemente como importante fonte de informações. Essa província compreende mais de uma dezena de plútons graníticos e sieníticos das associações alcalina e aluminosa, além de ocorrências subordinadas de rochas vulcânicas de natureza bimodal e de rochas dioríticas. O Complexo Morro Redondo, localizado na região entre as cidades de Tijucas do Sul (PR) e Garuva (SC), é uma das ocorrências mais importantes da província. É formado pelos Plútons Papanduva e Quiriri, em que afloram essencialmente rochas graníticas, e por rochas vulcânicas ácidas e básico-intermediárias contemporâneas. Este complexo, com destaque para o Plúton Papanduva, é o foco do presente trabalho.

I.2. Problemática e Objetivos

A quantidade de informações geológicas, petrográficas, geoquímicas e geocronológicas existentes para a Província Graciosa, referida anteriormente como Suíte Intrusiva da Serra do Mar ou Província Serra do Mar (*cf.* revisão e discussão em Gualda & Vlach 2007a) pode ser considerada significativa (*e.g.* Kaul 1984, Siga Jr. *et al.* 1994, Siga Jr. 1995, Góis 1995, Kaul 1997, Kaul & Cordani 2000, Harara 2001), entretanto poucos são ainda os trabalhos de detalhe existentes (*e.g.* Gualda 2001, Garin 2002, Vilalva 2004, Gualda & Vlach, 2007a, 2007b, 2007c).

Quaisquer modelos genéticos e evolutivos modernos e interpretações petrogenéticas adequadas necessitam ser fundamentados em dados geológicos, petrográficos e mineralógicos sólidos. Assim, no final da última década, foi elaborado e iniciado um plano de pesquisa com o objetivo de estudar em maior detalhe ocorrências selecionadas da província, enfatizando o estudo de minerais máficos e acessórios como indicadores petrológicos, metalogenéticos e geocronológicos. Em um primeiro momento foram selecionados os plútons da região da Serra da Graciosa (Gualda 2001; Gualda & Vlach, 2007a) e o Plúton Corupá (Garin 2002; Garin *et al.* 2003). Em 2004 foi iniciado o estudo do Complexo Morro Redondo, objetivo de uma monografia de trabalho de formatura (Vilalva 2004), extendido na presente dissertação (*cf.* também Vilalva & Vlach 2006a).

Os estudos realizados no Complexo Morro Redondo, por ocasião da referida monografia, foram concentrados na comparação entre as associações alcalina e aluminosa do complexo, com ênfase na petrografia, evolução textural e química de minerais formadores de rocha dos granitos que compõem os Plútons Papanduva e Quiriri. Os resultados obtidos, aliados aos trabalhos anteriores, revelaram a necessidade de estudos

petrográficos e mineralógicos mais aprofundados, em especial para os granitos do Plúton Papanduva, que se mostraram como os tipos alcalinos mais evoluídos da Província Graciosa (*cf.* também Kaul & Cordani, 2000), alguns deles portando fases minerais raras ainda não descritas nos domínios da província e em granitos peralcalinos do Brasil, em arranjos texturais tardi- a pós-magmáticos de especial interesse. Em vista dessas peculiaridades, os estudos desta etapa do projeto foram concentrados nas rochas que formam a associação alcalina do Plúton Papanduva. Os trabalhos futuros serão estendidos para incluir o Plúton Quiriri, adicionando-se também estudos geoquímicos e isotópicos em rocha total.

A evolução textural e química dos minerais constituintes das rochas aliados à petrografia são de grande importância em petrologia e constituem a base para a interpretação de dados geoquímicos e isotópicos, uma vez que registram as características e a evolução do ambiente físico-químico de cristalização magmática, tardi- e pós-magmática. Assim, estão entre as melhores ferramentas para a caracterização de rochas ígneas, compreensão da evolução dos magmas progenitores, incluindo modelamentos gerais de processos de evolução (cristalização fracionada, alterações hidrotermais; *e.g.* Evans & Hanson 1993, Bea 1996), permitindo também em alguns casos a determinação de parâmetros intensivos de cristalização (*e.g.*, P , T , fO_2 , *cf.* Anderson 1996, Markl *et al.* 2001, White *et al.* 2005, Ren *et al.* 2006, Métrich *et al.* 2006).

Esta dissertação tem como objetivo central o estudo em maior detalhe do Plúton Papanduva, em especial as características mineralógicas e texturais dos minerais formadores de rocha e acessórios, bem como o seu significado para a evolução de granitos peralcalinos.

I.3. O Complexo Morro Redondo

O Complexo Morro Redondo aflora na região limítrofe entre os estados do Paraná e Santa Catarina, abrangendo os municípios de Tijucas do Sul e Guaratuba, no estado do Paraná, e Garuva e Campo Alegre, em Santa Catarina. Estende-se por cerca de 25 km na direção N20°W, com largura entre 10 e 13 km, cobrindo uma área de *ca.* 250 km². As principais vias de acesso são as rodovias federais BR 376, partindo de Curitiba (PR), e BR 101 a partir de Florianópolis (SC) (Fig. I.1).

I.3.1. NOMENCLATURA UTILIZADA

A grande maioria das referências bibliográficas utiliza as denominações informais de “Granito Morro Redondo” (*e.g.* Trein 1967, Kaul & Cordani 1994, Siga Jr. *et al.* 1994), ou “Maciço Morro Redondo” (Kaul 1997, Kaul & Cordani 2000), que reúnem duas unidades

principais de rochas graníticas, petrográfica e geoquimicamente contrastantes, uma onde afloram tipos peralcalinos e outra onde ocorrem variedades moderadamente peraluminosas, denominadas, respectivamente, de Papanduva e Quiriri por Kaul (1997).

Figura I.1: Mapa rodoviário da região de fronteira entre os estados do Paraná (norte) e Santa Catarina (sul), destacando a localização do Complexo Morro Redondo e suas principais vias de

Uma característica marcante que distingue esse “maciço” da maioria dos outros que constituem a Província Graciosa é a ocorrência de rochas vulcânicas básicas a ácidas, em uma associação tipicamente bimodal, aparentemente contemporânea, que aflora tanto nas imediações, junto aos contatos externos, quanto nas zonas centrais do “maciço”. Levando isto em conta, sugere-se neste trabalho o abandono de termos como “Granito” e “Maciço” em favor da utilização de “Complexo” Morro Redondo, como empregado originalmente por Góis (1995), uma vez que este termo é mais adequado para designar um conjunto de rochas de naturezas diferentes, associadas de maneira “complexa” (Ulbrich *et al.* 2001, Petri *et al.* 1986).

Da mesma forma, a utilização dos termos “Unidade” Papanduva e “Unidade” Quiriri é preterida, já que de fato, constituem *corpos ígneos plutônicos* estruturalmente definidos, possivelmente com histórias de colocação distintas. Neste caso, os termos *Plúton* Papanduva e *Plúton* Quiriri, de conotação geológico-descritiva e informal, são mais adequados e foram aqui empregados (*cf.* discussão em Ulbrich *et al.* 2001).

I.4. Plano de Apresentação da Dissertação

A dissertação é apresentada na forma de 6 (seis) capítulos. No decorrer do texto procurou-se, sempre que possível, destacar aspectos descritivos e suas implicações mais

diretas. Interpretações parciais de maior relevância estão, em geral, pormenorizadas ao final de cada capítulo e/ou em suas subdivisões.

Após este capítulo introdutório (Capítulo I), oferece-se uma síntese bibliográfica no Capítulo II em que se destacam, por um lado uma revisão dos principais modelos genéticos propostos para os granitos de tipo-A e, por outro, uma revisão das principais ocorrências de magmatismo de tipo-A no Brasil, de acordo com as distintas províncias estruturais reconhecidas (Almeida *et al.* 1977, 1981). Naturalmente, não se pretende descrever em detalhe todas as ocorrências conhecidas, mas apresentar um quadro geral que permita ao leitor avaliar a distribuição geográfica, temporal e tipológica deste magmatismo no país.

O Capítulo III trata dos materiais e métodos utilizados para o trabalho, com destaque para os métodos analíticos e de tratamento de dados. No capítulo seguinte (IV) apresenta-se aspectos gerais e locais da geologia do Complexo Morro Redondo, bem como um detalhamento petrográfico dos granitos peralcalinos que formam o Plúton Papanduva.

Os resultados principais da dissertação, análise textural e das variações composicionais, respectivamente, dos minerais formadores de rocha e acessórios são apresentados e discutidos no Capítulo V. O último capítulo (VI) reúne as principais inferências e/ou conclusões alcançadas.

As referências bibliográficas utilizadas são apresentadas ao final de cada capítulo.

I.5. Referências Bibliográficas

- Almeida F.F.M, Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. *In*: SBG, Simpósio Geologia do Nordeste, 8, *Atas*, p. 363-391
- Almeida F.F.M, Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-19
- Anderson J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Sciences)*, **87**: 125-138
- Anderson J.L. & Bender E.E., 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**: 19–52
- Bea F. 1996. Controls on the trace element composition of crustal melts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh (Earth Sciences)*, **87**: 33-41
- Bonin B. 1998. Alkaline rocks and geodynamics. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **7**: 105-118
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**: 1-29

- Dall'Agnol R., Scaillet B. & Pichavant M., 1999. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**: 1673–1698
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for the classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215-233
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644
- Evans O.C. & Hanson G.N. 1993. Accessory-mineral fractionation of rare-earth element (REE) abundances in granitoid rocks. *Chemical Geology*, **110**: 69-93
- Frost B.R., Barnes C.G. & Collins W.J., Arculus R.J., Ellis D.J., Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048
- Garin Y. 2002. *Mineralogia e petrologia da associação alcalina de sienitos e granitos de Tipo-A do Maciço Corupá (SC)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 168 p
- Garin Y. & Vlach S.R.F., Tassinari C.C.G. 2003. Sr and Nd isotope signatures of A-type alkaline syenites, granites, and associated diorites and hybrid rocks from the Corupá Massif (SC), Serra do Mar Province, S Brazil. In: CBPM/IRD, South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Short Papers* (2), p. 556-559
- Góis J.R. 1995. *Contribuição à petrografia e geoquímica da parte setentrional do complexo vulcano-plutônico Morro Redondo, divisa do Paraná com Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 86 p
- Gualda G.A.R. 2001. *Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250 p
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 405-430
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007b. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. *Lithos*, **93**: 310-327
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007c. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, **93**: 328-339
- Harara O. M. 2001. *Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica dos litotipos da região do alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas*

- durante o Neoproterozóico III*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 206 p
- Kaul P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da suíte intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta no sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22-Curitiba e SG.23-Iguape. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*(6), p. 2815-2825
- Kaul P.F.T. 1997. *O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293 p
- Kaul P.F.T. & Cordani U.G. 1994. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos Maciços Graníticos da Serra do Mar no Leste paranaense e vizinhanças. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geociências, 38, *Anais* (2), p. 371-373
- Kaul P.F.T. & Cordani U.G. 2000. Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 115-119
- King P.L., White A.J.R., Chappel B.W. & Allen C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachland fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology*, **38**: 371-391
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-189
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Abstract Programs – Geological Society of America*, **11**: p. 468
- Markl G., Marks M., Schwinn G. & Sommer H., 2001. Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Illímaussaq Complex, South Greenland. *Journal of Petrology*, **42**: 2231–2258
- Métrich N., Susini J., Foy E., Farges F., Massare D., Sylla L., Lequien S. & Bonnin-Mosbah M. 2006. Redox state of iron in peralkaline rhyolitic glass/melt: X-ray absorption micro-spectroscopy experiments at high temperature. *Chemical Geology*, **231**: 350-363
- Petri S., Coimbra A.M., Amaral G., Ojeda H.A., Fúlfaro V.J. & Ponçano W.L. 1986. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 370-415
- Pitcher, W.S., 1993. *The Nature and Origin of Granite*. Blackie Academic and Professional, Chapman and Hall, London-Glasgow, 321 pp
- Ren M., Omenda P.A., Anthony E.Y., White J.C., Macdonald R. & Bailey D.K. 2006. Application of the QUILF thermobarometer to the peralkaline trachytes and pantellerites of the Eberru volcanic complex, East African Rift, Kenya. *Lithos*, **91**: 109-124

- Siga Jr., O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p
- Siga Jr., O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M. & Buba R.M. 1994. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Boletim de Resumos Expandidos (2)*, p. 400-401
- Trein E. 1967. *Geologia da folha de Tijucas do Sul*. Comissão da Carta Geológica do Paraná, BADEP-UFPR, Relatório inédito, 36 p
- Turner S.P., Foden J.D. & Morrison R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151-179
- Ulbrich H.H.G.J., Vlach S.R.F. & Janasi V.A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 163-172
- Vilalva F.C.J. & Vlach S.R.F. 2006a. Petrografia e mineralogia de granitos de tipo A: Comparação entre as associações alcalina e aluminosa do Complexo Morro Redondo – PR/SC. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, Anais*, p. 252
- Vilalva F.C.J. & Vlach S.R.F. 2006b. Petrography and mineralogy of the peralkaline granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), south Brazil, and some constraints for the development of rare minerals. *In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p.76
- Vilalva F.C.J. 2004. *Evolução textural e do quimismo de minerais em granitos de Tipo A: Comparação entre as associações aluminosa e alcalina do Maciço Morro Redondo, PR-SC*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 47 p
- Vlach S.R.F. & Janasi V.A., Vasconcellos A.C.B.C. 1990. The Itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Anais (4)*, p. 1700-1711
- Vlach S.R.F., Siga Jr. O., Gualda G.A.R., Basei M.A.S., Hyppolito T.N. & Vilalva F.C.J. 2006. Precise zircon U-Pb (TIMS) dating of dioritic rocks and implications for the age of the Graciosa Province of A-type granites and syenites, southern Brazil. *In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p.77
- Wedepohl, K.H., 1991. Chemical composition and fractionation of the continental crust. *Geologische Rundschau*, **80**: 207–223

- Whalen J.B., Curie K.L. & Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419
- White A.J.R. 1979. Sources of Granitic Magma. *Abstract Programs – Geological Society of America*, **11**: p. 539
- White J.C., Ren M. & Parker D.F., 2005. Variation in mineralogy, temperature, and oxygen fugacity in a suite of strongly peralkaline lavas and tuffs, Pantelleria, Italy. *Canadian Mineralogist*, **43**: 1331–1347
- Yang J.H., Wu F.Y., Chung S.L., Wilde S.A. & Chu M.F. 2006. A hybrid origin for the Qianshan A-type granite, northeast China: Geochemical and Sr-Nd-Hf isotopic evidence. *Lithos*, **89**: 89-106

CAPÍTULO II

REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

II.1. Os granitos de tipo-A: definição e evolução de modelos genéticos

Próximo de completar trinta anos desde sua definição em 1979 por Marc Loiselle e David R. Wones, o termo granitos de “tipo-A” continua como o mais controverso e incompreendido dentre o alfabeto genético dos granitóides (tipos-A, -I, -S, -M e -C). O célebre resumo de 1979 foi o único escrito pelos criadores do conceito de magmas félsicos de tipo-A, que nunca explicaram devidamente sua natureza e origem, em razão da morte prematura de Wones cinco anos após a publicação. Assim, coube a outros pesquisadores a missão de preencher as lacunas do conhecimento dos granitos de tipo-A e seus equivalentes vulcânicos deixadas por seus criadores. Se este fato, por um lado contribuiu significativamente para a confusão criada em torno de alguns atributos dessas rochas (*cf.* por exemplo, revisão em Bonin 2007), por outro, trouxe enorme avanço para a caracterização geoquímica, isotópica e de condições de P-T e fO_2 de formação dos granitos e riolitos de tipo-A e rochas associadas (*e.g.* Whalen 2005).

II.1.1. CARACTERÍSTICAS GERAIS

Granitos de tipo-A são gerados principalmente em ambientes tectônicos de regimes extensivos não relacionados diretamente com convergência litosférica, tipicamente zonas intraplaca continentais e oceânicas e de riftes continentais (granitóides anorogênicos); ou ao final de um ciclo orogênico em margens continentais ativas e/ou em ambientes de colisão (granitóides pós-orogênicos, pós-colisionais). As intrusões são notadamente rasas ou mesmo subvulcânicas, onde podem formar complexos anelares e plútons circunscritos ou mais irregulares, com frequência associados com vulcanismo bimodal, em que predominam amplamente termos básicos e ácidos.

Províncias magmáticas de tipo-A ocorrem em um intervalo de aproximadamente 3 bilhões de anos da história geológica da Terra, desde *ca.* 2,7 Ga até o presente (Long *et al.* 1986, Moore *et al.* 1993, Barros *et al.* 2001, Vernikovsky *et al.* 2003, Zozulya *et al.* 2005, Sardinha *et al.* 2006) e a elas encontram-se associadas diversas mineralizações de grande importância econômica, tais como Sn, F, Nb, Ta, Au, Fe, U, elementos terras-raras (ETR) (Whalen *et al.* 1987, Eby 1990, Dall’Agnol *et al.* 2005a, Bonin 2005, Bonin 2007).

As rochas intrusivas típicas correspondem a granitos (*sensu stricto*) e sienitos com razões $Fe^{T}/(Fe^{T} + Mg)$ elevadas dos seus silicatos máficos e, portanto, da rocha total. Na classificação de Frost *et al.* (2001), reúnem termos alcalinos e álcali-cálcicos ricos em Fe

(“*Ferroan*”), com características de saturação em Al variáveis (metaluminosos, peraluminosos, peralcalinos) marcados pelo alto conteúdo em elementos incompatíveis, incluindo os elementos de alto potencial iônico (HFSE) e os litófilos de raio grande (LILE) em detrimento a elementos incompatíveis em silicatos máficos e feldspatos (Ni, Cr, Sr, Ba etc). Uma síntese mais completa das características geoquímicas e isotópicas, incluindo diagramas discriminantes pode ser encontrada em Whalen *et al.* (1987), Eby (1990), Frost *et al.* (2001), Gualda (2001) e Bonin (2007).

Magmas de “tipo-A” foram originalmente caracterizados como relativamente anidros e reduzidos, em que máficos como fayalita e piroxênios formam as fases precoces, cristalizadas sob condições próximas ao tampão QFM (quartzo-fayalita-magnetita) (e.g. Martin 2006). Contudo, estudos em sistemas naturais (King *et al.* 2001) e experimentais (e.g. Clemens *et al.* 1986, Holtz *et al.* 2001, têm apontado para quantidades significativas de água (>2 a 6,5% em peso) e voláteis nos magmas graníticos de tipo-A tipicamente metaluminosos a peraluminosos. Granitos de tipo-A formados em condições mais oxidantes, próximas ao tampão titanita-magnetita-quartzo-anfibólio-ilmenita (TMQAI) também são conhecidos na literatura há muitos anos (e.g. Anderson & Bender 1989, Anderson & Morrison 2005, Dall’Agnol *et al.* 1999a, Vlach & Gualda 2007, Dall’Agnol & Oliveira 2007).

As características e atributos apresentados seriam suficientes para considerar os granitos e riolitos de tipo-A como um grupo independente dentre os granitóides, mas essa consideração permanece ainda controversa. Hogan *et al.* (1992) e mais recentemente Whalen (2005) chegam a denominá-los de tipo “A” de “ambíguo”, enquanto Creaser *et al.* (1991), Kerr & Fryer (1993), Wu *et al.* (2002) entre outros entendem esses granitos como um subtipo dos granitos de Tipo-I. Isso ilustra a resistência que muitos pesquisadores têm em reconhecer essas rochas como uma categoria a parte na “sopa de letras” dos granitos, principalmente pela grande variedade de rochas agrupadas sob o termo “granitos de tipo-A”, com características petrográficas, geoquímicas e isotópicas muito contrastadas, formadas em vários ambientes geotectônicos (Eby 1990): uma associação denominada “alcalina” (Lameyre & Bowden 1982) incluindo principalmente álcali-feldspato-granitos e sienitos *hipersolvus*, de geoquímica peralcalina a metaluminosa; e outra “aluminosa” (Vlach *et al.* 1990, King *et al.* 1997) com sienogranitos, monzogranitos, granitos rapakivi e topázio-albita granitos peraluminosos *subsolvus*.

Toda essa variedade composicional aponta para a existência de “granitos e granitos” de tipo-A (e.g. Bonin, 2007) e gera intensa discussão entre os petrólogos: se de fato os granitos de tipo-A constituem um grupo distinto, de que maneira a sua gênese difere dos granitóides gerados em margens convergentes de placas, aceitos como produtos de fusão crustal, com contribuições variáveis do manto?

II.1.2. OS DIFERENTES MODELOS GENÉTICOS

Os modelos petrogenéticos e fontes magmáticas propostos até hoje para a formação dessas rochas são diversos e foram sintetizados por Eby (2006) em três grupos: 1) geração a partir da diferenciação de magmas originados no manto isotopicamente semelhantes aos basaltos de ilhas oceânicas (OIB), com diferentes graus de contaminação e assimilação crustal; 2) diferenciação de magmas toleíticos continentais, com diferentes proporções de interação crustal; 3) fusão parcial de fonte crustal empobrecida por eventos prévios de fusão. Um modelo único de geração que consiga explicar as ocorrências em áreas continentais com características que sugerem ora fontes do manto, ora crustais e ora mistas, e ainda as ocorrências em áreas oceânicas onde obviamente não há participação crustal, parece ser uma tarefa difícil ou mesmo inapropriada (Clemens *et al.* 1986, Turner *et al.* 1992, Whalen *et al.* 1996).

A justaposição de diferentes variedades composicionais de granitos de tipo-A comumente em um mesmo complexo não é o único desafio àqueles que se aventuram a explicar a origem dessas rochas através de um modelo petrogenético único. Outras questões de explicações comprovadamente difíceis em relação aos magmas félsicos de tipo-A, especialmente os de derivação crustal são: 1) o papel dos magmas básicos; 2) a justaposição com magmas subsaturados em sílica e carbonatíticos; 3) a aparente ausência de associações de alguns granitos de tipo-A com rochas seguramente de origem mantélica; 4) a predominante ausência de xenólitos e xenocristais (das encaixantes); 5) a produção de líquidos metaluminosos a peralcalinos a partir de crosta peraluminosa (Martin 2006).

II.1.2.1. O manto como área-fonte

Granitos de tipo-A de composição peralcalina (associação alcalina) e rochas intermediárias e máficas associadas possuem razões isotópicas ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ relativamente baixas e valores de ϵ_{Nd} homogêneos em escala de intrusão, positivos ou pouco negativos, na maior parte das ocorrências descritas. As razões isotópicas de Sr e Nd encontradas por Turner *et al.* (1992) para granitos peralcalinos da Cordilheira Padthaway (Austrália) e por Waight *et al.* (1998) para o granito French Creek (Nova Zelândia), por exemplo, são semelhantes aos das rochas básicas coexistentes, formadas a partir de magmas básicos gerados no manto, o que sustentaria a formação dos magmas graníticos de tipo-A a partir da cristalização fracionada de magmas basálticos, originados de fusão por decompressão de um manto de composição tida como isotopicamente semelhante aos OIB (e.g. Loiselle & Wones 1979, Eby 1992, Bonin 1996, Goodenough *et al.* 2000, Trumbull *et al.* 2004). A eficiência da cristalização fracionada de magmas basálticos originando magmas traquíticos

e riolíticos metaluminosos é bem conhecida em alguns riftes continentais e em áreas oceânicas como Pantelleria e Açores (Avanzinelli *et al.* 2004, Martin 2006).

II.1.2.2. A contaminação crustal e os modelos de fonte única

O problema surge naquelas ocorrências onde as assinaturas isotópicas parecem sugerir a participação de componentes crustais na gênese dos magmas de tipo-A. Para os granitos de tipo-A da Córsega (França), Poitrasson *et al.* (1995) afirmam que as baixas razões isotópicas iniciais de Sr e os valores positivos ou pouco negativos de ϵ_{Nd} seriam indicativos de um manto isotopicamente homogêneo como fonte, embora reconheçam a dificuldade em assegurar, baseando-se somente em isótopos de Nd, quando as assinaturas isotópicas (*i.e.* $\epsilon_{Nd} = +0,5$ a $-1,4$) correspondem a uma fonte primária no manto ou se refletem contaminações crustais de magmas derivados de um manto empobrecido (*i.e.* $\epsilon_{Nd} > 0$). Os valores de $\delta^{18}O$ significativamente mais altos que os valores mantélicos típicos e a heterogeneidade isotópica observada em escala de província, em especial nos valores de ϵ_{Nd} refletiriam proporções variadas de assimilação crustal por parte de magmas do manto (*cf.* também Marks *et al.* 2003). Neste contexto, granitos de tipo-A metaluminosos representariam o produto da contaminação crustal intensa de magmas peralcalinos (Poitrasson *et al.* 1995, Rossi & Cocherie 1987, Volkert *et al.* 2000, Auwera *et al.* 2003). Contudo, deve-se levar em conta que não necessariamente valores altos e negativos de ϵ_{Nd} ou altos e positivos de ϵ_{Sr} implicam diretamente em crosta continental atual, uma vez que podem estar associados a segmentos do manto previamente enriquecidos, por exemplo, por eventos de subducção crustal.

Para Bonin (1996, 1998, 2007), a crosta continental exerceria o papel de um “filtro de densidade” para os magmas provenientes do manto. Assim, a partir de uma situação de equilíbrio gravitacional com as encaixantes, os magmas estagnam-se e se diferenciam por cristalização fracionada gerando líquidos menos densos que se movimentam até atingirem novamente uma situação de equilíbrio isostático, gerando diferentes composições associadas a diferentes profundidades na crosta. Uma dificuldade deste modelo está no reconhecimento geofísico de possíveis cumulos, uma vez que eles se concentrariam junto a rochas encaixantes com densidades semelhantes.

Nessa situação, a interação com as encaixantes se daria por meio de líquidos residuais contaminados por materiais crustais, o que torna compreensível a abundância de termos básicos, que não atingem a diferenciação completa por serem insaturados em água. Os magmas intermediários, mais ricos em água, diferenciam-se de maneira mais intensa, o que leva ao seu desaparecimento em favor de magmas félsicos e rochas cumuláticas. Os produtos félsicos finais dessa evolução seriam os granitos de tipo-A da associação alcalina, mas o reabastecimento das câmaras com magmas menos diferenciados levaria à geração

de granitos da associação aluminosa derivados do manto (ver também Han *et al.* 1997). As assinaturas isotópicas indicando contribuições crustais mais evidentes ocorrem pela interação deste magma com fluidos crustais e/ou pela assimilação de rochas da crosta.

Modelos petrogenéticos envolvendo uma fonte mantélica comum para os granitos das associações aluminosa e alcalina não são recentes. Bowden & Kinnaird (1978) apontam para a possibilidade da geração de magmas graníticos a partir do fracionamento de magmas do manto. Esses magmas graníticos poderiam então originar duas suítes de rochas, uma mais peralcalina e outra mais aluminosa, por diferentes reações no estado subsolidus, na presença de fluidos hidrotermais. Nesta mesma linha, Qiu *et al.* (2004) sugerem que as diferenças mineralógicas e geoquímicas existentes entre os granitos das associações aluminosa e alcalina coexistentes nas Províncias de Zhejiang e Fujian (China) são originadas via diferentes caminhos de diferenciação, controlada pelos conteúdos variados de F no magma parental comum gerado no manto.

Muitos trabalhos recentes têm mostrado que granitos da associação aluminosa coexistentes com variedades da associação alcalina (e.g. Rio Ulungur, China; Tin Zebane, Argélia; French Creek, Nova Zelândia; Complexo Brandberg, Namíbia) apresentam valores de ϵ_{Nd} e Sr_i e padrões de elementos traços e de terras-raras semelhantes aos granitos peralcalinos coexistentes. Nesses casos os magmas da associação aluminosa seriam gerados por fusão parcial de fontes localizadas no manto, resultando em magmas com composição isotópica semelhante à basaltos de ilhas oceânicas (OIB), sem contaminação crustal importante e com altos graus de cristalização fracionada, como acontece nos granitos da associação alcalina (Hadj-Kaddour *et al.* 1998, Schmitt *et al.* 2000, Litvinovsky *et al.* 2002, Plá Cid *et al.* 2001, Kebede & Koerberl 2003, Kahoui & Mahdjoub 2004). O caso mais contundente é dos granitos oceânicos do Ofiolito de Masirah, no Omã (Nägler & Frei 1997): variedades típicas da associação aluminosa, posteriores à formação da crosta oceânica, anteriores à obdução e, portanto, sem a presença de crosta continental, com valores elevados de ϵ_{Nd} .

Uma fonte mantélica comum tem sido usada também para explicar a justaposição de granitos de tipo-A com rochas subsaturadas em sílica (e.g. nefelina-sienitos) em um mesmo complexo. No modelo proposto por Foland *et al.* (1993), enquanto nefelina-sienitos cristalizam-se de magmas félsicos subsaturados sem contaminação crustal importante, a formação dos magmas de tipo-A envolveria forte assimilação crustal combinada com cristalização fracionada.

Mas, em uma escala regional, a idéia de um magma parental para magmas graníticos de tipo-A, magmas félsicos com nefelina normativa e carbonatíticos em zonas de riftes não é de fácil aplicação. Por exemplo, na Província Anorogênica de Gardar (Groelândia), no Complexo Ilímaussaq, uma primeira fase de cristalização consiste de augita-sienitos metaluminosos, seguidos por uma segunda fase com quartzo-sienitos e

álcali-feldspato granitos e uma fase tardia de nefelina-sienitos agpaíticos. Upton *et al.* (2003), seguindo o modelo de fonte única, sugerem que a evolução magmática principal envolve diferenciação de olivina basaltos transicionais até resíduos fonolíticos, com a geração dos magmas graníticos envolvendo altos graus de assimilação crustal acompanhada por cristalização fracionada. Porém fica difícil imaginar um magma que, cristalizando uma assembléia metaluminosa (augita-sienitos), possa por assimilação crustal originar uma assembléia fortemente peralcalina (nefelina-sienitos agpaíticos), a não ser que se imagine uma crosta contaminante metassomatizada, ou áreas fontes mantélicas com períodos prévios de fertilização (Macdonald & Upton 1993, Martin 2006).

II.1.2.3. Fontes Crustais?

Em alguns maciços inteiramente metaluminosos a peraluminosos, os valores negativos e heterogêneos de ϵ_{Nd} e as razões $(^{87}Sr/^{86}Sr)_0$ altas e variadas, tipicamente crustais, além dos teores mais elevados de Zr, Eu, Rb, Sr e Al não são satisfatoriamente explicados por cristalização fracionada intensa de magmas básicos com contaminação crustal, mas sim através da anatexia de crosta inferior heterogênea e peraluminosa (Rämö & Haapala 1995, King *et al.* 1997, Dall'Agnol *et al.* 1999b). Esse modelo é contundente no caso de corpos graníticos de tipo-A com altos valores de $\delta^{18}O$, gerados por fusão parcial de crosta inferior em episódios de distensão logo após eventos orogenéticos, onde rochas básicas de derivação mantélica são ausentes (e.g. granitos estratiformes de tipo-A de Madagascar - Nédélec *et al.* 1995).

Xenólitos, xenocristais e restitos refratários são grandes indicativos da importância da assimilação de rochas encaixantes por magmas de origem mantélica ou crustal. A assimilação pode envolver fusão, dissolução, trocas iônicas, entre outras reações não necessariamente indicativas de situações de equilíbrio. Apesar de comuns em granitos orogênicos, são muito raros em granitos de tipo-A, o que dificulta a avaliação dos modelos petrogenéticos dessas rochas.

A composição (e.g. peralcalinos – relativamente despolimerizados) e temperatura dos magmas de tipo-A, em especial o seu enriquecimento em halógenos como F são fatores que asseguram uma baixa viscosidade a esses magmas, permitindo uma deposição mais eficiente de possíveis xenólitos, restitos e debris da área-fonte, de forma que mesmo que tenham tido uma origem anatética como inferido pelos indicadores isotópicos, não há sinais petrográficos óbvios a favor de tal linhagem e qualquer informação sobre o material crustal envolvido é indireta e aproximada (Martin 2006).

Mas qual protólito crustal formaria por anatexia magmas graníticos de tipo-A metaluminosos a peraluminosos? Os primeiros modelos sugeridos envolviam a fusão de crosta granulítica empobrecida pela geração e segregação anteriores de magmas graníticos

de tipo-I (e.g. Clemens *et al.* 1986, Whalen *et al.* 1987, Wei *et al.* 2000). Essa fonte residual seria ainda caracterizada por teores mais elevados de F e menores de água, *i.e.* charnockítica na concepção de Landenberger & Collins (1996).

Embora satisfaçam alguns aspectos geoquímicos dos granitos de tipo-A, os modelos envolvendo uma fonte “residual” possuem pontos contraditórios sérios. Creaser *et al.* (1991), apoiados em dados experimentais, argumentam que tal fonte seria enriquecida em plagioclásio cálcico e máficos ferro-magnesianos, dificilmente apresentando feldspato alcalino e biotita, tornando-se inviável para a geração de magmas graníticos de tipo-A. De fato, experimentos envolvendo a fusão parcial de charnockitos com apatita, granulitos e dioritos, rochas comuns na crosta inferior, realizados por Beard *et al.* (1994) falharam na tentativa de produzir líquidos de composição tipo-A.

Martin (2006) argumenta ainda que episódios prévios de fusão são capazes de extrair elementos traços incompatíveis com grande eficiência da área-fonte e não somente a água. Além disso, esses modelos assumem o produto de um segundo evento de fusão como relativamente anidro, uma inferência experimental, desfavorecida por observações no campo, que sugerem uma situação contrária.

Para Creaser *et al.* (1991) e outros, a fonte crustal sugerida tem composição tonalítica a granodiorítica, refratária e pobre em água, cuja fusão parcial forma granitos de tipo-A tipicamente metaluminosos e reduzidos, enquanto que as variedades ligeiramente peraluminosas e oxidadas são produtos da fusão da crosta mais hidratada, com maior quantidade de componentes metassedimentares ricos em Al (Anderson & Bender 1989, Poitrasson *et al.* 1995, King *et al.* 1997, Dall’Agnol *et al.* 2005b, Dall’Agnol & Oliveira 2007).

Experimentos de fusão parcial de tonalitos e granodioritos feitos por Patiño Douce (1997) reproduziram com sucesso algumas características típicas dos granitos de tipo-A metaluminosos em condições redutoras e anidras a 950°C de temperatura e pressão de 4 kbar, indicando níveis crustais relativamente rasos. O autor propõe ainda que o ambiente extensional de formação desses granitos favoreceria a colocação de magmas básicos derivados do manto como fonte de calor para a fusão da crosta superior. Novamente, o principal problema é a ausência de xenólitos dioríticos e gabróides esperados como frações complementares dessa fusão em níveis crustais rasos.

II.1.3. NOVOS MODELOS EM AVALIAÇÃO

Embora uma parte considerável dos pesquisadores envolvidos com o estudo de granitos de tipo-A da associação aluminosa tenha poucas dúvidas de uma fonte predominantemente crustal na geração desses magmas, em especial em ambientes pós-colisionais (e.g. Rämö & Haapala 1995, Dall’Agnol *et al.* 1999b, King *et al.* 2001, Dall’Agnol *et al.* 2005b), a verdade é que magmas félsicos de tipo-A não foram ainda

convincentemente reproduzidos experimentalmente por fusão parcial de materiais crustais “normais”. Bernard Bonin, um profundo defensor da origem mantélica para os granitos de tipo-A das associações alcalina e aluminosa, costuma frisar em seus trabalhos (e.g. Bonin 1996, 1998, 2005) que ainda não se conhecem leucossomas graníticos tipicamente de tipo-A em terrenos migmatíticos.

II.1.3.1. A importância de um possível metassomatismo crustal

Um modelo que vem ganhando simpatizantes nos últimos anos envolve a origem dos granitos de tipo-A via fusão parcial de uma crosta intensamente metassomatizada por fluidos provenientes do manto, com a possibilidade de derivação concomitante via cristalização fracionada de magmas basálticos originados da mesma fonte (e.g. Harris & Marriner 1980, Adbel-Rahman & Martin 1990, Maheshwari *et al.* 2001, Adbel-Rahman & El-Kibbi 2001, Abdel-Rahman 2006, Martin 2006, Katzir *et al.* 2007). É uma extensão lógica do bem aceito conceito de metassomatismo regional de um manto estéril em zonas de rifte, para a crosta inferior imediatamente acima (Woolley 1987, Martin 2006), e consegue com sucesso, como modelo genético único, explicar muitas das características e questões problemáticas observadas em províncias de tipo-A.

Esse modelo se baseia no fato de que ambientes em regimes extensivos (riftes) são locais de alto gradiente geotérmico e o principal mecanismo de transferência de calor é o transporte vertical de fluidos quentes oriundos do manto astenosférico subjacente, através da crosta inferior logo acima. Os fluidos são ricos em álcalis e sílica, além de H₂O e CO₂ em proporções variadas, de maneira que são capazes de transportar elementos de alto potencial iônico (HFSE) e os terras-raras (ETR). Conforme ascendem, causam o metassomatismo (ou fenitização) regional da crosta inferior, podendo transformar completamente sua composição, homogeneizando as assinaturas isotópicas e geoquímicas, em um sistema aberto (Preston *et al.* 2003).

Como explica Martin (2006), paralelo a esses eventos de fertilização crustal, que são possíveis tanto em condições redutoras como em situações locais de maiores fO_2 , ocorre a ascensão diapírica de magmas basálticos do manto subjacente fornecendo calor para a fusão da crosta agora fértil. Assim, dois eventos podem ocorrer simultaneamente: 1) a fusão da crosta (o que explicaria a ausência de xenólitos e xenocristais nas rochas resultantes), originando magmas félsicos de tipo-A peralcalinos a metaluminosos e mesmo peraluminosos, e ainda magmas subsaturados em sílica e carbonatíticos, dependendo das proporções de H₂O e CO₂ nos fluidos metassomatizantes; e 2) a cristalização fracionada dos magmas basálticos resultando em granitos e riolitos de tipo-A com assinatura do manto e rochas básicas eventualmente associadas. Misturas entre esses dois tipos de magma

gerados podem ocorrer, bem como a assimilação crustal dos magmas mantélicos, resultando em rochas com assinaturas isotópicas diversas.

Parece claro, assim, que o debate envolvendo a geração de magmas de tipo-A das associações alcalina (peralcalinos a metaluminosos) e aluminosa (metaluminosos a peraluminosos) está longe de terminar. Há certo consenso quanto a formação dos granitos da associação alcalina pela cristalização fracionada de magmas básicos anidros com ou sem assimilação crustal importante. Neste caso, as ocorrências em áreas oceânicas e a natureza das rochas básicas associadas são as provas mais convincentes (Bonin 2005). Todavia, a geração dos granitos típicos da associação aluminosa pela fusão de crosta inferior de composição tonalítica a granodiorítica, com teores variados de água, apesar de ser a mais aceita, é ainda controversa (e.g. Martin 2006).

Um modelo genético universal através de fusão de crosta metassomatizada por fluidos mantélicos, com fracionamento concomitante de magmas basálticos, tem ganhado força ultimamente e não há dúvidas que consiga solucionar muitos dos problemas em torno da geração dos magmas de tipo-A. Mas, como todo modelo, ainda sobram questões não respondidas: é possível sua aplicação para explicar a formação de granitos de tipo-A pós-colisionais? Tendo em vista que os granitóides de tipo-A mais antigos datam do fim do Arqueano, por que durante grande parte deste éon as zonas de distensão não foram áreas de metassomatismo da crosta inferior?

A grande variedade de composições agrupadas sob o rótulo “tipo-A” e os diferentes ambientes geotectônicos de formação são os fatores que mais dificultam a proposição de um modelo genético universal e apontam para o fato de que granitos de tipo-A se formam via processos e áreas-fontes com importância específica em relação aos diferentes ambientes (e.g. Turner *et al.* 1992, Whalen 2005). O que é inquestionável é a participação do manto na gênese de magmas félsicos de tipo-A, seja como área-fonte de magmas básicos parentais, seja como fonte de calor necessária para causar a fusão parcial da crosta, ou ainda como fonte de fluidos metassomatizantes.

II.2. Províncias magmáticas de tipo-A no Brasil

Almeida *et al.* (1977, 1981) propuseram dividir o território brasileiro em dez províncias estruturais principais, considerando grandes áreas geograficamente contínuas com feições estratigráficas, tectônicas, magmáticas e metamórficas próprias, com limites geologicamente bem definidos ou algo arbitrários (Fig. II.1). Seis entre estas províncias são constituídas sobretudo de rochas pré-cambrianas. As demais são formadas por rochas sedimentares e vulcânicas fanerozóicas.

As províncias pré-cambrianas podem ser reunidas em dois conjuntos tectono-estratigráficos maiores (Fig. II.1), que apresentam características e histórias evolutivas muito contrastadas (e.g. Brito Neves & Cordani 1991, Schobbenhaus & Brito Neves 2003):

1) O Cráton Amazônico, na porção norte-noroeste, formado pelos escudos da Guiana (a norte) e Brasil Central (a sul). É de organização pré-brasiliana e constitui parte do embasamento da plataforma Sul-Americana. Suas principais unidades se estruturaram do Arqueano ao Mesoproterozóico e a influência do evento Brasileiro é negligenciável.

2) As porções central e centro-oriental (Províncias Borborema, Tocantins, Mantiqueira e os Crátons do São Francisco e outros menores) que constituem o denominado Escudo Atlântico da Plataforma Sul-Americana. Sua organização é principalmente neoproterozóica, domínio Brasileiro, sendo formadas por um arranjo de pequenos núcleos antigos pré-brasilianos (e.g. Microplaca ou *Cráton Luís Alves*) circundados por faixas móveis brasileiras. Merece ser destacado que as regiões internas do Cráton São Francisco não foram afetadas pelos eventos brasileiros.

Esses dois grandes conjuntos diferem entre si também pela distribuição no espaço e tempo do magmatismo granítico anorogênico a pós-colisional de tipo-A, que se inicia ao final do Paleoproterozóico (ca. 1,9 Ga), se estendendo até o final do Neoproterozóico (ca. 0,55 Ga). O Cráton Amazônico possui as ocorrências mais numerosas e antigas (1,9 a 1,0 Ga), tipicamente granitos rapakivi, enquanto nos terrenos do domínio Brasileiro, incluindo aqui o Cráton do São Francisco, esses granitos, bem como seus equivalentes vulcânicos, os complexos charnockíticos-mangeríticos ou as associações AMCG (anortosito-mangerito-charnockito-granito rapakivi) são pouco comuns.

Figura II.1: Principais províncias estruturais brasileiras, segundo Almeida *et al.* (1977, 1981) e Schobbenhaus *et al.* (1984), com modificações.

Apresenta-se a seguir uma síntese das principais ocorrências de tipo-A e seus equivalentes vulcânicos e complexos charnockíticos-mangeríticos nas principais províncias estruturais do território brasileiro, destacando informações sobre petrografia, mineralogia, geoquímica, e idades (*cf.* também Tabelas II.2 a 8).

II.2.1. CRÁTON AMAZÔNICO

O Cráton Amazônico é uma das maiores áreas cratônicas do mundo, tendo permanecido estável desde *ca.* 1,0 Ga. Compreende dois escudos, o do Brasil Central, ou Guaporé (a sul) e o das Guianas (a norte), separados por rochas sedimentares da Bacia do Amazonas, com evoluções geotectônicas similares (Fig. II.2). Esses dois escudos foram divididos em seis províncias geocronológicas por Tassinari & Macambira (1999): Províncias Amazônia Central (2,5 Ga); Maroni-Itacaúnas (2,25 – 2,0 Ga); Ventuari-Tapajós (1,95 – 1,8 Ga); Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga), Rondoniana-San Ignácio (1,55 – 1,3 Ga) e Sunsás (1,3 – 1,0 Ga), distribuídas conforme a Figura II.2.

Essas províncias estão relacionadas com episódios de acreção crustal, cada uma representando grandes áreas em que predomina um padrão geocronológico coerente.

Para os propósitos desta revisão, o Cráton Amazônico foi dividido em cinco blocos, conforme Dall'Agnol *et al.* (1999c) (Fig. II.2):

- 1) **Bloco Norte (N):** correspondendo à porção oriental da Província Maroni-Itacaúnas;
- 2) **Bloco Leste (E):** incluindo as regiões de Rio Maria e Serra dos Carajás;
- 3) **Bloco Central (C):** extendendo-se das regiões de Xingu e Tapajós no Escudo Brasil Central ao Distrito Mineiro de Pitinga e Mapuera no Escudo das Guianas;
- 4) **Bloco Noroeste (NW):** nas regiões de fronteira entre Brasil, Venezuela e Colômbia;
- 5) **Bloco Sudoeste (SW):** os terrenos pré-cambrianos do Mato Grosso (região de Juruena) e Rondônia e áreas adjacentes da Bolívia.

O Bloco Norte é o único onde o magmatismo de tipo-A é pouco expressivo.

Províncias Geocronológicas

- Amazônia Central
>2,5 Ga
- Maroni - Itacáuinas
2,2 - 1,9 Ga
- Ventuari - Tapajós
1,9 - 1,8 Ga
- Rio Negro - Juruena
1,8 - 1,55 Ga
- Rondoniana - San Ignácio
1,55 - 1,3 Ga
- Sunsás
1,25 - 1,0 Ga

Unidades Geológicas

- Cobertura Fanerozoica
- Grupo Tunuí
- Granitóides de tipo-A
- Outros Granitóides
(PA: Parauari; AB: Água Branca;
IP: Igarapé Preto; CM: Costa Marques)
- Cobertura sedimentar Mesoproterozóica

- Supergrupo Uatumã
- Rochas plutônicas e vulcânicas básicas
- "Greenstone belts"
Arqueanos e Paleoproterozóicos
- Complexos Granulíticos
- Província Tocantins

GT: Gráben do Tacutu; SC: Serra dos Carajás; RM: Rio Maria; GC: Gráben do Cachimbo; MP: Mapuera; PI: Pitinga; TJ: Tapajós; XG: Xingu; JU: Juruena.

Granitóides de tipo-A e rochas associadas:

Bloco Leste (E):

- 1 - Velho Guilherme;
- 2 - Seringa;
- 3 - São João;
- 4 - Manda Saia;
- 5 - Jamon;
- 6 - Musa;
- 7 - Marajoara;
- 8 - Redenção;
- 9 - Bannach;
- 10 - Gradaús/Cumarú;
- 11 - Serra dos Carajás;
- 12 - Cigano;
- 13 - Pojuca;
- 14 - Antônio Vicente
- 15 - Complexo Estrela

Bloco Central (C):

- 16 - Europa;
- 17 - Madeira;
- 18 - Água Boa;
- 19 - Bom Futuro;
- 20 - Simão;
- 21 - Serra do Acari.

Bloco Noroeste (NW):

- 22 - Surucucus;
- 23 - Mucajá e
Suíte Charnockítica
Serra da Prata
- 24 - Suíte Saracura
- 25 - Suíte Tiquié
- 26 - Suíte Marié-Mirim

Bloco Sudoeste (SW):

- 27 - Suíte Teles Pires;
- 28 - Suíte São Lourenço-Capirunas;
- 29 - Suíte Teotônio;
- 30 - Suíte Santo Antônio;
- 31 - Suíte "Younger Granites"
de Rondônia;
- 32 - Suíte Santa Clara;
- 33 - Suíte Alto Candeias;
- 34 - Suíte Serra da Providência;
- 35 - Formação Roosevelt (vulcânicas)

Figura II.2: Mapa geológico simplificado do Cráton Amazônico (adaptado de Gibbs & Barron 1983; Dall'Agnol *et al.* 1987, 1994; Leite Júnior 2002; Lenharo *et al.* 2003), destacando as províncias geocronológicas de Tassinari & Macambira (1999) e as diversas ocorrências graníticas de tipo-A e rochas associadas.

II.2.1.1. Bloco Leste

Constitui dois domínios principais: os terrenos granito-greenstone de Rio Maria (3,0 a 2,86 Ga) a sul e Província Metalogenética de Carajás ao norte, com metavulcânicas de 2,76 a 2,55 Ga, formações ferríferas bandadas e granitóides subalcalinos. Na região de São Félix do Xingu as porções mais orientais são formadas por rochas arqueanas semelhante às da região de Rio Maria, enquanto que, mais a oeste, as seqüências arqueanas de Carajás são bordejadas por terrenos paleoproterozóicos dominados por granitóides cálcio-alcalinos (Suíte Parauari) e seqüências vulcânicas do Supergupo Uatumã.

Ao norte da Serra de Carajás, ocorrem granitóides foliados, metaluminosos, de idade arqueana (~2,56 a 2,76 Ga). São monzo- a sienogranitos sin(?) a pós-orogênicos com assinatura geoquímica de tipo-A (e.g. Complexo Estrela, Barros *et al.* 1997, 2001; granito Planalto, Huhn *et al.* 1999).

Essas unidades arqueanas são invadidas por vários maciços anorogênicos, num episódio distensivo, com idades em torno de 1,9 Ga, as mais antigas dentre os corpos de granitóides tipo-A de todo o Cráton Amazônico, com uma diferença de idades de 1,1 a 0,65 Ga em relação às encaixantes arqueanas (Dall'Agnol *et al.* 1994, 1999c, 2005b). Essas ocorrências são separadas em três suítes principais (Dall'Agnol *et al.* 1999c, 2005b):

a) Suíte Jamon, na região de Rio Maria: granitos com razões $Fe^* [= FeO^T/(FeO^T + MgO)]$ moderadas a altas e valores altos de susceptibilidades magnéticas (SM);

b) Suíte Serra dos Carajás, na região homônima: granitos com razões Fe^* altas e valores moderados de SM;

c) Suíte Velho Guilherme, na região de São Félix do Xingu: leucogranitos evoluídos mineralizados a Sn, com altas razões Fe^* e baixos valores de SM.

As três suítes são compostas por batólitos e stocks irregulares, pouco deformados, colocados em níveis crustais rasos. Enxames de diques máficos, intermediários e félsicos associados ocorrem ocasionalmente (e.g. Suíte Jamon, Dall'Agnol *et al.* 2005b).

São monzo-, sieno- e álcali-feldspato granitos metaluminosos a marginalmente peraluminosos com biotita ou biotita + hornblenda nos termos mais primitivos que apresentam textura rapakivi “*sensu lato*” (típicos viborgitos e/ou piterlitos não são descritos), com idades entre ca. 1,88 a 1,86 Ga (Tab. II.1). Os granitos da Suíte Jamon são da *série magnetita* (Ishihara 1981), similares os granitos rapakivi oxidados da Laurentia. A Suíte Velho Guilherme, com baixas SMs se enquadra na *série ilmenita* (Ishihara 1981), com caráter mais reduzido. Os granitos da Suíte Serra dos Carajás, apesar de possuírem magnetita, são relativamente reduzidos (Rämö *et al.* 2002, Dall'Agnol *et al.* 1999c, 2005b).

A origem desses granitos envolve cristalização fracionada de magmas crustais gerados a partir de “*underplating*” de magmas básicos. As diferenças entre as três suítes

refletiriam diferentes fontes crustais, condições *redox* ou ainda conteúdos de H₂O (Scaillet *et al.* 1995, Dall'Agnol *et al.* 1999c).

Cumprir destacar que dezenas de corpos graníticos pouco estudados que ocorrem na região e são usualmente correlacionados à Suíte Serra dos Carajás podem, na verdade, pertencer a outro evento magmático anorogênico, aproximadamente 350 Ma mais jovem (ca. 1,58 Ga), denominado Gameleira (Ely *et al.* 2001, Santos 2003).

II.2.1.2. Bloco Central (C)

Compreende as regiões de Tapajós (Província Geocronológica de Ventuari-Tapajós) e Pitinga (Província Amazônia Central) sendo formada basicamente por rochas paleo- a mesoproterozóicas incluindo granitóides cálcio-alcálicos do tipo Parauari e Água Branca e o vulcanismo félsico anorogênico do Supergrupo Uatumã.

Na denominada Província Aurífera de Tapajós, as rochas do embasamento arqueano são cortadas por granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto K com idades em torno de 1,89 Ga agrupados na Suíte Parauari. Esta por sua vez é intrudida em ca. 1,87 – 1,88 Ga por um extenso magmatismo félsico de tipo-A, representado pela Suíte Maloquinha e vulcânicas ácidas agrupadas no Grupo Iriri do Supergrupo Uatumã (Brito *et al.* 1997, Pinho *et al.* 2005, Lamarão & Dall'Agnol 2006).

A Suíte Maloquinha compreende principalmente biotita ($\pm$ hastingsita) sienogranitos e álcali-feldspato granitos pós-orogênicos, com textura rapakivi “*sensu lato*” (Brito *et al.* 1997, 1999), caráter geoquímico moderadamente peraluminoso e idades em torno de 1,87 Ga, sendo correlacionados com os granitos Saracura (RO), Mapuera (PA/AM) e Serra dos Carajás (PA). Tipos peralcalinos, com riebeckita-arfvedsonita (Granito Pepita) são descritos por Brito *et al.* (1999) (Tab II.2).

A assinatura tipo-A moderadamente peraluminosa e os padrões geoquímicos típicos de granitos intraplaca com contribuição crustal, somados com os valores negativos de ϵ_{Nd} (ca. -12) e a ocorrência de cristais de zircão herdados de idades arqueanas (ca. 2,68 Ga) sugerem uma origem a partir da fusão de fonte crustal arqueana em ambiente extensional.

As rochas vulcânicas nesta região possuem ampla distribuição, sendo agrupadas no Grupo Iriri. Lamarão *et al.* (1999, 2002) indicam a existência de duas seqüências vulcânicas temporal e geoquimicamente distintas dentro desse grupo. Destas, a seqüência mais nova (ca. 1,88 Ga), designada de Formação Moraes Almeida, compreende ignimbritos e derrames de composição riolítica e traquítica subordinados (Tab II.2), com caráter alcalino, sendo interpretados como os correspondentes vulcânicos dos granitos da Suíte Maloquinha que, embora apresentem idades consideradas semelhantes, são algo mais novos, dada a ocorrência de apófises graníticas nas rochas vulcânicas (Vasquez *et al.* 2002).

O Grupo Iricoumé é a unidade de maior extensão em área na região da Mina Pitinga. É composto por lavas e piroclásticas ácidas, com composições riolíticas a quartzo-riolíticas e raros riodacitos. A mineralogia sugere que essas rochas tenham um caráter alcalino, não devendo ser, portanto, correlacionadas às séries vulcânicas cálcio-alcalinas já identificadas no Supergrupo Uatumã (Tab II.2). Esses vulcanitos são invadidos por vários *stocks* e batólitos de granitos de tipo-A, agrupados na Suíte Intrusiva Mapuera (Lenharo *et al.* 2003), compondo assim o Supergrupo Uatumã na região, com correlações com o Grupo Iriri e a Suíte Maloquinha em Tapajós (Pinho *et al.* 2005). Por outro lado, o contraste entre as idades obtidas nas vulcânicas de Pitinga (ca. 1,96 Ga, Schobbenhaus *et al.* 1994) e no granito Madeira (ca. 1,8 Ga, Fuck *et al.* 1993) não favorece a hipótese de que vulcânicas e granitos sejam contemporâneos (Costi 2000, Tab II.2).

Na Suíte Mapuera destacam-se os granitos estaníferos Madeira e Água Boa, formados por várias fácies graníticas, onde as menos evoluídas são constituídas por anfibólio-biotita sienogranitos rapakivi metaluminosos, variando texturalmente de piterlitos a granitos porfiríticos. No plúton Água Boa a fácies mais evoluída corresponde a um topázio-albita granito porfirítico, enquanto que no plúton Madeira as fácies mais evoluídas são um álcali-feldspato granito *hipersolvus* e um albita – álcali-feldspato granito *subsolvus*, subdividido em duas fácies, uma de borda mais peraluminosa e outra de núcleo com natureza peralcalina, enriquecida em F, Na, Fe, Sn, Nb, Zr, U, Th, Zn, ETR, Li e Rb, com importantes depósitos de criolita maciça (Dall'Agnol *et al.* 1999c, Costi 2000, Lenharo *et al.* 2002, Costi *et al.* 2006, Tab II.2). Sua origem se dá a partir de líquidos residuais derivados de magmas inicialmente ricos em F e empobrecidos em MgO, TiO₂ e CaO (Costi 2000).

Os modelos petrogenéticos, baseados nos valores ligeiramente negativos de ϵ_{Nd} , sugerem uma fonte crustal paleoproterozóica para as fácies graníticas menos evoluídas. As fácies tardias apresentam valores baixos porém positivos de ϵ_{Nd} , o que levou Costi (2000) e Costi *et al.* (2006) a vislumbrarem duas possibilidades: 1) o álcali-feldspato granito *hipersolvus* e o albita granito *subsolvus* têm um protólito distinto das fácies precoces, implicando numa origem independente para esse dois grupos de rochas; 2) os dois grupos derivam do mesmo protólito, mas os sistemas isotópicos das fácies tardias foram fortemente perturbados por processos hidrotermais.

II.2.1.3. Bloco NW

Situa-se na fronteira entre Brasil, Venezuela e Colômbia, abrangendo os setores noroeste das Províncias Geocronológicas de Ventuari-Tapajós e Rio Negro-Juruena, nos estados de Roraima e Amazonas (Fig. II.2).

No estado de Roraima o embasamento paleoproterozóico da Província Ventuari-Tapajós inclui gnaisses e granitóides com características de tipo-A (гнаisses Igarapé Branco

e Igarapé Miracelha) e idades em torno de 1,94 Ga (Gaudette *et al.* 1996, Fraga *et al.* 2006). Possuem composições monzograníticas e caráter metaluminoso, com biotita e hornblenda como máficos principais (Tab II.3). Segundo Fraga *et al.* (2006), representam um importante período de magmatismo ainda não caracterizado no Cráton Amazônico, registrando diferentes condições de fO_2 como reflexo da fusão parcial de diferentes fontes crustais juvenis de idade transamazônica.

Várias intrusões de granitos de tipo-A ocorrem na região e no território venezuelano da Amazônia como grandes batólitos e *stocks* circulares, com destaque para a Suíte Surucucu (Dall'Agnol *et al.* 1975), com idades em torno de 1,55 Ga, relacionado ao batólito El Parguaza na Venezuela (magmatismo parguazense), um dos mais clássicos granitos rapakivi do Cráton Amazônico. Essa suíte compreende biotita $\pm$ hastingsita granitos e álcali-feldspato granitos metaluminosos. Nos batólitos anorogênicos maiores, são típicos piterlitos e viborgitos subordinados (Tab II.3), com similaridades com granitos rapakivi mineralizados a Sn encontrados em outras porções do Cráton Amazônico (e.g. Suítes Maloquinha e Teles Pires).

Na área central de Roraima, ocorre o Batólito (Suíte) Mucajaí (1,54 Ga), composto por granitos rapakivi compreendendo típicos viborgitos e piterlitos, além de mangeritos e sienitos. Corpos charnockíticos da Suíte Serra da Prata, além de anortositos e gabronoritos (ca. 1,53 Ga), ocorrem em íntima relação temporal e espacial com as rochas do Batólito Mucajaí, caracterizando uma típica associação AMCG (Fraga *et al.* 2003, 2006, Tab II.3) que guarda grandes similaridades com as clássicas ocorrências da Fennoscandia (Emslie 1991).

Dados isotópicos de Nd sugerem uma fonte crustal juvenil transamazônica para os granitóides do Batólito Mucajaí, com os valores negativos de ϵNd encontrados nos anortositos (ca. -2,91) refletindo uma contaminação crustal (Fraga *et al.* 2006, Tab II.3).

Na porção norte de Roraima ocorrem inúmeros corpos com pequenas dimensões de granitos de tipo-A (ca. 1,89 – 1,74 Ga), intrusivos nas rochas vulcânicas do Grupo Surumu (Supergrupo Uatumã) e correlacionados à suíte Saracura (Fraga & Haddad 1999, Haddad *et al.* 1999). Estudos recentes (Projeto Amajari, CPRM 2006) revelaram, no entanto, que os granitóides identificados na área-tipo da unidade (Serra da Saracura) diferem sobremaneira dos granitóides Saracura, indicando a necessidade de revisão desta terminologia. A forte incompatibilidade geoquímica entre os vulcanitos do Grupo Surumu e os granitóides Saracura descartam um caráter comagmático entre estas unidades (Reis & Fraga 1996).

O setor noroeste da Província Rio Negro-Juruena possui poucas ocorrências de granitos de tipo-A, destacando-se as Suítes Tiquié e Marié-Mirim (Almeida 1997) com idades em torno de 1,5 Ga, também relacionados com o magmatismo parguazense, embora datações recentes pelo método Pb-Pb em zircão tenham encontrado idades mais antigas para ambas as suítes (ca. 1,75 – 1,76 Ga, Almeida *et al.* 2004), colocando em dúvida tal

relação. São biotita-(hornblenda) granitos metaluminosos de comportamento sin(?) - a tardi-orogênicos (Tiquié) e pós-orogênico (Marie-Mirim). Álcali-feldspato granitos com riebeckita-arfvedsonita são subordinados na Suíte Marié-Mirim (Almeida 1997, Almeida *et al.* 2004, Tab II.3).

Almeida (1997) conclui que o ambiente geotectônico gerador dessas duas suítes provavelmente foi o mesmo, mas as fontes e processos de produção e diversificação dos magmas devem ter sido distintos, em especial no caso dos álcali-feldspato granitos com riebeckita e arfvedsonita que sugerem fontes situadas no manto.

II.2.1.4. Bloco SW

Inclui as regiões de Juruena e Morimu no estado de Mato Grosso, correspondente à porção sudoeste da Província Ventuari-Tapajós, e Rondônia, nos setores sudoestes das Províncias Rio Negro-Juruena e Rondoniana-San Ignacio, com evoluções tectônicas bastante complexas (*cf.* Tassinari & Macambira 1999, Tassinari & Macambira 2004).

As regiões de Juruena e Morimu situam-se no noroeste do estado de Mato Grosso, onde o embasamento inclui terrenos gnáissicos-migmatíticos, granitóides deformados e termos mais básicos da Suíte Juruena, com idades em torno de 1,7 a 1,8 Ga (Pinho *et al.* 2001, Tassinari & Macambira 2004). O magmatismo de tipo-A está representado pelos granitos Teles Pires, que se associam com um vulcanismo bimodal, mas predominantemente félsico, incluindo ignimbritos, riolitos e riodacitos, geneticamente correlacionado como pertencentes à Formação Iirí (Tab 11.4). Pinho (2001), Pinho *et al.* (2001) e Pinho *et al.* (2003) demonstram que essas vulcânicas são mais jovens (*ca.* 1,7 Ga) e derivadas da fusão de crosta paleoproterozóica, em contraste com as rochas da Formação Iirí (*ca.* 1,8 Ga), formadas pela fusão de crosta arqueana. Em vista disto foi proposto que as vulcânicas félsicas da região de Juruena – Morimu fossem reunidas juntamente com os granitos Teles Pires sob a denominação de Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires (*cf.* Tassinari & Macambira 1999).

Os granitos da Suíte Teles Pires apresentam características de rochas subvulcânicas e natureza anorogênica. Os litotipos mais comuns incluem granitos porfiríticos com fluorita, localmente com textura rapakivi (piterlitos), microgranitos, granitos gráficos, granófiros e riebeckita granitos (Tab II.4). Sua idade é de 1,6 Ga (Silva *et al.* 1980), sendo correlacionado ao magmatismo parguazense.

Complexos alcalinos mais jovens que a Suíte Teles Pires, formados ora por sienitos insaturados, ora por variedades saturadas a supersaturadas são relativamente comuns nessa região (Dall'Agnol *et al.* 1999c). Dentre esses, o sienito Canamã (*ca.* 1,2 Ga) é formado essencialmente por sienitos saturados e supersaturados, e granitos peralcalinos com egrina, arfvedsonita e riebeckita subordinados (Tab II.4).

A denominada Província Estanífera de Rondônia é uma região chave para o entendimento da evolução do magmatismo tipo-A no Cráton Amazônico (Dall'Agnol *et al.* 1999c), além de conter importantes depósitos econômicos de Sn e metais associados (W, Nb, Ta, Zn, Cu, Pb) junto aos granitóides. Segundo Bettencourt *et al.* (1995) e Tosdal *et al.* (1996), esse magmatismo está relacionado com a atividade tectônica nas províncias vizinhas, num modelo similar ao de Windley (1993) para o magmatismo anorogênico na Laurentia-Báltica.

Bettencourt *et al.* (1999), distinguem sete suítes de granitos de tipo-A, formadas tipicamente por granitos rapakivi, com idades variando de 1,6 a 0,97 Ga:

a) Suíte Serra da Providência (1,6 – 1,53 Ga): considerada contemporânea a episódios extensionais nos estágios finais da Orogênese Rio Negro-Juruena (1,8 – 1,55 Ga);

b) Suítes Santo Antônio (1,4 Ga), Teotônio (1,38 Ga), Alto Candeias (1,35 – 1,34 Ga) e São Lourenço-Caripunas (1,31 – 1,30 Ga): interpretadas como produtos da ação de processos magmáticos em crosta continental mais antiga na época do desenvolvimento da Orogênese Rondoniana-San Ignacio (1,5 – 1,3 Ga);

c) Suíte Santa Clara (1,08 – 1,07 Ga), que inclui os Maciços Manteiga, Santa Clara e Oriente Novo; e “Younger Granites” (ou Granitos Jovens ou Últimos) de Rondônia (1,0 – 0,97 Ga), incluindo os Maciços Pedra Branca, São Carlos, Massangana, Santa Bárbara entre outros: interpretados como produtos de atividades magmáticas relacionadas com a evolução da Orogênese Sunsás (1,0 – 0,95 Ga).

As principais variedades petrográficas que ocorrem nas suítes são biotita ($\pm$ hornblenda) sienogranitos e monzogranitos, além de álcali-feldspato granitos, principalmente dentre os “*Younger Granites*” de Rondônia, e quartzo sienitos e sienitos na Suíte Teotônio. As variedades porfíricas e equigranulares são dominantes, embora a textura rapakivi seja encontrada em todas as suítes. São rochas metaluminosas a moderadamente peraluminosas, com características geoquímicas de granitos de tipo-A intraplaca (Tab II.4), interpretadas como produtos de cristalização fracionada de magmas crustais. Nas suítes Santa Clara e “*Younger Granites*” de Rondônia ocorrem intrusões tardias que incluem além de tipos peraluminosos, variedades metaluminosas e peralcalinas interpretadas como produtos de processos de cristalização fracionada de magmas básicos, com contribuição crustal subordinada (Bettencourt *et al.* 1999, Leite Júnior *et al.* 2000, Leite Júnior 2002). Importantes depósitos de Sn e metais associados são encontrados nas três suítes mais jovens: São Lourenço-Caripunas, Santa Clara e “*Younger Granites*” de Rondônia.

As suítes hospedam-se em rochas do Complexo Xingu ou Jamari, que incluem migmatitos, gnaisses de composições graníticas, tonalíticas e básicas, metamorfasadas em condições de fácies anfibolito a granulito, com idades entre 1,75 e 1,43 Ga (Bettencourt *et al.* 1999, Leite Júnior 2002).

Algumas rochas máficas, incluindo gabros e raros anortositos, ainda pouco estudadas, podem ser encontradas associadas aos granitos ou como corpos isolados. Charnockitos e mangeritos são comuns, destacando as ocorrências de Ouro Preto (1,56 Ga) e União (1,05 Ga), com idades U-Pb (zircão) similares aos granitos associados (Tosdal *et al.* 1996, Dall'Agnol *et al.* 1999c). A Formação Roosevelt ocorre nas proximidades da Suíte Serra da Providência e consiste de rochas vulcânicas e piroclásticas dacíticas e riodacíticas, com idades de ca. 1,65 Ga (Tab II.4), correlacionadas com o Supergrupo Uatumã (Leal *et al.* 1978).

II.2.2. PROVÍNCIA BORBOREMA

A Província Estrutural Borborema ocupa uma grande área no nordeste do Brasil, entre os Crátons do São Francisco e de São Luiz, sendo formada por um arranjo de faixas ou sistemas de dobramentos paleo- a neoproterozóicos envolvendo altos do embasamento arqueano/paleoproterozóico que constituíram o suporte da colagem Brasileiro/Pan-Africana (Almeida *et al.* 1977, Brito Neves *et al.* 2003). Duas grandes zonas de cisalhamento transcorrentes, de direção E-W, denominadas Lineamento Patos e Pernambuco, dividem a Província em três grandes domínios: os Domínios Tectônicos Norte (Setentrional), Central (Zona Transversal) e Sul (Meridional) (Fig. II.3).

A Província é marcada pela grande diversidade e riqueza do magmatismo granítico brasileiro. Almeida *et al.* (1967), com base em critérios de campo e petrográficos, discriminaram quatro “tipos”: 1) *granitos sin-orogênicos*, tipos Conceição e Itaporanga; 2) *granitos tardi-orogênicos*, tipos Itapetim e Catingueira (peralcalinos); 3) *granitos pós-orogênicos* (Serra da Meruoca e Mucambo); e o granito anorogênico (cretácico) do Cabo de Santo Agostinho.

Ao trabalho pioneiro de Almeida *et al.* (1967) seguiram-se várias propostas de classificação/separação tipológicas dos granitóides da Província Borborema (*e.g.* Sial *et al.* 1986, Ferreira *et al.* 1998, Santos & Medeiros 1999, Brito Neves *et al.* 2000), onde se procuram caracterizar suítes e/ou associações enfatizando a evolução petrogenética, levando em conta parâmetros geoquímicos e isotópicos e a trama dos terrenos pré-cambrianos, preservando, contudo, as discriminações originais de Almeida *et al.* (1967). Desta forma, predominam granitóides cálcio-alcálicos e álcali-cálcicos, além daqueles com características típicas de tipo-A, geralmente de caráter pós-colisional (*cf.* Brito Neves *et al.* 2003).

Para os propósitos desta revisão, optou-se por posicionar os diversos maciços de tipo-A utilizando os conceitos de suíte e supersuíte (*ibidem* Pitcher 1993), também propostos por Santos & Medeiros (1999) e Brito Neves *et al.* (2000). Assim, os granitos de tipo-A da Província Borborema podem ser agrupados, dentre os três grandes domínios tectônico, em

quatro supersuítas: 1) *sin a tardi-orogênica*; 2) *tardi a pós-orogênica*; 3) *pós-orogênica*; 4) *anorogênica* (e.g. Angelim *et al.* 2004, Angelim & Wanderley 2004, Kosin *et al.* 2004).

Figura II.3: Mapa geológico simplificado da Província Borborema e arredores, destacando os principais corpos granitóides de tipo-A. Adaptado de Brito Neves *et al.* (2003) e Ferreira *et al.* (1998).

II.2.2.1. Supersuíte *sin a tardi-orogênica*:

Inclui granitos de natureza alcalina e peralcalina do “tipo Catingueira” de Almeida *et al.* (1967), que ocorrem alinhados segundo uma faixa de largura quilométrica desde o

Domínio Central da Província Borborema até o Maciço São José do Campestre, ao longo do Lineamento Patos, estendendo-se do Granitóide Catingueira, no Domínio Central, até os Plútons Caxexa, Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Japi, no Maciço São José de Campestre (Domínio Norte) (Ferreira *et al.* 1998, Nascimento *et al.* 2003).

As rochas mais comuns são álcali-feldspato granitos e sienitos, com clinopiroxênio sódico (egirina-augita) e/ou anfibólios (riebeckita-arfvedsonita e richterita) como máficos principais. Compreendem tipos peralcalinos (granito Catingueira) e metaluminosos a marginalmente peraluminosos (e.g. plútons Caxexa, Serra do Algodão, Serra do Boqueirão e Japi, no Maciço São José de Campestre), com teores de SiO₂ entre 66 – 76 % peso, e idades entre 570-560 Ma (Tab. II.5). Este magmatismo é originado a partir de uma fonte mantélica metassomatizada (e.g. Sial & Ferreira 1988) com contaminação de crosta inferior em condições de fácies granulito (e.g. Galindo & Sá 2000).

II.2.2.2. Supersuíte tardi a pós-orogênica:

Está representada no Domínio Central pelo Plúton Queimadas, intrusivo no embasamento gnáissico-migmatítico do Terreno Alto Pajeú. Corpos sieníticos peralcalinos ultrapotássicos (e.g. Sienito Triunfo) são também correlacionados (Guimarães *et al.* 2004). No domínio Norte, inclui-se nessa supersuíte a Associação Ígnea Umarizal, no Terreno Rio Piranhas, formada por três Plútons de tipo-A: Umarizal, Ação e Lagoa (Tab II.5). No Domínio Sul, Gava *et al.* (1984) descrevem a Suíte Serra da Aldeia, formada por granitóides alcalinos tardi a pós-orogênicos no Terreno Riacho do Pontal, distribuídos em três grupos de Plútons: Tigre, Sussuarana e São João do Piauí.

As rochas presentes incluem sieno e monzogranitos, rochas sieníticas, granodioritos, termos mais máficos (monzonitos, quartzo monzonitos) e mangeritos (Umarizal e Lagoa). Biotita, hornblenda e eventualmente egirina-augita ou hedenbergita (Serra da Aldeia e Umarizal) são os máficos principais nos granitos, enquanto que os termos mais máficos e os mangeritos possuem fayalita e/ou ferrosilita. São rochas predominantemente metaluminosas a moderadamente peraluminosas, incluindo variedades levemente peralcalinas na Suíte Serra da Aldeia, com idades semelhantes em torno de 560-545 Ma (Umarizal), 570 Ma (Queimadas) e 530 Ma (Serra da Aldeia) (Tab II.5).

Assume-se fusão parcial de crosta inferior granodiorítica associada a um episódio de extensão crustal como modelo petrogenético para o Plúton Queimadas (Almeida *et al.* 2002). No caso da Associação Umarizal, McReath *et al.* (2002) demonstraram que a cristalização fracionada de um magma parental básico homogêneo é insuficiente para explicar as diferentes variações químicas observadas dentre as suítes, havendo participação efetiva de contaminação crustal.

Plá Cid *et al.* (2000) registram a presença de uma suíte granítica de tipo-A tardi a pós-orogênica intrusiva em gnaisses TTGs arqueanos da borda noroeste do Cráton do São Francisco. A suíte, denominada Couro de Onça, encerra ao menos quatro plútons compostos por anfibólio-biotita granitos metaluminosos, com idades em torno de 2,16 Ga (Tab II.2).

II.2.2.3. Supersuíte pós-orogênica

Os granitóides tipo-A pós-orogênicos ocorrem principalmente no Domínio Central da Província Borborema, intrusivos no embasamento gnáissico-migmatítico dos terrenos Alto Moxoto e Alto Pajeú, com idades entre 512 e 540 Ma (e.g. Complexo Prata). No Domínio Norte (Terreno Médio Coreaú), são tidos como pós-orogênicos os granitos Meruoca (ca. 520 Ma) e Mocambo (ca. 530 – 550 Ma), que ocorrem nas imediações do Lineamento Sobral-Pedro II/Transbrasiliiano (e da Bacia/Gráben de Jaibaras), no noroeste do Ceará.

Tais manifestações graníticas estão associadas com um magmatismo bimodal provavelmente contemporâneo com a deposição de pequenas bacias sedimentares nos Domínios Norte (Iara, Jaibaras, Saíri) e Central (Fátima, Betânia, Carnaubeira) (Guimarães *et al.* 2004). Os plútons são formados essencialmente por hornblenda – biotita sieno e monzogranitos, além de ocorrências menores de quartzo sienitos, álcali-feldspato granitos metaluminosos a moderadamente peraluminosos, com algumas variedades peralcalinas localizadas (Meruoca), com piroxênios e anfibólios sódicos. Rochas monzodioríticas e dioríticas ocorrem associadas aos granitos no Complexo Prata (Tab II.5).

A fusão parcial de crosta inferior de composição predominantemente granodiorítica, ou ainda tonalítica e monzonítica (charnockítica) tem sido invocada como o principal mecanismo gerador desses magmas (e.g. Sial 1989, Almeida *et al.* 2002, Guimarães *et al.* 2005).

II.2.2.4. Supersuíte Anorogênica:

Os granitóides tipo-A anorogênicos são de distribuição restrita. Os corpos que formam a Suíte Serra do Meio, no Domínio Sul e os metagranitóides da Serra de Taquaritinga, no Domínio Central são paleo a mesoproterozóicos, com idades em torno de 2,01 Ga na Suíte Serra do Meio e entre 1,52 e 1,97 GA na Serra de Taquaritinga. Já o granito Cabo e vulcânicas associadas do Complexo Magmático Cabo de Santo Agostinho em Recife, possuem idades paleozóicas (ca. 105 Ma).

A Suíte Serra do Meio e o Granito Cabo abrangem essencialmente álcali-feldspato granitos e sienitos metaluminosos a peralcalinos com piroxênios e/ou anfibólios sódicos

(Tab II.5), derivados de fontes do manto metassomatizadas (Sial *et al.* 1987, Plá Cid *et al.* 2000).

Na Serra de Taquaritinga, as rochas típicas são hastingsita – biotita monzogranitos e sienogranitos, além de quartzo sienitos e granodioritos, de caráter metaluminoso a moderadamente peraluminoso (Tab. II.5), resultantes da cristalização fracionada de magmas de origem crustal. (Sá *et al.* 1997, Santos & Medeiros 1999).

II.2.3. PROVÍNCIA TOCANTINS

A Província Estrutural Tocantins corresponde à região afetada diretamente pela colisão dos Crátons Amazônico, a oeste, e do São Francisco, a leste, durante o Ciclo Brasileiro, do Neoproterozóico. Ela é integrada principalmente por faixas metassedimentares proterozóicas (Araguaia, Uruaçu e Brasília) e por compartimentos de embasamento granito-gnáissico-granulítico (Maciço Mediano de Goiás) arqueanos a neoproterozóicos.

A Faixa Brasília ocupa a parte leste da Província Tocantins, estendendo-se por ca. 1000 Km ao longo da margem oeste do Cráton do São Francisco. Nesta região, na porção norte do estado de Goiás, afloram diversos corpos graníticos com características petrográficas e geoquímicas de tipo-A, de idade paleo a neoproterozóica, mineralizados a Sn e In, da denominada Província Estanífera de Goiás. Essas intrusões são agrupadas em duas subprovíncias, com características próprias (Fig. II.4): (1) Subprovíncia Rio Paranã, a leste e (2) Subprovíncia Rio Tocantins, a oeste (Marini & Botelho 1986, Pimentel *et al.* 1991, Pimentel & Botelho 2001).

A Subprovíncia Rio Paranã é formada por oito plútons intrusivos no embasamento granito-gnáissico e na Formação Ticunzal e lateralmente cobertos por rochas do Grupo Araí (Fig. II.4). Alguns desses plútons guardam similaridades geoquímicas com rochas riolíticas e dacíticas da porção basal do Grupo Araí, sugerindo que a extrusão dessas vulcânicas é concomitante à intrusão dos granitos (Marini & Botelho 1986, Pimentel *et al.* 1991). A Subprovíncia Rio Tocantins contém nove plútons, no geral de dimensões maiores, intrusivos em rochas metassedimentares dos grupos Araí e Serra da Mesa, e metassedimentares e paragneisses da Formação Ticunzal (Figura 4).

Os granitos são ainda individualizados em duas suítes distintas, denominadas g1 e g2 (Botelho 1992, Lenharo *et al.* 2002). A suíte g1, encontrada apenas na Subprovíncia Rio Paranã, é mais antiga (ca. 1,77 Ga) e contemporânea aos riolitos do Grupo Araí. Compreende predominantemente biotita granitos potássicos de afinidade alcalina, com altos teores de Zr, Y e ETR separados em três fácies petrográfica e mineralogicamente distintas (g1a, g1b e g1c) (Tab. II.6). Greisens e granitos greisenizados desenvolvidos sobre os

granitos dessa suíte (fácies g1c) consistem de topázio e siderofilita litinífera ou quartzo e fengita litinífera (Pimentel & Botelho 2001, Teixeira & Botelho 2002, Lenharo *et al.* 2002).

Os granitos da suíte g2 são mais jovens, com idade entre 1,6 e 1,5 Ga. Ocorrem principalmente na Subprovíncia Rio Tocantins, onde formam intrusões de grandes dimensões, e em alguns plútons da Subprovíncia Rio Paraná, como fácies subordinadas. Possuem caráter metaluminoso a peraluminoso, menor razão K/Na e conteúdos de Li, Sr e Ta mais elevados que os granitos g1. O litotipo mais comum é um (hornblenda)-biotita granito separado em quatro fácies distintas (g2a, g2b, g2c, g2d), das quais a fácies g2d é a mais evoluída e teve sua cristalização acompanhada de importante fase fluída responsável por um autometassomatismo e a greisenização das encaixantes (Tab. II.6) Os greisens desenvolvidos sobre g2d consistem de fengita, quartzo e algum topázio. Por suas semelhanças químicas, os granitos da Subprovíncia Rio Tocantins classificam-se como granitos g2 (Pimentel & Botelho 2001, Teixeira & Botelho 2002, Lenharo *et al.* 2002).

Dados isotópicos Sm-Nd para os granitos da Província Estanífera de Goiás indicam que esse magmatismo félsico é predominantemente o produto de refusão de crosta *siálica* paleoproterozóica.

No embasamento da Faixa Paraguai-Araguaia, a oeste da Província Tocantins, Gorayeb & Moura (2006) descrevem a ocorrência de biotita ± hornblenda granitos e granodioritos geoquimicamente similares ao tipo-A (plútons Serrote e Cantão), com idades em torno de 1,85 Ga (Tab II.6).

Figura II.4: Mapa geológico da Província Estanífera de Goiás, porção leste da Província Estrutural Tocantins, destacando suas subprovíncias e os maciços de tipo-A que as compõem. Adaptado de Teixeira & Botelho (2002) e Pimentel & Botelho (2001).

II.2.4. PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira representa um sistema orogênico desenvolvido durante a Orogenia neoproterozóica Brasileiro-Pan Africana. Situa-se nas regiões sul e sudeste do Brasil, do sul da Bahia ao Uruguai. É composta pelos Orógenos Araçuaí, Ribeira, Dom Feliciano e São Gabriel, e uma zona de interferência entre os orógenos Brasília Sul e Ribeira. Esta zona de interferência engloba unidades agrupadas em terrenos/domínios, cujas relações geotectônicas com o Orógeno Ribeira são duvidosas e que, em parte, poderiam pertencer à extremidade sul do Orógeno Brasília (Heilbron *et al.* 2004).

A Província é dividida em três segmentos geográficos, a saber:

1. Segmento Setentrional, que corresponde ao Orógeno Araçuaí;
2. Segmento Central, englobando o Orógeno Ribeira, a Zona de Interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira, e os terrenos Apiaí-São Roque e Embu;
3. Segmento Meridional, que inclui os orógenos Dom Feliciano e São Gabriel.

O magmatismo granítico de tipo-A pós-orogênico a anorogênico se faz presente em todos os segmentos da Província Mantiqueira, em particular no segmento Central, onde ocorrem duas importantes províncias graníticas de tipo-A (Itu e Graciosa), formadas nos estágios finais da Orogênese Brasileiro-Pan Africana, a exemplo das ocorrências no Segmento Meridional.

II.2.4.1. Segmento Setentrional

A faixa Araçuaí (Almeida 1977) corresponde à faixa de dobramentos edificada paralelamente à margem sudeste do Cráton do São Francisco. Sua porção centro-oeste, onde afloram ortognaisses arqueanos do Complexo Guanhães, é invadida pela Suíte Borrachudos (Grossi Sad *et al.* 1990), formada por diversos plútons com assinatura geoquímica de tipo-A, dispostos em uma ampla faixa de direção N-S por cerca de 200 Km à nordeste do Quadrilátero Ferrífero (Dussin *et al.* 1993, Fernandes *et al.* 1994, Dussin & Dussin 1995) (Fig.II.5).

A Suíte Borrachudos, ou os Granitóides Borrachudos de Dorr & Barbosa (1963), consiste de biotita $\pm$ hornblenda granitos de caráter peralcalino (Fernandes *et al.* 1994) (Tab. II.7), produtos de magmatismo anorogênico de origem crustal, associado ao episódio Paleoproterozóico de rifte do Supergupo (Bacia) Espinhaço e deformados durante o Brasileiro (Fernandes *et al.* 1994, Pedrosa-Soares & Wiedemann-Leonardos 2000). Assim, a colocação dos plútons foi simultânea à extrusão de riolitos e outras vulcânicas de afinidade alcalina do Espinhaço, com quem guardam grandes similaridades mineralógicas e isotópicas (Dussin & Dussin 1995). Dados geocronológicos (*e.g.* Dussin *et al.* 1993,

Fernandes *et al.* 2000, Silva *et al.* 2002) dão suporte a essas interpretações, apontando idades de cristalização para os granitóides em torno de 1,7 Ga (Tab. II.7).

Figura II.5: Mapa geológico e compartimentação tectônica simplificados do setor centro-oeste do Orógeno Araçuai junto à borda sudoeste do Cráton do São Francisco. Adaptado de Silva *et al.* (2002).

II.2.4.2. Segmento Central

A porção sudeste de São Paulo e extremo sudeste de Minas Gerais é formada por compartimentos tectônicos delimitados por expressivas zonas de cisalhamento. Compreende a Nappe (Domínio) Socorro-Guaxupé, um terreno de alto grau relacionado à Zona de Interferência entre os Orógenos Brasília e Ribeira, e os Domínios (Terrenos) Apiaí-São Roque e Embu, integrantes do Orógeno Ribeira, embora tais relações ainda sejam objeto de muita especulação, com alguns autores ligando sua história tectônica à extremidade sul do Orógeno Brasília (*cf.* Heilbron *et al.* 2004) (Fig. II.6).

Associações neoproterozóicas (ca. 625 Ma) de mangeritos, charnockitos, granitos e dioritos ocorrem na Nappe (Domínio Socorro-Guaxupé), intrusivas em ortognaisses migmatíticos. Compreendem duas suítes principais denominadas 1) *São Pedro de Caldas*, com rochas predominantemente félsicas (mangerito, hornblenda granito, leucogranito) de assinatura geoquímica intra-placa; e 2) *Divinolândia*, dominada por mangeritos mais máficos, de assinatura geoquímica “orogênica”, com charnoquitos, granitos e dioritos subordinados (Janasi 1997, Janasi 2002, Tab. II.7).

Janasi (2002) assume a fusão de crosta granulítica empobrecida em elementos radiogênicos e terras-raras leves por episódios prévios de fusão como modelo petrogenético

para a Suíte São Pedro de Caldas. Para a Suíte Divinolândia, as características geoquímicas e isotópicas e o caráter mais máfico dos mangeritos apontam, segundo o autor, para a fusão de fontes granulíticas mais empobrecidas, com maior tempo de residência crustal, em temperaturas relativamente mais elevadas.

1- Cobertura Fanerozoica (Bacia do Paraná); 2- Bacias Neoproterozóicas/Eopaleozóicas; 3- Domínio Intracrustal (Terreno) Juiz de Fora; 4- Domínio Alto Rio Grande; 5- Domínio (Nappe) Socorro-Guaxupé; 6- Domínio Apiaí-São Roque; 7- Domínio (Terreno) Embu; 8- Domínio Paraíba do Sul; 9- Domínio Serra do Mar; 10- Domínio (Terreno) Paranaguá; 11- Domínio (Terreno, Microplaca) Curitiba; 12- Domínio (Terreno, Microplaca) Luís Alves.

Figura II.6: Esboço da compartimentação tectônica da região entre o extremo sudeste do estado de Minas Gerais e nordeste de Santa Catarina, e localização das Províncias tipo-A Itu (Figura II.7) e Graciosa (Figura II.8). Adaptado de Passarelli *et al.* (2004).

II.2.4.2.1. Província Itu

A Província Itu (Wernick 1992, Janasi *et al.* 2006), inicialmente denominada Cinturão Itu (Vlach *et al.* 1990) é formada por vários plútons graníticos que se estendem por aproximadamente 350 Km, ao longo da borda sudeste do conjunto formado pelos Domínios Apiaí-São Roque e Socorro-Guaxupé, paralelo ao contato com o Domínio Embu (Janasi *et al.* 2006) (Fig. II.7).

São reconhecidas duas associações principais de granitos (Vlach *et al.* 1990, 1991), uma com assinatura cálcio-alcálica de alto K, comparável aos granitos tipo-I Caledonianos (Plútons Morungaba, Sorocaba, Itupeva) e a outra apresentando características típicas da série aluminosa de granitos de tipo-A (Atibaia, Capão Bonito e alguns plútons dos Batólitos Itu e São Francisco). Ocorrem ainda subordinadamente charnockitos (São Francisco Xavier) no Domínio Socorro-Guaxupé, e rochas básicas a intermediárias (Monzodiorito Piracaia) e topázio-albita granitos como diques (São Francisco) ou pequenas cúpulas (e.g. Plúton Correias) que hospedam mineralizações de Sn e W.

As rochas da Província Itu são intrusivas em migmatitos do Domínio Socorro-Guaxupé e em rochas metamórficas de médio a baixo grau dos Domínios Apiaí e São Roque. (Fig. II.7). Os granitóides de tipo-A são tipicamente sienogranitos com biotita $\pm$ Fe-edenita ou hastingsita, em parte apresentando texturas rapakivi (Plútons Salto, Cabreúva e Indaiatuba, do Batólito Itu e outros plútons do Batólito São Francisco), com idades em torno de 580 – 590 Ma (Tab. II.7).

Figura II.7: Esboço geológico da porção sudeste de São Paulo, com a distribuição dos principais corpos graníticos de tipo-A da Província Itu. Adaptado e modificado de Wernick (2000).

As características geoquímicas e isotópicas (Tab. II.7) apontam para fontes predominantemente crustais para os corpos graníticos em um ambiente tardi a pós-orogênico ao Evento Brasileiro-Pan Africano. Vlach *et al.* (1990, 1991) atestam que a superposição geográfica, temporal e em parte geoquímica das associações cálcio-alcalinas e de tipo-A, sugere um possível mecanismo genético semelhante, com os contrastes geoquímicos entre as duas associações refletindo a fusão em graus variados de áreas-fontes crustais relativamente similares. Magmas derivados de fontes mantélicas forneceriam o calor para a fusão, além de originar as rochas básicas a intermediárias (Janasi *et al.* 2006).

Na porção sul do Domínio Apiaí-São Roque, Kaulfuss (2001) reconhece núcleos de ortognaisses estaterianos (ca. 1,75 Ga, Cury *et al.* 2002) de composição sienítica, com características geoquímicas comparáveis aos granitos de tipo-A. Associam-se a gnaisses monzogranito-granodioríticos riacianos (ca. 2,1 Ga), conformando núcleos alongados (Betara e Tigre) de sequências mesoproterozóicas. Cury (2003) classifica como tipo-A alguns plútons (e.g. Granito Cerne) que afloram na mesma região com idades em torno de 520 a 560 Ma (Fig. II.8; Tab. II.7).

II.2.4.2.2. Província Graciosa

A Província Graciosa (Gualda & Vlach 2007a), originalmente referida como Suíte Intrusiva Serra do Mar por Kaul (1984), reúne plútons graníticos e sieníticos, dentre os quais o Complexo Morro Redondo, distribuídos paralelamente à costa atlântica, desde o extremo sudeste de São Paulo até o nordeste de Santa Catarina, intrusivos em rochas do denominado “Maciço Joinville” de Hasui *et al.* (1975), situado entre os Orógenos Brasileiros Ribeira (a N) e Dom Feliciano (a S) (Fig. II.8).

O Termo “Maciço de Joinville” foi desacreditado por Basei *et al.* (1992) que dividiram a região em unidades tectônicas independentes, separadas entre si por zonas de cisalhamento dextrais: as Microplacas Curitiba, Luís Alves e o Cinturão Granitóide Costeiro, aqui denominados, respectivamente, Domínios (Terrenos) Curitiba, Luis Alves e Paranaguá (Siga Jr. 1995) (Figura 6). No Domínio Curitiba predominam gnaisses e migmatitos do Complexo Atuba (Siga Jr. *et al.* 1995), formados durante o Evento Transamazônico (2,2 – 1,8 Ga) e migmatizados durante o Brasileiro (620 – 550 Ma). No Domínio Luís Alves ocorrem rochas de alto grau conhecidas como Complexo Granulítico de Santa Catarina (Hartmann *et al.* 1979, Figueiredo *et al.* 1991), formadas em pelo menos dois eventos metamórficos de alto grau, um correspondendo ao Evento Transamazônico e o outro mais antigo, com idades entre 2,7 e 2,6 Ga. O Domínio Paranaguá compreende monzogranitos porfíricos e muscovita ± biotita leucogranitos formados durante o Brasileiro (615 – 570 Ma), além de metassedimentos protomiloníticos neoproterozóicos da Seqüência Rio das Cobras (Heilbron *et al.* 2004, Prazeres Filho *et al.* 2003).

Os plútons da Província Graciosa dispõem-se de maneira aproximadamente paralela ao contato entre o Domínio Paranaguá e o bloco formado pelos Domínios Luís Alves e Curitiba, intrusivos principalmente nas rochas do referido bloco (Kaul 1984, Siga Jr. *et al.* 1993). Algumas ocorrências cortam seqüências metassedimentares do Domínio Paranaguá (Fig. II.8). As rochas apresentam estruturas predominantemente maciças, com feições texturais indicativas de colocação em níveis crustais rasos. Associam-se com bacias vulcanossedimentares contemporâneas (Gualda & Vlach 2007a).

Datações U-Pb em zircão de rochas dioríticas que ocorrem associadas a alguns plútons (e.g. Corupá e Serra da Graciosa) indicam idades de cristalização entre 580 – 583 Ma, interpretadas como a melhor idade de referência para a província (Vlach *et al.* 2006) e algo mais jovens que os valores encontrados para os granitóides do Domínio Paranaguá (615 – 570 Ma). A geração da província está relacionada com o rearranjo crustal que se seguiu logo após a colisão entre o Domínio Paranaguá (Cinturão Granitóide Costeiro) e o bloco Curitiba – Luís Alves, nos estágios finais da Orogenia Brasileiro – Pan Africana, em um ambiente pós-colisional (Siga Jr. *et al.* 1994, Gualda & Vlach 2007a).

Figura II.8: Mapa geológico esquemático das principais unidades geológicas do sul-sudeste brasileiro (adaptado e modificado de Prazeres Filho *et al.* 2003 e Heilbron *et al.* 2004): 1 - Coberturas Fanerozoicas; 2 - Complexos alcalinos mesozóicos; 3 - Bacia Eopaleozóica; 4 - Bacias Neoproterozóicas; [Neoproterozóico] 5 - Stocks graníticos de características de tipo-A do Domínio Apiaí; 6 - Granitos e sienitos de tipo-A da Província Graciosa; 7 - Vulcânicas ácidas e básicas; 8 - Batólito cálcio-alcalino Piên-Mandirituba; 9 - Batólito Paranaguá; **DOMÍNIO APIAÍ:** 10 - Formação Iporanga; 11 - Grupo Itaiacoca; 12 - Subgrupo Lageado; [Mesoproterozóico] 13 - Formação Águas Claras; 14 - Formação Votuverava; [Paleoproterozóico] 15 - Formação Perau; 16 - Núcleos granito-gnáissicos alcalinos (tipo-A); **DOMÍNIO CURITIBA:** [Neoproterozóico] 17 - Formação Capiru; 18 - Sequência Turvo-Cajati; [Paleoproterozóico] 19 - Complexo Atuba; **DOMÍNIO LUÍS ALVES:** [Arqueano-Paleoproterozóico] 20 - Complexo Granulítico de Santa Catarina; **DOMÍNIO PARANAGUÁ:** [Neoproterozóico] 21 - Metassedimentos protomiloníticos (Sequência Rio das Cobras); 22 - Zonas de cisalhamento (ZCI: Zona de Cisalhamento Itapirapuã; ZCMA: Morro Agudo; ZCR: Ribeira; ZCLC: Lancinha-Cubatão; ZCMP: Mandirituba-Piraquara; ZCRPSR: Rio Palmital-Serrinha; ZCPT: Piên-Tijucas).

As associações petrográficas

Os granitos e sienitos da Província Graciosa podem ser reunidos em duas associações petrográficas de características contrastantes, denominadas associação *alcalina* e *aluminosa* (Vlach *et al.* 1991, Gualda & Vlach 2007a).

A *associação alcalina* (ALK) consiste de álcali-feldspato granitos e álcali-feldspato sienitos *hipersolvus*, leucocráticos e de caráter metaluminoso a peralcalino, com piroxênios da série egrina-augita ou hedenbergita e/ou anfibólios sódicos e sódico-cálcicos como fase

máficas principais. Ocupam importantes porções no Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva, Góis 1995, Kaul 1997), Plúton Anhangava (Gualda 2001), e Mandira (Oliveira 1989) bem como a totalidade dos Plútons Corupá (Garin 2002), Serra Alta e Serra da Igreja (Kaul 1997) (Fig. II.8; Tab. II.7).

Os termos mais diferenciados dessa associação são egrina ± riebeckita-arfvedsonita álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva, no Complexo Morro Redondo (Kaul 1997, Vilalva 2004), enquanto os tipos menos evoluídos correspondem a mela-sienitos metaluminosos do Plúton Corupá, com anfibólio cálcico, hedenbergita e olivina (Garin *et al.* 2003) (Tab. II.7).

A *associação aluminosa* (ALM) é caracterizada por granitos e álcali-feldspato granitos metaluminosos a moderadamente peraluminosos, com biotita e anfibólios cálcicos como os máficos típicos. Rochas dessa associação correspondem à maior parte das ocorrências na província, ocupando importantes áreas no Complexo Morro Redondo (Plúton Quiriri) e Plúton Anhangava, além da totalidade em muitos outros plútons como o Agudos, Dona Francisca, Capivari e Marumbi (Kaul & Cordani 2000, Gualda & Vlach 2007a) (Fig. II.8; Tab. II.7).

As variações mineralógicas e geoquímicas observadas entre as duas associações podem ser interpretadas, em princípio, como o resultado da participação de diferentes áreas-fontes localizadas 1) na crosta, para a associação aluminosa; e 2) no manto, com importância variável de contaminação crustal, para a associação alcalina (*cf.* Item II.1.2).

Rochas Associadas

A associação das rochas graníticas e sieníticas com rochas gabro-dioríticas e monzodioríticas, a exemplo de outras províncias ao redor do mundo, caracteriza a província. São conhecidas ocorrências associadas ao Plútons Órgãos, na região da Serra da Graciosa (Maack 1961, Gualda 2001), Corupá e Agudos (Harara 2001, Garin *et al.* 2003, Gualda & Vlach 2007a).

Um vulcanismo tipicamente bimodal, com predomínio de rochas ácidas e básicas, contemporâneo ao magmatismo granítico da Província Graciosa, ocorre intercalado em sedimentos de bacias vulcanossedimentares como as de Campo Alegre, Guaratubinha e Corupá (Siga Jr. *et al.* 2000, Sommer *et al.* 2006) e associadas aos granitos do Complexo Morro Redondo. Neste complexo, as vulcânicas ácidas (riolitos) são peralcalinas (comenditos e pantelleritos), enquanto as vulcânicas básicas possuem suposto caráter cálcio-alcalino (Góis 1995) (Tab. II.7).

II.2.4.3. Segmento Meridional

O segmento meridional da Província Mantiqueira, na região do Escudo Sul-Rio Grandense, inclui o Orógeno Dom Feliciano, que se estende a leste, deste Punta Del Leste (Uruguai) ao nordeste de Santa Catarina, com uma ramificação no extremo sudoeste, onde está exposto uma pequena fração do Orógeno São Gabriel (Fig. II.9A). Esses orógenos foram originados a partir de dois episódios tectono-termais neoproterozóicos maiores, caracterizando uma evolução diacrônica. A evolução precoce ocorre no Orógeno São Gabriel, que se caracteriza por uma fase acrescionária prolongada, de 880 a 700 Ma. Já o evento orogênico colisional mais tardio é característico do Orógeno Dom Feliciano, com uma evolução magmática entre 650 – 560 Ma (Heilbron *et al.* 2004, Gastal *et al.* 2005).

O estágio pós-colisional do Orógeno Dom Feliciano é caracterizado por um intenso magmatismo granítico distribuído em suas porções leste e oeste.

Na porção leste do escudo, predominam as suítes graníticas de caráter cálcio-alcalino que compõem o Batólito Pelotas (Philipp 1998, Philipp & Machado 2001). Dentre essas, a Suíte Encruzilhada do Sul é formada por biotita granitos metaluminosos de tendência alcalina, tidos como de tipo A (Gastal & Lafon 1998), com idades entre 560 e 590 Ma (Figura 12A). Na Suíte Dom Feliciano, formada predominantemente por granitóides cálcio-alcalinos de alto K bastante evoluídos, Philipp *et al.* (1991) registram a ocorrência de rochas com tendência alcalina metaluminosa e peralcalina, representadas respectivamente por diques riolíticos e pelo Granito Bela Vista, também englobados como tipo-A, assim como dois *stocks* sienito – monzograníticos metaluminosos (Angelina e Pidontiba-Treze de Maio), localmente apresentando textura rapakivi (viborgítica e piterlítica), descritos por Silva *et al.* (1995) na porção catarinense do Batólito Pelotas (Fig. II.9A, Tab. II.8).

No oeste do Escudo Sul-Rio Grandense, as associações magmáticas, cronocorrelatas às do leste, apresentam maior diversidade composicional, incluindo granitos cálcio-alcalinos de alto K e rochas vulcânicas e plutônicas de afinidade shoshonítica e alcalina. Estas últimas incluem seqüências vulcânicas félsicas da Formação Acampamento Velho, que ocorrem na Bacia de Camaquã e nos platôs Ramada e Taquerembó; e seus equivalentes plutônicos (Sommer *et al.* 2006), representados por diversos corpos graníticos metaluminosos, termos peralcalinos, quartzo sienitos e rochas intermediárias a básicas subordinadas, todos agrupados na Suíte Saibro (Nardi & Bonin 1991) (Fig. II.9B).

Os granitos da Suíte Saibro foram subdivididos por Gastal & Lafon (1998) em dois grupos distintos, cada qual refletindo diferentes áreas-fontes e processos genéticos. Os tipos metaluminosos “fortemente alcalinos” são de derivação mantélica, relacionados com o final de um evento magmático precoce (606 – 580 Ma, Gastal *et al.* 2006a, Gastal *et al.* 2006b) predominantemente shoshonítico (Complexo Lavras do Sul). Guardam semelhanças com os granitos tipo A1 de Eby (1990), incluindo biotita – Fe-hornblenda sienogranitos e

álcali-feldspato granitos. Os termos mais evoluídos correspondem à álcali-feldspato granitos e álcali-feldspato sienitos com egrina e arfvedsonita do Plúton Saibro (Nardi *et al* 1985). Os termos metaluminosos “*sensu stricto*” dessa suíte estão relacionados com um evento magmático mais tardio (575 – 550 Ma, Gastal *et al.* 2006a, Gastal *et al.* 2006b) e sua gênese envolve maior contribuição crustal. São semelhantes aos granitos tipo A2 de Eby (1990) e incluem biotita monzo – a sienogranitos metaluminosos (Granito Jaguari, Complexo São Sepé) sienitos metaluminosos a levemente peralcalinos com augita/Fe-hornblenda a egrina-augita/Fe-barroisita (Complexo Anelar Leões), e os tipos mais evoluídos do Complexo Ramada (Gastal *et al.* 2006a, Gastal *et al.* 2006b) (Tab. II.8).

Figura II.9: (A) Principais unidades geotectônicas do Sul do Brasil e Uruguai destacando a localização da Suíte Encruzilhada do Sul no Batólito Pelotas, e onde a área correspondente à porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Extraído de Phillip *et al.* (2003). (B) Mapa geológico da porção oeste do Escudo Sul-Rio-Grandense. Adaptado de Gastal & Lafon (1998).

II.2.5. CONSIDERAÇÕES FINAIS

As grandes proporções do território brasileiro e a ocorrência de importantes terrenos proterozóicos, o tornam uma área bastante favorável para o estudo do magmatismo granítico de tipo-A. Granitos e sienitos de tipo-A, bem como rochas vulcânicas e básicas associadas são encontrados em todas as províncias estruturais brasileiras (Figura II.1), em um intervalo principal de idades entre 1,9 Ga e 0,54 Ga, com algumas ocorrências de idades

arqueanas na região da Serra dos Carajás, no Cráton Amazônico (Suíte Estrela) e outra de idade Cretácica na Província Borborema (Granito subvulcânico Cabo).

Os granitos de tipo-A são excepcionalmente abundantes no Cráton Amazônico, onde freqüentemente apresentam texturas rapakivi (viborgíticas e piterlíticas) com idades entre ca. 1,9 e 1,0 Ga que diminuem da região E para a NW e SW (Dall'Agnol *et al.* 1999c). Muitos dos plútons nessa região contêm importantes mineralizações de Sn e W entre outras, assim como os inúmeros plútons da Província Estanífera de Goiás (Província Tocantins). De fato, essas ocorrências encontram-se correlacionadas (Bilal *et al.* 1997) e são formadas em um ambiente majoritariamente anorogênico.

Nos terrenos Brasileiros, os granitóides de tipo-A são tipicamente associados a estágios pós-colisionais, relacionados diretamente com a Orogênese Brasileiro-Pan Africana, no final do Neoproterozóico. A Província Mantiqueira detém o maior número de ocorrências. Neste caso, as mineralizações são raras, assim como a presença de texturas rapakivi, com exceção da Província Itu.

O Cráton do São Francisco é a única das províncias pré-cambrianas do Brasil onde granitóides tipo-A típicos não são comuns. A Suíte Couro de Onça, próximo ao limite noroeste com a Província Borborema e vulcânicas félsicas do Supergrupo Espinhaço, correlacionadas com a Suíte Borrachudos, são as únicas ocorrências descritas.

Os granitóides tipo-A no território brasileiro são predominantemente metaluminosos a moderadamente peraluminosos; tipos peralcalinos são mais raros. Petrograficamente incluem álcali-feldspato granitos e sienitos, sienitos, quartzo-sienitos e sieno- e monzogranitos. Rochas básicas e charnockíticas (associações AMCG) não são, aparentemente, tão comuns como em outras ocorrências ao redor do mundo. Rochas vulcânicas ácidas e associações bimodais, contemporâneas à intrusão dos plútons, com similaridades mineralógicas, geoquímicas e isotópicas não são raras; ao contrário, são de grande importância em algumas regiões (e.g. Supergrupo Uatumã e vulcânicas Teles Pires no Cráton Amazônico, Grupo Araí, na Província Tocantins, vulcânicas alcalinas das bacias de Camaquã, Guaratubinha e Campo Alegre, na Província Mantiqueira).

Tabela II.1: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da *porção E do Cráton Amazônico*

Maciço/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	Fe* = FeO ^T /(FeO ^T + MgO)	Sr(i)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Suíte Serra dos Carajás											
Cigano	monzogranitos	hs ± bt ± mt ± zr ± ap ± all ± tit ± fl	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	69,5 - 72,8	0,89 - 0,95	0,7070 ± 0008 (1731 Ma)	-9,5 a -9,7 (1880 Ma)	2939 - 2668	1883 ± 3 (1)	-	(1), (2), (3), (4), (6)
Serra dos Carajás	sienogranitos e monzogranitos	bt ± anf ± all ± zr ± ap ± mt ± ilm ± fl	moderadamente peraluminoso	71,9 - 76,8	0,88 - 1,00	0,7158 ± 0027 (1599 Ma)	-7,9 a -9,2 (1880 Ma)	2611 - 2727	1880 ± 2 (1)	-	(1), (6), (7)
Pojuca	álcali-feldspato granitos	bt ± hs ± all ± zr ± ap ± tit ± th	metaluminoso a moderadamente peraluminoso (?)	(?)	(?)	-	-9,7 (1880 Ma)	3353	1874 ± 2 (1)	sulfetos Cu-Zn	(1), (6), (8)
Salobo Novo (?)	álcali-feldspato quartz sienitos	bt ± mt ± all ± zr	metaluminoso	66,4 - 67,4	0,84 - 0,85	-	-	-	1888 ± 80 (5)	-	(29), (31)
Suíte Jamon											
Seringa	monzogranitos e sienogranitos	bt ± hb ± zr ± ap ± mt ± ilm ± all ± tit (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	(?)	(?)	0,7081 ± 0016 (1730 Ma)	-	-	1892 ± 30 (3)	-	(6), (9)
São João	monzogranitos e sienogranitos	bt ± hb ± zr ± ap ± mt ± ilm ± all ± tit (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	(?)	(?)	-	-	-	-	-	(6)
Manda Saia	monzogranitos	bt ± hb ± zr ± ap ± mt ± ilm ± all ± tit (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	(?)	(?)	-	-8,1 a -8,4 (1880 Ma)	2612 - 2714	1880 (7)	-	(6), (10)
Jamon	monzogranitos	bt ± ed ± ap ± zr ± mt ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	71,1 - 75,9	0,86 - 0,84	0,7112 ± 0,0034 (1601 Ma)	-9,5 a -9,7 (1880 Ma)	2874 - 3024	1885 ± 32 (3)	-	(5),(6), (10), (11), (12), (13)
Musa	monzogranitos	bt ± hb ± mt ± ilm ± tit ± all ± zr ± ap	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	69,2 - 76,2	0,83 - 0,96	0,7078 ± 0,0005 (1692 Ma)	-9,3 a -9,6 (1880 Ma)	2596 - 2821	1883 ± 5 / -2 (1)	Sn	(1), (3), (4), (6), (10)
Bannach	monzogranitos	bt ± hb ± tit ± all ± ap ± zr ± mt ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	58,1 - 76,9	0,86 - 0,97	-	-9,6 (1880 Ma)	2844	1880 (7)	-	(10), (13), (14)
Gradaús	monzogranitos e sienogranitos	bt ± hb ± zr ± ap ± mt ± ilm ± all ± tit (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	(?)	(?)	-	-	-	1880 (7)	-	(6)
Marajoara	monzogranitos e sienogranitos	bt ± hb ± zr ± ap ± mt ± ilm ± all ± tit (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	(?)	(?)	0,742 ± 0,003	-	-	1724 ± 50 (5)	-	(3), (6), (15)
Redenção	monzogranitos	bt ± hb ± tit ± mt ± ilm ± ap ± zr	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	66,1 - 76,0	0,87 - 0,92	-	-8,8 a -10,5 (1880 Ma)	2727 - 2807	1870 ± 68 (4)	-	(10), (13), (16)
Suíte Velho Guilherme											
Antônio Vicente	monzogranitos, sienogranitos e álcali-feldspato granitos	bt (sd) ± hb (Al-hs a Fe-ed) ± ilm ± zr ± all	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	68,4 - 77,1	0,85 - 1,00	-	-11,9 a -12,2 (1870 Ma)	3254	1867 ± 4 (3)	Sn, F, ETR (disseminados, agregados e greisen)	(6), (15), (17), (19)
Velho Guilherme	sienogranitos	bt ± zr ± ilm ± mt ± all	Moderadamente peraluminoso	75,9 - 75,4	0,93 - 0,99	0,708 ± 0,048 (1653 Ma)	-	-	1874 ± 30 (4)	Sn	(3), (15), (17), (18), (19)
Rio Xingu	sienitos a álcali-feldspato granitos	bt (?) ± hb (?) ± zr ± opc ± ap	Moderadamente peraluminoso	74,5 - 75,0	0,96	-	-11,9 a -12,4 (1870 Ma)	3023	1866 ± 3 (3)	Sn	(15), (19)
Mocambo	sienogranitos e monzogranitos	bt ± ms ± zr ± ilm ± mt ± all	Moderadamente peraluminoso	75,9 - 76,8	0,98 - 1,00	-	-7,9 a -8,1 (1870 Ma)	2976	1862 ± 32 (3)	Sn e F (disseminados)	(15), (17), (19)

Tabela II.1: continuação

Maciço/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	FeO ^T /(FeO ^T + MgO)	Sr(i)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Ubim/Sul	sienogranitos e monzogranitos	bt ± zr ± opc	Moderadamente peraluminoso	75,9 - 76,2	0,96 - 0,99	-		-	-	Sn e F (disseminados)	(17), (19), (20)
Benedita	álcali-feldspato granitos	bt ± zr ± opc ± all	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	77,5 - 77,8	0,98 - 0,99	-	-	-	-	Sn	(17), (19), (20)
Granitóides Arqueanos											
Suíte Estrela	monzogranitos	hb ± bt ± cpx ± all ± zr ± mt ± ap	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	67,0 - 75,1	0,93 - 0,99	0,7018 ± 0,0020 (2527 Ma)	-0,38 a -2,06 (2763 Ma)	2970 - 3190	2763 ± 7 (3)	-	(21), (22), (23), (24)
Planalto	sieno a - monzogranitos (?)	(?)	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso (?)	(?)	(?)	-	-	-	2747 ± 2 (3)	-	(32)
Plaquê (?)	monzogranitos e granodioritos	bt ± ms ± zr ± tit ± ap ± opc	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	62,0 - 77,3	0,63 - 0,95	-	-	-	2736 ± 24 (3)	-	(28), (33)
Serra do Rabo	álcali-feldspato granito e sienogranitos	hb ± bt ± opc ± ap ± zr ± all ± cpx	Metaluminoso	(?)	(?)	-	-	-	2743 ± 1,6 (1)	-	(25), (26)
Salobo Velho	monzogranitos	aug ± hb ± mt ± zr ± all	peralcalino	71,4 - 72,5	0,92 - 0,94	-	-	-	2573 ± 2 (1)	-	(29)
Rio Itacaúnas	monzogranitos e sienogranitos	hb ± tit ± zr ± ap ± opc ± all ± pcl	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso (?)	(?)	(?)	0,7072 (2480 Ma)	-	-	2560 ± 37 (1)	-	(27), (34)

Tabela II.2: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da **porção C do Cráton Amazônico**

Mação/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	Fe* = $FeO^T/(FeO^T + MgO)$	Sr(i)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
<i>Tapajós</i>											
Suíte Maloquinha	álcali-feldspato granitos, sienogranitos e monzogranitos	bt ± hs ± fl ± ap ± tpz ± zr ± mt ± ilm	moderadamente peraluminoso	70,0 - 78,0	0,91 - 0,97	0,7065 ± 0,0011 (1650 Ma)	-2,8 a -6,7 (1870 Ma)	2535 - 2850	1870 ± 4 (2)	Au (veios), Sulfetos maciços e disseminados	(35), (36), (37), (38), (39)
Pepita	álcali-feldspato granitos	rieb-arf ± (?)	(?)	(?)	(?)	(?)	(?)	(?)	ca. 1550 (7)	-	(40)
Rio Dourado	monzogranitos e sienogranitos	bt ± tit ± ap ± zr ± fl ± mt ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	66,9 - 77,5	0,65 - 0,84	0,719 ± 0,008 (1737 Ma)	-	-	1884 ± 4 (1)	-	(41), (42)
<i>Pitinga</i>											
<i>Suíte Mapuera</i>											
Europa	álcali-feldspato granitos	bt ± rieb ± (?)	peralcalino	73,5 - 77,2	0,95 - 0,97	-	+0,2 a -0,7 (1829 Ma)	2179 - 2195	1829 ± 1 (3)	-	(43), (44)
Água Boa											
1 - "granitos rapakivi"	álcali-feldspato granitos e sienogranitos	bt ± hb ± tit ± ap ± zr ± mt ± all ± ilm ± th ± rut ± mtr	metaluminoso	71,3 - 73,0	0,90 - 0,94	0,7113 ± 0,002 (1679 Ma)	-0,7 a -0,8 (1800 Ma)	2160 - 2292	1798 ± 10 (1)	Sn	(38), (43), (45), (46)
2 - "biotita granitos"	sienogranitos	bt ± tpz ± zr ± ilm ± mt ± fl ± th ± rut ± xen ± colum/tant ± cass ± mon	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	73,4 - 75,9	0,94 - 0,98	-	+0,4 a +0,5 (1800 Ma)	2070 - 2206	ca. 1800 (7)	Sn	(43), (45), (46)
3 - "topázio granitos"	álcali-feldspato granitos e sienogranitos	ms ± tpz ± zr ± fl ± opc ± mtr ± cass	moderadamente peraluminoso	75,0 - 76,0	0,95 - 0,96	-	-	-	1815 ± 5 (1)	Sn	(43), (45), (46)
<i>Madeira</i>											
1 - "granitos rapakivi"	sienogranitos	bt ± hb ± zr ± fl ± tit ± ap ± mt ± ilm ± all ± rut ± th	metaluminoso	68,6 - 72,4	0,90 - 0,94	0,7062 ± 0,013 (1691 Ma)	-0,7 a -0,8 (1800 Ma); -0,1 a +0,2 (1824 ± 2 Ma)	2292 - 2160	1824 ± 2 (3)	Sn	(38), (43), (44), (45), (46), (47)
2 - "biotita granitos"	álcali-feldspato granitos	bt ± tpz ± fl ± zr ± mt ± ilm ± rut ± th ± mon ± xen ± colum/tant ± cass	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	75,1 - 76,8	0,91 - 0,92	-	+0,1 a -0,8 (1822 Ma); -2,1 a -2,2 (1800 Ma)	2350 - 2400	1810 ± 6 (1); 1822 ± 2 (3)	Sn	(43), (44), (46), (47)
3 - "albita granitos" (núcleo)	álcali -feldspato granitos	crio ± rieb-arf ± zr ± bt (?) ± pcl ± mt ± cass ± esf ± rut ± xen ± th ± eg	peralcalino	68,0 - 69,0	0,97 - 0,99	-	+2,3 a +3,6 (1818 ± 2 Ma); -0,2 (1800 Ma)	-	1818 ± 2 (3)	Sn, Zn, Nb, Ta, Y, ETR, criolita	(43), (44), (45), (46)
Moderna	monzo - a sienogranitos, álcali-feldspato granitos	bt ± (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso (?)	70,0 - 76,0	?	-	-	-	1814 ± 27 (1)	-	(50)
Suíte Serra do Acari	álcali-feldspato granitos, sienogranitos	bt ± hs ± zr ± ap ± opc ± fl ± tpz ± (rieb)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	65,9 a 78,2	0,85 (média)	0,715 ± 0,0005	-	-	1750 ± 30 (5)	Sn (potencial)	(48)
Grupo Iricoumé	riolitos, riadacitos, quartzo-traquitos, ignimbritos e andesitos	hb ± bt ± opc ± zr ± ap ± fl ± rut ± tit	"série alcalina"	66,2 - 73,3	0,75 - 0,93	0,7044 ± 0,0001 (1790 Ma)	-0,5 (1888 Ma)	2198	1888 ± 3 (3)	-	(43), (44), (49)

Tabela II.3: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da *porção NW do Cráton Amazônico*

Maciço/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	Fe* = $FeO^T/(FeO^T + MgO)$	Sr(i)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Associação AMCG Mucajá											
Batólito Mucajá	álcali-feldspato granitos, sienogranitos, monzogranitos, quartzo-mangeritos e sienitos	granitos: hb ± bt ± ap ± zr ± ilm ± mt ± all ± fl ± cpx; mangeritos e sienitos: opx ± cpx ± (fay) ± (hb) ± ap ± zr ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	(?)	(?)	-	-2,37 a -1,27	ca. 2070 - 2010	1544 ± 42 (1) (granitos); 1538 ± 5 (3) (qz-mangeritos)	-	(50), (51), (52), (53), (54)
Anortosito Repartimento e Gabro Caracá	gabronoritos e anortositos	hy ± aug ± bt ± hb ± ap ± opx ± ol	metaluminoso	(?)	(?)	-	-2,91	(?)	1527 ± 7 (8)	Nb, Ta	(50), (52), (55)
Suite Serra da Prata	charnockitos, mangeritos e charnoenderbitos	(?)	(?)	(?)	(?)	(?)	(?)	(?)	1564 ± 21 (3); 1934 (3); 1740 (1)	-	(55)
Suite Surucucu	álcali-feldspato granitos, sienogranitos e monzogranitos	bt ± ms ± zr ± ap ± fl ± tit ± pix	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	65,5 - 76,3	0,84 - 0,87	0,713 ± 0,004 (1431 Ma)	-	-	1583 Ma (6)	Sn, Au (?)	(56), (57)
Suite Saracura	sienogranitos e monzogranitos	bt ± hb ± opx ± zr ± ap ± all ± fl ± (tit) ± (grt)	metaluminoso a fracamente peraluminoso	72,4 - 77,4	0,82 - 0,97	0,7044 (1769 Ma)	-	-	1890 - 1740 (3); 1917 ± 38 (3)	-	(38), (64), (65), (66)
Suite Marauíá	sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos	bt ± riebs-arf ± (?)	peralcalino (?)	(?)	(?)	-	-	-	1756 (3)	Nb, Ni, Cr (indícios)	(58)
Gnaisses Igarapé Branco e Igarapé Miracelha (unidades)	gnaisses "monzograníticos", monzogranitos foliados	bt ± hb ± all ± ilm ± mt ± ap ± zr ± tit	metaluminoso	65,6 - 74,6	0,76 - 0,92	-	+2,46 a +1,99	ca. 2050 - 2060	ca. 1940 (3)	-	(77)
Waiãpi e outros plútons	sienogranitos e monzogranitos	hs ± bt ± tit ± zr ± opx ± ap ± fl	metaluminoso (?)	(?)	(?)	-	-	-	1753 ± 3 (3)	-	
Pedra do Gavião	sienogranitos	bt ± zr ± (?)	metaluminoso	(?)	(?)	-	-	-	1231 ± 4,7 (2)	-	(59)
Suite Tiquié	monzogranitos e sienogranitos	bt ± hb ± tit ± zr ± fl ± ap ± opx ± all	metaluminoso	71,4 - 75,6	0,47 - 0,76	-	-	-	1749 ± 5 (3)	Ta	(60), (61), (62)
Suite Marié-Mirim	sienogranitos, monzogranitos e álcali-fels granitos	bt ± (riebs-arf) ± all ± opx ± zr ± fl ± ap ± tit	peralcalino	74,6 - 75,2	0,90 - 0,95	-	-	-	1756 ± 12 (3)	Sn, Ta (?)	(61), (62)

Tabela II.4: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da **porção SW do Cráton Amazônico**

Maçio/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{mol}}$	SiO_2 (% peso)	$\text{Fe}^* = \text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$	Sr(i)	εNd	Idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
<i>Juruena</i>											
Suíte Vulcano-Plutônica Teles Pires	álcali-feldspato granitos, sienogranitos, riolitos, riocacitos, ignimbritos e <i>basaltos</i> *	bt ± (rieb) ± all ± ap ± tit ± fl ± opc ± zr ± mon/xen (granitos)	peralcalino a metaluminoso (?)	(?)	(?)	0,707 ± 0,001 (1602 Ma)	-3,5 a +3,0 (1750 Ma)	2000 - 2300	1779 ± 5 (2) (granitos); 1770 ± 8 a 1797 ± 5 (1) (vulcânicas)	-	(63), (64), (65), (66), (67)
Sienito Canamã	sienitos, quartzo sienitos, álcali-feldspato granitos (?), sienogranitos (?)	hs ± eg-aug ± rieb ± ap ± tit ± zr ± opc ± fl	peralcalino	(?)	(?)	0,704	-	-	1216 ± 30 Ma (5)	-	(4), (67), (68)
Formação Roosevelt	dacitos, riocacitos e riolitos	bt ± hb ± acn ± opc ± tit ± ap ± zr ± all ± fl ± aug	metaluminoso (?)	(?)	(?)	0,7032 ± 0,0007 (1582 Ma)	+3,81 (1690 Ma)	1724	1740 ± 8 (?)	-	(37), (69), (70)
<i>Rondonia</i>											
Suíte Serra da Providência	monzo a - sienogranitos (<i>gabros, mangeritos e charnockitos associados</i>)*	bt ± hb ± zr ± fl ± all	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	67,0 - 77,0	0,72 - 0,97	0,713 ± 0,005 (1400 Ma)	+1,86 (1580 Ma)	1774	1606 - 1596 (1)	Sn (?)	(37), (71), (72)
Maciços União e Ouro Preto	quartzo sienitos e quartzo mangeritos (União); charnockitos (Ouro Preto)	hy ± di ± hb ± grt ± mt ± ap ± bt (charnockitos)	metaluminoso a peraluminoso	(?)	(?)	-	-	-	ca. 1560 (1) (Ouro Preto); 1532 ± 5 (1) (União)	-	(3), (71), (72)
Suíte Santo Antônio	monzo a - sienogranitos, monzonitos, (<i>rochas híbridas, monzodioritos e diques de diabásio</i>)*	bt ± hb ± mt ± tit ± ap	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	68,0 - 74,0	0,86 - 0,94	-	-	-	1406 ± 32 (1)	Sn (?)	(71), (72), (73)
Suíte Teotônio	álcali-feldspato sienitos, álcali-feldspato quartzo sienitos, quartzo sienitos, álcali-feldspato granitos, sienitos, sienogranitos, (<i>monzonitos, monzodioritos e dioritos</i>)*	fay ± aug ± di ± hb ± (?)	metaluminoso	60,0 - 76,0	0,82 - 0,99	-	-	-	1387 ± 16 (1)	-	(71), (72), (73), (74)
Suíte Alto Candeias	sienogranitos, (<i>sienitos e charnockitos</i>)*	hb ± bt ± (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	72,0 - 73,0	0,98 - 0,99	0,703 ± 0,0009 (1384 Ma)	-	-	1346 ± 5 (1)	Sn, W, Cu, Pb, Zn, F, Be	(71), (72), (73), (75)
Suíte São Lourenço-Caripunas (inclui granitóides não diferenciados da Suíte Igarapé Preto)	álcali-feldspato granitos, sienogranitos, quartzo sienitos, quartzo pórfiro, riolitos, <i>gabros, anortositos, diabásio, (quartzo monzonitos - básicas e ultrabásicas do Ciriquiqui)</i> *	fay ± Fe-hs ± bt ± zr ± ilm ± mt ± tit ± fl	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	67,0 - 76,0	0,88 - 0,99	0,7071 ± 0,0024 (1268 Ma)	-	-	1312 ± 3 (1); 1195 ± 50 (5) (Igarapé Preto); 1300 (5) (Ciriquiqui)	Sn, Nb, Ta, W, Cu, Pb, Zn, F	(71), (72), (73), (75)

Tabela II.4: *continuação*

Maçicho/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	Fe* = $FeO^T/(FeO^T + MgO)$	Sr(l)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Suíte Santa Clara (maçicos Santa Clara, Manteiga e Oriente Novo)											
<i>fácies A1</i>	quartzos monzonitos, monzo- a sienogranitos	bt ± hb ± zr ± ilm ± mt ± all ± ap ± tit ± fl	metaluminoso	63,0 - 75,0	0,83 - 0,97	ca. 0,7093 ± 0,0082 (1075 Ma)	-4,5 a -2,9 (1080 Ma)	1662 - 1854	1082 ± 5 (1)	Au (?)	(72), (73)
<i>fácies A2a</i>	álcali-feldspato sienitos, microsienitos, álcali- feldspato microgranitos, traquiandesitos, traquitos, <i>basalto</i> (*) (?)	hb ± bt ± (rieb-arf) ± zr ± ap ± opc ± tit ± fl	peralcalino	57,0 - 74,0	0,93 - 0,96	0,7073 ± 0,0027 (1013 Ma)	+1,1 a +2,3 (1070 Ma)	1343 - 1471	1074 ± 8 (1)	-	(73)
<i>fácies A2b</i>	álcali-feldspato granitos, alásquitos, riolitos pórfiros (ongonitos)	bt ± zr ± opc ± fl ± tpz (?) ± cass (?) ± colum/tant ± rut (?)	peraluminoso	75,0 - 79,0	0,89 - 0,99	0,770 ± 0,300 (1015 Ma)	-1,2 a -2,1 (1070 Ma)	1694 - 1753	ca. 1074 ± 8 (1)	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn, F, Be	(73)
Suíte "Younger Granites" de Rondônia											
<i>associação metaluminosa (precoce)</i>	sieno e monzogranitos	hb ± bt ± zr ± ap ± all ± tit ± mt ± ilm ± fl	metaluminoso	71,0 - 77,0	0,92 - 0,98	ca. 0,714 ± 0,14 (960 Ma - Gr. Massangana); 0,709 ± 0,016 (954 Ma - Gr. Pedra Branca)	-2,95 (Gr. Santa Bárbara)	1711 (Gr. Santa Bárbara)	ca. 991 ± 4 a 998 ± 5 (1)	-	(71), (72), (73)
<i>associação peralcalina (tardia)</i>	álcali-feldspato sienitos e microsienitos, álcali- feldspato microgranitos, traquiandesitos, traquitos, riolitos pórfiros (ongonitos)	hb ± hd ± bt ± (rieb-arf) ± zr ± ap ± opc ± tit ± fl	peralcalino	56,0 - 76,0	0,88 - 0,99	ca. 0,707 ± 0,0004 (960 Ma)	-	-	ca. 974 ± 6 (1)	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn, F, Be	(72), (73)
<i>associação peraluminosa (tardia)</i>	álcali-feldspato granitos, riolitos pórfiros (ongonitos)	bt ± tpz ± fl ± opc ± cass ± zr ± ap ± tit	peraluminoso	71,0 - 76,0	0,69 - 0,96	-	-3,69 a -4,58 (Gr Santa Bárbara)	1846 - 2221 (Gr. Santa Bárbara)	989 ± 13 (9); 995 ± 73 (1)	Sn, W, Nb, Ta, Cu, Pb, Zn, F, Be	(72), (73), (76)

Legenda referente às tabelas 1 a 4:

Minerais (abreviações em ordem alfabética): acn: actinolita; all: allanita; anf: anfibólio; ap: apatita; arf: arfvedsonita; aug: augita; bt: biotita; cass: cassiterita; cpx: clinopiroxênio; colum/tant: columbita/tantalita; crio: criolita; di: diopsídio; ed: edenita; eg: egrina; esf: esferalita; fay: faialita; fl: fluorita; grt: granada; hb: hornblenda; hd: hedenbergita; hs: hastingsita; hy: hiperstênio; ilm: ilmenita; mon: monazita; ms: muscovita; mt: magnetita; mtr: minerais de terras-raras; ol: olivina; opx: ortopiroxênio; opc: minerais opacos; pcl: pirocloro; pix: piroxênio; rie: riebeckita; rut: rutilo; sd: siderofilita; th: thorita; tit: titanita; tpz: topázio; xen: xenotima; zr: zircão.

***Metodologias de datação empregadas:** (1) U-Pb (zircão); (2) U-Pb SHRIMP (zircão); (3) Pb-Pb (zircão); (4) Pb-Pb (rocha total); (5) Rb-Sr (rocha total); (6) Rb-Sr (isócrona de referência); (7) idade inferida; (8) U-Pb (baddeleyita); (9) U-Pb (monazita).

Referências bibliográficas: (1) Machado *et al.* (1991); (2) Gonçalves *et al.* (1988); (3) Dall'Agnol *et al.* (1994); (4) Dall'Agnol *et al.* (1999a); (5) Dall'Agnol *et al.* (1999b); (6) Dall'Agnol *et al.* (2005); (7) Rios *et al.* (1995); (8) Villas (1999); (9) Avelar *et al.* (1994); (10) Ramô *et al.* (2002); (11) Dall'Agnol *et al.* (1997); (12) Macambira & Dall'Agnol (1997); (13) Dall'Agnol & Oliveira (2007); (14) Almeida *et al.* (2006); (15) Teixeira *et al.* (2002a); (16) Macambira & Lafon (1995); (17) Teixeira *et al.* (2002b); (18) Lafon *et al.* (1991); (19) Teixeira (1999); (20) Teixeira & Andrade (1992); (21) Barros *et al.* (1992); (22) Barros *et al.* (2004); (23) Barros *et al.* (1997); (24) Barros *et al.* (2001); (25) Sardinha *et al.* (2001); (26) Sardinha & Barros (2006); (27) Souza *et al.* (1996); (28) Barros & Barbey (1998); (29) Lindenmeyer *et al.* (1994); (30) Avelar *et al.* (1999); (31) Cordani (1981); (32) Huhn *et al.* (1999); (33) Jorge João *et al.* (1991); (34) Montalvão *et al.* (1984); (35) Santos *et al.* (1975); (36) Brito *et al.* (1997); (37) Santos *et al.* (2000); (38) Tassinari (1996); (39) Vasquez *et al.* (2002); (40) Brito *et al.* (1999); (41) Pinho *et al.* (2005); (42) Pinho *et al.* (2006); (43) Costi (2000); (44) Costi *et al.* (2000); (45) Lenharo *et al.* (2002); (46) Lenharo *et al.* (2003); (47) Macambira *et al.* (1987); (48) Jorge João *et al.* (1985); (49) Basei (1977); (50) Fraga & Reis (1995); (51) Fraga *et al.* (1997); (52) Fraga *et al.* (2003); (53) Fraga *et al.* (2006); (54) Gaudette *et al.* (1996); (55) Santos *et al.* (1999); (56) Dall'Agnol *et al.* (1975); (57) Tassinari (1981); (58) Reis *et al.* (2004); (59) Souza *et al.* (2006); (60) Melo & Jorge-João (1995); (61) Almeida (1975); (62) Almeida *et al.* (2004); (63) Pinho *et al.* (2003); (64) Pinho *et al.* (2001); (65) Pinho (2002); (66) Tassinari *et al.* (1978); (67) Silva *et al.* (1980); (68) Teixeira (1990); (69) Leal *et al.* (1978); (70) Sato & Tassinari (1997); (71) Bettencourt *et al.* (1995); (72) Bettencourt *et al.* (1999); (73) Leite Júnior (2000); (74) Payolla & Fuck (1995); (75) Priem *et al.* (1989); (76) Sparrenberger *et al.* (2002); (77) Fraga *et al.* (2006a).

Tabela II.5: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da **Província Borborema e áreas adjacentes**

Maciço/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	$Fe^* = FeO^T/(FeO^T + MgO)$	Sr(l)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Cráton do São Francisco											
Suíte Couro de Onça	álcali-feldspato granitos, sieno a - monzogranitos	anf ± bt ± opc ± tit ± zr ± ap ± all	metaluminoso (ligeiramente peralcalino e peraluminoso subordinado)	67,8 - 77,8	0,90 - 0,99	-	-	-	2157 ± 5 (3)	-	(1)
Província Borborema											
Domínio Tectônico Sul											
<i>Supersuíte Tardi a pós-orogénica</i>											
Suíte Serra da Aldeia	sienogranitos, granodioritos, quartzo sienitos, quartzo monzonitos, álcali-feldspato quartzo sienitos	bt ± hs ± eg-aug ± tit ± ap ± zr ± fl ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso e (peralcalino)	60,7 - 75,7	0,74 - 0,97	ca. 0,701	-	-	ca. 527 ± 18 (5)	Sn, W, sulfetos (?)	(10), (20)
<i>Supersuíte anorogénica</i>											
Suíte Serra do Meio	álcali-feldspato granitos, álcali-feldspato sienitos	eg ± eg-aug ± (hd) ± riebs-arf ± (win) ± bt (metaluminosos) ± mt ± tit ± all ± enig ± fl ± ap ± zr	metaluminoso a peralcalino	61,5 - 75,1	0,94 - 0,98	-	-	-	ca. 2010 (7)	-	
Complexo Cabo de Santo Agostinho (Granito Cabo)	álcali-feldspato granitos, riolitos, traquitos, (andesitos e basaltos)*	arf ± (bt) ± zr ± all ± cass ± colum ± fl	peralcalino a metaluminoso e moderadamente peraluminoso	70,4 - 76,2	0,74 - 0,99	0,7084 ± 0,0011	-	-	105 ± 1,8 (5)	-	(11), (12)
Domínio Tectônico Central											
<i>Supersuíte sin a tardi-orogénica</i>											
Suíte Catingueira	álcali-feldspato granitos, álcali-feldspato sienitos, sienogranitos, monzogranitos e sienitos	eg-aug ± riebs-arf ± bt ± tit ± mt ± zr ± ap ± fl	peralcalino	66,1 - 70,1	0,77 - 0,88	-	-15,6 (600 Ma)	2397	573 ± 45 (1)	K (?)	(7), (18), (19), (20), (21)
<i>Supersuíte tardi a pós-orogénica</i>											
Queimadas	monzogranitos, granodioritos, quartzo monzonitos, (quartzo monzodioritos)*	bt ± hb ± all ± ap ± zr ± ilm ± mon	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	58,5 - 74,9	0,89 - 0,92	0,7092 (531 Ma)	-15,7 a -16,5 (600 Ma)	1900 - 2200	570 ± 24 (1)	-	(3)
<i>Supersuíte pós-orogénica</i>											
Complexo Prata	sienogranitos, monzogranitos, (monzodioritos a quartzo dioritos, dioritos, noritos)	hs ± (Fe-ed) ± bt ± all ± tit ± ap ± zr	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	67,0 - 74,0	0,82 - 0,88	0,7039 - 0,7132 (512 Ma)	-19,6 a -19,9 (512 Ma)	2250 - 2440	512 ± 30(5)	-	(4), (5)
Serrote Santo Antônio	sienogranitos	bt ± all ± mon ± zr ± fl ± (tpz) ?	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	ca. 73,8	ca. 0,89	0,7194	-16,2 (512 Ma)	1970	ca. 512 (7)	-	(5)

Tabela II.5: continuação

Mação/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	$Fe^* = FeO^T/(FeO^T + MgO)$	Sr(l)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Serra da Engabelada	sienogranitos	bt ± all ± mon ± zr ± fl ± (tpz) ?	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	ca . 74,3	ca . 0,96	0,7120	-17,9 (512 Ma)	2390	ca . 512 (7)	-	(5)
Serra do Velho Zuza e Pereiro	sienogranitos	bt ± zr ± (?)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	69,8 - 72,5	0,89 - 0,93	-	-18,6 a -17,3 (ca. 540 Ma)	2190 - 2160	543 ± 6,7 (1) (Pereiro); 538 ± 23 (1) (Serra do Velho Zuza)	-	(17)
<i>Supersuite Anorogénica</i>											
Metagranitóides da Serra de Taquaritinga	monzo a - sienogranitos, quartzo sienitos e granodioritos	bt ± hs ± fl ± tit ± zr ± ap ± all ± (alm) ± mt	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	69,0 - 73,0	?	-	-	-	1521 ± 7 (1) (augen granitos); 1973 ± 34 (1) (ortogneisses granodioríticos)	-	(6), (8)
<i>Domínio Tectónico Norte</i>											
<i>Supersuite sin a tardi-orogénica</i>											
Caxexa, Serra do Algodão, Serra do Boqueirão, Japi e Solânea (Suite Catingueira ?) - Maciço São José do Campestre	álcali-feldspato granitos e álcali-feldspato sienitos, monzo a - sienogranitos	eg-aug ± (hd) ± (hs) ± tit ± (grt) ± mt ± all ± zr ± ap	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	71,0 - 76,2	0,82 - 0,96	-	ca. -15,4 a -18,11 (572 Ma)	ca. 2040 - 2220	ca. 578 (10); 572 ± 4,8 (1) (Solânea)	-	(9), (15), (22)
<i>Supersuite tardi a pós-orogénica</i>											
Associação Ígnea Umarizal (sill Umarizal, stocks Lagoa e Ação)	mangeritos, quartzo monzonitos, quartzo sienitos, monzogranitos e sienogranitos	fay ± hd ± hb ± bt ± (fs) ± ilm ± mt ± zr ± ap ± all	metaluminoso	66,3 - 72,4	0,89 - 1,00	0,7114 ± 0,0010 (562 Ma)	-	-	593 ± 5 (1) ?; 545 ± 7 (5)	-	(13), (14)
<i>Supersuite pós-orogénica</i>											
Mocambo	monzogranitos, granodioritos, sienogranitos e quartzo sienitos	bt ± hb ± ilm ± zr ± all ± ap ± tit ± xen	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	64,0 - 72,7	0,75 - 0,93	0,7106 - 0,7107	-	-	532 ± 6 (1); 544 ± 15 (5), 548 ± 24 (5)	-	(24), (25), (26)
Meruoca	sienogranitos, monzogranitos, quartzo sienitos, álcali-feldspato granitos	fay ± bt ± hb ± (eg) ± (rieb) ± ilm ± mt ± zr ± ap ± all/(chev ?) ± fl	metaluminoso a moderadamente peraluminoso; também tipos peralcalinos	69,6 - 77,7	0,72 - 1,00	0,706 - 0,7076	-	-	491 ± 19 (5); 520 ± 6 (5)	-	(19), (24), (25)

Minerais: abreviações como as utilizadas nas tabelas 1 a 4; **alm:** almandina; **chev:** chevkinita; **enig:** enigmatita; **fs:** ferrossilita; **win:** winchita;

***Metodologias de datação empregadas:** como nas tabelas 1 a 4; (10) Sm-Nd (mineral?)

Referências bibliográficas: (1) Plá Cid *et al.* (2000); (2) Plá Cid *et al.* (2001); (3) Almeida *et al.* (2002); (4) Melo *et al.* (1995); (5) Guimarães *et al.* (2005); (6) Santos & Medeiros (1999); (7) Ferreira & Sial (1986); (8) Sá *et al.* (1997); (9) Nascimento *et al.* (2003); (10) Gava *et al.* (1984); (11) Long *et al.* (1986); (12) Sial *et al.* (1986); (13) Galindo *et al.* (1995); (14) McReath *et al.* (2002); (15) Angelim *et al.* (2004); (16) Angelim & Wanderley (2004); (17) Guimarães *et al.* (2004); (18) Galindo & Sá (2000); (19) Brito Neves *et al.* (2003); (20) Sial & Ferreira (1988); (21) Van Schums *et al.* (1995); (22) Nascimento *et al.* (2000); (23) Guimarães *et al.* (2006); (24) Sial (1989); (25) Sial *et al.* (1981); (26) Fetter (1999).

Tabela II.6: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas da **Província Tocantins**

Maçico/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{mol}}$	SiO_2 (% peso)	$\text{Fe}^+ = \text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$	Sr(i)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Província Estanífera de Goiás											
Subprovíncia Rio Paraná											
Soledade (g1)	sieno a - monzogranitos (?)	bt ± zr ± ap ± opc ± all (?)	metaluminoso	ca. 69,0	ca. 0,92	ca. 0,7332 (1637 Ma)	-4,3 (1770 Ma)	2430	1769 ± 2 (1)	-	(2), (3)
Sucuri (g1c)	álcali-feldspato granitos	bt ± zr ± fl ± ilm ± mt ± all ± mon ± th (?)	metaluminoso	71,4 - 73,7	0,94 - 1,00	-	-3,9 a +3,5	2500 - 1810	1777 ± 10 (1)	Sn e In	(1), (3), (4), (9)
Serra do Mendes (g1a)	granodioritos, sieno a - monzogranitos (?)	bt ± ilm ± ap ± zr ± all	metaluminoso	ca. 66,0	ca. 0,89	-	0,0 a -13,9 (1770 Ma)	2100	ca. 1770 (7)	-	(3)
Mocambo (g1b, g2d)	álcali-feldspato granitos	bt ± zr ± all ± ap ± xen (g1b) ± fl ± ilm ± mon ± th (g2d)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	71,2 - 76,1	0,96 - 0,99	-	-6,3 (greisen; 1580 Ma)	-	ca. 1770 (7)	-	(3), (4)
Mangabeira											
tipo g1	álcali-feldspato granitos	bt ± fl ± zr ± ilm ± mt ± all ± mon ± th	metaluminoso	ca. 74,2	ca. 0,96	-	-6,1 (1770 Ma)	2580	ca. 1770 (7)	-	(3), (4)
tipo g2	álcali-feldspato granitos	Li-sd ± zr ± mon ± mt ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	73,3 - 76,2	0,91 - 0,99	-	-	-	1574 ± 47 (5); 1531 ± 57 (11)	Sn e In	(3), (5)
Tpz-Ab granito (TAG) e Maciço Laranjinha	álcali-feldspato granitos	tpz ± zin ± zr ± mon ± cass ± mt ± tit ± fl	peraluminoso	72,8 - 75,4 (TAG)	0,89 - 1,00 (TAG)	-	-	-	ca. 1580 - 1570 (7)	Sn e In	(3), (5), (6)
Pedra Branca											
tipos g1 (b, c, d)	álcali-feldspato granitos e sienogranitos (?)	bt ± zr ± ap ± all ± ilm ± mt ± fl ± mon ± xen ± th	metaluminoso	72,9 - 75,3	0,97 - 0,99	0,718 ± 0,060 (1769 Ma)	-6,5 (1770 Ma)	(?)	ca. 1770 (7)	-	(3), (4)
tipos g2 (b, c, d)	álcali-feldspato granitos e sienogranitos	bt ± (zin) ± zr ± (all) ± fl ± (ap) ± xen ± ilm ± mon ± th	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	73,8 - 76,9	0,88 - 0,95	0,720 ± 0,14 (1555 Ma)	-3,9 a -11,9 (1580 Ma)	2470	ca. 1580 - 1570 (7)	Sn e In (?)	(3), (4)
Grupo Araí	riolitos, dacitos, ignimbritos, (basaltos alcalinos)*	?	?	?	?	0,712 (1770 Ma)	-1,5 a -5,9 (1770 Ma)	2200 - 2590	1771 ± 2 (1)	-	(1), (4), (9)
Subprovíncia Rio Tocantins											
Serra Dourada (g2a, g2b)	sienogranitos e monzogranitos (?)	bt ± hb ± all ± fl ± ap ± xen	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	66,6 - 74,0	0,85 - 0,89	-	-1,4 (1580 Ma)	2070	ca. 1580 - 1570 (7)	Sn e In	(3), (4)
Serra da Mesa (g2)	álcali-feldspato granitos	bt ± hb/hs ± zr ± tit ± fl ± (tur)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	66,6 - 75,1	0,84 - 0,98	0,7341 (1340 Ma)	-5,0 (1580 Ma)	2380	1578 ± 20 (3)	Sn e In (?)	(1), (3), (4), (7), (10)
Serra Branca (g2c, g2d)	álcali-feldspato granitos e sienogranitos	bt ± (ms) ± fl ± ilm ± zr ± mon/xen ± th	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	73,3 - 76,5	0,89 - 0,97	-	-3,4 (1580 Ma)	2340	1580 - 1570 (7)	Sn e In	(3), (4), (8)
Serra do Encosto (g2)	sieno - a monzogranitos (?)	bt ± opc ± ap ± fl ± (grt) ± (tur)	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	66,8 - 76,2	0,88 - 0,99	0,704 (1955 Ma)	-	-	1580 - 1570 (7)	Sn e In (?)	(10)
Cinturão Paraguai-Araguaia											
Serrote e Cantão	álcali-feldspato granitos, sienogranitos e granodioritos	bt ± hb ± (?)	?	?	?	?	-12,0 a -5,3 (1850 Ma)	2900 - 2430	ca. 1850 Ma (3)	-	(11)

Minerais: abreviações como as utilizadas nas tabelas 1 a 4; **tur:** turmalina; **zin:** zinnwaldita

***Metodologias de datação empregadas:** como nas tabelas 1 a 4; (11) U-Pb (cassiterita)

Referências bibliográficas: (1) Pimentel *et al.* (1991); (2) Pimentel *et al.* (1999); (3) Lenharo *et al.* (2002); (4) Pimentel & Botelho (2001); (5) Moura & Botelho (2000); (6) Della Giustina *et al.* (2006); (7) Rossi *et al.* (1992); (8) Pinto-Coelho & Charoy (2001); (9) Bilal *et al.* (1997); (10) Drago *et al.* (1981); (11) Gorayeb & Moura (2006)

Tabela II.7: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas dos *setores setentrional e central da Província Mantiqueira*

Maçio/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{mol}}$	SiO_2 (% peso)	$\text{Fe}^* = \text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$	Sr(i)	εNd	Idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Orógeno Araçuaí											
Suíte Borrachudos	álcali-feldspato granitos, sieno-a monzogranitos e riolitos (associados)	bt ± hb ± zr ± all ± ap ± fl ± mt ± ilm ± mon ± xen	peralcalino	71,0 - 77,5	0,96 - 1,00	0,7057 ± 0,0095	-6,17 a -10,1	?	ca. 1700 ⁽¹⁾ , 1740 ± 8 ⁽²⁾ , 1729 ± 14 ⁽³⁾	-	(38), (39), (40), (41)
Domínio (Nappe) Socorro-Guaxupé Suíte São Pedro de Caldas Suíte Divinolândia	mangeritos, leucogranitos, granitos	fs ± hd ± hb ± bt ± ilm ± mt ± zr ± ap ± all	metaluminoso	61,5 - 78,1	0,87 - 0,99	0,707 - 0,708	-3 a -6	625	623 ± 3 ⁽³⁾	-	(13), (14), (15)
	mangeritos, chamoquitos, quartzo sienitos, dioritos e granitos	fs ± hd ± bt ± ilm ± mt ± ap ± zr	metaluminoso	54,0 - 68,5	0,74 - 0,93	0,707 - 0,711	-10 a -12	625	625 ± 7 ⁽²⁾ ; 630 ± 16 ⁽³⁾	-	(13), (14), (15), (42)
Domínio Apiaí-São Roque											
Província Itu											
Batólito Itu (Plútons Salto Indaiatuba e Cabreúva)	Sienogranitos, raros sieno-a monzogranitos e álcali-feldspato granitos	bt ± ed/Fe-ed ± tit ± all ± mt ± ilm ± zr ± fl ± (tpz) ± (ms)	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	70,7 - 76,3	0,77 - 0,88	0,7066 - 0,7081	-7,45 a -16,6 (585 Ma)	2100 - 1560	590 ± 10 ⁽⁵⁾ ; 583 ± 20 ⁽¹⁾	Sn, W (tpz-ms-ab granitos associados e veios)	(1), (2), (3), (4), (5)
São Francisco	Sienogranitos e monzogranitos	bt ± (anf) ± tit ± all ± zr ± fl ± opc ± (tpz)	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	71,6 - 80,4	0,79 - 0,97	-	-12 a -14 (600 Ma)	1850 - 2200	540 ± 25 ⁽¹²⁾	-	(6), (7), (8), (9)
Campina do Veado	Sienogranitos, quartzo sienitos e (monzodioritos)*	bt ± (hb) ± mt ± ap ± tit ± fl	Metaluminoso	ca. 76,0	ca. 0,91	-	-	-	580 - 590 ⁽⁷⁾	-	(10), (35)
Sguario	Sieno-a monzogranitos	bt ± hb ± tit ± zr ± fl ± mt ± ap ± all	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	71,0 - 73,0	0,86 - 0,88	0,7171 ± 0,0027 (523 Ma)	-	-	580 - 590 ⁽⁷⁾ ; 523 ± 21 ⁽⁵⁾	-	(10), (35)
Correas	sieno - a monzogranitos, álcali-feldspato granitos	bt ± fl ± ap ± zr ± ilm ± mt ± th ± all ± cass ± mon/xen ± (tpz) ± (ms)	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	70,4 - 75,6	0,76 - 0,98	0,7289 - 0,7228	-17,9 ^(600 Ma)	2463	603b - 619 ⁽⁵⁾ (Ab granitos); 480 ± 19 ⁽⁵⁾ (bt granitos)	Sn, W (tpz-ms-ab granitos associados e veios)	(10), (11), (12)
Ortognaisses do Núcleo Betara	Sienogranitos deformados	bt ± opc ± zr	Metaluminoso a levemente peralcalino	69,3 - 70,1	0,77 - 0,88	-	-	-	1748 ± 5,4 ⁽¹⁾	-	(16), (17)
Ortognaisses do Núcleo do Tigre	Sienogranitos deformados	bt ± zr ± (?)	Metaluminoso a levemente peralcalino	68,0 - 69,0	ca. 0,87	-	-	-	1772 ± 9,5 ⁽¹⁾	-	(16), (17)
Granito do Ceme	Sienogranitos, monzogranitos e quartzo sienitos	bt ± hb ± mt ± ilm ± fl ± tit ± ap ± zr ± all	Metaluminoso a moderadamente peraluminoso	69,3 - 76,1	0,70 - 0,90	0,7090 - 0,7097 (560 Ma)	-16,9 a -11,7 (560 Ma)	2180 - 1307	563 ± 34 ⁽¹⁾	-	(18)
Granito Passa Três	Sienogranitos	hb ± (bt) ± ilm ± mt ± tit ± ap ± zr ± fl ± all	Metaluminoso	67,8 - 67,9	0,75 - 0,76	0,7088 - 0,7090 (560 Ma)	-15,7 (560 Ma)	1883	526 ± 23 ⁽⁵⁾ ; ca. 616 ± 36 ⁽¹³⁾	Au (sulfetos)	(18), (19)
Sienito Capivara	Álcali-feldspato sienitos e álcali-feldspato quartzo sienitos	hb ± (rieb) ± bt ± hd ± opc ± fl ± tit ± ap ± zr	Metaluminoso a levemente peralcalino	57,0 - 61,9	0,65 - 0,68	0,7109 (560 Ma)	-13,2 ^(560 Ma)	1552	553 ± 9 ⁽¹⁾	-	(18)

Tabela II.7: continuação

Maciço/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	Fe* = FeO ⁷ /(FeO ⁷ + MgO)	Sr(l)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Dominios Curitiba e Luis Alves											
Provincia Graciosa											
Guaraú (ALM)	Sienogranitos, álcali-feldspato granitos, granitos pórfiros	bt ± F-Li-Micas (?) ± opc ± zr ± fl ± all	Metaluminoso moderadamente peraluminoso (?)	?	?	-	-	-	580 - 583 (15)	-	(20)
Alto Turvo (ALM)	sienogranitos, granitos pórfiros, microgranitos e granófiros (diques)	hb ± bt ± tit ± all ± fl ± zr ± ap ± opc	metaluminoso	?	?	-	-	-	580 - 583 (15); 630 ± 20 (12)	-	(20), (24)
Granitos e Sienitos da Serra da Graciosa <i>Plútons Capivari, Orgãos (porção E), Marumbi e Anhangava (porção C) (ALM)</i>	álcali-feldspato granitos, sienogranitos e monzogranitos	bt ± anf (Fe-hb, Fe-ed, Fe-act) ± opc ± zr ± fl ± ap ± tit ± all	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	70,4 - 76,4	0,85 - 0,96	0,7076 - 0,7085	-	-	580 - 583 (15)	-	(20), (25), (26)
<i>Plútons Farinha Seca, Anhangava (porções N e S) e Orgãos (porção NW) (ALK)</i>	álcali-feldspato sienitos a álcali feldspato quartzo sienitos e álcali-feldspato granitos	Na-Ca-anf (Fe-ba, Fe-win) ± Na-anf (rieb-arf) ± hd ± fay ± (bt) ± opc ± zr ± fl ± tit ± chev ± all ± (cass)	metaluminoso a peralcalino	63,3 - 76,6	0,93 - 1,00	0,7177 ± 0,008 (610 Ma - Anhangava)	-	-	580 - 583 (15)	-	(20), (25), (26)
<i>Rochas máficas associadas</i>	monzodioritos, quartzo monzodioritos	hb ± aug ± bt ± opc ± zr ± fl ± ap ± tit ± chev ± all ± (cass)	metaluminoso	54,5 - 55,7	0,72 - 0,75	-	-	-	580 ± 3 (2)	-	(21), (25), (26)
Serra da Igreja (ALK)	álcali-feldspato granitos	rieb-arf ± (?)	peralcalino	?	?	-	-	-	580 - 583 (15); 589 ± 27 (14); 594 ± 26 (12)	-	(20), (24)
Agudos (ALM)	sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, (gabros e dioritos associados)*	bt ± hb ± zr ± tit ± ap ± opc ± fl ± all	metaluminoso	71,5 - 76,5	0,69 - 1,00	0,7054 ± 0,0001 (579 ± 5 Ma)	-12,7 (580 Ma)	2085	580 - 583 (15), 594 ± 26 (1); 585 ± 25 (14)	-	(20), (24)
Morro Redondo											
<i>Plúton Papanduva (ALK)</i>	álcali-feldspato granitos	rieb-arf ± eg ± astr ± zr ± fl ± tit ± ilm ± (mt) ± chev ± enig ± nar ± Zr-Na silicatos	peralcalino	74,4 - 76,4	0,96 - 1,00	0,7137 ± 0,0016 (604 Ma)	-7,38 (580 Ma)	1978	580 - 583 (15); 565 ± 20 (14)	-	(20), (24), (27), (28), (30)
<i>Plúton Quiriri (ALM)</i>	sieno - a monzogranitos (subordinados)	bt ± hb ± tit ± zr ± fl ± ap ± all ± mt ± ilm	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	73,2 - 76,1	0,71 - 0,89	0,7020 ± 0,003 (632 Ma)	-	-	580 - 583 (15); 589 ± 37 (1)	caolinita	(20), (24), (27), (28), (30)
<i>Vulcânicas associadas</i>	riolitos, (basaltos, andesitos e andesi-basaltos)*	rieb-arf ± eg (riolitos), aug ± bt (basaltos e andesitos) ± mt ± zr ± ap ± (enig)	peralcalino a metaluminoso e moderadamente peraluminoso	76,6 - 78,3	0,93 - 0,99	-	-	-	580 - 583 (15)	-	(20), (30)
Dona Francisca e Pirai (ALM)	álcali-feldspato granitos	bt ± tit ± fl ± opc	metaluminoso a moderadamente peraluminoso	73,2 - 75,0	0,80 - 0,86	-	-	-	580 - 583 (15)	-	(20)

Tabela II.7: continuação

Maciço/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (ind. sat. alumina)= $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)_{mol}$	SiO ₂ (% peso)	Fe* = FeO ⁷ /(FeO ⁷ + MgO)	Sr(l)	εNd	idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Corupá (ALK)	álcali-feldspato sienitos, álcali-feldspato quartzo sienitos, álcali-feldspato granitos, (dioritos, monzodioritos e monzonitos)*	hd ± eg-aug ± hb ± rie ± fay ± (bt) ± chev ± ilm ± ap ± zr ± mt ± tit (sienitos e granitos); di ± bt ± hb ± mt ± ilm ± ap (básicas)	metaluminoso a peralcalino (granitos e sienitos)	57,0 - 75,0	0,73 - 0,99	0,7051 - 0,7070; 0,6870	ca. -15,0 a -20,0 (590 Ma); 12,2 (580 Ma)	2050 - 2430 (sienitos e granitos); 1980 - 2020 (básicas)	583 ± 3 (2) (monzodioritos); 580 ± 6 (1) (granitos e sienitos)	-	(20), (21), (24), (31), (32)
Serra Alta (ALK)	álcali-feldspato granitos, riolitos e traquitos associados	rie ± tit ± opc	peralcalino	?	?	-	-	-	580 - 583 (15)	-	(20)
Domínio Paranaguá	Monzogranitos e sienogranitos (subordinados)	bt ± mt ± ilm ± all ± ap ± tit ± zr ± (fl) ± (tur)	Metaluminoso moderadamente peraluminoso	72,6 - 78,0	0,89 - 0,91	-	-16,1 (580 Ma)	2320	582 ± 4 (1)	Sulfetos disseminados	(22), (36)
Provincia Graciosa											
Serra do Paratiú/Cordeiro (ALM)											
Mandira/Itapitangui (ALK/ALM)											
Ilha do Cardoso (ALM)											
Votupoca (ALM)	monzogranitos	bt ± zr ± all	metaluminoso a moderadamente peraluminoso moderadamente peraluminoso	ca. 71,5	ca. 0,86	0,716	-20,8 (600 Ma)	2455	582 ± 9 (1)	-	(36), (37)

Minerais: abreviações como as utilizadas nas tabelas 1 a 4; **astr:** astrofilita; **ba:** barrosita; **chev:** chevkinita; **enig:** enigmatita/neptunita; **fs:** ferrossilita; **nar:** narsarsukita; **stp:** stilpnomelano; **tur:** turmalina.; **win:** winchita.

***Metodologias de datação empregadas:** como nas tabelas 1 a 4; (12) K-Ar (biotita); (13) isócrona Sm-Nd (fluorita); (14) K-Ar (anfíbólio)

Referências bibliográficas: (1) Galembeck *et al.* (1997); (2) Vlach *et al.* (1990); (3) Wernick *et al.* (1991); (4) Wernick (2000); (5) Töpfner (1996); (6) Godoy (1989); (7) Cordani & Bittencourt (1967); (8) Dantas *et al.* (2000); (9) Janasi *et al.* (2006); (10) Gimenez Filho *et al.* (1995); (11) Goraieb (2001); (12) Goraieb & Bettencourt (1997); (13) Janasi (1997); (14) Janasi (2002); (15) Janasi & Ulbrich (1991); (16) Kaulfuss (2001); (17) Cury *et al.* (2002); (18) Cury (2003); (19) Picanço (2000); (20) Kaul (1997); (21) Vlach *et al.* (2006); (22) Martins *et al.* (2004); (23) Oliveira (1989); (24) Siga Júnior (1995); (25) Gualda (2001); (26) Gualda & Vlach (2007a), (27) Vilalva (2004); (28) Vilalva & Vlach (2007b); (29) Vilalva & Vlach (2007c); (30) Góis (1995); (31) Garin *et al.* (2003); (32) Garin (2002); (33) Weber (1998); Weber *et al.* (2001); (35) Theodorovicz *et al.* (1988); (36) Passarelli *et al.* (2004); (37) Passarelli (2001); (38) Dussin & Dussin (1995); (39) Dussin *et al.* (1997); (40) Fernandes *et al.* (1994); (41) Silva *et al.* (2002) (42) Basei *et al.* (1995).

Tabela II.8: Principais características dos granitóides tipo-A e rochas associadas do *setor meridional da Província Mantiqueira*

Mação/Plúton	Variedades Petrográficas	mineralogia máfica e acessória principal	ISA (índ. sat. alumina)= $\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})_{\text{mol}}$	SiO ₂ (% peso)	$\text{Fe}^+ = \text{FeO}^T/(\text{FeO}^T + \text{MgO})$	Sr(f)	εNd	Idade TDM (Ma) (De Paolo 1988)	Idade (Ma) (Método)*	mineralizações associadas	Principais referências consultadas
Orógeno Dom Feliciano											
Batólito Pelotas											
<i>extensão N - Santa Catarina</i>											
Angelina e Pindotiba-Treze de Maio	sieno a - monzogranitos	bt ± fl ± zr ± tit ± ap ± mt ± ilm	metaluminoso	> 70 - 73,0%	?	-	-	-	ca. 580 (1)	-	(24)
<i>Porção E do Escudo Sul-Rio Grandense</i>											
Suíte Encruzilhada do Sul	monzogranitos, sienogranitos, síenitos, álcali-feldspato granitos, granodioritos e (quartzoz monzonitos)*	bt ± (anf) ± zr ± ap ± all ± opc	metaluminoso a peralcalino	68,0 - 77,0	0,72 - 0,99	0,711 - 0,716	-11,1 a -15,6 (595 Ma)	1750 - 2080	594 ± 5 (2); 559 ± 5 (1); 560 ± 12 (1)	-	(1), (2), (3), (5), (22), (23)
Suíte Dom Feliciano											
Bela Vista	álcali-feldspato granitos, álcali-feldspato quartzo sienitos, álcali-feldspato sienitos e riolitos	Fe-win ± (rieb) ± hd ± (bt) ± zr ± ap ± all ± mt ± ilm	metaluminoso a peralcalino	64,5 - 72,6	0,98 - 1,00	-	-	-	497 ± 11, 599 ± 14 (1)	-	(6), (7), (8)
<i>Porção W do Escudo Sul-Rio Grandense</i>											
Suíte Saibro											
<i>Tipos A1</i>											
Lavras do Sul	álcali-feldspato granitos e sienogranitos	Fe-ed ± bt ± zr ± tit ± ap ± fl ± ilm ± mt	metaluminoso	71,3 - 73,0	0,81 - 0,95	0,7049 ± 0,0021 (556 Ma)	-3,0 (600 Ma)	1350	586 ± 2,8 (1); 598 ± 3 (3)	-	(4), (12), (14), (15), (25)
<i>Fácies alcalina de borda</i>											
Saibro e Qz-Monzonito Tuna	álcali-feldspato granitos, sienogranitos, álcali-feldspato sienitos e sienitos; (quartzoz monzonitos - Tuna)*	arf ± eg ± (Fe-ed; Tuna) ± zr ± fl ± all ± opc	peralcalino (Saibro), metaluminosos (Tuna)	68,5 - 73,8	0,74 - 0,95	0,703 (550 Ma)	-	-	554 ± 26 (3) (Tuna); ca. 550 (5) (Saibro)	-	(10), (15), (16), (17)
<i>Tipos A2</i>											
Complexo São Sepé	monzogranitos e sienogranitos	bt ± Fe-ed ± (hb) ± ap ± zr ± all ± opc ± tit ± fl	metaluminoso	69,3 - 75,3	0,46 - 0,81	0,7102 - 0,7062	-15,3 a -11,7	2400 - 3100	558 ± 8 (1); 521 ± 14 (5)	-	(10), (11), (12), (13), (14)
Ramada	Sienogranitos e monzogranitos	bt ± hb ± tit ± zr ± all ± mt ± ilm ± fl	metaluminoso	69,1 - 76,7	0,95 - 1,00	0,7102 - 0,7108	-	-	463,5 ± 12 (5)	-	(9), (10)
Jaguari	sieno a - monzogranitos, álcali-feldspato granitos e riolitos	bt ± Fe-ed ± zr ± tit ± ap ± mt ± ilm ± fl	metaluminoso	74,0 - 79,1	0,85 - 0,97	0,7055 ± 0,0007 (537 Ma)	-12,6 (570 Ma ?)	2090	567 ± 4 (1)	-	(10), (13), (14), (15)
Complexo Anelar Leões	quartzoz sienitos, microssienitos, (monzodioritos)*	Fe-ba ± Fe-rich ± eg-aug ± aug (sienitos); Fe-ens ± aug ± Mg-hb ± ilm ± mt (monzodioritos)	metaluminoso a levemente peralcalino	62,4 - 68,7	0,77 - 0,97	0,7049 ± 0,0003 (566 Ma)	-11,36 (570 Ma ?)	1940	572 ± 3 (1)	-	(13), (14), (18), (19)
Platôs Ramada, Taquerembó e outras áreas											
Formação Acampamento Velho (Grupo Cerro do Bugio)	riolitos, traquitos, traquidacitos, ignimbritos, rochas básicas-intermediárias associadas (hawaiitos e mugearitos)	anf (Fe-win, Fe-bar, Fe-rich, Fe-act) ± pix ± zr ± mt ± ilm (ácidas); aug ± di ± ilm ± ol (básicas e intermediárias)	metaluminoso a peralcalino (ácidas)	72,1 - 77,3 (ácidas); 46,3 - 51,7 (básicas)	0,92 - 0,98 (ácidas); 0,49 - 0,76 (básicas)	-	-	-	549 - 602 (1)	-	(19), (20), (21)

Minerais: abreviações como as utilizadas nas tabelas 1 a 4; **ba:** barrosita; **ens:** enstatita; **rich:** richterita; **win:** winchita.

***Metodologias de datação empregadas:** como nas tabelas 1 a 4.

Referências bibliográficas: (1) Fragozo-César (1986); (2) Phillip & Machado (2001); (3) Phillip *et al.* (2003); (4) Babinsky *et al.* (1996); (5) Vasquez (1995); (6) Phillip *et al.* (1991); (7) Phillip *et al.* (2002a); (8) Phillip *et al.* (2002b); (9) Naime & Nardi (1991); (10) Gastal & Lafon (1998); (11) Sartori (1978); (12) Remus *et al.* (1997); (13) Gastal *et al.* (2006a); (14) Gastal *et al.* (2005); (15) Nardi & Bonin (1991); (16) Nardi *et al.* (1985); (17) Hartmann & Nardi (1982); (18) Gastal (1999); (19) Sommer *et al.* (1999); (20) Sommer *et al.* (2005); (21) Sommer *et al.* (2006); (22) Phillip (1998); (23) Soliani Júnior (1986); (24) Silva *et al.* (1995); (25) Gastal *et al.* (2006b).

II.3. Referências bibliográficas

- Abdel-Rahman A.F.M. 2006. Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt. *Mineralogical Magazine*, **70**(1): 27-50
- Abdel-Rahman A.F.M. & Martin R.F. 1990. The Mount Gharib A-type granite, Nubian Shield: petrogenesis and role of metasomatism at the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 173-183
- Abdel-Rahman A.F.M. & El-Kibbi M.M. 2001. Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), and implications for the origin of within-plate felsic magmas. *Geological Magazine*, **138**(1): 67-85
- Abdel-Rahman A.F.M. 2006. Petrogenesis of anorogenic peralkaline granitic complexes from eastern Egypt. *Mineralogical Magazine*, **70**(1): 27-50
- Abdel-Rahman A.F.M. & Martin R.F. 1990. The Mount Gharib A-type granite, Nubian Shield: petrogenesis and role of metasomatism at the source. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **104**: 173-183
- Abdel-Rahman A.F.M. & El-Kibbi M.M. 2001. Anorogenic magmatism: chemical evolution of the Mount El-Sibai A-type complex (Egypt), and implications for the origin of within-plate felsic magmas. *Geological Magazine*, **138**(1): 67-85
- Almeida C.N., Guimarães I.P. & Silva Filho A.F. 2002. A-type post-collisional granites in the Borborema Province - NE Brazil: The Queimadas Pluton. *Gondwana Research*, **5**: 667-681
- Almeida F.F.M., Leonardos Jr. O.H. & Valença J. 1967. Granitic rocks of Northeast South America. In: IUGS/UNESCO, International Union of Geological Sciences, p. 37
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1977. As províncias estruturais brasileiras. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Atas, p. 363-391
- Almeida F.F.M., Hasui Y., Brito Neves B.B. & Fuck R.A. 1981. Brazilian Structural Provinces: an introduction. *Earth Science Reviews*, **17**: 1-19
- Almeida J.A.C., Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2006. Geologia, Petrografia e Geoquímica do Granito Anorogênico Bannach, Terreno Granito-Greenstone de Rio Maria, Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 282-295
- Almeida M.E. 1997. Petrografia e geoquímica de elementos maiores da Suíte Intrusiva Tiquié: o caso dos Granitos Tiquié e Marié-Mirim no estado do Amazonas. In: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 1, FINEP/SBG, pp.: 223-239

- Almeida M.E., Luzardo R., Pinheiro S.S. & Oliveira M.A. 2004. Folha NA.19 - Pico da Neblina. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos & J.D.A. Jesus (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM
- Anderson J.L. & Bender E.E. 1989. Nature and origin of Proterozoic A-type granitic magmatism in the southwestern United States of America. *Lithos*, **23**: 19-52.
- Anderson J.L. & Morrison J. 2005. Ilmenite, magnetite, and peraluminous Mesoproterozoic anorogenic granites of Laurentia and Baltica. *Lithos*, **80**: 45-60
- Angelim L.A.A. & Wanderley A.A. 2004. Folha SC.25-Recife. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos & J.D.A. Jesus (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM
- Angelim L.A.A., Camozzato E. & Wanderley A.A. 2004. Folha Natal SB-25. In: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos & J.D.A. Jesus (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM
- Auwers J.V., Bogaerts M., Liégeois J.P., Demaiffe D., Wilmart E., Bolle O. & Duchesne J.C. 2003. Derivation of the 1.0 – 0.9 Ga ferro-potassic A-type granitoids of southern Norway by extreme differentiation from basic magmas. *Precambrian Research*, **124**: 107-148
- Avanzinelli R., Bindi L., Menghetti S. & Conticelli S. 2004. Crystallisation and genesis of peralkaline magmas from Pantelleria Volcano, Italy: an integrated petrological and crystal-chemical study. *Lithos*, **73**:41–69.
- Avelar V.G., Lafon J.M., Scheller T., Araújo O.J.B. & Macambira E.M.B. 1994. Geocronologia Pb-Pb por evaporação de zircão e Rb/Sr em rochas total do Granito Seringa, Província Mineral de Carajás. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Boletim de resumos expandidos*, **2**: p. 387-389
- Avelar V.G., Lafon J.M., Correia Jr. F.C. & Macambira E.M.B. 1999. O magmatismo Arqueano da região de Tucumã - Província Mineral de Carajás: Novos resultados geocronológicos. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 453-460
- Babinski M., Chemalle Jr. F., Hartmann L.A., Van Schmus W.R. & Silva L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, **24**: 439-442
- Barros C.E.M. & Barbey P. 1998. A importância da granitogênese tardi-arqueana (2,5 Ga) na evolução tectono-metamórfica da Província Mineral de Carajás - o Complexo Granítico Estrela e sua auréola de contato. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 513-522

- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Lafon J.M., Teixeira N.P. & Ribeiro J.W. 1992. Geologia e geocronologia Rb-Sr do Gnaiss Estrela, Curionópolis, PA. *Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi (Ciências da Terra)*, **4**: 83-104
- Barros C.E.M., Dall'Agnol R., Barbey P. & Boullier A.M. 1997. Geochemistry of the Estrela Granite Complex, Carajás Region, Brazil: an example of an Archaean A-type granitoid. *Journal of South American Earth Sciences*, **10**: 321-330
- Barros C.E.M., Barbey P. & Boullier A.M. 2001. Role of magma pressure, tectonic stress and crystallization progress in the emplacement of syntectonic granites. The A-type Estrela Granite Complex (Carajás Mineral Province, Brazil). *Tectonophysics*, **343**: 93-109
- Barros C.E.M., Macambira M.J.B., Barbey P. & Scheller T. 2004. Dados isotópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Mineral de Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **34**: 531-538
- Basei M.A.S. 1977. *Idade do vulcanismo ácido-intermediário na Região Amazônica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 133 p
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Machiavelli A. & Mancini F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR-SC). *Revista Brasileira de Geociências*, **22**: 216-221
- Basei M.A.S., Siga Jr. O., Sato K. & Sproesser W.M. 1995. A metodologia urânio-chumbo na Universidade de São Paulo: princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **67**: 221-237
- Beard J.S., Lofgren G.E., Sinha A.K. & Tollo R.P. 1994. Partial melting of apatite-bearing charnockite, granulite, and diorite: melt compositions, restite mineralogy, and petrologic implications. *Journal of Geophysical Research*, **99**: 21591-21603
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Júnior W.B. & Payolla B.L. 1995. Overview of the rapakivi granites of the Rondônia Tin Province (RTP). In: UFPA/CG, Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, *Excursion Guide: The Rapakivi Granites of the Rondônia Tin Province and Associated Mineralization*, p. 5-14
- Bettencourt J.S., Tosdal R.M., Leite Júnior W.B. & Payolla B.L. 1999. Mesoproterozoic rapakivi granites of Rondônia Tin Province, southwestern border of the Amazonian craton, Brazil - I. Reconnaissance U-Pb geochronology and regional implications. *Precambrian Research*, **95**: 41-67
- Bilal E., Moutte J., Botelho N.F., Marini O.J. & Andrade G.F. 1997. Geochemistry of two Proterozoic A-type granites of Goiás State, Brazil: possible links with Rapakivi series. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**: 349-365
- Bonin B. 1996. A-type granite ring complexes: mantle origin through crustal filters and the anorthosite-rapakivi magmatism connection. In: D. Demaiffe (ed). *Petrology and geochemistry of magmatic*

- suites of rocks in continental and oceanic crusts*, Université Libre de Bruxelles – Royal Museum for Central Africa (Tervuren), pp.: 201-217
- Bonin B. 1998. Alkaline rocks and geodynamics. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **7**: 105-118
- Bonin B. 2005. A-type granites: definitions, facts and speculations. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**: A79 (Special Supplement)
- Bonin B. 2007. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. *Lithos*, **97**: 1-29
- Botelho N.F. 1992. *Les ensembles granitiques subalcalins a peralumineux mineralisés en Sn et In de la sous-province Paraná, état de Goiás, Brésil*. Thèse de Doctorat, Université de Paris VI, 344 p
- Bowden P. & Kinnaird J.A. 1978. Younger granites of Nigeria – A zinc rich tin province. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy (Section B)*, **87**: 66-69
- Brito M.F.L., Almeida M.E., Ferreira A.L., Monteiro M.A.S. & Popini M.V.F. 1997. Petrografia e litogeoquímica da Suíte Intrusiva Maloquinha - registro de magmatismo tipo A na Província do Tapajós. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 6, *Anais*, p. 847-851
- Brito M.F.L., Almeida M.E. & Macambira M.J.B. 1999. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ age of calc-alkaline rapakivi granite in Tapajós Gold Province, Amazon Craton - Brazil. In: SMN/SEGEMAR, South American Symposium on Isotope Geology, 2, *Actas*, p. 40-43
- Brito Neves B.B. & Cordani U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**: 34-40
- Brito Neves B.B., Santos E.J. & Van Schmus W.R. 2000. Tectonic History of the Borborema Province. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (eds). *Tectonic evolution of South-America*, SBG, pp.: 151-182
- Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S. & Santos E.J. 2003. Idades U-Pb em Zircão de Alguns Granitos Clássicos da Província Borborema. *Geologia USP Série Científica*, **3**: 25-38
- Clemens J.D., Holloway J.R. & White A.J.R. 1986. Origin of an A-type granite: experimental constraints. *American Mineralogist*, **71**: 317-324
- Cordani U.G. 1981. *Comentários sobre as determinações geocronológicas da região da Serra dos Carajás*. USP-DOCEGEO, Relatório inédito p.
- Cordani U.G. & Bittencourt I. 1967. Determinação de idades Potássio-Argônio em rochas do Grupo Açungui. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 21, *Anais*, p. 218-233
- 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., Teixeira J.T. & Popini M.V.F. 1995. The albite granite of Pitinga Mine: petrography, geochemistry and mineralizations *In*: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. UFPA/CG, Abstracts Volume, pp.: 20-21
- 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
- Costi H.T., Dall'Agnol R., Rämö O.T. & Pichavant M. 2006. Geology, geochemistry, and Nd isotope data of the Sn-bearing albite granite facies of the Madeira Pluton, Pitinga, Amazonian Craton, Brazil. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 47
- CPRM. 2006. Projeto Amajari. Disponível em: <http://www.cprm.gov.br/publique/cgi/cgilua.exe/sys/start.htm?infoid=310&sid=26>. Acessado em 20 de dezembro de 2006
- Creaser R.A., Price R.C. & Wormald R.J. 1991. A-type granites revisited: assessment of a residual-source model. *Geology*, **19**: 163-166
- Cury L.F. 2003. *Geocronologia e litogeoquímica dos stocks graníticos da porção sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 125 p
- Cury L.F., Kaulfuss G.A., Siga Jr. O., Basei M.A.S., Harara O.M. & Sato K. 2002. Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos Núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Geologia USP Série Científica*, **2**: 95-108
- Dall'Agnol R. & Oliveira D.C. 2007. Oxidized, magnetite-series, rapakivi-type granites of Carajás, Brazil: Implications for the classification and petrogenesis of A-type granites. *Lithos*, **93**: 215-233
- Dall'Agnol R., Dreher A.M., Araujo J.F.V. & Abreu A.S. 1975. Granito Surucucu. *In*: DNPM, Conferência Geológica Interguianas, 10, p. 340-388
- Dall'Agnol R., Bettencourt J.S., Jorge João X.S., Medeiros H., Costi H.T. & Macambira M.J.B. 1987. Granitogenesis in northern brazilian region: a review. *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: geochronological, petrological and geochemical aspects. *Mineralogy and Petrology*, **50**: 113-138

- Dall'Agnol R., Souza Z.S., Althoff F.J., Barros C.E.M. & Leite A.A. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás Metallogenetic Province. In: CBPM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, *Excursions Guide*, p. 135-161
- Dall'Agnol R., Scaillet B. & Pichavant M. 1999a. An experimental study of a Lower Proterozoic A-type granite from the Eastern Amazonian craton, Brazil. *Journal of Petrology*, **40**: 1673-1698
- Dall'Agnol R., Rämö O.T., Magalhães M.S. & Macambira M.J.B. 1999b. Petrology of the anorogenic, oxidised Jamon and Musa granites, Amazonian Craton: implications for the genesis of Proterozoic A-type granites. *Lithos*, **46**: 431-462
- Dall'Agnol R., Costi H.T., Leite A.A., Magalhães M.S. & Teixeira N.P. 1999c. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Research*, **95**: 9-39
- Dall'Agnol R., Frost C.D. & Rämö O.T. 2005a. A-type granites and related rocks through time. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**: A79 (Special Supplement)
- Dall'Agnol R., Teixeira N.P., Rämö O.T., Moura C.A.V., Macambira M.J.B. & Oliveira D.C. 2005b. Petrogenesis of the Paleoproterozoic rapakivi A-type granites of the Archean Carajás metallogenic province, Brazil. *Lithos*, **80**: 101-129
- Dantas E.L., Hackspacher P., Fetter A., Sato K., Pimentel M.M. & Godoy A.M. 2000. Nd isotope systematics related to Proterozoic evolution of the Central Ribeira Belt in the State of São Paulo, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 140-143
- Della Giustina M.E.S., Botelho N.F., Barbosa M.F. & Fuck R.A. 2006. Caracterização petrográfica e geoquímica de novo corpo de topázio-albita granito associado ao Maciço Mangabeira, nordeste de Goiás. In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, *Anais*, p. 79
- Dorr J.V.N. & Barbosa A.L. 1963. Geology and ore deposits of the Itabira District, Minas Gerais, Brazil. *US Geological Survey Professional Papers*, **341-C**: 110p.
- Drago V.A., Pinto A.C., Montalvão R.M.G., Santos R.O.B., Simões M.A., Oliveira F.C., Bezerra P.E.L., Prado P., Fernandes C.A.C. & Tassinari C.C.G. 1981. *Geologia*. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL (25): Folha SD.22 - Goiás, p. 27-300
- Dussin T.M. & Dussin I.A. 1995. Mesoproterozoic A-type granitic magmatism in the Northeast of the Iron Quadrangle (SE Brazil). In: R. Dall'Agnol, E.M.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. UFPA/CG, *Abstracts Volume*, p. 26-27
- Dussin I.A., Dussin T.M., Charvet J., Cocherie A. & Rossi P. 1993. Single zircon dating by stepwise Pb-evaporation of Middle Proterozoic magmatism in the Espinhaço range, SE São Francisco Craton (Minas Gerais, Brazil). In: SBG, Simpósio do Cráton São Francisco, 2, *Anais*, p. 39-42

- Dussin T.M., Dussin I.A., Noce C.M., Rossi P. & Charvet J. 1997. Tectonic setting and origin of the Mesoproterozoic Borrachudos granites (MG, Brazil). *In: IGc-USP/CPGeo, South American Symposium on Isotope Geology, 1, Extended Abstracts*, p. 104-106
- Eby G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. *Lithos*, **26**: 115-134
- Eby G.N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, **20**: 641-644
- Eby G.N. 2006. Distinctions between A-type granites and petrogenetic pathways. *In: PRONEX-UFGA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 48
- Ely F.M., Althoff F.J. & Lindemayer Z.G. 2001. Petrografia e geoquímica dos granitóides dos depósitos Gameleira e Pojuca. *In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, CD-ROM*, p. 29-32
- Emslie R.F. 1991. Granitoids of rapakivi granite-anorthosite and related associations. *In: I. Haapala & K.C. Condie (eds). Precambrian Granitoids - Petrogenesis, Geochemistry and Metallogeny, Precambrian Research*, **51**, pp.: 173-192
- Fernandes M.L.S., Marciano V.R.P.R.O., Oliveira R.C., Correia-Neves J.M. & Dilásio M.V. 1994. Granitos Borrachudos: um exemplo de granitogênese anorogênica na porção central do Estado de Minas Gerais. *Geonomos*, **2**: 23-29
- Fernandes M.L.S., Pedrosa-Soares A.C., Noce C.M., Wiedemann-Leonardos C.M. & Correia-Neves J.M. 2000. U-Pb geochronology of the Borrachudos suite: evidence of Brasiliano anorogenic granites (Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil). *In: IUGS/SBG, International Geological Congress, 31, Abstract Volume*, CD-ROM
- Ferreira V.P. & Sial A.N. 1986. The peralkalic magmatism in the Precambrian Cachoeirinha-Salgueiro fold belt, Northeast Brazil: geochemical aspects. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 73-85
- Ferreira V.P., Sial A.N. & Jardim de Sá E.F. 1998. Geochemical and isotopic signatures of Proterozoic granitoids in terranes of the Borborema structural province, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **11**: 439-455
- Fetter A. 1999. *U/Pb and Sm/Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of the Ceará State, NW Borborema Province, NE Brasil: Implications for the assembly of Gondwana*, Department of Geology of the Faculty of the Graduate School, University of Kansas, 164 p.
- Figueiredo M.C.H., Basei M.A.S., Mantovani M.S.M. & Fryer B.J. 1991. O complexo granulítico de Santa Catarina: um arco insular arqueano? *Boletim IG-USP, Publicação Especial*, **9**: 35-39

- Foland K.A., Landoll J.D., Henderson, C.M.B. & Chen J. 1993. Formation of cogenetic quartz and nefeline syenites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **57**: 697-704
- Fraga L.M.B. & Reis N.J. 1995. The Rapakivi Granite-Anorthosite Association of Mucajaí Region - Roraima State - Brazil. *In*: R. Dall'Agnol, E.M.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. UFPA/CG, Abstracts Volume, pp.: 31-32
- Fraga L.M.B., Haddad R.C. & Reis N.J. 1997. Aspectos geoquímicos das rochas granitóides da Suíte Intrusiva Pedra Pintada, Norte do Estado de Roraima. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**: 3-12
- Fraga L.M.B. & Haddad R.C. 1999. Granitos tipo-A na porção norte de Roraima: Aspectos petrográficos e geoquímicos da suíte Intrusiva Saracura. *In*: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Anais*, p. 527-530
- Fraga L.M.B., Dall'Agnol R. & Macambira M.J.B. 2003. The Mucajaí Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite (AMG) Complex, North Amazonian Craton, Brazil. *Geophysical Research Abstracts*, **5**: 14489
- Fraga L.M.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S. & Macambira M.J.B. 2006a. Two distinct syn-kinematic A-type granites in the Guyana Shield, Northern Amazonian Craton. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 52
- Fraga L.M.B., Dall'Agnol R., Costa J.B.S. & Macambira M.J.B. 2006b. The Mucajaí Anorthosite-Mangerite-Rapakivi Granite Association, north Amazonian Craton, Brazil. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 53
- Fragoso-César A.R.S., Figueiredo M.C.H., Soliani Jr. E. & Faccini U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, **3**: p. 1233-1343
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J. & Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048
- Fuck R.A., Pimentel M.M., Machado N. & Daoud W.K. 1993. Idade U/Pb do Granito Madeira, Pitinga (AM). *In*: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 4, *Anais*, **1**: p. 246-249
- Galembeck T.M.B., Wernick E. & Hermann P.K. 1997. Chemistry of biotites and whole rocks from the Rapakivi Itu Complex, State of São Paulo, SE Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**: 415-429

- Galindo A.C. & Sá J.M. 2000. Contexto tectônico e geoquímico do granitóide Catingueira: um magmatismo alcalino-peralcalino no limite norte da Zona Transversal da Província Borborema. *Geochimica Brasiliensis*, **14**: 1-21
- Galindo A.C., Dall'Agnol R. & McReath I. 1995. Geochemistry and petrogenesis of the Charnockitoid Association in the Umarizal Pluton, West of Rio Grande do Norte State, Brazil. In: R. Dall'Agnol, M.J.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. UFPA/CG, Abstracts Volume, pp.: 34-35
- Garin Y. 2002. *Mineralogia e petrologia da associação alcalina de sienitos e granitos de Tipo-A do Maciço Corupá (SC)*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 168 p
- Garin Y., Vlach S.R.F. & Tassinari C.C.G. 2003. Sr and Nd isotope signatures of A-type alkaline syenites, granites, and associated diorites and hybrid rocks from the Corupá Massif (SC), Serra do Mar Province, S Brazil. In: CBPM; IRD, South American Symposium on Isotope Geology, 4, *Short Papers*, **2**: p. 556-559
- Gastal M.C.P. 1999. The alkaline and shoshonitic intrusives in the region of the Taquarembó Plateau, Southern Brazil: Are they genetically related? *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 85-98
- Gastal M.C.P. & Lafon J.M. 1998. Gênese e evolução dos granitóides metaluminosos de afinidade alcalina da porção oeste do Escudo Sul-Riograndense: geoquímica e isótopos de Rb–Sr e Pb–Pb. *Revista Brasileira de Geociências*, **28**: 11-28
- Gastal M.C.P., Lafon J.M., Hartmann L.A. & Koester E. 2005. Sm–Nd isotopic compositions as a proxy for magmatic processes during the Neoproterozoic of the southern Brazilian shield. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 255-276
- Gastal M.C.P., Lafon J.M. & Chemalle Jr. F. 2006a. Late neoproterozoic, hot and cold A-type granites-western portion of the Sul-Riograndense Shield, southernmost Brazil: mineralogical, geochemical and isotopic characteristics. In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 54
- Gastal M.C.P., Lafon J.M., Ferreira F.J.F., Magro F.U.S., Remus M.V.D. & Sommer C.A. 2006b. Reinterpretação do Complexo Intrusivo Lavras do Sul, RS, de acordo com os sistemas vulcano-plutônicos de subsidência. Parte 1: Geologia, geofísica e geocronologia ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ e $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$). *Revista Brasileira de Geociências*, **36**: 109-124
- Gaudette H.E., Olszewski W.J. & Santos J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from northern part of the Guiana shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **9**: 183-195

- Gava A., Montes A.S.L.M. & Oliveira E.P. 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí: caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 2767-2785
- Gibbs A.K. & Barron C. 1983. The Guyana Shield reviewed. *Episodes*, **6**: 7-14
- Jimenez Filho A., Teixeira W., Figueiredo M.C.H. & Trevizoli Jr. L.E. 1995. Geologia, petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 92-106
- Godoy A.M. 1989. *Caracterização faciológica, petrográfica e geoquímica dos Maciços Sorocaba e São Francisco - SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 220 p
- Góis J.R. 1995. *Contribuição à petrografia e geoquímica da parte setentrional do complexo vulcano-plutônico Morro Redondo, divisa do Paraná com Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 86 p
- Gonçalves M.G.B., Vieira E.A.T., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Angelim E.P.V. & Senta N.D. 1988. Geologia do Maciço Anorogênico Cigano. Vale do Rio Parauapebas-PA. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 35, *Anais*, **3**: p. 1132-1146
- 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
- Goraieb C.L. 2001. *Contribuição à gênese do depósito primário polimetálico (Sn, W, Zn, Cu, Pb) Correias, Ribeirão Branco (SP)*. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 209 p.
- Goraieb C.L. & Bettencourt J.S. 1997. The Correias massif and associated greisen-hosted tin-tungsten mineralization, State of São Paulo, southeastern Brazil. *In*: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, 2, *Extended Abstract and Program*, **1**: p. 51-52
- Gorayeb P.S.S. & Moura C.A.V. 2006. Granitogenesis events in the Northern Portion of the Tocantins Province, Brazil. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on magmatism, crustal evolution and metallogenesis of Carajás and adjacent provinces, *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 21
- Grossi Sad J.H., Chiodi Filho C., Santos J.F., Magalhães J.M.M. & Carelos P. 1990. Duas suítes graníticas do bordo sudeste do Cráton Sanfranciscano, em Minas Gerais: petroquímica e potencial metalogenético. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **4**: p. 1836-1848
- Gualda G.A.R. 2001. *Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250 p.

- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 405-430
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007b. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. *Lithos*, **93**: 310-327
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007c. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, **93**: 328-339
- Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Almeida C.N., Van Schmus W.R., Araújo J.M.M., Melo S.C. & Melo E.B. 2004. Brasileiro (Pan-African) granitic magmatism in the Pajeú-Paraíba belt, Northeast Brazil: an isotopic and geochronological approach. *Precambrian Research*, **135**: 23-53
- Guimarães I.P., Silva Filho A.F., Melo S.C. & Macambira M.J.B. 2005. Petrogenesis of A-type granitoids from the Alto Moxoto and Alto Pajeú Terranes of the Borborema Province, NE Brazil: Constraints from geochemistry and isotopic composition. *Gondwana Research*, **8**: 347-362
- Guimarães I.P., Silva Filho A.F. & Almeida C.N. 2006. Trans-alkaline granitoids from the São José do Campestre and Alto Pajeú Terranes, Borborema Province, NE Brazil, and their tectonic implications. In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 55
- Haddad R.C., Reis N.J., Faria M.S. & Fraga L.M.B. 1999. Caracterização faciológica preliminar dos granitóides e rochas vulcânicas da porção nordeste de Roraima. In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Anais*, p. 523-526
- Hadj-Kaddour Z., Liégeois J.P., Demaiffe D. & Caby R. 1998. The alkaline-peralkaline post-collisional Tin Zebane dyke swarm (Pan-African Tuareg shield, Algeria): prevalent mantle signature and late agpaitic differentiation. *Lithos*, **45**: 223-243
- Han B., Wang S., Jahn B., Hong D., Kagami H. & Sun Y. 1997. Depleted-mantle source for the Ulungur River A-type granites from North Xinjiang, China: geochemistry and Nd-Sr isotopic evidence, and implications for Phanerozoic crustal growth. *Chemical Geology*, **138**: 135-159
- Harara O.M. 2001. *Mapeamento e Investigação Petrológica e Geocronológica dos litotipos da região do alto Rio Negro (PR-SC): Um exemplo de sucessivas e distintas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 206 p
- Harris N.B.W. & Marriner G.F. 1980. Geochemistry and petrogenesis of a peralkaline granite complex from the Midian Mountains, Saudi Arabia. *Lithos*, **13**: 325-337

- Hartmann L.A., Silva L.C. & Orlandi V. 1979. O Complexo Granulítico de Santa Catarina; descrição e implicações genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia*, **6**: 93-112
- Hartmann L.A. & Nardi L.V.S. 1982. Os Granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, **6**: 153-178
- Hasui Y., Carneiro C.D.R. & Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, **5**: 257-266
- Heilbron M., Pedrosa-Soares A.C., Campos Neto M.C., Silva L.C., Trouw R.A.J. & Janasi V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, pp.: 203-234
- Hogan M.C., Gilbert M.C. & Weaver B.L. 1992. A-type granites and rhyolites: Is A for ambiguous? *EOS, Transactions American Geophysical Union*, **73**(47): 508
- Holtz F., Johannes W., Tamic N. & Behrens H. 2001. Maximum and minimum water contents of granite melts generated in the crust: a reevaluation and implications. *Lithos*, **56**: 1-14
- Huhn S.R.B., Macambira M.J.B. & Dall'Agnol R. 1999. Geologia e geocronologia Pb-Pb do Granito Alcalino Planalto, região da Serra do Rabo, Carajás, Pará. In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Boletim de resumos expandidos*, p. 463-466
- Ishihara S. 1981. The granitoid series and mineralization. *Economic Geology*, **75**: 458-484
- Janasi V.A. 1997. Crustal anatexis and granite genesis in the Socorro-Guaxupé Thrust Nappe, Southeastern Brazil: some constraints from elemental geochemistry. *Revista Brasileira de Geociências*, **27**: 139-150
- Janasi V.A. 2002. Elemental and Sr-Nd isotope geochemistry of two Neoproterozoic mangerite suites in SE Brazil: implications for the origin of the mangerite-charnockite-granite series. *Precambrian Research*, **119**: 301-327
- Janasi V.A. & Ulbrich H.H.G.J. 1991. Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, **51**: 351-374
- Janasi V.A., Vlach S.R.F. & Campos Neto M.C. 2006. Associated A-type subalkaline and high-K calc-alkaline granites in the Itu Granite Province, SE Brazil: Petrological and tectonic significance. In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 58

- Jorge João X.S., Santos C.A. & Provost A. 1985. Granito Serra do Acari - Geologia e implicação metalogenética (Folha Rio Mapuera - NW do Estado do Pará). *In: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 2, Anais, 2: p. 73-92*
- Jorge João X.S., Lobato T.A.M. & Marques M.T.G. 1991. Geoquímica. *In: O.J.B. Araújo & G.G.N. Maia (eds). Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - Programa Grande Carajás - Serra dos Carajás, Folha SB22-Z-A, Estado do Pará - Texto Explicativo, DNPM/CPRM, pp.: 79-95*
- Kahoui M. & Mahdjoub Y. 2004. An Eburnian alkaline-peralkaline magmatism in the Reguibat rise: the Djebel Drissa ring complex (Eglab Shield, Algeria). *Journal of African Earth Sciences, 39: 115-122*
- Katzir Y., Eyal M., Litvinovsky B.A., Jahn B.M., Zandevich A.N., Valley J.W., Beerli Y., Pelly I. & Shimshilashvili E. 2007. Petrogenesis of A-type granites and origin of vertical zoning in the Katharina pluton, Gebel Mussa (Mt. Moses) area, Sinai, Egypt. *Lithos, 95: 208-228*
- Kaul P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, Anais, 6: p. 2815-2947*
- Kaul P.F.T. 1997. *O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293 p
- Kaul P.F.T. & Cordani U.G. 1994. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos Maciços Graníticos da Serra do Mar no Leste paranaense e vizinhanças. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geociências, 38, Anais, 2: p. 371-373*
- Kaul P.F.T. & Cordani U.G. 2000. Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 30: 115-119*
- Kaulfuss G.A. 2001. *Geocronologia dos núcleos de embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba, Paraná*. . Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 115 p
- Kebede T. & Koerberl C. 2003. Petrogenesis of A-type granitoids from the Wallagga area, western Ethiopia: constraints from mineralogy, bulk-rock chemistry, Nd and Sr isotopic compositions. *Precambrian Research, 121: 1-24*
- Kerr A. & Fryer B.J. 1993. Nd isotope evidence for crust-mantle interaction in the generation of A-type granitoid suites in Labrador, Canada. *Chemical Geology, 104: 39-60*
- King P.L., White A.J.R., Chappel B.W. & Allen C.M. 1997. Characterization and origin of aluminous A-type granites from the Lachland fold belt, southeastern Australia. *Journal of Petrology, 38: 371-391*

- King P.L., Chappel B.W., Allen C.M. & White A.J.R. 2001. Are A-type granites the high-temperature felsic granites? Evidence from fractionated granites of the Wangrah Suite. *Australian Journal of Earth Sciences*, **48**: 501-514
- Kosin M., Angelim L.A.A., Souza J.D., Guimarães J.T., Teixeira L.R., Martins A.A.M., Bento R.V., Santos R.A., Vasconcelos A.M., Neves J.P., Wanderley A.A. *et al.* . 2004. Folha Aracaju SC.24. *In*: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos & J.D.A. Jesus (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM
- Lafon J.M., Pereira E.D., Macambira E.M.B., Vale A.G. & Barradas J.A.S. 1991. Geocronologia Rb-Sr da região de São Felix do Xingu. Resultados preliminares. *In*: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 3, *Anais*, **1**: p. 21-35
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M. & Lima E.F. 1999. As associações vulcânicas e plutônicas de Vila Riozinho e Morais Almeida, Província Aurífera do Tapajós, SW do estado do Pará. *In*: UFRGS/SBG, Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, *Boletim de resumos*, p. 93
- Lamarão C.N., Dall'Agnol R., Lafon J.M. & Lima E.F. 2002. Geology, geochemistry, and Pb-Pb zircon geochronology of the Paleoproterozoic magmatism of Vila Riozinho, Tapajós Gold Province, Amazonian craton, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 189-223
- Lamarão C.N. & Dall'Agnol R. 2006. Magmatism of the Tapajós Geochronological Province, Amazonian Craton, Brazil. *In*: PRONEX-UFGA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of Carajás and adjacent provinces, *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 26
- Lameyre J. & Bowden P. 1982. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **14**: 169-189
- Landenberger B. & Collins W.J. 1996. Derivation of A-type Granites from a dehydrated charnockitic lower crust: Evidence from the Chaelundi Complex, eastern Australia. *Journal of Petrology*, **37**: 145-170
- Leal J.W.L., Silva G.D., Santos D.B., Teixeira W., Lima M.I.C., Fernandes C.A.C. & Pinto A. 1978. *Geologia*. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL (16): Folha SC.20 - Porto Velho, p. 17-184
- Leite Júnior W.B. 2002. *A Suíte Intrusiva Santa Clara (RO) e a mineralização primária polimetálica (Sn, W, Nb, Ta, Zn, Cu, Pb) associada*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 305 p

- Leite Júnior W.B., Payolla B.L. & Bettencourt J.S. 2000. Petrogenesis of two Grenvillian tin-bearing rapakivi suites in the Rondonia Tin Province, SW Amazonian craton, Brazil. *In: IUGS/SBG, International Geological Congress, 31, Abstracts*, p. CD-ROM
- Lenharo S.L.R., Moura M.A. & Botelho N.F. 2002. Petrogenetic and mineralization processes in Paleo- to Mesoproterozoic rapakivi granites: examples from Pitinga and Goiás, Brazil. *Precambrian Research*, **119**: 277-299
- 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
- Lindenmayer Z.G., Fyfe W.S. & Bocalon V.L.S. 1994. Nota preliminar sobre as intrusões granitóides do depósito de cobre do Salobo, Carajás. *Acta Geologica Leopoldensia*, **40**(17): 153-184
- Litvinovsky B.A., Jahn B., Zandvilevich A.N., Saunders A., Poulain S., Kuzmin D.V., Reichow M.K. & Titov A.V. 2002. Petrogenesis of syenite-granite suites from the Bryansky Complex (Transbaikalia, Russia): implications for the origin of A-type granitoid magmas. *Chemical Geology*, **189**: 105-133
- Loiselle M.C. & Wones D.R. 1979. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America Abstracts*, **11**: p. 468
- Long L.E., Sial A.N., Nekvasil H. & Borba G.S. 1986. Origin of granite at Cabo de Santo Agostinho, Northeast Brazil. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **92**: 341-350
- Maack R. 1961. Sobre a ocorrência de granitos alcalinos no Estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianas. *Boletim da Universidade Federal do Paraná (Geologia)*, **4**: 1-52
- Macambira M.J.B. & Lafon J.M. 1995. Geocronologia da Província Mineral de Carajás; síntese dos dados e novos desafios. *Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi (Ciências da Terra)*, **7**: 263-288
- Macambira M.J.B. & Dall'Agnol R. 1997. Zircon age for the Paleoproterozoic Jamon granite, SE Carajás Province, Brazil: new evidence of rocks older than 3.1 Ga in the Amazonian craton. *In: IGc-USP/CPGeo, South American Symposium on Isotope Geology, 1, Extended Abstracts*, p. 186-187
- 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
- Macdonald R. & Upton B.G.J. 1993. The Proterozoic Gardar rift zone, South Greenland: comparisons with the East African Rift System. *In: H.M. Prichard, A. Alabaster, N.B.W. Harris & C.R. Neary (eds). Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geological Society Special Publication, 76, pp.: 427-442

- Machado N., Lindenmayer Z.G., Krogh T.E. & Lindenmayer D. 1991. U-Pb geochronology of Archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354
- Maheshwari A., Sial A.N., Coltorti M., Chittora V.K. & Cruz M.J.M. 2001. Geochemistry and petrogenesis of Siwana peralkaline granites, west of Barmer, Rajasthan, India. *Gondwana Research*, **4**: 87-95
- Marini O.J. & Botelho N.F. 1986. A Província de Granitos Estaníferos de Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 119-131
- Marks M., Vennemann T., Siebel W. & Markl G. 2003. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite–alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes. *Journal of Petrology*, **44**: 1247-1280
- Martin R.F. 2006. A-type granites of crustal origin ultimately result from open-system fenitization-type reactions in an extensional environment. *Lithos*, **91**: 125-136
- Martins F.A.G., Andrade e Silva A.C.G. & Oliveira M.C.B. 2004. Petrografia, petroquímica e metalogenia do Granito Serra do Paratiú, Cananéia, Estado de São Paulo. *Boletim Paranaense de Geociências*, **54**: 19-39
- McReath I., Galindo A.C. & Dall'Agnol R. 2002. The Umarizal Igneous Association, Borborema Province, NE Brazil: implications for the genesis of A-type granites. *Gondwana Research*, **5**: 339-353
- Melo A.F.F. & Jorge João X.S. 1995. Tiquié Intrusive Suite - anorogenic plutonism in the Alto Rio Negro Region (AM-Brazil). In: R. Dall'Agnol, E.M.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. UFPA/CG, Abstracts Volume, pp.: 56-57
- Melo S.C., Guimarães I.P., Lima E.S., Silva Filho A.F., Vannuci R. & Mazzuchelli M. 1995. Caracterização geoquímica do Complexo Prata: Magmatismo bimodal pós tectônico do Proterozóico superior no NE do Brasil. In: SBG, Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa & Congresso Brasileiro de Geoquímica, 3 & 5, *Anais*, p. CD-ROM
- Montalvão R.M.G., Tassinari C.C.G., Bezerra P.E.L. & Prado P. 1984. Geocronologia dos granitóides e gnaisses das regiões do Rio Maria, Fazenda Mata Geral e Rio Itacaúnas, sul do Pará (distrito Carajás-Cumaru). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **6**: p. 2757-2766
- Moore M., Davis D.W., L.J. R., Jackson M.C. & Grobler D.F. 1993. Archean rapakivi granite–anorthosite–rhyolite complex in the Witwatersrand basin hinterland, southern Africa. *Geology*, **21**: 1031-1034
- Moura M.A. & Botelho N.F. 2000. The topaz-albite granite and related rocks from the Sn-In mineralized zone of Mangabeira Granitic Massif (GO, Brazil). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 270-273

- Nägler T.F. & Frei R. 1997. True K-feldspar granites in oceanic crust (Masirah ophiolite, Sultanate of Oman): a U-Pb and Sm-Nd isotope study. *Chemical Geology*, **138**: 119-126
- Naime R.H. & 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**: 266-274
- Nardi L.V.S. & Bonin B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. *Chemical Geology*, **92**: 197-211
- Nardi L.V.S., Hartmann L.A. & Viana A. 1985. Ocorrência de arfvedsonita e aegirina augita na Suíte Intrusiva Saibro, RS. In: SBG-SC, Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 2, *Anais*, p. 82-88
- Nascimento M.A.L., Souza Z.S. & Galindo A.C. 2000. Magmatismo granítico de série alcalina na extremidade oriental da Província Borborema - o plúton Caxexa: Geologia e Geoquímica. *Geochimica Brasiliensis*, **14**: 23-40
- Nascimento M.A.L., Souza Z.S., Nascimento R.S.C. & Galindo A.C. 2003. Química mineral e evolução petrológica do magmatismo alcalino neoproterozóico do Maciço São José de Campestre (RN-PB), extremo NE da Província Borborema. *Revista Brasileira de Geociências*, **33**: 255-236
- Nédélec A., Stephens W.E. & Fallick A.E. 1995. The Panafrican stratoid granites of Madagascar: alkaline magmatism in a post-collisional extensional setting. *Journal of Petrology*, **36**: 1367-1391
- Oliveira M.C.B. 1989. *Petrologia do Maciço Granítico Mandira-SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 178 p
- Passarelli C.R. 2001. *Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 254 p
- Passarelli C.R., Basei M.A.S., Campos Neto M.C., Siga Jr. O. & Prazeres Filho H.J. 2004. Geocronologia e Geologia Isotópica dos Terrenos Pré-Cambrianos da Porção Sul-Oriental do Estado de São Paulo. *Geologia USP Série Científica*, **4**: 55-74
- Patiño Douce A.E. 1997. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. *Geology*, **25**: 743-746
- Payolla B.L. & Fuck R.A. 1995. The Teotônio Intrusive Suite: A 1.4 Ga alkaline silica-oversaturated suite associated to rapakivi-like granites in western Amazonian Craton. In: R. Dall'Agnol, E.M.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*. UFPA/CG, Abstracts Volume, pp.: 60
- Pedrosa-Soares A.C. & Wiedemann-Leonardos C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. In: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho & D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*, SBG, pp.: 265-285

- Philipp R.P. 1998. *A Evolução Geológica e Tectônica do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 255 p
- Philipp R.P. & Machado R. 2001. Estratigrafia e significado tectônico das Suítes Graníticas do Batólito Pelotas no RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 257-266
- Philipp R.P., Almeida D.P.M., Gomes M.E.B. & Pintaúde D.A. 1991. Geoquímica do Granito Bela Vista, Piratini, RS: uma contribuição ao conhecimento do magmatismo alcalino no setor Oriental do Escudo. *Acta Geologica Leopoldensia*, **34**: 95-122
- Philipp R.P., Nardi L.V.S. & Machado R. 2002a. Granitóides peralcalinos Pós-colisionais do Batólito Pelotas, sul do Brasil: o Granito Bela Vista. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de resumos*, **1**: p. 464
- Philipp R.P., Machado R., Nardi L.V.S. & Lafon J.M. 2002b. O magmatismo granítico Neoproterozóico do Batólito Pelotas no sul do Brasil: novos dados e revisão da geocronologia regional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 277-290
- Philipp R.P., Machado R. & Chemalle Jr. F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul: Implicações petrogenéticas e idade de reativação das Zonas de Cisalhamento. *Geologia USP Série Científica*, **3**: 71-84
- Picanço J.L. 2000. *Composição isotópica e processos hidrotermais associados aos veios auríferos do maciço granítico Passa Três, Campo Largo, PR*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 166 p
- Pimentel M.M. & Botelho N.F. 2001. Sr and Nd isotopic characteristics of 1.77-1.58 Ga rift-related granites and volcanics of the Goiás tin province, Central Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **73**: 263-276
- Pimentel M.M., Fuck R.A. & Botelho N.F. 1999. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. *Lithos*, **46**: 463-483
- Pimentel M.M., Heaman L.M., Fuck R.A. & Marini O.J. 1991. U–Pb zircon geochronology of Precambrian tin-bearing continental-type acid magmatism in Central Brazil. *Precambrian Research*, **52**: 321-335
- Pinho M.A.S.B. 2001. *Petrografia, geoquímica e geocronologia do magmatismo bimodal Paleoproterozóico ocorrente no norte do estado de Mato Grosso*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 166 p
- Pinho M.A.S.B. 2002. Proposta de 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*, **32**: 153-156

- Pinho M.A.S.B., Lima E.F., Fetter A., Van Schmus W.R. & Chemalle Jr. F. 2001. 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*, **31**: 1-15
- Pinho M.A.S.B., Chemalle Jr. F., Van Schmus W.R. & Pinho F.E.C. 2003. U-Pb and Sm-Nd evidence for 1.76–1.77 Ga magmatism in the Moriru region, Mato Grosso, Brazil: implications for province boundaries in the SW Amazon Craton. *Precambrian Research*, **126**: 1-25
- Pinho M.A.S.B., Padilha R.A., Rubert R.R., Silva G.D. & Pimentel M.M. 2005. Grupo Iriri e Granito Rio Dourado, magmatismo paleoproterozóico do sul da área Xingú-Iricoumé - Nordeste de Mato Grosso. In: UERJ/SBG, Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3, CD-ROM
- Pinho M.A.S.B., Padilha R.A., Rubert R.R., Pimentel M.M. & Chemalle Jr. F. 2006. Iriri volcanism and Rio Dourado Granite: A-Type Paleoproterozoic Magmatism in northeastern Mato Grosso - Brazil. In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metallogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 39
- Pinto-Coelho C.V. & Charoy B. 2001. Cronologia das alterações pós-magmáticas associadas ao Maciço Granítico da Serra Branca - Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 1-6
- Plá Cid J., Bitencourt M.F., Nardi L.V.S., Conceição H., Bonin B. & Lafon J.M. 2000. Paleoproterozoic late-orogenic and anorogenic alkaline granitic magmatism from northeast Brazil. *Precambrian Research*, **104**: 47-75
- Plá Cid J., Nardi L.V.S., Conceição H. & Bonin B. 2001. Anorogenic alkaline granites from northeastern Brazil: major, trace and rare earth elements in magmatic and metamorphic biotite and Na-mafic minerals. *Journal of Asian Earth Sciences*, **19**: 375-397
- Poitrasson E., Duthou J.L. & Pin C. 1995. The relationship between petrology and Nd isotopes as evidence for contrasting anorogenic granite genesis: Example of the Corsican Province (SE France). *Journal of Petrology*, **36**: 1251-1274
- Prazeres Filho H.J., Harara O.M., Basei M.A.S., Passarelli C.R. & Siga Jr. O. 2003. Litoquímica, Geocronologia U-Pb e Geologia Isotópica (Sr-Nd-Pb) das Rochas Graníticas dos Batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na Porção Sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. *Geologia USP Série Científica*, **3**: 51-70
- Preston R.F., Stevens G. & McCarthy T.S. 2003. Fluid compositions in equilibrium with silica-undersaturated magmas in the system $\text{Na}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$: clues to the composition of fenitizing fluids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **144**: 559-569

- Priem H.N.A., Bon E.H., Verdumen E.A.T. & Bettencourt J.S. 1989. Rb-Sr chronology of Precambrian crustal evolution in Rondônia (western margin of the Amazonian craton), Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **2**: 163-170
- Qiu J.S., Wang D.Z., McInnes B.I.A., Jiang S.Y., Wang R.C. & Kanisawa S. 2004. Two subgroups of A-type granites in the coastal area of Zhejiang and Fujian Provinces, SE Cina: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Transactions of the Royal Society of Edimburgh (Earth Sciences)*, **95**: 227-236
- Rämö O.T. & Haapala I. 1995. One hundred years of Rapakivi Granite. *Mineralogy and Petrology*, **52**: 129-185
- Rämö O.T., Dall'Agnol R., Macambira M.J.B., Leite A.A. & Oliveira D.C. 2002. 1.88 Ga oxidized A-type granites of the Rio Maria region, eastern Amazonian craton, Brazil: positively anorogenic! . *Journal of Geology*, **110**: 603-610
- Reis N.J. & Fraga L.M.B. 1996. Vulcanismo Surumu - Estado de Roraima: Caracterização de seu comportamento químico à luz de novos dados. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, *Anais*, **2**: p. 88-91
- Reis N.J., Faria M.S., Almeida M.E. & Oliveira M.A. 2004. Folhas NA.20-Boa Vista e NB.20-Roraima. *In*: C. Schobbenhaus, J.H. Gonçalves, J.O.S. Santos, M.B. Abram, R. Leão Neto, G.M.M. Matos, R.M. Vidotti, M.A.B. Ramos & J.D.A. Jesus (eds). *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Sistemas de Informações Geográficas-SIG*, Programa Geologia do Brasil, CPRM, Brasília. CD-ROM
- Remus M.V.D., McNaughton N.J., Hartmann L.A. & Fletcher I.R. 1997. Zircon SHRIMP U/Pb and Nd isotope data of granitoids of the São Gabriel Block, southern Brazil: evidence for an Archaean/paleoproterozoic basement. *In*: SGM, International Symposium on Granites and Associated Mineralizations, *Extended Abstracts and Program*, **1**: p. 271-272
- Rios F.J., Villas R.N. & Dall'Agnol R. 1995. O granito Serra dos Carajás: I. Fácies petrográficas e avaliação do potencial metalogenético para estanho no setor norte. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**: 20-31
- Rossi P. & Cocherie A. 1987. Comportement des éléments en trace dans les granites lors de la transition calco-alcalin / alcalin dans le batholite permo-carbonifère de Corse. *Principaux résultats scientifiques et techniques pour 1986*, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, pp.: 90-91
- Rossi P., Andrade G.F. & Cocherie A. 1992. The 1.58 Ga A-type granite of Serra da Mesa (GO): an example of 'NYF' fertile granite pegmatite. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Resumos Expandidos*, p. 389-390

- Sá J.M., Bertrand J.M. & Leterrier J. 1997. Geocronologia U-Pb e geoquímica de ortognaisses Paleo e Mesoproterozóicos da região de Taquaritinga-PE. *In*: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 17, *Resumos Expandidos*, p. 108-122
- Santos D.B., Fernandes P.E., Dreher A.M., Cunha F.M.B., Basei M.A.S. & Teixeira J.B.G. 1975. *Geologia*. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL (7): Folha SB.21 - Tapajós, p. 15-116
- Santos E.J. & Medeiros W.C. 1999. Constraints from granitic plutonism on Proterozoic crustal growth of the Transverse Zone, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 73-84
- Santos J.O.S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil-Central. *In*: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti & J.H. Gonçalves (eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*, CPRM, Brasília, pp.: 692
- Santos J.O.S., Reis N.J., Hartmann L.A., McNaughton N.J. & Fletcher I.R. 1999. Associação Anortosito-Charnockito-Rapakivi no Calimiano do Norte do Cráton Amazônico, Estado de Roraima, Brasil: evidências da geocronologia U-Pb (SHRIMP) em zircão e baddeleyita. *In*: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 6, *Resumos Expandidos*, p. 502-505
- Santos J.O.S., Hartmann L.A., Gaudette H.E., Groves D.I., McNaughton N.J. & Flecher I.R. 2000. New understanding of the Amazon Craton provinces, based on field work and radiogenic isotope data. *Gondwana Research*, **3**: 453-488
- Sardinha A.S. & Barros C.E.M. 2006. The Archean syntectonic Serra do Rabo Granite: petrogenesis and emplacement mechanism. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 72
- Sardinha A.S., Barros C.E.M., Krymski & Macambira M.J.B. 2001. Petrografia e Geocronologia U-Pb em zircão do Granito Serra do Rabo, Província Mineral de Carajás, Pará. *In*: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 7, *Anais*, p. CD-ROM
- Sartori P.L.P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico São Sepé, RS*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 195 p
- Sato K. & Tassinari C.C.G. 1997. Principais eventos de acreção continental no Cráton Amazônico baseados em idade-modelo Sm-Nd, calculada em evoluções de estágio único e estágio duplo. *In*: M.L. Costa & R.S. Angélica (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*, FINEP/SBG-NO, pp.: 91-142
- Scaillet B., Pichavant M. & Roux J. 1995. Experimental crystallization of leucogranite magmas. *Journal of Petrology*, **36**: 663-705

- Schmitt A.K., Emmermann R., Trumbull R.B., Böhn B. & Henjes-Kunst F. 2000. Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Brandberg Complex, Namibia: evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites. *Journal of Petrology*, **41**: 1207-1239
- Schobbenhaus C., Campos D.A., Derze G.R. & Asmus H.E. 1984. *Geologia do Brasil: Texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. MME-DNPM, Brasília, 501 pp
- Schobbenhaus C., Hoppe A. & Baumann A. 1994. Idade U/Pb do magmatismo Uatumã no norte do Cráton Amazônico, Escudo das Guianas (Brasil): primeiros resultados. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 38, *Boletim de resumos expandidos*, **2**: p. 395-397
- Schobbenhaus C. & Brito Neves B.B. 2003. A geologia do Brasil no contexto da Plataforma Sul-Americana. In: L.A. Bizzi, C. Schobbenhaus, R.M. Vidotti & J.H. Gonçalves (eds). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*, CPRM, Brasília, pp.: 692
- Sial A.N. 1986. Granite-types in Northeast Brazil: current knowledge. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**: 54-72
- Sial A.N. 1989. *Petrologia, Geoquímica de elementos maiores, traços, Terras Raras e isótopos (Sr, O, H, S) nos batólitos de Meruoca e Mocambo, Ceará, Nordeste do Brasil*. Tese Professor Titular, Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco, 284 p
- Sial A.N. & Ferreira V.P. 1988. Brazilian age peralkaline plutonic rocks of the Central structural domain, Northeast Brazil. *Rendiconti della Società Italiana di Mineralogia e Petrologia*, **43**: 307-342
- Sial A.N., Figueiredo M.C.H. & Long L.E. 1981. Rare-Earth element geochemistry of the Meruoca and Mocambo plutons, Ceará, Northeast Brazil. *Chemical Geology*, **312**: 271-283
- Sial A.N., Long L.E. & Borba G.S. 1987. Field trip guide excursion: Cretaceous Magmatic Province of Cabo, Pernambuco, Northeast Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**: 667-673
- Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p
- Siga Jr. O., Basei M.A.S. & Machiavelli A. 1993. Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 215-223
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M. & Buba R.M. 1994. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Boletim de Resumos Expandidos*, **2**: p. 400-401

- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M., Machiavelli A. & Harara O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **26**: 69-98
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Sato K., Cordani U.G. & Citroni S.B. 2000. U-Pb and Sm-Nd isotopic studies of Campo Alegre and Guaratubinha volcano-sedimentary basins, Southern region. *In*: IUGS/SBG, International Geological Congress, 31, *Abstracts*, CD-ROM
- Silva G.H., Leal J.W.L., Montalvão R.M.G., Bezerra P.E.L., Pimenta O.N.S., Tassinari C.C.G. & Fernandes C.A.C. 1980. *Geologia*. Rio de Janeiro, DNPM, Projeto RADAMBRASIL (20): Folha SC 21 - Juruena, p. 25-116
- Silva L.C., Wildner W., Caldasso A.L. & Silva M.A. 1995. Non-anorogenic rapakivi granites in the Neoproterozoic Pelotas Batholit - Santa Catarina State (Southern Brazil): nature and origin. *In*: R. Dall'Agnol, E.M.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, UFPA/CG, *Abstracts Volume*, p. 71-72
- Silva L.C., Armstrong R., Noce C.M., Carneiro M.A., Pimentel M.M., Pedrosa-Soares A.C., Leite C.A., Vieira V.S., Silva M.A., Paes V.J.C. & Cardoso Filho J.M. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos Pré-Cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 513-528
- Soliani Jr. E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de ordem geotectônica*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 340 p
- Sommer C.A., Lima E.F. & Nardi L.V.S. 1999. Evolução do vulcanismo alcalino na porção sul do Platô do Taquarembó, Dom Pedrito – RS. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 245-254
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Figueiredo A.M.G. & Pierosan R. 2005. Potassic and low- and high-Ti mildly alkaline volcanism in the Neoproterozoic Ramada Plateau, Southernmost Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **18**: 237-254
- Sommer C.A., Lima E.F., Nardi L.V.S., Liz J.D. & Waichel B.L. 2006. The evolution of Neoproterozoic magmatism in Southernmost Brazil: shoshonitic, high-K tholeiitic and silica-saturated, sodic alkaline volcanism in post-collisional basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **78**: 573-589
- Souza A.G.H., Souza V.S., Dantas E.L., Valério C.S., Laux J.H., Silva A.J.M. & Ferreira J.R. 2006. Pedra do Gavião Massif: record of the 1.23 Ga A-type magmatism in the Southern Guiana Shield. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 73

- Souza S.R.B., Macambira M.J.B. & Sheller T. 1996. Novos dados geocronológicos para os granitos deformados do Rio Itacaúnas (Serra dos Carajás, PA); implicações estratigráficas. *In*: SBG-NO, Simpósio de Geologia da Amazônia, 5, *Anais*, p. 380-383
- Sparrenberger I., Bettencourt J.S., Tosdal R.M. & Wooden J.L. 2002. Datações U-Pb Convencional Versus SHRIMP do Maciço Estanífero Santa Bárbara, Suíte Granitos Últimos de Rondônia, Brasil. *Geologia USP Série Científica*, **2**: 79-94
- Tassinari C.C.G. 1981. *Evolução tectônica da Província Rio-Negro-Juruena na região Amazônica*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 99 p
- Tassinari C.C.G. 1996. *O mapa geocronológico do Cráton Amazônico no Brasil: Revisão dos dados isotópicos*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139 p
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological Provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**: 174-182
- Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. *In*: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C.D.R. Carneiro & B.B. Brito Neves (eds). *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, Beca, São Paulo, pp.: 471-485
- Tassinari C.C.G., Teixeira W. & Siga Jr. O. 1978. Considerações crono-estratigráficas da região das Chapadas do Cachimbo e Dardanelos. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 30, *Anais*, **1**: p. 477-490
- Teixeira L.M. & Botelho N.F. 2002. Comportamento cristaloquímico de monazita primária e hidrotermal durante a evolução de granitos e greisens: exemplos das Subprovíncias Tocantins e Paranaíba, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 335-342
- Teixeira N.P. 1999. *Contribuição ao estudo das rochas granitóides e mineralizações associadas da Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 508 p
- Teixeira N.P. & Andrade W.L.G. 1992. Caracterização Petrográfica dos stocks graníticos Benedita e Ubim/Sul. Região de São Felix do Xingu/PA. *Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi (Ciências da Terra)*, **4**: 3-33
- Teixeira N.P., Bettencourt J.S., Moura C.A.V., Dall'Agnol R. & Macambira E.M.B. 2002a. Archean crustal sources for Paleoproterozoic tin-mineralized granites in the Carajás Province, SSE Pará, Brazil: Pb-Pb geochronology and Nd isotope geochemistry. *Precambrian Research*, **119**: 257-275
- Teixeira N.P., Bello R.M.S. & Bettencourt J.S. 2002b. Inclusões fluidas do maciço Antônio Vicente, Suíte Intrusiva Velho Guilherme, Província Estanífera do Sul do Pará. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**: 135-146

- Teixeira W. 1990. The Proterozoic mafic dyke swarms and alkaline intrusions in the Amazonian craton, South America, and their tectonic evolution based on Rb-Sr, K-Ar and ^{40}Ar - ^{39}Ar geochronology. In: A.J. Parker, P.C. Rock & D.H. Tucker (eds). *Mafic Dykes, and Emplacement Mechanisms*, A.A. Balkema, pp.: 285-293
- Theodorovicz A., Câmara M.M., Takahashi A.T., Moraes S.M. & Godoy H.K. 1988. Geologia do Pré-Cambriano das folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, *Anais*, **6**: p. 2713-2726
- Töpfner C. 1996. Brasiliano - Granitoide in den Bundesstaaten São Paulo and Minas Gerais, Brasilien - Eine vergleichende Studie (Zircontypologie, U - (Th) - Pb und Rb - Sr - Altersbestimmungen). *Münchner Geologische Hefte - Reihe A (Allgemeine Geologie)*, **17**: 258
- Tosdal R.M., Bettencourt J.S., Leite Júnior W.B. & Payolla B.L. 1996. U-Pb geochronologic framework of the Mesoproterozoic rapakivi granites of the Rondônia tin province, Brazil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, *Anais*, **7**: p. 591-593
- Trumbull R.B., Harris C., Frindt S. & Wigand M. 2004. Oxygen and neodymium isotope evidence for source diversity in Cretaceous anorogenic granites from Namibia and implications for A-type granite genesis. *Lithos*, **73**: 21-40
- Turner S.P., Foden J.D. & Morrison R.S. 1992. Derivation of some A-type magmas by fractionation of basaltic magma: An example from Padthaway Ridge, South Australia. *Lithos*, **28**: 151-179
- Upton B.G.J., Emeleus C.H., Heaman L.M., Goodenough K.M. & Finch A.A. 2003. Magmatism of the mid-Proterozoic Gardar Province, South Greenland: chronology, petrogenesis and geological setting. *Lithos*, **68**: 43-65
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P. & Babinski M. 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronologic studies of the Eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**: 267-288
- Vasquez M.L. 1995. Rapakivi texture occurrence in post-orogenic alkaline granites of the Encruzilhada do Sul Intrusive Suite - Southern Brazil. In: R. Dall'Agnol, E.M.B. Macambira & H.T. Costi (eds). *Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks*, UFPA/CG, *Abstracts Volume*, p. 80-81
- Vasquez M.L., Ricci P.S.F. & Klein E.L. 2002. Granitóides pós-colisionais da porção leste da Província Tapajós. In: E.L. Klein, M.L. Vasquez & L.T. Rosa-Costa (eds). *Contribuições à Geologia da Amazônia*. 3, SBG-NO, pp.: 67-84
- Vernikovsky V.A., Peaseb V.L., Vernikovskayaa A.E., Romanovc A.P., Geed D.G. & Travina A.V. 2003. First report of early Triassic A-type granite and syenite intrusions from Taimyr: product of the northern Eurasian superplume? *Lithos*, **66**: 23-36

- Vilalva F.C.J. 2004. *Evolução textural e do quimismo de minerais em granitos de Tipo A: Comparação entre as associações aluminosa e alcalina do Maciço Morro Redondo, PR-SC*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 47 p
- Vilalva F.C.J. & Vlach S.R.F. 2006a. Petrografia e mineralogia de granitos de tipo A: Comparação entre as associações alcalina e aluminosa do Complexo Morro Redondo – PR/SC. *In*: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia, 43, *Anais*, p. 252
- Vilalva F.C.J. & Vlach S.R.F. 2006b. Petrography and mineralogy of the peralkaline granites from the Morro Redondo Complex (PR-SC), south Brazil, and some constraints for the development of rare minerals. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 76
- Villas R.N. 1999. Granito Pojuca, Serra dos Carajás (PA): Composição mineralógica, química mineral e controles químicos da alteração hidrotermal. *Revista Brasileira de Geociências*, **29**: 393-404
- Vlach S.R.F., Janasi V.A. & Vasconcellos A.C.B.C. 1990. The Itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the States of São Paulo and Paraná, Southern Brazil. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, *Anais*, **4**: p. 1700-1711
- Vlach S.R.F., Janasi V.A. & Vasconcellos A.C.B.C. 1991. O magmatismo granitóide tardi- a pós-orogênico de idade brasileira no Estado de São Paulo. *Boletim do IG-USP, Publicação Especial*, **9**: 99-101
- Vlach S.R.F., Siga Jr. O., Gualda G.A.R., Basei M.A.S., Hyppolito T. & Vilalva F.C.J. 2006. Precise zircon U-Pb (TIMS) dating of dioritic rocks and implications for the age of the Graciosa Province of A-type granites and syenites, southern Brazil. *In*: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), *Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 77
- Volkert R.A., Feigenson M.D., Patiño L.C., Delaney J.S. & Drake Jr. A.A. 2000. Sr and Nd isotopic compositions, age and petrogenesis of A-type granitoids of the Vernon Supersuite, New Jersey Highlands, USA. *Lithos*, **50**: 325-347
- Waight T.E., Weaver S.D., Maas R. & Eby G.N. 1998. French Creek Granite and Hohonu Dyke Swarm, South Island, New Zealand: Late Cretaceous alkaline magmatism and the opening of the Tasman Sea. *Australian Journal of Earth Sciences*, **45**: 823-835
- Weber W. 1998. *Geologia e geocronologia da Ilha do Cardoso, Sudeste do Estado de São Paulo*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 87 p
- Weber W., Basei M.A.S., Siga Jr. O. & Sato K. 2001. O Magmatismo Alcalino Neoproterozóico na Ilha do Cardoso, Sudeste do Estado de São Paulo. *Geologia USP Série Científica*, **1**: 115-27

- Wei C.S., Zheng Y.F. & Zhao Z.F. 2000. Hydrogen and oxygen isotope geochemistry of A-type granites in the continental margins of eastern China. *Tectonophysics*, **328**: 205-227
- Wernick E. 1992. Rapakivi granites related to post-collisional relaxing stage: the Itu province (Late Precambrian) of SE Brazil. *In*: IUGS, International Geological Congress, 29, *Abstracts*, **2**: p. 563
- Wernick E. 2000. Arc-related rapakivi granites from the Ribeira Fold Belt, SE Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 20-24
- Wernick E., Godoy A.M. & Galembeck T.M.B. 1991. The São Francisco, Sorocaba and Itu Rapakivi Complexes (Late Precambrian State of São Paulo, Brazil): Geological, petrographic, and chemical aspects. *In*: IGCP-315/University of Helsinki/GSF, Symposium on Rapakivi Granites and Related Rocks, 1, *Abstract Volume*, p. 61
- Whalen J.B. 2005. A-type granites: >25 years later. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **69**: A84 (Special Supplement)
- Whalen J.B., Curie K.L. & Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **95**: 407-419
- Whalen J.B., Jenner G.A., Longstaffe F.J., Robert F. & Gariépy C. 1996. Geochemical and Isotopic (O, Nd, Pb and Sr) Constraints on A-type Granite Petrogenesis Based on the Topsails Igneous Suite, Newfoundland Appalachians *Journal of Petrology*, **37**: 1463-1489
- Windley B.F. 1993. Proterozoic anorogenic magmatism and its orogenic connections. *Journal of the Geological Society*, **150**: 39-50
- Woolley A.R. 1987. Lithosphere metasomatism and the petrogenesis of the Chilwa Province of alkaline igneous rocks and carbonatites, Malawi. *Journal of African Earth Sciences*, **6**: 891-898
- Wu F.Y., Sun D., Li H., Jahn B. & Wilde S.A. 2002. A-type granites in northeastern China: age and geochemical constraints on their petrogenesis. *Chemical Geology*, **187**: 143-173
- Zozulya D.R., Bayanova T.B. & Eby G.N. 2005. Geology and age of the Late Archean Keivy alkaline province, Northeastern Baltic Shield. *Journal of Geology*, **113**: 601-608

CAPÍTULO III

MATERIAIS E MÉTODOS

Trabalhos de campo, coleta de amostras representativas e atividades laboratoriais, com destaque para análises petrográficas e de quimismo de fases minerais, constituem os alicerces desta dissertação. Análises complementares incluíram medidas de susceptibilidade magnética, análises de imagens de satélite e a elaboração de um mapa geológico preliminar do Complexo Morro Redondo.

Os métodos utilizados e o tratamento dos dados obtidos são descritos com algum detalhe a seguir.

III.1. Trabalhos de Campo

Uma etapa inicial de reconhecimento e coleta de amostras dos Plútons Papanduva e Quiriri foi efetuada em março de 2004, por ocasião da preparação da Monografia de Trabalho de Formatura. Posteriormente foram realizadas mais duas novas etapas, durante os meses de julho de 2005 e março/abril de 2006, totalizando um total de 40 dias. Estas duas últimas etapas foram focalizadas no Plúton Papanduva, região centro e norte do complexo, em que afloram rochas da associação alcalina.

Os objetivos foram concentrados no reconhecimento e descrições petrográficas, texturais e estruturais das principais variedades graníticas aflorantes, sua distribuição espacial e possíveis contatos mútuos com rochas da associação aluminosa do Plúton Quiriri, vulcânicas associadas e encaixantes regionais, bem como a coleta de amostras representativas.

A região da Serra do Mar no sul do Brasil, contexto no qual se encontra a Província Graciosa, é caracterizada por clima bastante úmido, densas coberturas vegetais e relevos muito acidentados. No Plúton Papanduva e no Complexo Morro Redondo como um todo, não é diferente. Devido a essas dificuldades (somadas às dimensões do plúton), muitas áreas, em especial no interior do corpo, não puderam ser visitadas. As condições também limitaram a qualidade de muitos dos afloramentos visitados e descritos. De fato, num total de 150, fora alguns lajedos, a grande maioria dos afloramentos consiste de conjuntos de matacões métricos a decamétricos e blocos, sendo que alguns possivelmente não se encontram *in situ*. Ao total foram coletadas cerca de 200 amostras de rochas da associação alcalina, incluindo algumas rochas da associação aluminosa, rochas vulcânicas ácidas e básicas associadas e encaixantes.

III.1.1. BASES CARTOGRÁFICAS

As bases utilizadas para os trabalhos de campo foram os mapas geológico e de pontos do Complexo Morro Redondo confeccionados por Góis (1995) e as seguintes folhas topográficas na escala 1:50.000:

- Folha SG.22-X-D-V-3 (Pedra Branca do Araraquara), do IBGE - primeira impressão (segunda edição) de 1992;
- Folha SG.22-Z-B-II-1 (Garuva), do IBGE – primeira impressão de 1981;
- Folha SG.22-X-D-IV-4 (Tijucas do Sul), do Serviço Geográfico do Exército – primeira impressão de 1969;
- Folha SG.22-Z-B-I-2 (São Miguel), do Serviço Geográfico do Exército – primeira impressão de 1969

No auxílio para a identificação de eventuais contatos e estruturas fez-se também uso de imagens de satélite do sistema TM/Landsat-7 (ver a seguir).

A descrição e amostragem dos afloramentos foi feita, sempre que possível, em perfis ao longo de estradas, caminhos e trilhas, com suas localizações fornecidas por GPS *Garmin*, modelo Etrex Venture, com precisão aproximada de ca. 30m.

III.1.2. CRITÉRIOS DE MAPEAMENTO

Durante os trabalhos de campo foram utilizados como base os conceitos de mapeamento faciológico de rochas plutônicas (Ulbrich *et al.* 2001, *cf.* também Vlach 1985), segundo os quais uma fácies petrográfica corresponde a unidade litoestratigráfica informal de menor hierarquia, que pode ser reconhecida e descrita a partir de critérios macroscópicos reconhecidos no campo e em amostras de mão (e.g. estruturas, texturas, mineralogia principal e acessória, índice de cor).

Foram individualizadas oito fácies petrográficas, todas constituídas de rochas graníticas (*sensu stricto*). Contudo, devido às dificuldades acima mencionadas, a delimitação e a representação de cada uma delas em mapa mostrou-se muito problemática. Optou-se então por agrupar as fácies em conjuntos com relações texturais, mineralógicas e estruturais em comum – as *associações de fácies* (Vlach 1985, 1993). Essas associações têm uma distribuição espacial maior e equivalem a *unidades mapeáveis* (Ulbrich *et al.* 2001), sendo representadas no mapa geológico do Anexo I.

Assim, as fácies petrográficas reconhecidas foram reunidas em quatro associações de fácies, ou unidades mapeáveis, denominadas informalmente de **A**, **B**, **C** e **D**. Os critérios utilizados para tal foram os seguintes:

- *Estruturais/texturais*: algumas unidades apresentam rochas predominantemente maciças, enquanto outras mostram estruturas orientadas, com foliações de estado sólido discretas a proeminentes. Uma unidade constitui-se de microgranitos identificados *também* em diques centimétricos e métricos intrusivos em rochas do Plúton Quiriri, ocasionalmente com texturas de fluxo magmático;
- *Mineralógicos*: nas rochas peralcalinas do Plúton Papanduva, o exame com lupa de anfibólio e piroxênio permite contrastá-los pela cor, uma vez que os anfibólios são pretos e os piroxênios (essencialmente egirina) apresentam-se tipicamente esverdeados. Alguns acessórios raros também podem ser identificados, como a astrofilita (sua cor dourada/acastanhada, brilho adamantino e hábito acicular a lamelar), a narsarsukita e/ou zirconossilicatos de (Na, K) (reconhecidos pela coloração amarelada e esbranquiçada, hábito lamelar a irregular no caso dos zirconossilicatos) e ocasionalmente enigmatita/neptunita (tipicamente com cores muito escuras).

A distinção entre os granitos da associação alcalina daqueles da associação aluminosa que formam o Plúton Quiriri é simples. Os primeiros contêm apenas feldspato alcalino, enquanto os demais, além de conterem adicionalmente plagioclásio, tipicamente cinza-esbranquiçado, apresentam biotita como máfico principal, titanita como acessório ocasional e magnetita, revelada com imã e pelos valores significativamente mais altos das susceptibilidades magnéticas.

III.1.3. IMAGEAMENTO REMOTO, ANÁLISE DE LINEAMENTOS E ELABORAÇÃO DO MAPA GEOLÓGICO

Devido às limitações impostas pelas características naturais da área que tornam algumas regiões do Plúton Papanduva praticamente inacessíveis, não foi possível uma descrição/amostragem sistemática de suas unidades e nem definir contatos adequados em campo. Esses problemas implicaram na utilização de imagens de satélite para a elaboração do mapa geológico apresentado. Todos os contatos apresentados são, portanto, inferidos e/ou sugeridos a partir da interpretação das imagens, de maneira que o mapa geológico que integra esta dissertação deve ser encarado como uma versão apenas aproximada da real distribuição das variedades graníticas do Complexo Morro Redondo.

As imagens utilizadas são do sistema Landsat – 7 ETM+ (bandas 3, 4, 5, com resolução de 30 m; e pancromática, com 15 m de resolução), correspondendo à cena 220-078, data de passagem 07/05/2000, com correções para a absorção atmosférica, e

georreferenciadas segundo as cartas IBGE – Pedra Branca do Araraquara e Garuva, com datum horizontal *South American 1969* (SAD-69), SUTM – 22.

O processamento digital dessas imagens foi efetuado em 2004 por Neivaldo A. de Castro, por ocasião dos trabalhos de campo referentes à Monografia de Trabalho de Formatura. Os principais produtos utilizados no auxílio aos trabalhos de mapeamento, enfatizando características texturais, foram a imagem pancromática do sensor ETM+ e a composição colorida 4(R – canal vermelho) – 5(G – canal verde) – 3(B – canal azul).

Posteriormente, a imagem ETM+ pancromática foi utilizada como base para a caracterização do padrão dos lineamentos relacionados às deformações rúptil e rúptil-dúctil (?) atuantes no Complexo Morro Redondo e áreas adjacentes, e que podem estar ao menos em parte, relacionados com os mecanismos de colocação dos plútons e à disposição espacial das diferentes unidades graníticas identificadas. Apesar de não ser a banda mais indicada para destacar formas e padrões de relevo (cf. Queiroz *et al.* 2000, Carvalho & Silva 2005), o resultado final obtido mostrou-se bastante satisfatório.

A imagem “crua” foi processada utilizando técnicas de filtragem nos programas *ER Mapper 7.1* e *Spring 4.1* (Câmara *et al.* 1996). Os filtros empregados foram do tipo “passa altas”, que realçam as altas frequências da imagem, aumentando as variações entre os níveis de cinza, realçando “bordas”, ou seja, feições lineares de relevo, tais como falhas, fraturas, contatos geológicos e outros lineamentos (Klein *et al.* 1999). Técnicas por Transformação por Principal Componente (PCs) foram também utilizadas. Cumpre também ressaltar que a definição de lineamentos aqui empregada segue o conceito de O’Leary *et al.* (1976) que os consideram como qualquer feição linear mapeável da superfície, provavelmente refletindo uma estruturação em sub-superfície.

As imagens produzidas por filtragem “passa altas”, embora ricas em informação textural, são pobres em contraste, de difícil interpretação. Uma maneira de contornar esse problema é adicionar a imagem filtrada à imagem original, mantendo o contraste desta. Este artifício foi empregado através do filtro *Laplaciano+original* (de passa altas), onde o valor central da máscara foi acrescido de uma unidade (e.g. Crosta 1992).

Uma composição que se destacou no realce dos lineamentos foi:

- **R**: filtro laplaciano+original com máscara 5x5 e valor central de 50 (49+1)
- **G**: filtro não direcional de borda
- **B**: filtro laplaciano+original com máscara 7x7 e valor central de 100 (99+1),

além de composições RBG – PC1, PC2, PC3, com filtros direcionais de borda nas direções N-S, E-W, NE-SW e NW-SE, aplicados sobre a PC2.

A extração dos lineamentos foi realizada visualmente através do programa ESRI *ArcMap* 9.1, onde as principais feições lineares de relevo e de drenagens, que são indícios da ocorrência de falhas e/ou fraturas, foram digitalizadas para a geração de um mapa-base de lineamento. A análise estatística do padrão dos lineamentos foi feita com o auxílio do

programa *Spring 4.1* (Câmara *et al.* 1996), que conta com ferramentas próprias para estudos deste tipo.

O mapa geológico foi esboçado sobre as folhas IBGE 1:50.000 e a seguir digitalizado e georreferenciado com o datum horizontal SAD-69 no programa *ArcMap 9.1*. Devido à falta de controle dos contatos com dados de campo, a escala final do mapa apresentado foi reduzida para 1:150.000.

III.2. Suscetibilidade magnética

A suscetibilidade magnética (SM) mede a relação entre J , o momento magnético dipolar por volume unitário e H , a intensidade do campo magnético aplicado, tal que $SM = J/H$, sendo diretamente proporcional ao volume modal de minerais com propriedades magnéticas, especialmente magnetita, presentes na rocha (Sauck 1972). Dada a ausência de magnetita na maioria dos granitóides de tipo-A da associação alcalina e sua ocorrência típica nas rochas da associação aluminosa, a susceptibilidade magnética é uma excelente ferramenta para contrastar sienitos e granitos dessas associações na Província Graciosa (Gualda & Vlach 2007, Vilalva 2004).

As medidas de suscetibilidade magnética foram efetuadas com o suscetibilímetro portátil da *GF Instruments*, modelo SM 20, tomando-se em torno de 10 medidas por amostra. As medições foram efetuadas parte no campo, em superfícies frescas o mais plano possível; parte em laboratório, em fatias serradas de rocha, e amostras preferencialmente planas e uniformes não serradas, com baixo grau de alteração. Em ambos os casos os resultados foram equivalentes.

Certos cuidados devem ser tomados quando das medições em fatia de rocha. Muitas vezes as amostras serradas podem apresentar resíduos metálicos oriundos da serra, o que resulta em valores superestimados da suscetibilidade. Recomenda-se a cuidadosa inspeção das fatias de rocha para localizar possíveis resíduos, e o uso de lixas sem componentes metálicos para a retirada dos mesmos.

As medidas foram feitas principalmente em granitos da associação alcalina, além de algumas medidas complementares em granitos da associação aluminosa do Plúton Quiriri e em algumas rochas vulcânicas básicas e ácidas e do embasamento, de forma a completar o banco de dados de suscetibilidade magnética existente da Província Graciosa (*cf.* Gualda & Vlach 2007).

Os dados são apresentados na forma de histogramas de frequência relativa (em %) para todas as medidas individuais. O tratamento foi feito no programa *Microsoft Excel 2003*. Consideraram-se as médias de 10 determinações, eliminando eventuais medidas que se distanciaram por demais da média, de acordo com os desvios padrões calculados.

III.3. Petrografia

Os estudos petrográficos foram efetuados com o microscópio petrográfico *Olympus* modelo BXP-40, sob luz transmitida e *Zeiss* modelo Axioplan-pol, sob luz transmitida e refletida do Laboratório de Óptica do Instituto de Geociências da USP (IGc-USP), em seções delgadas convencionais e delgadas-polidas de amostras frescas representativas das fácies petrográficas identificadas.

Cerca de 65 seções foram descritas segundo técnicas clássicas de microscopia petrográfica (e.g., Williams *et al.* 1982, McKenzie *et al.* 1995). Foi dada ênfase ao reconhecimento e caracterização das principais fases minerais e acessórias, e suas relações texturais, tendo em vista estabelecer possíveis paragêneses e seqüências de cristalização, bem como procurar distinguir eventos magmáticos e pós-magmáticos de formação de fases minerais. Em rochas peralcalinas evoluídas como as estudadas, com participação importante de fases fluidas nos resíduos de cristalização, a análise textural não permite por si só contrastar de forma inequívoca fases cristalizadas durante as etapas magmática e pós-magmática. Nestes casos foi utilizada a denominação tardi- a pós-magmática para incluir fases minerais que (1) possivelmente cristalizaram nas duas etapas e/ou (2) as informações texturais não permitiram definir entre uma ou outra etapa de cristalização.

Paralelamente, foi efetuada uma documentação fotográfica macro e microscópica das fases minerais principais, acessórias e ocasionais, e das texturas principais encontradas. Para tanto utilizou-se as câmeras fotográficas digitais *Canon Powershot A300*, de 3,2 megapixels de resolução máxima para fotos macroscópicas e *Olympus C5050Z*, com resolução máxima de 5,0 megapixels acoplada ao microscópio *Olympus* modelo BXP-50, do Laboratório de Óptica do IGc-USP, para as fotos microscópicas.

Nesta etapa também foram selecionados cristais representativos de cada geração textural das fases minerais principais para análises em microsonda eletrônica. Algumas análises qualitativas (EDS, ver a seguir) foram efetuadas paralelamente aos estudos petrográficos para auxiliar o reconhecimento de alguns minerais acessórios.

III.3.1. DETERMINAÇÕES MODAIS

As determinações modais foram efetuadas com *charriot* acoplado ao microscópio *Leitz Wetzlar*, modelo Ortholux e contador de pontos manual *Clay-Adams* do Laboratório de Óptica do IGc-USP. Em cada seção foram totalizados 1500 pontos, com espaçamento da malha de contagem de 0,5 mm, resultando em uma área de dimensões próximas de meia seção petrográfica convencional. A cada 500 pontos os resultados eram anotados para controle estatístico.

Para duas seções, uma da associação alcalina e outra da associação aluminosa, o procedimento foi repetido 3 vezes num total de 3000 pontos (1000 pontos em cada nova contagem) em áreas diferentes para estimativa do erro associado às determinações modais (Neilson & Brockman 1977). Os resultados obtidos são sumarizados na Tabela III.1.

Em algumas rochas de granulação mais grossa os resultados modais não se mostraram adequados, ocorrendo superestimação dos teores de minerais máficos por questões de representatividade das áreas escolhidas. Optou-se então pela estimativa do teor de máficos em fatias de rocha, utilizando uma malha regular de 50 mm.

Tabela III.1

Resultados (em %) para estimativa de erro nas determinações modais em rochas das associações alcalina e aluminosa do Maciço Morro Redondo

MR-106 (associação alcalina) – Plúton Papanduva					
	1ª contagem	2ª contagem	3ª contagem	média	desvio padrão
<i>felds. alcalino</i> ¹	69.3	69.9	69.4	69.5	0.3
<i>quartzo</i>	33.0	35.0	36.2	34.7	1.6
<i>piroxênio</i>	1.1	0.7	0.6	0.8	0.3
<i>anfíbólio</i>	4.8	3.6	2.0	3.5	1.4
<i>zircão</i>	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1
<i>astrofilita</i>	0.5	0.0	0.9	0.5	0.5
<i>Q/(QAP)</i>	35.3	36.9	37.6	36.6	1.2
<i>M</i>	6.4	5.1	3.7	5.1	1.4

MR-17 (associação aluminosa) – Plúton Quiriri					
	1ª contagem	2ª contagem	3ª contagem	média	desvio padrão
<i>felds. alcalino</i> ¹	36.0	41.5	45.8	41.1	4.9
<i>quartzo</i>	36.8	33.7	35.3	35.3	1.6
<i>plagioclásio</i>	23.9	20.4	16.8	20.4	3.6
<i>biotita</i>	2.6	4.2	1.7	2.8	1.3
<i>titanita</i>	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1
<i>fluorita</i>	0.0	0.0	0.1	0.0	0.1
<i>opacos</i>	0.8	0.2	0.3	0.4	0.3
<i>Q/(QAP)</i>	0.4	0.4	0.4	0.4	0.0
<i>M</i>	3.3	4.4	2.1	3.3	1.2

¹ inclui albita de exsolução

III.4. Química Mineral

Análises químicas pontuais quantitativas por espectroscopia de dispersão de comprimentos de onda (WDS) das fases minerais principais (piroxênio, anfíbólio e feldspato alcalino) e alguns acessórios mais relevantes foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc/USP, que conta com equipamento *Jeol* modelo JXA-8600S,

equipado de detector ED e cinco espectrômetros WD, cada qual com dois cristais analisadores (STE/TAP, TAP/PET, PET/LiF, PET/LiF, PET/LiF), e sistema de automação Voyager 4.4 da *Thermo-Noran*. As análises foram efetuadas em seções delgado-polidas cobertas com uma fina película de C (ca. 25 nm) com evaporador da *Edwards*, modelo Auto 306.

Análises por espectroscopia de dispersão de energia (EDS) foram utilizadas para o reconhecimento e/ou caracterização qualitativa de algumas fases acessórias de difícil definição ao microscópio petrográfico. Imagens de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BEI-Compo) foram obtidas sistematicamente para verificação de possíveis zonamentos químicos não detectados ao microscópio óptico. As condições analíticas empregadas para as análises EDS e imagens foram de 15 kV, 20 nA e 1 μ m, respectivamente para a voltagem de aceleração, corrente e diâmetro do feixe eletrônico focado.

No caso das análises quantitativas WDS as condições analíticas variaram de acordo com o mineral analisado, como detalhado a seguir. As correções dos efeitos de matriz (número e absorção atômicos, fluorescência secundária) e redução dos valores de intensidades para porcentagens em peso de elementos e/ou óxidos foram efetuadas utilizando o programa PROZA (Bastin & Heijligers 1990), disponível no sistema de automação da *Thermo-Noran*.

Foram selecionadas em torno de 30 seções delgado-polidas representativas. Em cada seção foram analisados entre 2 e 6 cristais de cada geração textural individualizada dos minerais comuns e acessórios mais típicos. Alguns dos acessórios raros foram caracterizados quimicamente de forma preliminar. As análises pontuais foram realizadas preferencialmente em perfis ao longo das zonas de núcleo, intermediárias e bordas dos cristais, utilizando-se como referência os zonamentos caracterizados ao microscópio e/ou em imagens BEI-Compo. Nos casos dos minerais mais comuns (piroxênios, anfibólios, feldspatos alcalinos) foram utilizadas rotinas analíticas disponíveis no laboratório com pequenas alterações; no caso dos minerais acessórios, particularmente portadores de elementos terras raras, foram utilizadas rotinas específicas desenvolvidas nos últimos anos pelo orientador. De forma geral, a precisão analítica estimada é superior a 2 % relativo para os elementos maiores, entre 5-10 % para os elementos menores e inferior para os elementos traços.

O tratamento dos dados de quimismo mineral (conversão em proporções de cátions, fórmulas estruturais, proporções de moléculas etc.) foi efetuado com o programa *Mincalc*, desenvolvido por G.A.R. Gualda & S.R.F. Vlach. A diagramação dos dados para avaliações dos vetores de substituições químicas e análise de tendências evolutivas foi efetuada com os programas *Golden Grapher 2.0* e *Systat SigmaPlot 9.0*.

Detalhes das condições, rotinas analíticas e estratégias de tratamento de dados são descritos a seguir para cada grupo mineral.

III.4.1. FELDSPATOS ALCALINOS (MESOPERTITAS E ALBITAS)

As condições analíticas utilizadas na análise de mesopertitas e albitas encontram-se na Tabela III.2. O diâmetro do feixe foi igual a 5 μm para albitas e mesopertitas com lamelas de exsolução bem desenvolvidas, e 20 μm para as mesopertitas com lamelas pouco desenvolvidas. Os elementos analisados, linhas espectrais usadas para quantificação, cristais analisadores, padrões e tempos totais de integração de contagens utilizados estão sumarizados na Tabela III.3.

Os teores de Ba apresentaram-se muito próximos ou abaixo do limite de detecção, razão pela qual não foi analisado.

III.4.1.1. Estimativas das composições iniciais

A maioria dos cristais de feldspato alcalino analisados apresentam lamelas de exsolução bem desenvolvidas, permitindo análises químicas pontuais das fases exsolvidas, bem como do feldspato potássico hospedeiro. Para uma primeira estimativa das composições originais desses feldspatos foi feita a integração de imagens de elétrons retro-espalhados com os dados químicos pontuais, com feixe eletrônico de 5 μm , obtidos para as fases exsolvidas (albita) e hospedeira (feldspato potássico) em zonas de núcleo, intermediárias e borda de um mesmo cristal, em um procedimento semelhante ao descrito por Gualda (2001).

Em uma primeira etapa, foi obtida a proporção relativa entre estas fases a partir das imagens BEI, através do programa *Adobe Photoshop 7.0*, que fornece histogramas da frequência de pixels por tonalidade de cinza (luminosidade), com as respectivas porcentagens ocupadas por um dado intervalo de tons de cinza, com o pico nas tonalidades mais escuras correspondendo às fases exsolvidas (albita) e o pico nas tonalidades mais claras correspondendo às fases hospedeiras (ortoclásio). Com essas informações foi possível estimar a área ocupada por cada uma dessas fases (Fig. III.1), considerada diretamente proporcional aos respectivos volumes.

A seguir as composições médias globais das diferentes zonas do cristal foram ponderadas com base nas proporções em área obtidas e recalculadas para se obter uma soma de 100%, estimando-se assim a composição primária global dessas zonas. Um procedimento mais rigoroso deveria considerar para o cálculo final as diferenças de massa e de volume molar das fases albítica e potássica, mas no caso de feldspatos alcalinos a simplificação usada pode ser considerada uma boa aproximação.

Para os cristais de feldspato alcalino que apresentam lamelas de albita muito finas para serem analisadas separadamente, as composições iniciais foram estimadas considerando-se as médias simples de 4 a 6 análises com diâmetro do feixe eletrônico de 20 μm .

Figura III.1: procedimento de estimativa das áreas ocupadas pelas fases exsolvida (Ab) e hospedeira (FK) em feldspato alcalino mesopertítico. As porcentagens de área apresentados foram renormalizados para totalizar 100%.

III.4.2. PIROXÊNIO

Para o piroxênio as análises foram feitas de acordo com as condições apresentadas na Tabela III.2. Elementos analisados, linhas espectrais usadas para quantificação, cristais analisadores, padrões e tempos totais de integração de contagens utilizados encontram-se sumarizados na Tabela III.3. A partição $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi calculada segundo o método de Droop (1987), considerando-se 4 cátions e 6 O.

III.4.2.1. Nomenclatura e moléculas componentes

A classificação dos piroxênios foi e ainda é motivo de muita discussão na literatura mundial. Após o advento da microsonda eletrônica, que colocou em segundo plano os métodos de classificação baseados em características ópticas, foram vários os esforços para se criar um modelo adequado de classificação cristaloquímica dos piroxênios. Citam-se, por exemplo, o célebre trabalho de Deer *et al.* (1978), e aqueles de Clark e Papike (1968) e Cameron & Papike (1981). As propostas baseavam-se ora em função dos cátions presentes, ora pelo conteúdo de determinadas moléculas ou membros finais. Este último

procedimento têm a vantagem de “filiar” os cátions a uma ou outra molécula final. Para tentar trazer luz a essas discussões, a *International Mineralogical Association* (IMA) designou um grupo de pesquisadores para propor um novo e definitivo método de classificação e nomenclatura dos piroxênios. Os resultados e os nomes formalmente aceitos encontram-se em Morimoto (1988), e são até hoje recomendados pela IMA. Assim, a nomenclatura e a classificação dos piroxênios aqui adotada seguem tais preceitos.

Entretanto, a definição exata das moléculas componentes a serem consideradas, e a sequência em que são calculadas resulta em diversos problemas, alguns discutidos a seguir.

O cálculo destas moléculas é um complemento importante na classificação dos piroxênios, pois permite, em muitos casos, estabelecer com mais clareza linhas de evolução, ou ainda caracterizar mudanças composicionais dificilmente observáveis em diagramas de proporções catiônicas (Ulbrich 1986). Há na literatura um grande número de moléculas finais para os piroxênios, mas o método de Morimoto (1988) utiliza apenas treze moléculas para representar os membros extremos. Essa simplificação gera problemas na classificação, ora por não considerar composições intermediárias de uma solução sólida que são típicas de determinadas rochas, ora por não conseguir acomodar muitos elementos menores e/ou maiores que podem ocorrer em quantidades significativas nos piroxênios, e que compõem outras moléculas finais teóricas, que apesar de formalmente não reconhecidas por aquele método, ainda são largamente utilizadas por indicar variações composicionais, linhas de evolução e condições de cristalização características. Ulbrich (1986) sugere que devem ser adotados vários esquemas de cálculo das moléculas finais, definidos em função do tipo de piroxênio que está sendo analisado.

Os piroxênios sódicos – variedades típicas de muitos granitos tipo-A da associação alcalina, como o caso do Plúton Papanduva estudado nesta dissertação – são classificados pelo método de Morimoto em egirina ($\text{Eg} - \text{NaFe}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$) e jadeíta ($\text{Jd} - \text{NaAlSi}_2\text{O}_6$) no diagrama Quad-Jd-Eg, junto com os piroxênios cálcico-sódicos, egirina-augita e onfacita; onde Quad equivale à soma dos componentes quadrilaterais wollastonita ($\text{Ca}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) – enstatita ($\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$) – ferrossilita ($\text{Fe}^{2+}_2\text{Si}_2\text{O}_6$). Contudo, piroxênios sódicos podem apresentar teores consideráveis de elementos como Ti e/ou Zr que não se acomodam em nenhuma dessas moléculas. Nielsen (1979) apresenta análises de egirina com 6,0 a 8,0 % (em peso) de TiO_2 ; enquanto Njonfang & Nono (2003) descrevem cristais de egirina em traquitos com teores de TiO_2 entre 4,0 e 6,0 % e ZrO_2 entre 2,0 e 4,0 %. (v. também Ferguson 1977, Dyulgerov & Platevoet 2006). Algumas das análises em piroxênios feitas para esta dissertação encaixam-se dentro desses casos, com teores de TiO_2 de até 7,0 %. Nestes casos, o cálculo das moléculas finais segundo Morimoto (1988) resulta em valores superestimados de egirina (Fe^{3+}) e ferrossilita (Fe^{2+}), com somas totais das moléculas consideradas muito abaixo de 100%, claramente indicando a ausência de outras.

Assim, houve necessidade de adotar procedimentos específicos que incluíssem de forma coerente principalmente o Ti, e também o Zr. Uma molécula final teórica escolhida para acomodar o Ti na estrutura dos piroxênios é a denominada FM-NAT: $NaTi_{0,5}(FM)_{0,5}Si_2O_6$, onde $FM = Fe^{2+} + Mn + Zn + Mg$. Esta molécula foi proposta por Ferguson (1977) que na época a chamou de neptunita, invocando uma solução sólida entre enigmatita e neptunita e sugerindo erroneamente a reclassificação da neptunita como um “clinopiroxênio alcalino”. Para acomodar o Zr, uma molécula equivalente: FM-NAZ: $NaZr_{0,5}(FM)_{0,5}Si_2O_6$ (Jones & Peckett 1980) pode ser utilizada.

Dentre os diversos métodos de cálculo que consideram tais moléculas, foram utilizados e comparados aqueles propostos em Ulbrich (1986) e Grapes *et al.* (1979), adequados para planilhas de cálculos específicas. O método apresentado por Ulbrich (1986) é por demais completo e inclui moléculas com quantidades negligenciáveis nas amostras estudadas. A seqüência de cálculo de Grapes *et al.* (1979) considera apenas as moléculas mais relevantes; os cálculos são mais simples e os resultados comparáveis. Assim, aplicou-se este último método, com algumas modificações: as moléculas NAT e NAZ foram primeiramente calculadas como uma molécula genérica $Na(Ti, Zr)_{0,5}(FM)_{0,5}Si_2O_6$. A partir desta molécula formou-se FM-NAT e FM-NAZ, proporcionalmente às proporções de Ti e Zr presentes. As moléculas FM-NAT e FM-NAZ foram então divididas em Fe^{2+} -NAT e Fe^{2+} -NAZ, e Mg-NAT e Mg-NAZ, em quantidades proporcionais aos teores de $(Fe^{2+} + Mn + Zn)$ e Mg na fórmula estrutural, respectivamente. Assim, as moléculas e a seqüência de cálculo foram:

1. $NaFe^{3+}Si_2O_6$ (egirina)
2. $NaAlSi_2O_6$ (jadeíta)
3. $NaTiAlSiO_6$ (NATAL)
4. $NaTi_{0,5}(Fe^{2+}, Mn, Zn)_{0,5}Si_2O_6$ (Fe^{2+} -NAT)
5. $NaTi_{0,5}Mg_{0,5}Si_2O_6$ (Mg-NAT)
6. $NaZr_{0,5}(Fe^{2+}, Mn, Zn)_{0,5}Si_2O_6$ (Fe^{2+} -NAZ)
7. $NaZr_{0,5}Mg_{0,5}Si_2O_6$ (Mg-NAZ)
8. $CaFe^{2+}Si_2O_6$ (hedenbergita)
9. $CaMgSi_2O_6$ (diopsídio)
10. $Ca_2Si_2O_6$ (wollastonita)
11. $Fe^{2+}_2Si_2O_6$ (ferrossilita)
12. $Mg_2Si_2O_6$ (enstatita)
13. Na_2SiO_3

III.4.2.2. Imageamento composicional

Imageamento composicional foi efetuado em um cristal de clinopiroxênio para ilustrar as variações mais típicas presentes, através de varredura analógica de raios-X característicos (“*dot mapping*”). As condições empregadas foram de 20 kV e 20 nA para voltagem de aceleração e corrente do feixe eletrônico. As intensidades (não corrigidas para a radiação de fundo) de Fe e Si $K\alpha$ foram obtidas através de EDS, considerando regiões de interesse equivalentes à largura do pico da linha espectral. O Si não apresentou variações significativas de maneira que optou-se por omitir os resultados obtidos. As intensidades de Ti, Al, Ca e Mn $K\alpha$ e Zr $L\alpha$ foram medidas em WDS, nas respectivas posições de sintonização espectral.

Este imageamento é obtido pela varredura do feixe eletrônico ao longo de uma área selecionada e acarreta em perda de intensidade de sinal nos pontos progressivamente mais distantes do ponto focal do Círculo de Rowland e, desta forma, as imagens obtidas devem ser interpretadas qualitativamente (e.g. Goldstein *et al.* 1992). Apesar desta limitação, são muito úteis para ilustrar as variações composicionais, particularmente quando as áreas consideradas e, portanto, a desfocalização do feixe são pequenas.

III.4.3. ANFIBÓLIOS

A Tabela III.2 traz as condições analíticas empregadas nas análises de anfibólios. Os elementos analisados, padrões utilizados e outros elementos essenciais da rotina analítica podem ser encontrados na Tabela III.3.

A partição Fe^{2+}/Fe^{3+} nos anfibólios, onde (OH) é uma variável adicional, é mais problemática. Foi avaliada a partir do método de Schumacher (*in* Leake *et al.* 1997), utilizando-se, entretanto, as estimativas máximas de Fe^{3+} ao invés das médias, resultando em uma partição Fe^{2+}/Fe^{3+} mais próxima da real (*cf.* discussão em Gualda & Vlach 2005). O critério cristal químico mais utilizado pelo método foi a soma de treze cátions totais, excluindo Ca, Na e K (13eCNK), aplicado primeiramente para todas as variedades de anfibólio encontradas, o que inclui composições sódico-cálcicas e sódicas. A nomenclatura e os procedimentos para a distribuição catiônica e cálculo da fórmula estrutural seguem as recomendações de Leake *et al.* (1997).

III.4.3.1. Problemas inerentes das análises de anfibólios sódicos

Apesar das proporções catiônicas e fórmulas estruturais calculadas serem adequadas para os anfibólios mais cálcicos, na grande maioria dos anfibólios sódicos,

especialmente arfvedsonita, os valores de Si excederam consideravelmente o valor máximo de 8,0 cátions por fórmula unitária (cpfu), acompanhados por uma deficiência no sítio [C].

Como demonstra Hawthorne *et al.* (1993), esses problemas estão relacionados entre si e são consequências, entre outros fatores, da ausência do elemento Li nos cálculos da fórmula estrutural. O Li pode ser um componente importante em arfvedsonita, podendo alcançar valores superiores a 0,6 cpfu, ou seja, maiores que 1,0 % em peso de Li_2O (e.g. Marks *et al.* 2003). Sua omissão conduz a proporções superestimadas de Si no sítio tetraédrico [T], deslocando, conseqüentemente, todo Al para o sítio octaédrico [C]. De fato, muitos trabalhos baseados em estudos cristalográficos, têm demonstrado que na arfvedsonita, todo Al presente é coordenado no sítio tetraédrico [T], totalizando juntamente com o Si valores ligeiramente menores ou iguais a 8,0 (Hawthorne 1983, Oberti *et al.* 1995, Hawthorne *et al.* 1993, Hawthorne *et al.* 2001). Gualda & Vlach (2005), recalcularam algumas análises de Hawthorne *et al.* (1998), pelo método de Schumacher, considerando o Li. O critério cristaloquímico escolhido pelo método foi $\text{Si} + \text{Al} = 8,0$, com as proporções catiônicas próximas dos valores originais.

Estes fatos, ao lado da ocorrência de mineral portador de Li nestas rochas (neptunita), sugerem a necessidade de se considerar o Li nos cálculos de fórmula estrutural dos cristais de arfvedsonita analisados. Como a microsonda é incapaz de detectar o Li e não foi possível utilizar métodos de via húmida, os teores deste elemento foram avaliados a partir do déficit total no sítio [C], de modo que $\text{Li} \cong 5 - (\text{Al}^{\text{VI}} + \text{Ti}^{\text{VI}} + \text{Fe}^{3+} + \text{Zr} + \text{Zn} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$, procedimento semelhante ao adotado por Dyulgerov & Platevoet (2006), baseado no método de estimativas de Li de Oberti *et al.* (2003).

Para testar a eficácia do procedimento, fez-se uso de análises de arfvedsonita do granito Strange Lake, retiradas de Hawthorne *et al.* (2001), onde o Li foi analisado via microsonda iônica e a fórmula estrutural calculada com base em 24 (O, OH, F). A diferença observada entre os valores apresentados e os estimados ficou abaixo de 10%, o que mostra que o método pode ser considerado como uma boa aproximação para os teores de Li presentes nos anfibólios sódicos estudados (Fig. III.2).

Considerando os valores de Li_2O estimados e a partição $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, o cálculo das fórmulas estruturais dos cristais de arfvedsonita foram refeitos pelo método de Schumacher, com o sítio tetraédrico renormalizado para a soma $\text{Si} + \text{Al} = 8,0$; critério cristaloquímico que também fornece estimativas máximas de Fe^{3+} naquele método.

Figura III.2: Comparação entre os valores de Li (cpfu) observados em amostras de Hawthorne *et al.* (2001) e os valores estimados para as mesmas amostras pelo método descrito no texto, com os respectivos erros indicados.

Tabela III.2

Condições analíticas utilizadas para análise WDS em microsonda eletrônica

Mineral	Voltagem de aceleração	Corrente do feixe eletrônico	Diâmetro do feixe eletrônico
Feldspatos alcalinos	15 kV	20 nA	5 e 20 µm
Clinopiroxênios	15 kV	20 nA	5 µm
Anfibólios	15 kV	20 nA	5 µm
Ilmenita	15 kV	20 nA	5 µm
Magnetita	15 kV	20 nA	5 µm

Tabela III.3

Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de piroxênio, anfibólio e feldspatos alcalinos

Linha	Cristal	Padrões Feldspatos Alcalinos	Padrões Piroxênio	Padrões Anfibólio	T(s)*
Si Ka	TAP	Microclínio	Wollastonita	Wollastonita	10-20
Ti Ka	LiF	Rutilo(s)	Rutilo(s)	Rutilo(s)	20-40
Zr La	PET	não analisado	Zircão	Zircão	30
Al Ka	TAP	Anortita(s)	Hornblenda	Hornblenda	10-40
Fe Ka	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	20-30
Mn Ka	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	20-40
Mg Ka	TAP	Diopsídio	Diopsídio	Diopsídio	20-40
Zn Ka	LiF	não analisado	ZnO(s)	ZnO(s)	20-40
Ca Ka	PET	Anortita(s)	Wollastonita	Wollastonita	10-30
Na Ka	TAP	Albita	Albita	Albita	10-20
K Ka	PET	Microclínio	Microclínio	Microclínio	20-40
Cl Ka	PET	não analisado	não analisado	Apatita	10
F Ka	TAP	não analisado	não analisado	Apatita	10

* Tempo total de integração de contagens igualmente dividido entre pico e radiação de fundo. (s) = padrão sintético.

III.4.4. ÓXIDOS DE Fe-Ti

Alguns cristais de ilmenita e magnetita tipicamente pós-magmática foram analisados via WDS sob as condições analíticas listadas na Tabela III.2. A Tabela III.4 mostra os elementos analisados, linhas espectrais usadas para quantificação, padrões utilizados, entre outras características essenciais da rotina analítica empregada.

A partição $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ e as proporções catiônicas foram calculadas segundo o método descrito por Carmichael (1967). Para a ilmenita, as composições foram representadas com base nas moléculas FeTiO_3 (ilmenita), Fe_2O_3 (hematita), MnTiO_3 (pirofanita), MgTiO_3 (geikeleíta) e ZnTiO_3 (ecandrewsita).

Tabela III.4

Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de ilmenita e magnetita

Linha	Cristal	Padrões Ilmenita	Padrões Magnetita	T(s)*
<i>Si Kα</i>	TAP	Diopsídio	Diopsídio	20
<i>Ti Kα</i>	LiF	Ilmenita 128	Rutilo(s)	10
<i>Al Kα</i>	TAP	Anortita	<i>não analisado</i>	20
<i>Fe Kα</i>	LiF	Ilmenita 128	Hematita	10
<i>Mn Kα</i>	LiF	Olivina	Olivina	20
<i>Mg Kα</i>	TAP	Diopsídio	Diopsídio	20
<i>Ca Kα</i>	PET	Anortita	<i>não analisado</i>	20
<i>Cr Kα</i>	LiF	$\text{Cr}_2\text{O}_3(\text{s})$	$\text{Cr}_2\text{O}_3(\text{s})$	40
<i>Zn Kα</i>	LiF	$\text{ZnO}(\text{s})$	$\text{ZnO}(\text{s})$	50
<i>Nb Lα</i>	PET	Nb metálico	Nb metálico	50

* Tempo total de integração de contagens igualmente dividido entre pico e radiação de fundo. (s) = padrão sintético.

III.4.5. MINERAIS ACESSÓRIOS SILICÁTICOS COM Ti

As condições de análise para os minerais acessórios com Ti encontram-se sumarizadas na Tabela III.5. Características da rotina analítica empregada são apresentadas na Tabela III.6.

III.4.5.1. Narsarsukita

As proporções catiônicas para a narsarsukita foram calculadas com base em 7 cátions totais, considerando-se todo Fe presente como Fe^{3+} , de acordo com Wagner *et al.* (1991).

III.4.5.2. Astrofillita

O cálculo da fórmula estrutural, a distribuição catiônica e a nomenclatura seguiram as propostas de Piilonen *et al.* (2003), assumindo-se 31 (O, F, OH). Os teores de Fe^{3+} são em geral muito baixos nesse mineral (Piilonen *et al.* op cit), o que justificou assumir todo Fe presente como sendo divalente (Fe^{2+}).

III.4.5.3. Enigmatita e Neptunita

A partição $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ e cálculo das fórmulas estruturais para a enigmatita foram feitas pelo método de Droop (1987), considerando-se 14 cátions totais e 20 O (Kunzmann 1999). No caso da neptunita os teores de Fe^{3+} são negligenciáveis; as proporções catiônicas foram calculadas com base em 15 cátions totais, excluindo Li e com $\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+}$. Para a enigmatita os teores de Nb encontram-se sistematicamente abaixo do limite de detecção (ca. 0.05 % em peso de Nb_2O_5).

Tabela III.5

Condições analíticas utilizadas para análise WDS de narsarsukita, astrofillita, enigmatita e neptunita

Mineral	Voltagem de aceleração	Corrente do feixe eletrônico	Diâmetro do feixe eletrônico
Narsarsukita	15 kV	20 nA	5 μm
Astrofillita	15 kV	20 nA	10 μm
Enigmatita/Neptunita	15 kV	20 nA	5 μm

Tabela III.6

Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de narsarsukita, astrofillita, enigmatita e neptunita

Linha	Cristal	Padrões Narsarsukita	Padrões Astrofillita	Padrões Enigmatita/Neptunita	T(s)*
Si Ka	TAP	Osumilita	Olivina	Olivina	10-20
Ti Ka	LiF	Titanita	Titanita	Titanita	20-40
Zr La	PET	$\text{ZrO}_2(\text{s})$	$\text{ZrO}_2(\text{s})$	$\text{ZrO}_2(\text{s})$	20-40
Al Ka	TAP	Osumilita	Osumilita	Osumilita	20
Fe Ka	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	20
Mn Ka	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	30
Mg Ka	TAP	Olivina	Olivina	Olivina	30
Ca Ka	PET	Titanita	Titanita	Titanita	20-30
Ba La	LiF	$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{s})$	$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{s})$	$\text{BaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8(\text{s})$	30-40
Na Ka	TAP	Albita	Albita	Albita	10
K Ka	PET	Microclínio	Microclínio	Microclínio	20-40
Nb La	PET	Nb metálico	Nb metálico	Nb metálico	30-40
F Ka	TAP	Apatita	Apatita	Apatita	10

* Tempo total de integração de contagens igualmente dividido entre pico e radiação de fundo. (s) = padrão sintético.

III.4.6. MINERAIS ACESSÓRIOS COM ETR(Y)

A Tabela III.7 traz as condições analíticas empregadas para os minerais acessórios com ETR(Y) estudados. Características essenciais da rotina analítica empregada em cada caso, como os elementos analisados e padrões e tempos totais de integração utilizados encontram-se na Tabela III.8.

III.4.6.1. Britholita e análogo rico em Na, Ba e F

Nas análises de britholita e de um análogo rico em Na, Ba e F ainda não perfeitamente identificado, a interferência da linha Th My sobre a linha U M β foi minimizada através da escolha de posições para leitura de background para o U. As interferências das linhas Ce Mz sobre a linha F K α e de Ba L β sobre Ce L α foram corrigidas através de procedimento similar ao de Fialin *et al.* (1997).

Para o cálculo da fórmula estrutural e a distribuição catiônica considerou-se um total de 24 O, com $\text{Fe}^{\text{T}} = \text{Fe}^{2+}$, seguindo os procedimentos empregados por Oberti *et al.* (2001).

III.4.6.2. Nacareniobsita

Para o cálculo da fórmula estrutural e distribuição catiônica da nacareniobsita, assumiu-se Si + cátions de M(1) (*i.e.* Zr, Th, Ti, Al, Nb, Ta) = 5,0, seguindo Petersen *et al.* (1989). O Fe^{T} foi considerado como sendo divalente (Fe^{2+}), e os teores de F medidos foram corrigidos para a interferência com Ce, como no caso anterior (britholita).

III.4.6.3. Bastnäsita

As proporções catiônicas e a fórmula estrutural da bastnäsita analisada foram feitas assumindo-se a somatória total dos cátions como sendo igual a 1, de acordo com Ni *et al.* (1993).

III.4.6.4. Chevkinita e Allanita

Foram analisados alguns cristais de chevkinita primária e allanita tipicamente hidrotermal.

Procedimentos analíticos para esses minerais são descritos com detalhes por Vlach & Gualda (2007). A quantificação do Eu foi impossibilitada por interferências significativas entre a linha L do Eu e as linhas do Nd, Pr, Dy, Fe e Mn. Os teores de F medidos e corrigidos para a interferência com o Ce estavam muito próximos do limite de detecção (*ca.*

0,05 % peso). Interferências entre as linhas $M\alpha$ do Th e U foram corrigidas pelo método similar ao sugerido por Fialin *et al.* (1997). Os limites de detecção situam-se em geral entre 0.01-0.03 e 0.03-0.06 (% em peso de óxido) para elementos leves e pesados respectivamente.

As fórmulas estruturais e distribuições catiônicas para a chevkinita e a allanita foram feitas de acordo com Parodi *et al.* (1994) e Ercit (2002). A partição Fe^{2+}/Fe^{3+} para a chevkinita foi feita a partir do método de Droop (1987), considerando-se 13 cátions e 22 O. No caso da allanita, a partição deu-se com base em 6 cátions totais nas posições (T+M), considerando todo Mn no sítio M (Ercit 2002, *cf.* discussão em Vlach & Gualda 2007).

II.4.7. OUTROS MINERAIS

Outros minerais acessórios de ocorrência mais restrita foram ainda caracterizados preliminarmente. Incluem monazita, zirconossilicatos de (Na, K), turkestanita e um silicato de Y não identificado. As condições de análise em cada caso estão listadas na Tabela III.9, enquanto os elementos analisados, linhas espectrais usadas para quantificação, cristais analisadores, padrões e tempos totais de integração utilizados encontram-se sumarizados na Tabela III.10.

As distribuições catiônicas e fórmulas estruturais foram calculadas com base em 4 e 15 átomos de O para a monazita e zirconossilicatos, respectivamente. Para a turkestanita os cálculos foram feitos considerando-se a somatória dos cátions tetravalentes ($Si + Al$) = 8, de acordo com Pautov *et al.* (1997).

As análises obtidas não permitiram uma identificação segura do silicato de (Y, ETR), impossibilitando também o cálculo mais apropriado da fórmula estrutural e distribuição catiônica.

Tabela III.7

Condições analíticas utilizadas para análise WDS de britholita e seu análogo rico em Na, Ba e F, nacareniobsita, bastnäsita, chevkinita e allanita

Mineral	Voltagem de aceleração	Corrente do feixe eletrônico	Diâmetro do feixe eletrônico
Britholita	15 kV	20 nA	10 μm
Nacareniobsita	15 kV	20 nA	5 μm
Bastnäsita	15 kV	20 nA	10 μm
Chevkinita	20 kV	50 nA	5 μm
Allanita	20 kV	50 nA	5 μm

Tabela III.8

Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de britholita e seu análogo rico em Na, Ba e F, nacareniobsita, bastnäsita, chevkinita e allanita

Linha	Cristal	Padrões Britholita	Padrões Nacareniobsita	Padrões Bastnäsita	Padrões Chevkinita	Padrões Allanita	T(s)*
Si K α	PET	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	Osumilita	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	Olivina	Olivina	10-20
Zr L α	PET	não analisado	ZrO ₂	não analisado	Zircão	Zircão	20-60
Th M α	PET	ThSiO ₄ (s)	ThO ₂	ThO ₂	ThSiO ₄ (s)	ThSiO ₄ (s)	20-60
U M β	PET	UO ₂ (s)	não analisado	não analisado	UO ₂ (s)	UO ₂ (s)	40-60
Ti K α	LiF	não analisado	Titanita	não analisado	Titanita	Titanita	20-30
Al K α	TAP	YAlGr(s)	YAlGr(s)	não analisado	YAlGr(s)	YAlGr(s)	20-30
La L α	LiF	LaPO ₄ (s)	LaPO ₄ (s)	LaPO ₄ (s)	LaPO ₄ (s)	LaPO ₄ (s)	5-20
Ce L α	LiF	CePO ₄ (s)	CePO ₄ (s)	CePO ₄ (s)	CePO ₄ (s)	CePO ₄ (s)	5-20
Pr L β	LiF	PrPO ₄ (s)	PrPO ₄ (s)	PrPO ₄ (s)	PrPO ₄ (s)	PrPO ₄ (s)	10-40
Nd L β	LiF	NdPO ₄ (s)	NdPO ₄ (s)	NdPO ₄ (s)	NdPO ₄ (s)	NdPO ₄ (s)	10-40
Sm L β	LiF	SmPO ₄ (s)	SmPO ₄ (s)	SmPO ₄ (s)	SmPO ₄ (s)	SmPO ₄ (s)	20-60
Gd L β	LiF	GdPO ₄ (s)	GdPO ₄ (s)	GdPO ₄ (s)	GdPO ₄ (s)	GdPO ₄ (s)	20-80
Dy L β	LiF	DyPO ₄ (s)	DyPO ₄ (s)	DyPO ₄ (s)	DyPO ₄ (s)	DyPO ₄ (s)	30-80
Er L α	LiF	não analisado	não analisado	não analisado	Vidro ETR	Vidro ETR	80
Yb L α	LiF	YbPO ₄ (s)	não analisado	YbPO ₄ (s)	YbPO ₄ (s)	YbPO ₄ (s)	40-80
Y L α	PET	YAlGr(s)	YAlGr(s)	YAlGr(s)	YAlGr(s)	YAlGr(s)	20-60
Fe K α	LiF	Hematita	Olivina	Hematita	Olivina	Olivina	20
Mn K α	LiF	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	Olivina	10-40
Mg K α	TAP	não analisado	não analisado	não analisado	Olivina	Olivina	20
Ca K α	PET	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	Titanita	10-20
Sr L α	PET	não analisado	SrTiO ₃ (s)	SrTiO ₃ (s)	SrTiO ₃ (s)	SrTiO ₃ (s)	20-60
Ba L α	LiF	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	20-60
Na K α	TAP	Albita	Jadeíta	Jadeíta	Jadeíta	Jadeíta	10-40
K K α	PET	não analisado	não analisado	não analisado	Microclínio	Microclínio	10-40
P K α	PET	CePO ₄ (s)	não analisado	não analisado	não analisado	não analisado	10
Nb L α	PET	não analisado	Nb metálico	não analisado	Nb metálico	Nb metálico	20-60
Ta L α	LiF	não analisado	Ta metálico	não analisado	Ta metálico	Ta metálico	20-80
F K α	TAP	Apatita	Apatita	Apatita	não analisado	não analisado	5-10

* Tempo total de integração de contagens igualmente dividido entre pico e radiação de fundo. (s) = padrão sintético.

Tabela III.9

Condições analíticas utilizadas para análise WDS de monazita, zirconossilicatos de (Na, K), turkestanita e silicato de (Y, ETR)

Mineral	Voltagem de aceleração	Corrente do feixe eletrônico	Diâmetro do feixe eletrônico
Monazita	20 KeV	50 nA	5 μ m
Zirconossilicatos	15 KeV	10 nA	30 μ m
Turkestanita	15 KeV	20 nA	10 μ m
Silicato de (Y, ETR)	15 KeV	20 nA	30 μ m

Tabela III.10

Padrões e tempos de integração de contagens utilizados nas análises WDS de monazita, zirconossilicatos de (Na, K), turkestanita e silicato de (Y, ETR)

Linha	Cristal	Padrões Monazita	Padrões Zirconossilicatos de (Na, K)	Padrões Turkestanita	Padrões Silicato de (Y, ETR)	T(s)*
Si K α	PET	ThSiO ₄	Osumilita	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	5-30
Zr L α	PET	não analisado	ZrO ₂ (s)	não analisado	não analisado	10
Th M α	PET	ThSiO ₄	não analisado	ThSiO ₄	não analisado	20-40
U M β	PET	UO ₂ (s)	não analisado	UO ₂ (s)	UO ₂ (s)	20-40
Pb M α	PET	não analisado	não analisado	Vidro dopado(s)	não analisado	30-50
Al K α	TAP	YAlGr(s)	não analisado	YAlGr(s)	YAlGr(s)	10-30
La L α	LiF	LaPO ₄ (s)	não analisado	LaPO ₄ (s)	LaPO ₄ (s)	5-20
Ce L α	LiF	CePO ₄ (s)	não analisado	CePO ₄ (s)	CePO ₄ (s)	5-10
Pr L β	LiF	PrPO ₄ (s)	não analisado	PrPO ₄ (s)	PrPO ₄ (s)	10
Nd L β	LiF	NdPO ₄ (s)	não analisado	NdPO ₄ (s)	NdPO ₄ (s)	5-20
Sm L β	LiF	SmPO ₄ (s)	não analisado	SmPO ₄ (s)	SmPO ₄ (s)	10-20
Gd L β	LiF	GdPO ₄ (s)	não analisado	GdPO ₄ (s)	GdPO ₄ (s)	5-30
Dy L β	LiF	DyPO ₄ (s)	não analisado	não analisado	DyPO ₄ (s)	5-40
Yb L α	LiF	não analisado	não analisado	não analisado	YbPO ₄ (s)	10
Y L α	PET	YAlGr(s)	não analisado	YAlGr(s)	YAlGr(s)	5-20
Fe K α	LiF	Hematita	Olivina	Olivina	Olivina	10-20
Mn K α	LiF	não analisado	não analisado	não analisado	não analisado	20
Mg K α	TAP	não analisado	não analisado	Olivina	não analisado	10
Ca K α	PET	Ca ₂ P ₂ O ₇ (s)	não analisado	não analisado	Ca ₂ P ₂ O ₇ (s)	5-10
Sr L α	PET	SrTiO ₃ (s)	não analisado	não analisado	não analisado	30
Ba L α	LiF	BaAl ₂ Si ₂ O ₈ (s)	não analisado	não analisado	não analisado	30
Na K α	TAP	Albita	Albita	Albita	Albita	5-20
K K α	PET	não analisado	Microclínio	Microclínio	Microclínio	10
P K α	PET	Ca ₂ P(s)	não analisado	não analisado	não analisado	10
F K α	TAP	Apatita	não analisado	não analisado	não analisado	5
Cl K α	PET	não analisado	não analisado	não analisado	Cl-Apatita	10

* Tempo total de integração de contagens igualmente dividido entre pico e radiação de fundo. (s) = padrão sintético.

III.5. Referências Bibliográficas

- Bastin G.F. & Heijligers H.J.M. 1990. Progress in electron-probe micro-analysis. *Materialwissenschaft und Werkstofftechnik*, **21**: 90-92
- Câmara G., Souza R.C.M., Freitas U.M. & Garrido J. 1996. SPRING: Integrating remote sensing and GIS by object-oriented data modelling. *Computers & Graphics*, **20**: 395-403
- Cameron M. & Papike J.J. 1981. Structural and chemical variations in pyroxenes. *American Mineralogist*, **66**: 1-50

- Carmichael I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**: 36-64
- Carvalho J.A.A. & Silva F.C.A. 2005. Aplicação de técnicas de Processamento Digital de Imagens para a caracterização do padrão dos lineamentos frágeis na região de Santana do Acaraú - CE. *In*: INPE, Simpósio Brasileiro de Sensoriamento Remoto, 12, *Anais*, p. 1717-1724
- Clark J.R. & Papike J.J. 1968. Crystal-chemical characterization of omphacites. *American Mineralogist*, **53**: 840-868
- Crosta A.P. 1992. *Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto*. IG/UNICAMP, Campinas, 170 pp
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1978. *Rock-forming minerals*, Vol. 2A. John-Wiley & Sons, Londres, 668 pp
- Droop G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Mineralogical Magazine*, **51**: 431-437
- Dyulgerov M.M. & Platevoet B. 2006. Unusual Ti and Zr aegirine-augite and potassic magnesio-arfvedsonite in the peralkaline potassic oversaturated Buhovo-Seslavitzi Complex, Bulgaria. *European Journal of Mineralogy*, **18**: 127-138
- Ercit T.S. 2002. The mess that is "allanite". *Canadian Mineralogist*, **40**: 1411-1419
- Ferguson A.K. 1977. The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **60**: 247-253
- Fialin M., Outrequim M. & Staub P.F. 1997. A new tool to treat peak overlaps in electron-probe microanalysis of rare-earth element L-series X-ray. *European Journal of Mineralogy*, **9**: 965-968
- Góis J.R. 1995. *Contribuição à petrografia e geoquímica da parte setentrional do complexo vulcano-plutônico Morro Redondo, divisa do Paraná com Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 86 p
- Goldstein J.L., Newbury D.E., Echilin P., Joy D.C., Romig Jr. A.D., Lyaman C.E., Fiori C., Lifshin E. 1992. *Scanning electron microscopy and X-ray microanalysis. A text for biologists, materials scientists and geologist*. 2 ed, Plenum Press, New York, 820pp
- Grapes R., Yagi K. & Okumura K. 1979. Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 97-103
- Gualda G.A.R. 2001. *Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250 p

- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles, a comparison of various methods. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**: 521-534
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 405-430
- Hawthorne F.C. 1983. The crystal-chemistry of the amphiboles. *Canadian Mineralogist*, **21**: 173-480
- Hawthorne F.C., Ungaretti L., Oberti R., Bottazzi P. & Czmanske G. 1993. Li: An important component in igneous alkali amphiboles. *American Mineralogist*, **78**: 733-745
- Hawthorne F.C., Oberti R., Zanetti A. & Czmanske G. 1998. The role of Ti in hydrogendeficient amphiboles: Sodic-calcic and sodic amphiboles from Coyote Peak, California. *Canadian Mineralogist*, **36**: 1253-1265
- Hawthorne F.C., Oberti R., Cannillo E., Ottolini L., Roelofsen J. & Martin R.F. 2001. Li-bearing amphiboles from the Strange Lake peralkaline granite, Quebec. *Canadian Mineralogist*, **39**: 1161-1170
- Jones A.P. & Peckett A. 1980. Zirconium-bearing aegirines from Motzfeldt, South Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**: 251-255
- Klein M.A., Lahm R.A. & Naime R.H. 1999. Utilização de Técnicas de Sensoriamento Remoto na Região de Unistalda, RS visando subsídios a prospecção hidrogeológica. In: SBC, Congresso Brasileiro de Cartografia, *Anais*, CD-ROM
- Kunzmann T. 1999. The aenigmatite-rhönite mineral group. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 743-756
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K. *et al.* 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of The International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246
- MacKenzie W.S., Donaldson C.H. & Guilford C. 1995. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Longman, Harlow, 148 pp.
- Marks M., Vennemann T., Siebel W. & Markl G. 2003. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite-alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes. *Journal of Petrology*, **44**: 1247-1280
- Morimoto N.J., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A. & Zussman, J. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogical Magazine*, **52**: 535-550

- Neilson M.J. & Brockman G.F. 1977. The error associated with point counting. *American Mineralogist*, **62**: 1238-1244
- Ni Y., Hughes J.M. & Mariano A. 1993. The atomic arrangement of bastnäsite-(Ce), $\text{Ce}(\text{CO}_3)_2\text{F}$, and structural elements of synchysite-(Ce), röntgenite-(Ce), and parisite-(Ce). *American Mineralogist*, **78**: 415-418
- Nielsen T.F.D. 1979. The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkalines syenites. An example from the tertiary ultramafic alkaline Gardner Complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 235-244
- Njonfang E. & Nono A. 2003. Clinopyroxene from some felsic alkaline rocks of the Cameroon Line, central África: petrological implications. *European Journal of Mineralogy*, **15**: 527-542
- O'Leary D.W., Friedman D.D. & Pohn H.A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standarts for old terms. *Geological Society of America Bulletin*, **87**: 1463-1469
- Oberti R., Ungaretti L., Cannillo E., Hawthorne F.C. & Memmi I. 1995. Temperature-dependent Al order-disorder in the tetrahedral double chain of $C2/m$ amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, **7**: 1049-1063
- Oberti R., Ottolini L., Della Ventura G. & Parodi G.C. 2001. On the symmetry and crystal chemistry of britholite: New structural and microanalytical data. *American Mineralogist*, **86**: 1066-1075
- Oberti R., Câmara F., Ottolini L. & Caballero J.M. 2003. Lithium in amphiboles: detection, quantification, and incorporation mechanisms in the compositional space bridging sodic and BLi-amphiboles. *European Journal of Mineralogy*, **15**: 309-319
- Parodi G.C., Della Ventura G., Mottana A. & Raudsepp M. 1994. Zr-rich non metamictic perrierite-(Ce) from holocrystalline ejecta in the Sabatini volcanic complex (Latium, Italy). *Mineralogical Magazine*, **58**: 607-613
- Pautov L.A., Agakhanov A.A., Sokolova Y.V. & Kabalov Y.K. 1997. Turkestanite $\text{Th}(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{K}_{1-x}\text{Li}_x)\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$ - a new mineral with doubled fourfold silicon-oxygen rings. *Zapiski Vserossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, **126**: 45-55 (in Russian)
- Petersen O.V., Rønsbo J.G. & Leonardsen E.S. 1989. Nacareniobsite-(Ce), a new mineral species from the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland, and its relation to mosandrite and the rinkite series. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, **2**: 84-96
- Piilonen P., Lalonde A., McDonald A., Gault R. & Larsen A.O. 2003. Insights into astrophyllite-group minerals. I. Nomenclature, composition and development of a standardized general formula. *Canadian Mineralogist*, **41**: 1-26

- Queiroz C.L., Meneses P.R. & Jost H. 2000. Lineamentos em imagens de sensores remotos e seu significado estrutural nos terrenos granito-greenstone belt de Crixás (GO). *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 655-662
- Sauck W.A. 1972. Magnetic susceptibility and magnetite content. *Economic Geology*, **67**: 383
- Ulbrich M.N.C. 1986. Classificação e nomenclatura de piroxênios de rochas alcalinas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 34, *Anais*, **4**: p. 1480-1494
- Ulbrich H.H.G.J., Vlach S.R.F. & Janasi V.A. 2001. O mapeamento faciológico em rochas ígneas plutônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, **31**: 163-172
- Vilalva F.C.J. 2004. *Evolução textural e do quimismo de minerais em granitos de Tipo A: Comparação entre as associações aluminosa e alcalina do Maciço Morro Redondo, PR-SC*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 47 p
- Vlach S.R.F. 1985. *Geologia, petrologia e geocronologia das regiões meridional e oriental do Complexo de Morungaba, SP*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 253 p
- Vlach S.R.F. 1993. *Geologia e petrologia dos granitóides de Morungaba, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 414 p
- Vlach S.R.F. & Gualda G.A.R. 2007. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos*, **97**: 98-121
- Wagner C., Parodi G.C., Semet M., Robert J.L., Berrahma M. & Velde D. 1991. Crystal chemistry of narsarsukite. *European Journal of Mineralogy*, **3**: 575-585
- Williams H., Turner F.J. & Gilbert C.M. 1982. *Petrography, an Introduction to the Study of Rocks in Thin Section*. W.H. Freeman and Co., São Francisco, 626 pp

CAPÍTULO IV

GEOLOGIA DO COMPLEXO MORRO REDONDO

IV.1. Considerações iniciais

Os primeiros trabalhos de reconhecimento na área onde aflora o complexo foram feitos por Maack em 1953, que na época denominou as rochas graníticas, juntamente com outras ocorrências da Província Graciosa, como “rochas alcalinas ácidas”. Posteriormente, o autor, com base em estudos petrográficos, classificou o complexo como “provável granito alcalino”. A introdução do termo “Morro Redondo” para identificar esse “granito” se deve a Trein (1967); termo este que é ainda utilizado para designar um maciço sienítico no estado do Rio de Janeiro (*cf.* Brotzu *et al.* 1989), causando, por vezes, confusão entre os pesquisadores.

O relevo do complexo é formado por domínios montanhosos, com altitudes máximas em torno de 1600 m, intercalados com restos de planaltos bastante dissecados. Entre as principais serras, destacam-se a do Papanduva e do Araçatuba na região N; do Imbira na região central, e do Quiriri na parte S do complexo (Figs. IV.1 a 5). As exposições rochosas constituem-se principalmente de blocos e matacões com grau considerável de intemperismo (Fig. IV.6), ou mais raramente de pequenos lajedos nas encostas das serras ou quedas d’água (Fig. IV.7).

IV.2. Geologia geral

O Complexo Morro Redondo é constituído por rochas graníticas (*sensu stricto*) diversas e rochas vulcânicas ácidas e básico-intermediárias. As rochas graníticas são intrusivas de maneira discordante em granulitos, gnaisses e migmatitos do Domínio Luís Alves. Em sua porção E, acha-se associado à Zona de Cisalhamento Rio Palmital – Serrinha (Figs. II.8, IV.8 a 10), com direção N15°-25°W, que separa as rochas do Domínio Luís Alves daquelas do Domínio Paranaguá.

A análise e interpretação do mapa de lineamentos confeccionado para o Complexo Morro Redondo e áreas adjacentes (Fig IV.10) permite visualizar três sistemas principais de estruturas rúpteis, com direções aproximadas de N20-30°W, N70-80°W e N60-80°E predominante. Os dois primeiros sistemas são pouco expressivos na rochas do Domínio Luís Alves (Figs. IV.9, 10). Há uma maior intensidade de lineamentos em áreas onde afloram as rochas vulcânicas, comparativamente às rochas graníticas do Complexo Morro Redondo. Áreas do embasamento dominadas por granulitos apresentam, ainda que de

maneira um tanto discreta, uma menor densidade de lineamentos do que aquelas onde afloram ortognaisses e migmatitos.

Figura IV.1: Vista parcial da Serra da Papanduva com o vale escavado pelo rio Pinhal, nas proximidades dos pontos MR-64 a 66, correspondente à borda NWW do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), a partir do domínio das rochas vulcânicas do complexo (visão para NE).

Figura IV.2: Vista parcial do contato entre a Serra do Araçatuba (primeiro plano), na região da borda NW do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva) e o embasamento gnáissico-granulítico do Domínio Luís Alves (segundo plano). Visão para NW, nas proximidades do ponto MR-111.

Figura IV.3: Montagem fotográfica mostrando a Serra do Araçatuba na borda NW do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), a partir do domínio das rochas vulcânicas do complexo, nas proximidades da localidade de Rio do Fojo (visão para E).

Figura IV.4: Vista parcial da Serra do Imbira (em segundo plano), na região central do Complexo Morro Redondo (Plúton Quiriri), a partir das proximidades do ponto MR-94 (visão para NE).

Figura IV.5: Vista parcial da Serra do Quiriri (ao fundo), na borda SE do Complexo Morro Redondo (Plúton Quiriri), a partir do embasamento gnáissico-migmatítico do Domínio Luís Alves, nas proximidades de Garuva, SC (visão para N).

Figura IV.6: Afloramento de lajedo e blocos de granitos do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), na encosta da Serra do Araçatuba, nas proximidades do ponto MR-118 (visão para E).

Figura IV.7: Afloramento típico de blocos e matacões de granitos do Complexo Morro Redondo (Plúton Papanduva), na região da Serra do Araçatuba, nas proximidades do ponto MR-115 (visão para SE).

As rochas graníticas, apesar de serem petrografica e geoquimicamente contrastadas, foram durante muito tempo agrupadas e interpretadas como variações faciológicas do “Granito Morro Redondo” (e.g. Machado *et al.* 1993, Góis 1995). Kaul (1997) foi o primeiro a separar essas rochas em duas unidades distintas, aqui redefinidas como *plútons*: Papanduva e Quiriri (*cf.* discussão no Capítulo I).

O Plúton Papanduva é formado por granitos de caráter peralcalino (associação alcalina de granitos de tipo-A) e compreende a porção N do complexo (Figs. IV.1 a 3 e 8). O Plúton Quiriri compreende granitos moderadamente peraluminosos (associação aluminosa de granitos de tipo-A), estendendo-se do centro à porção S do complexo (Figs. IV.4, 5, 8). Rochas vulcânicas, com predomínio de termos ácidos, ocorrem junto a borda NW do complexo, cobrindo os terrenos gnáissico-granulíticos do Domínio Luís Alves. Ocorrências menores são observadas na região central (Góis 1995; Figs. IV.2, 3, 8 a 10). A sequência de colocação é difícil de ser elucidada, uma vez que relações de contato entre os diferentes tipos petrográficos são bastante raras. Entre as rochas graníticas, tais relações se restringem à ocorrência de 2 diques centimétricos a decamétricos de microgranitos peralcalinos do Plúton Papanduva cortando granitos do Plúton Quiriri (ponto MR-70, Anexo I; Fig. IV.11). Entre granitos e rochas vulcânicas, as relações observadas compreendem um possível xenólito de vulcânica ácida em granitos peralcalinos maciços da parte sul do Plúton Papanduva (Fig. IV.12). Alguns diques sin-plutônicos centimétricos a métricos de basalto foram localizados em granitos do Plúton Quiriri (Figs. IV.13, 14), mas devem ser interpretados com cautela, já que podem ser manifestações posteriores não relacionadas ao magmatismo do Complexo Morro Redondo. Esses fatos sugerem tentativamente que as rochas vulcânicas ácidas sejam anteriores à colocação do Plúton Papanduva (*cf.* item IV.7). Este, por sua vez, é interpretado como posterior (e.g. diques de microgranito, Fig. IV.11) à

intrusão dos granitos moderadamente peraluminosos do Plúton Quiriri. Cabe ressaltar que as vulcânicas ácidas mantêm praticamente uma mesma identidade petrográfica e química com os granitos do Plúton Papanduva (*cf.* itens IV.3.1, IV.5.2), o que aponta no sentido de uma vinculação genética estreita entre essas rochas (Góis 1995, Kaul 1997).

Cavidades miarolíticas, bolsões pegmatíticos e “*vugs*” são encontrados ocasionalmente nas rochas graníticas do Plúton Papanduva. Essas observações, juntamente com a associação desses granitos com um vulcanismo bi-modal aparentemente contemporâneo indicam, como uma primeira aproximação, condições crustais relativamente rasas de colocação do magmatismo granítico.

Dados geocronológicos Rb-Sr em rocha total e U-Pb em zircão disponíveis para amostras de granitos do complexo apontam idades de cristalização próximas a 590 Ma, porém com erros experimentais muito altos (Siga Jr. *et al.* 1994, Siga Jr. 1995), de maneira que a idade de referência para a Província Graciosa de 580-583 Ma (Vlach *et al.* 2006) é aqui também adotada como a idade “preferencial” de cristalização.

Figura IV.8: Esboço geológico do Complexo Morro Redondo com base em Kaul (1997) e Góis (1995). *Domínio Luís Alves* [Holoceno]: (1) Sedimentos alúvio-coluvionares; [Pleistoceno] (2) Formação Guabirotuba; [Neoproterozóico]: (3) riolitos, andesi-basaltos e basaltos, (4) Plúton (Unidade) Papanduva, (5) Plúton (Unidade) Quiriri; [Arqueano-Paleoproterozóico]: (6) Gnaisses granulíticos com corpos ultramáficos, migmatitos, quartzitos, formações ferríferas bandadas e paragneisses; *Domínio Paranaguá* [Neoproterozóico]: (7) Granito cálcio-alcálico Estrela, (8) Metassedimentos protomiloníticos.

Figura IV.9: Imagem Landsat 7 ETM+, banda 8 (pancromática) com aplicação de filtros laplaciano+original nos canais R-G-B para a extração de lineamentos do Complexo Morro Redondo e áreas adjacentes.

Figura IV.10: Mapa base de lineamentos geo-estruturais para o Complexo Morro Redondo e áreas adjacentes dos Domínios Luís Alves e Paranaguá, obtido a partir da extração de feições lineares de imagens TM filtradas, com diagramas de rosetas mostrando as principais direções de falhas/fraturas para o total de lineamentos extraídos.

Figura IV.11: Detalhe de dique de microgranito peralcalino (mcgr) relacionado ao Plúton Papanduva cortando biotita-granito metaluminoso do Plúton Quiriri. Ponto MR-90.

Figura IV.12: Detalhe de xenólito de rocha vulcânica ácida fanerítica fina (vulc) em granito peralcalino de estrutura maciça do Plúton Papanduva. Ponto MR-70.

Figura IV.13: Dique sin-plutônico com contornos irregulares de basalto (bas) com textura afanítica cortando biotita-granito metaluminoso do Plúton Quiriri. Ponto MR-148.

Figura IV.14: Detalhe de dique sin-plutônico de basalto (bas) com textura fanerítica muito fina e cortando biotita-granito metaluminoso do Plúton Quiriri. Notar o preenchimento de fraturas no granito pelo material basáltico (junto ao lápis).

IV.3. Características petrográficas

Apresenta-se a seguir uma caracterização petrográfica para as rochas graníticas e vulcânicas que compõem o Complexo Morro Redondo. Os dados para o Plúton Papanduva são apresentados neste momento de forma mais geral. Uma caracterização mais detalhada será apresentada e discutida no item IV.7.

IV.3.1. ROCHAS GRANÍTICAS

As rochas graníticas que formam o Plúton Papanduva incluem as fácies “cinza”, “azulada” e “branca” de Góis (1995). São álcali-feldspato granitos *hipersolvus* (Fig. IV.15) com estruturas predominantemente maciças a localmente orientadas, estas associadas a zonas de cisalhamento, com granulação fina a média. Apresentam colorações brancas e cinzas, com IC (Índice de cor) entre 2 e 9. A mineralogia inclui feldspato alcalino, anfibólio sódico acompanhado ou não por clinopiroxênio sódico e acessórios diversos como zircão, astrofilita e esparsos opacos, em especial ilmenita.

O Plúton Quiriri compreende sienogranitos e sieno – a monzogranitos *subsolvus* (Fig. IV.15) correspondentes à fácies “róseo-avermelhada” de Góis (1995). São predominantemente maciços, de granulação média a fina, com texturas hipidiomórficas inequigranulares, equigranulares, ou mais raramente porfíricas e glomeruloporfíricas. Típicas texturas *rapakivi* (sensu lato) são observadas ocasionalmente (Vilalva 2004). Apresentam colorações acinzentadas quando frescos e rosadas quando mais alterados, com IC entre 2 e 5.

A mineralogia é constituída por oligoclásio, feldspato alcalino perítico, biotita annítica e Fe-hornblenda como fases principais. Os acessórios mais típicos incluem zircão, allanita, titanita, fluorita, magnetita e ilmenita. Clorita e epídoto são os minerais de alteração. As variedades porfíricas caracterizam-se por fenocristais de feldspato alcalino róseo e quartzo em matriz quartzo-feldspática fina (Góis 1995, Kaul 1997, Vilalva 2004, Vilalva & Vlach 2006).

Figura IV.15: Diagrama modal quartzo (Q) – feldspato alcalino (A) – plagioclásio (P) de classificação de rochas plutônicas (Streckeisen 1976, Le Maitre 2002) para amostras representativas dos Plútons Papanduva (este trabalho) e Quiriri (Vilalva 2004) do Complexo Morro Redondo. Campos: I – álcali-feldspato granito; II – sienogranito; III – monzogranito.

IV.3.1. ROCHAS VULCÂNICAS

Entre as rochas vulcânicas, os tipos ácidos são amplamente predominantes. São descritos como riolitos e álcali-feldspato riolitos (Fig. IV.16) caracterizados por estruturas maciças e/ou com fluxo incipiente e texturas em geral porfíricas, com fenocristais de quartzo e feldspato alcalino em matriz inequigranular seriada fina a muito fina. Apresentam colorações cinzentas a rosadas com IC entre 2 e 7. Sua mineralogia principal e acessória é similar a encontrada nas rochas graníticas do Plúton Papanduva (Góis 1995, Hyppolito 2006), incluindo além de quartzo e feldspato alcalino, raro plagioclásio sódico, clinopiroxênios (egirina-augita e egirina) e anfibólios (Fe-winchita, riebeckita e arfvedsonita) sódico-cálcicos e sódicos, com zircão como principal acessório. Microfenocristais de enigmatita foram identificados em uma amostra com estrutura de fluxo incipiente (MR-52B), em quantidades relativamente abundantes, orientados segundo a direção principal de fluxo (Hyppolito 2006).

As rochas básicas e básico-intermediárias aparecem como derrames centimétricos a métricos intercalados aos riolitos, ou como diques intrusivos em sienogranitos do Plúton Quiriri. Classificam-se como basaltos ou micro monzogabros (Fig. IV.16, Hyppolito 2006). São rochas homogêneas, com estrutura maciça e textura fanerítica muito fina a fina. Microscopicamente apresentam textura intergranular, localmente sub-ofítica. Algumas amostras contêm volumes significativos de intercrescimentos microgranofíricos intersticiais. Sua mineralogia é composta basicamente por plagioclásios (andesina e labradorita) e piroxênios (cristais heterogêneos com núcleos de pigeonita e bordas de augita sub-cálcica, além de augita homogênea), com apatita como fase acessória mais típica. Clorita, biotita e anfibólio cálcico (Fe-hornblenda) podem ocorrer substituindo parcial a totalmente os piroxênios (Góis 1995, Kaul 1997, Hyppolito 2006).

Vulcânicas de natureza intermediária são reconhecidas em alguns raros afloramentos. Correspondem a andesitos e andesi-basaltos caracterizados por estruturas maciças e texturas afaníticas ou faneríticas muito finas e não raro porfíricas. A mineralogia inclui plagioclásios (oligoclásio e andesina), augita, biotita, magnetita, ilmenita e raro quartzo. Feldspato alcalino aparece tipicamente como fenocristais nas variedades porfíricas (Góis 1995, Kaul 1997).

Figura IV.16: Diagrama modal quartzo (Q) – feldspato alcalino (A) – plagioclásio (P) de classificação de rochas vulcânicas (Streckeisen 1978, Le Maitre 2002) para amostras representativas de vulcânicas básicas e básico-intermediárias e ácidas do Complexo Morro Redondo. Campos: I e II – basalto/andesito, III – riolito, IV – álcali-feldspato riolito. Extraído de Hyppolito (2006).

IV.4. Susceptibilidades Magnéticas

A susceptibilidade magnética (SM) é uma excelente ferramenta para contrastar as rochas das associações aluminosa e alcalina de granitos de tipo-A na província (Gualda & Vlach 2007, Vilalva 2004).

IV.4.1. ROCHAS GRANÍTICAS

No Plúton Papanduva a maioria dos valores situa-se abaixo de $1,0 \times 10^{-3}$ SI, com um valor médio entre $0,1$ e $0,2 \times 10^{-3}$ SI, enquanto que no Plúton Quiriri – embora ocorram alguns valores abaixo de $1,0 \times 10^{-3}$ SI – eles são em média bem superiores, com dispersão maior no intervalo entre $2,0$ e $4,0 \times 10^{-3}$ SI. Estas diferenças estão relacionadas a quantidade modal de magnetita (Fig. IV.18) e sugerem, em primeira aproximação, condições de cristalização relativamente mais reduzidas para os álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva, inadequadas para a cristalização de magnetita. Alguns valores altos observados neste plúton, em especial em torno de $2,0 \times 10^{-3}$ SI, refletem a presença em algumas amostras de magnetita pós-magmática, possivelmente relacionada a eventos hidrotermais (Vilalva 2004).

Figura IV.17: Histogramas de frequência relativa para os valores de SM por amostra dos granitos da associação alcalina do Plúton Papanduva (A) e aluminosa (B) do Plúton Quiriri do Complexo Morro Redondo. (n) representa o total de medidas individuais. Modificado de Vilalva (2004).

Figura IV.18: Relação entre as porcentagens de minerais opacos nos granitos dos Plútons Papanduva (azul) e Quiriri (laranja) e os valores medidos de susceptibilidade magnética. Flecha aponta a amostra do Plúton Papanduva com maior quantidade de opacos (magnetita) pós-magmática. Extraído de Vilalva (2004).

IV.4.2. ROCHAS VULCÂNICAS

Para as rochas vulcânicas, os valores médios de SM obtidos situam-se no intervalo entre $36,4 - 11,2 \times 10^{-3}$ SI e $0,1 - 5,3 \times 10^{-3}$ SI para as rochas básicas e ácidas respectivamente. Os valores mais elevados da susceptibilidade magnética das rochas básicas são esperados e perfeitamente compatíveis com a maior abundância modal de magnetita. Dentre as ácidas, duas amostras apresentaram valores de SI que podem ser considerados anômalos para riolitos típicos. A amostra MR-22 apresentou uma susceptibilidade média de $14,0 \text{ SI} \times 10^{-3}$ e a amostra MR-35 um valor ainda mais elevado

($39,6 \times 10^{-3}$ SI), superior inclusive aos encontrados para as rochas básicas típicas. Segundo Hyppolito (2006), esses resultados refletem possivelmente a superimposição de fenômenos de alteração posteriores.

IV.5. Geoquímica geral

Dados geoquímicos preliminares em rocha total para variedades graníticas e vulcânicas do Complexo Morro Redondo, compilados dos trabalhos de Góis (1995), Kaul (1997) e Kaul & Cordani (2000), são apresentados e discutidos a seguir.

IV.5.1. ROCHAS GRANÍTICAS

A grande maioria das análises de granitos situa-se no campo dos álcali-feldspato granitos, ou próximo ao limite desse campo com aquele dos granitos no diagrama TAS ($\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) de Middlemost (1994) (Fig. IV.19a). As análises incluem amostras do Plúton Papanduva, petrograficamente classificadas também como álcali-feldspato granitos (Fig. IV.15); bem como do Plúton Quiriri, que petrograficamente correspondem a sienogranitos e sieno – a monzogranitos (Fig. IV.15). Tal fato aponta para certa inconsistência entre a classificação química e petrográfica para esse plúton.

Os dados ressaltam também as características peralcalina e moderadamente peraluminosa dos Plútons Papanduva e Quiriri, respectivamente (Fig. IV.20a), e potássicas de ambos, com teores de SiO_2 bastante altos e pouco variáveis, entre 74,4 – 76,4% peso (Papanduva) e 73,2 – 76,1% (Quiriri), indicando rochas muito diferenciadas (Kaul 1997). Os índices agpaíticos [$\text{IA} = (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})/\text{Al}_2\text{O}_3$] registrados para as rochas do Plúton Papanduva (1,02 – 1,13) estão entre os mais altos encontrados em toda a Província Graciosa. No Plúton Quiriri os valores de IA são mais baixos, entre 0,82 – 0,91 (Fig. IV.20a).

O Plúton Papanduva é mais rico em ferro (*“ferroan”*, e.g. Frost *et al.* 2001), com valores do índice F/FM [$\text{FeO}_{\text{total}}/(\text{FeO}_{\text{total}} + \text{MgO})$] oscilando entre 0,96 – 1,00; contrastando com o caráter mais magnesiano do Plúton Quiriri, com F/FM entre 0,71 – 0,89 (Fig. IV.20b). Chamam a atenção também os teores relativamente altos de Zr nos álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva, com análises que alcançam valores de 1016 – 1044 ppm.

No diagrama discriminante de ambiente tectônico Y x Nb (ppm) de Pearce *et al.* (1984), amostras de ambos os plútons registram, majoritariamente, características de magmatismo intra-placa (Fig. IV.20c).

IV.5.2. ROCHAS VULCÂNICAS

Para as rochas vulcânicas, os dados mostram que as variedades básicas classificam-se como basaltos, enquanto as ácidas correspondem a riolitos no diagrama TAS (Fig. IV.19b) de Le Bas *et al.* (1986) (*cf.* também Le Maitre 1989). Uma amostra de vulcânica intermediária situa-se no campo do andesito nesse diagrama.

Os dados revelam ainda que os riolitos possuem composições aproximadamente semelhantes aos granitos do Plúton Papanduva. De fato, Góis (1995) aponta para o caráter alcalino dos riolitos (comenditos e pantelleritos) e cálcio-alcalino a alcalino (metaluminosos) dos basaltos, andesi-basaltos e andesitos. Os teores de SiO_2 são elevados (75,0 – 77,8%), assim como Fe (F/FM entre 0,93 – 0,98), enquanto os valores de IA são mais baixos e variáveis (0,86 – 1,01) (Figs. IV.20a, b).

No diagrama discriminante de ambiente tectônico Y x Nb (ppm) de Pearce *et al.* (1984), as análises dos riolitos situam-se junto ao limite entre os campos de magmatismo intra-placa e orogênico. As análises de basaltos e andesito são dispersas, registrando ora características de magmatismo colisional e de arcos de ilha, ora orogênico, ou mesmo intra-placa (Fig. IV.20c).

Figura IV.19: *Continua*

Figura IV.19: Diagramas de classificação química TAS (SiO₂ x Na₂O+K₂O, % em peso) para rochas plutônicas (a) (Middlemost 1994) e vulcânicas (b) (Le Bas *et al.* 1986, Le Maitre 1989), com análises de granitos e vulcânicas do Complexo Morro Redondo. Análises extraídas de Góis (1995) e Kaul (1997).

Figura IV.20: Continua

Figura IV.20: Diagramas discriminantes para as rochas graníticas e vulcânicas do Complexo Morro Redondo. **(a)** Diagrama índice apgaítico vs. parâmetro A/CNK ilustrando o contraste em relação ao grau de saturação em alumina entre as rochas graníticas e entre as vulcânicas. **(b)** Diagrama parâmetro F/FM vs. SiO_2 (% peso), contrastando as composições mais ricas em Fe do Plúton Papanduva e vulcânicas ácidas, e mais magnesianas do Plúton Quiriri e vulcânicas básicas e intermediárias. **(c)** Diagrama discriminante de ambiente tectônico Nb vs. Y de Pearce *et al.* (1984) destacando o predomínio de composições graníticas típicas de magmatismo intra-placa (WPG), com algumas poucas amostras situadas em outros campos (ORG: granitos orogênicos; VAG: granitos de arco vulcânico; COLG: granitos colisionais). Campos I, S, M e A representam as composições médias desses tipos de granitos, segundo Whalen *et al.* (1987). Análises extraídas de Góis (1995) e Kaul (1997). Legenda como na Figura IV.19.

IV.6. Condicionantes Tectônicas

Os modelos de colocação tectônica para os granitos e sienitos da Província Graciosa envolvem o rearranjo crustal que se segue após a colisão entre o Domínio Paranaguá e o bloco formado pelos Domínios Luís Alves e Curitiba (Siga Jr. *et al.* 1994), em um ambiente tipicamente pós-colisional distensivo, como definido por Liégeois (1998), no qual a deformação é tipicamente concentrada ao longo de grandes zonas de transcorrência em regime rúptil, no caso a Zona de Cisalhamento Rio Palmital – Serrinha (Figs. II.8, IV.8, 9 Anexo I). Nesses ambientes o acesso dos magmas graníticos e/ou sieníticos às regiões mais rasas da crosta se dá através de sistemas de falhas gerados por esforços tensionais.

Neste cenário, com base em modelos propostos por Kaul (1984, 1997), a colocação dos plútons graníticos que compõem o Complexo Morro Redondo e outros nesta região da Província Graciosa foi determinada por duas fases de distensão da litosfera, com direções NE-SW e NW-SE, como registrado no mapa base de lineamentos geo-estruturais apresentado na Figura IV.10.

Em uma primeira fase, a distensão ocorreu segundo NE-SW, com a formação das falhas tensionais e de gravidade dos sistemas N70-80°W e N20-30°W; esta última servindo de conduto para os magmas graníticos do Complexo Morro Redondo. Nesta fase surgem

ainda a metade sul da bacia de Campo Alegre e a maior parte do material granítico do Plúton Agudos (Figs. II.8, IV. 9, 10 e 21).

A segunda fase é caracterizada por uma distensão NW-SE, gerando os cisalhamentos do sistema N60-80°W que obliteram toda a área do Complexo Morro Redondo e suas encaixantes (Figs. IV.9, 10). Em ligações com tais estruturas surgem ainda outros plútons da Província Graciosa, como Corupá, Pirai e Dona Francisca.

Esses modelos consideram o Complexo Morro Redondo como uma massa granítica única, e de fato fica difícil a verificação do pioneirismo de um plúton ou outro com base apenas no ainda superficial controle estrutural de que se dispõe (Anexo I – Mapa Geológico). Contudo, a ocorrência dos microgranitos da Unidade D do Plúton Papanduva em diques concordantes com o sistema N60-80°W sugere que a geração dos magmas graníticos peralcalinos do Plúton Papanduva é algo posterior à colocação dos granitos “aluminosos” do Plúton Quiriri.

Figura IV.21: Primeira fase, de distensão, segundo NE-SW, com a formação das falhas tensionais e de gravidade dos sistemas N70-80°W e N20-30°W associadas à intrusão do **Complexo Morro Redondo (2)**, Plúton Agudos (com sua provável forma original) **(1)** e a Bacia de Campo Alegre **(3)**. Extraído de Kaul (1997).

IV.7. O Plúton Papanduva

O Plúton Papanduva possui forma aproximadamente circular, ocupando uma área de cerca de 100 km². É formado por uma variedade de rochas graníticas individualizadas neste trabalho em quatro unidades de mapeamento distintas, com base em critérios texturais, petrográficos e mineralógicos (*cf.* Cap. III). Passa-se a seguir a uma caracterização mais detalhada do ponto de vista petrográfico e de susceptibilidade magnética dessas unidades. Uma descrição mais completa das variações texturais dos minerais félsicos e máficos principais, bem como dos acessórios mais relevantes será apresentada e discutida no capítulo V.

IV.7.1. AS UNIDADES DE MAPEAMENTO: DISTRIBUIÇÃO E PETROGRAFIA

As quatro unidades de mapeamento, denominadas **A**, **B**, **C** e **D** são constituídas por álcali-feldspato granitos com teores variáveis de quartzo, compreendendo quase todo o espectro de variação possível ao longo do eixo A – Q do diagrama quartzo (Q) – feldspato alcalino (A) – plagioclásio (P) (Fig. IV.22, Tab. 1 – Anexo II).

Os teores totais de minerais máficos são sempre menores que 10% (em volume), oscilando entre 2 – 9% (Tab. 1 – Anexo II). Quando comparados com a razão $Q/(Q+A+P)$, observa-se, grosso modo, uma tendência geral de aumento no teor de minerais máficos com o aumento nas proporções de quartzo (Fig. IV.23). Contudo, essa relação pode estar, ao menos em parte, mascarada pela relativa abundância de acessórios raros em algumas amostras e pela considerável proporção de quartzo recristalizado na Unidade A, (*cf.* item a seguir), de maneira que não deve corresponder à tendência geral de diferenciação dessas rochas, possivelmente marcada pela diminuição dos teores de máficos com o aumento do quartzo, como observado em outros plútons da Província Graciosa (*e.g.* Gualda 2001). Tal relação inversa pode ser observada individualmente, e de maneira mais clara, nas associações A e D (Fig. IV.23).

Figura IV.22: Diagrama modal Quartz (Q) – Feldspato Alcalino (F) – Plagioclásio (P) de classificação de rochas plutônicas super-saturadas, mostrando as variações composicionais das unidades de mapeamento individualizadas para o Plúton Papanduva do Complexo Morro Redondo. Campo I – álcali-feldspato granito, segundo Streckeisen (1976), Le Maitre (2002).

Figura IV.23: Diagrama mostrando a variação nos teores dos minerais máficos totais (M) em função do parâmetro $Q/(QAP)$ para as unidades de mapeamento do Plúton Papanduva do Complexo Morro Redondo. Legenda como na Fig. IV.22.

IV.7.1.1. Unidade A: Álcali-feldspato granitos proto – a miloníticos com anfibólio e piroxênio

A **Unidade A** aflora junto às bordas NE e NNW do Plúton Papanduva e nas proximidades de zonas de falhas maiores (Anexo I). São álcali-feldspato granitos com altos teores modais de quartzo (Fig. IV.22), leucocráticos (IC: 5 – 8) de coloração cinza-esverdeada e granulação fina a média. Sua principal característica é uma orientação de natureza tectônica originando texturas porfiroclásticas, protomiloníticas e miloníticas, com direções principais N20-40°W/70-85°SW, N10-20°E/60-89°SE e outras subordinadas, coincidentes com os azimutes médios dos fotolineamentos reconhecidos no Complexo Morro Redondo (*cf.* Figs. IV.9, 10). As texturas são caracterizadas por porfiroclastos de anfibólio sódico e feldspato alcalino em matriz quartzosa sacaróide, com acessórios amarelados/esbranquiçados que incluem, entre outros, zirconossilicatos de (Na, K) e narsarsukita (Prancha A, fotos 1 a 4).

Cavidades miarolíticas e “*vugs*” preenchidas por quartzo e minerais acessórios ocorrem em algumas amostras.

Ao microscópio, as texturas são dominadas por porfiroclastos prismáticos e arredondados de anfibólio sódico, feldspato alcalino e eventualmente quartzo, com granulometria variando de 2,0 a 4,0 mm. A matriz granoblástica perfaz de 70 a 90% da rocha, compondo os planos Sn das foliações de estado sólido. Contém grãos anédricos de quartzo, albita pós-magmática e feldspato potássico subédricos a anédricos, bem como egrina e anfibólio sódico euédricos a subédricos, de 0,1 a 1,0 mm (Prancha A, fotomicrografias 5 a 8). Em algumas amostras a deformação rúptil teve importância maior, desenvolvendo texturas cataclásticas. Nestes casos, ao microscópio, a textura é inequigranular panidiomórfica, com cristais maiores de anfibólio sódico e feldspato alcalino subédricos a anédricos, em contato com mosaicos granoblásticos de quartzo anédrico, com egrina e acessórios euédricos a subédricos intersticiais.

Os porfiroclastos tabulares ou levemente arredondados de feldspato potássico possuem bordas de aspecto corroído. Estão bastante exsolvidos, mais potássicos, com poucas lamelas de exsolução do tipo *patch*. A albita exsolvida dispõe-se junto às bordas do feldspato alcalino original, por vezes formando “*swapped rims*”, sugerindo transformações pós-magmáticas; ou forma pequenos cristais anédricos límpidos, com geminação polissintética incipiente, ocupando espaços entre quartzo e feldspato potássico na matriz. Albita também aparece como uma geração textural distinta, caracterizada por cristais ripiformes euédricos (“*laths*”), límpidos, em relações de intercrescimento com egrina, anfibólio sódico e alguns acessórios.

O quartzo aparece na matriz como cristais em sua maioria recristalizados, com extinção normal, formando arranjos granoblásticos com feldspato potássico e albita que

contornam e penetram, em regiões de fraqueza, os porfiroclastos e eventuais mosaicos de grãos maiores de quartzo, com extinção predominantemente ondulante.

Anfibólio sódico azulado, com zonamento normal ou setorial, é o máfico principal. Além de aparecer tipicamente como porfiroclastos prismáticos e arredondados, cristaliza-se também como cristais menores mais tardios e límpidos na matriz.

A egirina é outro máfico importante. Ocorre como cristais isolados, em agregados fibro-radiados, ou ainda como mantos em torno do anfibólio. São esverdeados e ocasionalmente alaranjados. Não raramente apresentam zonamentos normais, inversos ou setoriais.

Os acessórios reconhecidos incluem fluorita, astrofilita, narsarsukita, enigmatita, neptunita, titanita, britholita, zircão, chevkinita, allanita, turkestanita, nacarenioobsita, bastnäsita, monazita, elpidita e outros zirconossilicatos de (Na, K), um silicato de Y previamente caracterizado, entre outros. Esfalerita e anatásio foram identificados em cavidades miarolíticas e “*vugs*”, juntamente com enigmatita, neptunita e titanita.

Vale destacar que alguns desses acessórios, como a narsarsukita e os zirconossilicatos de (Na, K) também estão deformados e que o zircão é bastante raro, ocorrendo incluso em outras fases (e.g. enigmatita), nunca coexistindo com os zirconossilicatos de (Na, K).

IV.7.1.2. Unidade B: Álcali-feldspato granitos maciços a cataclásticos com piroxênio

A **Unidade B** está restrita a uma pequena área no extremo norte do Plúton Papanduva (Anexo I). A unidade é formada por álcali-feldspato granitos com teores modais intermediários de quartzo (Fig. IV.22), de coloração tipicamente cinza-escura (variando para tonalidades rosadas em amostras mais alteradas), leucocráticos (IC: 2 – 7), maciços a cataclásticos, com textura equi – a inequigranular de granulação média a grossa (2,0 – 7,0 mm) (Prancha B, fotos 1 a 3). Um piroxênio esverdeado (egirina) é o máfico predominante.

Ao microscópio, a textura é equi – a inequigranular hipidiomórfica, caracterizada por uma deformação tectônica de natureza rúptil-dúctil que lhe confere feições cataclásticas e localmente protomiloníticas. Quartzo anédrico e feldspato alcalino tabular subédrico estão intensamente deformados e fraturados, enquanto a egirina, anfibólio sódico ocasional e acessórios formam cristais subédricos a euédricos intersticiais (Prancha B, fotomicrografias 4 a 6).

Feldspato alcalino varia de pertítico a mesopertítico. Albita pós-magmática aparece em “*swapped rims*” junto às bordas de feldspato alcalino ou como “*laths*” límpidos intercrescidos com egirina e zircão.

O quartzo fraturado e deformado possui extinção ondulante e lamelas de deformação. Grãos de granulação menor, recristalizados, com extinção normal, preenchem fraturas e contornam cristais maiores, caracterizando uma foliação protomilonítica discreta em algumas amostras.

Uma egrina de coloração verde-clara é o máfico principal nessas rochas. Ocorre em aglomerados de cristais intersticiais, às vezes com aspecto fibro-radiado, ou mais raramente como cristais isolados ou como mantos em torno de cristais de anfibólio sódico. Este é de ocorrência mais restrita, aparecendo principalmente em aglomerados de 2 ou mais grãos isolados.

Dentre os minerais acessórios reconhecidos, destacam-se zircão, chevkinita, magnetita, ilmenita, astrofilita e fluorita, além de titanita e rutilo ocasionais. Aparecem como cristais isolados em meio a grãos de quartzo ou associados com egrina e anfibólio.

IV.7.1.3. Unidade C: Álcali-feldspato granitos maciços com anfibólio e piroxênio

A **Unidade C** é a mais representativa em termos de área no Plúton Papanduva, ocupando sua porção centro-sudoeste. Afloram álcali-feldspato granitos com teores modais baixos a moderados de quartzo (Fig. IV.22), predominantemente maciços, leucocráticos (IC: 2 – 7) com colorações esbranquiçadas a esverdeadas. A textura varia de equi a – inequigranular de granulação média (1,0 a 5,0 mm), definida pelo feldspato alcalino, com quartzo, anfibólio, piroxênio e acessórios amarelados/alaranjados (astrofilita?) distribuídos homogeneamente. (Prancha C, fotos 1 a 2). Junto aos limites dessa unidade com outras, as rochas adquirem feições deformacionais como texturas protomiloníticas e cataclásticas incipientes (Prancha C, foto 3).

Enclaves microgranulares máficos, com xenocristais de quartzo e feldspato alcalino em matriz de quartzo-feldspática contendo anfibólio, apatita e astrofilita foram identificados em algumas amostras (MR-32, MR-110B; cf. Anexo I; Prancha C, foto 4).

Microscopicamente, a textura é equigranular a levemente inequigranular, hipidiomórfica, com feldspato alcalino subédrico ou euédrico, quartzo anédrico e cristais subédricos e euédricos de anfibólio e egrina intersticiais (Prancha C, fotomicrografias 5 a 8).

O feldspato alcalino é tipicamente mesopertítico, com bordas albíticas do tipo “swapped rims”. O quartzo é intersticial ou sub-arredondado, com textura consertal em amostras mais deformadas.

O máfico predominante nas rochas maciças é um anfibólio que ocorre em duas gerações texturais. A geração mais precoce compreende uma variedade sódico-cálcica, mais esverdeada. A geração tardia é caracterizada por anfibólios sódicos límpidos, azulados, formando finos sobrecrecimentos ao longo das bordas dos anfibólios mais

cálcicos. Nas rochas mais deformadas o anfibólio predominante é uma variedade sódica, com leve zonamento normal.

A egrina varia desde cristais verde-claros ou escuros, até amarelo-alaranjados, com zonamento irregular. Ocorre isolada e em agregados fibro-radiados. Fases mais tardias formam mantos em torno de anfibólio.

Os principais acessórios identificados são zircão, chevkinita e astrofilita. Ilmenita é rara. Nas rochas da borda da unidade, mais deformadas, ocorrem ainda alguns cristais de zirconossilicatos de (Na, K) e enigmatita, ambos deformados e comumente associados ao anfibólio. Nestes casos o zircão é ausente.

IV.7.1.4. Unidade D: Álcali-feldspato microgranitos maciços com anfibólio ou piroxênio

As rochas da **Unidade D** formam pequenas ocorrências isoladas e intrusivas nos granitos da Unidade C e em biotita sienogranitos do Plúton Quiriri, onde foram identificadas em diques centimétricos a decamétricos (Fig. IV.11). Trata-se de álcali-feldspato microgranitos com teores modais intermediários de quartzo (Fig. IV.22), predominantemente maciços, com variações locais para tipos orientados. São leucocráticos (IC: 3 – 9), de coloração branca a azulada e textura inequigranular de granulação fina (1,0 – 2,0 mm), definida por feldspato alcalino, com quartzo e anfibólio (ou piroxênio) intersticiais (Prancha D, fotos 1 e 2). Em algumas amostras os prismas de anfibólio estão orientados em meio a quartzo e feldspato alcalino, caracterizando uma textura de fluxo magmático (Prancha D, fotos 3 e 4).

Ao microscópio, a textura varia de equigranular hipidiomórfica a panidiomórfica, sendo dominada por cristais maiores, euédricos a subédricos, de feldspato alcalino e cristais intersticiais de quartzo anédrico a sub-arredondado, anfibólio e/ou egrina subédrica a euédrica (Prancha D, fotomicrografias 5 a 7).

O feldspato alcalino é mesopertítico a pertítico. Albita pós-magmática forma “*swapped rims*” e cristais límpidos entre grãos de quartzo, ou pode ainda substituir por completo o feldspato alcalino original, em texturas do tipo “*chessboard*”.

Quartzo com extinção ondulante ou normal forma, com frequência, texturas gráficas e semigráficas com o feldspato alcalino.

Anfibólios sódicos, de tons azulados intensos, são os máficos principais na maioria das amostras. Formam cristais de aspecto intersticial, com bordas corroídas. Em muitas amostras, aparecem apenas pseudomorfos de anfibólio, com substituição parcial a total por magnetita e carbonatos.

A egrina tem importância variável. No geral é de ocorrência restrita, mas em algumas amostras representa o máfico principal. São cristais intersticiais verde-claros,

quase incolores. Aparecem isolados, em aglomerados de 2 ou mais indivíduos ou mais raramente como mantos em torno de anfibólio. Magnetita aparece junto às bordas e em fraturas e planos de clivagem.

Os minerais acessórios ocorrem como cristais euédricos a subédricos, isolados ou em aglomerados de vários grãos associados a anfibólio e/ou egrina. Incluem principalmente magnetita pós-magmática, ilmenita, zircão e chevkinita. Alguns cristais intersticiais de ilmenita foram interpretados como de origem primária. O zircão que ocorre nessas rochas reflete alterações hidrotermais (*cf.* Corfu *et al.* 2003; Prancha D, fotomicrografia 8), sendo tipicamente de coloração castanha-escura, bastante fraturados, com bordas mais claras e núcleos praticamente opacos.

IV.7.2. SUSCEPTIBILIDADE MAGNÉTICA

A susceptibilidade magnética (SM) foi individualizada para as quatro unidades. Os resultados são apresentados na Tabela 2 (Anexo II) e sob a forma de histogramas na Figura IV.24. Os valores estão concentrados principalmente no intervalo entre 0,05 e 0,2 x 10⁻³ SI. Valores maiores, com dispersão maior entre 3,0 e 6,0 x 10⁻³ SI, são encontrados com maior frequência em rochas das unidades B e D, além de C subordinadamente, refletindo uma maior cristalização de magnetita pós-magmática, ao longo de fraturas e, especialmente, como mantos sobre anfibólios sódicos e egrina.

Figura IV.24: *Continua*

Figura IV.24: Histogramas de frequência relativa ilustrando as variações dos valores de susceptibilidade magnética para amostras representativas das unidades de mapeamento individualizadas no Plúton Papanduva. (n) é o número total de medidas individuais.

IV.8. Referências Bibliográficas

- Brotzu P., Beccaluva L., Conte A., Fonseca M., Carbarino C., Gomes C.B., Leong R., Macciotta G., Mansur R.L., Melluso L., Morbidelli L. *et al.* . 1989. Petrological and geochemical studies of alkaline rocks from continental Brazil. The syenitic intrusion of Morro Redondo, RJ. *Geochimica Brasiliensis*, **1**: 63-80
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O. & Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**(1): 469-500
- Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J., Arculus R.J. & Frost C.D. 2001. A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*, **42**: 2033-2048
- Góis J.R. 1995. *Contribuição à petrografia e geoquímica da parte setentrional do complexo vulcano-plutônico Morro Redondo, divisa do Paraná com Santa Catarina*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 86 p
- Gualda G.A.R. 2001. *Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250 p
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 405-430

- Hyppolito T.N. 2006. *Petrografia e mineralogia de rochas vulcânicas associadas ao Maciço Morro Redondo, PR/SC*. Relatório Final de Iniciação Científica PIBIC-CNPQ, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 30 p
- Kaul P.F.T. 1984. Significado dos granitos anorogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta do sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG.22 - Curitiba e SG.23 - Iguape. *In*: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, **6**: p. 2815-2947
- Kaul P.F.T. 1997. *O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293 p
- Kaul P.F.T. & Cordani U.G. 2000. Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 115-119
- Le Bas M.J., Le Maitre R.W., Streckeisen A. & Zanettin B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27**: 745-750
- Le Maitre R.W. (ed). 1989. *A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms*. Blackwell Scientific Publications, Oxford, 193 pp
- Le Maitre R.W. (ed). 2002. *Igneous Rocks: a classification and glossary of terms*. 2 ed. Cambridge University Press, Cambridge, 236 pp
- Liégeois J.P. 1998. Preface – Some words on the postcollisional magmatism. *Lithos*, **45**: xv-xvii
- Maack R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná. Edição da Comissão de Comemorações do Centenário do Paraná (1853-1953). Curitiba, Governo do Paraná, mapa geológico, escala 1:750.000
- Machado R., Góis J.R., Plá Cid J. & Conceição H. 1993. Maciço alcalino de Morro Redondo (Paraná): abordagem petrográfica das fácies vulcânica e plutônica. *In*: SBPC, Reunião Anual da SBPC, *Atas*, **1**: p. 632
- Middlemost E.A.K. 1994. Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth Science Reviews*, **37**: 215-224
- Pearce J.A., Harris N.B.W. & Tindle A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, **58**: 63-81

- Siga Jr. O. 1995. *Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 212 p
- Siga Jr. O., Basei M.A.S., Reis Neto J.M. & Buba R.M. 1994. Maciços graníticos da porção sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e implicações tectônicas. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Boletim de Resumos Expandidos*, 2: p. 400-401
- Trein E. 1967. *Geologia da folha de Tijucas do Sul*. Comissão da Carta Geológica do Paraná, BADEP-UFPR, Relatório inédito, 36 p
- Vilalva F.C.J. 2004. *Evolução textural e do quimismo de minerais em granitos de Tipo A: Comparação entre as associações aluminosa e alcalina do Maciço Morro Redondo, PR-SC*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 47 p
- Vilalva F.C.J. & Vlach S.R.F. 2006a. Petrografia e mineralogia de granitos de tipo A: Comparação entre as associações alcalina e aluminosa do Complexo Morro Redondo – PR/SC. *In: SBG/Núcleo Bahia-Sergipe, Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, *Anais*, p. 252
- Vlach S.R.F., Siga Jr. O., Gualda G.A.R., Basei M.A.S., Hyppolito T. & Vilalva F.C.J. 2006. Precise zircon U-Pb (TIMS) dating of dioritic rocks and implications for the age of the Graciosa Province of A-type granites and syenites, southern Brazil. *In: PRONEX-UFPA/SBG-NO, Symposium on Magmatism, Crustal Evolution, and Metalogenesis of the Amazonian Craton, Workshop on A-type granites and related rocks through time (IGCP-510), Abstracts Volume and Field Trips Guide*, p. 77
- Whalen J.B., Curie K.L. & Chappel B.W. 1987. A-type granites: Geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 95: 407-419

Prancha A - Unidade A

(1) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito com textura milonítica de granulação fina da Unidade A, com porfiroclastos estirados de anfibólio sódico (preto) em matriz quartzo-feldspática, com acessórios amarelados/alaranjados (zirconossilicatos de Na, K? Narsarsukita?). Amostra MR-75B.

(2) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito com textura milonítica de granulação fina a média da Unidade A, com porfiroclastos estirados a arredondados de anfibólio de anfibólio sódico (preto), em matriz quartzo-feldspática com acessórios amarelados/alaranjados e esbranquiçados (zirconossilicatos de Na, K? Narsarsukita?). Amostra MR-03.

(3) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito com textura protomilonítica de granulação média a grossa da Unidade A, com porfiroclastos estirados de anfibólio sódico (preto) e de feldspato alcalino (branco), em matriz quartzo-feldspática com acessórios amarelados/alaranjados (zirconossilicatos de Na, K? Narsarsukita?). Amostra MR-28.

(4) Aspecto macroscópico de álcali-feldspático granito com textura protomilonítica de granulação média da Unidade A, com porfiroclastos de anfibólio sódico (preto) e feldspato alcalino (branco), em matriz quartzo-feldspática com acessórios amarelados/alaranjados (zirconossilicatos de Na, K? Narsarsukita?). Amostra MR-43.

Prancha A - Unidade A

(5) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito milonítico da Unidade A, com porfiroclastos menores de feldspato alcalino (FA) e de anfibólio sódico arredondado (Anf) manteado por egirina (Eg), em matriz de quartzo recristalizado (Qz), albita pós-magmática e feldspato potássico. Polarizadores cruzados. Amostra MR-50.

(6) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito protomilonítico a milonítico da Unidade A, com porfiroclastos de feldspato alcalino (FA) e anfibólio sódico (Anf) manteado por egirina (Eg), em matriz de quartzo recristalizado (Qz), albita pós-magmática e feldspato potássico. Polarizadores cruzados. Amostra MR-03.

(7) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A, com porfiroclastos menores de feldspato alcalino (FA) e anfibólio sódico (Anf), envoltos por quartzo recristalizado (Qz), alguma egirina (Eg), além de albita pós-magmática e feldspato potássico. Polarizadores cruzados. Amostra MR-49.

(8) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito cataclástico a protomilonítico da Unidade A, com cristais maiores subédricos de feldspato alcalino (FA) e de anfibólio sódico intersticial (Anf) em meio a mosaicos granoblásticos de grãos de quartzo anédrico (Qz). Polarizadores cruzados. Amostra MR-66A.

Prancha B - Unidade B

(1) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito leucocrático de estrutura maciça, levemente cataclástica, da Unidade B. A textura inequigranular de granulação média a grossa é caracterizada por egrina (verde) preenchendo os interstícios entre quartzo (tons de cinza) e feldspato alcalino (rosado a esbranquiçado). Amostra MR-11.

(2) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito hololeucocrático maciço da Unidade B. Apresenta textura equigranular de granulação média a grossa com predomínio de quartzo (cinza escuro) e feldspato alcalino (cinza-claro a branco). Os máficos intersticiais correspondem a anfibólio sódico (preto) e egrina (verde). Acessórios alaranjados/amarelados são também visualizados (astrofilita?). Amostra MR-01A.

(3) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito leucocrático de estrutura cataclástica da Unidade B. A textura, aproximadamente equigranular de granulação média a grossa, é dada por egrina (verde) intersticial a grãos deformados de quartzo (cinza-escuro) e feldspato alcalino (cinza-claro a rosado). Amostra MR-47B.

Prancha B - Unidade B

(4) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B, com agregado de cristais de egrina (Eg) parcialmente substituídos por magnetita (Mt), intersticial a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz). Polarizador inferior. Amostra MR-10.

(5) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B, com cristais tabulares subédricos de feldspato alcalino pertítico (FA), quartzo com extinção ondulante (Qz) e cristais de egrina (Eg) em agregados intersticiais. Notar a cristalização de quartzo em fraturas que cortam o feldspato. Polarizadores cruzados. Amostra MR-47B.

(6) Detalhe textural microscópico de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B mostrando cristais de quartzo com extinção ondulante (Qz) e egrina intersticial (Eg) fortemente deformados e fraturados, junto a feldspato alcalino pertítico (FA). As fraturas são preenchidas por pequenos cristais de quartzo recristalizado. Polarizadores cruzados. Amostra MR-11A.

Prancha C - Unidade C

(1) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito hololeucocrático maciço da Unidade C. A textura predominantemente equigranular de granulação média é definida pelo feldspato alcalino (branco), com quartzo (tons de cinza), anfibólio sódico-cálcico (preto) e acessórios amarelados (astrofilita?) intersticiais. Amostra MR-39.

(2) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito leucocrático maciço da Unidade C. Apresenta textura inequigranular de granulação média com anfibólio sódico-cálcico (preto) e acessórios amarelados/alaranjados (astrofilita?) intersticiais entre cristais maiores de feldspato alcalino (branco) e quartzo (cinza). Amostra MR-121.

(3) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato granito hololeucocrático com feições cataclásticas da Unidade C. Predominam cristais intersticiais de anfibólio sódico (preto) e grãos maiores de feldspato alcalino (cinza-azulado). Ambos os minerais são envoltos por grãos menores de quartzo recristalizado (branco-amarelado). Acessórios amarelados (astrofilita?) e avermelhados (enigmatita? Neptunita?) também são visualizados. Amostra MR-107.

(4) Detalhe macroscópico de enclave microgranular máfico (parte inferior da amostra) com xenocristais maiores de quartzo arredondado (cinza-claro) e feldspato alcalino tabular (branco) em matriz formada por anfibólio (preto), quartzo e feldspato. O enclave ocorre em álcali-feldspato granito leucocrático e maciço (parte superior da amostra), com grãos maiores de feldspato alcalino (branco) e quartzo (cinza), e anfibólio sódico-cálcico intersticial. Amostra MR-110B.

Prancha C - Unidade C

(5) Aspecto microscópico de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C, apresentando textura equi - a inequigranular com predomínio de cristais tabulares de feldspato alcalino mesopertítico (FA), ocasionalmente com bordas albíticas (Ab), além de quartzo (Qz) e anfibólio sódico-cálcico (Anf) intersticiais. Polarizadores cruzados. Amostra MR-39.

(6) Aspecto microscópico de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. A textura predominantemente equigranular é dominada por cristais tabulares maiores de feldspato alcalino mesopertítico (FA) apresentando bordas albíticas do tipo *swapped rims*, com quartzo (Qz) e egirina (Eg) intersticiais. Notar a egirina substituindo anfibólio sódico-cálcico (Anf). Polarizadores cruzados. Amostra MR-89.

(7) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Predominam cristais maiores, tabulares, de feldspato alcalino mesopertítico (FA), com bordas albíticas do tipo *swapped rims* (Ab). Quartzo (Qz) e egirina (Eg) em aglomerados de cristais, além de anfibólio sódico-cálcico, preenchem os interstícios entre feldspato alcalino. Polarizadores cruzados. Amostra MR-44

(8) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato granito com feições cataclásticas da Unidade C. Cristais deformados de feldspato alcalino (FA) mais pobre em albita exsolvida é envolto e têm suas fraturas preenchidas por cristais menores de quartzo (Qz) recristalizado e albita (Ab). Polarizadores cruzados. Amostra MR-107.

Prancha D - Unidade D

(1) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato microgranito leucocrático maciço da Unidade D. A textura equigranular de granulação fina é definida por grãos de feldspato alcalino (branco a cinzento) e quartzo (cinza-azulado), com anfibólio (preto) intersticial homogeneamente distribuído. Amostra MR-87.

(2) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato microgranito leucocrático maciço da Unidade D. Apresenta textura inequigranular de granulação fina, com anfibólio sódico (preto) intersticial entre cristais maiores de feldspato alcalino (branco) e quartzo (cinza). Amostra MR-127.

(3) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato microgranito leucocrático da Unidade D, com estrutura maciça a levemente orientada. A textura predominantemente inequigranular de granulação fina é dominada por grãos de feldspato alcalino (róseo) e quartzo (cinza a branco). Os máficos correspondem a egrina (verde) e anfibólio sódico (preto). São intersticiais a quartzo e feldspato, com uma orientação incipiente paralela à seta vermelha desenhada. Amostra MR-129.

(4) Aspecto macroscópico de álcali-feldspato microgranito leucocrático da Unidade D exibindo textura de fluxo magmático definida por cristais prismáticos e alongados de anfibólio (preto), orientados em meio a feldspato alcalino (róseo) e quartzo (tons de cinza). A orientação dos cristais de anfibólio é paralela principalmente à direção representada pela seta vermelha. Amostra MR-132.

Prancha D - Unidade D

(5) Aspecto microscópico de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. A textura equigranular é definida pelo feldspato alcalino pertítico a mesopertítico (FA), com quartzo e anfibólio sódico tipicamente intersticiais. Egirina (Eg) ocorre mantendo o anfibólio. Polarizadores cruzados. Amostra MR-126.

(6) Aspecto microscópico de álcali-feldspato microgranito da Unidade D, com textura equi - a inequigranular dominada por cristais tabulares maiores de feldspato alcalino pertítico (FA), com quartzo (Qz) e egirina (Eg) intersticiais. Intercrescimentos gráficos entre quartzo e feldspato alcalino são comuns (setas vermelhas). Polarizadores cruzados. Amostra MR-129.

(7) Aspecto textural geral ao microscópio de álcali-feldspato microgranito da Unidade D, com cristais orientados de anfibólio sódico (Anf), intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz), caracterizando uma textura de fluxo magmático. Polarizador inferior. Amostra MR-132.

(8) Detalhe microscópico de cristais euédricos de zircão (Zr) exibindo feições de alteração hidrotermal, com núcleos escuros, mais alterados, e bordas mais claras. Ocorrem intersticiais a feldspato alcalino (FA), em meio a quartzo (Qz) e anfibólio sódico (Anf) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Polarizador inferior. Amostra MR-126.

CAPÍTULO V

MINERALOGIA

Os feldspatos alcalinos e os minerais máficos e acessórios dos álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva foram estudados com algum detalhe dos pontos de vista textural, micro-estrutural e químico. Os resultados obtidos para as diferentes gerações texturais deste minerais são apresentados e discutidos neste capítulo.

Os resultados analíticos pontuais obtidos com microsonda eletrônica e as respectivas fórmulas estruturais são reunidos no Anexo III (Tabs 1 a 17). A simbologia utilizada para as amostras estudadas de cada uma das unidades de mapeamento é sumarizada na Tabela V.1 a seguir.

Tabela V.1:
Legenda para diagramas do capítulo V

Unidade A	Unidade B	Unidade C	Unidade D
○ MR-02A	● MR-01 A	■ MR-32	● MR-01D
▼ MR-03	■ MR-10	▲ MR-39	● MR-68
▼ MR-05 (2)	◆ MR-11 (A)	▲ MR-61	○ MR-90A
▲ MR-06	▼ MR-11(B)	● MR-89	▲ MR-129
● MR-21	● MR-27	■ MR-106	
● MR-26	■ MR-47B(2)	◆ MR-107	
▼ MR-38		△ MR-110B	
■ MR-34		▼ MR-121	
■ MR-41			
□ MR-43 (3)			
◆ MR-49(1)			
◆ MR-49 (2)			
◆ MR-50(2)			
▼ MR-64			
● MR-73			
▼ MR-79A			
● MR-140			
<u>Riolitos peralcalinos associados</u>			
	■ MR-52B		
	▲ MR-54		

V.1. Feldspatos alcalinos

V.1.1. TEXTURAS

V.1.1.1. Feldspatos alcalinos (K-Na)

Os maiores contrastes texturais dos feldspatos alcalinos das rochas estudadas aparecem entre as variedades com estruturas predominantemente maciças e aquelas com graus variáveis de deformação superimposta.

Assim, os cristais de feldspato alcalino dos álcali-feldspato granitos maciços da Unidades C e D e das variedades mais maciças da Unidade B, bem como dos riolitos peralcalinos associados (*cf.* Cap. IV), são tipicamente mesopertíticos, com lamelas de exsolução bem desenvolvidas, do tipo *string* e, em menor quantidade, *patch* (Smith 1974). São euédricos a subédricos, com hábitos tabulares. Evidências de zonamentos composicionais núcleo-borda são ausentes ou muito discretas (Fotomicrogrs. VI.1 e 2).

No caso das rochas deformadas que compõem a Unidade A e parte da Unidade B, os cristais maiores de feldspato alcalino aparecem tipicamente deformados e como verdadeiros porfiroclastos com contornos arredondados nas variedades miloníticas, por vezes interpenetrados com a matriz granoblástica (Fotomicrogrs. VI.3 a 5) que, por sua vez, apresenta cristais menores subhedrais a anhedrais, associados a quartzo, albita e minerais máficos (Fotomicrogr. VI.5). É notável que os porfiroclastos são pertíticos, apresentando quantidade significativamente inferior de albita pertítica, como lamelas de tipo *string* muito finas, em quantidade sempre inferior junto às bordas dos grãos, e de tipo *patch*, com distribuição irregular (Fotomicrogrs. VI.3 a 5). Os cristais da matriz, por sua vez, são ainda mais pobres em albita exsolvida (Fotomicrogr. VI.6).

V.1.1.2. Albita

Albita aparece em diversas gerações texturais nas rochas estudadas. Uma geração muito típica ocorre nas Unidades A e B. Caracteriza-se por formar cristais euhedrais ripiformes (“*laths*”), finos, límpidos e em geral com geminação segundo a Lei da Albita bem desenvolvida, que aparecem intercrescidos com minerais máficos intersticiais, com destaque para piroxênio sódico e zircão na Unidade B e com piroxênio e anfibólio sódicos, narsarsukita e enigmatita na Unidade A. Estes intercrescimentos são sempre mais abundantes nas bordas dos cristais hospedeiros e lembram muito as denominadas texturas chibiníticas típicas de certas rochas alcalinas insaturadas (*e.g.* Gerasimovsky *et al.* 1974, Ulbrich 1984; Fotomicrogrs. V.7 a 9), interpretadas como formadas em etapas tardi- a pós-magmáticas de cristalização.

Cristais límpidos subhedrais a anhedrais de albita aparecem intersticiais ao feldspato alcalino nas rochas pouco deformadas. As vezes aparecem como manchas, as vezes como típicas “*swapped rims*”. São em geral límpidos e apresentam geminação polissintética incipiente a moderadamente desenvolvida (Fotomicrogrs. V.10 e 11).

Nas rochas pouco deformadas, a albita aparece também como cristais subhedrais a euhedrais límpidos, geminados, ao longo de planos de fratura em quartzo. Nas variedades mais deformadas a albita aparece adicionalmente intergranular, formando cristais subhedrais a anhedrais na matriz granoblástica, associados a feldspato potássico e quartzo. Os cristais são límpidos e a geminação é incipiente a bem desenvolvida (Fotomicrogr. V.12).

Finalmente, típica albita “*chessboard*” aparece nas unidades A e D, aparentemente substituindo o feldspato alcalino original.

A exceção dos *laths*, as demais gerações de albita são interpretadas como mais tardias, em grande parte relacionadas ao processo progressivo de exsolução dos feldspatos alcalinos originais, durante a evolução pós-magmática dos granitos.

Fotomicrografia V.1: Cristal subédrico de feldspato alcalino mesopertítico (FA), com lamelas de exsolução do tipo *string* bem desenvolvidas. Albita pós-magmática (Ab) cristaliza-se junto aos limites do cristal, que ocorre em contato com anfibólio sódico-cálcico (Anf) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-106, polarizadores parcialmente cruzados.

Fotomicrografia V.2: Detalhe de cristal de feldspato alcalino mesopertítico de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. As lamelas de exsolução são do tipo *string*, que localmente se adelgaçam (tipo *patch* - detalhe) com o prolongamento dos processos de exsolução. Amostra MR-39, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.3: Detalhe de feldspato alcalino arredondado e fortemente exsolvido (FA) junto a quartzo deformado (Qz) e egrina (Eg) em álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. A albita exsolvida forma grãos límpidos (setas azuis) e delgadas bordas (setas verdes) em torno do feldspato alcalino original. Amostra MR-79A, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.4: Detalhe de porfiroclasto tabular de feldspato alcalino com lamelas de exsolução do tipo *patch* que diminuem em concentração próximo às bordas cristalinas (seta amarela), em matriz de quartzo-feldspática de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-34, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.5: Porfiroclasto de feldspato alcalino (FA) com lamelas de exsolução do tipo *patch*, em matriz de quartzo (Qz), feldspato potássico (FK), albíta e anfíbólio sódico (Anf) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-43, polarizadores cruzados. Notar a baixa concentração de lamelas junto às bordas do porfiroclasto (seta amarela).

Fotomicrografia V.6: Cristal anédrico de feldspato alcalino pobre em albíta exsolvida (FA) entre grãos de quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito da Unidade A. Amostra MR-34, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.7: Detalhe de intercrescimento entre *laths* de albíta (Ab) com egrina (Eg) intersticial a feldspato potássico e quartzo, em álcali-feldspato granito da Unidade A. Amostra MR-50, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.8: Outro detalhe de intercrescimento entre *laths* de albíta (Ab) com cristal subédrico de zircão (Zr), junto a astrofilita fibrosa (Ast), em meio a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade B. Amostra MR-01A, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.9: Outro detalhe de intercrescimento de *laths* de albíta (Ab) tardi-magmática com cristal bastante alterado de narsarsukita (Nars) junto a quartzo, em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-34, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.10: Detalhe de borda albítica do tipo *swapped rims* (Ab) desenvolvida entre dois cristais de feldspato alcalino bastante exsolvidos (FA) em álcali-feldspato granito da Unidade C. Amostra MR-44, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.11: Outro detalhe de bordas albiticas do tipo *swapped rims* (Ab) desenvolvidas entre dois cristais de feldspato alcalino bastante exsolvidos (FA) em álcali-feldspato granito da Unidade C. Notar a continuidade óptica das bordas albiticas com os respectivos feldspatos alcalinos originais. Amostra MR-121, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.12: Cristais lípidos de albita intergranular (Ab) de origem pós-magmática, com geminação incipiente, em meio a grãos de quartzo (Qz) e egrina (Eg), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-75C, polarizadores cruzados.

V.1.2. QUIMISMO

V.1.2.1. Feldspato Alcalino (K-Na)

As composições dos feldspatos alcalinos estudados são descritas essencialmente pelas moléculas de K (Or) e Na (Ab), com teores em Fe_2O_3 entre 0,03 e 0,80% peso (0,004 – 0,112 cpfu; Tab. 1 – Anexo III). De forma geral, os conteúdos na molécula cálcica (An) são muito baixos e os teores em Ba e Sr encontram-se perto ou abaixo do limite de detecção (ca. 0,03 – 0,04% peso; Tab. 1 – Anexo III). Vale mencionar que os cristais da Unidade D encontram-se muito alterados e/ou substituídos por albita *chessboard*, feições que impossibilitaram análises quantitativas adequadas. Acredita-se que as análises apresentadas para um riolito associado possam ser representativas do feldspato alcalino original desta unidade.

As composições químicas integradas refletem bem os contrastes texturais destacados. Nas amostras das Unidades B, C e no *riolito*, o feldspato alcalino apresenta composições entre Or_{33-78} (Fig. V.1), porém com variações químicas núcleo – borda distintas. No *riolito* os teores de Fe_2O_3 são menores (0,29 – 0,36% peso; 0,038 – 0,048 cpfu; Tab. 1 – Anexo III) e há um marcado aumento, em direção às bordas dos cristais, nos teores da molécula Ab (40 - 50%) e paralela diminuição em Or (58 – 49%). Já no feldspato presente nas Unidades B e C os teores de Fe_2O_3 são ligeiramente maiores (0,21 – 0,61% peso; 0,029 – 0,082 cpfu) e as bordas mostram-se geralmente mais ricas em Or (Or_{57-64} , Ab_{35-42}) quando comparadas aos núcleos cristalinos (Or_{34-58} , Ab_{41-66}).

No caso da Unidade A, o resultado da integração composicional confirma o caráter mais potássico dos porfiroclastos e, em especial, do feldspato presente na matriz

granoblástica. As composições situam-se ao longo do intervalo Or_{85-99} (Fig. V.1) e as variações núcleo - borda são menos sistemáticas: nos porfiroclastos desenvolvem-se zonas intermediárias mais sódicas, com as composições similares entre núcleo e borda. Nos grãos da matriz ocorrem aumento de Ab (2 a 5%) e diminuição de Or (98 a 95%) do núcleo para as bordas cristalinas.

Figura V.1: Composições integradas de núcleo, zona intermediária e borda dos feldspatos alcalinos e albitas tardi e pós-magmáticas dos álcali-feldspato granitos das Unidades A, B e C do Plúton Papanduva e riolitos associados do Complexo Morro Redondo, no diagrama ternário An-Ab-Or (proporções moleculares). As curvas de *solvus* representadas são para $P_{total} = 1\text{Kbar}$, segundo modelo de Fuhrman & Lindsley (1988).

V.1.2.2. Albita

As composições encontradas para as diversas gerações de albita são relativamente homogêneas e próximas do membro final ideal (Ab_{98-99} , Fig. V.1).

Os maiores contrastes composicionais observados referem-se às gerações tardi- a pós-magmática e pós-magmática respectivamente. As primeiras destacam-se das demais por apresentarem conteúdos em média inferiores da molécula de Or (0,64 vs. 0,80 %mol) e especialmente nos teores em Fe_2O_3 . De fato, os *laths* de albita apresentam quantidades em média significativamente maiores de Fe_2O_3 (<0,03 – 1,68% peso; <0,002 – 0,221 cpfu) do que aquelas encontradas nos cristais de origem mais tipicamente pós-magmática (<0,03 – 1,34% peso; <0,002 – 0,175 cpfu) (Fig. V.2).

Figura V.2: Correlação entre as proporções catiônicas de Fe^{3+} e Al (substituição simples $\text{Fe}^{3+}\text{Al}_1$ no sítio tetraédrico) em cristais de albita tardi e pós-magmática de álcali-feldspato granitos das Unidades A, B e C do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. O campo em destaque representa as composições mais ricas em Fe^{3+} dos *laths* de albita inclusos em egrina, anfibólio sódico e minerais acessórios.

V.1.3. CONSIDERAÇÕES PRELIMINARES

Com base no modelo de Fuhrman & Lindsley (1988), foram calculadas as curvas de *solvus* do sistema feldspático ternário para 1 kbar de pressão e saturação em H_2O em intervalos de 50°C , no diagrama ternário An – Ab – Or. No diagrama da Figura V.1 representam-se algumas dessas curvas, juntamente com as composições integradas dos feldspatos alcalinos e da albita analisada. As curvas de *solvus* e a distribuição das análises dos feldspatos indica que, para pressões de 1 kbar, a presença de feldspatos alcalinos se dá a temperaturas em torno de 700°C . Por sua vez, a albita cristaliza-se em temperaturas baixas, menores que 500°C , compatíveis com estágios pós-magmáticos.

Enquanto o feldspato alcalino do *riolito* e o feldspato potássico presente na matriz granoblástica dos granitos da Unidade A apresentam evolução composicional normal (compatível com a cristalização em ambientes sob pressão litostática e conteúdo constante de voláteis), com aumento da molécula Ab (Na) e diminuição de Or (K) junto às bordas, os cristais de feldspato alcalino das Unidades B e C parecem registrar um acréscimo progressivo nos teores da molécula Or, ou seja, um acréscimo nos teores de K ao invés de Na, com o avançar da cristalização. Essa evolução composicional inversa pode ser um reflexo da maior exsolução de albita nesses cristais, ou mesmo indicar um incremento na atividade de H_2O , relacionada com o aumento da alcalinidade do sistema (Bowden 1982, Gualda 2001). Neste contexto, o fato dos *laths* de albita tardi-magmáticos das Unidades A e

B apresentarem teores relativamente maiores de Fe^{3+} sugere que o aumento da alcalinidade desenvolveu-se sob condições progressivamente mais oxidantes durante os estágios finais da cristalização magmática.

Como verifica Haapala (1977, 1997), as porcentagens da molécula Ab no feldspato hospedeiro tendem a diminuir com o adelgaçamento das lamelas de exsolução (*i.e.*, das lamelas do tipo *string* para lamelas do tipo *patch*), que por sua vez é consequência do avanço da exsolução do feldspato alcalino. A albita exsolvida tende a migrar para os limites dos grãos, formando bordas do tipo *swapped rims* e cristais límpidos em meio a quartzo (Fotomicrogrs. V.10 a 12). Como consequência, as lamelas albíticas decrescem em quantidade junto à essas bordas, feição observada em muitos dos porfiroclastos de feldspato potássico da Unidade A (Fotomicrogrs. V.3 a 5). Uma vez que os processos de exsolução são catalisados por fluidos intergranulares pós-magmáticos, em temperaturas de até 500°C (*cf.* Brown & Parsons 1994, Haapala 1997, Fig. V.1), a deformação imposta nos granitos da Unidade A – e localizadamente da Unidade B – parece desempenhar papel fundamental na circulação e/ou infiltração desses fluidos, acelerando a exsolução do feldspato alcalino.

V.2. Minerais máficos

Os silicatos máficos mais típicos dos granitos peralcalinos do Plúton Papanduva são clinopiroxênios e anfibólios sódico-cálcicos (subordinados) e sódicos. Por outro lado, estas rochas apresentam uma variedade muito grande de minerais acessórios ainda não descritos em literatura, alguns deles muito raros. Além de clinopiroxênios e anfibólios, os minerais mais típicos encontrados nestas rochas são caracterizados dos pontos de vista textural e químico neste capítulo. Os minerais acessórios são, por conveniência, agrupados em óxidos de Fe-Ti, minerais silicáticos com Ti, minerais com ETR e outros, estes caracterizados rapidamente.

V.2.1. CLINOPIROXÊNIO

V.2.1.1. Texturas

Clinopiroxênio é um mineral comum a todas as unidades do Plúton Papanduva, sendo particularmente importante na Unidade B e em algumas variedades da Unidade D, onde constitui a fase máfica principal.

Com base em critérios ópticos, são reconhecidas três variedades principais de clinopiroxênio, denominadas respectivamente de I, II e III para facilitar as descrições e discussão dos resultados obtidos.

Clinopiroxênio I

O clinopiroxênio I é o tipo mais comum e o que apresenta maior variabilidade textural. Caracteriza-se pelo pleocroísmo em tons de verde, onde X = verde a verde-amarelado, Y = verde-amarelado pálido (róseo), Z = verde a amarelo fraco (Fotomicrogrs V.13 a 18); também ocorrem cristais com pleocroísmo mais discreto, em tons de verde pálido a incolor (Fotomicrogr. V.19). Zonamentos composicionais, quando presentes, são do tipo setorial e concêntrico, com núcleos mais escuros, em tons de verde-amarelo e bordas mais claras, amarelo-esverdeadas (Fotomicrogr. V.14). Cristais apresentando zonamento inverso, ou seja, com núcleos mais claros e bordas mais escuras, são de ocorrência mais restrita.

Esta variedade está presente em todas as Unidades do Plúton Papanduva. É de ocorrência mais discreta apenas na Unidade C. Os cristais são de cristalização tardia, preenchendo os interstícios entre quartzo e feldspato alcalino (Fotomicrogrs. V.15, 16) ou substituindo clinopiroxênio do tipo II, descrito a seguir, e/ou anfibólios sódicos e sódico-cálcico primários ao longo de seus planos de clivagem/fratura ou mais tipicamente junto às suas bordas, formando mantos descontínuos a contínuos (Fotomicrogrs. V.13 e 17). Possuem formas subédricas a anédricas, por vezes euédricas.

Nas Unidades A e C, os cristais aparecem isolados ou em mantos em torno de anfibólios (Fotomicrogrs. V.13, 14 e 17). São bastante pleocróicos e mostram tipicamente zonamentos composicionais setoriais, irregulares e concêntricos normais e inversos, especialmente na Unidade A (Fotomicrogrs. V.13 e 14). Apresentam inclusões de *laths* de albita (*cf.* Cap. V.1), além de quartzo, fluorita e enigmatita.

Nos álcali-feldspato granitos da Unidade B, os cristais ocorrem isolados, ocasionalmente poiquilíticos, e principalmente em agregados intersticiais fibro-radiados (Fotomicrogrs. V.15, 16). Em algumas amostras são substituídos por anfibólio sódico mais tardio (*cf.* Cap. V.3). Apresentam pleocroísmo fraco em tons de verde e zonamentos composicionais discretos a ausentes. Inclusões são de quartzo e fluorita, principalmente nos cristais poiquilíticos, *laths* de albita e rara ilmenita.

Por fim, na Unidade D, o clinopiroxênio I forma cristais isolados e raros agregados de três ou mais grãos intersticiais, com pleocroísmo muito fraco de verde-claro, quase incolor, a amarelo-claro (Fotomicrogrs. V.18 e 19).

Reações tardi – a pós-magmáticas/metassomáticas de substituição resultam na cristalização de diversos minerais ao longo de fraturas/clivagem e bordas do clinopiroxênio I. Astrofilita ocorre nos cristais das Unidades A, B e C; magnetita aparece nas Unidades B e D, enquanto narsarsukita e neptunita são encontrados tipicamente nos álcali-feldspato granitos mais diferenciados da Unidade A.

Clinopiroxênio II

O clinopiroxênio II tem como característica principal o pleocroísmo fraco em tons de verde-escuro, onde X = verde-grama amarelado; Y = verde-grama e Z = verde-oliva levemente amarelado. Os cristais são homogêneos, sem zonamentos composicionais marcantes (Fotomicrogrs. V.20 a 22).

Esta variedade de clinopiroxênio foi identificada tipicamente na Unidade C (Fotomicrogrs. V.20 e 21) e em uma amostra (MR-06) da Unidade A (Fotomicrogr. V.24). Os cristais ocorrem geralmente isolados ou associados a anfibólio sódico-cálcico, intersticiais a quartzo e feldspato alcalino. Ocasionalmente os cristais adquirem aspecto poiquilítico, englobando quartzo e pequenos cristais de albita pós-magmática, o que sugere sua cristalização em estágios pós-magmáticos (Fotomicrogr. V.21).

Em algumas amostras, incluindo aquela da Unidade A, os cristais são substituídos junto a suas bordas e em zonas de fratura por clinopiroxênio do tipo I, com coloração verde-clara (Fotomicrogr. V.22).

Clinopiroxênio III

O clinopiroxênio III é reconhecido por seu pleocroísmo em tons de laranja, com X = verde-claro, Y = laranja-esverdeado pálido e Z = verde-alaranjado pálido (Fotomicrogrs. V.22 a 24). Alguns cristais mostram um zonamento composicional concêntrico, dado por núcleos alaranjados e bordas mais esverdeadas (Fotomicrogrs. V.23 e 24).

É de ocorrência mais rara, como cristais isolados e intersticiais em amostras das Unidades A, B e C (Fotomicrogrs. V.22 e 23). Inclusões identificadas são de *laths* de albita. Sua cristalização é posterior ao clinopiroxênio I, como sugere a amostra MR-32 da Unidade C, onde clinopiroxênio III aparece como mantos, que gradam de laranja para verde-claro junto às bordas, em torno de cristais de clinopiroxênio I que, por sua vez, substituem anfibólio sódico-cálcico primário (Fotomicrogr. V.24).

Fotomicrografia V.13: Porfiroclastos de anfibólio sódico (Anf) com pleocroísmo azulado, manteados por clinopiroxênio do tipo I (Cpx I) de origem pós-magmática, em matriz quartzosa (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Inclúções no anfibólio são de quartzo. Amostra MR-50, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.14: Cristal de clinopiroxênio do tipo I (Cpx I) junto a anfibólio sódico (Anf), em matriz de quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O clinopiroxênio apresenta zonamento composicional do tipo concêntrico normal, com núcleos mais esverdeados e bordas mais claras, verde-amareladas. Amostra MR-26, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.15: Cristais isolados e agregado fibro-radiado de clinopiroxênio I (Cpx I) esverdeado intersticial a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR47B, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.16: Agregado intersticial de cristais fibro-radiados de clinopiroxênio I (Cpx I) com colorações esverdeadas em meio a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-47B, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.17: Cristais de clinopiroxênio I (Cpx I) com cores esverdeadas e amareladas e zonamentos composicionais irregulares mantendo cristal de anfibólio sódico cálcico (Anf Na-Ca) intersticial a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-89, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.18: Agregado de cristais de clinopiroxênio I (Cpx I) com cores esverdeadas, intersticial a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Cristais anédricos de anfibólio sódico (Anf) ocorrem isolados ou em planos de clivagem e junto às bordas do clinopiroxênio. Amostra MR-55, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.19: Cristais fraturados de clinopiroxênio I (Cpx) mais incolor, intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-129, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.20: Cristal homogêneo de clinopiroxênio II (Cpx II) apresentando típica coloração verde-escura, intersticial entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. As inclusões no clinopiroxênio são de quartzo. Amostra MR-39, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.21: Cristal intersticial e poiquilítico de clinopiroxênio II (Cpx II) verde-escuro com inclusões de *laths* e cristais anédricos de albita pós-magmática (Ab) em meio a feldspato alcalino (FA) de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-55, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.22: Cristal de clinopiroxênio II (Cpx) verde-escuro parcialmente substituído por clinopiroxênio mais claro do tipo I (Cpx I). Está em contato com cristais alaranjados de clinopiroxênio III (Cpx III) em meio a anfibólio sódico (Anf), feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-06, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.23: Cristal de clinopiroxênio III (Cpx III) apresentando zonamento composicional dado por núcleos mais alaranjados e bordas esverdeadas, intersticial a *laths* de albita pós-magmática (Ab) e feldspato alcalino (FA) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-89, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.24: Agregado de cristais fibrosos e prismáticos de clinopiroxênio I (Cpx) substituindo anfibólio sódico primário (Anf). O agregado é envolto parcialmente por um manto de clinopiroxênio III (Cpx III) alaranjado, com bordas mais esverdeadas incluindo pequenos *laths* de albita (Ab). Ocorrem intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-39, polarizador inferior.

V.2.1.2. Quimismo

V.2.1.2.1. Classificação e características gerais

Clinopiroxênio I

O clinopiroxênio I independentemente da unidade mapeável, classifica-se como egirina, com intervalo composicional $\text{Eg}_{84-99}\text{Jd}_{1-5}\text{WEF}_{0-15}$, em que WEF = somatória das moléculas wollastonita, enstatita e ferrossilita (Fig. V.3). Muitos dos cristais de egirina analisados apresentaram teores de $\text{TiO}_2 > 2,0\%$ (em peso), atingindo um máximo de ca. $7,0\%$ (Tab. 2 – Anexo III). Com base em dados apresentados em literatura (e.g. Pedersen *et al.* 1975, Scott 1976, Ferguson 1977, Rønsbo *et al.* 1977, Nielsen 1979, Njonfang & Nono 2003, Dyulgerov & Platevoet 2006), essa egirina pode ser considerada como uma Ti-egirina.

Na Unidade A, os cristais que ocorrem isolados ou em aglomerados de 2 ou 3 grãos, com núcleos mais escuros e bordas claras, são caracterizados por teores elevados e bastante variáveis de TiO_2 , entre $<0,03 - 6,89\%$ peso ($<0,001 - 0,198$ cpfu); ZrO_2 , entre $<0,03 - 1,39\%$ ($<0,001 - 0,027$ cpfu) e FeO^{calc} , entre $<0,03 - 8,55\%$ ($<0,001 - 0,287$ cpfu). CaO oscila entre $0,06 - 1,57\%$ ($0,002 - 0,064$ cpfu), enquanto MnO atinge máximos de $0,62\%$ ($0,025$), com $\text{MgO} < 0,1\%$ (Tab. 2 – Anexo III).

Por outro lado, os cristais que ocorrem como mantos em torno de anfibólio são relativamente pobres em Al_2O_3 , ZrO_2 e CaO , com teores oscilando entre $0,19 - 0,40\%$ ($<0,001 - 0,024$ cpfu), $0,05 - 0,21\%$ ($0,001 - 0,004$ cpfu) e $0,16 - 0,47\%$ ($0,007 - 0,019$ cpfu), respectivamente. TiO_2 compreende o intervalo entre $1,10 - 2,43\%$ ($0,032 - 0,070$ cpfu) (Tab. 2 – Anexo III).

Nos cristais apresentando zonamento inverso, em algumas bordas mais escuras, os teores de CaO e FeO^{calc} atingem, respectivamente $4,91\%$ ($0,206$ cpfu) e $8,93\%$ ($0,293$ cpfu). Tais bordas classificam-se como egirina-augita, com composição média $\text{Eg}_{74}\text{Jd}_1\text{WEF}_{24}$ e teores máximos de TiO_2 e ZrO_2 de $1,16\%$ ($0,034$ cpfu) e $0,24\%$ ($0,005$ cpfu), respectivamente (Tab. 2 – Anexo III).

Os aglomerados de cristais tipicamente fibro-radiados da Unidade B possuem teores relativamente elevados de ZrO_2 $<0,03 - 1,11\%$ ($<0,001 - 0,021$ cpfu) e baixos de MnO e ZnO que atingem máximos de $0,28\%$ ($0,015$ cpfu) e $0,11$ ($0,003$ cpfu), respectivamente. TiO_2 varia entre $<0,03 - 2,15\%$ ($<0,001 - 0,063$ cpfu) (Tab. 2 – Anexo III).

Na Unidade C, os cristais isolados e em mantos sobre anfibólio são relativamente mais ricos em CaO e MnO , com teores variando entre $0,02 - 1,97\%$ ($0,001 - 0,082$ cpfu) e $0,07 - 0,64\%$ ($<0,001 - 0,028$ cpfu), respectivamente, com teores máximos de MgO em torno de $0,16\%$ ($0,009$ cpfu). Possuem ainda quantidades relativamente elevadas de TiO_2 e

Al_2O_3 , respectivamente entre 0,64 – 3,45% (0,019 – 0,100 cpfu) e 0,19 – 0,77% (<0,001 – 0,044 cpfu). ZrO_2 oscila entre <0,03 – 0,40% (<0,001 – 0,007 cpfu) (Tab. 2 – Anexo III).

As maiores quantidades de Al_2O_3 e menores de TiO_2 são registrados nos cristais de egrina mais incolores da Unidade D. Os teores situam-se, respectivamente, nos intervalos de 0,23 – 0,95% (0,011 – 0,045) e 0,05 – 1,51% (0,001 – 0,043 cpfu). Nessa Unidade, a egrina possui teores máximos de ZrO_2 , MnO e MgO da ordem de 0,83% (0,016 cpfu), 0,51% (0,028 cpfu) e 0,17% (0,01 cpfu), respectivamente, enquanto CaO varia entre <0,03 – 1,28% (<0,001 – 0,053 cpfu) (Tab. 2 – Anexo III).

A egrina que ocorre substituindo cristais de egrina-augita nas Unidades A e C diferencia-se por apresentar teores tipicamente mais elevados de CaO , variando entre 0,08 – 2,98% (0,003 – 0,125 cpfu). Essa egrina é também relativamente rica em TiO_2 e pobre em ZrO_2 , com teores oscilando entre 0,31 – 4,25% (0,009 – 0,122 cpfu) e <0,03 – 0,45% (0,002 – 0,008 cpfu), respectivamente. Os maiores valores de ambos os elementos são registrados em cristais da Unidade C (Tab. 2 – Anexo III).

Figura VI.3: Composições dos clinopiroxênios dos álcali-feldspato granitos das diversas unidades petrográficas do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo (PR-SC) no diagrama catiônico WEF x Jd x Eg de Morimoto (1988).

Clinopiroxênio II

O clinopiroxênio II das Unidades A e C corresponde a uma egrina-augita, com intervalo composicional $\text{Eg}_{72-79}\text{Jd}_1\text{WEF}_{20-27}$ e $\text{Eg}_{74-81}\text{Jd}_{1-2}\text{WEF}_{18-24}$ (Fig. V.3).

Os cristais presentes na Unidade C são relativamente mais ricos em TiO_2 , ZrO_2 e Na_2O , com teores variando, respectivamente, entre 1,81 – 3,21% peso (0,054 – 0,096 cpfu), 0,11 – 1,27% (0,002 – 0,024 cpfu) e 10,35 – 11,48% (0,785 – 0,872 cpfu). Por sua vez, o

cristal analisado da Unidade A apresenta teores mais elevados de CaO, oscilando entre 4,88 – 5,88% (0,205 – 0,233 cpfu), e ligeiramente maiores de $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{calc}}$ e FeO^{calc} , compreendendo os intervalos entre 22,68 – 26,64%; (0,667 – 0,788 cpfu) e 5,84 – 9,48% (0,192 – 0,317 cpfu), respectivamente. MnO mostra variações equivalentes em ambos os casos, entre 0,21 – 0,34% (<0,001 – 0,019 cpfu). MgO está sempre abaixo de 0,2%, resultando em valores para o índice *mg#* ($\text{Mg}/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}) < 0,1$ (Tab. 2 – Anexo III).

Clinopiroxênio III

O clinopiroxênio III corresponde, no diagrama classificatório da Figura V.3, a uma egrina quase pura, com intervalo composicional $\text{Eg}_{93-97}\text{Jd}_{1-3}\text{WEF}_{2-5}$. A principal diferença química em relação ao clinopiroxênio I são os teores mais elevados de MnO, oscilando entre 0,23 – 0,97% peso (0,003 – 0,045 cpfu) e ZnO, entre 0,04 – 0,44% (0,001 – 0,012 cpfu); e menores de FeO^{calc} , entre 0,63 – 2,72% (0,020 – 0,088 cpfu). TiO_2 e Al_2O_3 variam entre 0,41 – 1,35% (0,012 – 0,039 cpfu) e 0,25 – 0,57% (0,011 – 0,026 cpfu) respectivamente. CaO oscila entre 0,18 – 0,34% (0,007 – 0,014 cpfu), enquanto MgO atinge máximos de 0,06% (0,004 cpfu) (Tab. 2 – Anexo III).

V.2.1.2.2. Relações de substituição

As variações composicionais observadas em todas as variedades de clinopiroxênios do Plúton Papanduva podem ser explicadas, em parte, por uma substituição acoplada do tipo (v. Fig. V.4):

A presença de ao menos duas pendentes de correlação no diagrama da Figura V.4 sugere que outros cátions e mecanismos de substituição devem ter operado simultaneamente. Dentre os cátions quantificados, o Zr e em particular o Ti podem ser de grande importância em muitos dos cristais analisados das três variedades de clinopiroxênio (*cf.* também Cap. III). Ulbrich (1983) e Duggan (1988) propõem um importante mecanismo de substituição relacionado com a entrada dos íons tetravalentes Ti e Zr no sítio M1 de egrina:

A excelente correlação negativa ($r^2 \sim 1,0$) entre os termos desta equação no diagrama da Figura V.5 sugere que ela foi responsável pelas variações composicionais envolvendo o Ti, Zr e, eventualmente, Al nos clinopiroxênios do Plúton Papanduva.

Figura V.4: Correlação entre as proporções catiônicas de $[Na]^{M2} + [Fe^{3+}]^{M1}$ x $[Ca]^{M2} + [Fe^{2+} + Mn + Mg + Zn]^{M1}$ em egirina e egirina-augita de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.

Figura V.5: Correlação entre as proporções catiônicas de $[Fe^{3+} + Al^{VI}]^{M1}$ x $[Ti + Zr]^{M1} + [Fe^{2+} + Mn + Mg + Zn]^{M1}$ em egirina e egirina-augita de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.

V.2.1.2.3. Variações, zonamentos composicionais e trajetórias evolutivas

Clinopiroxênio I

Os zonamentos composicionais desta variedade de egirina aparecem de forma mais discreta nos cristais das Unidades B e D, algo mais evidentes na Unidade C, e bem marcados e típicos na Unidade A. Apresenta-se dois exemplos estudados em maior detalhe para a Unidade A, que exemplificam as variações composicionais observadas para o clinopiroxênio I de todas as unidades.

O primeiro exemplo traz um cristal de egirina apresentando zonamento composicional do tipo concêntrico normal e regular (Fig. V.6a), caracterizado por um núcleo de coloração verde-escuro envolto por zonas intermediárias e bordas mais claras de colorações verde-claras ou levemente amareladas. Imagens BSE-Compo (Figs. V6b) mostram que, na verdade, os zonamentos composicionais seguem um forte controle estrutural, com predomínio de zonamentos setoriais. O núcleo perfaz duas áreas distintas, uma de coloração mais escura (1) e a outra mais clara (2). Essas áreas são envoltas por uma zona intermediária de contornos regulares, relativamente homogênea (3). A borda é bastante irregular, assemelhando-se a um sobrecrecimento mais tardio em torno da área 3. Compreende uma zona mais interna, de coloração mais clara (4) e uma porção mais externa e fina, com cores mais escuras (5).

Figura V.6: (a) Fotomicrografia sob polarizador inferior de cristal de egirina de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A (amostra MR-02A) apresentando zonamento composicional aparentemente concêntrico e regular, com núcleo verde-escuro e borda clara, com destaque para os perfis analíticos A – B e C – D da Figura V.10. (b) Imagem BSE em modo composicional da egirina em questão relevando um zonamento predominantemente setorial. A porção central do cristal compreende duas áreas distintas, uma onde de coloração mais escura (1) rica em Ti e Al e outra mais clara (2) com predomínio de Ca e Zr. Essas áreas são envoltas por uma zona intermediária (3) com contornos regulares, que por sua vez é mantida por uma borda heterogênea, com porções mais claras e internas ricas em Ti (4) e uma fina porção externa, rica em Al (5). Na imagem estão também destacados os perfis analíticos A – B e C – D; e os subperfis A – A' e A' – B' da Figura V.10.

Figura V.7: Mapas composicionais para Ti, Al, Zr, Fe, Ca e Mn no cristal de egrina com zonamento setorial da Figura V.8.

Figura VI.8: Perfis analíticos núcleo-borda ilustrando as principais variações composicionais da egrina da Figura VI.6. A direção dos perfis e subperfis está localizada na Figura V.8.

A Figura V.7 mostra o comportamento de diversos elementos no cristal da Figura V.6, enquanto a Figura V.8 traz os respectivos perfis analíticos quantitativos núcleo-borda. Da análise dessas figuras, observa-se que Ti e Al concentram-se principalmente na área 1 da Figura V. 8b, variando entre 0,01 – 0,089 e 0,014 – 0,030 cpfu, respectivamente. Em direção à área 2 a concentração desses elementos diminui em favor de Zr e Ca, com teores oscilando entre 0,016 – 0,020 cpfu e 0,036 – 0,043 cpfu, respectivamente. Quanto ao Fe e Mn, não há variações significativas entre as áreas 1 e 2: ambas mostram maiores concentrações de Mn (0,004 – 0,008 cpfu) e Fe^{2+} (0,072 – 0,171 cpfu); e menores de Fe^{3+} (0,745 – 0,831 cpfu).

A área 3 é caracterizada por baixas concentrações de Ti (0,008 – 0,015 cpfu) e Al (0,008 – 0,012 cpfu), Zr (0,001 – 0,002 cpfu) e Ca (0,014 – 0,028 cpfu), além de Mn (0,001 – 0,002 cpfu) e Fe^{2+} (0,025 – 0,075 cpfu). Por outro lado, há um aumento de Fe^{3+} (0,904 – 0,951 cpfu). As zonas de borda do cristal registram em um primeiro momento (área 4), um ligeiro aumento em Ti (0,014 – 0,030 cpfu) e Mn (0,003 – 0,004 cpfu), seguido por um incremento nas concentrações de Al (0,023 – 0,030 cpfu), paralelo à diminuição de Ca (0,007 – 0,008 cpfu) e Mn (<0,001 cpfu), com Ti relativamente constante (0,878 – 0,919 cpfu) na área 5.

Além desses elementos os perfis da Figura V.8 mostram também as variações nos teores de Si e Na. No primeiro caso, as variações núcleo-borda são pouco significativas e irregulares, oscilando entre 1,984 – 2,017 cpfu. No caso do Na, apesar das variações serem também bastante irregulares, verifica-se uma ligeira diminuição nos seus teores da área 1 (0,968 – 0,986) para a área 2 (0,927 – 0,965). Em direção às bordas os teores tendem a aumentar, oscilando entre 0,972 – 0,989.

O segundo exemplo é apresentado na Figura V.9. Considera-se um cristal de egrina da Unidade A com zonamentos composicionais do tipo concêntrico irregular e setorial sobreposto. Um núcleo com contornos irregulares e coloração verde escura é envolto por zonas intermediárias e bordas com cores em tons de verde e amarelo-claro. A distribuição de cores é bastante irregular, porém predominam tons de amarelo nas zonas intermediárias e verde junto às bordas mais externas (Fig. V.11a). Imagens BSE confirmam o padrão concêntrico irregular, com núcleos mais escuros e ricos em Ti e Ca, principalmente, e zonas intermediárias e bordas internas mais claras, ricas em Na e Fe^{3+} . As bordas mais externas mostram colorações escuras e são ricas em Al (Fig. V. 11b).

Figura V.9: (a) Fotomicrografia sob polarizador inferior de cristal de egrina de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A (amostra MR-41) apresentando zonamentos composicionais sobrepostos dos tipos concêntrico irregular e setorial, caracterizados por um núcleo verde-escuro com contornos irregulares envolto por zonas intermediárias e bordas mais claras, com cores em tons de amarelo e verde irregularmente distribuídas. Em destaque a direção do perfil analítico A – B da Figura V.12. (b) Imagem BSE em modo composicional do mesmo cristal confirmando o padrão irregular do zonamento concêntrico, com núcleos mais escuros ricos em Ti e Na e zonas intermediárias e bordas internas predominantemente mais claras, com maiores teores de Na e Fe^{3+} . A borda externa é mais escura, enriquecida em Al. Na imagem está também indicado a direção do perfil analítico A – B da Figura V.12.

Perfis analíticos borda-núcleo-borda para os principais elementos presentes na egrina da Figura V.9 são apresentados na Figura V.10. Em direção às bordas mais claras registra-se, principalmente, um aumento nos teores de Fe^{3+} (0,561 a 0,854 cpfu) e Na (0,950 a 0,968), com a diminuição de Ti (0,185 a 0,012), Ca (0,038 a 0,004), Fe^{2+} (0,238 a 0,034) e Mn (0,013 a 0,001). O Al tem comportamento irregular, mas no geral diminui do núcleo em direção às zonas intermediárias e bordas internas (0,006 a 0,003).

As bordas mais externas do cristal registram um aumento de Ti (0,110 cpfu), Al (0,02), Fe^{2+} (0,094) e Na (0,995); e diminuição de Fe^{3+} (0,790).

As variações composicionais nos cristais que mostram um padrão de zonamento núcleo-borda inverso dos exemplificados acima, ou seja, com núcleos claros e bordas mais escuras, são caracterizadas por um aumento de Ti (0,029 a 0,046 cpfu), Al (0,005 a 0,01),

Fe^{2+} (0,09 a 0,261), Mn (0,005 a 0,007) e Ca (0,012 a 0,166); e diminuição de Fe^{3+} (0,879 a 0,676) e Na (0,969 a 0,813) em direção às bordas cristalinas.

Figura V.10: Perfil analítico borda-núcleo-borda ilustrando as principais variações composicionais no cristal de egrina com zonamento concêntrico normal e irregular da Figura V.11. A direção do perfil está localizada na Figura V.11.

Os zonamentos composicionais núcleo-borda normais descritas (Figs. V.6 e 9) podem ser visualizados também nos diagramas Na (Eg) – Mg (Di) – $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ (Hd) da Figura V.11. Neste diagrama, as composições do clinopiroxênio II distribuem-se, em todas as unidades, ao longo do eixo Na – $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$, compreendendo o intervalo composicional de $\text{Eg}_{78}\text{Di}_0\text{Hd}_{22}$ a $\text{Eg}_{100}\text{Di}_0\text{Hd}_0$ dos núcleos escuros em direção às bordas cristalinas mais claras; as maiores variações sendo registradas na Unidade A.

Nos cristais com zonamento inverso da Unidade A, as composições oscilam desde $\text{Eg}_{93}\text{Di}_0\text{Hd}_7$ até $\text{Eg}_{76}\text{Di}_0\text{Hd}_{24}$ em direção às bordas escuras (trajetória em vermelho na Fig. V.11).

As variações dos íons Ti e Zr são modeladas pelas moléculas NAT [$\text{NaTi}_{0,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Mg})_{0,5}\text{Si}_2\text{O}_6$] e NAZ [$\text{NaZr}_{0,5}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Zn}, \text{Mg})_{0,5}\text{Si}_2\text{O}_6$] (cf. Cap.III), nos diagramas ternários Eg+Jd – NAT+NAZ – Di+Hd (Fig. V.12), uma modificação daquele proposto por Rønsbo *et al.* (1977), com NAZ no lugar de NATAL (NaTiAlSiO_6). As trajetórias observadas nas Unidades A, C e D seguem, no geral, uma diminuição nos teores de NAT+NAZ em direção às bordas cristalinas, com Hd(+Di) relativamente constante (trajetórias 1, 2 e 3 – Fig. V.12). A Unidade B representa uma exceção, com as variações núcleo-borda distintas para os diversos cristais analisados, sugerindo uma evolução independente de cada amostra.

Na Unidade A, a variação é brusca, com uma lacuna composicional no intervalo $\text{Eg}+\text{Jd}_{70-75}$ (trajetória 1 – Fig. V.12). Já na Unidade C, e em menores proporções na Unidade D, registra-se em um primeiro momento, uma diminuição das moléculas de Di e Hd em direção às zonas intermediárias dos cristais, com $\text{NAT}+\text{NAZ}$ relativamente constante. A evolução composicional segue com a diminuição de NAT e NAZ nas bordas, com $\text{Di}+\text{Hd}$ constante (trajetórias 2 e 3 – Fig. V.12).

Para a egrina com zonamento inverso da Unidade A, tipicamente mais cálcica, as trajetórias observadas são bastante distintas. Há em uma primeira etapa, um leve aumento de $\text{NAT}+\text{NAZ}$ do núcleo para os setores intermediários dos cristais, seguido por um aumento brusco de $\text{Hd}(\text{+Di})$ em direção às bordas, com $\text{NAT}+\text{NAZ}$ permanecendo constante (trajetória 4 – Fig. VI.12).

Figura V.11: Composições dos clinopiroxênios dos álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva no diagrama catiônico Na – Mg – $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$. Destaca-se também as trajetórias evolutivas núcleo (N) – borda (B) registradas principalmente no clinopiroxênio do tipo II. (*) Trajetória núcleo – borda verificada nos cristais com zonamento inverso da Unidade A.

Clinopiroxênio II

A egrina-augita analisada nas Unidades A e C apresenta composições relativamente homogêneas, com variações núcleo-borda discretas a ausentes. As diferenças composicionais observadas entre os cristais das duas unidades podem ser representadas, em parte, no diagrama ternário Na (Eg) – Mg (Di) – $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$ (Hd) (Fig. V.11). Neste diagrama, as composições da egrina-augita das Unidades A e C distribuem-se ao longo do

eixo Na – $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$, expandindo, respectivamente, os intervalos entre $\text{Eg}_{71}\text{Di}_0\text{Hd}_{29}$ a $\text{Eg}_{79}\text{Di}_0\text{Hd}_{21}$; e $\text{Eg}_{74}\text{Di}_1\text{Hd}_{26}$ e $\text{Eg}_{81}\text{Di}_0\text{Hd}_{19}$.

Em relação ao Ti e Zr, os maiores teores das moléculas NAT e NAZ são registrados nos cristais da Unidade C, com a somatória NAT+NAZ oscilando entre 11 e 19% no diagrama ternário Eg+Jd – NAT+NAZ – Di+Hd (Fig. V.12). Na egrina-augita da Unidade A, os valores de NAT+NAZ são baixos, entre 1 e 4%.

Figura V.12: Composições dos clinopiroxênios de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva no diagrama molecular Eg+Jd – NAT+NAZ – Di+Hd, com as trajetórias evolutivas núcleo-borda verificadas.

Clinopiroxênio III

A egrina com colorações alaranjadas que caracterizam o clinopiroxênio III possuem variações composicionais mais limitadas que as observadas no clinopiroxênio I. Alguns cristais mostram um zonamento núcleo-borda marcado por núcleos alaranjados que gradam para bordas mais verdes. Esse zonamento é caracterizado por aumentos de Ti (0,022 a 0,030 cpfu), Al (0,015 a 0,017), Fe^{3+} (0,875 a 0,898) e Na (0,963 a 0,981), paralelos à diminuição de Fe^{2+} (0,063 a 0,026) e Mn (0,027 a 0,021), com Ca permanecendo relativamente constante (0,012 a 0,011), dos núcleos em direção às bordas cristalinas.

No diagrama Na (Eg) – Mg (Di) – $\text{Fe}^{2+}+\text{Mn}$ (Hd) (Fig. V.11) a variação núcleo – borda compreende o intervalo composicional de $\text{Eg}_{89}\text{Di}_0\text{Hd}_{10}$ a $\text{Eg}_{96}\text{Di}_0\text{Hd}_4$. Quando se considera as moléculas NAT e NAZ (Fig. V.12), as trajetórias evolutivas não seguem um padrão regular

como aqueles observados no clinopiroxênio I, com variações núcleo-borda distintas para os diversos cristais analisados.

V.2.1.3. Comparações com outras ocorrências e considerações adicionais

A Figura V.13 traz uma compilação de algumas trajetórias composicionais observadas no diagrama Na (Eg) – Mg (Di) – $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ (Hd) para clinopiroxênios de rochas graníticas e sieníticas de tendências alcalinas de algumas localidades ao redor do mundo, bem como para outras ocorrências dentro da Província Graciosa. Na maioria dessas ocorrências os clinopiroxênios de cristalização mais precoce são mais ricos em Mg, enquanto as composições mais evoluídas são mais sódicas. As trajetórias evolutivas mostram, em uma primeira etapa, a diminuição de Mg em favor de $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$, seguida pelo aumento de Na e diminuição de $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$.

As composições da egrina-augita e egrinas do Plúton Papanduva estão entre as mais evoluídas dentre a Província Graciosa, com teores altos de Na, negligenciáveis de Mg e relativamente baixos de $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ (Fig. V.6). As trajetórias evolutivas compreendem pequenos intervalos de variação ao longo do eixo Na (Eg) - $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$ (Hd), assemelhando-se em parte com as tendências observadas em granitos e microgranitos de tipo-A do Complexo Puklen, Groelândia (Marks *et al.* 2003) (Fig. V.13), e em quartzo sienitos e granitos do Maciço Pandé, Camarões (Njonfang & Moreau 2000). No primeiro caso, as composições variam de $\text{Eg}_{76}\text{Di}_{4}\text{Hd}_{20}$ a $\text{Eg}_{92}\text{Di}_{0}\text{Hd}_{8}$, enquanto no Maciço Pandé a variação é maior, de $\text{Eg}_{52}\text{Di}_{0}\text{Hd}_{48}$ a $\text{Eg}_{100}\text{Di}_{0}\text{Hd}_{0}$, em condições progressivamente mais peralcalinas.

Figura V.13: Comparação entre as variações composicionais em clinopiroxênios do Plúton Papanduva e de rochas sieníticas e graníticas alcalinas de diversas ocorrências, incluindo outros plútons da Província Graciosa no diagrama catiônico Na – Mg – $\text{Fe}^{2+} + \text{Mn}$.

As características texturais dos três tipos de clinopiroxênio identificados no Plúton Papanduva mostram que eles são sempre posteriores à arfvedsonita, iniciando a cristalização em estágios tardi – a pós-magmáticos (cf. Mitchell 1990, Njonfang & Moreau 2000). Neste contexto, o aparecimento deste ou daquele tipo de clinopiroxênio e as variações composicionais observadas em um mesmo cristal ou entre diferentes unidades são controladas por flutuações na fO_2 e/ou na composição dos fluidos tardi – a pós-magmáticos pobres em Mg e ricos em álcalis, HFSE, Fe e Mn (cf. Cap. VI); características típicas de fluidos residuais peralcalinos e hidrotermais (e.g. Ferguson 1978, Grapes *et al.* 1979).

O enriquecimento em Ti e Zr

O Ti, e em menores proporções o Zr, são elementos importantes em muitos cristais de egirina analisados, atingindo valores de ca. 7,0% e 2,0% em peso (cf. item anterior). Dentre os fatores mais importantes que explicam o enriquecimento em Ti e Zr na egirina estão a composição do fluido, a ausência de outras fases minerais portadoras de Ti/Zr e a fO_2 (e.g. Flower 1974, Rønsbo *et al.* 1977, Nielsen 1979, Piilonen *et al.* 1998, Mann *et al.* 2006). Este último fator é bastante contraditório (Dyulgerov & Platevoet 2006), já que tanto altas como baixas fO_2 são invocadas para explicar o enriquecimento em Ti (e Zr e em menores proporções) na egirina (e.g. Larsen 1976, Jones & Peckett 1980).

Na maioria das descrições de egirina rica em Ti e Zr encontradas na literatura, verifica-se uma relação inversa em Ti e Zr (e.g. Wagner *et al.* 1988, Piilonen *et al.* 1998, Dyulgerov & Platevoet 2006). Não parece ser este o caso no Plúton Papanduva, onde as relações entre Ti e Zr são um tanto complexas, mostrando ora correlações positivas, ora negativas em várias amostras, como ocorre na egirina do vulcão Katzenbuckel, Alemanha (Mann *et al.* 2006).

Watson (1979), Watson & Harrison (1983) e Gwinn & Hess (1989) mostram que a solubilidade do Zr e Ti em líquidos evoluídos aumenta consideravelmente com o excesso de álcalis (peralcalinidade). Além disso, Keppler (1993) coloca que altas quantidades de F aumentam a solubilidade do Zr e Ti. Desta forma, a incorporação de Ti e Zr na estrutura da egirina seria favorecida em ambientes onde o excesso de álcalis, ou a peralcalinidade, não fosse tão pronunciado, caso contrário esses elementos permaneceriam preferencialmente em solução nos líquidos.

No Plúton Papanduva, os maiores teores de Ti e Zr são verificados principalmente nos núcleos cristalinos mais cálcicos da egirina, diminuindo em direção às bordas, paralelamente ao incremento de Na e Fe^{3+} . Desta forma, parece que o principal fator que controla a entrada de Ti e Zr na estrutura da egirina analisada é a atividade de álcalis nos fluidos tardi – a pós-magmáticos. Decréscimos na atividade relacionados a fatores diversos

como pequenas variações de fO_2 , pF_2 entre outros, favoreceriam a incorporação de Ti e/ou Zr nos núcleos cristalinos. Com o prolongamento da cristalização, o aumento da atividade de álcalis estabiliza esses elementos (e outros elementos de alto potencial iônico, HFSE) preferencialmente nos fluidos, resultando nas bordas mais sódicas, pobres em Ti da egrina.

V.2.2. ANFIBÓLIOS

V.2.2.1. Texturas

Os anfibólios constituem os principais minerais máficos na grande maioria das rochas que compõem as diversas unidades do Plúton Papanduva, sendo mais raros apenas nos álcali-feldspato granitos cataclásticos da Unidade B.

Os anfibólios sódicos são predominantes. Formam cristais subédricos a anédricos, em geral intersticiais, isolados ou em agregados de três ou mais grãos, com granulometria entre 1,0 – 5,0 mm (Fotomicrogrs. V.25 a 27). O pleocroísmo varia desde castanho-esverdeado (Fotomicrogr. V.26) até azul-escuro, quase opaco (Fotomicrogr. V.27). Zonamentos composicionais setoriais e concêntricos irregulares, alternando núcleos escuros e bordas mais claras, são bem marcados e mais comuns nos cristais da Unidade A (Fotomicrogr. V.25).

Anfibólio sódico primário pode aparecer ainda como pseudomorfos substituídos parcial a totalmente por carbonatos e minerais opacos na Unidade D (Fotomicrogr. V.28), ou como porfiroclastos fraturados, com formas alongadas, estiradas ou levemente arredondadas, nas amostras mais deformadas da Unidade A (Fotomicrogr. V.29). Suas bordas estão corroídas e os núcleos ocasionalmente poiquilíticos, pontilhados de microinclusões prismáticas orientadas e/ou vermiformes de quartzo e fluorita (Fotomicrogr. V.30).

Fases mais tardias compreendem pequenos cristais prismáticos (<1,0mm) límpidos e isolados, ou agregados fibro-radiados em meio a quartzo e feldspato alcalino (Fotomicrogr. V.31). Na Unidade D, aparecem por vezes substituindo cristais de egrina verde-clara (Fotomicrogr. V.32).

Anfibólios sódico-cálcicos formam uma geração mais precoce e restrita aos álcali-feldspato granitos maciços da Unidade C. Cristalizam-se como cristais subédricos de 2,0 – 6,0 mm que ocorrem isolados ou em aglomerados de 2 ou 3 cristais (Fotomicrogr. V.33). O pleocroísmo varia em tons de verde, com zonamentos composicionais ausentes ou muito discretos. Possuem inclusões maiores de zircão e egrina, além de microinclusões de quartzo e fluorita. Finos sobrecrecimentos tardios de anfibólio sódico podem ser observados em alguns cristais, ao longo de suas bordas e planos de fratura/clivagem (Fotomicrogr. V.34).

Reações de substituição tardi – a pós-magmáticas e/ou hidrotermais resultam na cristalização de diversos minerais ao longo das bordas e planos de fratura/clivagem dos anfibólios sódicos e sódico-cálcicos. Mantos de egirina e cristais fibrosos de astrofilita são os mais comuns. Os primeiros estão presentes em amostras de todas as Unidades, enquanto os segundos ausentam-se somente em amostras da Unidade D. Magnetita aparece tipicamente junto a anfibólios das Unidades B e D (Fotomicrogrs. V.26 e 28), enquanto neptunita e narsarsukita ocorrem exclusivamente em amostras da Unidade A (*cf.* Cap. V.2.4).

Fotomicrografia V.25: Cristais intersticiais de anfibólio sódico (Anf) com marcado zonamento composicional caracterizado por núcleos escuros e bordas mais claras, junto a egirina (Eg) em matriz de quartzo (Qz) e albita pós-magmática (Ab) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-41. Polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.26: Cristal subédrico de anfibólio sódico (Anf) com cristalização em estágios pós-magmáticos de magnetita (Mt) junto às bordas e em planos de fratura/clivagem, e de egirina (eg) como mantos irregulares. O cristal aparece intersticial a quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-10, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.27: Cristais intersticiais de anfibólio sódico (Anf) azul-escuro entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-01C. Polarizador inferior.

Fotomicrografia V.28: Pseudomorfos de anfibólio sódico (Anf) substituídos por magnetita (Mt) e carbonato (Cb), entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra 68, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.29: Porfiroclasto de anfibólio sódico (Anf) manteado por egrina (Eg) pós-magmática, com pleocroísmo em tons de verde e amarelo, em matriz de quartzo (Qz) e feldspato alcalino (FA), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-03, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.30: Microinclusões vermiformes e prismáticas orientadas de quartzo e fluorita em anfibólio sódico (Anf) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Notar que as inclusões mais vermiformes concentram-se na parte central, junto a pequenos cristais de egrina (Eg). Amostra MR-49, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.31: Cristais fibro-radiados de anfibólio sódico (Anf) intersticiais a zircão (Zr), feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade D. Cristais de magnetita de origem pós-magmática (Mt) ocorrem junto ao anfibólio. Amostra MR-01C, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.32: Cristais intersticiais de anfibólio sódico (Anf) com pleocroísmo variando de azul a verde-escuro substituindo egrina verde-clara (Eg) em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Os cristais ocorrem entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz). Amostra MR-01C, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.33: Aglomerado de cristais subédricos a euédricos de anfibólio sódico-cálcico (Anf) de pleocroísmo esverdeado, com inclusões de quartzo e zircão (Zr). Os cristais são intersticiais entre quartzo (Qz) e feldspato alcalino (FA) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-39, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.34: Detalhe de sobrecrecimento de anfibólio sódico, tipicamente azulado junto às bordas e planos de clivagem/fratura (setas brancas) de anfibólio sódico-cálcico (Anf) esverdeado com inclusões de quartzo (incolores) e zircão (Zr), em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-39, polarizador inferior.

V.2.2.2. *Quimismo*

Os anfibólios analisados apresentam uma limitada variação composicional, incluindo uma pequena proporção de tipos sódico-cálcicos até composições sódicas predominantes (Figura V.14).

Os anfibólios sódicos correspondem principalmente a arfvedsonita e riebeckita (Figs. V.15a, b, c, d, e). Neste caso, deve ser lembrado que as razões Fe^{2+}/Fe^{3+} são determinantes na separação entre arfvedsonita e riebeckita e pequenos erros nas avaliações destas razões podem conduzir a uma classificação equivocada. Algumas bordas com altos teores estimados de Li_2O (0,57 – 0,90% peso; 0,372 – 0,581 cpfu), classificam-se como Fe-leakeítas (Fig. V.15f). Finalmente, as variedades sódico-cálcicas são tipicamente Fe-richterita (Fig. V.15g). Os valores do parâmetro *mg#* são invariavelmente baixos e semelhantes para todos os casos, com valores máximos em torno de 0,05 – 0,07 (Tab. 3 – Anexo III)

Quanto aos elementos menores, a Fe-richterita apresenta teores ligeiramente maiores de TiO_2 (1,28 – 2,44% peso; 0,153 – 0,295 cpfu), Al_2O_3 (0,99 – 2,30% peso; 0,188 – 0,436 cpfu), MnO (0,56 – 0,85% peso; 0,077 – 0,115 cpfu) e MgO (0,41 – 0,83% peso; 0,099 – 0,198 cpfu); e menores de ZnO (0,35 – 0,41% peso; 0,018 – 0,042 cpfu) (Tab. 3 – Anexo III).

Dentre os anfibólios sódicos, a arfvedsonita é mais rica em TiO_2 (0,04 – 2,51% peso; 0,004 – 0,304 cpfu), MnO (0,31 – 0,95% peso; 0,041 – 0,130 cpfu), ZnO (0,05 – 0,55% peso; 0,006 – 0,065 cpfu) e Li_2O estimado (até 0,75% peso; 0,496 cpfu). Os maiores teores de Ti são registrados em cristais da Unidade C, enquanto Zn e Li estimado são maiores nas Unidades D e A, respectivamente. Mn apresenta variações semelhantes em todas as Unidades. A riebeckita, por sua vez, possui maiores teores de Al_2O_3 (0,13 – 1,40% peso; 0,023 – 0,264 cpfu) e MgO (até 0,96% peso; 0,225 cpfu). Os cristais das Unidades B e D são os mais aluminosos, enquanto aqueles da Unidade C são os mais ricos em Mg (Tab 3 – Anexo III).

O F é o principal ânion tanto nos anfibólios sódicos como nos sódico-cálcicos. Está presente principalmente na arfvedsonita (0,19 – 1,55% peso, 0,092 – 0,767 apfu), em especial nos cristais da Unidade D, enquanto a Fe-richterita registra os menores teores (0,06 – 1,10% peso; 0,030 – 0,564 apfu) (Tab. 3 – Anexo III).

V.2.2.2.1. Relações de substituição

As principais variações composicionais observadas nesses anfibólios podem ser explicadas por uma combinação dos mecanismos de substituição acoplada abaixo, onde [] representa uma vacância:

A combinação desses mecanismos resulta na equação geral:

A atuação desse mecanismo geral é demonstrada pela boa correlação negativa ($r^2 \sim -1,0$) no diagrama da Figura V.16.

O conjunto das substituições tschermakíticas (e.g. Gualda 2001):

apesar de típico de anfibólios cálcicos, parece ter também grande importância nos anfibólios analisados, estando relacionado à entrada dos íons tetravalentes Zr e, em especial, Ti, como sugere a boa correlação ($r^2 \sim -1,0$) do diagrama da Figura V.17.

Figura V.14: Classificação dos anfibólios de álcali-feldspato granitos das Unidades A, B, C e D do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo, no diagrama catiónico $[Ca]^B \times [Na]^B$, segundo a IMA (Leake *et al.* 1997).

Figura V.15: (continua na próxima página)

Figura V.15: (continua na próxima página)

Figura V.15: Diagramas catiônicos Si x $[Mg/(Mg+Fe^{2+})]$ de classificação dos anfibólios de álcali-feldspato granitos das Unidades A, B, C e D do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo, segundo a IMA (Leake *et al.* 1997).

Figura V.16: Correlação entre as proporções catiônicas de $[Na]^B + [Li]^C + 2[Fe^{3+}]^C + [Al]^T + []^A \times [Ca]^B + [Na]^A + 3[Fe^{2+}]^C + [Si]^T$ em anfibólios de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.

Figura V.17: Correlação entre as proporções catiônicas de $[Al, Fe^{3+}, \frac{1}{2}(Ti, Zr)]^C + [Al]^T \times [Fe^{2+}, Mn, Mg, Zn]^C + [Si]^T$ em anfibólios de álcali-feldspato granitos das diversas unidades do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.

V.2.2.2.2. Variações composicionais e trajetórias evolutivas

As variações composicionais observadas em cada uma das unidades mapeadas são apresentadas e discutidas a seguir. As variações são bastante distintas e marcadas em especial entre os anfibólios das unidades A e C. Os cristais das unidades B e D possuem

variações restritas e semelhantes entre si, mas distintas das outras unidades. Desta maneira optou-se por descrever a evolução dos anfibólios das Unidades A e C de maneira independente, e de B e D em conjunto.

Unidade A

Os anfibólios da Unidade A são invariavelmente sódicos, tipicamente arfvedsonita (Figura VI.15a), com marcado zonamento composicional. Os núcleos são mais cálcicos e ricos em Ti, com excesso de Na+K ($>1,0$) no sítio A. Em direção às bordas, as composições se tornam mais sódicas, com um aumento de Fe^{3+} em detrimento do Fe^{2+} . O sítio A permanece preenchido em excesso, experimentando algum incremento da somatória $(\text{Na}+\text{K})_A$ concomitante ao aumento de Si e diminuição de Al (Fig. V.18). Como consequência, as variações núcleo-borda distribuem-se em um pequeno intervalo ao longo da linha superior do diagrama $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ vs $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ de Giret *et al.* (1980) (Fig. VI.19), junto ao membro final arfvedsonita. Tal diagrama é comumente utilizado para o estudo das variações composicionais em anfibólios com o sítio B ocupado apenas por Na e Ca (o que exclui apenas os anfibólios de Fe-Mn-Mg), de rochas saturadas e insaturadas em sílica (e.g. Strong & Taylor 1984, Platt & Woolley 1986, Njonfang & Moreau 2000, Gualda & Vlach 2007b). Para esses anfibólios, a soma das variáveis Ca, Al^{IV} , Si, Na e K corresponde à soma dos cátions nos sítios A, B e T. Se a soma de B e T for igual a 10, as composições dos anfibólios com o sítio A parcialmente preenchido distribuem-se ao longo da linha inferior no diagrama da Figura V.19. Por outro lado, os anfibólios com o sítio A totalmente ocupado distribuem-se ao longo da linha superior deste diagrama.

O intervalo composicional, apesar de muito restrito, sugere uma evolução desde núcleos de composições próximas à richterita até bordas francamente arfvedsoníticas (Fig. V.19). Diagramas envolvendo a razão $[\text{Na}+\text{K}]/\text{Al}$ dos anfibólios, diretamente relacionada ao índice agpaitico da rocha ($\text{IA} = \{[\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]/\text{Al}_2\text{O}_3\}_{\text{mol.}}$) (cf. Giret *et al.* 1980), sugerem que essa evolução está associada aos aumentos da alcalinidade e supersaturação em sílica para o conjunto das amostras analisadas (Fig. V.20).

Segundo Giret *et al.* (1980) trajetórias evolutivas como essa são típicas de rochas peralcalinas supersaturadas em sílica, indicativas de cristalização em estágios magmáticos tardios, em direção a composições mais ricas em Na, K e Si, em detrimento de Ca e Al. Assemelham-se, ainda que de maneira restrita, às trajetórias características da evolução magmática a subsolidus de anfibólios na concepção de Strong & Taylor (1984). Segundo os autores, tais trajetórias envolvem substituições sob condições mais irrestritamente redutoras, com a razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ aproximando-se de 0,20. Tal condição é questionada por Hawthorne *et al.* (1993) que mostram que, na verdade, essas trajetórias podem ser tão ou mais oxidantes que as próprias “trajetórias oxidantes” de Strong & Taylor

(1984) – com razões $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ próximas de 0,4 – se a substituição descrita pela Equação (V.7) for considerada. De fato, o diagrama da Figura V.21 mostra que os valores de $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ encontrados na arfvedsonita da Unidade A são, em muitos casos, maiores que 0,2 (até 0,5), sobrepondo-se em parte aos valores encontrados para a riebeckita presente nas Unidades B, C e D, o que sugere condições oxidantes durante sua cristalização.

Figura V.18: Perfis analíticos borda-núcleo-borda ilustrando as principais variações catiônicas em dois cristais zonados representativos de arfvedsonita em álcali-feldspato granito protomilonítico (amostras MR-38 e MR-41) da Unidade A do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. Os pontos encontram-se localizados em imagens BSE-Compo.

Figura V.19: Correlação entre as proporções $\text{Si}+\text{Na}+\text{K} \times \text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ para arvedsonita de álcali-feldspato granitos da Unidade A do Plúton Papanduva, Maciço Morro Redondo. Em destaque, principal tendência evolutiva sugerida, onde N – núcleo e B – borda.

Figura V.20: Correlação entre as proporções catiônicas $(\text{Si}+\text{Na}+\text{K}) \times (\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ em arvedsonita de álcali-feldspato granitos da Unidade A, ilustrando o aumento da alcalinidade e supersaturação em sílica concomitante à evolução núcleo-borda dos anfibólios (N – núcleo; B – borda).

Figura V.21: Correlação entre a somatória catiônica ($\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$) e a razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})$ para arfvedsonita de álcali-feldspato granitos da Unidade A, em comparação com os campos obtidos para riebeckita das Unidades B, C e D do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo.

Unidade C

Os anfibólios da unidade C são os que apresentam maior variabilidade composicional, incluindo desde termos sódico-cálcicos, tipicamente Fe-richterita até anfibólios sódicos, principalmente arfvedsonita, com riebeckita mais rara (Figs. V.15b, d e g). Essa variação acompanha, grosso modo, o aumento da abundância modal de quartzo e/ou a presença de feições indicativas de deformação (cataclasitos) com os termos mais cálcicos aparecendo nas amostras com menores teores de quartzo e estruturas maciças ou pouco deformadas (MR-39 → MR-32 → MR-121 → MR-107; Tab. 2 – Anexo II). Apesar disso, é marcante a lacuna composicional que separa os anfibólios sódico-cálcicos dos sódicos (Fig. V.4).

As variações composicionais presentes guardam semelhanças com os padrões observados nos anfibólios sódicos da unidade A. Assim, os núcleos são mais homogêneos, cálcicos e ricos em Fe^{2+} , com o sítio A parcialmente ocupado ($\text{Na}_A + \text{K}_A < 1,0$). Em direção às bordas, as composições tornam-se mais sódicas e ricas em Fe^{3+} ; a somatória $(\text{Na} + \text{K})_A$ diminui rapidamente, concomitante ao incremento de Si (Fig. V.22). Como resultado dessas variações, as composições dos núcleos situam-se ao longo da linha intermediária do diagrama $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$ vs $\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$ da Figura V.23, próximos ao membro final richterita, convergindo, nas composições das bordas, para a linha inferior do diagrama, em direção ao membro final riebeckita.

Figura V.22: Perfis analíticos borda-núcleo-borda ilustrando as principais variações catiônicas em três cristais zonados representativos de Fe-richerita em álcali-feldspato granito protomilonítico (amostras MR-39 e MR-89) da Unidade C do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. Os pontos encontram-se localizados fotomicrografias digitais.

Trajetórias desse tipo têm sido atribuídas a processos magmáticos de oxidação (Strong & Taylor 1984) e podem ser explicadas pela reação da Equação (V.5). Testar, contudo, a efetiva importância desta reação não é tarefa trivial, devido a forte dependência dos valores de Fe^{3+} aos procedimentos do cálculo das proporções $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ adotado e eventuais incertezas associadas (*cf.* Gualda & Vlach 2005). Ainda assim, como sugerem

Gualda & Vlach (2007b) a marcada diminuição de $[Na+K]_A$ junto às bordas dos anfibólios, não relacionada a variações significativas nos teores de Si, reforçam a atuação do mecanismo descrito pela Equação (V.5) (Fig. V.24).

Figura V.23: Correlação entre as proporções $Si+Na+K \times Ca+Al^{IV}$ para anfibólios sódico-cálcicos e sódicos de álcali-feldspato granitos da Unidade C do Plúton Papanduva, Maciço Morro Redondo. Em destaque, principal(s) tendência(s) evolutiva(s) sugerida(s), onde N – núcleo e B – borda. Membros finais como na figura V.20.

Figura VI.24: Correlação entre as proporções catiônicas de $[Si] \times [Na+K]_A$ para anfibólios sódico-cálcicos e sódicos de álcali-feldspato granitos da Unidade C do Plúton Papanduva, Complexo Morro Redondo. Inclui trajetória evolutiva principal núcleo-borda em anfibólios sódico-cálcicos, marcada pela brusca diminuição de $[Na+K]_A$ nas bordas (N – núcleo; B – borda).

Tal diminuição fica clara também no diagrama da Figura V.25 (trajetória 1), que envolve a razão $[\text{Na}+\text{K}]/\text{Al}$. Desta forma, a cristalização dos anfibólios primários da Unidade C parece seguir dois estágios distintos. Em um primeiro estágio, os núcleos dos anfibólios cristalizam-se sob condições progressivamente mais alcalinas e supersaturadas em sílica. As bordas dos anfibólios se formam em um segundo estágio, marcado pela diminuição concomitante de $(\text{Na}+\text{K})_A$ e Al, em condições progressivamente mais oxidantes, onde o aumento da alcalinidade não é tão marcado (Figs. V 17 a 20).

A amostra MR-89 é uma exceção a essa trajetória. A evolução núcleo-borda nesta amostra se dá em direção a linha superior do diagrama da Figura V.23, ou seja, em direção à arfvedsonita. Tal distinção pode sugerir a evolução independente de cada amostra, ou estar apenas relacionada a erros inerentes do cálculo da partição $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$.

Os sobrecrecimentos e cristais tardios de anfibólios sódicos possuem teores muito baixos de Ca e Ti. A ocupação do sítio A é próxima da metade ($\text{Na}_A + \text{K}_A \sim 0,5$) (Fig. V.22).

A. arfvedsonita é o anfibólio primário em amostras próximas às bordas da Unidade C, com alguma feição de deformação. Suas variações composicionais são distintas e bastante restritas, sobrepondo-se em parte àquelas descritas para a arfvedsonita da Unidade A (Fig. V.23). Quando suas composições são analisadas no diagrama da Figura V.25 (trajetória 2), torna-se evidente que constituem um grupo a parte dos anfibólios primários em amostras não deformadas, separado destes por uma lacuna composicional, e com evolução composicional semelhante a encontrada para a arfvedsonita da Unidade A, com aumento progressivo de $(\text{Na}+\text{K})_A$ e diminuição de Al em condições de alcalinidade e supersaturação em sílica crescentes e superiores àquelas atuantes durante a cristalização dos anfibólios mais típicos da Unidade C (trajetória 1, Fig. V.25).

Figura V.25: Correlação entre as proporções catiônicas $(\text{Si}+\text{Na}+\text{K}) \times (\text{Na}+\text{K})/\text{Al}$ em anfibólios sódico-cálcicos e sódicos de álcali-feldspato granitos da Unidade C, ilustrando as diferentes trajetórias evolutivas para as variedades sódico-cálcicas (trajetória 1) e sódicas (trajetória 2), onde N – núcleo e B – borda.

Unidades B e D

O anfibólio sódico presente em amostras das Unidades B e D corresponde a uma riebeckita. Arfvedsonita é rara e restrita a algumas bordas e sobrecrecimentos na riebeckita da Unidade D. (Figs. V.15c, d, e). As rochas dessas Unidades apresentam tipicamente evidências de transformações pós-magmáticas subsolidus e/ou hidrotermais, como a formação de lamelas de exsolução, albita secundária e *swapped rims* em cristais de feldspato alcalino adjacentes (cf. Hoshino 1986, Gualda & Vlach 2007b), além da cristalização de magnetita ao longo de bordas e fraturas de anfibólio e clinopiroxênio, e de zircão tipicamente hidrotermal (cf. Corfu *et al.* 2003). Tais evidências sugerem que a riebeckita tenha se originado também a partir de transformações pós-magmáticas, em substituição total ao anfibólio sódico ou sódico-cálcico primário, de acordo com Ernst (1962) que demonstrou que a riebeckita não é uma fase magmática estável.

Dado o número reduzido de análises efetuadas e a maior homogeneidade composicional verificada nos anfibólios dessas duas unidades, as trajetórias evolutivas núcleo-borda são mais discretas, e aparentemente independentes para cada amostra. Contudo, quando analisadas em conjunto guardam semelhanças entre si e grandes diferenças das observadas nos cristais das Unidades A e C. Apesar dos teores tipicamente baixos de Ca e Al, as composições dos núcleos tendem a ser mais cálcicas, com ocupação do sítio A abaixo de 0,5, situando-se entre as linhas inferior e mediana do diagrama $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ vs. $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ (Fig. V.26), próximas ao vértice da riebeckita. Em direção às bordas, as composições tornam-se mais sódicas e ricas em Fe^{3+} . A somatória $(\text{Na}+\text{K})_{\text{A}}$ tende a aumentar paralelamente ao aumento de Si. Com isso as trajetórias direcionam-se para composições mais arfvedsoníticas.

Essas trajetórias evolutivas guardam alguma semelhança com a evolução magmática/subsolidus de anfibólios (Strong & Taylor 1984), acompanhando aumentos discretos da alcalinidade para o conjunto de dados analisados, com algumas amostras registrando individualmente alcalinidade constante (Fig. V.27). Tal como na Unidade A, condições redutoras para a evolução magmática/subsolidus são desfavorecidas pelos valores da razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ entre 0,3 e 0,5, típicos de condições mais oxidantes (Fig. V.26).

Figura V.26: Correlação entre as proporções $Si+Na+K$ x $Ca+Al^{IV}$ para anfibólios sódicos das Unidades B (a) e D (b) do Plúton Papanduva, Maciço Morro Redondo. Em destaque, principais tendências evolutivas sugeridas, onde N – núcleo e B – borda. Membros finais como na figura VI.15

Figura V.27: Correlação entre as proporções catiônicas $(\text{Si} + \text{Na} + \text{K}) \times (\text{Na} + \text{K})/\text{Al}$ em anfibólios sódicos de álcali-feldspato granitos das Unidades B (a) e D (b), ilustrando o aumento da alcalinidade e supersaturação em sílica concomitante à evolução núcleo-borda dos anfibólios na Unidade B e o padrão mais constante nos cristais da Unidade D (N – núcleo; B – borda).

V.2.2.3. Comparação com outras ocorrências

A Figura V.28 traz as variações composicionais em anfibólios de diversas ocorrências típicas, incluindo outras ocorrências da Província Graciosa, plotadas no diagrama catiônico $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$ vs. $\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$ (Giret *et al.* 1980). As variações composicionais e trajetórias evolutivas registradas nos anfibólios das diferentes unidades do Plúton Papanduva são, em linhas gerais, mais limitadas, uma vez que estão ausentes termos cálcicos, sendo comparáveis com apenas algumas daquelas ocorrências.

Para a arfvedsonita típica da Unidade A, o intervalo composicional representado no diagrama $\text{Ca}+\text{Al}^{\text{IV}}$ vs. $\text{Si}+\text{Na}+\text{K}$ da Figura V.19, apesar de muito restrito, sobrepõe-se em parte às composições encontradas em sienitos e quartzo sienitos alcalinos do Maciço Pandé, Camarões (Njonfang & Moreau 2000); e às composições dos anfibólios do “grupo 3” de Newmann (1976) em granitos e sienitos alcalinos da região do Rifte de Oslo, na Noruega. Em ambas as localidades, porém, a evolução magmática-subsolidus desde Fe-richterita, ou de composições próximas a esse membro final, até arfvedsonita ocorreu sob condições mais redutoras, em especial no Maciço Pandé, onde a razão $\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Fe}^{3+})$ para a arfvedsonita alcança valores máximos de 0,16. No Rifte de Oslo os valores dessa razão são um pouco maiores, expandindo o intervalo entre 0,09 – 0,27.

As composições dos anfibólios dos álcali-feldspato granitos maciços da Unidade C, convergindo desde Fe-richterita até riebeckita (Fig. V.23), guarda certas semelhanças com as trajetórias oxidantes encontradas em anfibólios de granitos peralcalinos da Suíte Topsails, Newfoundland (Strong & Taylor 1984) e para os anfibólios da Associação Alcalina 1 dos granitos e sienitos da região da Serra da Graciosa, Província Graciosa (Gualda & Vlach 2007b) (Fig. V.28). Dessa forma, assim como o observado por esses autores, o aparecimento de composições riebeckíticas em direção às bordas da Fe-richterita primária na Unidade C pode estar condicionado a transformações e reações de reequilíbrio em estágios pós-magmáticos, marcadas por uma diminuição nos teores de álcalis concomitante ao aumento de Fe^{3+} .

No caso das Unidades B e D, as trajetórias de evolução magmática/subsolidus limitadas apresentadas na Figura V.26 podem ser comparadas, ao menos em parte, às variações observadas em rochas da Associação Alcalina 2 da região da Serra da Graciosa, com anfibólio sódico primário (*cf.* amostra GRA-49, Gualda & Vlach 2007b; Fig. V.28). Neste caso, porém, a evolução é paralela ao decréscimo da alcalinidade, enquanto os cristais das Unidades B e D registram em conjunto um discreto aumento da alcalinidade (Fig. V.27).

Para todas as Unidades, as variações composicionais registradas nos anfibólios sódicos e sódico-cálcico seguem a denominada trajetória magmática primária encontrada em outros granitóides peralcalinos por Mitchell (1990), mostrando uma progressiva diminuição de Ca_B com o aumento de Si.

Figura V.28: Diagrama catiônico $\text{Si} + \text{Na} + \text{K}$ x $\text{Ca} + \text{Al}^{\text{IV}}$ comparando as variações composicionais em anfibólios do Complexo Morro Redondo com aquelas registradas em várias localidades. Em (a) aparecem os nomes dos membros finais ideais. Em (b), (c) e (d) são representados os intervalos de variação composicional em alguns maciços e complexos alcalinos supersaturados e subsaturados ao redor do mundo. Em (e) aparecem os intervalos de variação obtidos para outros plútons da Província Graciosa. Os dados foram recalculados conforme procedimentos descritos no capítulo II. Adaptado e modificado de Gualda & Vlach (2007b).

V.2.3. SUBSTITUIÇÃO DE ANFIBÓLIOS PRIMÁRIOS POR EGIRINA

A substituição de arfvedsonita primária por cristais de egirina é um processo bem conhecido em granitos e riolitos peralcalinos. A cristalização de egirina seria favorecida em relação a arfvedsonita por pressões parciais mais altas de O_2 , baixas de H_2O e altas T , através de reações do tipo (Deer *et al.* 1978):

ou

Essas reações ocorreriam em estágios magmáticos, com temperaturas em torno de 600 – 625°C (Bonin 1986).

Contudo, estudos mais recentes têm demonstrado que a substituição de arfvedsonita por egirina é favorecida em ambientes mais oxidantes, com temperaturas relativamente baixas (ca. 300 – 450°), em estágios pós-magmáticos/hidrotermais, a partir de fluidos residuais peralcalinos (Grapes *et al.* 1979, Ike 1985, Salvi & Williams-Jones 1990, Salvi & Williams-Jones 1996, Schmitt *et al.* 2000, Njonfang & Moreau 2000, Scaillet & MacDonald 2001, Marks *et al.* 2003). A cristalização durante o estágio magmático de fases anidras como feldspato alcalino, olivina, augita e óxidos de Fe-Ti sob condições relativamente reduzidas (abaixo ou próximas do tampão QFM), em rochas peralcalinas supersaturadas, resultam no enriquecimento dos líquidos residuais em Na, Fe, Si, halógenos e H_2O . O aumento na quantidade desses elementos, associado com a diminuição da temperatura causa mudanças no equilíbrio *redox*, aumentando o conteúdo de Fe_2O_3 presente que, por sua vez, provoca um incremento na razão Fe^{3+}/Fe^{2+} (Grapes *et al.* 1979). Nessas condições mais oxidantes, a arfvedsonita primária é substituída nas bordas por egirina contendo pequenas inclusões de quartzo, fluorita e hematita através de reações do tipo (Marks *et al.* 2003):

ou ainda (Salvi & Williams-Jones 1996):

No Plúton Papanduva, a substituição da arfvedsonita primária por egirina pós-magmática esverdeada (cpx I) é bastante comum, ocorrendo em amostras de todas as unidades. Embora localizadamente a egirina apresente inclusões de quartzo e fluorita, diferentemente do que ocorre em outras localidades, esse processo de substituição não leva ao aparecimento de óxidos de Fe na egirina, especialmente a hematita. Vale lembrar que em amostras das Unidades B e D cristais de magnetita são relativamente comuns junto às bordas e planos de fratura/clivagem de egirina e/ou anfibólios. Contudo, a origem desses cristais está relacionada a outros processos de alteração pós-magmática, visto que ocorrem substituindo também anfibólios, inclusive riebeckita.

Uma reação que pode ser aplicada para o Plúton Papanduva é apresentada por Salvi & Williams-Jones (1990) para o Complexo Strange Lake, Canadá. Os autores interpretam a substituição de arfvedsonita por egirina como um tipo de alteração hidrotermal, na presença de um fluido ortomagmático rico em Na e F e pobre em Ca, de acordo com a reação:

A egirina pode ser formar também através da reação entre arfvedsonita e fluidos residuais (pós-magmáticos), como demonstra Grapes *et al.* (1979) através da reação:

ou de acordo com Schönerberger *et al.* (2006):

As reações descritas pelas Equações (V.14, 15 e 16) podem ser simplificadas de acordo com a Equação (V.17) proposta neste trabalho para explicar a formação de egirina a partir da interação entre arfvedsonita e fluidos residuais oxidantes ricos em álcalis:

Ocasionalmente, nas rochas da Unidade C, observam-se cristais de Fe-richterita parcial a totalmente manteados por egirina esverdeada (cpx I), tipicamente mais cálcica.

Esta relação de substituição pode ser explicada a partir da reação descrita pela Equação (V.18), proposta neste trabalho na forma:

O Ca liberado por esta reação explicaria as composições mais cálcicas da egirina formada. Além disso, poder ter sido utilizado na formação de minerais acessórios pós-magmáticos com composições mais cálcicas (e.g. nacareniobsita, bastnäsite – itens V.5 e 6; cf. discussão no Cap. VI).

V.3. Óxidos de Fe e Ti

Magnetita, ilmenita e outros óxidos de Fe e Ti não identificados ocorrem em algumas variedades petrográficas do Plúton Papanduva. Apresenta-se a seguir uma caracterização destes minerais, com ênfase para a ilmenita.

V.3.1. ILMENITA

V.3.1.1. Textura

A ilmenita é um mineral acessório importante em rochas das Unidades B e D. Tipicamente, as amostras estudadas destas unidades apresentam graus variáveis de alteração pós-magmática/hidrotermal, riebeckita como o anfibólio sódico principal e formação de abundante magnetita junto às bordas e em planos de fratura/clivagem da riebeckita e/ou egirina (ver a seguir).

Na Unidade B, a ilmenita forma cristais euédricos a subédricos de hábitos alongados, com granulometria entre 0,1 – 0,5 mm. São relativamente homogêneos em imagens BSE-Compo e ocorrem isolados, em meio a quartzo e feldspato alcalino, ou em aglomerados de 2 – 4 grãos associados à cristais de egirina esverdeada e alaranjada (clinopiroxênios tipo I e III respectivamente; cf. item V.2.1), riebeckita e astrofilita, junto às bordas destes ou como inclusões euédricas (Fotomicrogs. V.35, 36).

Na Unidade D, a ilmenita forma cristais mais tipicamente anédricos, intersticiais a quartzo e feldspato alcalino, com granulometria entre 0,2 – 0,6 mm (Fotomicrog. V.37, Fig. V.29). Também aparece em aglomerados de 3 ou mais cristais, parcialmente manteados e substituídos por magnetita, como resultado de reações de substituição no estágio pós-magmático (Fotomicrog. V.38, Fig. V.30). Imagens BSE-Compo revelam grãos

heterogêneos, alterados por outros óxidos (hidróxidos?) de Fe-Ti não identificados, que formam porções irregulares de coloração mais escura (Figs. V.29, 30).

Fotomicrografia V.35: Cristais subédricos de ilmenita (Ilm) associada a cristais de egrina (Eg) intersticiais a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade B. Cristais pós-magmáticos de magnetita (Mt) aparecem ao longo de zonas de fratura da egrina. Amostra MR-10, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.36: Cristal euédrico prismático de ilmenita (Ilm) incluído em riebeckita intersticial (Rieb) a feldspato alcalino (FA) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade B. A riebeckita apresenta ainda pequenas inclusões de zircão (Zr) e formação de pequenos cristais de magnetita pós-magmática (Mt) junto às suas bordas e planos de clivagem/fratura. Amostra MR-10, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.37: Cristal intersticial de ilmenita (Ilm) parcialmente alterado por óxidos de Fe-Ti (porções irregulares de coloração mais clara), entre feldspato alcalino (FA), quartzo (Qz) e zircão (Zr) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-129, luz refletida.

Figura V.29: Imagem BSE-Compo detalhando o cristal de ilmenita (Ilm) da Fotomicrografia VI.27. As áreas com coloração em tons de cinza-claro são mais ricas em Zn e Mn, enquanto as porções mais escuras, de contornos irregulares, representam áreas alteradas por óxidos de Fe-Ti, pobres em Zn e Mn. Amostra MR-129.

Fotomicrografia V.38: Aglomerado de cristais de ilmenita (Ilm) manteados e substituídos por magnetita (Mt) de origem pós-magmática, em meio a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Amostra MR-129, luz refletida.

Figura V.30: Imagem BSE-Compo do aglomerado da Fotomicrografia VI.28. Os cristais de ilmenita (Ilm) estão parcialmente alterados por óxidos de Fe-Ti (porções de coloração mais escuras), enquanto a magnetita (Mt), originada de reações pós-magmáticas de substituição, é relativamente homogênea. Amostra MR-129.

V.3.1.2. Quimismo

Análises químicas selecionadas das Unidades B e D são apresentadas na Tabela 4 (Anexo III).

A ilmenita presente na Unidade B tem composições relativamente homogêneas, caracterizadas por teores de MnO relativamente elevados, entre 10,31 – 12,11% em peso. TiO_2 e FeO_T variam entre 48,13 – 52,84% e 34,30 – 38,83%, respectivamente. Elementos menores importantes incluem ZnO (0,09 – 0,22%) e Nb_2O_5 (<0,03 – 0,74%). MgO situa-se abaixo do limite de detecção (ca. 0,03%) em todas as análises.

A molécula FeTiO_3 (ilmenita) corresponde a 65,1 – 75,2% mol., enquanto a molécula MnTiO_3 (pirofanita) perfaz 21,6 – 25,8%, observando-se razões $\text{Mn}/(\text{Fe}^{2+}+\text{Mn})$ variáveis entre 0,23 – 0,26. Fe_2O_3 (hematita) alcança um máximo de 12,0%. Trata-se, portanto, de um membro intermediário da solução sólida ilmenita-pirofanita (Fig. V.31), com fórmula mínima expressa por $(\text{Fe}^{2+}_{0,73}, \text{Mn}_{0,24})(\text{Ti}_{0,97}, \text{Fe}^{3+}_{0,06})\text{O}_3$.

Na amostra MR-47B, um único cristal analisado de ilmenita junto a egrina apresentou composições mais puras, com as moléculas FeTiO_3 e MnTiO_3 variando entre 88,8 – 90,6% e 8,5 – 9,4%, respectivamente.

Na Unidade D, por outro lado, as composições obtidas para a ilmenita são muito contrastadas, destacando-se a relativa abundância de ZnO (12,09 – 24,19 %) em detrimento ao FeO_T (13,76 – 24,02%). Os teores em MnO (8,23 – 15,11%) e Nb_2O_5 (0,09 – 1,18%) são também algo mais elevados em média, enquanto os de TiO_2 e MgO são comparáveis (49,61 – 51,39% e abaixo do limite de detecção, respectivamente). Destacam-se, portanto, pela presença significativa da molécula ZnTiO_3 (ecandrewsita – cf. Birch *et al.* 1988, Whitney *et*

al. 1993), cuja participação varia entre 23,5 – 46,3 % mol., enquanto FeTiO_3 (ilmenita) e MnTiO_3 (pirofanita) correspondem a 35,5 – 57,5% e 18,1 – 33,4%, respectivamente. A molécula Fe_2O_3 (hematita) está ausente. A razão $\text{Mn}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Mn})$ varia entre 0,24 – 0,47.

Esta variedade de ilmenita apresenta composição intermediária entre ilmenita, ecandrewsita e pirofanita (Fig. V.31), com fórmula mínima $(\text{Fe}^{2+}_{0,42}, \text{Zn}_{0,30}, \text{Mn}_{0,28})(\text{Ti}_{0,99}, \text{Nb}_{0,01})\text{O}_3$. É interessante observar que os teores determinados de ZnO são significativamente maiores que os registrados por Suwa *et al.* (1987) em cristais de Zn-Mn-ilmenita do granito peralcalino Kuiqi, China (0,67 – 7,63% peso; 2,0 – 14,0% mol. ZnTiO_3), e por Nakashima & Imaoka (1998) em Nb-Zn-ilmenita de riolitos peralcalinos da região de Cape Ashizuri, Japão (0,87 – 5,44% peso; 1,0 – 10,0% mol. ZnTiO_3).

Figura V.31: Diagrama ternário molecular FeTiO_3 (ilmenita) – MnTiO_3 (pirofanita) – ZnTiO_3 (ecandrewsita) com as composições obtidas em cristais de ilmenita das Unidades B e D do Plúton Papanduva.

V.3.1.2.1. Relações de substituição

A entrada dos cátions Mn e Zn na estrutura da ilmenita pode ser explicada a partir de substituições isomórficas simples do tipo $\text{Mn} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$ e $\text{Zn} \leftrightarrow \text{Fe}^{2+}$, que definem as soluções sólicas ilmenita-pirofanita e ilmenita-ecandrewsita respectivamente (e.g., Birch *et al.* 1988, Whitney *et al.* 1993). Assim, podemos escrever uma equação geral do tipo:

representada na Figura V.32. A correlação excelente entre seus membros ($r^2 = 0,988$), numa relação aproximada de 1:1, sugere que a substituição representada pela Equação (V.17) possa atuar na geração das variações composicionais observadas na ilmenita, tanto intra como inter-unidades.

Figura V.32: Correlação entre as proporções catiônicas $Fe^{2+} \times (Mn^{2+} + Zn^{2+})$ para a ilmenita das Unidades B e D do Plúton Papanduva.

O Nb pode ser um importante elemento menor em alguns cristais de ilmenita, em especial nos cristais da Unidade D. Sua entrada no sítio octaédrico, juntamente com Fe^{3+} em substituição ao Ti, se deve à substituição (e.g. Platt & Mitchell 1996, Nakashima & Imaoka 1998):

Nakashima & Imaoka (1998) sugerem uma substituição derivada da Equação (V.19) do tipo:

para explicar a entrada de Nb e Fe^{3+} na estrutura de ilmenita de sienitos e riolitos peralcalinos de Cape Ashizuir, onde [] representa uma vacância (cf. também Gaspar & Wyllie 1983). No Plúton Papanduva, esse mecanismo de substituição tem atuação limitada, uma vez que cristais de ilmenita contendo Nb e Fe^{3+} foram encontrados apenas na Unidade B. Nestes

casos, verifica-se uma correlação excelente ($r^2 = 0,978$) entre os termos da Equação (V.19) (Fig. V.33).

A ilmenita da Unidade D, apesar de conter maiores teores de Nb, é caracterizada pela ausência de Fe^{3+} . Tal observação, embora possa ser apenas um artifício do procedimento de cálculo adotado (Carmichael 1967), sugere que nos cristais de ilmenita dessa unidade, tipicamente intersticiais, o Nb substitui Ti no sítio octaédrico independentemente do Fe^{3+} , a partir, por exemplo, de uma substituição acoplada do tipo (Platt & Mitchell 1996):

a qual fornece uma correlação negativa excelente ($r^2 = 0,987$), apesar da pequena variação observada no diagrama catiônico da Figura V.34.

Figura V.33: Correlação entre as proporções catiônicas $2\text{Ti} + 2\text{Fe}^{2+} \times 2\text{Nb} + 2\text{Fe}^{3+} + []$ para cristais analisados de ilmenita da Unidade B do Plúton Papanduva.

Figura V.34: Correlação entre as proporções catiônicas $3\text{Ti} \times 2\text{Nb} + \text{R}^{2+}$ para ilmenita analisada da Unidade D do Plúton Papanduva.

V.3.2. MAGNETITA

V.3.2.1. Textura

Magnetita ocorre em rochas das Unidades B e D. Cristaliza-se tipicamente como cristais subédricos a euédricos pequenos (0,1 – 0,2 mm) ao longo das bordas e planos de fratura/clivagem de riebeckita e/ou egrina (Fotomicrog. V.36). Na Unidade D, magnetita juntamente com carbonatos de terras-raras substitui parcial a totalmente cristais de arfvedsonita primária. Ainda nesta unidade, magnetita pode ocorrer manteando ou substituindo cristais tardi – a pós-magmáticos de ilmenita (Fotomicrog. V.38, Fig. V.30).

V.3.2.2. Quimismo

Análises químicas WDS foram feitas em apenas alguns cristais de magnetita da Unidade D, para uma caracterização preliminar. Os resultados são apresentados na Tabela 5 (Anexo III) e revelam composições relativamente puras, com $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{calc}}$ e FeO^{calc} oscilando entre 62,16 – 65,69% (em peso) e 30,88 – 32,56% respectivamente. TiO_2 varia entre 0,88 – 2,31%; a molécula úlvospinério (Fe_2TiO_4) correspondendo a 2,64 – 6,91% mol. Entre os elementos menores, Nb_2O_5 alcança máximos de 0,39%, enquanto MnO e ZnO estão próximos ou abaixo do limite de detecção (ca. 0,03%).

V.3.3. CONSIDERAÇÕES ADICIONAIS

As observações texturais e químicas obtidas para a ilmenita e magnetita das Unidades B e D do Plúton Papanduva permitem tecer algumas inferências preliminares.

Altos conteúdos de Mn na ilmenita têm sido apontado como indicativo de baixas temperaturas de cristalização (e.g. Buddington & Lindsley 1964, Anderson 1968, Neumann 1974, Pe-Piper 2007), em condições de maiores fO_2 (e.g. Anderson 1968, Czamanske & Mihálik 1972) e conteúdo de voláteis (Sasaki *et al.* 2003). Tsusue (1973) aponta ainda para um relativo enriquecimento em Mn no fluido/magma original como uma das condições determinantes, enquanto von Knorring & Fadipe (1981) e Černý *et al.* (1986) mostram que os conteúdos de Mn (e Ta) tendem a aumentar nos estágios finais de cristalização de álcali granitos e pegmatitos.

Nas rochas da Unidade B do Plúton Papanduva, a ilmenita é subédrica a euédrica e coexiste com egirina de pleocroísmo alaranjado, interpretada como de cristalização pós-magmática, sendo quimicamente caracterizada, entre outros fatores, por teores mais altos de Mn (clinopiroxênio tipo III – *cf.* item V.2.1.). Neste panorama, parece plausível que um relativo enriquecimento em Mn nos fluidos pós-magmáticos, em condições mais oxidantes, aliado à baixas T, foi determinante no aparecimento de ilmenita rica em Mn nos álcali-feldspato granitos maciços a cataclásticos da Unidade B.

A ilmenita presente nos microgranitos da Unidade D aparece tipicamente como cristais intersticiais e contém, além de alto Mn, teores significativamente maiores de Zn e Nb em comparação com os cristais analisados da Unidade B, o que pode sugerir condições de cristalização distintas.

Suwa *et al.* (1987) sugerem condições relativamente oxidantes para a cristalização de ilmenita rica em Mn e Zn no álcali granito de Kuiqi (China). Nakashima & Imaoka (1998), em estudos com ilmenita rica em Zn e Nb do sienito de Cape Ashizuri (Japão), chamam a atenção para o fato de que conteúdos relevantes de Zn na ilmenita são encontrados apenas em cristais presentes em cavidades mirolíticas de riolitos peralcalinos que intrudem o corpo sienítico principal. Com isso, os autores interpretaram o enriquecimento em Zn da ilmenita como um evento tardio (tardi – a pós-magmático?) na presença de altas quantidades de voláteis. Por outro lado os altos teores de Nb presentes refletiriam uma alta atividade de Nb no fluido/magma primário. Nesta linha, Wang *et al.* (1982) concluem que óxidos portando Nb são instáveis em temperaturas mais baixas, onde a fase estável porta preferencialmente Ta (*cf.* também von Knorring & Fadipe 1981, Černý *et al.* 1986).

Com base nessas informações, tendo em vista ainda que as rochas da Unidade D são interpretadas como o evento magmático mais tardio no Plúton Papanduva (*cf.* Cap. IV), a cristalização de ilmenita rica em Zn e Nb nas rochas dessa unidade é interpretada como um evento tardi – a pós-magmático, a partir de fluidos residuais enriquecidos em voláteis, Zn

e Nb, em condições oxidantes, com temperaturas algo maiores do que aquelas operantes quando da cristalização da ilmenita na Unidade B. A presença de riebeckita com teores relativamente elevados de Zn nos microgranitos da Unidade D reforça essa idéia.

Para a magnetita relativamente pura encontrada em rochas das Unidades B e D, as evidências texturais e químicas indicam cristalização pós-magmática/hidrotermal. Os teores muito baixos de Mn contrastam com a ilmenita coexistente, confirmando a preferência desse elemento (bem como Zn e Nb) pela estrutura romboédrica da ilmenita (e.g. Buddington 1963, Czamanske & Mihálik 1972, Suwa *et al.* 1987).

V 4. Minerais acessórios silicáticos com Ti

V.4.1. NARSARSUKITA

Narsarsukita foi originalmente descrita no pegmatito de Narsarsuk (Groelândia) por Flink (1901), onde se encontra associada à egrina, microclínio, albita, elpidita, quartzo entre outros. A definição de sua estrutura cristalina se deve a Pyatenko & Pudovkina (1960) e Peacor & Buerger (1962). Estudos relacionando cristalografia e quimismo mineral são apresentados e discutidos mais recentemente por Wagner *et al.* (1991).

A narsarsukita é um titanossilicato “alcalino” cuja composição pode ser descrita através da fórmula química geral $\text{Na}_2[(\text{Ti}, \text{Zr})_{(1-x)}\text{Fe}^{3+}_x]\text{O}_{(1-x)}\text{F}_x\text{Si}_4\text{O}_{10} \cdot (0-1/2)\text{H}_2\text{O}$, com $0 \leq x \leq 1$ (Wagner *et al.* 1991). Cristaliza-se no sistema tetragonal, grupo espacial *I4/m*. É um mineral acessório relativamente raro, encontrado principalmente em rochas alcalinas plutônicas e vulcânicas saturadas e insaturadas; bem como em hornfels, pegmatitos e diques de microgranitos associados aos complexos plutônicos alcalinos. As paragéneses minerais incluem principalmente egrina, feldspato alcalino, quartzo, arfvedsonita, pectolita, zirconossilicatos, neptunita, além de nefelina em rochas insaturadas. Dentre as principais ocorrências, além da localidade-tipo de Narsarsuk, Groelândia; citam-se aquelas de Mont Saint Hilaire (Rajasekaran 1966) e Strange Lake (Birkett *et al.* 1996), ambos no Canadá, Províncias de Gardar, Groelândia (Upton *et al.* 1976) e Kola, Rússia (Vlasov *et al.* 1966, Chakhmouradian *et al.* 2005), os Complexos Anelares Anorogênicos da Nigéria (Bennet *et al.* 1984) e Niger (Jérémine & Christophe Michel-Lévy 1961); e o Maciço Sirwa, Marrocos (Wagner *et al.* 1991) (*cf.* também Read 1991 e referências citadas).

No Brasil, Atencio *et al.* (1997) descreve uma ocorrência de narsarsukita em rochas com quartzo e taeniolita oriundas do Complexo Alcalino de Poços de Caldas (MG/SP).

V.4.1.1. Texturas

A narsarsukita é um mineral acessório exclusivo das rochas da Unidade A, em que aparece em quantidades modais significativas em algumas amostras (até 3,2% vol.).

Ocorre em em duas gerações textural e quimicamente distintas. A primeira geração forma cristais euédricos a subédricos intersticiais com dimensões entre 1,0 e 2,0 mm, de cristalização tardi-magmática. Os cristais aparecem por vezes deformados, acompanhando a foliação subsolidus da rocha (Fotomicrogrs. V.39 e 40, Fig. V.35). Apresentam o hábito placóide a lamelar com $a \gg c$ e são incolores, com relevo alto e birrefringência de segunda ordem e caráter uniaxial (-) típicos. Alguns cristais encontram-se moderada a fortemente alterados e substituídos por titanita, bastnäsite e outros carbonatos de terras raras, além de filossilicatos e fases menores não identificadas. Em algumas amostras, os cristais mais desenvolvidos possuem zonas intermediárias poiquilíticas, ricas em microinclusões de zirconossilicatos de (Na, K), alternadas com núcleos e bordas externas límpidas (Fig. V.36).

Uma segunda geração cristaliza-se como pequenos cristais (< 1,0 mm) euédricos lamelares ou mesmo fibrosos, que aparecem como pequenas inclusões nas bordas de cristais de quartzo, na matriz (Fotomicrogr. V.41), ou ao longo das bordas e em fraturas ou mesmo nas zonas centrais de arfvedsonita (Fotomicrogr. V.42) e egrina (Fotomicrogrs. V.43 e 44), como resultado de reações de substituição. É interessante observar que as zonas dos cristais de arfvedsonita que ocorrem ao lado na narsarsukita que a substitui mostram padrão pleocróico contrastado, dominado por tonalidades mais claras (Fotomicrogr. V.42); e que análises semi-quantitativas EDS revelam que estas zonas contêm teores inferiores de Ti e Fe^{3+} , quando comparados com as zonas mais afastadas, não afetadas pela substituição.

Fotomicrografia V.39: Cristais deformados e alterados de narsarsukita (Nars) com pleocroísmo característico, em matriz granoblástica de quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-49, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.40: Cristal subédrico de narsarsukita (Nars) com birrefringência característica, em meio a quartzo (Qz), albita exsolvida (Ab) feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-64, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.41: Agregado tardio de cristais fibrosos de narsarsukita (Nars) intersticial a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito protomilonítico. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.42: Cristal subédrico alterado de narsarsukita (Nars) mantendo cristal de anfibólio sódico (Anf) e egrina associada (Eg), em meio a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Notar que as bordas do anfibólio em contato com a narsarsukita mostram birrefringência mais clara. Amostra MR-64, polarizadores parcialmente cruzados.

Fotomicrografia V.43: Cristais subédricos a anédricos intersticiais de narsarsukita (Nars) bastante alterada (coloração amarelada) substituindo egrina subédrica esverdeada (Eg) ao longo de suas bordas e em zonas de fratura. Ocorrem entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-41, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.44: Cristais intersticiais a quartzo (Qz) de narsarsukita (Nars) bastante alterada substituindo egrina prismática euédrica (Eg) ao longo de suas bordas e em planos de clivagem/fraturas; em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-41, polarizador inferior.

Figura V.33: Imagem de elétrons retro-espalhados em modo composicional (BSE-Compo) de cristal fraturado de narsarsukita (Nars) em meio a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. A narsarsukita apresenta zonamento composicional discreto e irregular, onde colorações mais escuras representam áreas com teores maiores de Al_2O_3 e menores de ZrO_2 . Alterações junto às bordas são de bastnäsita e outros carbonatos de terras-raras. Amostra MR-06.

Figura V.34: Imagem BSE-Compo de cristal de narsarsukita (Nars) em meio a quartzo (Qz), feldspato potássico (FK) e egrina (Eg) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O cristal mostra zonas intermediárias mais escuras, poiquilíticas, com microinclusões de zirconossilicatos de (Na, K) (branco), alternadas com núcleos límpidos e mais claros ricos em ZrO_2 e bordas externas límpidas pobres em ZrO_2 . Amostra MR-02A.

V.4.1.2. Quimismo

Análises químicas obtidas em cristais de narsarsukita das duas gerações identificadas são apresentadas na Tabela 6 (Anexo III). As principais variações relacionadas a Ti, Fe^{3+} , Al, Zr e Nb. Tipicamente, os cristais da primeira geração são mais ricos em ZrO_2 , entre $<0,03 - 5,95\%$ peso ($<0,001 - 0,191$ cpfu), Nb_2O_5 entre $<0,03 - 1,21\%$ ($<0,001 - 0,036$ cpfu) e TiO_2 entre $11,28 - 16,59\%$ ($0,551 - 0,805$ cpfu), comparados aos da segunda geração que, por sua vez, é bem rica em Al_2O_3 , com teores variando entre $0,94 - 3,10\%$ ($0,071 - 0,231$ cpfu). Os teores de Fe_2O_3 são equivalentes em ambos os casos, oscilando entre $3,75 - 7,56\%$ ($0,185 - 0,364$ cpfu) (Figs. V.37a e b).

Nos cristais da primeira geração como o representado na Figura V.36, há uma diminuição, dos núcleos límpidos em direção às zonas intermediárias ricas em microinclusões de zirconossilicatos de (Na, K), nos teores de ZrO_2 ($5,95$ a $2,48\%$; $0,191$ a $0,079$ cpfu), Nb_2O_5 ($0,48$ a $0,10\%$; $0,014$ a $0,003$ cpfu) e TiO_2 ($13,11$ a $12,39\%$; $0,648$ a $0,606$ cpfu), paralelo ao aumento de Al_2O_3 ($0,39$ a $0,76\%$; $0,030$ a $0,058$ cpfu), Fe_2O_3 ($3,99$ a $6,01\%$; $0,197$ a $0,293$ cpfu) e Na_2O ($14,90$ a $15,65\%$; $1,900$ a $1,967$ cpfu). Junto às bordas externas mais límpidas, os teores de ZrO_2 continuam a diminuir ($2,51$ a $1,40\%$; $0,079$ a $0,044$ cpfu), acompanhados de uma ligeira diminuição de Al_2O_3 ($0,76$ a $0,61\%$; $0,058$ a $0,046$ cpfu). Por outro lado, registram-se aumentos maiores nos teores de Fe_2O_3 ($5,85$ a $6,32\%$;

0,058 a 0,049 cpfu), e mais discretos de TiO_2 (12,39 a 12,55%; 0,606 a 0,612 cpfu), Nb_2O_5 (0,10 a 0,29%; 0,003 – 0,009 cpfu) e Na_2O (15,32 a 15,56%; 1,932 a 1,956 cpfu).

Figura V.37: Composições das duas gerações de narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva nos diagramas ternários Fe^{3+} - Ti - Zr (a) e Al - Fe^{3+} - Ti (b).

V.4.1.2.1. Relações de substituição

As principais substituições que relacionam esses elementos são escritas por Wagner *et al* (1991) na forma:

e :

A narsarsukita estudada mostra uma excelente correlação negativa ($r^2 = 0,935$) para os termos da Equação (V.19), particularmente para os cristais da primeira geração (Fig. V.38). Da mesma forma, observa-se correlação negativa excelente para a Equação (V.20), compensando-se as proporções de $Ti+Zr$ e $Fe^{3+}+Al$ envolvidas na Equação (V.19) (Fig. V.39).

De acordo com Wagner *et al.* (1991) o necessário balanço de cargas para a Equação (V.20) seria alcançado pela introdução de F^{-1} em substituição ao O , na forma $Ti(Zr)F[R^{3+}O^{2-}]_{-1}$, que implica em correlações positivas entre $Ti(Zr)$ e F e negativas entre R^{3+} e F , respectivamente. De fato, estes autores (*cf.* também Birkett *et al.* 1996) obtêm correlações negativas que podem ser consideradas razoáveis entre F e R^{3+} . Entretanto, este parece não ser o caso da narsarsukita estudada e o diagrama da Figura V.40 mostra que não existe correlação adequada entre estes elementos, particularmente quando se consideram as análises da narsarsukita de segunda geração.

Esta discrepância sugere, em primeira aproximação, que a compensação de cargas no caso do Plúton Papanduva implica a introdução adicional do ânion $(OH)^{-1}$, na forma:

Esta substituição é muito típica em titanita (Higgins & Ribbe 1976) e é uma possibilidade em narsarsukita levantada também por Wagner *et al.* (1991) e Birkett *et al.* (1996).

Figura V.38: Correlação entre as proporções catiônicas de R^{3+} (Fe^{3+} , Al) x R^{4+} (Zr , Ti), corrigidas para substituição do Nb , para narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva.

Figura V.39: Correlação entre as proporções catiônicas de $2R^{4+}$ vs $Nb + R^{3+}$ para a narsarsukita do Plúton Papanduva.

Figura V.40: Correlação entre as proporções catiônicas de $R^{3+} \times F$, corrigidas para a substituição do Nb, para a narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva.

Uma das características químicas marcantes que constroem as duas gerações reconhecidas de narsarsukita do Plúton Papanduva está no comportamento relativo de Fe^{3+} e Al. Os cristais da primeira geração, assim como a grande maioria das ocorrências descritas em literatura (*cf.* item V.4.1.3), com teores de Al relativamente baixos, mostram uma relação diretamente proporcional entre estes elementos. Entretanto, os cristais de segunda geração, com teores mais elevados de Al, mostram uma correlação inversa,

indicando uma substituição direta do tipo $\text{Fe}^{3+} = \text{Al}$ (Fig. V.41), observando-se uma clara inflexão quando o Fe^{3+} atinge ca. 0,36 cpfu.

Figura V.41: Correlação entre as proporções catiônicas de Al x Fe^{3+} para as duas gerações de narsarsukita de álcali-feldspato granitos protomiloníticos da Unidade A do Plúton Papanduva.

V.4.1.3. Comparação com outras ocorrências e considerações preliminares

As variações composicionais da narsarsukita estudada cobrem praticamente todo o espectro composicional descrito para as diversas ocorrências na literatura e, em particular, expande os limites composicionais conhecidos para termos significativamente mais ricos em Zr e Al. As composições obtidas são comparadas com as principais ocorrências descritas em literatura em termos das proporções relativas de Fe^{3+} , Ti e Zr (Fig. V.42) e do comportamento relativo entre Fe^{3+} e Al (Fig. V.43).

No geral, a narsarsukita da primeira geração presente nos álcali-feldspato granitos da Unidade A difere principalmente quanto aos teores mais altos de Zr, comparáveis apenas aos encontrados em cristais de narsarsukita do Complexo Strange Lake, Canadá (Birkett *et al.* 1996), e do Maciço Sirwa, Marrocos (Wagner *et al.* 1991), que também apresentam teores semelhantes de Ti (Figs. V.37a, 42). Quanto a Fe^{3+} e Al, seus teores são também comparáveis, em parte, àqueles registrados no Complexo Strange Lake (Birkett *et al.* 1996), além da localidade-tipo de Narsarsuk, Groelândia (Wagner *et al.* 1991) e outras ocorrências menores (Figs. V.41, 43).

Os cristais com zonas intermediárias poiquilíticas ricas em microinclusões de zirconossilicatos de (Na, K), alternadas com núcleos e bordas externas mais limpas (Fig. V.36) merecem algumas considerações. Considerando-se que solubilidade do Zr, Ti e outros

HFSE aumenta sob excesso de álcalis, ou seja, em condições mais peralcalinas (e.g. Watson 1979, Gwinn & Hess 1989, *cf.* discussão no item V.2.1.3 e Cap. VI), a incorporação de Zr, Nb e Ti nos núcleos límpidos da narsarsukita indica, em um primeiro momento, a diminuição da atividade de álcalis nos fluidos tardi- a pós-magmáticos. As zonas intermediárias da narsarsukita, ricas em Al e microinclusões de zirconossilicatos e pobres em Zr, sugerem que foram alcançadas condições que favorecem a estabilização de zirconossilicatos de (Na, K), que incorporam preferencialmente o Zr. Posteriormente, com um relativo aumento da atividade de álcalis, cristalizam-se as bordas límpidas pobres em Zr e ricas em Fe^{3+} e Na da narsarsukita.

A narsarsukita de segunda geração assemelha-se, quanto aos teores de Ti, Zr e em parte Fe^{3+} , às composições da narsarsukita da localidade-tipo de Narsarsuk (Wagner *et al.* 1991), e em parte com aquelas verificadas em plútons anorogênicos da Nigéria (Bennett *et al.* 1984) e em traquitos peralcalinos da Província Gardar, Groelândia (Upton *et al.* 1976). Porém, como enfatizado anteriormente, esta geração de narsarsukita é caracterizada por teores mais elevados e variáveis de Al. Estes teores são somente comparáveis com os verificados por Upton *et al.* (1976) em núcleos de narsarsukita da Província Gardar, com Al entre 0,175 – 0,315 cpfu (Fig. V.43). Contudo, para os autores, os teores elevados de Al estariam relacionados à grande quantidade de microinclusões de albita presentes naqueles núcleos cristalinos, gerando interferências durante a microanálise.

As evidências texturais e químicas sugerem um incremento nas atividades de Al e H_2O durante estágios mais tardios, possivelmente pós-magmáticos. A Equação (V.21) mostra que a entrada de Al na estrutura da narsarsukita é acompanhada pela introdução do ânion $(\text{OH})^-$, uma relação que sugere que os fluidos sejam também relativamente ricos em H_2O .

Da análise do diagrama da Figura V.43, vale ainda destacar uma última observação. A mencionada inflexão na relação entre Fe^{3+} e Al discutida na Figura V.41, também aparece, embora de forma discreta, nas composições da narsarsukita do Complexo Strange Lake (Birkett *et al.* 1996) e na localidade-tipo de Narsarsuk (Wagner *et al.* 1991). Tal verificação parece indicar a presença de um “ponto de saturação” em Fe^{3+} na narsarsukita, em torno de ca. 0,36 cpfu, ou ca. 7,4% peso de Fe_2O_3 , a partir do qual o Fe^{3+} passa a ser substituído por Al na estrutura deste mineral.

Figura V.42: Composições relativas da narsarsukita da Unidade A do Plúton Papanduva no diagrama Fe^{3+} - Ti - Zr (à direita) comparada com outras ocorrências descritas na literatura (à esquerda).

Figura V.43: Comparação entre as proporções catiônicas de $\text{Al} \times \text{Fe}^{3+}$ em narsarsukita de diversas ocorrências descritas em literatura, e as obtidas para as duas gerações de narsarsukita de álcali-feldspato granitos protomiloníticos da Unidade A do Plúton Papanduva. Legenda das ocorrências como na Fig. V.35.

V.4.1.4. Substituição de arfvedsonita e egirina por narsarsukita

Cristais de narsarsukita ocorrem, em algumas amostras, substituindo parcialmente arfvedsonita e egirina ao longo de suas bordas e em planos de clivagem e/ou fratura (cf. item sobre texturas - V.4.1.1.; Fotomicrogs. 42 a 44).

A reação proposta através da Equação (V.22) mostra que a formação de narsarsukita a partir de arfvedsonita é favorecida com o aumento da atividade de TiO_2 , sob condições mais oxidantes:

A substituição de egirina por narsarsukita é favorecida com o aumento das atividades de TiO_2 , e de voláteis, como descrito pela reação proposta pela Equação (V.23):

O Fe_2O_3 (e o SiO_2 - Eq. V.23) liberado por essas reações pode ser utilizado em parte para a formação de egirina através da reação:

ou ainda ser utilizado para a formação de outros minerais pós-magmáticos (cf. discussão no Cap. VI).

V.4.2. ASTROFILITA

Astrofilita *sensu stricto* é o membro-final rico em Fe^{2+} e Ti do denominado grupo da astrofilita, que engloba ainda outros oito minerais como a niobofilita (Fe^{2+} , Nb), zircofilita (Fe^{2+} , Zr) e a kupletskita (Mn, Ti).

A astrofilita foi descoberta em 1844 em nefelina sienitos pegmatíticos da ilha de Låven, na região do Rifte de Oslo (Noruega). Classificada inicialmente como uma “mica marrom” por Weibye (1848), a astrofilita foi formalmente nomeada e descrita por Scheerer (1854) e Brøgger (1890). A determinação e refinamento de sua estrutura cristalina deve-se a Peng & Ma (1963), Woodrow (1967), e mais recentemente a Yamnova & Egorov-Tismenko (2000), Ma *et al.* (2000), entre outros (cf. revisão em Piilonen *et al.* 2003a, 2003b)

O grupo da astrofilita possui como fórmula geral $A_2BC_7D_2T_8O_{26}(OH)4X_{0-1}$ (Piilonen *et al.* 2003a, 2003b), onde:

- A = K, Rb, Cs, Na, H₂O, [] (vacância); *número de coordenação (NC) = 10 ou 13*;
- B = Na, Ca; *NC = 10*;
- C = Mn, Fe²⁺, Fe³⁺, Na, Mg, Zn; *NC = 6*;
- D = Ti, Nb, Zr; *NC = 5 ou 6*
- T = Si, Al; *NC = 4*;
- X = F, OH, O, []

A composição da astrofilita é representada pela fórmula química ideal $K_2Na(Fe^{2+}, Mn)_7Ti_2Si_8O_{26}(OH)_4F$ (Piilonen *et al.* 2003a). Trata-se de um titanossilicato “alcalino”, ou um heterofilossilicato na concepção de Ferraris *et al.* (1996), Ferraris (1997) e Christiansen *et al.* (1999). Cristaliza-se no sistema triclinico, grupo espacial $P1^-$.

A astrofilita e outros minerais do seu grupo ocorrem principalmente como fases acessórias em rochas alcalinas e peralcalinas saturadas e insaturadas, tipicamente nefelina sienitos, sienitos, álcali granitos e seus pegmatitos. Minerais que ocorrem associados incluem egirina, arfvedsonita, eudialita, albita, nefelina, feldspato alcalino, zircão, biotita, enigmatita, catapleiita, natrolita entre outros.

V.4.2.1. Texturas

A astrofilita é um mineral acessório relativamente comum nas rochas do Plúton Papanduva, estando ausente apenas nos microgranitos da Unidade D. É facilmente identificada pelo seu hábito laminar a algo fibroso, com clivagem típica; e por seu pleocroísmo reverso em relação às micas comuns, com X = amarelo-alaranjado escuro, Y = amarelo alaranjado e Z = amarelo esverdeado

São reconhecidas duas gerações texturais distintas de astrofilita. Nas unidades B e C, a astrofilita forma agregados de cristais euédricos a subédricos que aparecem intersticiais entre feldspato alcalino e quartzo ou associadas aos minerais máficos (Fotomicrogs. V.45, 46), com hábitos lamelares mais desenvolvidos, que alcançam 2,0 mm. Uma geração distinta, mais tardia na sequência de cristalização, também aparece nessas rochas e, em especial, nos granitos da Unidade A. Aparece como agregados de cristais com hábitos laminar e fibroso de até 1,0 mm que caracteristicamente substituem os anfibólios sódicos, a egirina e a narsarsukita, aparecendo nas bordas e ainda em planos de clivagem e/ou fratura desses minerais (Fotomicrog. V.47, Fig. V.44).

Fotomicrografia V.45: Agregado intersticial de cristais tardi-magmáticos de astrofilita (Ast) entre cristais de feldspato alcalino (FA) de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Amostra MR-44, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.46: Placas euédricas de astrofilita (Ast) tardi-magmática associada à cristal maior de egirina (Eg) substituído por riebeckita (Rieb) pós-magmática, em meio a feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito cataclástico da Unidade B. Amostra MR-01A, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.47: Cristais pós-magmáticos de astrofilita (Ast) com hábitos laminar e fibroso substituindo agregado intersticial de egirina (Eg) em meio a feldspato alcalino (FA) de álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Aegirina também está sendo substituída por riebeckita (Rieb) pós-magmática. Amostra MR-44, polarizador inferior.

Figura V.44: Imagem BSE-Compo de agregado de cristais fibrosos de astrofilita (Ast) pós-magmática sobressendo em arfvedsonita (Arf) junto à quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Porções de coloração branca correspondem a cristais de monazita. Amostra MR-21.

V.4.2.2. Quimismo

Análises químicas pontuais de cristais de astrofilita são apresentadas na Tabela 7 (Anexo III). Os dados obtidos apontam diferenças composicionais significativas entre as duas mencionadas gerações texturais. Os cristais da primeira geração são mais ricos em MnO, com teores entre 3,22 – 4,79% peso (0,612 – 0,910 cpfu), CaO entre 0,48 – 1,27% (0,116 – 0,304 cpfu), e em especial ZrO₂ entre 1,28 – 4,16% (0,141 – 0,459 cpfu), Al₂O₃ entre 0,29 – 0,92% (0,077 – 0,246 cpfu) e Nb₂O₅ entre 1,48 – 2,75% (0,152 – 0,278 cpfu).

Por sua vez, a segunda geração possui composições mais homogêneas, muito próximas ao membro-final ideal (Fig. V.35), caracterizadas por teores mais elevados de TiO_2 oscilando entre 11,52 – 12,14% (1,919 – 2,019 cpfu), FeO entre 34,96 – 35,55% (6,500 – 6,619 cpfu) e Na_2O entre (3,42 – 3,72% (1,468 – 1,597 cpfu); e ligeiramente maiores de F, variando em torno de 0,52 – 1,11% (0,368 – 0,784 apfu). Os teores de K_2O para a primeira e segunda geração são semelhantes, oscilando entre 5,07 – 5,60% (1,451 – 1,607 cpfu) e 5,23 – 5,53% (1,479 – 1,575 cpfu).

No caso da astrofilita de primeira geração, os teores mais altos de Zr e Nb indicam solução sólida limitada em direção ao análogo rico em Fe da zircofilita e ao membro-final niobofilita (Fig. V.45). De acordo com Piilonen *et al.* (2003a), a entrada de Zr na estrutura da astrofilita se dá conforme a reação :

o Nb, por sua vez, seria acomodado pela combinação das reações de substituição simples $\text{Nb}(\text{R}^{4+}[\square])_{-1}$ (Abdel-Rahman 1992) e acoplada $\text{NbFe}^{3+}(\text{R}^{4+})_{-2}$ (Birkett *et al.* 1996), que podem ser arranjadas na forma :

Em que [] significa vacância. A boa correlação negativa obtida entre os termos desta equação sugere que este mecanismo foi dominante na astrofilita do Plúton Papanduva (Fig. V.46).

Piilonen *et al.* (2003a), com base em sólidos estudos cristalográficos e químicos, apontam adicionalmente que a solução sólida astrofilita – niobofilita é melhor representada, de fato, a partir da substituição acoplada $\text{NbO}(\text{TiF})_{-1}$. A atuação deste mecanismo de substituição na astrofilita do Complexo Morro Redondo é sugerida pela correlação positiva razoável entre F e Ti (+Zr), apresentada no diagrama da Figura V.47.

Figura V.45: Diagrama de classificação para o grupo das astrofilitas com base nos cátions predominantes no sítio D: Ti, Zr e Nb (Piilonen *et al.* 2003a), com as composições dos cristais analisados do Plúton Papanduva

Figura V.46: Correlação entre as proporções catiônicas $2\text{Nb} + \text{R}^{3+}$ (Al) x 3R^{4+} (Ti, Zr) dos cristais analisados de astrofilita do Plúton Papanduva

Figura V.47: Correlação entre as proporções catiônicas de F x Ti(+Zr) nos cristais analisados de astrofilita do Plúton Papanduva

V.4.2.3. Considerações adicionais

As observações texturais e químicas mostram que a primeira geração de astrofilita no Plúton Papanduva, encontrada tipicamente em rochas das Unidades B e C como cristais isolados ou agregados intersticiais em meio a quartzo e feldspato alcalino, é de origem tardimagmática, cristalizada diretamente de magmas residuais relativamente enriquecidos em Mn, Zn, Al e Nb.

A segunda geração é de origem pós-magmática, aparecendo tipicamente em rochas da Unidade A substituindo minerais de cristalização magmática e tardi – a pós-magmática como anfibólio, egirina e narsarsukita. Esta fase cristaliza-se a partir de fluidos pós-magmáticos peralcalinos, relativamente mais enriquecidos em Na, Ti, Fe e F.

Uma reação possível para explicar a substituição de egirina e narsarsukita por astrofilita, considerando-se membros finais ideais, pode ser escrita na forma:

Abdel-Rahman (1992) coloca a substituição de arfvedsonita por astrofilita como um fenômeno tipicamente pós-magmático, através da reação:

Ambas as reações são favorecidas em ambientes com pressões parciais de O_2 mais baixas, ou seja, em condições relativamente mais redutoras.

V.4.3. ENIGMATITA

A enigmatita é um titanossilicato de Na e Fe^{2+} . A primeira descrição foi feita em 1865 por Breithaupt em nefelina sienitos da região de Tunugdliarfik, Groelândia, e sua estrutura determinada por Kelsey & MacKie (1964) e Merlino (1972). É um mineral acessório típico de rochas alcalinas insaturadas a supersaturadas plutônicas e vulcânicas, em especial nefelina-sienitos, fonólitos, comenditos e pantelleritos. As paragêneses mais comuns incluem feldspato alcalino, nefelina ou quartzo, egirina e/ou egirina-augita, hedenbergita, riebeckita, arfvedsonita e fayalita.

A enigmatita cristaliza-se no sistema triclínico, grupo espacial $P1^-$. Sua composição pode ser representada pela fórmula química ideal $\text{Na}_2\text{Fe}_5^{2+}\text{TiSi}_6\text{O}_{20}$. É um dos minerais mais importantes do chamado grupo da enigmatita-rhönita, como definido por Kunzmann (1999), que inclui ainda a krivonita, wilkinsonita, serendibita, dorrita, welshita e a høgtuavita. Este grupo apresenta fórmula geral $\text{X}_2\text{Y}_6\text{Z}_6\text{O}_{20}$, onde:

- $\text{X} = \text{Ca}, \text{Na}$; *número de coordenação (NC) = 8*;
- $\text{Y} = \text{Mg}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Ti}, \text{Al}, \text{Mn}, \text{Cr}, \text{Ca}, \text{Sb}, \text{Nb}, \text{As}$; *NC = 6*;
- $\text{Z} = \text{Si}, \text{Al}, \text{Fe}^{3+}, \text{Be}, \text{B}$; *NC = 4*.

V.4.3.1. Textura

Nas rochas do Plúton Papanduva, a enigmatita é fase acessória comum nos álcali-feldspato granitos variavelmente deformados da Unidade A. Ocasionalmente, é encontrada também em algumas amostras das bordas da Unidade C, as quais tipicamente exibem evidências de deformação sobreposta. Nas amostras em que a enigmatita ocorre, não se observa ilmenita, confirmando a relação antipatética entre enigmatita e óxidos de Fe-Ti sugerida por Nicholls & Carmichael (1969).

Fotomicrografia V.48: Grãos anédricos de enigmatita (Eng) inclusos em arfvedsonita (Arf) junto a zirconossilicatos de (Na, K) (ZNS) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. A enigmatita aparece substituída por astrofilita (cristais fibrosos amarelados). Amostra MR-66A, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.49: Grãos anédricos corroídos de enigmatita (Eng) inclusos em arfvedsonita (Arf) zonada com núcleos mais escuros e bordas claras, em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. As núcleos escuros onde concentram-se os “restos” de enigmatita são mais cálcicos e ricos em Ti e Fe²⁺. Amostra MR-xx, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.50: Remanescentes corroídos de um cristal de enigmatita (Eng) incluído em egrina (Eg) zonada intersticial a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. As partes mais esverdeadas na egrina, onde concentram-se os “restos” de enigmatita são mais cálcicas e ricas em Ti e Fe²⁺. Amostra MR-06, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.51: Porfiroclasto de arfvedsonita (Arf) em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A sendo substituído ao longo de suas bordas e planos de fratura por cristais anédricos de neptunita (Npt). Cristais isolados de egrina (Eg) também ocorrem junto às bordas da arfvedsonita. Amostra MR-xx, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.52: Grãos anédricos e subédricos de neptunita (Npt) substituindo aglomerado de cristais de arfvedsonita (Arf) associada a zirconossilicatos de (Na, K) (ZNS) em meio a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-64, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.53: Cristal de neptunita (Npt) intersticial a quartzo (Qz) e feldspato potássico (FK) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Na parte inferior esquerda da fotomicrografia, neptunita substitui arfvedsonita (Arf) portando inclusões de enigmatita (Eng). Visualiza-se também cristal isolado de egrina (Eg) em meio a quartzo. Amostra MR-64. Polarizador inferior.

Figura V.48: Imagem BSE-Compo mostrando grãos de enigmatita (Eng), inclusos em arfvedsonita (Arf), sendo parcialmente substituídos por neptunita (Npt) ao longo das bordas, em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-64.

Figura V.49: Imagem BSE-Compo em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A mostrando cristal de arfvedsonita (Arf) em meio a quartzo (Qz) com inclusões ("restos") de grãos anédricos de enigmatita (Eng), e a cristalização tardia de neptunita (Npt) junto às bordas e em zonas de fratura do anfibólio. Amostra MR-06.

Figura V.50: Imagem BSE-Compo de grãos subédricos de enigmatita (Eng) junto à quartzo (Qz) e à borda de arfvedsonita (Arf). Neptunita (Npt) cristaliza-se tardiamente junto às bordas de enigmatita e arfvedsonita de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Observa-se ainda um pequeno agregado fibroso pós-magmático de astrofilita (Ast). Amostra MR-06.

Figura V.51: Imagem BSE-Compo de cristal grande de neptunita (Npt) junto à borda de arfvedsonita, com cristalização de pequenos grãos de titanita (Tit) em sua porção central. Nota-se ainda alguns grãos de enigmatita (Eng) inclusos na neptunita e a cristalização pós-magmática de astrofilita (Ast) sobre neptunita, arfvedsonita e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito levemente deformado da Unidade C. Amostra 107.

Figura V.52: Imagem BSE-Compo mostrando cristal de narsarsukita (Nars) junto a quartzo (Qz) com restos de cristais de enigmatita (Eng) com continuidade óptica em contato reto com neptunita (Npt), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Porções de coloração branca sobre a narsarsukita correspondem a carbonatos de terras-raras de alteração. Amostra MR-34.

Apresenta pleocroísmo bem marcado em tons de avermelhado forte a quase opaco, e aparece tipicamente como inclusões com formas arredondadas ou com aspecto de “manchas” com evidências de corrosão, em arfvedsonita (Fotomicrogs. V.48, 49, Figs. V.48 a 51), egrina (Fotomicrogs. V.50) e mais raramente em narsarsukita (Fig. V.52). É interessante observar que nas zonas próximas as inclusões de enigmatita, a arfvedsonita adquire tonalidades de pleocroísmo mais escuras (Fotomicrogs. V.49), enquanto a egrina torna-se mais esverdeada, como observado na Fotomicrografia V.50. Análises semiquantitativas com EDS mostram que essas áreas são mais ricas em Ti e Fe^{2+} .

Em algumas amostras a enigmatita aparece com bordas de reação para titanita fibrosa, em geral incolor.

Uma amostra de riolito peralcalino que ocorre junto à borda W do Plúton Papanduva (ponto 52, Anexo I), analisada preliminarmente, mostra enigmatita prismática, euhedral, constituindo micro-fenocristais, orientados segundo o fluxo magmático, em matriz quartzo-feldspática contendo egrina e arfvedsonita.

V.4.3.2. *Quimismo*

A Tabela 8 (Anexo III) traz análises representativas para a enigmatita presente em amostras da Unidade A e em uma amostra de riolito associado. Os dados obtidos revelam composições relativamente homogêneas, muito semelhantes ao membro final ideal $\text{Na}_2\text{Fe}_5^{2+}\text{TiSi}_6\text{O}_{20}$ (Kunzmann 1999). Caracterizam-se por teores de TiO_2 entre 8,30 – 9,32% peso (0,893 – 0,999 cpfu), FeO^{calc} e $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{calc}}$ entre 38,47 – 40,75% (4,603 – 4,882 cpfu) e <0,03 – 2,83% (<0,001 – 0,304 cpfu) respectivamente; e Na_2O variando entre 6,99 – 7,39% (1,962 – 2,058 cpfu). As concentrações de MgO e CaO são invariavelmente baixas, oscilando, respectivamente, entre <0,03 – 0,07% (<0,001 – 0,014 cpfu) e <0,03 – 0,18% (<0,001 – 0,028 cpfu). MnO situa-se entre 0,87 – 1,43% (0,106 a 0,173 cpfu) e Al_2O_3 entre 0,04 – 0,54% (0,007 – 0,090 cpfu).

Variações composicionais entre a enigmatita presente nos granitos e no riolito associado são bastante limitadas. Em linhas gerais, os cristais analisados do riolito possuem teores ligeiramente maiores de Fe_2O_3 e MnO , variando entre ca. 1,64 – 2,83% (0,177 – 0,304 cpfu) e 1,29 – 1,43% (0,157 – 0,173 cpfu), respectivamente; e teores ligeiramente menores de TiO_2 , oscilando entre 8,30 – 8,61% (0,893 – 0,937 cpfu) e Al_2O_3 , entre 0,08 – 0,12% (0,014 – 0,020 cpfu).

Essas pequenas variações composicionais estão relacionadas às substituições acopladas $\text{SiR}^{2+}(\text{Al}^{\text{IV}}\text{R}^{3+})_1$ e $\text{R}^{4+}\text{R}^{2+}(\text{R}^{3+})_2$ (Kunzmann 1999), onde $\text{R}^{4+} = \text{Ti}, \text{Zr}$; $\text{R}^{3+} = \text{Fe}^{3+}, \text{Al}$ e $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg}$. A somatória dessas reações de substituição resulta na equação geral:

cujos termos apresentam uma boa correlação negativa ($r^2 = 0,959$) nas amostras estudadas, como ilustrado na Figura V.53, a seguir.

Figura V.53: Correlação entre as proporções catiônicas de $Si^{IV} + (R^{4+})^{VI} + 2(R^{2+})^{VI}$ x $Al^{IV} + 3(R^{3+})^{VI}$ para cristais de enigmatita de álcali-feldspato granitos protomiloníticos da Unidade A e riolito peralcalino associado.

V.4.3.3. Considerações adicionais

As texturas e microestruturas observadas, tanto nos álcali-feldspato granitos das unidades A e C do Plúton Papanduva, como em uma amostra analisada de riolito peralcalino associado, sugerem que a cristalização da enigmatita ocorre em estágios magmáticos, de forma precoce em relação a egirina e arfvedsonita, sendo por eles substituída ainda em ambiente magmático, no caso da arfvedsonita, e tardi – a pós-magmático para a egirina.

As pequenas diferenças composicionais observadas entre os cristais de enigmatita dos granitos e riolito apontam para magmas com composições semelhantes, ainda que ligeiramente mais enriquecidos em Ti e Al no caso dos granitos, e em Fe^{3+} e Mn para o riolito.

V.4.3.4. Substituição de enigmatita por egirina, arfvedsonita, narsarsukita e neptunita

A desestabilização de enigmatita resultando em egirina, narsarsukita e neptunita, seria favorecida em ambientes com pressões parciais de O_2 mais elevadas (mais oxidantes,

cf. discussão no Cap. VI). A precipitação de egirina em detrimento de enigmatita pode ser descrita pela Equação (V.30), sugerida por Schönerberger *et al.* (2006):

ou pelas reações propostas a seguir, que explicam também a substituição de enigmatita por narsarsukita e neptunita:

A substituição de enigmatita por arfvedsonita e narsarsukita seria favorecida por altas atividades de álcalis nos líquidos residuais, representados pela fase metaestável $\text{Na}_2\text{Si}_2\text{O}_5$ (e.g. Nicholls & Carmichael 1969); e H_2O , de acordo com uma reação do tipo:

V.4.4. NEPTUNITA

Flink (1893) descreve pela primeira vez a ocorrência de neptunita magmática em nefelina sienitos e lujaunitos na região de Julianehåb (Groelândia). Sua caracterização estrutural e cristalográfica, contudo, foi efetuada somente muito tempo depois, por Borisov *et al.* (1966), Canillo *et al.* (1966), e mais recentemente por Kunz *et al.* (1991).

A neptunita é um titanossilicato alcalino cristalizado no sistema monoclinico, grupo espacial Cc. Sua composição pode ser descrita pela fórmula química ideal $\text{KNa}_2\text{Li}(\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_2\text{Ti}_2\text{S}_8\text{O}_{24}$ (Borisov *et al.* 1966, Canillo *et al.* 1966, Bancroft *et al.* 1967, Kunz *et al.* 1991).

Trata-se de um mineral relativamente raro, identificado principalmente em rochas alcalinas sieníticas, em associação com arfvedsonita, egirina(-augita), eudialita, nefelina, entre outros (cf. Heinrich & Quon 1963), com poucos registros em rochas graníticas (e.g. Strange Lake, Canadá – Birkett *et al.* 1996). A principal ocorrência conhecida é a da Mina de San Benito (Califórnia, EUA), em que a neptunita é encontrada em veios de natrolita ($\pm$

benitoita ± joaquinita) cortando xenólitos de xistos-azuis em serpentinitos (Wise & Gill 1977, ver também Slansky & Glen 1982). No Brasil, Scheibe (1986) registra a ocorrência de neptunita em fenitos associados ao Complexo Alcalino de Lages (SC). Segundo Coutinho (*com. pessoal*), neptunita foi também observada em cavidades de brechas no Maciço Alcalino Poços de Caldas.

V.4.4.1. Textura

No Plúton Papanduva, a neptunita é outra fase acessória que aparece exclusivamente na Unidade A. Comparada à enigmatita, mostra cores de pleocroísmo mais claras, em tons de amarelo-alaranjado a avermelhado. Aparece junto às bordas e em planos de fratura e clivagens de arfvedsonita (Fotomicrogs. V.51, 52; Figs. V.47 a 49), aparentemente em uma relação de substituição. Cristais isolados, intersticiais, como ilustrado na Fotomicrografia V.53 são mais raros. Em geral a neptunita é mais comum em rochas com pouca enigmatita. De fato, em muitas amostras a neptunita aparece em relações de substituição com a enigmatita, mesmo quando esta aparece como inclusões em arfvedsonita e/ou narsarsukita (Figs. V.48 a 52, Eq. V.32).

Neptunita é mineral típico também em *vugs* e cavidades miarolíticas, em que aparece associada principalmente com anatásio e titanita fibrosa a fibro-radiada.

V.4.4.2. Quimismo

As análises químicas pontuais obtidas para a neptunita presente em rochas da Unidade A mostram baixas concentrações de MnO, variando entre 0,08 – 0,62% peso (0,010 – 0,079 cpfu), MgO e CaO, oscilando entre <0,03 – 0,05% (<0,001 – 0,01 cpfu) e <0,03 – 0,40% (<0,001 – 0,064 cpfu), respectivamente; além de altos teores de FeO e Na₂O, compreendendo, respectivamente, os intervalos de 15,59 – 18,34% (1,967 – 2,292 cpfu) e 6,75 – 7,06% (1,975 – 2,047 cpfu). Os teores de K₂O variam entre 4,93 – 5,14% (0,939 – 0,983 cpfu); enquanto Al₂O₃ é sempre muito baixo, oscilando entre 0,02 – 0,07% (0,004 – 0,011 cpfu) (Tab. 9 – Anexo III).

A análise dos dados mostra que há uma clara variação composicional quando se comparam os cristais associados à arfvedsonita com, aqueles cristalizados intersticialmente ou presentes nos *vugs*. O primeiro grupo apresenta teores maiores de FeO, MnO e F, variando entre 17,31 – 18,34% (2,161 – 2,292 cpfu), 0,53 – 0,62% (0,067 – 0,079 cpfu) e <0,03 – 0,49% (<0,001 – 0,232 cpfu), respectivamente; além de quantidades ligeiramente menores de K₂O, entre 4,93 – 4,95% (0,939 – 0,949 cpfu). Por sua vez, o segundo é mais rico em TiO₂, SiO₂ e Nb₂O₅, com teores oscilando, respectivamente, entre 16,36 – 17,59%

(1,857 – 1,978 cpfu), 53,20 – 53,65% (7,980 – 8,039 cpfu) e <0,03 – 0,31% (<0,001 – 0,021 cpfu).

As variações composicionais descritas podem ser explicadas, em parte, por uma substituição acoplada do tipo:

A entrada do Nb na estrutura da neptunita pode ser explicada através da reação (Birkett *et al.* 1996):

A somatória dessas reações de substituição resulta na equação geral:

A boa correlação ($r^2 = 0,966$) obtida entre os termos da Equação (V.36) sugere sua atuação no controle das variações composicionais observadas nos cristais de neptunita analisados, numa proporção próxima de 3:1, como ilustra a Figura V.54.

Figura V.54: Correlação entre as proporções catiônicas R^{4+} (Si, Ti, Zr) + K^{+} vs $2R^{2+}$ (Fe^{2+} , Mn, Mg) + $Nb^{5+} + R^{3+}$ de cristais de neptunita da Unidade A.

V.4.4.3. Considerações adicionais

As observações texturais e químicas permitem individualizar duas gerações de neptunita nos álcali-feldspato granitos protomiloníticos da Unidade A.

A geração mais precoce aparece tipicamente em relações de substituição com enigmatita, ou junto às bordas e planos de fratura de anfibólios, em estágios tardi- a pós-magmáticos, sob a influência de líquidos residuais com maiores proporções de Fe, Mn e F, sob condições mais oxidantes (*cf.* Eq. V.32).

Os cristais de neptunita que ocorrem isolados e intersticiais ou em *vugs* e cavidades mirolíticas, juntamente com outros minerais de Ti, constituem uma geração mais tardia, mais tipicamente pós-magmática. São cristais mais ricos em Si, Ti e Nb, além de K em menores proporções, o que sugere sua cristalização a partir de fluidos tardios mais peralcalinos, enriquecidos naqueles elementos.

V.5. Minerais acessórios com ETR(Y)

V.5.1. BRITHOLITA E ANÁLOGO RICO EM NA, BA, F

A britholita é um mineral de terras-raras (ETR) isoestrutural com a apatita cuja composição obedece a fórmula química geral $ETR(1,2)_{10}(Si)_6O_{24}(OH, F)_2$ (Oberti *et al.* 2001). O sítio tetraédrico (Si) comporta Si e P, com Si > P; enquanto o sítio ETR(1,2) possui duas posições distintas, alocando ETR(Y), Ca, Na e outros elementos menores.

A descoberta da britholita deve-se a C. Winther no final do século XIX, em pegmatitos associados a nefelina sienitos da região de Julianehåb (sul da Groelândia). Nesta localidade, a britholita encontra-se associada à arfvedsonita, egirina, eudialita, feldspato, steenstrupina, nefelina e sodalita. Minerais que também podem ocorrer associados incluem zircão, pirocloro, titanita, fluorita e allanita.

Com simetria hexagonal (grupo espacial $P6_3/m$) ou monoclinica pseudo-hexagonal (grupo espacial $P2_1$) (Gay 1957, Kalsbeek *et al.* 1990, Noe *et al.* 1993, Oberti *et al.* 2001), a britholita é um dos acessórios portadores de ETR mais importantes em rochas alcalinas, sendo encontrada principalmente em nefelina sienitos, além de pegmatitos e rochas metassomáticas de contato relacionadas a álcali sienitos e granitos. Ocorrências em rochas graníticas são mais raras (*e.g.* Fleischer & Altschuler 1986, Arden & Halden 1990, Teixeira 2002).

A britholita pode ser classificada tanto no grupo das apatitas (Gaines *et al.* 1997, Pan & Fleet 2002) ou como um grupo independente (Strunz & Nickel 2001), subdividido em duas séries (Pekov *et al.* 2007): (1) a série da britholita *sensu stricto*, onde $\sum ETR > Ca$, incluindo o análogo rico em F denominado fluorbritholita $\{(ETR, Ca)_5[(Si, P)O_4]_3F\}$ (Gu *et al.* 1994); e

(2) a série da calciobriholita, onde $Ca > \sum ETR$, incluindo o análogo rico em F denominado fluorcalciobriholita $\{(Ca, ETR)_5[(Si, P)O_4]_3F\}$ (Pekov *et al.* 2007).

No Brasil, briholita é descrita em nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo (SP) por Enrich & Ruberti (2004) e Enrich (2005); e em granitos de tipo-A da Província Estanífera de Goiás por Teixeira (2002).

V.5.1.1. Textura

No Plúton Papanduva, briholita *sensu stricto* e um análogo rico em Na, Ba e F (*cf.* discussão do quimismo a seguir) foram reconhecidos somente em amostras da Unidade A.

A briholita *sensu stricto* forma cristais euédricos a subédricos bastante fraturados, com hábito hexagonal. Ocorrem isolados em meio a quartzo e feldspato potássico, com granulometria entre 0,1 – 0,3 mm (Fotomicrog. V.54). Apresentam-se incolores e homogêneos ao microscópio petrográfico, tipicamente com relevo alto, birrefringência anômala e caráter uniaxial (-). Imagens BSE-Compo relevam um zonamento composicional muito discreto e irregular (Fig. V.55)

Os cristais do análogo rico em Na, Ba e F são subédricos a anédricos, fraturados, com aspecto tipicamente intersticial e hábitos mais prismáticos, porém preservando contornos hexagonais (Fotomicrog. V.55). Alguns cristais ocorrem também mantendo egrina de forma descontínua. Opticamente, diferenciam-se da briholita *sensu stricto* por suas cores levemente mais amareladas, principalmente em porções mais alteradas, e caráter biaxial (-).

O fato dos cristais mostrarem hábitos mais prismáticos (pseudo-hexagonais) e a verificação do caráter biaxial indicam que se trata de um análogo monoclinico da briholita (*e.g.* Hughes *et al.* 1992, Noe *et al.* 1993). Além disso, o aspecto tipicamente intersticial desses cristais sugere que tenham iniciado sua cristalização em estágios tardi – a pós-magmáticos após a cristalização da briholita *sensu stricto*.

Imagens BSE-Compo revelam um zonamento composicional complexo, mais evidente nos cristais do análogo, com importante controle cristalográfico. Nessas imagens, as áreas dos cristais com coloração mais clara são mais ricas em Si e ETR, enquanto as colorações mais escuras correspondem a áreas mais ricas em Ba e P (Fig. V.56).

Fotomicrografia V.54: Cristal subédrico bastante fraturado de britholita (Brt) em meio a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-03, polarizador inferior.

Figura V.55: Imagem BSE-Compo de cristal subédrico e fraturado de britholita de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O cristal está parcialmente substituído em uma de suas bordas por bastnäsite (seta amarela) e apresenta um zonamento composicional discreto e irregular, onde as áreas mais escuras possuem maiores teores de ETR. Amostra MR-02A.

Fotomicrografia V.55: Cristal subédrico intersticial de hábito mais prismático (pseudo-hexagonal) de análogo da britholita rico em Na, Ba e F (Abtr), entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Nas áreas mais alteradas, o cristal adquire colorações acastanhadas - amareladas. Amostra MR-02A, polarizador inferior.

Figura V.56: Imagem BSE-Compo de cristal subédrico, intersticial, de análogo da britholita rico em Na, Ba, F de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Nota-se um zonamento composicional complexo, com certo controle cristalográfico: as áreas de coloração mais clara possuem maiores teores de Si e ETR, enquanto as áreas mais escuras são mais ricas em Ba e P. Manchas irregulares e dispersas, com cores mais escuras, representam material de alteração (seta amarela). Amostra MR-02A.

V.5.1.2. Quimismo

Análises WDS foram efetuadas em cristais de britholita *sensu stricto*, bem como em cristais de seu análogo rico em Na, Ba e F. Os dados para ambas as fases encontram-se sumarizados na Tabela 10 (Anexo III) e serão discutidos separadamente a seguir.

Britholita

Os dados químicos para a britholita *sensu stricto* analisada permitem classificá-la como uma britholita-(Ce), com teores elevados de SiO₂ (20,29 – 18,78% em peso) e (ETR+Y)₂O₃ (68,01 – 73,61%), e baixos de CaO (3,22 – 5,07%) e P₂O₅. Os teores de Na₂O e F variam entre 1,66 – 2,32 e 1,45 – 2,64%, respectivamente. De fato, as análises com 2,31 < F < 2,65% poderiam ser consideradas como fluorbritholita-(Ce) (Gu *et al.* 1994) (Tab. 10 – Anexo III)

Elementos menores, com concentrações abaixo de 0,5% em peso, incluem ThO₂ (<0,03 – 0,40%), UO₂ (<0,03 – 0,10%), FeO (<0,03 – 0,15%), MnO (<0,03 – 0,27%) e BaO (< 0,03 – 0,19%).

O cálculo da fórmula estrutural revela que o sítio tetraédrico (Si) é preenchido por Si (5,090 – 5,686 cpfu) e P (0,013 – 0,608 cpfu). O total de cátions varia entre 5,570 – 5,737 cpfu, indicando uma quantidade significativa de posições não ocupadas. Posições estas que podem ser preenchidas, ao menos em parte, por B, como sugerem Oberti *et al.* (2001). Contudo, a quantificação desse elemento não é possível via microsonda eletrônica.

Os sítios ETR(1,2) são ocupados basicamente por ETR+Y (6,784 – 7,513 cpfu), Ca (0,975 – 1,483 cpfu) e Na (0,895 – 1,217 cpfu).

Quanto aos ânions, dentre o total ideal de 2 apfu, como sugerido pela fórmula química geral da britholita, o F corresponde a 1,272 – 1,940 apfu, em substituição ao (OH)⁻. Nas análises consideradas como de fluorbritholita-(Ce), os conteúdos de F oscilam entre 2,007 – 2,282 apfu.

Uma parte significativa das variações composicionais descritas pode ser moldada por uma substituição acoplada do tipo (Rønsbo 1989, Kalsbeek *et al.* 1990, Fleet & Pan 1994, Chang *et al.* 1998, Oberti *et al.* 2001):

muito comum em minerais do grupo da apatita, com R²⁺ incluindo Ca, Ba e outros cátions bivalentes menores. O diagrama da Figura V.57 mostra uma correlação negativa excelente (r² = 0,976) entre os termos dessa substituição, confirmando sua atuação no controle da entrada de ETR(+Y) e Si na estrutura da britholita-(Ce) analisada.

O F mostra correlação positiva com P e R²⁺ e negativa com ETR+Y e Si, de maneira que a Equação (V.37) seria melhor descrita por:

A substituição acoplada:

tem sido adotada para explicar a entrada de Na nas estruturas de britholita e apatita (e.g. Rønsbo 1989, Kalsbeek *et al.* 1990, Fleet & Pan 1994, 1995, Chang *et al.* 1998). Contudo, na britholita do Plúton Papanduva o Na apresenta correlação positiva com Ca e negativa com ETR(+Y), o que inviabiliza a atuação daquela substituição no controle da entrada de Na. Uma possibilidade sugerida seria uma reação do tipo:

Esta reação implica no aparecimento de vacâncias [] nos sítios ETR(1, 2) e foi derivada da substituição $(ETR+Y)^{3+} + [] = 3Ca^{2+}$ apresentada por Fleet & Pan (1994) para apatita.

A atuação do mecanismo de substituição da Equação (V.40) foi testada a partir do diagrama da Figura V.58 e, de fato, observa-se uma boa correlação negativa ($r^2 = 0,860$) entre seus membros, indicando a viabilidade de sua atuação na britholita da Unidade A do Plúton Papanduva.

Figura V.57: Correlação entre as proporções catiônicas de $Si^{4+} + (ETR+Y)^{3+} \times P^{5+} + R^{2+}$ para a britholita e seu análogo rico em Na, Ba, F da Unidade A do Plúton Papanduva.

Figura V.58: Correlação entre as proporções catiônicas de $(ETR+Y)^{3+} + [] \times R^{2+} + Na^{+}$ para a britholita da Unidade A do Plúton Papanduva. [] representa uma vacância.

Dentre os conteúdos totais de $(ETR+Y)_2O_3$ (68,01 – 73,61% em peso), há um amplo predomínio dos terras-raras leves (ETRL), entre 66,07 – 69,67% (6,532 – 6,070 cpfu), sobre os terras-raras pesados (ETRP) com 1,16 – 2,74% (0,104 – 0,249 cpfu). Ce_2O_3 entre 31,23 - 34,91% (3,191 – 3,466 cpfu), La_2O_3 entre 13,95 – 17,79% (1,392 – 1,824 cpfu) e Nd_2O_3 entre 12,77 – 14,77% (1,241 – 1,477 cpfu) são os mais abundantes, em ordem decrescente.

Os padrões de ETR normalizados ao condrito são bem uniformes, com variações de pequena amplitude para o Dy e em menores proporções para o Sm e Gd (Fig. V.59). Os padrões são caracterizados por um maior fracionamento dos ETRL sobre ETRP, com a razão La_N/Y_N compreendendo o intervalo entre 60 – 80. Na região dos ETRL, o fracionamento é significativamente mais baixo com $3 < La_N/Sm_N < 5$.

Figura V.59: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a britholita-(Ce) e seu análogo rico em Na, Ba, F estudados. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

Análogo rico em Na, Ba e F da britholita

Este mineral contrasta da britholita-(Ce) descrita quanto aos seus teores menores de SiO_2 (14,80 – 17,78% em peso) e $(\text{ETR}+\text{Y})_2\text{O}_3$ (52,06 – 55,30%); e significativamente maiores de BaO (3,95 – 6,24%), Na_2O (5,23 – 6,76%), P_2O_5 (6,39 – 10,31%), F (7,43 – 9,66%) e CaO (4,17 – 6,21%) (Tab. 10 – Anexo III).

Elementos menores possuem teores similares aos encontrados na britholita-(Ce). Incluem ThO_2 (<0,03 – 0,47%), UO_2 (<0,03 – 0,19%), Al_2O_3 (<0,03 – 0,17%), FeO (<0,03 – 0,22%) e MnO (<0,03 – 0,14%) (Tab. 10 – Anexo III).

A fórmula estrutural, calculada de acordo com a fórmula química geral da britholita (Oberti *et al.* 2001), mostra um sítio tetraédrico (Si) preenchido por Si (3,794 – 4,650 cpfu) e P (1,417 – 2,226 cpfu). A somatória dos cátions aproxima-se mais e até mesmo ultrapassa o total ideal de 6 cpfu, variando entre 5,869 – 6,146 cpfu. Essa observação parece indicar que no caso deste análogo da britholita, a presença de B e/ou outros elementos no sítio tetraédrico é limitada, ou mesmo ausente.

Os sítios $\text{ETR}(1,2)$ são preenchidos principalmente, e em ordem decrescente, por ETR+Y (4,863 – 5,302 cpfu), Na (2,636 – 3,353 cpfu), Ca (1,160 – 1,697 cpfu) e Ba (0,404 – 0,642 cpfu). A soma dos cátions ultrapassa em algumas análises o total ideal de 10 cpfu, oscilando entre 9,743 – 10,303 cpfu.

O F (6,077 – 7,929 apfu) parece ser o único ânion presente neste. Seus teores anormalmente altos mesmo para uma fluorbritholita (ca. 2,0 – 2,4 apfu, Gu *et al.* 1994)

extrapolam de 3 a 4 vezes o valor máximo ideal de 2 apfu de (F, OH). Tal fato sugere a entrada do F⁻ no lugar do O²⁻ via substituições acopladas envolvendo elementos dos sítios *ETR*(1,2) e/ou (Si).

As principais variações composicionais observadas são descritas, ao menos em parte, pelas substituições das Equações (V.37), (V.38) e (V.39). As duas primeiras podem explicar os maiores teores de P, Ba (+Ca) e F na estrutura deste análogo, paralelos à diminuição de Si e *ETR*. De fato, no diagrama da Figura V.57, registra-se uma correlação negativa razoável ($r^2 = 0,751$) entre os membros da Equação (V.37) nos cristais analisados.

O Na mostra correlações negativas razoáveis com Ba e Ca, diferentemente do observado na britholita-(Ce). Essa observação sugere a atuação do mecanismo de substituição da Equação (23) – a qual mostra uma boa correlação negativa ($r^2 = 0,844$) entre seus membros (Fig. V.40) – no controle da entrada de Na na estrutura desse análogo, numa proporção aproximada de 2 : 1 (Fig. V.60).

Os terras-raras leves, variando entre 51,40 – 54,60% em peso (4,785 – 5,241 cpfu) constituem praticamente toda a concentração de *ETR* presente, entre 52,06 – 55,30% (3,794 – 4,650 cpfu). De maneira semelhante ao observado na britholita-(Ce), predominam, em ordem decrescente, Ce₂O₃ entre 24,93 – 28,90% (2,328 – 2,714 cpfu), La₂O₃ entre 12,35 – 18,44% (1,170 – 1,786 cpfu) e Nd₂O₃ entre 5,18 – 9,48% (0,486 – 0,872 cpfu).

Os padrões de *ETR* normalizados ao condrito mostram uma maior dispersão dos dados entre Sm e Y, refletindo os baixos teores medidos desses elementos, muito próximos ou abaixo dos limites de detecção (ca. 0,05 % peso). São aproximadamente paralelos aos obtidos na britholita-(Ce), distanciando-se um do outro em direção à região dos *ETRP* (Fig. V.59).

Quando comparados com a britholita-(Ce), os padrões revelam um maior fracionamento, tanto na região dos *ETRL*, com $6 < La_N/Sm_N < 12$, quanto entre *ETRL* e *ETRP*, com $308 < La_N/Sm_N < 773$.

Figura V.60: Correlação entre as proporções catiônicas de $(ETR+Y)^{3+} + Na^+$ x $2R^{2+}$ (Ba, Ca) para o análogo da britholita rico em Na, Ba e F da Unidade A do Plúton Papanduva.

V.5.1.3. Comparação com outras ocorrências e considerações preliminares

A britholita é um acessório comum de rochas alcalinas insaturadas, com poucas ocorrências em rochas graníticas *lato sensu* (cf. considerações iniciais deste item). Desta forma, a maioria dos dados compilados em literatura para comparação refere-se a ocorrências de britholita em nefelina sienitos.

O diagrama da Figura V.61 compara os dados da britholita-(Ce) analisada com aqueles compilados da literatura, com base nos teores catiônicos de ETR+Y, Ca e Na (Rønso 1989, Kalsbeek *et al.* 1990). O diagrama mostra que a britholita-(Ce) da Unidade A corresponde a uma variedade rica em ETR+Y e Na e pobre em Ca, com composições comparáveis apenas àquelas encontradas em britholita de *vugs* de nefelina sienitos da Ilha Los, Guiné (Oberti *et al.* 2001) e em um cristal do Complexo Ilímaussaq, Groelândia, analisado por Kalsbeek *et al.* (1990), que na época o denominaram de “mineral X”, caracterizado por teores mais altos de Na e P muito baixo. A Tabela V.2 traz os teores médios em % peso dos principais óxidos encontrados na britholita da Unidade A comparados com os encontrados nas duas ocorrências referidas.

Em relação aos ETR(+Y), a britholita da Unidade A e das ocorrências de Los e Ilímaussaq possuem teores totais muito próximos, porém com distribuição contrastante: a britholita da Unidade A apresenta maiores concentrações de ETRP, Sm e Nd e menores de La. Essas diferenças resultam em padrões de ETR normalizados ao condrito distintos. Neste caso, os padrões para a britholita da Unidade A são mais próximos aos verificados em britholita de segregações pegmatíticas graníticas associadas ao Complexo Eden Lake,

Canadá (Arden & Halden 1999), que registram um fracionamento similar na região dos ETRL ($2 < La_N/Sm_N < 3$) e menor entre ETRL e ETRP, com $24 < La_N/Y_N < 31$ (Fig. V.62).

Tabela V.2: Comparação entre as composições médias (% peso) obtidas para a britholita-(Ce) da Unidade A, com composições similares descritas em literatura

	Unidade A	Oberti <i>et al.</i> (2001)	Kalsbeek <i>et al.</i> (1990)
SiO ₂	19,60	18,40	20,36
ThO ₂	0,23	0,28	0,00
La ₂ O ₃	15,54	28,57	21,33
Ce ₂ O ₃	32,84	32,80	36,11
Pr ₂ O ₃	3,70	2,40	3,16
Nd ₂ O ₃	13,69	4,25	7,93
Sm ₂ O ₃	2,16	0,33	0,00
Gd ₂ O ₃	1,47	0,30	0,00
Dy ₂ O ₃	0,53	0,06	0,00
Y ₂ O ₃	1,18	0,09	0,00
Yb ₂ O ₃	0,09	0,00	0,00
FeO	0,06	0,00	0,00
MnO	0,10	0,18	0,00
CaO	3,99	6,79	4,68
Na ₂ O	1,95	1,83	1,85
P ₂ O ₅	1,07	3,21	1,35
F	2,04	1,69	0,00
O=F	0,86	0,71	0,00
soma	99,49	100,51	96,77
ETR ₂ O ₃	71,20	68,84	68,53

Para o análogo rico em Na, Ba e F, não foram encontradas na literatura composições com teores Na, Ba e F equivalentes (Fig. V.61). Os teores totais de ETR+Y [ca. 50,0 – 55,0% peso de ETR+Y₂O₃] e a distribuição dos ETRL são mais próximos aos comumente encontrados em britholita (e.g. Hughson & Sen Gupta 1964, Nash 1972, Kalsbeek *et al.* 1990, Enrich 2005) e fluorbritholita (Gu *et al.* 1994), constringendo porém em relação aos teores muito baixos de ETRP [$< 0,85\%$ peso de (ETR+Y)₂O₃].

Os padrões de ETR+Y normalizados ao condrito são semelhantes, na região dos ETRL, com os padrões registrados em britholita de nefelina microssienitos da Ilha Monte de Trigo, SP, com $7 < La_N/Sm_N < 11$ (Enrich 2005). São ainda aproximadamente coincidentes, embora menos fracionados, na região dos ETRL com os padrões de fluorbritholita, com $15 < La_N/Sm_N < 50$ (Gu *et al.* 1994) e fluorcalciobritholita, com $6 < La_N/Sm_N < 31$ (Pekov *et al.* 2007) (Fig. V.62).

Figura V.61: Diagrama ternário ETR+Y x Ca x Na (cpfu) comparando as composições da britholita-(Ce) e seu análogo rico em Ba, Na, F da Unidade A com outras ocorrências de britholita, fluorbritholita e fluorcalciobricholita descritas em literatura.

Figura V.62: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a britholita-(Ce) e seu análogo rico em Na, Ba, F estudados, com composições de ocorrências de britholita, fluorbritholita e fluorcalciobricholita descritas na literatura para comparação. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

As diferenças texturais e composicionais observadas entre a britholita *sensu stricto* e seu análogo rico em Na, Ba e F da Unidade A apontam para condições de cristalização distintas entre esses minerais. A britholita é a fase mais precoce, cristalizando-se como cristais euédricos a subédricos isolados na matriz quartzo-feldspática, a partir de fluidos tardi

– a pós-magmáticos peralcalinos enriquecidos em Na e ETR+Y. O análogo, por sua vez, iniciaria sua cristalização em estágios mais tardios, uma vez que seus cristais aparecem tipicamente intersticiais, por vezes junto às bordas de egrina; sob atividades mais elevadas de álcalis e voláteis.

V.5.2. NACARENIOBSITA

A nacareniobsita é um sorossilicato do sistema monoclinico (grupo espacial $P2_1/a$) relacionado ao grupo da mosandrita. Sua composição pode ser descrita pela fórmula química geral deste grupo: $M(1)_1M(2,3)_3M(4,5)_4(Si)_4O_{14}(O, F)_4$. (Galli & Alberti 1971, Cannillo *et al.* 1972). O sítio tetraédrico (Si) comporta somente Si. O sítio $M(1)$ aloca Nb, Ti e outros elementos menores; enquanto o sítio $M(2,3)$ possui duas posições distintas, preenchidas principalmente por Na, além de Ca e vacâncias. O sítio $M(4,5)$, que também possui duas posições distintas, comporta Ca, ETR(+Y) e outros elementos menores. De acordo com Petersen *et al.* (1989), a nacareniobsita deve apresentar solução sólida com a rinkita $[Na_2(Ca, ETR)_4Ti(Si_2O_7)_2(O, F)_2]$ (posteriormente a rinkita foi reinterpretada como um sinônimo ou variante da mosandrita; *cf.* Jones *et al.* 1996) através da substituição acoplada $Nb^{5+} + Na^+ \leftrightarrow Ti^{4+} + Ca^{2+}$.

Nacareniobsita foi descrita inicialmente por Petersen *et al.* (1989) em nefelina sienitos (lujaunitos) do Complexo Ilímaussaq (Groelândia), em paragêneses com arfvedsonita, eudialita, sodalita, villiaumita, microclínio e albita. Outros minerais de ETR que podem ocorrer associados incluem britholita, cheralita e bastnäsita. É um mineral muito raro, com ocorrências descritas em rochas alcalinas de natureza subsaturada de apenas quatro localidades: Ilímaussaq, Groelândia (Petersen *et al.* 1989, Pekov & Ekimenkova 2001); Montes Mecsek, Hungria (Nagy 2003), Ilha Los, Guiné (Parodi & Chevrier 2004) e no vulcão Kilombe (ou Eldalat), Quênia (Ridolfi *et al.* 2006). Ocorrências em granitos peralcalinos, como a atualmente descrita, são desconhecidas. Assim, a ocorrência deste mineral no Plúton Papanduva é a primeira conhecida no Brasil, e provavelmente a primeira já registrada em rochas alcalinas supersaturadas em todo o mundo.

V.5.2.1. Textura

A nacareniobsita ocorre exclusivamente em algumas amostras da Unidade A, em duas gerações texturais distintas. A primeira geração forma cristais euédricos a subédricos, ripiformes a prismáticos intersticiais, em geral muito pequenos (<1,0 mm) isolados (Fotomicrogs. V.56, 57), enquanto a segunda é formada por pequenos agregados fibro-radiados na matriz da rocha (Fotomicrogs. V.57, 58). Apresenta-se homogênea ao microscópio petrográfico, mas os cristais mais desenvolvidos mostram zonamento

composicional setorial complexo bem marcado em imagens BSE-Compo, como ilustrado na Figura V.63.

Fotomicrografia V.56: Cristal prismático subédrico de nacareniobsita (Ncr) junto à arfvedsonita (Arf), intersticial entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-02A, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.57: Agregado de cristais fibrosos (Ncr 1) junto a cristais prismáticos (Ncr 2) de nacareniobsita em meio a grãos de quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.58: Agregado fibroso de cristais de nacareniobsita (Ncr) em meio a grãos de quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.

Figura V.63: Imagem BSE-Compo de cristal subédrico intersticial de nacareniobsita com zonamento composicional complexo. Áreas claras representam uma fase mineral distinta, mais rica em Nb₂O₅, não identificada. Amostra MR-02A.

V.5.2.2. Quimismo

Dados químicos obtidos para nacareniobsita são apresentados na Tabela 11 (Anexo III). Trata-se de uma nacareniobsita-(Ce) com teores elevados de Nb₂O₅ (13,38 – 15,47% em peso), Ta₂O₅ (0,34 – 0,86%) e Na₂O (10,71 – 11,10%); moderados de (ETR+Y)₂O₃ (21,13 – 25,98%) e baixos de TiO₂ (0,15 – 1,14%) e CaO (15,25 – 19,17%), respectivamente.

A análise dos dados mostra diferenças composicionais sutis entre as duas gerações texturais identificadas. Os cristais idiomórficos que caracterizam a primeira geração apresentam teores ligeiramente maiores de CaO (17,82 – 19,17%), Nb₂O₅ (14,92 – 15,47%) e F (6,35 – 6,80%). Por sua vez, os cristais fibrosos da segunda geração são algo mais ricos em ETR(+Y)₂O₃ (21,24 – 25,98%), TiO₂ (0,44 – 1,14%) e Ta₂O₅ (0,37 – 0,86%).

O cálculo da fórmula estrutural revela um sítio tetraédrico (Si) com preenchimentos totais entre 3,964 – 3,999 cpfu. O sítio M(1) é ocupado basicamente por Nb (0,871 – 0,984 cpfu), com traços de Ti (0,016 – 0,123 cpfu), Ta (0,013 – 0,033 cpfu) e outros elementos menores. O sítio M(2,3) é inteiramente preenchido por Na, na maioria das vezes com algum excesso (2,929 – 3,032 cpfu). Por fim, o sítio M(4,5) aloca principalmente Ca (2,351 – 2,889 cpfu) e ETR(+Y) (1,076 – 1,367 cpfu), com preenchimentos totais oscilando entre 3,736 – 4,006 cpfu.

Dentre os ânions, F⁻ varia entre 2,632 – 3,051 apfu, indicando a presença ocasional de O²⁻ em substituição.

Relações de substituição

Petersen *et al.* (1989) apresenta as substituições acopladas:

e

como as principais responsáveis na geração de variações composicionais em nacreniobsita e em minerais do grupo da rinkita/mosandrita. A atuação da substituição descrita pela Equação (V.41) na nacreniobsita analisada é sugerida pela excelente correlação negativa ($r^2 = 0,931$) obtida entre seus termos no diagrama da Figura V.64.

A entrada do Nb na estrutura da nacreniobsita analisada não parece obedecer o mecanismo de substituição da Equação (V.42), uma vez que o Nb apresenta boa correlação positiva com Ca e correlações negativas com ETR+Y e Ti. Correlações com Na são confusas. Uma possibilidade seria um mecanismo de substituição do tipo:

o qual mostra boa correlação negativa ($r^2 = 0,963$) entre seus termos (Fig. V.65), confirmando a viabilidade de sua atuação no controle da entrada de Nb na estrutura cristalina da nacreniobsita-(Ce) do Plúton Papanduva.

Figura V.64: Correlação entre as proporções catiônicas $2Ca^{2+} \times (ETR+Y)^{3+} + Na^{+}$ de cristais de nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva

A atuação em conjunto dos mecanismos de substituição descritos pelas Equações (V.41) e (V.43) pode ser moldada a partir da substituição geral descrita pela Equação (V.44), que representa a somatória simples entre aquelas equações:

e que fornece excelente correlação negativa ($r^2 = 0,956$) no diagrama da Figura V.66.

Figura V.65: Correlação entre as proporções catiônicas $Ca^{2+} + Nb^{5+} \times (ETR+Y)^{3+} + Ti^{4+}$ de cristais de nacareniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva.

Figura V.66: Correlação entre as proporções catiônicas $3\text{Ca}^{2+} + \text{Nb}^{5+}$ x $2(\text{ETR}+\text{Y})^{3+} + \text{Na}^{+} + \text{Ti}^{4+}$, que representa a somatória simples entre as substituições descritas nas Figuras V.64 e 65, para cristais de nacreniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva.

As composições químicas da nacreniobsita-(Ce) apresentam teores em ETR que variam entre 21,13 – 25,98% em peso (1,076 – 1,367 cpfu). Os padrões de ETR normalizados ao condrito são bem uniformes e coerentes (Fig. V.67). Observa-se maior dispersão dos resultados na região dos terras-raras pesados (ETRP), em especial o Dy, relacionada certamente, aos desvios analíticos mais elevados, uma vez que os teores medidos encontram-se próximos aos respectivos limites de detecção, da ordem de 0,05% em peso de óxidos.

Os padrões apresentam forma suavemente convexa (Fig. V.67) com baixo fracionamento na região das terras raras leves ($\text{La}_N/\text{Nd}_N \cong 1,0$) e fracionamento elevado entre as terras raras leves e pesadas, com $39 < \text{La}_N/\text{Y}_N < 126$.

Figura V.67: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a nacreniobsita-(Ce) estudada da Unidade A do Plúton Papanduva. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).

V.5.2.3. Comparação com outras ocorrências

As análises obtidas para a nacreniobsita do Plúton Papanduva são comparadas com análises médias descritas em literatura na Tabela V.3. Em linhas gerais, a nacreniobsita do Plúton Papanduva apresenta teores relativamente mais elevados em Nb, ETR, Na e Ta que a maioria das descrições em literatura. Por outro lado, é mais pobre em Ca e Ti. As quantidades elevadas de Nb são comparáveis apenas às encontradas na nacreniobsita dos Montes Mecsek, Hungria (Nagy 2003); enquanto as baixas quantidades de Ca assemelham-se às registradas por Pekov & Ekimenkova (2001) em nacreniobsita da localidade-tipo de Ilímaussaq, Groelândia (Tab. V.3, Fig. V.68). Os maiores teores de Na registrados nos cristais analisados resultam em uma fórmula mínima mais próxima da ideal (e.g. Petersen *et al.* 1989), como pode ser observado na Tabela V.3.

Os teores totais de ETR+Y na nacreniobsita-(Ce) do Plúton Papanduva mostram uma variação maior e são, em geral, superiores aos encontrados para as outras ocorrências (Tab. V.3, Fig. V.68). Os padrões descritos para a localidade-tipo de Ilímaussaq (Petersen *et al.* 1989, Pekov & Ekimenkova 2001) mostram comportamento e fracionamento semelhantes na região dos ETRL, com a razão La_N/Nd_N variando de 1 a 2 (Fig. V.69). As localidades de Montes Mecsek (Nagy 2003) e Vulcão Kilombe (Ridolfi *et al.* 2006) apresentam padrões mais distintos em especial na região dos terras-raras médios (Fig. V.69). O fracionamento entre os ETRL é algo maior, com $2 < La_N/Nd_N < 4$. Por outro lado, o fracionamento entre

ETRL e ETRP nessas localidades, com a razão La_N/Y_N variando entre 12 – 47 é significativamente menor do que aquele registrado na nacreniobsita-(Ce) do Plúton Papanduva (Figs. V.67, 69).

Tabela V.3: Comparação entre as composições médias e fórmulas mínimas entre a nacreniobsita-(Ce) do Plúton Papanduva e ocorrências diversas descritas em literatura

	Plúton Papanduva este trabalho	Ilímaussaq Petersen <i>et al.</i> (1989)	Ilímaussaq Pekov & Ekimenkova (2001)	Mts. Mecsek Nagy (2003)	Vulcão Kilombe Ridolfi <i>et al.</i> (2006)
SiO ₂	28,50 (28,60-27,59)	29,63	29,0	29,78	29,31
ZrO ₂	0,03 (0,14-<0,03)	<0,10	0,04	-	0,66
ThO ₂	0,02 (0,08-<0,03)	-	0,03	0,71	-
TiO ₂	0,40 (1,14-0,15)	2,79	2,01	1,26	2,42
Al ₂ O ₃	<0,03	<0,05	0,03	-	<0,03
ETR ₂ O ₃	22,65 (25,98-21,13)	21,66	21,76	18,76	20,60
FeO	<0,03	-	-	-	<0,03
MnO	<0,03	-	-	-	0,15
CaO	18,21 (19,17-15,25)	19,92	16,88	20,54	21,56
SrO	0,10 (0,16-<0,03)	0,27	-	0,40	-
BaO	0,04 (0,15-<0,03)	-	-	-	-
Na ₂ O	10,98 (11,10-10,71)	10,01	10,57	8,34	8,82
Nb ₂ O ₅	14,85 (15,47-13,38)	11,61	12,03	14,92	8,55
Ta ₂ O ₅	0,48 (0,86-0,34)	0,34	-	-	-
F	6,47 (6,80-5,91)	6,87	6,22	6,23	6,47
O=F	2,72	2,89	2,62	2,62	2,72
Total	99,80	100,21	95,92	98,32	95,81

Localidade	Fórmulas Mínimas
Plúton Papanduva	$(Na)_{3,0}(Ca_{2,75}, ETR_{1,16}, Sr_{0,01})_{3,93}(Nb_{0,95}, Ti_{0,04}, Ta_{0,02})_{1,01}(Si)_{3,99}O_{14} (O_{1,11}, F_{2,89})_4$
Ilímaussaq (Petersen et al. 1989)	$(Na)_{2,62}(Ca_{2,88}, ETR_{1,08}, Sr_{0,02})_{3,98}(Nb_{0,71}, Ti_{0,28}, Ta_{0,01})_{1,0}(Si)_{4,0}O_{14} (O_{1,07}, F_{2,93})_4$
Ilímaussaq (Pekov & Ekimenkova 2001)	$(Na)_{2,85}(Ca_{2,51}, ETR_{1,11})_{3,62}(Nb_{0,76}, Ti_{0,29})_{0,97}(Si)_{4,03}O_{14} (O_{1,27}, F_{2,73})_4$
Mts. Mecsek (Nagy 2003)	$(Na)_{2,16}(Ca_{2,94}, ETR_{0,93}, Sr_{0,03}, Th_{0,02})_{3,91}(Nb_{0,90}, Ti_{0,13})_{1,03}(Si)_{3,97}O_{14} (O_{1,37}, F_{2,63})_4$
Vulcão Kilombe (Ridolfi et al. 2006)	$(Na_{2,42}, Ca_{0,39})_{2,81}(Ca_{2,88}, ETR_{1,11}, Mn_{0,02})_{4,0}(Nb_{0,55}, Ti_{0,26}, Zr_{0,05})_{0,85}(Si)_{4,15}O_{14} (O_{1,10}, F_{2,9})_4$

Figura V.68: Diagramas ternários Na x Ti x Ca e Nb x ETR+Y x Ca comparando os valores obtidos nos cristais analisados de nacreniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva, com aqueles registrados para diversas ocorrências em literatura.

Figura V.69: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a nacreniobsita-(Ce) de ocorrências descritas em literatura comparados ao campo descrito pelos padrões obtidos para a nacreniobsita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva (campo azul-claro). Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984).

V.5.3. BASTNÁSITA

A bastnäsita é um fluorcarbonato portador de terras-raras com grande importância econômica, suprimindo mais da metade da demanda mundial de ETR (Ni *et al.* 1993). Sua composição é definida pela fórmula química ideal – (La, Ce, Nd)(F, OH)CO₃, cristalizando-se no sistema hexagonal, grupo espacial $P6^-2c$.

A bastnäsita foi descoberta em 1841 nos depósitos de skarn da região de Bastnäs, Suécia, mas até meados do século XX poucas ocorrências eram conhecidas. Elas foram compiladas por Glass & Smalley (1945), que deduziram a fórmula química geral desse mineral. A definição de sua estrutura e cristaloquímica se deve a Donnay & Donnay (1953) e mais recentemente a Ni *et al.* (1993).

Grandes depósitos de bastnäsita são encontrados principalmente em carbonatitos e depósitos do tipo *stratabound*, como aqueles de Mountain Pass (Califórnia, EUA) e o de Baiyun Obo (China). Sua origem pode ser magmática, hidrotermal ou ainda a partir do intemperismo de carbonatito (e.g. Mariano 1989, Williams-Jones & Wood 1992). São mais raras as ocorrências em granitos e sienitos peralcalinos, bem como em skarns, pegmatitos e veios epitermais associados (Williams-Jones & Wood 1992, Taylor & Pollard 1996).

No Brasil, bastnäsita é encontrada em concentrações econômicas no depósito do Morro do Ferro, em Poços de Caldas (Sampaio *et al.* 1990, Vieira & Lins 1997) e no carbonatito de Barra do Itapirapuã (Biondi 2003). Também é descrita como fase acessória em granitos de tipo-A da Província Estanífera de Goiás (Teixeira 2002).

V.5.3.1. Textura

Bastnäsita aparece como fase pós-magmática em rochas das Unidades A, B e D. É facilmente reconhecida por seu relevo alto, birrefringência muito alta típica ($n_1 - n_2 = 0,101$) e caráter uniaxial (+).

Em amostras das Unidades A e B, a bastnäsita ocorre como cristais anédricos intersticiais (Fotomicrog. V.59) ou em agregados – associada a outros fluorcarbonatos – ao longo de zonas de fraturas e/ou bordas de outras fases acessórias como enigmatita e narsarsukita. Na Unidade D aparece associada à magnetita em pseudomorfos prismáticos como produto de alteração hidrotermal de anfibólio sódico primário (Fotomicrog. V.60).

Fotomicrografia V.59: Cristal anédrico de bastnäsita (Bast) junto a cristal euédrico prismático de egirina (Eg), feldspato alcalino pertítico (FA) e quartzo (Qz), em álcali-feldspato granito da Unidade B. Amostra MR-47B, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.60: Pseudomorfo prismático de anfibólio sódico substituído por bastnäsita (Bast) e magnetita (Mt), entre feldspato alcalino (FA) e quartzo (Qz), em álcali-feldspato microgranito da Unidade D. Observa-se ainda restos de riebeckita (Rieb). Amostra MR-92, polarizador inferior.

V.5.2.2. Quimismo

Foram efetuadas apenas algumas análises WDS em um cristal de bastnäsita da Unidade A para uma caracterização química geral. Os dados, apresentados na Tabela 12 (Anexo III), mostram teores elevados de Ce_2O_3 , entre 32,39 – 36,21% em peso (0,415 – 0,487 cpfu), indicando tratar-se de uma bastnäsita-(Ce). La_2O_3 e Nd_2O_3 possuem teores próximos, o primeiro entre 11,70 – 13,71% (0,160 – 1,99 cpfu) e o segundo entre 13,32 – 14,46% (0,156 – 0,193 cpfu). Os teores de F são relativamente baixos, variando entre 4,23 – 6,08% (0,513 – 0,757 apfu). ThO_2 é negligenciável, enquanto CaO e SiO_2 são variáveis, o primeiro entre 0,25 – 1,05% (0,011 – 0,037 cpfu) e o segundo entre 0,08 – 2,98% (0,003 – 0,098 cpfu).

A bastnäsita estudada apresenta teores de $\text{ETR}_2\text{O}_3 + \text{Y}$ que variam entre 66,64 – 71,82% (0,846 – 0,982 cpfu). Os padrões de ETR normalizados ao condrito são uniformes e coerentes (Fig. V.50). Há uma aparente anomalia negativa de Y, que deve ser interpretada com cuidado, uma vez que pode ser reflexo de desvios analíticos mais elevados associados ao Yb_2O_3 , cujos teores medidos encontram-se próximos ao limite de detecção, da ordem de 0,05% em peso de óxidos (Tab. 12, Anexo III; Fig. V.70).

Os padrões apresentam fracionamento baixo na região dos terras-raras leves ($\text{La}_N/\text{Nd}_N \cong 2,0$) e elevado fracionamento entre terras-raras leves e pesados, com a razão La_N/Y_N entre 170 – 198.

Figura V.70: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a bastnäsita-(Ce) estudada. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

V.5.4. CHEVKINITA

A chevkinita e o mineral dimorfo perrierita são titanossilicatos de ETR que cristalizam no grupo espacial C2/m. A sua fórmula geral pode ser expressa como $A_4BC_2D_2Si_4O_{22}$ (MacDonald & Belkin 2002, Sokolova *et al.* 2004), em que:

- A = ETR, Ca, Sr, Th, Na, e K; *número de coordenação (NC) = 10 ou 9*;
- B = F^{2+} , Mg, Mn; *NC = 6*;
- C = Ti, Al, Nb, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mg e Mn; *NC = 6*;
- D = Ti; *NC = 6*.

Chevkinita é um acessório comum em rochas graníticas e sieníticas supersaturadas de natureza alcalina. Na Província Graciosa, a chevkinita é o principal mineral de cristalização magmática portador dos ETRL nas rochas da associação alcalina, enquanto a allanita (ver a seguir) desempenha papel similar nas rochas da associação aluminosa. Um estudo mais completo sobre a distribuição e variações composicionais deste minerais é apresentado por Vlach & Gualda (2007).

V.5.4.1. Textura

Chevkinita é um acessório característico nas rochas das Unidades B e C. Ocorre como cristais euédricos, com hábitos tabulares curtos a prismáticos, de cristalização relativamente precoce. Aparecem ora como cristais isolados associados aos minerais máficos principais (Fotomicrog. V.61), ora como inclusões em anfibólios sódicos-cálcicos e sódicos (Fotomicrog. V.62), com dimensões variáveis entre 0,1 e 0,5 mm. Em geral os cristais observados mostram graus variáveis de alteração. Ao microscópio petrográfico verifica-se pleocroísmo em tons de marrom-escuro a avermelhado nos cristais ou zonas cristalinas menos alteradas, que passa para tonalidades laranja-amareladas nas zonas mais intensamente alteradas (Fotomicrogs. V.61, 62). Em imagens BSE-Compo a chevkinita apresenta em geral zonamento interno complexo e recorrente (Fig. V.71), um reflexo de transformações tardias relacionadas com alteração hidrotermal e metamictização (Vlach & Gualda 2007).

Na Unidade A, chevkinita é um acessório muito raro. Sua ocorrência foi verificada apenas em uma amostra (MR-21), em que aparece na forma de pequenos cristais euédricos inclusos nas zonas centrais de cristais de arfvedsonita.

Na amostra MR-10 da Unidade B, ocorrem cristais anédricos de chevkinita de aspecto corroído, envoltos por mantos de allanita e óxidos de Fe-Ti, principalmente magnetita, como resultado de reações de substituição em estágios pós-magmáticos/hidrotermais (Fig. V.72).

Fotomicrografia V.61: Cristal euédrico de chevkinita (Chev) incluído em feldspato alcalino (FA), junto a cristal de riebeckita (Rieb) com inclusões de zircão (Zr) em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. As porções mais escuras junto à borda da chevkinita apresentam alteração pós-magmática mais intensa. Amostra MR-39, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.62: Cristais euédricos a subédricos de chevkinita (Chev) incluídos em richterita (Rich) contendo também inclusões de zircão (Zr) e egirina (Eg), em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. Cristais de ilmenita (Ilm), possivelmente pós-magmáticos associam-se com a chevkinita, onde as porções mais escuras apresentam-se mais alteradas. Amostra MR-39,

Figura V.71: Imagem BSE-Compo mostrando cristal euédrico de chevkinita em álcali-feldspato granito maciço da Unidade C. O cristal apresenta um complexo zonamento interno resultante de transformações tardias relacionadas com alteração hidrotermal e metamictização. As áreas mais escuras são mais alteradas/metamictizadas e ricas em Ti e Na. As áreas brancas contêm maiores proporções de ETR. Amostra MR-39.

Figura V.72: Imagem BSE-Compo mostrando cristais corroídos de chevkinita (Chev) envolvidos por um manto de allanita (All), magnetita (Mt) e outros óxidos de Fe-Ti, como resultado de reações de substituição em estágios pós-magmáticos/hidrotermais. Ocorrem em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito maciço a cataclástico da Unidade B. Amostra MR-10.

V.5.4.2. Quimismo

Análises químicas obtidas para a chevkinita são apresentadas na Tabela 13 (Anexo III). Todas as análises situam-se dentro do campo da chevkinita-(Ce) no diagrama $\text{FeO}^T \times \text{CaO}$ (% peso) de MacDonald & Belkin (2002) (Fig. V.73).

Figura V.73: Composições de chevkinita-(Ce) do Plúton Papanduva no diagrama discriminante entre chevkinita e perrierita CaO x FeO^T (% peso) de MacDonald & Belkin (2002). Campo 1: análises de cristais corroídos manteados por allanita. Campo 2: análises de cristais alterados/metamictizados.

Os cristais com baixo grau de alteração possuem composições relativamente homogêneas. Variações químicas são limitadas e relacionam elementos que preenchem os sítios A e C. Assim, os teores de FeO^T e CaO variam entre 9,76 – 11,17% em peso, e entre 0,84 – 1,42% (0,189 – 0,314 cpfu), respectivamente. TiO₂ possui teores entre 17,93 – 19,64% (2,848 – 3,033 cpfu), enquanto ZrO₂ e MnO variam entre 0,06 – 0,97% (0,006 – 0,097 cpfu) e 0,25 – 0,35 (0,044 – 0,060 cpfu), respectivamente.

Alterações pós-magmáticas e metamictização resultam em mudanças composicionais importantes da chevkinita-(Ce). Há uma diminuição mais marcada de FeO^T e MnO, com teores variando entre 8,59 – 8,98%, e entre 0,11 – 0,15 (0,02 – 0,03 cpfu), respectivamente, além de ETR₂O₃, com teores entre 41,95 – 45,98% (4,096 – 4,403 cpfu). Por outro lado, aumentam os teores de Na₂O entre 0,83 – 0,88% (0,325 – 0,347 cpfu), BaO entre 0,45 – 0,72 % (0,035 – 0,057 cpfu), ThO₂ entre 0,42 – 0,44 (ca. 0,020 cpfu) e Y₂O₃ entre 0,28 – 0,36% (0,030 – 0,036 cpfu). Os teores de TiO₂ permanecem constantes, variando entre 18,50 – 19,44% (2,882 – 2,958 cpfu).

Os cristais corroídos de chevkinita-(Ce) manteados por allanita na amostra MR-10 (Fig. V.72) distinguem-se principalmente por variações nas concentrações de ETR que serão discutidas mais adiante.

De acordo com Vlach & Gualda (2007), com base nos trabalhos de McDowell (1979), Green & Pearson (1988) e Della Ventura *et al.* (2001), as variações composicionais de chevkinita podem ser descritas pela reação:

Excluindo-se análises representativas de cristais ou zonas cristalinas fortemente alteradas (amostra MR-21), a atuação desse mecanismo de substituição é confirmada pela correlação negativa muito boa ($r^2 = 0,930$) entre os termos da Equação (V.45) na Figura V.74. Como reflexo de menores teores de ETR, as análises referentes ao cristal metamictizado dispõem-se segundo uma pendente distinta de correlação, com o coeficiente r^2 significativamente menor (0,733).

Figura V.74: Correlação entre as proporções catiônicas $(Ca, Sr)^A + (Ti, Zr)^C$ x $(ETR, Y)^A + (R^{2+,3+})^C$ para as composições de chevkinita-(Ce) do Plúton Papanduva.

Os teores de $(ETR+Y)_2O_3$ nos cristais de chevkinita com baixo grau de alteração estão entre 47,28 – 50,27% (3,570 – 3,846 cpfu). No cristal metamictizado variam entre 42,23 – 46,13% (3,126 – 3,442 cpfu). Os padrões de ETR normalizados ao condrito (Fig. V.75a) revelam fracionamento entre os ETRL semelhante para os dois casos, com a razão La_N/Nd_N entre 3 – 4; e fracionamento distinto entre ETRL e ETRP. Neste caso os cristais pouco alterados mostram um maior grau de fracionamento, com $429 < La_N/Y_N < 698$, enquanto no cristal metamictizado os valores estão entre 239 – 248.

Nos cristais manteados por allanita (amostra MR-10), os teores totais de $(ETR+Y)_2O_3$ variam entre 39,71 – 46,66% (3,058 – 3,536 cpfu). Contudo, esses cristais possuem os maiores teores de ETRM – entre 2,50 – 2,90% (0,176 – 0,205 cpfu), Nd_2O_3 – entre 9,21 – 9,74% (0,689 – 0,722 cpfu) e Y_2O_3 – entre 0,46 – 1,22% (0,051 – 0,137 cpfu). São ainda mais pobres em La_2O_3 – entre 7,64 – 10,14% (0,590 – 0,776 cpfu) e Ce_2O_3 – entre 16,52 – 21,40% (1,268 – 1,627 cpfu). Como consequência, os padrões de ETR (Fig. V.75b) revelam um menor grau de fracionamento tanto entre os ETRL, com razão $La_N/Nd_N \cong 2$, como entre ETRL e ETRP, com $41 < La_N/Y_N < 146$.

Figura V.75: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para análises representativas de chevkinita-(Ce) não-alterada e metamictizada (a). Em (b) encontram-se os padrões para chevkinita-(Ce) e allanita em relação de substituição hidrotermal/pós-magmática da amostra MR-10. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

V.5.5. ALLANITA

A allanita, um membro rico em ETR do grupo do epidoto, é um acessório comum e um dos principais portadores de ETRL, U e Th em rochas graníticas e sieníticas. Sua fórmula geral pode ser representada por $A_2M_3(SiO_4)(Si_2O_7)(O, F)(OH)$, onde (Dollase 1971, Deer *et al.* 1986, Gieré & Sørensen 2004):

- A = Ca, Sr, Mn^{2+} , Pb^{2+} , ETR, Th, U,
- M = Al, Fe^{3+} , Fe^{2+} , Mn^{3+} , Mn^{2+} , Mg, Cr^{3+} , V^{3+}

Allanita é um acessório típico em granitos e sienitos metaluminosos a moderadamente peraluminosos da Província Graciosa. Nas rochas de natureza peralcalina, allanita é uma fase tipicamente de cristalização tardia, hidrotermal (Vlach & Gualda 2007).

V.5.5.1. Textura

No Plúton Papanduva, allanita foi encontrada apenas na amostra MR-10 da Unidade B. Nesta amostra, a allanita aparece tipicamente como mantos substituindo chevkinita primária corroída (Fig. V.71), associada a minerais de alteração hidrotermal, com destaque para magnetita, ilmenita rica em Mn e Zn (*cf.* item V.3) e riebeckita. Vale a pena destacar que esta amostra apresenta valores de susceptibilidades magnéticas relativamente elevadas, consideradas anômalas para as rochas peralcalinas deste plúton (*cf.* item IV.7.2; Tab. 1 – Anexo II). Relações texturais similares entre chevkinita e allanita foram descritas por Jiang (2006) no sienito de Shuiquangou (China), que atribuiu a substituição de chevkinita por

allanita a fluidos hidrotermais externos particularmente enriquecidos em Al e Ca entre outros elementos.

V.5.5.2. Quimismo

A allanita analisada é relativamente homogênea (Tab. 14 – Anexo III). Apresenta teores elevados de FeO^{T} – entre 21,30 – 22,68% peso, e TiO_2 – entre 1,72 – 2,76% (0,132 – 0,214 cpfu); e baixos de Al_2O_3 – entre 5,91 – 7,88% (0,720 – 0,953 cpfu), e CaO – entre 6,93 – 8,43% (0,762 – 0,934 cpfu). Ce_2O_3 é predominante dentre os ETR, com teores variando entre 13,68 – 14,61% (0,516 – 0,549 cpfu). Tais características químicas indicam tratar-se de uma ferriallanita-(Ce) (Kartashov *et al.* 2002), com o sítio octaédrico M dominado por Fe^{3+} (0,896 – 1,065 cpfu) e Fe^{2+} (0,876 – 0,932 cpfu), e razão $[\text{Fe}^{3+}/(\text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+})]$ entre 0,49 – 0,54.

As composições químicas da ferriallanita-(Ce) apresentam teores de $(\text{ETR}+\text{Y})_2\text{O}_3$ que variam entre 26,49 – 27,75% (0,992 – 1,041 cpfu). Os padrões de ETR normalizados ao condrito são aproximadamente paralelos aos registrados nos cristais de chevkinita corroídos manteados (ver discussão acima; Fig. V.75b). O fracionamento entre os ETRL é, da mesma forma, baixo, com razão $\text{La}_N/\text{Nd}_N \cong 3$. e. Por outro lado, há um maior fracionamento entre os ETRP e os ETRL com $108 < \text{La}_N/\text{Y}_N < 352$ (Fig. V.75b).

V.6. Outros minerais acessórios

V.6.1. MONAZITA

A monazita é um fosfato de elementos terras raras (ETR) que concentra particularmente as terras raras leves (ETRL), e se cristaliza no sistema monoclinico (grupo espacial $\text{P2}_1/\text{n}$). Sua fórmula geral pode ser representada por ABO_4 (Ni *et al.* 1995), em que o sítio A é ocupado com cátions de coordenação 9 (ETRLM, Y, Th, Ca etc), enquanto o sítio B, com coordenação 4, é preenchido principalmente por P e subordinadamente Si.

É um acessório comum e o principal portador de ETRL em rochas graníticas peraluminosas, cristalizando quer em condições magmáticas, quer pós-magmáticas, hidrotermais. Ocorrências em rochas graníticas de natureza peralcalina são relativamente raras e, nestes casos, aparecem mais tipicamente como produto de alteração hidrotermal de outros minerais portadores de ETR (Chang *et al.* 1998, Deer *et al.* 1986).

V.6.1.1. Textura

Monazita, de cristalização tardia, foi encontrada apenas em uma amostra (MR-06) da Unidade A, na forma de dois cristais subédricos a anédricos diminutos (<0,1 mm), transparentes, um deles junto a feldspatos alcalinos e quartzo recristalizados e outro associado à astrofilita.

V.6.1.2. Quimismo

As análises químicas realizadas são apresentadas na Tabela 15 (Anexo III), e revelam composições muito homogêneas. Trata-se de uma monazita-(Ce) com composições muito próximas ao membro final ideal ETRPO_4 , com teores totais de ETR_2O_3 entre 68,50 – 70,90% em peso (0,979 – 1,010 cpfu) e P_2O_5 entre 29,18 – 29,95% (0,971 – 0,989 cpfu). As abundâncias de ThO_2 , UO_2 e CaO são inferiores a 0,10% peso. Y_2O_3 situa-se sempre abaixo do limite de detecção (< 0,05 % em peso) e SiO_2 aparece em quantidades entre 0,33 – 0,89% (0,013 – 0,034 cpfu).

Os padrões de ETR normalizados ao condrito (Fig. V.76) são bem fracionados e coincidentes na região das ETRL, com razões La_N/Nd_N entre 5 e 9. Os valores Sm_N e Dy_N mostram dispersão significativa possivelmente relacionada aos erros relativos maiores na determinação destes elementos.

Figura V.76: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para análises representativas de monazita-(Ce) da Unidade A do Plúton Papanduva. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

V.6.2. ELPIDITA E OUTROS ZIRCONOSSILICATOS DE (Na E K)

Na parte mais significativa das rochas ígneas supersaturadas, o Zr ocorre em quantidades de traço e é um constituinte estrutural essencial, acomodado na estrutura do

zircão. Sua concentração nos líquidos independe da proporção do mineral que precipita, estando relacionada ao seu coeficiente de distribuição (e.g. Watson & Harrison 1983, Harrison & Watson 1983, Hanson 1989). Entretanto, em diversas variedades peralcalinas, apesar das concentrações em geral bem mais elevadas de Zr, o zircão é de ocorrência rara ou mesmo está ausente. O Zr encontra-se nestes casos concentrado em anfibólio e piroxênio sódicos e principalmente em um ou mais membros do vasto e complexo grupo dos álcali zirconossilicatos (Currie & Zaleski 1985, Salvi & Williams-Jones 1995).

Em rochas peralcalinas, a presença de zirconossilicatos de metais alcalinos (Na, K) pode ser explicada pela desestabilização do zircão em ambientes de cristalização com excesso de metassilicato, de sílica e de H₂O, conforme uma reação genérica de tipo:

Entre os álcali zirconossilicatos, a elpidita (Na₂ZrSi₆O₁₅ · 3H₂O) é um dos mais importantes, aparecendo como fase de cristalização tardia relativamente comum em granitos e sienitos peralcalinos, associados com quartzo, albita, egirina, anfibólios sódicos, epididymita e outros zirconossilicatos de (Na, K) (Currie & Zaleski 1985, Salvi & Williams-Jones 1995).

A primeira descrição de elpidita deve-se a Lindström (1894) que a encontrou no nefelina sienito de Igaliku e no pegmatito sienítico de Narsarsuk, na região de Julianehåb (sul da Groelândia). A estrutura cristalina foi determinada por Neromova & Belov (1963, 1964) e revista por Cannillo *et al.* (1973). Trata-se de um inossilicato de cadeia dupla cristalizado no sistema ortorrômbico (grupo espacial *Pbcm*). A elpidita apresenta solução sólida incompleta com armstrongita (CaZrSi₆O₁₅ · 3H₂O) (Birkett *et al.* 1992, Salvi & Williams-Jones 1995, Roelofsen & Veblen 1999).

V.6.2.1. Textura

Elpidita e zirconossilicatos de (Na, K) não identificados no presente trabalho são minerais acessórios de cristalização tardi- a pós-magmática relativamente comuns nas variedades petrográficas que compõem a Unidade A.

Duas gerações texturais de elpidita podem ser reconhecidas nestas rochas. Uma geração, possivelmente mais tardia ocorre tipicamente na forma de agregados granulares ou de vênulas intersticiais entre quartzo e feldspato alcalino (Fotomicrogs. V.63, 64, 65); a outra forma cristais isolados mais euédricos e tabulares, que com alguma frequência apresentam-se intercrescidos com *laths* de albita, particularmente nas bordas dos cristais (Fotomicrog. V.66). Neste último caso apresenta-se incolor ou com tonalidades levemente amareladas, com relevo moderado positivo em relação a quartzo, feldspato potássico e

albita, birrefringência baixa e caráter biaxial (+). Minerais opacos não identificados aparecem como produtos de alteração associados principalmente à elpidita dos agregados que, nestes casos, adquire colorações amarelo-acastanhadas mais intensas.

Dois outros zirconossilicatos ocorrem nestas rochas, um com $Na > K$ e outro com $K > Na$ (*cf.* item sobre quimismo a seguir). São minerais ainda não identificados com segurança e foram denominados de I e II respectivamente.

O zirconossilicato I forma cristais euédricos a subédricos, com aspecto ortorrômbico e hábitos tabulares e/ou prismáticos que ocorrem isolados em meio a quartzo e feldspatos alcalinos (Fotomicrogs. V.67, 68). Difere opticamente da elpidita pelo caráter biaxial (-). Alguns dos cristais apresentam-se pontilhados de microinclusões de minerais opacos (Fotomicrog. V.68) e por vezes observa-se opticamente, sob polarizadores cruzados, algum zonamento composicional concêntrico, dado por núcleos mais escuros e bordas claras. As características texturais sugerem que sua cristalização se iniciou em etapa anterior a da elpidita tipicamente intersticial.

Um único cristal do denominado zirconossilicato II foi encontrado na amostra MR-38. Trata-se de um cristal euédrico, de aspecto morfológico monoclinico ou triclinico, incluso em egrina. É incolor, possui relevo alto e birrefringência baixa. Apresenta zonamentos setorial e de tipo concêntrico dado por bordas mais escuras e núcleos mais claros, mais preservados (Fotomicrogr. V.69). Imagens BSE-Compo e análises semiquantitativas via EDS mostram que esses núcleos são mais sódicos e pobres em Zr enquanto as bordas são mais alteradas e ricas em K e Zr (Fig. V.77).

Fotomicrografia V.63: Agregado intersticial de cristais anédricos de elpidita (Elp) cinza-acastanhada em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Material opaco de alteração ocorre entre fraturas e contatos dos cristais. Amostra MR-38, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.64: Agregado intersticial de cristais de elpidita (Elp) bastante alterados, adquirindo coloração acastanhada, em meio a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Material opaco de alteração ocorre ao longo de fraturas e contatos dos cristais, e ao longo das bordas do agregado. Amostra MR-21, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.65: Agregado granular de cristais anédricos de elpidita (Elp) entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Notar que os cristais crescem perpendicularmente às bordas do agregado. Amostra MR-21, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.66: Cristal subédrico isolado de elpidita (Elp) englobando *laths* de albita (Ab) em meio a quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-43, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.67: Cristal subédrico, prismático e intersticial de zirconossilicato de (Na, K) I (ZNS-I) fraturado e alterado, entre feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-26, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.68: Cristal euédrico prismático de zirconossilicato de (Na, K) I (ZNS-I) pontilhado de microinclusões de minerais opacos. Localiza-se entre cristais de quartzo (Qz) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-26.

Fotomicrografia V.69: Cristal euédrico de zirconossilicato de (K, Na) II (ZNS-II) apresentando zonamento composicional concêntrico, com bordas mais escuras e núcleo mais claro (vide Fig. V.77). O cristal está parcialmente incluído em egirina (Eg) que ocorre junto a feldspato potássico (FK) e quartzo (Qz) de álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. Amostra MR-38, polarizador inferior.

Figura V.77: Imagem BSE-Compo detalhando o cristal de zirconossilicato II da Fotomicrografia V.69. O zonamento composicional visualizado opticamente é dado por bordas mais alteradas e ricas em K e Zr, e núcleo mais preservado, rico em Na.

V.6.2.2. *Quimismo*

Análises WDS preliminares foram obtidas para alguns cristais de elpidita em agregados e para um cristal do zirconossilicato I.

Elpidita

As composições da elpidita analisada (Tab. 16 – Anexo III) são caracterizadas por teores de ZrO_2 entre 24,34 – 27,81% em peso (1,202 – 1,361 cpfu) e de Na_2O entre 8,77 – 9,55% (1,685 – 1,863 cpfu). SiO_2 e K_2O variam entre 55,18 – 59,18% (5,681 – 5,867 cpfu) e 0,06 – 0,33% (0,008 – 0,042 cpfu), respectivamente. CaO está abaixo do limite de detecção (ca. 0,02 % em peso).

O cálculo da fórmula estrutural a partir das análises disponíveis mostra alguma deficiência de Si no sítio tetraédrico e excesso de Zr no sítio octaédrico. É interessante observar que os dados resultam em uma correlação negativa muito boa entre Si e Zr (Fig. V.78) a qual sugere que parte do Zr pode estar ocupando o sítio tetraédrico e que o seu excesso não se deva apenas a problemas analíticos.

Figura V.78: Correlação entre as proporções catiônicas (cpfu) de Zr^{4+} x Si^{4+} para a elpidita da Unidade A do Plúton Papanduva.

Zirconossilicato I

As análises WDS obtidas (Tab. 16 – Anexo III) mostram que o zirconossilicato I contém quantidades apreciáveis de K_2O entre 2,08 – 2,66% (0,288 – 0,360 cpfu) e menores de Na_2O entre 2,69 – 3,24 (0,562 – 0,666 cpfu) e ZrO_2 entre 17,31 – 22,77% (0,915 – 1,153 cpfu), quando comparado à elpidita. Os teores de SiO_2 , entre 57,04 – 58,34% (6,124 – 6,229 cpfu), são equivalentes.

Trata-se de um zirconossilicato de (Na, K) e sua fórmula química ideal deduzida é $(Na, K)ZrSi_6O_{15} \cdot nH_2O$. Acredita-se que n seja algo superior a 3, visto que os fechamentos das análises situam-se sempre abaixo de 90,0% (em peso), sugerindo uma maior quantidade de H_2O em comparação com a elpidita, onde os fechamentos são superiores a 90,0% (em peso).

V.5.3. TURKESTANITA

A ocorrência de turkestanita foi relatada pela primeira vez por Ginzburg *et al.* (1965) e Perrault & Szymański (1982) na região da “Ásia Central” (Rússia) como uma fase desconhecida relacionada ao grupo da ekanita-steacyita, mas a sua definição como um novo mineral foi somente feita mais recentemente por Pautov *et al.* (1997) e sua estrutura cristalina definida por Kabalov *et al.* (1998). Esses autores identificaram a turkestanita em zonas metassomáticas junto às bordas dos Complexos Alcalinos de Dzhelisu e Dara-i-Pioz,

no Quirguistão e Tadjiquistão, respectivamente. Minerais associados incluem principalmente egirina, hedenbergita, albita, microclínio, fluorapatita e quartzo.

A turkestanita é um ciclossilicato hidratado de fórmula química geral $AB_2C[Si_8O_{20}]nH_2O$, onde:

- $A = Th, ETR, U, Pb, Fe^{3+}$;
- $B = Ca, Na$;
- $C = K, (Na), []$ (vacância),

resultando na fórmula ideal $(Th, ETR)(Ca, Na)_2(K_{1-x}, []_x)[Si_8O_{20}]nH_2O$, onde $[] =$ vacância e $x \approx 0,47$ (Pautov *et al.* 1997, Kabalov *et al.* 1998). Com simetria tetragonal (grupo espacial $P4/mcc$), é isoestrutural e apresenta solução sólida completa com a steacyita $[(Th, U)(Na, Ca)_2(K, [])Si_8O_{20}]$.

Ocorrências de turkestanita são muito raras. Além das três localidades asiáticas já referidas, esse mineral foi também identificado no Complexo Ilímaussaq (Groelândia) por Petersen *et al.* (1999) em veios com albita, microclínio, egirina, quartzo, narsarsukita e eudialita cortando augita sienitos. A identificação de turkestanita no Plúton Papanduva é a quinta ocorrência relatada no mundo e a primeira em granitos peralcalinos em todo o continente americano.

V.5.3.1. Textura

No Plúton Papanduva, a turkestanita foi identificada em três amostras (MR-02A, MR-79A e MR-140) da Unidade A, isolada em meio a quartzo e feldspato alcalino ou associada a um silicato de Y ainda não identificado com segurança (*cf.* item V.5.4 a seguir).

Os cristais de turkestanita são subédricos a euédricos, fraturados, com hábitos tabulares e granulometria entre 0,3 – 0,5 mm. Possuem coloração em tons de amarelo-claro a castanho-claro, birrefringência baixa (0,004 – 0,005) e caráter uniaxial (-) (Fotomicrogs. V.70, 71).

Na amostra MR-02A a turkestanita é envolta parcialmente por um manto fino e irregular formado por material isótropo, pequenos cristais de egirina e fluorita (Fotomicrogs. V.70, 71). Imagens BSE-Compo (Fig. V.79) e análises semiquantitativas via EDS revelam que o material isótropo é formado por uma mistura de fluorita e silicato(s) de (Y, Ca).

Suas bordas apresentam transformações associadas a metamictização, adquirindo coloração castanha-escura, enquanto o núcleo permanece mais preservado, com coloração mais clara (Fotomicrogs. V.70, 71). A análise de imagens BSE-Compo indica que essa metamictização é significativamente menor junto ao contato com o silicato de Y. As imagens mostram ainda que as fraturas que cortam irregularmente a turkestanita têm continuidade para o interior do silicato de Y (Fig. V.79).

Fotomicrografia V.70: Cristal subédrico de turkestanita (Trk) com núcleos acastanhados preservados e bordas mais escuras metamictizadas, junto a narsarsukita (Nars) e envolto por quartzo (Qz) e silicato de Y desconhecido (Ysi) em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. O cristal está parcialmente manteado por material isótopo, com pequenos cristais de egrina (Eg) e fluorita (Fl) associados. Amostra MR-02A, polarizadores cruzados.

Fotomicrografia V.71: Detalhe do cristal de turkestanita (Trk) entre quartzo (Qz) e um silicato de Y desconhecido (Ysi) da Fotomicrografia V.70 sob polarizadores cruzados. Destaca-se sua birrefringência baixa, com cor de interferência em tons de cinza; as bordas metamictizadas e os pequenos cristais de egrina (Eg) que ocorrem junto às bordas. Amostra MR-02A.

Figura V.79: Imagem BSE-Compo do cristal de turkestanita (Trk) da Fotomicrografia V.70. A imagem destaca o núcleo preservado e homogêneo, gradando para bordas metamictizadas e transformadas. O manto irregular que contorna parcialmente o cristal é formado por fluorita (Fl), egrina (Eg) e silicatos de Y e Ca (YCS). Junto ao contato com o silicato de Y desconhecido (Ysi) a metamictização e o manteamento da turkestanita diminuem e suas fraturas se prolongam para o cristal vizinho. Amostra MR-02A

V.5.3.2. Quimismo

Análises químicas de um cristal de turkestanita da amostra MR-02A são apresentadas na Tabela 17 (Anexo III). Os dados obtidos revelam composições relativamente homogêneas com teores de SiO₂ entre 50,52 – 52,54% peso, ThO₂ entre 19,26 – 22,0%, CaO entre 7,13 – 10,01%, Na₂O entre 1,41 – 1,95% e K₂O entre 2,10 –

2,46%. Os teores de $(ETR+Y)_2O_3$ variam entre 5,15 – 7,0% e são relativamente altos para uma turkestanita como será discutido adiante.

Elementos menores incluem Al_2O_3 (<0,03 – 0,11% peso), UO_2 (0,49 – 1,24%), Fe_2O_3 (0,13 – 1,78%) e PbO (0,23 – 0,38%). Os maiores teores de Al e U e menores de Fe^{3+} são registrados junto às bordas metamictizadas.

A somatória dos óxidos é invariavelmente baixa, entre 91,12 – 93,46%, o que pode ser devido às transformações associadas à metamictização (e.g. incorporação de H_2O).

No cálculo da fórmula estrutural, o sítio tetraédrico [S] é preenchido basicamente por Si (7,796 – 7,996 cpfu) e traços de Al (0,004 – 0,021), enquanto o sítio A comporta Th (0,687 – 0,776 cpfu), ETR+Y (0,043 – 0,232 cpfu), Fe^{3+} (0,015 – 0,212 cpfu), além de traços de U (0,017 – 0,042 cpfu) e Pb (0,009 – 0,015 cpfu). O sítio B aloca Ca (1,176 – 1,695 cpfu) e Na (0,007 – 0,558 cpfu); o restante das posições sendo ocupadas por ETR (0,136 – 0,298 cpfu) como verificado em outros minerais portadores de terras-raras do grupo da ekanita-steacyita (e.g. Livingstone *et al.* 1976, Perrault & Szymański 1982). Por fim, o sítio C é parcialmente ocupado por K (0,424 – 0,478 cpfu) e em alguns casos também por Na (até 0,499 cpfu). As vacâncias neste sítio correspondem a 0,077 – 0,551 cpfu).

Correlações negativas são observadas entre Th e ETR+Y e entre Ca e Na_B , o que aponta para um mecanismo de substituição acoplada do tipo:

A boa correlação negativa ($r^2 = 0,851$) obtida entre os termos da Equação V.47 sugere que esse mecanismo de substituição teve papel importante no controle da entrada de ETR (Y) e Ca na estrutura da turkestanita analisada (Fig. V.80).

Dentre o total medido de $(ETR)_2O_3 + Y$ (5,15 – 7,0% peso), predominam os ETRL, em especial o Ce_2O_3 (2,35 – 3,67% peso; 0,132 – 0,210 cpfu) e Nd_2O_3 (1,23 – 2,0%; 0,067 – 0,109 cpfu). Os padrões de ETR normalizados ao condrito são relativamente coerentes apesar da grande dispersão nos dados (Fig. V. 81), refletindo os baixos teores de ETR e possivelmente os efeitos da metamictização.

Os padrões apresentam forma suavemente convexa (Fig. V.81) e baixo fracionamento na região dos ETRL, com a razão La_N/Nd_N entre 1 – 2. O fracionamento entre ETRL e ETRP é mais elevado, com $6 < La_N/Y_N < 78$.

Figura V. 80: Correlação entre as proporções catiônicas (cpfu) de $(ETR+Y)^{3+} + (Ca^{2+})_B \times Th^{4+} + (Na^+)_B$ para a turkestanita da Unidade A do Plúton Papanduva.

Figura V. 81: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para a turkestanita analisada. Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

V.5.3.3. Comparação com outras ocorrências

A Tabela V.4 compara os teores médios (% peso óxidos) e fórmulas empíricas da turkestanita analisada com aqueles obtidos nas ocorrências descritas em literatura. Em linhas gerais, a turkestanita do Plúton Papanduva é mais pobre em Si e Th e rica em Fe^{3+} e ETR. Com base nos teores de K, Na e Ca (Fig. V.82), suas composições sobrepõem-se às registradas na localidade-tipo de Dzhelisu (Maciço Jelisyiski), Quirguistão (Pautov *et*

al. 1997), e em parte com as composições obtidas por Ginzburg *et al.* (1965 *apud* Perrault & Szymański 1982) na região da “Ásia Central” (Rússia).

O alto conteúdo de ETR₂O₃ na turkestanita do Plúton Papanduva chama a atenção. Os valores são aproximadamente 2 a 5 vezes superiores aos maiores teores de ETR₂O₃ registrados em literatura para a turkestanita: 1,50% peso no Complexo Dara-i-Pios (Pautov *et al.* 1997) e 2,39% na “Ásia Central” (Ginzburg *et al.* 1965 *apud* Perrault & Szymański 1982).

No grupo da ekanita-steacyita, o principal membro portador de ETR é a iraquita (Livingstone *et al.* 1976), com teores de (ETR)₂O₃ + Y em torno de 15,0% peso. Sua composição pode ser descrita pela fórmula empírica:

Apesar das proporções maiores de ETR e menores de Th e Na, a iraquita apresenta certas semelhanças com a turkestanita analisada, como a presença de ETR preenchendo posições no sítio *B*, também ocupado principalmente por Ca, e a ocorrência significativa de posições vagas no sítio *C*. De fato, Livingstone *et al.* (1976) e Perrault & Szymański (1982) chamam a atenção para o isoestruturalismo entre a iraquita e a steacyita. Uma vez que a turkestanita é também isoestrutural com a steacyita, a extensão desta relação entre iraquita e turkestanita é bastante plausível.

Quando analisadas em conjunto para a substituição acoplada da Equação (V.47), as composições da turkestanita – tanto as retiradas da literatura como as obtidas para o Plúton Papanduva – e da iraquita expandem um significativo intervalo composicional ao longo de uma pendente próxima de 1:1 (Fig. V.83). Essa variação sugere a existência de uma solução sólida isoestrutural entre a turkestanita e a iraquita, onde o primeiro mineral representaria o membro-final mais pobre em ETR (e Ca em menores proporções) e rico em Th e Na, e o segundo o membro-final rico em ETR e Ca e pobre em Th e Na. Neste cenário, as composições obtidas para a turkestanita do Plúton Papanduva representariam composições intermediárias dessa solução sólida (Fig. V.83).

Tabela V.4: Comparação entre as composições médias (% peso) e respectivas fórmulas mínimas obtidas para a turkestanita da Unidade A, com outras ocorrências descritas em literatura. *n*: número de análises; -: teores nulos.

	Plúton Papanduva este trabalho <i>n</i> = 11	Maciço Dara-i-Pios Pautov <i>et al.</i> (1997) <i>n</i> = 3	Maciço Jelisyiski Pautov <i>et al.</i> (1997) <i>n</i> = 2	Ásia Central (Rússia) Ginzburg <i>et al.</i> (1965)* <i>n</i> = 2	Complexo Ilímaussaq Petersen <i>et al.</i> (1999) <i>n</i> = 1
SiO ₂	51,63	55,07	49,64	54,55	56,67
Al ₂ O ₃	0,06	<0,03	1,03	0,74	não analisado
ThO ₂	20,40	22,44	30,97	25,11	27,70
UO ₂	0,69	4,75	<0,03	1,02	não analisado
Fe ₂ O ₃	0,90	0,04	0,05	0,14	não analisado
PbO	0,27	0,31	0,20	0,23	não analisado
ETR ₂ O ₃	6,03	0,84	-	1,38	não analisado
CaO	8,37	7,67	8,56	8,99	13,42
Na ₂ O	1,70	2,92	1,61	3,07	0,88
K ₂ O	2,31	4,38	2,43	3,69	1,33
Soma	92,36	98,42	94,48	98,91	100,00

* *apud* Perrault & Szymański (1982)

Localidade	Fórmula Empírica
Papanduva	$(\text{Th}_{0,72}\text{ETR}_{0,15}\text{Fe}^{3+}_{0,1}\text{U}_{0,02}\text{Pb}_{0,01})_{\Sigma 1,00}(\text{Ca}_{1,39}\text{Na}_{0,39}\text{ETR}_{0,21})_{\Sigma 1,98}(\text{K}_{0,46}\text{Na}_{0,12}[\]_{0,42})_{\Sigma 1,00}(\text{Si}_{7,99}\text{Al}_{0,01})_{\Sigma 8,00}\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Dara-i-Pios	$(\text{Th}_{0,74}\text{U}_{0,15}\text{ETR}_{0,05}\text{Pb}_{0,01})_{\Sigma 0,97}(\text{Ca}_{1,19}\text{Na}_{0,80})_{\Sigma 1,99}(\text{K}_{0,81}\text{Na}_{0,02}[\]_{0,17})_{\Sigma 1,00}\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Jelisyiski	$(\text{Th}_{1,11}\text{Pb}_{0,01})_{\Sigma 1,12}(\text{Ca}_{1,44}\text{Na}_{0,49})_{\Sigma 1,95}(\text{K}_{0,49}[\]_{0,51})_{\Sigma 1,00}(\text{Si}_{7,81}\text{Al}_{0,19})_{\Sigma 8,00}\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Ásia Central	$(\text{Th}_{0,83}\text{ETR}_{0,07}\text{U}_{0,03}\text{Fe}^{3+}_{0,01}\text{Pb}_{0,01})_{\Sigma 0,95}(\text{Ca}_{1,39}\text{Na}_{0,61})_{\Sigma 2,00}(\text{K}_{0,68}\text{Na}_{0,25}[\]_{0,07})_{\Sigma 1,00}(\text{Si}_{7,88}\text{Al}_{0,12})_{\Sigma 8,00}\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$
Ilímaussaq	$\text{Th}_{0,89}\text{Ca}_{2,03}(\text{K}_{0,24}\text{Na}_{0,24}[\]_{0,52})_{\Sigma 1,00}\text{Si}_8\text{O}_{20} \cdot n\text{H}_2\text{O}$

Figura V.82: Diagrama ternário K x Ca x Na (cpfu) de classificação para minerais do grupo da ekanita-steacyita (Petersen *et al.* 1999) com as composições da turkestanita analisada comparada com as ocorrências descritas desse mineral em literatura.

Figura V.83: Correlação entre as proporções catiônicas (cpfu) de $(ETR+Y)^{3+} + (Ca^{2+})_B \times Th^{4+} + (Na^+)_B$ para a turkestanita do Plúton Papanduva comparada com as proporções obtidas na turkestanita portando ETR do Complexo Dara-i-Pios (Pautov *et al.* 1997) e da região da Ásia Central (Ginzburg *et al.* 1965 *apud* Perrault & Szymański 1982), e as proporções médias da iraquita da localidade-tipo de Shakhi-Rash, Iraque (Livingstone *et al.* 1976). Simbologia como na Figura V.82.

V.6.4. SILICATO DE Y E ETR

Na Unidade A foi encontrado um silicato de Y e ETR ainda não identificado com segurança. Em rochas peralcalinas, os principais silicatos portadores de Y e ETR incluem a gerenita-(Y) $[(Ca, Na)_2(Y, ETR)_3Si_6O_{18}.2H_2O]$ (Jambor *et al.* 1998), a kainosita-(Y) $[Ca_2(Y, Ce)_2Si_4O_{12}(CO_3).H_2O]$ (Giuseppetti *et al.* 1989), caysichita-(Y) $[Y_2(Ca, ETR)_2Si_4O_{10}(CO_3)_3.4H_2O]$ (Mellini & Merlino 1978), além de alguns minerais do grupo da datolita-gadolinita [idealmente $(X)_2Si_2Be_2(O, OH)_{10}$, onde $X = Ca, Y, ETR$] (Miyawaki *et al.* 1984). Dentre esses minerais, a gerenita-(Y) e, em parte, a kainosita-(Y) são as que apresentam maiores semelhanças texturais, ópticas e químicas com o silicato de Y e ETR da Unidade A (*cf.* itens a seguir).

V.6.4.1. Textura

O silicato de Y e ETR foi encontrado unicamente na amostra MR-02A. Ocorre como dois cristais subédricos fraturados, com morfologia sugestiva de formas cúbicas e granulometria entre 0,4 mm – 1,2 mm. Aparecem tipicamente intersticiais, associando-se a quartzo, albita, narsarsukita, turkestanita e fluorita. São incolores, com birrefringência extremamente baixa e mostram relevo moderado positivo (Fotomicrogs. V.72, 73).

Fotomicrografia V.72: Cristal subédrico intersticial de silicato de Y e ETR (Ysi) alterado em meio a quartzo (Qz), egrina (Eg), narsarsukita alterada (Nars) e turkestanita (Trk), em álcali-feldspato granito protomilonítico da Unidade A. As manchas arredondadas escuras em formato de bolhas sobre o silicato de Y representam os locais de análises WDS e/ou EDS. Amostra MR-02A, polarizador inferior.

Fotomicrografia V.73: Detalhe do silicato de Y da Fotomicrografia VI.55 sob polarizadores cruzados, destacando seu caráter praticamente isotrópico. Amostra MR-02A.

V.6.4.2. Quimismo

Análises químicas preliminares com WDS foram feitas nos dois cristais. Os valores médios e os respectivos intervalos de variação dos principais óxidos presentes são apresentados na Tabela V.5. Vale a pena ressaltar que estes minerais se mostraram muito susceptíveis ao feixe eletrônico durante as análises, mesmo com diâmetros de 30 μm , sugerindo quantidades muito significativas de compostos voláteis como H_2O e/ou CO_2 , uma vez que as quantidades medidas de F e Cl se encontram abaixo do limite de detecção ou são muito baixas respectivamente.

Este mineral apresenta teores (% em peso) de SiO_2 entre 40,77 – 42,53%, Y_2O_3 entre 21,55 – 23,71% e ETR_2O_3 entre 14,16 – 16,38%, com predomínio dos ETRP (7,72 – 9,39%) sobre os ETRL (6,28 – 7,65%). CaO varia entre 3,62 – 4,01%. Elementos menores incluem FeO entre <0,03 – 0,36% e Al_2O_3 entre 0,10 – 0,54%. Os fechamentos analíticos obtidos situam-se entre 82,25 e 86,37 %.

Tabela V.5: Teores médios e intervalos de variação em % peso dos principais elementos presentes no silicato de Y e ETR do Plúton Papanduva. UO_2 e K_2O estão abaixo do limite de detecção em todas as análises. n = número de análises consideradas.

Localidade Mineral	Plúton Papanduva silicato de (Y, ETR) $n = 9$	Strange Lake gerenita-(Y) ⁽¹⁾ $n = 6$	Várias* kainosita-(Y) ^{(1), (2), (3)} $n = 5$
SiO_2	41,92 (42,53-40,77)	40,21 (41,14-38,90)	34,62 (35,24-33,80)
Al_2O_3	0,18 (0,54-0,10)	<i>não analisado</i>	0,44 (1,20-<0,03)
La_2O_3	0,26 (0,60-0,07)	<0,05	0,07 (0,24-<0,05)
Ce_2O_3	1,28 (1,88-0,73)	<0,05	0,27 (0,40-0,05)
Pr_2O_3	0,42 (0,64-0,03)	<0,05	<0,05
Nd_2O_3	2,84 (3,19-2,41)	0,28 (0,36-0,20)	0,08 (0,20-<0,05)
Sm_2O_3	1,85 (2,01-1,63)	0,29 (0,41-0,20)	0,15 (0,29-<0,05)
Gd_2O_3	2,86 (3,51-2,29)	1,12 (1,30-0,90)	1,23 (2,44-<0,05)
Tb_2O_3	<i>não analisado</i>	0,35 (0,38-0,32)	0,27 (0,68-<0,05)
Dy_2O_3	3,77 (4,13-3,03)	4,28 (4,60-4,0)	3,22 (4,0-2,0)
Ho_2O_3	<i>não analisado</i>	1,12 (1,17-1,05)	0,75 (1,45-<0,05)
Er_2O_3	<i>não analisado</i>	3,83 (4,0-3,56)	4,58 (7,0-2,65)
Tm_2O_3	<i>não analisado</i>	0,51 (0,53-0,47)	0,47 (0,88-<0,05)
Yb_2O_3	1,65 (1,84-1,45)	2,73 (2,90-2,46)	3,38 (4,40-2,71)
Lu_2O_3	<i>não analisado</i>	0,36 (0,41-0,32)	0,35 (0,64-<0,05)
Y_2O_3	22,72 (23,71-21,55)	27,7 (29,18-26,30)	24,32 (26,30-21,80)
FeO	0,22 (0,36-<0,03)	<i>não analisado</i>	0,28 (0,70-<0,03)
MnO	<i>não analisado</i>	0,55 (1,00-0,03)	<0,03
CaO	3,82 (4,01-3,62)	8,08 (9,79-7,30)	16,25 (17,60-14,0)
Na_2O	0,04 (0,07-<0,03)	2,57 (3,30-1,32)	0,23 (0,40-<0,03)
Total	83,91 (86,37-82,25)	94,0 (96,15-92,32)	91,03 (91,66-90,58)
H_2O	<i>não analisado</i>	5,79 (7,68-3,85)	2,64 (2,68-2,59)
CO_2	<i>não analisado</i>	<i>não analisado</i>	5,58 (6,55-4,60)

* Strange Lake (Canadá), Bancroft (Canadá), Baveno (Itália)

Referências: (1) Jambor et al. (1998); (2) Pouliot et al. (1964); (3) Giuseppetti et al. (1989)

Os padrões de ETR normalizados ao condrito (Fig. V.84) são regulares, ligeiramente convexos na região dos ETRP e ETRM, com uma maior dispersão dos dados na região dos ETRL, e mostram um enriquecimento relativo em ETRP. Apresentam um fracionamento baixo na região dos ETRM e ETRP e forte dos ETRL em relação aos ETRP. As razões La_N/Nd_N variam entre 0,1 – 0,4, enquanto La_N/Y_N alcança máximos de 0,2.

Figura V.84: Padrões de ETRs (parciais) normalizados ao condrito para o silicato de Y e ETR analisado comparado com os padrões de gerenita-(Y) e kainosita-(Y). Fatores de normalização de acordo com Boynton (1984)

V.6.4.2. Comparação com outros silicatos de Y e ETR

Os dados químicos obtidos para o silicato de Y e ETR da Unidade A são comparados na Tabela V.5 com os teores médios registrados em gerenita-(Y) e kainosita-(Y). Em linhas a composição do mineral analisado é mais rica em SiO_2 e pobre em Y_2O_3 , CaO e Na_2O , mais próxima da composição média da gerenita-(Y).

Os teores totais de ETR_2O_3 são maiores que os presentes na kainosita-(Y) e aproximadamente semelhantes aos da gerenita-(Y). Contudo, os teores de ETRL são significativamente maiores (Tab. V.5). Os padrões de ETR normalizados ao condrito são comparados em conjunto na Figura V.84. Diferentemente do observado para o silicato de Y e ETR da Unidade A, os padrões de gerenita-(Y) e kainosita-(Y) revelam um empobrecimento relativo em ETRM e ETRL, além de um maior enriquecimento relativo em ETRP.

V.7. Referências Bibliográficas

- Abbot M.J. 1969. Petrology of the Nandewar Volcano, N.S.W., Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **20**: 115-134
- Abdel-Rahman A.F.M. 1992. Mineral chemistry and paragenesis of astrophyllite from Egypt. *Mineralogical Magazine*, **56**: 17-26

- Anderson A.T. 1968. Oxidation of the LeBlache Lake titaniferous magnetite deposit, Quebec. *Journal of Geology*, **76**: 528-547
- Arden K.M. & Halden N.M. 1999. Crystallization and alteration history of britholite in rare-earth-element-enriched pegmatitic segregations associated with the Eden Lake Complex, Manitoba, Canada. *Canadian Mineralogist*, **37**: 1239-1253
- Atencio D., Coutinho J.M.V., Matioli P.A., Giardullo P. & Ulbrich H.H.G.J. 1997. Quartzo, narsarsukita e taeniolita em rochas alcalinas de Poços de Caldas, Minas Gerais, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **69**: 432
- Bancroft G.M., Burns R.G. & Maddock A.G. 1967. Oxidation state of iron in neptunite from Mössbauer spectroscopy. *Acta Crystallographica*, **22**: 934
- Bennett J.N., Turner E.C., Ike C. & Bowden P. 1984. The geology of some northern Nigerian anorogenic ring complexes. *Overseas Geology and Mineral Resources*, **61**: pp. 65
- Biondi J.C. 2003. *Processos metalogenéticos e os depósitos minerais brasileiros*. Oficina de Textos, São Paulo, 528 pp.
- Birch W.D., Burke E.A.J., Wall V.J. & Etheridge M.A. 1988. Ecandrewsite, the zinc analogue of ilmenite, from Little Broken Hill, New South Wales, Australia, and the San Valentin Mine, Sierra de Cartagena, Spain. *Mineralogical Magazine*, **52**: 237-240
- Birkett T., Miller R.R., Roberts A.C. & Mariano A.N. 1992. Zirconium-bearing minerals of the Strange Lake Intrusive Complex, Quebec-Labrador. *Canadian Mineralogist*, **30**: 191-205
- Birkett T., Trzcienski Jr. W.E. & Stirling J.A.R. 1996. Occurrence and compositions of some Ti-bearing minerals in the Strange Lake Intrusive Complex, Quebec-Labrador Boundary. *Canadian Mineralogist*, **34**: 779-801
- Bonin B. 1986. *Ring complex granites and anorogenic magmatism*. Studies in Geology, North Oxford Academic, Oxford, 188 pp.
- Borisov S.V., Klevtsova R.F., Bakakin V.V. & Belov N.V. 1966. The crystal structure of neptunite. *Kristallografiya*, **10**: 815-821 (*in Russian*)
- Bowden P. 1982. Magmatic evolution and mineralization in the Nigerian Younger Granite Province. In: A.M. Evans (ed). *Metallization Associated with Acid Magmatism*, John Wiley & Sons, New York, pp.: 51-61
- Boynton W.V. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. In: P. Hernderson (ed). *Rare Earth Element Geochemistry*, Elsevier, Amsterdam, pp.: 63-114
- Breithaupt A. 1865. Mineralogische Studien. *Berg- und Hüttenmannische Zeitung*, **24**: 397-398

- Brøgger W.C. 1890. Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorwegischen Augit- und Nephelinsyenite. *Zeitschrift für Kristallographie*, **16**: 1-235, 1-633
- Brown W.L. & Parsons I. 1994. Feldspars in igneous rocks. In: I. Parsons (ed). *Feldspars and their reactions - NATO ASI Series C 421*, Kluwer Academic, Dordrecht, pp.: 449-499
- Buddington A.F. 1963. Distribution of MnO between coexisting ilmenite and magnetite. In: A.P. Subramanian & S. Balakrishna (eds). *Advancing Frontiers in Geology and Geophysics - A Volume in Honor of MS Krishnan*, Indian Geophysical Union, Hyderabad (India), pp.: 233-248
- Buddington A.F. & Lindsley D.H. 1964. Iron-titanium oxide minerals and synthetic equivalents. *Journal of Petrology*, **5**: 310-357
- Cannillo E., Mazzi F. & Rossi G. 1966. The crystal structure of neptunite. *Acta Crystallographica*, **21**: 200-208
- Cannillo E., Mazzi F. & Rossi G. 1972. Crystal structure of götzenite. *Soviet Physics-Crystallography*, **16**: 1026-1030
- Cannillo E., Rossi G. & Ungaretti L. 1973. The crystal structure of elpidite. *American Mineralogist*, **58**: 106-109
- Carmichael I.S.E. 1967. The iron-titanium oxides of salic volcanic rocks and their associated ferromagnesian silicates. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **14**: 36-64
- Černý P., Goad B.D., Hawthorne F.C. & Chapman R. 1986. Fractionation trends of the Nb-and Ta-bearing oxide minerals in the Greer Lake pegmatitic granite and its pegmatite aureole, southeastern Manitoba. *American Mineralogist*, **71**: 501-517
- Chakhmouradian A.R., Hughes J.M. & Rakovan J. 2005. Fluorocaphite, a second occurrence and detailed structural analysis: simultaneous accommodation of Ca, Sr, Na and LREE in the apatite atomic arrangement. *Canadian Mineralogist*, **43**: 735-746
- Chang L.L.Y., Howie R.A. & Zussman J. 1998. *Rock-Forming Minerals. Volume 5B. Non-Silicates: Sulphates, Carbonates, Phosphates, Halides*. 2 ed. The Geological Society, London, 383 pp
- Christiansen C.C., Makovicky E. & Johnsen O. 1999. Homology and typism in heterophyllosilicates: an alternative approach. *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie - Abhandlungen*, **175**: 153-189
- Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., & Kinny P. 2003. Atlas of Zircon Textures. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **53**(1): 469-500
- Currie K.L. & Zaleski E. 1985. The relative stability of elpidite and vlasovite: a P-T indicator for peralkaline rocks. *Canadian Mineralogist*, **23**: 577-582
- Czmanske G. & Mihálik P. 1972. Oxidation during magmatic differentiation, Finnmarka Complex, Oslo area, Norway. 1. The opaque oxides. *Journal of Petrology*, **13**: 493-509

- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1978. *Rock-forming minerals, Vol. 2A. Single-Chain Silicates*. Longman, London, 668 pp
- Deer W.A., Howie R.A. & Zussman J. 1986. *Rock-Forming Minerals. Volume 1B. Disilicates and Ring Silicates*. The Geological Society, London, reprinted 1997, 630 pp
- Della Ventura G., Williams C.T., Raudsepp M., Bellatreccia F., Caprilli E. & Giordano G. 2001. Perrierite-(Ce) and zirconolite from syenitic ejectum of the Roccamonfina volcano (Latium, Italy): implications for the mobility of Zr, Ti, and REE in volcanic environments. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*: 385-402
- Dollase W. 1971. Refinement of the crystal structures of epidote, allanite, and hancockite. *American Mineralogist*, **56**: 447-464
- Donnay G. & Donnay J.D.H. 1953. The crystallography of bastnäsite, parisite, röntgenite and synchisite. *American Mineralogist*, **38**: 932-963
- Dorais M.J. 1990. Compositional variations in pyroxenes and amphiboles of the Belknap Mountain complex, New Hampshire: Evidence for the origin of silica-saturated alkaline rocks. *American Mineralogist*, **75**: 1092-1105
- Duggan M.B. 1988. Zirconium-rich sodic pyroxenes in felsic volcanics from the Warrumbungle Volcano, Central New South Wales, Australia. *Mineralogical Magazine*, **52**: 491-496
- Dylgerov M.M. & Platevoet B. 2006. Unusual Ti and Zr aegirine-augite and potassic magnesio-arfvedsonite in the peralkaline potassic oversaturated Buhovo-Seslavitzi Complex, Bulgaria. *European Journal of Mineralogy*, **18**: 127-138
- Enrich G.E.R. 2005. *Petrogênese da Suíte Alcalina da Ilha Monte de Trigo, SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 229 p
- Enrich G.E.R. & Ruberti E. 2004. Química mineral de britholitas em nefelina microssienitos da suíte alcalina da Ilha Monte de Trigo (SP). In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 42, *Anais*, CD-ROM
- Ernst W.G. 1962. Syntesis, stability relations and occurrence of riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *Journal of Geology*, **70**: 689-736
- Ferguson A.K. 1977. The natural occurrence of aegirine-neptunite solid solution. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **60**: 247-253
- Ferguson A.K. 1978. The crystallization of pyroxenes and amphiboles in some alkaline rocks and the presence of a pyroxene compositional gap. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **67**: 11-15
- Ferraris G. 1997. Polysomatism as a tool for correlating properties and structure. *European Mineralogical Union, Notes in Mineralogy*, **1 - Modular Aspects of Minerals**: 275-295

- Ferraris G., Ivaldi G., Khomyakov A.P., Soboleva S.V., Belluso E. & Pavese A. 1996. Nafertisite, a layer titanosilicate member of a polysomatic series including mica. *European Journal of Mineralogy*, **8**: 241-249
- Fleet M.E. & Pan Y. 1994. Site preference of Nd in fluorapatite $[Ca_{10}(PO_4)_6F_2]$. *Journal of Solid State Chemistry*, **111**: 78-81
- Fleet M.E. & Pan Y. 1995. Site preference of rare earth elements in fluoroapatite. *American Mineralogist*, **80**: 329-335
- Fleischer M. & Altschuler Z.S. 1986. The lanthanides and yttrium in minerals of the apatite group - an analysis of the available data. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*: 467-480
- Flink G. 1893. Zusatz zu dem Aufsatz: Über Mineralien aus Grönland. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar*, **15**: 465 (in Swedish)
- Flink G. 1901. Undersögelser af minerallen fra Julianehaab, Pt. 1, On the minerals from Narsarsuk on the Firth of Tunugdliarfik in Southern Greenland. *Meddeleser om Grönland*, **24**: 9-180
- Flower M.J.F. 1974. Phase relation of titan-acmite in the system $Na_2O-Fe_2O_3-Al_2O_3-TiO_2-SiO_2$ at 1000 bars total water pressure. *American Mineralogist*, **59**: 536-548
- Fuhrman M.L. & Lindsley D.H. 1988. Ternary-feldspar modeling and thermometry. *American Mineralogist*, **73**: 201-215
- Gaines R.V., Skinner H.C.W., Foord E.E., Mason B. & Rosenzweig A. 1997. *Dana's new mineralogy*. Wiley, New York, 1819 pp
- Galli E. & Alberti A. 1971. The crystal structure of rinkite. *Acta Crystallographica*, **B27**: 1277-1284
- Gaspar J.C. & Wyllie P.J. 1983. Ilmenite (high Mg, Mn, Nb) in the carbonatites from the Jacupiranga Complex, Brazil. *American Mineralogist*, **68**: 960-971
- Gay P. 1957. An X-ray investigation of some rare-earth silicates: cerite, lessingite, beckelite, britholite and stillwellite. *Mineralogical Magazine*, **31**: 455-468
- Gerasimovsky V.I., Volkov V.P., Kogarko L.N. & Polyakov A.I. 1974. Kola Peninsula. In: H. Sørensen (ed). *The Alkaline Rocks*, Wiley, New York, pp.: 206-220
- Giére R. & Sørensen S.S. 2004. Allanite and other REE-rich epidote-group minerals. In: A. Liebscher & G. Franz (eds). *Epidotes*, Reviews in Mineralogy and Geochemistry 56, pp.: 431-493
- Ginzburg I.V., Semenov E.I., Leonova L.L., Sidorenko G.A. & Dusmatov V.D. 1965. Alkali-rich crystalline ekanite from Central Asia. *Trudy Mineralogicheskogo Muzeya Akademiyi Nauk SSSR*, **16**: 57-72 (in Russian)

- Giret A., Bonin B. & Leger J.-M. 1980. Amphibole compositional trends in oversaturated and undersaturated alkaline plutonic ring complexes. *Canadian Mineralogist*, **18**: 481-495
- Giuseppetti G., Tadini C. & Oddone M. 1989. Cenosite-(Y) from Baveno, Novara (Italy): crystal structure. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*: 153-164
- Glass J.J. & Smalley R.G. 1945. Bastnäsite. *American Mineralogist*, **30**: 601-615
- Grapes R., Yagi K. & Okumura K. 1979. Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 97-103
- Green T.H. & Pearson N.J. 1988. Experimental crystallization of chevkinite/perrierite from REE-enriched silicate liquids at high pressure and temperature. *Mineralogical Magazine*, **52**: 113-120
- Gu J., Chao G.Y. & Tang S. 1994. A new mineral – fluorbritholite-(Ce). *Journal of Wuhan University of Technology*, **9**: 1855-1866
- Gualda G.A.R. 2001. *Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250 p
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2005. Stoichiometry-based estimates of ferric iron in calcic, sodic-calcic and sodic amphiboles, a comparison of various methods. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **77**: 521-534
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007a. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 2: Petrographic and mineralogical evolution of the alkaline and aluminous associations. *Lithos*, **93**: 310-327
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007b. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 3: Magmatic evolution and post-magmatic breakdown of amphiboles of the alkaline association. *Lithos*, **93**: 328-339
- Gwinn R. & Hess P. 1989. Iron and titanium solution properties in peraluminous and peralkaline rhyolitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**: 326-338
- Haapala I. 1977. Petrography and geochemistry of the Eurajoki stock; a rapakivi-granite complex with greisen-type mineralization in southwestern Finland. *Geological Survey of Finland Bulletin*, **286**: 1-128
- Haapala I. 1997. Magmatic and postmagmatic processes in Tin-mineralized granites: Topaz-bearing leucogranite in the Eurajoki Rapakivi Granite Stock, Finland. *Journal of Petrology*, **38**: 1645-1659
- Hanson G.N. 1989. An approach to trace element modeling using a simple igneous system as an example. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds). *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*, Mineralogical Society of America, Reviews in Mineralogy **21**, pp.: 78-97

- Harrison T.M. & Watson E.B. 1983. Kinetics of zircon dissolution and zirconium diffusion in granitic melts of variable water content. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **84**: 67-72
- Heinrich E.W.M. & Quon S.H. 1963. Neptunite from Seal Lake, Labrador. *Canadian Mineralogist*, **7**: 650-654
- Higgins J.B. & Ribbe P.H. 1976. The crystal chemistry and space groups of natural and synthetic titanites. *American Mineralogist*, **61**: 878-888
- Hoshino M. 1986. Amphiboles and coexisting ferromagnesian silicates in granitic-rocks in Mahé, Seychelles. *Lithos*, **19**: 11-25
- Hughes J.M., Mariano A.N. & Drexler J.W. 1992. Crystal structure of synthetic Na-REE-Si oxyapatites, synthetic monoclinic britholite. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*: 311-319
- Hughson M.R. & Sen Gupta J.G. 1964. A thorium intermediate member of the britholite-apatite series. *American Mineralogist*, **49**: 937-951
- Ike C. 1985. Postmagmatic arfvedsonite-aenigmatite paragenesis in the ring-dyke of the Burra Centre, Ningi-Burra complex, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **3**: 101-105
- Jambor J.L., Roberts A.C., Grice J.D., Birkett T., Groat L.A. & Zajac S. 1998. Gerenite-(Y), $(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{Y},\text{REE})_3\text{Si}_6\text{O}_{18}\cdot 2\text{H}_2\text{O}$, a new mineral species, and an associated Y-bearing gadolinite-group mineral, from the Strange Lake peralkaline complex, Quebec-Labrador. *Canadian Mineralogist*, **36**: 793-800
- Jérémie E. & Christophe Michel-Lévy M. 1961. Un nouveau gisement de narsarsukite. *Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie*, **84**: 191-194
- Jiang N. 2006. Hydrothermal alteration of chevkinite-(Ce) in the Shuiquangou syenitic intrusion, northern China. *Chemical Geology*, **227**: 100-112
- Jones A.P. & Peckett A. 1980. Zirconium-bearing aegirines from Motzfeldt, South Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **75**: 251-255
- Kabalov Y.K., Sokolova E., Pautov L.A. & Schneider J. 1998. Crystal structure of a new mineral turkestanite: A calcium analogue of steacyite. *Kristallografiya*, **43**(4): 632-636 (*in Russian*)
- Kalsbeek N., Larsen S. & Rønbo J.G. 1990. Crystal structures of rare earth elements rich apatite analogues. *Zeitschrift für Kristallographie*, **191**: 249-263
- Kelsey C.H. & MacKie D. 1964. The unit-cell of aenigmatite. *Mineralogical Magazine*, **33**: 986-1001
- Keppler H. 1993. Influence of fluorine on the enrichment of high field strength trace elements in granitic rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **111**: 113-121
- Kunz M., Armbruster T., Lager G.A., Schultz A.J., Goyette R.J., Lottermoser W. & Amthauer G. 1991. Fe, Ti ordering and octahedral distortions in acentric neptunite: Temperature dependent X-ray and

- neutron structure refinements and Mössbauer spectroscopy. *Physics and Chemistry of Minerals*, **18**: 199-213
- Kunzmann T. 1999. The aenigmatite-rhönite mineral group. *European Journal of Mineralogy*, **11**: 743-756
- Larsen L.M. 1976. Clinopyroxenes and coexisting mafic minerals from the alkaline Ilímaussaq intrusion, South Greenland. *Journal of Petrology*, **17**: 258-290
- Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K. *et al.* . 1997. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of The International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Canadian Mineralogist*, **35**: 219-246
- Lindström G. 1894. *Geologiska Föreningens Förhandlingar*, **16**: 330
- Livingstone A., Atkin D., Hutchison D. & Al-Hermezi H.M. 1976. Iraqite, a new rare-earth mineral of the ekanite group. *Mineralogical Magazine*, **40**: 442-445
- Ma Z., Li G., Shi N., Zhou H., Ye D. & Pushcharovsky D.Y. 2000. Structure refinement of astrophyllite. *Scientia Sinica*, **30D**: 399-406 (*in Chinese*)
- Macdonald R. & Belkin H.E. 2002. Compositional variation in minerals of the chevkinite group. *Mineralogical Magazine*, **66**: 1075-1098
- Mann U., Marks M. & Markl G. 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos*, **91**: 262-285
- Mariano A.N. 1989. Economic geology of rare earth minerals. *Reviews in Mineralogy*, **21**: 308-338
- Marks M., Vennemann T., Siebel W. & Markl G. 2003. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite–alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes. *Journal of Petrology*, **44**: 1247-1280
- McDowell S.D. 1979. Chevkinite from the Little Chief Granite porphyry stock, California. *American Mineralogist*, **64**: 721-727
- Mellini M. & Merlino S. 1978. Caysichite: a double crankshaft chain structure. *Canadian Mineralogist*, **16**: 81-88
- Merlino S. 1972. X-ray crystallography of krinovite. *Zeitschrift für Kristallographie*, **136**: 81-88
- Mitchell R.H. 1990. A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline plutonic complexes. *Lithos*, **26**: 135-156
- Miyawaki R., Nakai I. & Nagashima K. 1984. A refinement of the crystal structure of gadolinite. *American Mineralogist*, **69**: 948-953

- Morimoto N.J., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., J. Z., Aoki K. & Gottardi G. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, **73**: 9-10
- Nagy G. 2003. Nacareniobsite in phonolites in the Mecsek Mts. (Hungary) – Second occurrence in the world? *Acta Mineralogica-Petrographica, Abstract Series*, **1**: 75
- Nakashima K. & Imaoka T. 1998. Niobian and zincian ilmenites in syenites from Cape Ashizuri, Southwest Japan. *Mineralogy and Petrology*, **63**: 1-17
- Nash W.P. 1972. Apatite chemistry and phosphorous fugacity in a differentiated igneous intrusion. *American Mineralogist*, **57**: 877-886
- Neromova N.N. & Belov N.V. 1963. The crystal structure of elpidite. Dimorphism of dimetasilicate radicals. *Doklady Akademii Nauk SSSR*, **150**: 3 (in Russian)
- Neromova N.N. & Belov N.V. 1964. Crystal structure of elpidite. *Kristallografiya*, **9**: 828-834 (in Russian)
- Neumann E.-R. 1974. The distribution of Mn^{2+} and Fe^{2+} between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *American Journal of Science*, **274**: 1074-1088
- Neumann E.-R. 1976. Compositional relations among pyroxenes, amphiboles and other mafic phases in the Oslo Region plutonic rocks. *Lithos*, **9**: 85-109
- Ni Y., Hughes J.M. & Mariano A. 1993. The atomic arrangement of bastnäsite-(Ce), $Ce(CO_3)F$, and structural elements of synchysite-(Ce), röntgenite-(Ce), and parisite-(Ce). *American Mineralogist*, **78**: 415-418
- Ni Y., Hughes J.M. & Mariano A.N. 1995. Crystal chemistry of the monazite and xenotime structures. *American Mineralogist*, **80**: 21-26
- Nicholls J. & Carmichael I.S.E. 1969. Peralkaline acid liquids: a petrological study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **20**: 268-294
- Nielsen T.F.D. 1979. The occurrence and formation of Ti-aegirines in peralkalines syenites. An example from the tertiary ultramafic alkaline Gardner Complex, East Greenland. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 235-244
- Njonfang E. & Moreau C. 2000. The mafic mineralogy of the Pandé massif, Tikar plain, Cameroon, implications for a peralkaline affinity and emplacement from highly evolved alkaline magma. *Mineralogical Magazine*, **64**: 525-537
- Njonfang E. & Nono A. 2003. Clinopyroxene from some felsic alkaline rocks of the Cameroon Line, central África: petrological implications. *European Journal of Mineralogy*, **15**: 527-542
- Noe D.C., Hughes J.M., Mariano A.N., Drexler J.W. & Kato A. 1993. The crystal structure of monoclinic britholite-(Ce) and britholite-(Y). *Zeitschrift für Kristallographie*, **206**: 233-246

- Oberti R., Ottolini L., Della Ventura G. & Parodi G.C. 2001. On the symmetry and crystal chemistry of britholite: New structural and microanalytical data. *American Mineralogist*, **86**: 1066-1075
- Pan Y. & Fleet M.E. 2002. Compositions of the apatite-group minerals: Substitution mechanism and controlling factors. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, **48**: 13-49
- Parodi G.C. & Chevrier V. 2004. New discoveries in nephelinites from Los island (Republic of Guinea). *In*: Bullétin de Liason de la Société Française de Minéralogie et de Cristallographie, **16**(2), International Conference "Mineralogie and Museums", 5
- Parsons I. 1979. Klokken Gabbro–Syenite Complex, South Greenland - cryptic variation and origin of inversely graded layering. *Journal of Petrology*, **20**: 653-694
- Parsons I. 1981. The Klokken Gabbro–Syenite Complex, South Greenland: quantitative interpretation of mineral chemistry. *Journal of Petrology*, **22**: 233-260
- Pautov L.A., Agakhanov A.A., Sokolova Y.V. & Kabalov Y.K. 1997. Turkestanite $\text{Th}(\text{Ca},\text{Na})_2(\text{K}_{1-x}\text{Na}_x)\text{Si}_8\text{O}_{20}\cdot n\text{H}_2\text{O}$ - a new mineral with doubled fourfold silicon-oxygen rings. *Zapiski Vserossiyskogo Mineralogicheskogo Obshchestva*, **126**: 45-55 (in Russian)
- Pe-Piper G. 2007. Relationship of amphibole composition to host-rock geochemistry: the A-type gabbro-granite Wentworth pluton, Cobeguid shear zone, eastern Canada. *European Journal of Mineralogy*, **19**: 29-38
- Pearcor D.R. & Buerger M.J. 1962. The determination and refinement of the structure of narsarsukite, $\text{Na}_2\text{TiOSi}_4\text{O}_{10}$. *American Mineralogist*, **47**: 539-556
- Pedersen A.K., Engell J. & Rønsbo J.G. 1975. Early tertiary vulcanism in the Skaergaard: new chemical evidence from ash-layers in the mo-clay of northern Denmark. *Lithos*, **8**: 255-268
- Pekov I. & Ekimenkova I.A. 2001. Two new-rare-earth-rich mineral associations in the Ilímaussaq alkaline complexo, South Greenland. *Geology of Greenland Survey Bulletin*, **190**: 143-144
- Pekov I., Pasero M., Yaskovskaya A.N., Chukanov N.V., Pushcharovsky D.Y., Merlino S., Zubkova N.V., Kokonkova N.N., Men'shikov Y.P. & Zadov A.E. 2007. Fluorcalciobritholite, $(\text{Ca},\text{REE})_5[(\text{Si},\text{P})\text{O}_4]_3\text{F}$, a new mineral: description and crystal chemistry. *European Journal of Mineralogy*, **19**: 95-103
- Peng C.C. & Ma C.S. 1963. Crystal structure of astrophyllite and a new type of band silicate radical. *Scientia Sinica*, **12**: 272-276 (in Chinese)
- Perrault G. & Szymański J.T. 1982. Steacyite, a new name, and a revaluation of the nomenclature of "ekomite"-group minerals. *Canadian Mineralogist*, **20**: 59-63

- Petersen O.V., Rønsbo J.G. & Leonardsen E.S. 1989. Nacareniobsite-(Ce), a new mineral species from the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland, and its relation to mosandrite and the rinkite series. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, **2**: 84-96
- Petersen O.V., Johnsen O. & Micheelsen H.I. 1999. Turkestanite from the Ilímaussaq alkaline complex, South Greenland. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*(9): 424-432
- Piilonen P., McDonald A.M. & Lalonde A. 1998. The crystal chemistry of aegirine from Mont Saint-Hilaire, Quebec. *Canadian Mineralogist*, **36**: 779-791
- Piilonen P., Lalonde A., McDonald A., Gault R. & Larsen A.O. 2003a. Insights into astrophyllite-group minerals. I. Nomenclature, composition and development of a standardized general formula. *Canadian Mineralogist*, **41**: 1-26
- Piilonen P., McDonald A. & Lalonde A. 2003b. Insights into astrophyllite-group minerals. II. Crystal chemistry. *Canadian Mineralogist*, **41**: 27-54
- Platt R.G. & Woolley A.R. 1986. The mafic mineralogy of the peralkaline syenites and granites of the Mulanje Complex, Malawi. *Mineralogical Magazine*, **50**: 85-99
- Platt R.G. & Mitchell R.H. 1996. Transition metal rutiles and titanates from the Deadhorse Creek diatreme complex, northwestern Ontario, Canada. *Mineralogical Magazine*, **60**: 403-413
- Pyatenko Y.U. & Pudovkina Z.V. 1960. Crystalline structure of narsarsukite. *Kristallografiya*, **5**: 563-573 (*in Russian*)
- Rajasekaran K.C. 1966. Narsarsukite from Mont St. Hilaire, Quebec, Canada. *Canadian Mineralogist*, **8**: 506-514
- Read A.J. 1991. Narsarsukite from Mayor Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, **34**: 337-340
- Ridolfi F., Renzulli A., Macdonald R. & Upton B.G.J. 2006. Peralkaline syenite autoliths from Kilombe volcano, Kenya Rift Valley: Evidence for subvolcanic interaction with carbonatitic fluids. *Lithos*, **91**: 373-392
- Roelofsen J. & Veblen D.R. 1999. Relationships among zirconsilicates: extermination by cathodoluminescence and transmission electron microscopy. *Mineralogy and Petrology*, **67**: 71-84
- Rønsbo J.G. 1989. Coupled substitutions involving REEs and Na and Si in apatites in alkaline rocks from the Ilímaussaq intrusion, South Greenland, and the petrological implications. *American Mineralogist*, **74**: 896-901
- Rønsbo J.G., Pedersen A.K. & Engell J. 1977. Titan-aegirine from early tertiary ash layers in northern Denmark. *Lithos*, **10**: 193-204

- Salvi S. & Williams-Jones A.E. 1990. The role of hydrothermal processes in the granite-hosted Zr, Y, REE deposit at Strange Lake, Quebec/Labrador: Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 2403-2418
- Salvi S. & Williams-Jones A.E. 1995. Zirconosilicate phase relations in the Strange Lake (Lac Brisson) pluton, Quebec-Labrador, Canada. *American Mineralogist*, **80**: 1031-1040
- Salvi S. & Williams-Jones A.E. 1996. The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 1917-1932
- Sampaio J.A., Lins F.F. & Porphírio N.H. 1990. Concentração do Minério de Terras Raras de Poços de Caldas - MG. In: ABM, Encontro Nacional de Tratamento de Minérios e Hidrometalurgia, *Anais*, **2**: p. 337-351
- Sasaki K., Nakashima K. & Kanisawa S. 2003. Pyrophanite and high Mn ilmenite discovered in the Cretaceous Tono pluton, NE Japan. *Neues Jahrbuch für Mineralogie-Monatshefte*, **2003**(7): 302-320
- Scailliet B. & Macdonald R. 2001. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *Journal of Petrology*, **42**: 825-845
- Scheerer T. 1854. Verhandlungen des bergmännischen vereins zu Freiberg. *Berg- und Hüttenmannische Zeitung*, **12**: 389-392
- Scheibe L.F. 1986. *Geologia e petrologia do distrito alcalino de lages, SC*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224 p
- Schmitt A.K., Emmermann R., Trumbull R.B., Bühn B. & Henjes-Kunst F. 2000. Petrogenesis and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology of the Brandberg Complex, Namibia: evidence for a major mantle contribution in metaluminous and peralkaline granites. *Journal of Petrology*, **41**: 1207-1239
- Schönenberger J., Marks M., Wagner T. & Markl G. 2006. Fluid-rock interaction in autoliths of agpaitic nepheline syenites in the Ilímaussaq intrusion, South Greenland. *Lithos*, **91**: 331-351
- Scott P.W. 1976. Crystallization trends of pyroxenes from the alkaline rocks of Tenerife, Canary Islands. *Mineralogical Magazine*, **40**: 805-816
- Slansky E. & Glen R.A. 1982. Neptunite from the Woodsreef Serpentinite, New South Wales: A new occurrence. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **30**: 237-247
- Smith J.V. 1974. *Feldspars minerals: crystal structure physical properties*. 1 ed. Springer Verlag, Berlim, 627 pp

- Sokolova E., Hawthorne F.C., Della Ventura G. & Kartashov P. 2004. Chevkinite-(Ce): Crystal structure and the effect of moderate radiation-induced damage on site-occupancy refinement. *Canadian Mineralogist*, **42**: 1013-1025
- Strong D.F. & Taylor R.P. 1984. Magmatic-subsolidus and oxidation trends in composition of amphiboles from silica-saturated peralkaline igneous rocks. *Tschermaks Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **32**: 211-222
- Strunz H. & Nickel E.H. 2001. *Strunz mineralogical tables: Chemical-structural mineral classification system*. 9th ed, Schweizerbart'sche, Stuttgart, 870 pp
- Suwa K., Enami M., Hiraiwa I. & Tang T. 1987. Zn-Mn ilmenite in the Kuiqi granite from Fuzou, Fujian Province, East China. *Mineralogy and Petrology*, **36**: 111-120
- Taylor R.P. & Pollard P.J. 1996. Rare earth element mineralization in peralkaline systems: the T-zone REE-Y-Be deposit, Thor Lake, Northwest Territories, Canada. In: A.P. Jones, F. Wall & C.T. Williams (eds). *Rare Earth Minerals: Chemistry, Origin and Ore Deposits*, Chapman & Hall, London, pp.: 167-192
- Teixeira L.M. 2002. *Minerais portadores de elementos terras raras em granitos da Província Estanífera de Goiás e sua aplicação à petrologia*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 320 p
- Tsutsue A. 1973. The distribution of manganese and iron between ilmenite and granitic magma in the Osumi Peninsula, Japan. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **40**: 305-314
- Ulbrich H.H.G.J. 1984. *A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Pocos de Caldas, MG-SP*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 585 p
- Ulbrich M.N.C. 1983. *Aspectos mineralógicos e petrológicos de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 369 p
- Upton B.G.J., Macdonald R., Hill P.G., Jefferies B. & Ford C.E. 1976. Narsarsukite: a new occurrence in peralkaline trachyte, South Greenland. *Mineralogical Magazine*, **40**: 737-746
- Vieira E.V. & Lins F.F. 1997. *Concentração de minérios de terras-raras: uma revisão*. Série Tecnologia Mineral (73), CETEM/CNPq, Rio de Janeiro, 53 pp
- Vlach S.R.F. & Gualda G.A.R. 2007. Allanite and chevkinite in A-type granites and syenites of the Graciosa Province, southern Brazil. *Lithos*, **97**: 98-121
- Vlasov K.A., Kuz'menko M.Z. & Es'kouva E.M. 1966. *The Lovozero alkali massif (Translated from USSR Acad. Sci. Press, Moscow, 1959)*. Oliver & Boyd, Edinburgh, 627 pp

- von Knorring O. & Fadipe A. 1981. On the mineralogy and geochemistry of niobium and tantalum in some granite pegmatites and alkali granites of Africa. *Bulletin de Minéralogie*, **104**: 496-507
- Wagner C., Guille G., Coquillat J.-L. & Velde D. 1988. Zr-rich clinopyroxenes in a comenditic trachite from Mururoa (French Polynesia). *Bulletin de Minéralogie*, **111**: 523-534
- Wagner C., Parodi G.C., Semet M., Robert J.L., Berrahma M. & Velde D. 1991. Crystal chemistry of narsarsukite. *European Journal of Mineralogy*, **3**: 575-585
- Wang Y., Li J., Lu J. & Fan W. 1982. Geochemical mechanism of Nb-, Ta-mineralization during the late stage of granite crystallization. *Geochemistry*, **1**: 176-185
- Watson E.B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 407-419
- Watson E.B. & Harrison T.M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, **64**: 295-304
- Weibye P.C. 1848. Beiträge zur topographischen Mineralogie Norwegens. *Archib für Mineralogie, Geognosie Bergbau und Hüttenkunde*, **22**: 465-544
- Whitney D.L., Hirschmann M. & Miller M.G. 1993. Zincian ilmenite-ecandrewsite from a pelitic schist, Death Valley, California, and the paragenesis of (Zn,Fe)TiO₃ solid solution in metamorphic rocks. *Canadian Mineralogist*, **31**: 425-436
- Williams-Jones A.E. & Wood S.A. 1992. A preliminary petrogenetic grid for rare earth element fluorocarbonate and related minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **56**: 725-738
- Wise W.S. & Gill R.H. 1977. Minerals of the Benitoite Gem Mine. *Mineralogical Record*, **8**: 442-452
- Woodrow P.J. 1967. The crystal structure of astrophyllite. *Acta Crystallographica*, **22**: 673-678
- Woolley A.R. & Jones G.C. 1992. The alkaline/peralkaline syenitegranite complex of Zomba-Malosa, Malawi, mafic mineralogy and genesis. *Journal of African Earth Sciences*, **14**: 1-12
- Yamnova N.A. & Egorov-Tismenko Y.K. 2000. Refined crystal structure of iron-rich triclinic astrophyllite. *Kristallografiya*, **N4-45**: 642-647 (in Russian)

CAPÍTULO VI

SÍNTESE E CONSIDERAÇÕES FINAIS

O Complexo Morro Redondo é uma das ocorrências mais importantes de granitos de tipo-A da Província Graciosa (ca. 580 Ma), ocupando uma área de ca. 250 Km². É formado pelos Plútons Papanduva e Quiriri, em que afloram rochas graníticas das associações alcalina e aluminosa de granitos de tipo-A, respectivamente, e por rochas vulcânicas ácidas e básico-intermediárias contemporâneas.

O Plúton Papanduva aflora na parte norte do complexo, compreendendo uma área de cerca de 100 km² e apresenta morfologia aproximadamente circular. Os trabalhos de campo e de laboratório efetuados permitiram individualizar quatro unidades de mapeamento neste plúton, denominadas informalmente **A**, **B**, **C** e **D**. Todas as unidades são constituídas por álcali-feldspato granitos sem plagioclásio modal; diferem entre si pelas características estruturais, texturais, pelas proporções relativas entre quartzo e feldspato alcalino e pela mineralogia máfica. Um sumário das características mais típicas destas unidades é apresentado a seguir.

- **Unidade A:**

Os granitos da Unidade A se caracterizam pela presença de uma foliação tectônica bem marcada e pelas texturas proto- a miloníticas, apresentando porfiroclastos de feldspato alcalino e anfibólio sódico de dimensões entre 2,0 – 4,0 mm, em matriz quartzo-feldspática de aspecto sacaróide com granulação fina a média, e com texturas granoblásticas contendo clinopiroxênio sódico e minerais acessórios raros. É também caracterizada pela maior abundância de quartzo modal e pela presença ocasional de cavidades miarolíticas. Ocorre nas zonas de borda do plúton, com destaque para a borda NEE e nas proximidades de zonas de cisalhamento mais importantes. Os valores medidos para as susceptibilidades magnéticas (SMs) variam entre $<0,1 - 0,8 \times 10^{-3}$ SI.

Os feldspatos alcalinos incluem feldspatos potássicos pertíticos, em que a abundância de lamelas de albita é significativamente inferior, particularmente nos cristais da matriz, à observada nas demais unidades (*cf.* a seguir), e albita tardi- a pós-magmática que ocorre, adicionalmente, formando cristais idiomórficos ripiformes (“*laths*”) intercrescidos com clinopiroxênio e anfibólio sódicos e também como cristais límpidos subidiomórficos a xenomórficos na matriz da rocha, junto com feldspato potássico e quartzo.

As paragêneses máficas são dominadas por arfvedsonita magmática e egrina tardi – a pós-magmática, com trajetórias evolutivas marcadas principalmente pelo aumento de Na e Fe³⁺ e paralela diminuição de Ca, Fe²⁺ e Ti em direção às bordas cristalinas, indicando

condições progressivamente mais alcalinas e oxidantes. Uma das características mais marcantes desta unidade é a presença de uma variedade significativa de minerais acessórios, diversos deles muito raros, de cristalização tardi- a pós-magmática, típicos de rochas peralcalinas (e.g., Khomayakov 1995), incluindo narsarsukita, astrofilita, enigmatita, neptunita, britholita, nacarenioobsita, zirconossilicatos de Na e/ou K, turkestanita e bastnäsita entre outros, alguns deles ainda não caracterizados adequadamente. Óxidos de Fe-Ti são tipicamente ausentes.

- **Unidade B:**

A unidade B reúne rochas com estruturas maciças a cataclásticas e texturas equi- a inequigranulares de granulação média a grossa, com teores modais moderados de quartzo. Apresenta distribuição restrita a uma pequena área no extremo norte do plúton.

Os feldspatos alcalinos são mesopertíticos nas variedades com estruturas maciças a pertíticos nas rochas com alguma deformação; estas últimas também apresentam “*laths*” de albita intercrescidos com egirina e zircão.

Uma egirina com teores relativamente altos de Zr e Ti é o máfico principal nesta unidade. Ocorre como cristais isolados ou agregados fibro-radiados intersticiais, associada com zircão, chevkinita, astrofilita e rara titanita e rutilo. Riebeckita e óxidos de Fe-Ti aparecem tipicamente como produtos de cristalização pós-magmática, estes últimos refletidos nos valores relativamente mais elevados para as SMs ($6,0 - 12,0 \times 10^{-3}$ SI) observados.

- **Unidade C:**

A unidade C apresenta a maior expressão geográfica, aflorando nas zonas centrais e SW do plúton. Compreende fácies petrográficas com estrutura essencialmente maciça, texturas equi- a inequigranulares de granulação média, com teores modais baixos a moderados de quartzo. O feldspato alcalino é tipicamente mesopertítico, enquanto que a albita é caracteristicamente de cristalização pós-magmática, aparecendo como “*swapped rims*” ou cristais isolados, intersticiais às mesopertitas. As SMs variam de $0,1 - 1,0 \times 10^{-3}$ SI, com alguns valores mais altos entre $6,0 - 12,0 \times 10^{-3}$ SI refletindo a presença, em algumas amostras, de magnetita pós-magmática/hidrotermal.

As paragênese máficas são formadas principalmente por cristais intersticiais de Fe-richterita e egirina-augita. Egirina e arfvedsonita de cristalização algo mais tardia ocorrem em algumas amostras substituindo a Fe-richterita. Zircão, chevkinita e astrofilita são os acessórios primários mais comuns. Enigmatita e ilmenita são de ocorrência mais restrita.

As variações composicionais dos anfibólios acompanham, grosso modo, a abundância modal de quartzo e/ou a presença de feições localizadas indicativas de deformação, com os termos mais cálcicos aparecendo nas amostras com menores teores de quartzo e estruturas maciças. As variações núcleo-borda na Fe-richterita são semelhantes às observadas na arfvedsonita da Unidade A, com diminuição de Ca e Fe^{2+} concomitante ao aumento de Na e Fe^{3+} . A somatória $(\text{Na}+\text{K})_A$ diminui rapidamente, acompanhada pelo incremento de Si.

- **Unidade D:**

A Unidade D encerra microgranitos com teores modais intermediários de quartzo. Apresentam estruturas localmente orientadas por fluxo magmático e texturas inequigranulares de granulação fina. As rochas desta unidade constituem corpos irregulares de dimensões subordinadas e/ou diques.

O feldspato alcalino é mesopertítico e a albita é essencialmente pós-magmática, formando “*swapped rims*”. O máfico principal compreende ora riebeckita (ou ocasionalmente arfvedsonita), ora egrina incolor, relativamente rica em Al e pobre em Ti. Zircão, chevkinita e ilmenita rica em Zn, Mn e Nb são os principais acessórios. Magnetita e ilmenita pós-magmáticas são relativamente abundantes, resultando em valores maiores de SM, entre 3,0 – $6,0 \times 10^{-3}$ SI.

VI.1. Relações geológicas

Relações de contato entre as rochas que constituem o Complexo Morro Redondo são raramente observadas e as relações estratigráficas entre os Plútons Quiriri e Papanduva e destes com as rochas vulcânicas associadas ainda não estão perfeitamente estabelecidas.

Diques de granitos peralcalinos da unidade D, interpretados como a última manifestação do magmatismo do Plúton Papanduva, cortam biotita sienogranitos da associação aluminosa do Plúton Quiriri. Um possível xenólito de rocha vulcânica ácida, com fenocristais e/ou xenocristais de quartzo e feldspato alcalino em matriz quartzo-feldspática com anfibólio, piroxênio, apatita e astrofilita foi observado em granitos peralcalinos da Unidade C. Estas evidências sugerem que os granitos peralcalinos sejam algo posteriores ao vulcanismo bimodal e, possivelmente, algo posteriores aos biotita sienogranitos que constituem o Plúton Quiriri. Evidências geológicas mais concretas necessitam ainda ser encontradas.

Relações texturais sugerem que a intensa deformação que caracteriza em especial a unidade A deve ter ocorrido nos estágios tardi- a pós-magmáticos de cristalização.

Entre as unidades que constituem o Plúton Papanduva, acredita-se que a unidade C represente o evento mais precoce, uma vez que é formada por rochas com quantidades modais de quartzo mais baixas e pela paragênese máfica primária de caráter mais cálcico. Entretanto, deve ser considerado também que esta unidade pode representar apenas as porções do Plúton menos afetadas pelos eventos deformacionais nos estágios tardios a pós-magmáticos de cristalização. Neste cenário, as rochas da Unidade A podem ser interpretadas como o resultado da deformação dos granitos maciços da Unidade C, com conseqüente remobilização e/ou infiltração de fluidos ricos em álcalis, F e elementos de alto potencial iônico (HFSE), enquanto que a unidade B representaria uma situação intermediária. A unidade D é tipicamente posterior as demais unidades.

VI.2. Seqüência de cristalização e eventos

De uma forma geral, a seqüência de cristalização para os álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva pode ser simplificada de acordo com o quadro sugerido na Figura VI.1. A principal característica é a cristalização das fases félsicas anteriormente às máficas, o que caracterizaria uma seqüência de cristalização agpaítica (e.g. Ulbrich 1984).

Estágio magmático principal

O estágio magmático principal é marcado pela cristalização de feldspato alcalino e posteriormente quartzo, zircão e chevkinita, quando presentes (Unidades B, C e D) e, posteriormente, Fe-richterita.

Estágio magmático tardio

Nos estágios magmáticos mais tardios a Fe-richterita é parcial ou totalmente substituída por arfvedsonita ($\pm$ fluorita), astrofilita e enigmatita quando presentes (Unidade A e ocasionalmente na Unidade C). Ao final deste estágio, na transição para condições francamente pós-magmáticas/hidrotermais, a deformação tectônica imposta nas rochas do Plúton Papanduva atuou de maneira mais intensa, em especial na Unidade A. Esta deformação deve ter tido papel fundamental na remobilização e/ou infiltração de fluidos oxidantes ricos em álcalis (cf. itens a seguir). Nessas condições, ocorre a desestabilização de enigmatita para formar egirina esverdeada (cpx I), arfvedsonita e narsarsukita; paralelamente cristalizam zirconossilicatos de (Na, K) e, posteriormente, britholita (cf. item a seguir).

As relações texturais associadas aos “*laths*” de albita, mais rica em Fe^{3+} quando comparada à albita tipicamente pós-magmática, sugerem que a sua cristalização possa ter

iniciado ainda no estágio tardi-magmático de cristalização, prolongando-se posteriormente para os estágios pós-magmáticos. Se esta sugestão estiver correta, as variedades com esta geração de albita compreenderiam rochas *subsolvus*, com dois feldspatos alcalinos primários (um potássico-sódico, outro albita praticamente pura).

Para os óxidos de Fe-Ti, as únicas evidências de cristalização magmática, ainda que claramente tardia, são encontradas nos microgranitos da Unidade D, onde ilmenita rica em Zn, Mn e Nb aparece como cristais intersticiais a quartzo e feldspato alcalino. A cristalização dessa fase deve ocorrer junto à transição entre os estágios tardi-magmáticos e pós-magmáticos/hidrotermais.

Estágios pós-magmáticos/hidrotermais

Nessas etapas a cristalização dos minerais máficos é controlada principalmente por variações na composição dos fluidos pós-magmáticos/hidrotermais, provocada por fatores diversos como re-equilíbrios e transformações das fases minerais previamente formadas (e.g. feldspato alcalino, anfibólios), variações na fugacidade de espécies voláteis (H₂O, F₂, CO₂) e infiltração e/ou remobilização de fluidos entre outros (*cf.* item a seguir).

As fases iniciais são marcadas pelo prolongamento da cristalização de egirina esverdeada (cpx I) como mantos em torno de arfvedsonita e Fe-richterita. A seguir essa geração dá lugar a egirina-augita (cpx II) nas Unidades A e C e a egirina alaranjada (cpx III) nas Unidades A, B e C. Nas Unidades B, C e D cristalizam adicionalmente zircão e fluorita. Já nas rochas da Unidade A ocorre a formação de diversas fases acessórias raras, como neptunita, o análogo rico em Na, Ba e F da britholita, nacareniobsita, zirconossilicatos de (Na, K) mais tardios, turkestanita, bastnäsita e o silicato de (Y, ETR).

Paralelamente, ou pouco após, nas unidades B e C, allanita substitui chevkinita, arfvedsonita dá lugar a riebeckita, e magnetita e ilmenita cristalizam-se junto às bordas e planos de fratura/clivagem de anfibólios e clinopiroxênios sódicos.

As derradeiras fases formadas na unidade A correspondem aos minerais presentes nos *vugs* e cavidades miarolíticas, cristalizados em ambientes tipicamente hidrotermais. Incluem neptunita, anatásio, titanita e esfalerita.

Figura VI.1: Quadro interpretativo da seqüência de cristalização das fases minerais típicas dos álcali-feldspato granitos que compõem as diversas unidades do Plúton Papanduva.

VI.3. Evolução composicional dos líquidos residuais e fluídos tardi- a pós-magmáticos

Embora a avaliação da evolução das frações líquidas e fluidas residuais seja um tema complexo e uma interpretação mais sólida necessite de informações analíticas que fogem ao escopo deste trabalho, algumas inferências embasadas nas relações texturais e nas paragênese minerais observadas podem ser adiantadas.

Grosso modo, os líquidos e fluídos residuais evoluíram para composições progressivamente mais peralcalinas e oxidantes. Durante os estágios mais precoces, a cristalização de minerais com conteúdos relativamente mais elevados de Ca e/ou das razões $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$, como Fe-richterita e chevkinita, combinada com a diminuição das temperaturas, enriquece progressivamente o magma em álcalis (Na, K) em relação ao Al e Fe^{3+} ; as condições tornam-se progressivamente mais oxidantes (*cf.* item a seguir).

O excesso relativo de álcalis e maiores $f\text{O}_2$ favorecem a cristalização de arfvedsonita e aumentam a solubilidade de elementos de alto potencial iônico (HFSE) como Ti, Zr, ETRs e Nb nos fluídos magmáticos tardios (*e.g.* Watson 1979, Gwinn & Hess 1989).

Nessas etapas, a substituição de Fe-richterita por arfvedsonita, sugerida pelas relações texturais entre estes minerais, pode ser modelada pela reação descrita na Equação (VI.1), em presença de O_2 :

As composições químicas da arfvedsonita do Plúton Papanduva sugerem a presença na sua estrutura de quantidades significativas de Li. Uma vez que o Li é concentrado preferencialmente em fluídos aquosos (Brenan *et al.* 1998), a cristalização de arfvedsonita com Li sugere ambientes de cristalização com teores significativos de H_2O (*e.g.* Pe-Piper 2007).

A presença de enigmatita em algumas variedades do plúton, especialmente na unidade A, indica também que os líquidos residuais eram mais oxidantes e que continham quantidades significativas de HFSE, particularmente Ti. Em ambientes algo mais oxidantes e com disponibilidade de Na e Ti a enigmatita pode cristalizar diretamente a partir dos líquidos residuais ou, alternativamente, ser originada a partir da desestabilização de Fe-richterita através de uma reação do tipo :

Em ambientes com atividades de F_2 adequadas, parte do Ca^{2+} liberado nas reações descritas pelas Equações (VI.1 e 2) pode formar cristais de fluorita. A observação de fluorita intesticial e, particularmente, a sua abundância na forma de diminutas inclusões na maioria dos cristais de arfvedsonita, deve estar associada a esses mecanismos.

O cristalização de fluorita diminui a atividade de F_2 nos resíduos tardi- a pós-magmáticos e também colabora para o relativo aumento da fO_2 (cf. item a seguir). Na Unidade A, enigmatita torna-se instável e reage para formar egirina esverdeada (cpx I), arfvedsonita e/ou narsarsukita (cf. Cap. V, Eqs. V.30 a 33).

Nessas etapas tardi-magmáticas, a cristalização de zirconossilicatos de Na e K como cristais isolados e como micro-inclusões nas zonas intermediárias de cristais de narsarsukita em rochas da unidade A também é indicativa de atividades relativamente elevadas de álcalis e de H_2O (cf. capítulo V). Paralelamente, as bordas progressivamente mais sódicas e ricas em Fe^{3+} da arfvedsonita e da egirina (cpx I) indicam condições progressivamente mais peralcalinas e oxidantes.

Vale a pena salientar, entretanto, que estas frações residuais não foram extremamente peralcalinas. De fato a cristalização simultânea dos “*laths*” de albita com narsarsukita, arfvedsonita e egirina indica que a atividade de Al foi suficiente para, combinada com o metassilicato de Na ($Na_2Si_2O_5$), formar albita através de uma reação do tipo:

Adicionalmente, a evolução composicional da narsarsukita indica um incremento progressivo na atividade de Al, uma vez que a segunda geração deste mineral, que cristaliza como bordas sobre a primeira geração, como cristais isolados ou ainda substitui arfvedsonita e egirina esverdeada (cpx I), é caracterizada por teores relativamente altos de Al_2O_3 (cf. Cap. V, item V.4.1). A composição deste mineral sugere também que a atividade de H_2O foi superior a de F_2 (cf. Cap. V, item V.4.1, Eq. V.21).

A substituição de arfvedsonita e egirina por narsarsukita libera Fe_2O_3 e SiO_2 (cf. Cap. V, Eqs. V.22 e 23). Desta forma, os fluidos presentes nos estágios pós-magmáticos são oxidantes e contêm basicamente álcalis (Na, K), voláteis (OH, F), sílica em excesso, Fe_2O_3 , HFSE (Ti, Zr, Nb, ETR) e outros elementos menores (e.g. Mn, Zn) em solução. Essas condições, aliada às baixas temperaturas vigentes ($< 500^\circ C$, cf. item a seguir) contribuem para a substituição de arfvedsonita por egirina esverdeada (cpx I). Parte do Fe_2O_3 disponível pode também ser consumido para a formação desta geração de egirina (cf. Cap. V, Eq. V.24).

A cristalização de egirina-augita, fluorita e minerais acessórios portadores de HFSE, Na $\pm$ Ca implica na disponibilidade de Ca^{2+} nos fluidos pós-magmáticos. A origem do Ca^{2+} pode ser atribuída à desestabilização de fases minerais portadoras deste elemento (e.g. Fe-richterita) e/ou a infiltração de fluidos externos, resultantes da interação com as rochas encaixantes regionais, provocando um “autometassomatismo cálcico” (e.g. Boily & Williams-

Jones 1994, Salvi & Williams-Jones 1996, Salvi *et al.* 2000, Schönerberger *et al.* 2006). Contudo, deve-se levar em conta que a ocorrência de infiltração de fluidos externos no Plúton Papanduva é de difícil confirmação, uma vez que faltam evidências geológicas como a presença de auréolas de fenitização (*cf.* Kresten 1988).

O relativo excesso de Ca resulta na cristalização de egirina-augita (cpx II) e fluorita. Mais ou menos paralelamente, ou pouco após, precipitam os minerais acessórios raros portadores de HFSE, Ca, Na e voláteis, que incluem britholita e seu análogo rico em Na, Ba e F, bastnäsite, turkestanita e monazita e, em um segundo momento, nacareniobsita, silicato de Y+ETR, egirina rica em Zn (cpx III) e ilmenita. Egirina (cpx I) relativamente mais cálcica (*cf.* Cap V. item V.2.1) substitui a egirina-augita, astrofilita e neptunita substituem a arfvedsonita. Finalmente, arfvedsonita dá lugar a riebeckita, cristalizam-se as bordas mais sódicas do cpx III e magnetita.

A evolução dos minerais portadores de ETR indica que os fluidos pós-magmáticos foram relativamente enriquecidos em ETRPM e ETRP quando comparados aos líquidos magmáticos e tardi- a pós-magmáticos.

A história evolutiva dos fluidos termina, em estágios tipicamente hidrotermais, com a cristalização de neptunita, titanita, anatásio e esfalerita em *vugs*.

Cabe por fim ressaltar que a presença restrita dos minerais acessórios raros em rochas tipicamente miloníticas a protomiloníticas da Unidade A, sugere que os eventos deformacionais que afetaram essas rochas tiveram um papel importante na remobilização e circulação de HFSE, ETR, Ca, Na e voláteis nos estágios tardi- a pós-magmáticos.

VI.4. Parâmetros intensivos de cristalização

VI.4.1. PRESSÃO E TEMPERATURA

VI.4.1.1. Considerações iniciais

Pressões confinantes e temperaturas de cristalização de fases minerais podem ser estimadas com base em reações de equilíbrio calibradas experimentalmente. As reações mais tipicamente utilizadas em rochas graníticas envolvem anfibólios cálcicos e plagioclásio coexistentes (*e.g.* Holland & Blundy 1994). A partir das temperaturas obtidas é possível avaliar a pressão de cristalização utilizando-se geobarômetros que levam em conta principalmente os teores de Al em anfibólios cálcicos (*cf.* Anderson 1996, Anderson & Smith 1995).

Os álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva apresentam paragêneses minerais inadequadas para estimativas quantitativas de P e T a partir dos geotermobarômetros conhecidos, com apenas um feldspato alcalino de cristalização claramente magmática

(granitos *hipersolvus*) e anfibólios sódicos ou sódico-cálcicos. Desta forma, inferências sobre a pressão de colocação e temperaturas *solidus* para o Plúton Papanduva são feitas qualitativamente, com base em evidências geológicas, petrográficas e mineralógicas.

VI.4.1.2. Pressão (P)

Segundo Gualda (2001) e Gualda & Vlach (2007), as evidências geológicas e petrográficas para a colocação dos plútons que formam a Província Graciosa são incompatíveis com pressões confinantes superiores a ca. 2 kbar (*cf.* também Kaul 1997, Kaul & Cordani 2000), conclusão suportada também por dados gravimétricos disponíveis para a província (Hallinan *et al.* 1993). No Complexo Morro Redondo, a associação aparentemente contemporânea das rochas graníticas com vulcanismo de caráter bi-modal, juntamente com a observação de *vugs*, cavidades miarolíticas, bolsões pegmatíticos e texturas micrográficas e semi-gráficas (*cf.* Cap. IV), indica condições crustais relativamente rasas para a colocação e cristalização dos magmas. Vilalva (2004) estima pressões de colocação entre $0,6 - 1,1 \pm 0,6$ kbar para o Plúton Quiriri, utilizando o geotermômetro Al-em-hornblenda (Anderson 1996).

Com base nessas informações, e em concordância com os valores sugeridos para outros maciços e complexos alcalinos que formam intrusões rasas similares (*e.g.* Larsen & Sørensen 1987, Potter *et al.* 2004, Mann *et al.* 2006), assume-se pressões de colocação da ordem de 1 kbar para o Plúton Papanduva.

VI.4.1.3. Temperaturas (T)

A presença de Fe-richterita (Unidade C) e principalmente arfvedsonita nos granitos do Plúton Papanduva permitem algumas inferências sobre as temperaturas magmáticas de cristalização.

Segundo Charles (1975), Fe-richterita é fase magmática estável até temperaturas máximas de 760°C , sob condições relativamente redutoras e $P_{\text{fluido}} = 1$ kbar. Já em ambientes mais oxidantes, as temperaturas máximas de estabilidade decrescem para 525°C (*cf.* a seguir).

Estudos experimentais sobre a estabilidade da solução sólida riebeckita-arfvedsonita realizados por Ernst (1962, 1968) indicam que arfvedsonita é estável em temperaturas mais baixas que a Fe-richterita, $< 700^{\circ}\text{C}$. Contudo, o excesso de F aumenta significativamente a estabilidade termal deste mineral (Ernst 1962, 1968, Stolz 1986, Scaillet & MacDonald 2001, Marks *et al.* 2003). Segundo Mitchell (1990), a cristalização de anfibólios sódicos implica em temperaturas relativamente baixas. Adicionalmente, Curtis & Currie (1981) concluem que

magmas peralcalinos que coprecipitam egirina e arfvedsonita cristalizaram sob temperaturas não muito superiores a 650° C.

Estimativas de temperaturas com base nas curvas de *solvus* para o feldspato alcalino do Plúton Papanduva sugerem temperaturas de cristalização entre 650 – 750° C (*cf.* Cap V, item V.1). A presença de enigmatita em amostras das Unidades A e ocasionalmente C, também aponta para temperaturas máximas de 700° C (Thompson & Chisholm 1969, Scaillet & MacDonald 2001).

De acordo com os experimentos de Currie & Zaleski (1985), a cristalização de elpidita magmática implicaria em temperaturas em torno de 550° C ou menos (*cf.* também Birkett *et al.* 1992). O fato da elpidita (e outros zirconossilicatos de Na, K) presente no Plúton Papanduva iniciar sua cristalização em estágios tardios, porém ainda magmáticos (*cf.* Caps. IV e V, item V.6.2), sugerem que nesses estágios as temperaturas tenham caído para valores da ordem de 600 – 500° C.

Tendo em vista essas informações, parece razoável sugerir que durante os estágios magmáticos (principal a tardio), a cristalização das assembléias minerais dos álcali-feldspato granitos do Plúton Papanduva ocorreu em um intervalo de temperaturas relativamente baixas, entre 500 – 750° C.

Quanto aos estágios pós-magmáticos/hidrotermais, algumas sugestões relativas às temperaturas vigentes podem ser obtidas a partir de minerais interpretados como originados durante esses estágios, em especial a albita (todas as unidades) e a riebeckita (Unidades B e D), bem como através da relação de substituição de arfvedsonita primária por egirina, observada em todas as unidades petrográficas.

As estimativas com curvas de *solvus* para a albita (tardi? a) pós-magmática mostram temperaturas < 500° C para a cristalização desses feldspatos (*cf.* Cap. V, item V.1). Ernst (1962) demonstra que riebeckita cristaliza-se em temperaturas máximas de 500° C ($P_{\text{fluido}} = 1$ kbar). Já a substituição de arfvedsonita primária por egirina se daria sob temperaturas máximas de 450° C (Grapes *et al.* 1979, Ike 1985, Salvi & Williams-Jones 1990, Salvi & Williams-Jones 1996, Boily & Williams-Jones 1994, Schimitt *et al.* 2000, Njonfang & Moreau 2000, Scaillet & MacDonald 2001, Marks *et al.* 2003).

VI.4.1.4. Condições redox

A quantificação das fugacidades das espécies voláteis, em especial O_2 (fO_2) quando da cristalização dos magmas é feita principalmente a partir de reações de equilíbrio envolvendo óxidos de Fe-Ti e olivina, clinopiroxênios (augita) ou mesmo enigmatita (*e.g.* Lindsley & Haggerty 1971, Frost 1991, Frost & Lindsley 1992, Lindsley & Frost 1992, White *et al.* 2005).

No Plúton Papanduva, as assembléias e composições minerais encontradas não permitem quantificar adequadamente a fO_2 . A coexistência de óxidos de Fe-Ti em rochas das Unidades B e D permitiria, a princípio, estimativas a partir do equilíbrio ilmenita-magnetita. Contudo, as evidências de cristalização essencialmente pós-magmática desses minerais, e os altos conteúdos de Mn e Zn na ilmenita desfavorecem a aplicação desse método (Ghiorso & Sack 1991). Apesar disso, algumas evidências texturais e mineralógicas de caráter geral permitem tecer algumas considerações sobre as condições redox durante os estágios magmáticos (e pós-magmáticos) de cristalização.

A estabilidade de anfibólios sódico-cálcicos e sódicos

Charles (1975) mostra que em temperaturas entre 700 – 750° C, a Fe-richterita é estável em condições mais redutoras, com fO_2 equivalente àquela definida pelo tampão MW (magnetita – wüstita). Sob fO_2 maiores, próximas ao tampão QFM, sua estabilidade termal máxima é de 535° C.

A presença de arfvedsonita indica um aumento de fO_2 para valores definidos entre os tampões MW e QFM (quartzo – fayalita – magnetita) (Ernst 1962, 1968, Stolz 1986). Contudo, a presença de Li e as razões Fe^{3+}/Fe^{2+} relativamente altas verificadas nos cristais de arfvedsonita sugerem a extensão do seu campo de estabilidade para condições mais oxidantes, mesmo superiores ao tampão QFM (Marks *et al.* 2003, Pe-Piper 2007).

A estabilidade de enigmatita e o campo “no-oxide”

A estabilidade da enigmatita, presente como mineral tardi-magmático na Unidade A e em algumas amostras da Unidade C, é fortemente dependente da fO_2 . Sua presença está associada a baixas fO_2 , equivalentes ao tampão MW (Thompson & Chisholm 1969, Grapes *et al.* 1979, Scaillet & MacDonald 2001). Por outro lado, Nicholls & Carmichael (1969) estimaram a energia livre de formação de enigmatita e egirina coexistentes, chegando a conclusão de que estas fases são estáveis sob fO_2 relativamente altas. Lindsley (1987 *com. pess.*, *apud* Wallace *et al.* 1990) advoga que a estabilidade máxima da enigmatita é limitada por condições de fO_2 não muito maiores que 1 unidade log acima do tampão QFM, sob $P_{total} = 0,5$ kbar (Lindsley 1971).

No Plúton Papanduva, assim como em diversas outras localidades descritas em literatura (e.g. Marsh 1975, Larsen 1977, Grapes *et al.* 1979, Ike 1985, Boily & Williams-Jones 1994, Salvi & Williams-Jones 1996, Birkett *et al.* 1996, Marks *et al.* 2003), observa-se uma relação antipatética entre enigmatita e óxidos de Fe-Ti, e a enigmatita ocorre apenas em rochas onde esses óxidos estão ausentes. Nicholls & Carmichael (1969) postularam a existência de um campo no espaço T- fO_2 , acima do tampão QFM, denominado de “no-

oxide” (“óxido-ausente”), onde enigmatita, egirina e quartzo coexistem na ausência de óxidos de Fe-Ti. Esse campo, ilustrado na Figura VI.2, é delimitado por duas reações que explicam, segundo os autores, a ocorrência comum de enigmatita e de piroxênio sódico em rochas silicáticas peralcalinas:

A Equação (VI.5) marca o limite inferior do campo e justifica a ausência de magnetita em ambientes peralcalinos, uma vez que a cristalização de egirina seria priorizada, relativamente à magnetita, em ambientes com pressões parciais de O_2 mais elevadas. A Equação (VI.6) marca o limite superior do campo, ou seja, as máximas $f\text{O}_2$ para onde coexistem egirina e enigmatita. Este limite é marcado texturalmente pela substituição e/ou manteamento, em condições mais oxidantes, de enigmatita por egirina e/ou ilmenita.

Na Unidade A, enigmatita aparece como pequenos cristais e/ou restos corroídos, freqüentemente substituídos por arfvedsonita e egirina tardi – a pós-magmática e ocasionalmente por neptunita e narsarsukita. Essas texturas indicariam condições acima do limite superior do campo “no-oxide”, onde seria de se esperar a cristalização de ilmenita (cf. Equação VI.6). A aparente ausência de ilmenita sugere condições de cristalização mais fortemente oxidantes sob temperaturas menores e/ou que as atividades de álcalis favoreceram fortemente a incorporação do Ti em minerais como arfvedsonita, egirina e, em especial, as fases acessórias narsarsukita, neptunita e astrofilita (cf. Cap. V e item VI.2).

A estabilidade de egirina e óxidos de Fe-Ti em estágios tardi – a pós-magmáticos

Durante os estágios tardi – a pós-magmáticos de cristalização, a formação de egirina como cristais isolados ou substituindo arfvedsonita e enigmatita indica um aumento da $f\text{O}_2$. Bailey (1969) e Lindsley (1971) mostram que arfvedsonita e enigmatita são fases instáveis em $f\text{O}_2$ significativamente maiores do que aquelas definidas pelo tampão QFM. Para Bailey (1969) a estabilidade de egirina na presença de água está restrita a condições entre os tampões QFM e HM.

A cristalização pós-magmática de magnetita e ilmenita indica que as $f\text{O}_2$ não atingiram valores superiores àqueles definidos pelo tampão HM (hematita-magnetita).

VI.4.1.5. Evolução da T e fO_2 durante a sequência de cristalização

Com base nas inferências apontadas, apresentam-se, na Figura VI.2, trajetórias possíveis para evolução no espaço $T - fO_2$ dos magmas e fluidos residuais do Plúton Papanduva. Naturalmente, a ausência de informações quantitativas sobre o comportamento das fases fluídas é um fator limitante e tais trajetórias devem ser consideradas como uma primeira aproximação para a evolução de T e fO_2 . Pequenas variações locais de fO_2 provocadas por fatores diversos como infiltração de fluidos externos, maior ou menor presença de F, são perfeitamente possíveis (*cf.* p.exemplo, Schönerberger *et al.* 2006) e podem ter tido importância significativa especialmente durante os estágios tardi- a pós-magmáticos.

Figura VI.2: Trajetórias evolutivas (Trajetórias I e II) dos fluidos magmáticos e pós-magmáticos do Plúton Papanduva no espaço $T-fO_2$ para 1 kbar de pressão confinante, com os campos de estabilidade da solução sólida riebeckita-arfvedsonita (Ernst 1962) e da enigmatita (campo “no-oxide”, Nicholls & Carmichael 1969). Tampões – MW: magnetita-wüstita; QFM: quartzo-faiálita-magnetita; HM-hematita-magnetita. Abreviações – arf: arfvedsonita; richt: Fe-richterita; eg: egrina.

A primeira trajetória desenhada (Trajetória I) descreve a evolução inferida a partir da evolução textural e mineralógica observada nas rochas maciças ou pouco deformadas das Unidades B, C e D.

As assembléias “menos evoluídas”, com Fe-richterita como o principal mineral ferromagnesiano, iniciam sua cristalização em condições relativamente redutoras, com fO_2 equivalentes ao tampão MW, sob temperaturas da ordem de 700° C. Com a diminuição de T e a contínua cristalização de Fe-richterita, o magma torna-se mais rico em Na. Aumentos no conteúdo de álcalis são acompanhados por um incremento na razão Fe^{3+}/Fe^{2+} (Paul & Douglas 1965, Carmichael & Nicholls 1967, Kogarko 1974, Stolz 1986), deslocando a trajetória em direção à condições mais oxidantes, para temperaturas próximas a 650° C nos estágios tardios de cristalização magmática.

Neste cenário precipita-se astrofilita e a Fe-richterita dá lugar à arfvedsonita. A cristalização de fluorita diminui a atividade de F_2 no magma com conseqüente aumento na fO_2 (Kogarko, 1974). O aumento da atividade de oxigênio conduz a desestabilização da Fe-richterita e/ou arfvedsonita, as quais são substituídas por egrina (cpx I) que, por sua vez, é seguida pela egrina-augita (cpx II).

Nos estágios pós-magmáticos, com $T \leq 500^\circ C$, a trajetória é controlada pelo tampão HM (Fig. VI.2). Cristalizam-se nesses estágios a riebeckita, ilmenita, magnetita e egrina que manteve os anfíbio, seguida pela última geração de egrina (cpx III).

A segunda trajetória apresentada (Trajetória II na Fig. VI.2) se aplica mais tipicamente às rochas da Unidade A, em que aparecem enigmatita e diversos minerais acessórios portadores de HFSE. Ela guarda diversas semelhanças com aquelas descritas para a evolução de sienitos insaturados do Complexo Ilímaussaq, Groelândia (e.g. Markl *et al.* 2001, Schönerberger *et al.* 2006).

Em comparação à primeira, é marcada por valores mais altos de fO_2 (Fig. VI.2), na presença de fluidos enriquecidos em álcalis e F. O aumento da fO_2 para valores equivalentes ao tampão QFM resulta na cristalização de arfvedsonita e enigmatita em detrimento de Fe-richterita.

Nos estágios tardi – a pós-magmáticos, com a diminuição da T para valores entre 500 – 550° C e paralelo aumento de fO_2 , enigmatita torna-se instável, reagindo com os fluidos ricos em álcalis para formar narsarsukita, egrina esverdeada (cpx I), arfvedsonita e neptunita. Nos estágios pós-magmáticos, com a diminuição de T (< 500° C), a trajetória provável acompanha o tampão HM (Fig. VI.2), com a substituição de arfvedsonita por egrina esverdeada (cpx I); e a posterior cristalização de egrina-augita (cpx II), neptunita, acessórios portadores de HFSE como nacareniobsita, britholita e seu análogo, turkestanita, bastnäsite entre outros; egrina alaranjada (cpx III), magnetita e ilmenita; e a substituição de arfvedsonita por riebeckita.

VI.4. Referências Bibliográficas

- Anderson J.L. 1996. Status of thermobarometry in granitic batholiths. *Transactions of the Royal Society of Edimburgh (Earth Sciences)*, **87**: 125-138
- Anderson J.L. & Smith D.R. 1995. The effect of temperature and oxygen fugacity on Al-in-hornblende barometry. *American Mineralogist*, **80**: 549-559
- Bailey D.K. 1969. The stability of acmite in the presence of H₂O. *American Journal of Science*, **267-A**: 1-16
- Birkett T., Trzcienski Jr. W.E. & Stirling J.A.R. 1996. Occurrence and compositions of some Ti-bearing minerals in the Strange Lake Intrusive Complex, Quebec-Labrador Boundary. *Canadian Mineralogist*, **34**: 779-801
- Birkett T., Miller R.R., Roberts A.C. & Mariano A.N. 1992. Zirconium-bearing minerals of the Strange Lake Intrusive Complex, Quebec-Labrador. *Canadian Mineralogist*, **30**: 191-205
- Boily M. & Williams-Jones A.E. 1994. The role of magmatic and hydrothermal processes in the chemical evolution of the Strange Lake Plútonic complex (Quebec-Labrador). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **118**: 33-47
- Brenan J.M., Ryerson F.J. & Shaw H.F. 1998. The role of aqueous fluids in the slab-to-mantle transfer of boron, beryllium, and lithium during subduction: experiments and models. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **62**: 3337-3347
- Carmichael I.S.E. & Nicholls J. 1967. Iron-titanium oxides and oxygen fugacities in volcanic rocks. *Journal of Geophysical Research*, **72**: 4665-4687
- Charles R.W. 1975. The phase equilibria of richterite and ferrichterite. *American Mineralogist*, **60**: 367-374
- Currie K.L. & Zaleski E. 1985. The relative stability of elpidite and vlasovite: a P-T indicator for peralkaline rocks. *Canadian Mineralogist*, **23**: 577-582
- Curtis L.W. & Currie K.L. 1981. Geology and petrology of the Red Wine alkaline complex, Central Labrador. *Geological Survey of Canada Bulletin*, **294**
- Ernst W.G. 1962. Syntesis, stability relations and occurrence of riebeckite-arfvedsonite solid solutions. *Journal of Geology*, **70**: 689-736
- Ernst W.G. 1968. *Amphiboles. Crystal Chemistry, phase relations and occurrence*. Springer-Verlag, New York, 128 pp
- Frost B.R. 1991. Introduction to oxygen fugacity and its petrologic importance. In: D.H. Lindsley (ed). *Oxide Minerals: Petrologic and Magnetic Significance*. Reviews in Mineralogy **25**, pp.: 1-9

- Frost B.R. & Lindsley D.H. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz. Part II. Application. *American Mineralogist*, **77**: 1004-1020
- Ghiorso M.S. & Sack R.O. 1991. Fe-Ti oxide geothermometry: Thermodynamic formulation and the estimation of intensive variables in silicic magmas. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **108**: 485-510
- Grapes R., Yagi K. & Okumura K. 1979. Aenigmatite, sodic pyroxene, arfvedsonite and associated minerals in syenites from Morotu, Sakhalin. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **69**: 97-103
- Gualda G.A.R. 2001. *Evolução petrográfica e mineralógica das associações alcalina e aluminosa dos granitos Tipo-A da Graciosa, PR*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 250 p
- Gualda G.A.R. & Vlach S.R.F. 2007. The Serra da Graciosa A-type Granites and Syenites, southern Brazil. Part 1: Regional setting and geological characterization. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **79**: 405-430
- Gwinn R. & Hess P. 1989. Iron and titanium solution properties in peraluminous and peralkaline rhyolitic liquids. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **101**: 326-338
- Hallinan S.E., Mantovani M.S.M., Shukowsky W. & Braggion Jr. I. 1993. Estrutura do escudo Sul-Brasileiro: uma revisão através de dados gravimétricos e magnetométricos. *Revista Brasileira de Geociências*, **23**: 201-214
- Holland Y. & Blundy J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **116**: 433-447
- Ike C. 1985. Postmagmatic arfvedsonite-aenigmatite paragenesis in the ring-dyke of the Burra Centre, Ningi-Burra complex, Nigeria. *Journal of African Earth Sciences*, **3**: 101-105
- Kaul P.F.T. 1997. *O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (Sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 293 p
- Kaul P.F.T. & Cordani U.G. 2000. Geochemistry of the Serra do Mar granitoid magmatism and tectonic implications, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**: 115-119
- Khomyakov A.P. 1995. *Mineralogy of Hyperagpaitic Alkaline Rocks*. Oxford Scientific Publications, Clarendon Press, Oxford, 222 pp
- Kogarko L.N. 1974. Role of volatiles. In: H. Sørensen (ed). *The Alkaline Rocks*, John Wiley & Sons, New York, pp.: 474-487
- Kresten P. 1988. The chemistry of fenitization, examples from Fen, Norway. *Chemical Geology*, **68**: 329-349

- Larsen L.M. 1977. Aenigmatites from the Ilímaussaq intrusion, South Greenland: chemistry and petrological implications. *Lithos*, **10**: 257-270
- Larsen L.M. & Sørensen H. 1987. The Ilímaussaq intrusion - progressive crystallization and formation of layering in an agpaitic magma. In: J.G. Fitton & B.G.J. Upton (eds). *Alkaline Igneous Rocks*. Special Publications **30**, The Geological Society, London, pp.: 473-488
- Lindsley D.H. 1971. Synthesis and preliminary results on the stability of Aenigmatite. *Year book Carnegie Institution of Washington*, **69**: 188-190
- Lindsley D.H. & Haggerty S.E. 1971. Phase relations of Fe-Ti oxides and aenigmatite; oxygen fugacity of the pegmatoid zones. *Year book Carnegie Institution of Washington*, **69**: 278-284
- Lindsley D.H. & Frost B.R. 1992. Equilibria among Fe-Ti oxides, pyroxenes, olivine, and quartz: Part I. Theory. *American Mineralogist*, **77**: 987-1003
- Mann U., Marks M. & Markl G. 2006. Influence of oxygen fugacity on mineral compositions in peralkaline melts: The Katzenbuckel volcano, Southwest Germany. *Lithos*, **91**: 262-285
- Markl G., Marks M., Schwinn G. & Sommer H. 2001. Phase equilibrium constraints on intensive crystallization parameters of the Ilímaussaq Complex, South Greenland. *Journal of Petrology*, **42**: 2231-2258
- Marks M., Vennemann T., Siebel W. & Markl G. 2003. Quantification of magmatic and hydrothermal processes in a peralkaline syenite-alkali granite complex based on textures, phase equilibria, and stable and radiogenic isotopes. *Journal of Petrology*, **44**: 1247-1280
- Marsh J.S. 1975. Aenigmatite stability in silica-undersaturated rocks. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **50**: 135-144
- Mitchell R.H. 1990. A review of the compositional variation of amphiboles in alkaline Plútonic complexes. *Lithos*, **26**: 135-156
- Nicholls J. & Carmichael I.S.E. 1969. Peralkaline acid liquids: a petrological study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **20**: 268-294
- Njonfang E. & Moreau C. 2000. The mafic mineralogy of the Pandé massif, Tikar plain, Cameroon, implications for a peralkaline affinity and emplacement from highly evolved alkaline magma. *Mineralogical Magazine*, **64**: 525-537
- Paul A. & Douglas R.W. 1965. Ferrous ferric equilibrium in binary alkali-silicate glasses. *Physics and Chemistry of Glasses*, **6**: 207-211
- Pe-Piper G. 2007. Relationship of amphibole composition to host-rock geochemistry: the A-type gabbro-granite Wentworth Plúton, Cobequid shear zone, eastern Canada. *European Journal of Mineralogy*, **19**: 29-38

- Potter J., Rankin A.H. & Treloar P.J. 2004. Abiogenic Fischer-Tropsch synthesis of hydrocarbons in alkaline igneous rocks; fluid inclusion, textural and isotopic evidence from the Lovozero complex, N.W. Russia. *Lithos*, **75**: 311-330
- Salvi S. & Williams-Jones A.E. 1990. The role of hydrothermal processes in the granite-hosted Zr, Y, REE deposit at Strange Lake, Quebec/Labrador: Evidence from fluid inclusions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**: 2403-2418
- Salvi S. & Williams-Jones A.E. 1996. The role of hydrothermal processes in concentrating high-field strength elements in the Strange Lake peralkaline complex, northeastern Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **60**: 1917-1932
- Salvi S., Fontan F., Monchoux P., Williams-Jones A.E. & Moine B. 2000. Hydrothermal mobilization of high field strength elements in alkaline igneous systems: Evidence from the Tamazeght Complex (Morocco). *Economic Geology*, **95**: 559-576
- Scaillet B. & Macdonald R. 2001. Phase relations of peralkaline silicic magmas and petrogenetic implications. *Journal of Petrology*, **42**: 825-845
- Schönenberger J., Marks M., Wagner T. & Markl G. 2006. Fluid-rock interaction in autoliths of agpaitic nepheline syenites in the Ilímaussaq intrusion, South Greenland. *Lithos*, **91**: 331-351
- Stolz A.J. 1986. Mineralogy of the Nandewar Volcano, Northeastern New South Wales, Australia. *Mineralogical Magazine*, **50**: 241-255
- Thompson R.N. & Chisholm J.E. 1969. Synthesis of aenigmatite. *Mineralogical Magazine*, **37**: 253-255
- Ulbrich H.H.G.J. 1984. *A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Pocos de Caldas, MG-SP*. Tese de Livre-Docência, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 585 p
- Vilalva F.C.J. 2004. *Evolução textural e do quimismo de minerais em granitos de Tipo A: Comparação entre as associações aluminosa e alcalina do Maciço Morro Redondo, PR-SC*. Monografia de Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 47 p
- Wallace G.M., Whalen J.B. & Martin R.F. 1990. Agpaitic and miaskitic nepheline syenites of the McGerrigle Plutonic Complex, Gaspé, Quebec: An unusual petrological association. *Canadian Mineralogist*, **28**: 251-266
- Watson E.B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental results and applications to trace element geochemistry. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **70**: 407-419
- White J.C., Ren M. & Parker D.F. 2005. Variation in mineralogy, temperature, and oxygen fugacity in a suite of strongly peralkaline lavas and tuffs, Pantelleria, Italy. *Canadian Mineralogist*, **43**: 1331-1347