UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

LITOGEOQUÍMICA E TECTÔNICA DOS GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS DO CINTURÃO PARAÍBA DO SUL NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Rômulo Machado

Tese apresentada ao concurso para obtenção do Título de Livre-Docente junto ao Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
Área de Conhecimento: Geologia Estrutural e Geotectônica

SÃO PAULO
1997

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

LITOGEOQUÍMICA E TECTÔNICA DOS GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS DO CINTURÃO PARAÍBA DO SUL NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Rômulo Machado

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T.2565
U. S. P.

Tese apresentada ao concurso para obtenção do Título de Livre-Docente junto ao Departamento de Geologia Geral do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
Área de Conhecimento: Geologia Estrutural e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC
30900005134

SÃO PAULO
1997

À Luci, pelo companheirismo e incentivo;

Aos meus filhos, Tariana e Tiago, por

tudo que representam para mim.

AGRADECIMENTOS

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Ensino Superior (CAPES), pelo auxílio concedido no âmbito do Acordo CAPES/COFECUB, incluindo estágio de pós-doutorado no exterior no período de out/88 a set/89;

- À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro indispensável à realização de diversos projetos, pelo auxílio à vinda de Professor visitante e pelo patrocínio de um estágio na França no período de out/90 a mar/91;

- Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pela concessão de bolsa de Pesquisador;

- Ao Prof. Dr. Michel Demange, da Escola de Minas de Paris, pela colaboração científica nas atividades de pesquisa sobre o tema do presente trabalho, que se iniciou na época do meu pós-doutorado na França;

- Ao Prof. Dr. Michel Fonteilles, da Universidade Pierre et Marie Curie, de Paris, pela acolhida no seu laboratório durante um estágio de pós-doutorado, assim como pela viabilização de grande parte das análises químicas contidas neste trabalho;

- Ao Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, pela obtenção dos dados isotópicos Rb/Sr, e ao Laboratório de Geoquímica da Escola de Minas de Saint-Etienne, pelas análises químicas contidas neste trabalho;

- Aos colegas do Instituto de Geociências da USP, especialmente aos Profs. Drs. Marcos Egydio da Silva e Antonio Romalino Santos Fragoso Cesar, pelo incentivo e colaboração;

- Aos funcionários do Instituto de Geociências da USP, especialmente das seções de Laminação, Gráfica, Veículos, Desenho, Informática e ao pessoal do CEPEGEO, pela colaboração em diversos momentos deste trabalho;

- Às Sras. Nícea Maria Brandão Zalaf e Sonia Gomes Costa Vieira, pelo sempre presente apoio de secretaria,

Meus sinceros agradecimentos.

LITOGEOQUIMICA E TECTÔNICA DOS GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS NO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

SUMÁRIO

RESUMO i-ii
LISTA DE FIGURAS iii-v
LISTA DE TABELAS vi-vii

CAPITULO I

1. INTRODUÇÃO 01
1.1. Definição do Trabalho 01
1.2. Objetivos do Trabalho 02
1.3. Materiais e Métodos 03
1.3.1. Trabalhos de campo 03
1.3.2. Integração dos dados 04
1.3.3. Dados analíticos 04
1.3.4. Seleção das amostras para Geoquímica e Geocronologia 05
1.3.5. Definição das séries. 06

CAPITULO II

2. CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS 08
2.1. Introdução 08
2.2. Granitos tipo-I versus granitos tipo-S 09
2.2.1. Granitos tipo-I 10
2.2.2. Granitos tipo-S 11
2.2.3. Granitos tipo-I e tipo-S fortemente fracionados: distinção 12
2.2.4. Tipo-I Cordilheirano 13
2.2.5. Tipo-I Caledoniano 15
2.2.6. Tipo Hercínico 16
2.3. Duração do magmatismo granítico 18
2.4. Geração de magmas graníticos por anatexia crustal 19
2.5. Classificação petrogenética de granitóides 22
2.6. Utilização de diagramas de ambientes tectônicos 22

CAPITULO III

3. O CONCEITO DE TRANSPRESSÃO 24
3.1. Conceito 24
3.2. Exemplos de cinturões transpressivos 26
3.2.1. Cinturão Cadomiano do NW da França 28
3.2.2. Cinturão Caledoniano no NE da Groenlândia 30
3.2.3. Cinturão de Cisalhamento Badajós-Córdoba 30
3.2.4. Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA) 31
3.2.4.1. Breve histórico 31
3.2.4.2. Definição do Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA) 33

CAPITULO IV

4. GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS NO RIO DE JANEIRO 37
4.1. Introdução 37
4.2. Trabalhos anteriores 37
4.2.1- Trabalhos sistemáticos pioneiros 40
4.3. Cinturão Paraíba do Sul (CPS) 42
4.3.1. Compartimentação Estrutural no Rio de Janeiro 42
4.3.2- Fases tectônicas regionais 45
4.4. Classificação Existentes sobre os granitóides 46
4.4.1. Classificação mineralógica/petrográfica 46
4.4.2. Estrutural/Tectônica/Estratigráfica 48
4.5. Distribuição das rochas granitóides no Rio de Janeiro 49
4.6. Domínios estruturais versus deformações regionais 50
4.6.1. Ortognaisses do embasamento 52
4.6.2. Granitóides pré- e sin-F2 52
4.6.2.1. Dados Geoquímicos disponíveis 57
4.6.3. Granitóides sin-F3 59
4.6.3.1- Dados geoquímicos disponíveis 62
4.6.4. Granitos tardi-F3 a sin-F4 64
4.6.4.1. Dados geoquímicos disponíveis 67

CAPITULO V

5. PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA 70
5.1. Introdução 70
5.2. Granitóides pré- e sin-F2 70
5.2.1. Petrografia 71
5.2.2. Litogeoquímica 74
5.2.2.1. Diagrama de classificação 74
5.2.2.2. Diagramas tipo Harker 76
5.2.2.2.1. Elementos alcalino e alcalinos terrosos 67
5.2.2.2.2. Elementos de transição, P, Pb, Zn, W, Al 78
5.2.2.3. Diagramas de caracterização e discriminantes. 81
5.2.2.4. Discussão e conclusões parciais 86
5.3. Granitóides tardi-F3 a sin-F4 89
5.3.1. Petrografia 89
5.3.2 - Litogeoquímica 92
5.3.2.1. Comparação dos dados químicos 92
5.3.2.2. Diagramas de classificação 93
5.3.2.3. Diagramas tipo Harker 95
5.3.2.3.1. Elementos alcalinos e alcalinos terrosos 95
5.3.2.3.2. Elementos de transição, Cu, Al, P 95
5.3.2.4. Diagramas de caracterização e discriminantes 99
5.3.2.5. Discussão e conclusões parciais 102
5.3.2.6. Comparação entre os dois grupos de granitos 105

CAPITULO VI

6. GEOCRONOLOGIA 107
6.1. Introdução 107
6.2. Breves considerações sobre os métodos isotópicos 107
6.3. Granitóides pré-F2 111
6.3.1. Isócronas Rb/Sr obtidas 111
6.3.2. Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis 117
6.3.3. Idades K/Ar disponíveis 119
6.4. Granitóides sin-F3 122
6.4.1. Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis 122

6.5. Granitóides tardi-F3 a sin-F4 126
6.5.1. Isócronas Rb/Sr obtidas 126
6.5.2. Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis 130
6.5.3. Idades K/Ar disponíveis 130
6.6. Discussão dos dados 134

CAPITULO VII

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E MODELO TECTÔNICO 136
7.1. Discussão 136
7.2. Modelo tectônico 138
7.3. Cinturão de Cisalhamento Atlântico e seu magmatismo granítico: breve reflexão 143

CAPITULO VIII

8. CONCLUSÕES 146

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 150

APÊNDICES

A. Descricões petrográficas dos maciços estudados 176

B. Modelo do tratamento litogeoquímico adotado para discussão dos diferentes maciços 193

C. Tabela dos dados litogeoquímicos 199

D. Descrição sucinta das amostras datadas radiometricamente 211

RESUMO

O granitóides Neoproterozóicos do Cinturão de Cisalhamento Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro são divididos regionalmente em quatro grupos tectônicos principais denominados, do mais antigo para o mais novo, de pré-F2, sin-F2, sin-F3 e sin-F4. Os pré- e sin-F2 são caracterizados por batólitos lineares, foliados, concordantes com a estruturação regional, de características orogênicas, posicionados em nível crustal profundo (fácies anfibolito/granulito), com os pré-F2 sendo de composição expandida (tonalítica-granodiorítica-granítica), e os sin-F2 de composição não expandida (granítica); os sin-F3 são caracterizados por maciços menores, igualmente alongados, foliados nas bordas, intimamente associados às zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo do tipo Além-Paraíba do Sul, tendo composição dominante monzogranítica; os sin-F4 são caracterizados por maciços subarredondados, na forma de bossas ou de *stocks*, raramente como pequenos batólitos, em geral não foliados, de colocação mais rasa do que os anteriores, de composição entre monzogranitos a sienogranitos e álcali-feldspato granitos, sendo comum associação de enclaves microgranulares. Tais granitos são tectônicamente desvinculados das zonas de cisalhamento anteriores.

Geoquimicamente, os granitóides pré-F2 representam um magmatismo meta-aluminoso a fracamente peraluminoso, com índice de Peacock cálcico (Bela Joana e Niterói) e cálcio-alcalino (Serra dos Órgãos, Angelim, Serra das Araras), com *trends* de evolução dominantemente cálcio-alcalinos no diagrama AFM. Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, classificam-se como granitos de arco vulcânico e sin-colisional, ou ainda como granitos pré-colisionais e fracionados mantélicos. São rochas mais evoluídas do que as séries cálcio-alcalinas típicas, com teores mais elevados em K, Rb e em elementos HFS, e mais empobrecidas em Mg, Ca e Na (entre 0,5 -1% abaixo).

A existência de um zoneamento geoquímico através do cinturão, para os granitóides pré-F2, com séries mais cálcicas na porção interna, a SE, e mais potássica na porção externa, a NW, é interpretada como o resultado de uma zona de subducção megulhando para NW. As idades ao redor de 620 Ma, obtidas pelos métodos Rb/Sr, são consideradas como idades mínimas para este magmatismo.

Os dados geocronológicos obtidos, juntamente com os disponíveis na literatura, permitiram caracterizar quatro intervalos principais de atividade granítica Neoproterozóica na região: (1) entre 600 e 620 Ma, podendo chegar até 650 Ma, definido como o período pré-colisional; (2) entre 600 e 590 Ma, podendo ter-se prolongado até 570 Ma; (3) entre 560 e 530 Ma, correspondendo ao período tardi-colisional e, (4) entre 520 e 480 Ma, relativo ao período pós-colisional.

São propostos dois modelos tectônicos para explicação deste magmatismo, ambos envolvendo num primeiro estágio subducção de litosfera oceânica, com formação de batólitos cálcio-alcalinos, de composição expandida, comparáveis aos tipo-I Cordilheiranos; num segundo, ocorre colisão oblíqua de massas continentais, com geração dominante de granitóides do tipo-S; num terceiro, em regime essencialmente transpressional, em condições intracontinentais, se dá a geração de granitóides de composição não expandida, comparáveis aos tipo-I Caledonianos ou tipo-I Hercínicos e, finalmente, num quarto estágio, marcado por um regime dominantemente extensional, há uma recorrência do magmatismo do tipo-I, porém já aparentemente desvinculados das estrutrturas NE-SW do cinturão.

Os dois modelos propostos diferem fundamentalmente entre si com relação ao limites do segmento crustal situado atrás do arco magmático, a NW. No primeiro modelo, a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul aparece como uma presumível estrutura tranforme *transform faults* no período pré-colisional, enquanto no segundo, ela representaria uma estrutura formada entre os períodos sin- e tardi-colisional, com a Zona de Cisalhamento Juiz de Fora aparecendo então como a provável estrutura transforme, e que teria sido uma estrutura ativa, posteriormente, e atuado como principal elemento de articulação entre os eventos de colagem ocorridos ao longo do cinturão de cisalhamento Paraíba do Sul.

LISTA DE FIGURAS

Figura 3.1	Esboço tectônico do Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA)	34
Figura 4.1	Mapa de distribuição dos granitóides Neoproterozóicos no Estado do Rio de Janeiro	43-44
Figura 5.1	Diagrama de classificação química de Middlemost (1985), para os granitóides pré-F2	75
Figura 5.2	Diagrama de classificação químico-mineralógica, segundo Debon & Lefort (1983), para os granitóides sin-F2	75
Figura 5.3	Diagrama de variação TiO2 vs. alcalinos e alcalinos terrosos dos granitóides pré-F2	77
Figura 5.4	Diagrama de variação TiO2 vs. elementos de transição, Cu, Pb, Zn e Al2O3, de granitóides pré-F2	79
Figura 5.5	Diagrama de variação TiO2 vs metais básicos, Al e W para os granitóides pré-F2	80
Figura 5.6	Diagrama de classificação de séries magmáticas de Le Maître (1985), para os granitóides pré-F2	82
Figura 5.7	Diagrama de classificação com base no grau de saturação em alumina de Debon & Lefort (1983), para os granitóides pré-F2	82
Figura 5.8	Diagrama de classificação de séries magmáticas, segundo o índice de Peacock (1985), para os granitóides pré-F2	84
Figura 5.9	Diagrama de classificação de séries magmáticas de sílica vs. álcalis, segundo Irvigne & Baragar (1971), granitóides para os granitóides pré-F2	84

Figura 5.10 Diagrama AFM, segundo Irvigne & Baragar (1971), para os granitóides pré-F2 85

Figura 5.11 Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1984), para os granitóides pré-F2 85

Figura 5.12 Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) (Y + Nb vs Rb), para os granitóides pré-F2 87

Figura 5.13 Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de.Pearce et al. (1984) (Y vs Rb), para os granitóides pré-F2 87

Figura 5.14 Diagrama de classificação de Middlemost (1985), para os granitóides tardi-F3 a sin-F4 94

Figura 5.15 Diagrama de classificação químico-mineralógica, segundo Debon & Lefort (1983), para os granitos tardi-F3 a sin-F4 94

Figura 5.16 Diagrama de variação TiO2 vs. alcalinos e alcalinos terrosos em granitos tardi-F3 a sin-F4 96

Figura 5.17 Diagrama de variação TiO2 vs. elementos de transição, Cu, Pb, Zn e Al2O3, de granitos tardi-F3 a sin-F4 97

Figura 5.18 Diagrama de variação TiO2 vs. elementos de transição para os granitos tardi-F3 a sin-F4 98

Figura 5.19 Diagrama de classificação de séries magmáticas de Le Maître (1985), para os granitos tardi-F3 a sin-F4 100

Figura 5.20 Diagrama de classificação com base no grau de saturação em alumina de Debon & Lefort (1983), para os granitos tardi-F3 a sin-F4 100

Figura 5.21 Diagrama de classificação de séries magmáticas, segundo o índice de Peacock (1985), para os granitos tardi-F3 a sin-F4 102

Figura 5.22	Diagrama de classificação de séries magmáticas de sílica vs. álcalis, segundo Irvigne & Baragar (1971), para os granitos tardi-F3 a sin-F4	102
Figura 5.23	Diagrama AFM, segundo Irvigne & Baragar (1971), para os granitos tardi-F3 a sin-F4	103
Figura 5.24	Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Batchelor & Bowden (1984), para os granitos tardi-F3 a sin-F4	103
Figura 5.25	Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) (Y + Nb vs Rb), para os granitos tardi-F3 a sin-F4	104
Figura 5.26	Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de.Pearce et al. (1984) (Y vs Rb), para os granitos tardi-F3 a sin-F4	104
Figura 6.1	Diagrama Isocrônico Rb-Sr do batólito Serra dos Órgãos	111
Figura 6.2	Diagrama Isocrônico Rb-Sr do batólito Angelim	113
Figura 6.3	Diagrama Isocrônico Rb-Sr do batólito Niterói	113
Figura 6.4	Diagrama Isocrônico Rb-Sr do batólito Pedra Branca.	127
Figura 6.5	Diagrama Isocrônico Rb-Sr do maciço Sana.	127
Figura 7.1	Modelo Tectônico	139

LISTA DE TABELAS

Tabela IV.1 -	Granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul Estado do Rio de Janeiro: Domínios Estruturais vs. Fases Tectônicas Regionais.	51
Tabela IV.2 -	Resumo das principais feições geológicas dos granitóides pré- a sin-F2 no Estado do Rio de Janeiro	55-56
Tabela IV.3 -	Composição química média de diferentes batólitos	58
Tabela IV.4 -	Resumo das principais feições geológicas dos granitóides sin-F3 no Estado do Rio de Janeiro	60-61
Tabela IV.5 -	Dados químicos disponíveis de granitóides sin-F3 no Estado do Rio de Janeiro	63
Tabela IV.6 -	Resumo das principais feições geológicas dos granitos tardi-F3 a sin-F4 no Estado do Rio de Janeiro	65-66
Tabela IV.7 -	Composição química média de granitos tardi-F3 a sin-F4 no Estado do Rio de Janeiro	68-69
Tabela V.1 -	Síntese dos dados petrográficos obtidos para os granitóides pré-F2 no Estado do Rio de Janeiro.	72-73
Tabela V.2 -	Síntese dos dados petrográficos dos granitóides tardi-F3 a sin-F4 no Estado do Rio de Janeiro.	90-91
Tabela VI.1A -	Dados anaíticos Rb/Sr em rocha total do batólito Serra dos Órgãos. Análises realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica de Clermont-Ferrand, na França	112
Tabela VI.1B	Dados anaíticos Rb/Sr em rocha total dos batólitos Angelim e Niterói. Análises realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica de Clermont-Ferrand, na França	114

Tabela VI.2 - Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre os granitóides pré- a sin- F2 no Estado do Rio de Janeiro 118

Tabela VI.3 - Idades Rb/Sr e U/Pb brasilianas em gnaisses, migmatitos e granulitos no Estado do Rio de Janeiro 120

Tabela VI.4 - Idades K/Ar sobre granitóides foliados (pré- a sin-F2) e gnaisses granitódes no Estado do Rio de Janeiro 121

Tabela VI.5 - Idades K/Ar disponíveis sobre gnaisses e granulitos no Estado do Rio de Janeiro.. 123

Tabela VI.6 - Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre os granitos sin-F3 no Estado do Rio de Janeiro 125

Tabela VI.7 - Dados anaíticos Rb/Sr em rocha total de maciço tardi-F3 (Pedra Branca) e sin-F4 (Sana). Análises realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica de Clermont-Ferrand, na França 128

Tabela VI.8 - Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre os granitos tardi-F3 a sin-F4 do Estado do Rio de Janeiro. 131-132

Tabela VI.9 - Idades K/Ar dos granitos pós-tectônicos (tardi-F3 a sin-F4) do Estado do Rio de Janeiro 133

CAPÍTULO I

1. INTRODUÇÃO

1.1. DEFINIÇÃO DO TRABALHO

O interesse do autor pelo estudo das rochas granitóides Neoproterozóicas do Estado do Rio de Janeiro teve início com a orientação de uma pesquisa de iniciação científica, financiada pela FAPESP (Proc. 86/3114-8), que resultou na publicação de um trabalho de síntese (cartográfica e petrográfica) sobre essas rochas, em 1987.

Na ocasião, o aspecto que mais chamou a atenção do autor foi a expressão cartográfica desse magmatismo, pois mais de um terço da área de exposição das rochas pré-cambrianas do Estado do Rio de Janeiro é constituída de rochas granitóides Neoproterozóicas.

A partir de então, o autor passou a se dedicar ao estudo desse assunto, enfocando seus diferentes aspectos estruturais, petrográficos, metamórficos, litogeoquímicos e geocronológicos, com o objetivo de caracterizar este magmatismo, assim como entendê-lo no contexto de evolução tectônica do Cinturão Paraíba do Sul.

Após sucessivas etapas de campo, o autor teve a oportunidade de passar aproximadamente anos na França (88/89 e 90/91), trabalhando em laboratórios da Universidade Paris VI e da Escola de Minas de Paris, onde realizou cerca de duas centenas de análises químicas de rochas. O autor teve também oportunidade de obter dados de datações radiométricas, pela metodologia Rb/Sr, no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Blaise Pascal - C.N.R.S., de Clermont-Ferrand.

Foram identificados, no Estado do Rio de Janeiro, cerca de meia centena de maciços graníticos Neoproterozóicos. Destes, foram selecionados dez maciços para estudos petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos. Os maciços estudados cobrem, de maneira geral, os diferentes estágios de evolução dessa granitogênese no espaço orogênico e representam diferentes níveis crustais de colocação desse magmatismo granítico. Os corpos selecionados, alguns deles já estudados por outros autores, sobretudo aqueles com características tardi- a pós-tectônicas, são representados pelos maciços Bela Joana (fácies granulito), Niterói

(transição granulito/anfibolito), Angelim (anfibolito inferior), Serra dos Órgãos e Serra das Abóboras (anfibolito superior/médio), Pedra Branca, Sana, Nova Friburgo, Mangaratiba e Mambucaba (fácies xisto-verde).

Estes maciços são classificados em relação às fases tectônicas regionais e aos seus domínios estruturais de ocorrência. Eles são divididos em três grupos tectônicos principais de granitos, referidos, do mais antigo para o mais novo, como Sin-F2, Sin-F3 e Sin-F4. Os granitos Sin-F2 são representados por grandes batólitos lineares, foliados, concordantes com a estrutura do cinturão, de composição expandida (tonalito/granodiorito/granito), tendo sido afetados pelo principal evento de metamorfismo regional. Os granitos sin-F3 são caracterizados por maciços menores, muitas vezes foliados, com estruturas frequentes de origem magmática e deformacional, sendo igualmente alongados, de composição não expandida (granito/granodiorito), colocados posteriormente ao evento principal de metamorfismo. Os granitos Sin-F4 correspondem a maciços arredondados, composicionalmente similares aos anteriores, porém de colocação mais rasa, e posicionados mais tardiamente em relação à orogênese, num momento em que as estruturas NE-SW do cinturão começam a perder em importância no controle desse magmatismo.

Os estudos aqui apresentados sobre os maciços graníticos e proterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro, envolvem discussões apoiadas nos aspectos estruturais, tectônicos, petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos, juntamente com uma proposição de modelagem geotectônica para geração deste magmatismo.

Os resultados aqui apresentados sobre o estudo do magmatismo granítico Neoproterozóico da porção central do Cinturão Paraíba do Sul, no Estado do Rio de Janeiro, encontram-se baseados em dados de campo, geológicos, estruturais, petrográficos, litogeoquímicos e geocronológicos, incluindo também uma dicussão pormenorizada das informações disponíveis sobre este magmatismo na região estudada, juntamente com uma revisão das classificações existentes na literatura internacional sobre rochas graníticas, envolvendo seus diferentes aspectos.

1.2. OBJETIVOS DO TRABALHO

Este trabalho tem o objetivo de definir a natureza e o tipo do magmatismo granítico Neoproterozóico associado ao cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro, assim como seu provável ambiente tectônico gerador, visando contribuir para a elucidação do complexo quadro de evolução tectônica deste importante segmento crustal.

Além disso, objetiva-se a caracterização espaço-temporal deste magmatismo, sua importância em termos da acresção crustal e do modelo tectônico compatível para a explicação dessa granitogênese.

1.3. MATERIAIS E MÉTODOS

A realização deste trabalho envolveu a combinação de metodologias de campo, de escritório e de laboratório, cujas fases mais importantes são detalhadas a seguir.

1.3.1. TRABALHOS DE CAMPO

Os trabalhos de campo foram realizados em duas etapas principais. A primeira etapa consistiu da realização de perfis geológicos regionais, onde procurou-se definir a relação estrutural dos granitos com as rochas encaixantes, enquanto a segunda foi dedicada mais ao estudo da variação faciológica e estrutural interna de cada maciço granítico, procurando assim amostrar toda a diversidade faciológica existente.

Durante a primeira etapa, foi efetuada a caracterização estrutural dos maciços granitóides em relação às fases tectônicas de deformações regionais, juntamente com a definição dos principais domínios estruturais, e seleção dos maciços mais representativos para estudos litogeoquímicos e geocronológicos posteriores.

A classificação dos maciços em relação às fases de deformações regionais foi feita com base na relação geométrica entre as estruturas internas de cada maciço e as estruturas de penetratividade regional. Dentre elas, utilizou-se estruturas de "referência" como o bandamento regional e as zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, nos diversos domínios estruturais considerados.

A segunda etapa, principalmente a parte referente à amostragem faciológica, foi desenvolvida sempre que possível ao longo de perfis transversais à disposição regional dos maciços, levando sempre em conta a escala do trabalho. Para os maciços tardios, classificados aqui como Sin-F4, de colocação já independente da estruturação regional, o procedimento de amostragem seguiu critérios de variação faciológica e de representatividade dos maciços.

1.3.2. INTEGRAÇÃO DOS DADOS

Inicialmente, foram integradas todas as informações cartográficas e petrográficas disponíveis sobre as rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro, a partir dos dados oriundos do "Projeto de Cartografia Geológica Básica" desse Estado, na escala de 1:50.000, realizado sob Coordenação do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM) durante as décadas de 70 e 80.

Os dados cartográficos foram inicialmente coligidos numa base topográfica 1:250.000, passando-se depois para escala 1:400.000, sendo aqui apresentado numa escala extremamente reduzida.

Paralelamente, foram reunidas em ficha padronizada as informação existentes sobre cada maciço, contendo os seguintes dados: nome do maciço; folha cartográfica de ocorrência; resumo da geologia local; natureza dos contatos; forma e superfície do corpo; estuturas internas (tipo e natureza); textura; granulação; minerais essenciais, acessórios, opacos e secundários; mineralizações; composição; tipo tectônico; informações geocronológicas, geoquímicas e referências bibliográficas.

1.3.3. DADOS ANALÍTICOS

Geoquímicos

As análises químicas de rochas foram efetuadas no Laboratório de Geologia da Escola de Minas de Saint-Etienne, França.

Os dados foram obtidos por: espectrometria de fluorescência de raios-X, utilizando-se espectrômetro Philips, modelo PW 1404, e espectrometria de emissão por ICP (*Induced Coupled Plasma*), empregando-se espectrômetro modelo JY38PI + JY32P.

A exatidão dos resultados é assegurada pela comparação/aferição com padrões internacionais certificados, utilizados simultaneamente nas determinações de cada conjunto de amostras.

Os limites de detecção dos diferentes elementos traços determinados por fluorescência de raios-X, no equipamento existente no Laboratório de Geoquímica de Saint-Etienne, são: 1,5 ppm para Sr, Y, Zr e Nb; 2 ppm para Ni, Cu, Zn, Ga e Rb; 3 ppm para Hf, W, Pb, Sn, Th e U; 3,5 ppm para Ba; 5 ppm para Cs; 7,5 ppm para La e 8 ppm para o elemento Ce. Com relação aos elementos maiores, expressos sob a forma de óxidos, os limites de detecção do mesmo equipamento são: 2% para SiO_2 e 5% para Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, Na_2O, K_2O, MgO,TiO_2, MnO e H_2O.

As determinações de elementos maiores foram feitas pelas duas técnicas espectrométricas, Raios-X e ICP, permitindo a comparação entre os resultados e/ou sua utilização como métodos complementares de análise. O método por ICP mostrou-se mais sensível e, portanto, mais indicado para as determinações de MgO, MnO, CaO e TiO_2, tendo em vista que a concentração destes componentes atinge valores muito baixos nos granitos mais evoluídos.

Geocronológicos

Os dados geocronológicos foram obtidos pelo método Rb/Sr, no Laboratório de Geocronologia da Universidade Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, França. As determinações isotópicas foram feitas em espectrômetro de massa automático ISOMASS, modelo 54E VG, com duplo coletor, acoplado a um microcomputador HP9845B que controla o funcionamento do equipamento e processa os dados.

As constantes utilizadas para os cálculos das idades são aquelas recomendadas no trabalho de Steiger & Jaeger (1977).

A partir dos resultados obtidos, foi possível a construção de cinco diagramas isocrônicos, os quais são em geral de boa qualidade. As amostras foram selecionadas com base principalmente nos dados geoquímicos. O critério utilizado levou em consideração as amostras que, nos diagramas tipo *Harker*, apresentavam-se bem alinhadas para o conjunto de elementos analisados. Em consequência disso, as isócronas Rb/Sr aqui obtidas possuem um maior valor interpretativo do que isócronas de referências usuais, especialmente para os granitos não foliados.

As dosagens de Rb e Sr foram efetuadas por espectrometria de fluorescência de raios-X, no Laboratório de Geologia da Escola de Minas de Saint-Etienne, em um equipamento de fluorescência de raios X, marca philips, modelo PW 1404, já referido anteriormente. Nas amostras com níveis muito baixos em Rb e Sr, empregou-se o método de diluição isotópica, o qual de uma forma genérica consiste na determinação isotópica de uma amostra em comparação com outras de razões isotópicas conhecidas, denominada *spike*.

1.3.4. SELEÇÃO DAS AMOSTRAS PARA GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA

As amostras encaminhadas para geoquímica foram previamente selecionadas com base em critérios petrográficos (macro e micro), sendo já nesta fase descartadas amostras que apresentavam feições evidentes de alteração ou deformação.

Durante a fase de seleção de amostras para litogeoquímica foram escolhidas amostras representativas de toda a gama de variação textural, composicional e granulométrica de cada maciço analisado.

Controle especial foi efetuado em amostras que, já no exame petrográfico, revelavam feições de texturas cumuláticas, tanto de Fe-Mg quanto de feldspatos, ou mesmo de minerais acessórios como apatita, zircão, etc. Idêntica atenção foi dedicada para as amostras que apresentavam indícios de interação com uma fase fluída, seja por alteração incipiente de feldspatos, da biotita ou do anfibólio, ou mesmo pela adição ou subtração de SiO_2, Na, K, etc., relacionados muitas vezes a processsos de silicificação, albitização ou greisenificação.

As amostras encaminhadas para determinções geocronolólicas foram selecionadas a partir de diagramas tipo *Harker*, de tal forma que pudessem representar todo o espectro composicional ao longo de uma linha de evolução magmática e sem fugir do *trend* geral testado para todos os elementos analisados. Deste modo, as amostras analisadas são representativas de uma série magmática e, neste sentido, as idades obtidas nos diagramas isocrônicos para os granitos não deformados refletem, necessariamente, a idade de cristalização da série.

Para litogeoquímica, as amostras foram pulverizadas em moinho de ágata, enquanto para geocronologia a pulverização foi efetuada em moinho de disco disponível no Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo - CEPEGEO/USP, seguindo-se os procedimentos usuais empregados na preparação de amostras neste laboratório.

1.3.5. DEFINIÇÃO DE SÉRIES MAGMÁTICAS

O estudo da definição de séries magmáticas inicia-se pela escolha de um índice de diferenciação. Tradicionalmente, os petrólogos de granitos têm utilizado SiO_2 como índice de diferenciação. Porém, quando se tratam de granitos deformados, que é a situação da maioria dos granitos aqui estudados, torna-se inevitável a presença de uma fase fluída importante no sistema, criando assim condições para mobilidade da sílica, o que poderá comprometer a análise dos diagramas com dois elementos.

Alguns autores têm sugerido, nestes casos, a utilização de elementos de menor mobilidade que apresentam variação durante o processo de cristalização magmática. Em geral, estes elementos são mais dificilmente mobilizados durante os fenômenos de alteração, preservando assim o registro do processo magmático. Tais elementos são referidos na literatura como "elementos imóveis", com alguns deles (Rb, Nb, Y...) sendo utilizados em diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, a exemplo de Pearce *et al.* (1984). Porém, como alguns destes elementos são muito sensíveis à cristalização de fases acessórias, torna-se,

nestes casos, inviável a sua utilização como parâmetro de diferenciação. Assim, os elementos que apresentam correlação linear ou exponencial com um elemento incompatível podem ser considerados como "imóvel" durante os processos de alteração.

Outros aspectos devem ser considerados nesta escolha, tais como a não participação do elemento em fases cumuláticas, o espectro de variação do mesmo e a precisão analítica na sua determinação. Além disso, o elemento deve variar com a mudança composicional, refletindo deste modo o processo de diferenciação magmática.

Neste sentido, Ti e Mg mostraram-se como os elementos mais adequados como parâmetros de diferenciação, com a escolha tendo recaído no TiO2, pois algumas amostras de composição mais básica apresentam texturas cumuláticas de minerais Fe-Mg. Contudo, tanto um quanto o outro elemento evidenciam muito bem o registro dos processos magmáticos nas rochas estudadas, mesmo naquelas com marcada estrutura tectônica.

CAPÍTULO II

2. CLASSIFICAÇÃO DE GRANITOS

2.1. INTRODUÇÃO

Desde os trabalhos de Pitcher do final da década de 70 que o magmatismo granítico começou a ser usado extensivamente como parâmetro modelador das condições de evolução tectônica de cinturões dobrados. Os seus estudos estão fundamentados nos batólitos Mesozóicos andinos e têm servido de base para comparação com o magmatismo de cadeias de mesma idade e de idades mais antigas (Paleozóicas e Proterozóicas). Além disso, tais estudos constituíram-se no alicerce para as classificações tectônicas subsequentes sobre granitos. Um ponto fundamental na classificação tectônica proposta pelo autor é a intrínsica correlação dos diferentes tipos de granitos com o seu ambiente geológico gerador, vinculando assim as característica do magmatismo ao caráter tectônico do cinturão móvel. Assinala, também, que o magmatismo associado a um dado cinturão não é exatamente idêntico ao magmatismo associado a outro, pois cada cinturão possui características próprias, em termos de evolução, no tempo geológico.

Neste sentido, como as características geológicas de cada cinturão móvel se refletem no seu magmatismo, os seus diferentes tipos de associações magmáticas, contrastantes ou não entre si, traduzem as condições tectônicas em que elas foram desenvolvidas. De outra forma, a natureza do orógeno é que irá condicionar o tipo de magmatismo e suas características petrogenéticas. Tais condições são refletidas na composição dessas associações, nos seus aspectos mineralógicos, petrográficos e geoquímicos. Alguns aspectos são importantes na definição do tipo de magmatismo, tais como constituição do substrato do arco magmático, situação espaço-tempo orogênico, espessura do pacote sedimentar, natureza das grandes falhas ou das zonas de cisalhamento associadas, ou ainda a natureza e idade da margem continental envolvida na evolução orogênica.

Baseado em parâmetros composicionais do magmatismo, o autor definiu dois tipos diferentes de magmatismo, ambos de natureza cálcio-alcalina, um composicionalmente expandido, representado pela associação gabro-

diorito/tonalito-granodiorito/granito, em proporção 15:50:35, e outro, composicionalmente não expandido, com predomínio de granitos, sendo representado pela proporção 2:18:80 (Pitcher, 1979a). Estas associações correspondem, respectivamente, ao magmatismo tipo-I Cordilheirano e tipo-S Hercínico, os quais serão analisados a seguir. Ocorre, ainda, um terceiro tipo de magmatismo, caracterizado como "tipo Caledoniano", que corresponde ao um subtipo dos granitóides tipo-I (Pitcher, 1982).

Antes de fazer uma caracterização geral destes três tipos tectônicos de granitos, será discutida a classificação geral de granitos proposta pelo australianos, que divide os granitos em dois tipos, tipo-I e tipo-S, e que representa hoje um contraponto para qualquer outra classificação apresentada.

2.2. GRANITOS TIPO-I VERSUS GRANITOS TIPO-S

Os australianos Chappel & White se notabilizaram na literatura sobre granitos, a partir de 1974, ao definirem dois tipos contrastantes de granitos, aos quais denominaram de granitos tipo-I e tipo-S. Seus estudos sobre granitos foram desenvolvidos no cinturão Lachlan, da costa leste da Austrália, com idade do Paleozóico Inferior. Os autores têm demonstrado as diferenças entre estes dois tipos de granitos com base em parâmetros mineralógicos, petrográficos, geoquímicos e isotópicos. De maneira geral, consideram os granitos tipo-I como produtos de uma fonte de natureza ígnea, enquanto os tipo-S são considerados como derivados de uma fonte sedimentar.

Para Pitcher (1982), apesar de incontestável a natureza da fonte dos granitos tipo-S, os granitos australianos caracterizam-se por uma ausência generalizada de pegmatitos, aplitos e veios, contrastando assim com os granitos peraluminosos a duas micas, de outras partes do mundo, considerados também como granitos do tipo-S. Outro aspecto também salientado pelo autor é a associação local de rochas vulcânicas com cordierita, encontrada nos tipo-S australianos (Wyborn, 1978, in: Pitcher, op. cit.).

Para Chappell *et al.* (1988), os granitos deste cinturão possuem características locais, que refletem as diferenças de composição de suas áreas fontes. O autores assinalam a influência das rochas do embasamento como área fonte dos granitos e salientam os seus reflexos no magmatismo resultante.

A maior parte dos granitos (tipo-I ou tipo-S) do cinturão Lachlan ocorrem como corpos intrusivos em sequências turbidíticas de baixo grau metamórfico, de idade Ordoviciana, onde o metamorfismo de contato acha-se bem marcado.

2.2.1. GRANITOS TIPO-I

Os granitos tipo-I australianos são caracterizados por batólitos múltiplos, de composição expandida, com associação tonalito-granodiorito-granito, ou ainda com gabros e dioritos subordinados, meta-aluminosos e peraluminosos (ASI < 1,1), com associação frequente de hornblenda, sendo interpretados como produtos de fusão parcial de rochas ígneas de crosta profunda (Pitcher, 1982; Chappel & White, 1974, 1984 e 1992).

Para Chappel & Stephens (1988), estes granitos mostram poucas evidências diretas de subducção da litosfera oceânica. Porém, as rochas básicas a eles associadas (granitos máficos e gabros), referidas como magmatismo tipo-M, são igualmente interpretadas pelos autores como produtos da fusão parcial de material mantélico ou de crosta oceânica subductada. Cabe, entretanto, salientar que alguns autores têm chamado a atenção para as variações composicionais através do cinturão Lachlan, assinalando que, numa secção de W para E, ocorre um aumento de dioritos e gabros (Griffon *et al.*, 1978, in: Pitcher, 1982).

Os granitos tipo-I deste cinturão diferenciam-se de seus análogos Cordilheiranos pelo teores modais mais elevados em quartzo e pela ausência de vulcanismo contemporâneo e de diques associados (Pitcher, 1982).

Os critérios químicos utilizados para separação entre os dois tipos de granitos (tipo-I e tipo-S) baseiam-se na razão relativamente elevada em Na_2O/K_2O, Fe_2O_3/FeO, Ca e Al nos tipo-I, em contraste com valores mais baixos em Fe, Mg, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn, Ba, Rb, Th, La, Ce e Y nos tipo-S, para valores comparáveis em SiO_2 (Chappel & White, 1974; Hine *et al.* 1978).

Os granitos tipo-I têm razões iniciais de Sr entre 0,704 e 0,712 e ε_{Nd} de + 3,5 a - 8,9. A existência de rochas com composições isotópicas evoluídas, a exemplo das suites Jindabyne e Glenblag do batólito Bega, tem sido interpretada como resultado da mistura de dois componentes em proporções diferentes (Gray, 1984; in: Chappell & White, 1992). A presença de zircões zonados, com idades U-Pb mais antigas no centro (entre 600-1200 Ma), reflete uma origem sedimentar inequívoca para este mineral (Chappell & White, 1992).

A comparação dos dados químicos dos granitos tipo-I com os do tipo-S australianos mostra um intervalo de variação composicional mais amplo em SiO_2 e Fe_2O_3 para o primeiro tipo e mais restrito para o segundo, com valores de 69,50 ± 4,62% e 70,91 ± 2,82%, e 3,12 ± 1,55% e 3,06 ± 1,23%, respectivamente (Chappell & White, 1992, Tabela 1, p.6).

À comparação dos dados de composição química (elementos maiores) destes mesmos granitos tipo-I (média de 948 amostras) com os tipo-I Caledoniano (média de 364 amostras) e tipo-I Cordilheirano (média de 297 amostras) mostra que, apesar da grande semelhança química entre eles, existem diferenças significativas, que são as seguintes:

- Os granitos tipo-I Caledonianos são mais empobrecidos em SiO_2 (66,98%, contra 69,98%) e CaO (2,98%, contra 3,35%), sendo mais enriquecidos em Al_2O_3 (15,48%, contra 14,32%), Fe_2O_3 (3,58%, contra 1,03%), TiO_2 (0,57%, contra 0,43%), MgO (2,20%, contra 1,56%), Na_2O (4,14%, contra 3,16%) e K_2O (3,65%, contra 3,30%).

- Os granitos tipo-I Cordilheiranos, exemplificado pelo batólito Peninsular Ranges, mostram-se mais enriquecidos em Al_2O_3 (15,98%), em Fe_2O_3 (2,92%), CaO (4,55%) e Na_2O (3,84%), sendo mais empobrecidos em K_2O (2,13%) e SiO_2 (67,12%).

Os dados químicos mostram que os granitos tipo-I australianos são distintos dos demais pelos teores significativamente mais baixos em Na, menos acentuado em Al e Ti, com valores intermediários em Ca, Mg e K. A média dos teores em Si é mais elevada (Chappell & White, 1992, Tabela 1, p. 74).

2.2.2. GRANITOS TIPO-S

Este tipo de granito, definido por Chappel & White (1974) no cinturão Lachlan da Austrália, é constrastante com os tipo-I dos mesmos autores, e tem sido reconhecido na maioria dos cinturões móveis de diferentes idades de outras partes do mundo. A origem destes granitos, a partir de uma fonte sedimentar, dificilmente pode ser contestada (Pitcher, 1982).

Os granitos tipo-S australianos são rochas de composição não expandida, com associação granito-granodiorito, raramente com termos básicos associados. São granitos sempre peraluminosos, contendo biotita-Al associada muitas vezes com moscovita, granada, cordierita, sillimanita, turmalina e ilmenita. São rochas em geral foliadas, com xenólitos de rochas metassedimentares, formadas principalmente em cinturões colisionais, em consequência do espessamento crustal. Estes granitos ocorrem, localmente, associados com rochas vulcânicas ácidas contendo cordierita (Chappell & White, 1974, 1984 e 1992; Hine *et al.* 1978; Wyborn, 78 , in: Pitcher, 1982 e 1987). Cabe mencionar que granitos tipo-I peraluminosos podem conter biotita rica em Al, em associação com moscovita ± granada-Mn ± andalusita (Chappell & White, 1992, p.13).

Quimicamente, os granitos tipo-S são caracterizados por baixos teores em Na, Ca, Sr e Fe^{3+}/Fe^{2+}, sendo altos em Cr e Ni, com razões iniciais de Sr entre

0,708 e 0,717 e valores de ε_{Nd} sempre negativos, entre - 5,8 a -8,8. Em relação aos tipo-I, possuem teores pouco mais elevados em sílica (70,91%, média de 704 análises) (Chappell & White, op. cit.). Estes granitos são significativamente mais empobrecidos em Ca, Na, Mg e Sr, mais enriquecidos em Fe, Mn, K, Ba, Rb, Pb e Sn (Chappell & White, op. cit., Tabela 1, p.6). Uma característica fundamental desses granitos é o valor geralmente elevado do índice de saturação em alumina (ASI) - dado pela relação molecular $Al_2O_3/ (Na_2O + K_2O + CaO)$, o qual é sempre maior do que 1,0 (entre 1,01 e 1,39), com valores predominantes no intervalo de 1,1 a 1,2. Chappell & White (1988) mostram a existência de correlação positiva entre o ASI e o conteúdo em máfico desses granitos.

Os autores separam dois grupos de granitos tipo-S: um com conteúdo em máficos acima de 10% (ricos em Fe) e outro abaixo deste valor. Isto se reflete claramente no quimismo global desses dois grupos e nos valores do ASI e da norma CIPW. O primeiro grupo é mais enriquecido em Fe, Ti, Mg, Ca, K, Ba, Sr, Zr, Ce, Sc, U, Co, Ni, Cu, muitas vezes em Si , Al, La, Cr, e, em geral, com valores mais elevados no ASI e no Coríndon normativo (Chappell & White, 1992, Tabela 3, p.12).

2.2.3. GRANITOS TIPO-I E TIPO-S FORTEMENTE FRACIONADOS: DISTINÇÃO

Vários autores têm mostrado a grande dificuldade para separar os granitos tipo-I e tipo-S fortemente fracionados, seja pela superposição das razões isotópicas de Sr ou pelas semelhanças no quimismo dos elementos maiores e traços, principalmente quando eles são constituidos por rochas muito félsicas. Tais aspectos, muitas vezes, podem ser decorrentes de heterogeneidades químicas e isotópicas existentes na própria área fonte (Chappell & White, 1992), ou também tais heterogeneidades podem ser acentuadas pelo processo de fusão parcial ocorrido durante a anatexia crustal (Miller *et al.* 1988). Este processo tem sido testado por White & Chappell (1974), com base no modelo deduzido a partir do restito desta fusão. Segundo os autores, os granitos tipo-I apresentariam um restito máfico rico em hornblenda, enquanto nos tipo-S este restito seria metassedimentar. Neste modelo, a variação é devida a separação entre a fusão e o restito, o que pode ser testado em diagramas de variação de elementos contendo as duas fases. Nestes diagramas, os granitos tipo-I mostram um forte grau de de correlação, em contraste com o baixo grau de correlação para os tipo-S (White & Chappell, op.cit.).

Os granitos tipo-I fracionados, em comparação com os não fracionados, mostram um enriquecimento em Rb, Pb, Th, Nb, Y, REE, Ga e Sn, com empobrecimento muito acentuado nos metais de transição, Ba e Sr (Chappell & White, 1992, Tabela 3, p.13). Em relação aos tipo-S não fracionados, eles são

enriquecidos em Rb, Nb, Sn e marcadamente em P, com empobrecimento em Ca, Sr, Ba e Pb (Chappell e White, op. cit., Tabela 2, p.11).

Os autores observaram que os granitos félsicos fracionados (64 amostras do tipo-I e 119 do tipo-S) contém acima de 300 ppm em Rb, enquanto os não fracionados situam-se entre 200 e 250 ppm. A diferença mais marcante entre os dois tipos de granitos é o aumento de P_2O_5 nos tipo-S (0,18%, média de 119 amostras) e decréscimo nos tipo-I (0,02%, média de 64 amostras). Outras mudanças, também observadas, referem-se ao aumento em Th e Y nos tipo-I, com comportamento mais ou menos constante nos tipo-S, e decréscimo nestes últimos em Ce e La, os quais permanecem aproximadamente constantes nos tipo-I (Chappell & White, op. cit. Tabela 4, p. 21).

As observações acima indicam que o fracionamento dos granitos tipo-I e tipo-S no cinturão Lachlan é correlacionável com o grau de saturação em alumina, sugerindo que os líquidos félsicos não fracionados foram gerados a partir de rochas igualmente saturadas neste componente. Deste modo, a superposição dos valores de ASI entre os granitos félsicos (tipo-I e tipo-S) não deve ser uma feição da composição da fusão primária, mas sim uma função do fracionamento durante o estágio magmático, resultante da alteração dos feldspatos e da mobilização de Na, K e Ca. (Chappell & White, 1992).

2.2.4. TIPO-I CORDILHEIRANO

É caracterizado por batólitos estruturalmente lineares, do tipo-I, cálcio-alcalinos, de composição expandida, havendo predomínio da associação tonalito-granodiorito, em clara relação espaço-temporal com vulcanismo, desenvolvido numa margem continental ativa com subducção da litosfera oceânica (Pitcher, 1979a e 1979b).

As razões iniciais $^{87}Sr/^{86}Sr$ deste tipo de magmatismo são baixas, ao redor de 0,7042 (<0,7060), e mostram variações transversais aos batólitos, como reflexo da contaminação da crosta continental. No batólito Peninsular Ranges, da costa oeste Americana, o mapa de isopletas dos isótopos de Sr mostram linhas de contorno paralelas ao eixo maior do batólito, com variação de 0,7040, no lado W, a 0,7060, no lado E, e ε_{Nd} respectivamente entre + 7,9 a - 0,8 e + 1,7 a - 4,1 (Gromet & Silver, 1987). No lado ocidental do batólito há uma predominância de tonalitos em associação com gabros, enquanto no lado oriental predomina associação de tonalitos com granodioritos (Pitcher, 1979b). Isto é acompanhado por uma significativa diferença de idade entre os dois setores do batólito, com os plútons variando entre 105 e 130 Ma, no lado W, e entre 80 e 105 Ma, no lado E (Pitcher, op. cit.). As mudanças de composição regional observadas através de

alguns batólitos (Sierra Nevada, p.ex.) têm sido referidas como independentes da idade dos granitóides (Kister, 1974, in: Pitcher, op. cit.).

Este tipo de magmatismo está associado a cadeias dobradas, referidas como andinotipo, desenvolvidas em ambiente compressional, com encurtamento lateral relativamente baixo. Neste tipo de contexto, passam a ser importantes falhas de alto ângulo no controle, ascensão e colocação do magmatismo.

O magmatismo Meso-Cenozóico ao longo da cordilheira andina é compartimentado em três segmentos: setentrional, central e meridional. No primeiro segmento, apesar das mudanças geológicas em relação aos Andes centrais, continua o lineamento plutônico do baltólito Costeiro do Peru, no setor chileno e norte peruano, com cerca de 1600 Km de extensão por 65 Km de largura, sendo acompanhado na parte leste por granitos francamente peraluminosos, como reflexo da mudança composicional através do batólito (Pitcher, 1982). A leste deste batólito, ocorre o batólito Cordillera Branca, constituído de tonalitos e leucogranodioritos, de natureza peraluminosa, com idade pouco mais nova do que a do batólito Costeiro (Atherton & Sanderson, 1987). Na parte oeste da sutura de Romeral, na Cordilheira ocidental da Colômbia, são encontrados plútons tonalíticos com idade entre 91 e 16 Ma, que representam possíveis granitos tipo-M, de forma análoga aos tipo-M da região do Caribe (Pitcher, op. cit.).

As variações longitudinais reconhecidas ao longo do batólito Costeiro do Peru são atribuídas, por alguns autores, às variações na geometria da subducção da placa de Nasca, com a atividade tectônica tendo sido relacionada a expansão do assoalho oceânico (Moore & Agar, 1985). Porém, isto não é consenso entre os autores (Beckinsale *et al.* 1985). Existem modelos alternativos como o de Mégard (1973), que propõe a existência de falhas transcorrentes como elemento estrutural importante no controle deste segmento do batólito. As idades diferem ao longo do batólito, mostrando uma tendência mais jovem na direção norte (Cobbling e Beckinsale, 1985). Os dados isotópicos K-Ar e Rb-Sr, da região de Ica-Pisco, mostram que o segmento Arequipa foi colocado em duas fases distintas: a primeira entre 107 e 95 Ma, a segunda entre 82,5 e 80,5 Ma, compreendendo um período de 26,5 Ma (Moore & Agar, op. cit.).

Na realidade, o batólito Costeiro do Peru é dividido em quatro segmentos: Toquepala (extremidade sul), Arequipa (meridional), Lima (central), Trujillo e Piura (setentrional). Uma discussão detalhada sobre as idades geocronológicas destes segmentos é encontrada em Beckinsale *et al.* (1985). No segmento Lima, incluindo datações U/Pb, distingue-se um intervalo entre 68 e 62 Ma e outro entre 49 e 37 Ma. No segmento Toquepala são distinguidos 5 episódios magmáticos: (1) ao redor de 190 Ma (Punta Coles); (2) entre 111-99 Ma (Ilo); (3) 62 ± 2 Ma (Linga-Arequipa e Yarabamba); (4) 61 ± 4 Ma; (5) 57 ± 5 Ma (Toquepala). No segmento Arequipa, apesar de problemas das idades radiométricas e relações de

campo ainda não resolvidas, foram separados três sequências de plútons: (1) Arequipa (~62 Ma) e Yarabamba (~61 Ma); (2) Ilo (103 Ma) e Jahuay (~80 Ma) e, (3) Linga-Yauca (~66 Ma). No segmento Trujillo não são discutidos dados geocronológicos.

O segmento Meridional dos Andes, disposto entre duas bacias do tipo retro-arco, ocorre o batólito do sul do Chile, com idades entre 155 e 25 Ma, exibe as mesmas características dos granitos tipo-I do Peru (Pitcher, 1982). Porém, neste setor dos Andes não têm sido registradas evidências de migração lateral do magmatismo (Halpern & Fuenzalida, 1978, in: Pitcher, op. cit.).

2.2.5. TIPO-I CALEDONIANO

Este magmatismo é caracterizado por granitos do tipo-I, de composição granítica-granodiorítica, em associação contrastante com gabros e dioritos subordinados. Possuem características tardi- a pós-tectônicas, com duração considerável no tempo, tendo sido colocados sob variadas condições geológicas. Estes granitos são interpretados como produtos especialmente da colisão continente-continente, com formação de magmas a partir da fusão de rochas crustais recicladas (Pankhust, 1979; Pitcher, 1982 e 1987).

Em comparação com os granitos tipo-I Cordilheiranos, os tipo-I Caledonianos da Europa são fortemente contrastantes, sendo mais ricos em silica, com menor quantidade de corpos de hornblenda gabros e de dioritos, e com biotita granitos exibindo uma faixa composicional não expandida (Pitcher, 1982).

O magmatismo Caledoniano da Escócia e do norte da Inglaterra tem sido dividido em dois grupos de granitos, um referido como granitos mais antigos "olders granites" e outro como mais jovens "newers granites", estes últimos divididos em dois tipos. Os granitos do primeiro grupo possuem idades Rb-Sr e U-Pb ao redor de 555 ± 10 Ma e de 514 Ma, com razão inicial de Sr acima de 0,710. Tais granitos são interpretados como resultado da fusão anatética de metassedimentos em ambiente de crosta superior, durante o Proterozóico Superior (Pitcher, 1987). Os granitos mais antigos deste grupo foram afetados pelo metamorfismo e deformação durante a orogênese Caledoniana, tendo sido transformados em *augen* gnaisses.

O segundo grupo, com idade entre 390 e 420 Ma e razão inicial de Sr entre 0,704 e 0,709, associa-se a complexos anelares, com características claramente pós-tectônicas, possui uma origem mais complexa do que a do grupo anterior. Trata-se de um magmatismo volumetricamente mais expressivo, envolvendo a participação de diferentes tipos de crostas, mas com evidências de uma contribuição significativa do manto superior (Pankhust, 1979; Pitcher, 1987).

Ocorrem ainda biotita granitos comparáveis petrograficamente aos granitos mais antigos, porém com idades mais próximas ao dos granitos mais novos, ao redor de 460 Ma (Pankhust, 1974; Lidgeon & Afalion, 1978, in: Pankhust, 1979).

As razões iniciais elevadas de Sr para os granitos mais antigos (> 0,710), juntamente com altas razões Rb/Sr (≥ 1), altos conteúdos em feldspato de K e biotita, são compatíveis com uma origem por anatexia crustal para essas rochas. Contudo, para os granitos mais novos, apesar das baixas razões inciais de Sr serem indicativas de típicos granitos tipo-I, não há consenso entre os autores com relação a fonte de geração dos seus magmas, podendo mesmo serem relacionados a mais de uma fonte, uma crustal e outra mantélica. A baixa razão inicial de Sr não é considerada como prova para uma derivação do manto, pois a refusão de uma crosta mais antiga, com baixa razão inicial em Sr, poderia resultar material semelhante. Outra alternativa possível seria a partir da contaminação de um magma primitivo tipo-I, na crosta superior, ou ainda devido a existência de uma faixa composicional na área fonte, por ocasião da fusão (Pankhust, 1979). Alguns autores consideram uma fonte subcrustal (O'Connor & Bruck, 1976; Brown, 1979 e Simpsom *et al.*1979; in: Pankhust, op. cit.); outros são favoráveis a uma origem por anatexia a partir de granitos mais antigos (Lake, 1978, Lidgeon & Afalion, 1978, in: Pankhust, op. cit.).

2.2.6. TIPO HERCÍNICO

Este tipo de magmatismo distribui-se ao longo das cadeias hercínicas da Europa Ocidental, sobretudo na França e na Península Ibérica, sendo formado pela colisão de massas continentais, com a idade do metamorfismo e deformação situada ao redor de 280 e 320 Ma (Choukrone, 1995).

Este tipo de magmatismo caracteriza-se também por uma composição não expandida, havendo um predomínio de granitos e granodioritos, com ausência de vulcanismo contemporâneo. São formados por uma associação de granitos peraluminosos, caracterizados pela predominância de granitos tipo-S, com granitos tipo-I subordinados. Nos primeiros, há ausência da associação de rochas básicas, sendo característico a presença de granitos a duas micas; nos últimos ocorrem enclaves básicos, sendo frequentes granitos e granodioritos com biotita (> 10%) e hornblenda (Pitcher, 1982; Didier *et al.* 1982).

Em algumas regiões da Europa, como na Bretanha, estes dois tipos de granitos ocorrem como plútons alinhados, separados por zonas de cisalhamento dúcteis, as quais foram muito importantes no controle e na colocação desse magmatismo, a exemplo do que tem sido amplamente documentado na zona de cisalhamento Armoricana (Guineberteau *et al.*, 1987; Vigneresse & Brun, 1983; Lagarde *et al.*, 1992).

Na porção ocidental da Península Ibérica, os granitóides hercínicos são divididos em pré- sin- e pós-deformacionais a segunda fase (F2), datada de 280 Ma. Destes granitos, os grupo pré-F2, constituido por biotita granodioritos, é mais cálcio-alcalino e mais expressivo volumétricamente do que os demais; os sin-F2 são representados por moscovita-biotita granitos; os pós-F2 são representados por granitos semelhantes aos pré-F2, porém de caráter mais cálcio-alcalino (Capdevilla & Floor, 1979; Den Tex, 1977; Corretege *et al.*, 1979; Ribeiro *et al.* 1979, in: Pitcher, 1982).

O tipo petrográfico mais característico dos magmatismo hercínico é o granito a duas micas, fortemente peraluminoso, com baixo cálcio, muitas vezes com cordierita, granada, sillimanita e turmalina, com razão inicial alta (Pitcher, op. cit.). As mineralizações registradas são de cassiterita e wolframita.

Na região do Maciço Central Francês são descritos dois tipos contrastantes de granitos hercínicos, os leucogranitos, correspondentes aos granitos tipo-S, e os granodioritos e monzogranitos, considerados como granitos tipo-I (Didier *et al.*, 1982; Didier & Lameyre, 1969). Aqui os leucogranitos apresentam as mesmas características mineralógicas que os granitos tipo-S, descritos anteriormente. Os granitos tipo-I são mais ricos em biotita (> 10%), sendo comum hornblenda e piroxênio como restitos (Didier *et al.*, op. cit.). Os tipo-S têm razão inicial de Sr acima de 0,708, enquanto os tipo-I situam-se entre 0,704 e 0,706.

Os granitos tipo-I ocorrem apenas sob forma intrusiva, enquanto os leucogranitos ocorrem também como maciços autóctones, associados com migmatitos. Os dois tipos podem ser foliados e têm sido classificados como granitos orogênicos (Didier *et al.* 1982).

Nos Pirineus, o plutonismo hercínico é caracterizado em seus estágios mais tardios por maciços graníticos zonados concentricamente, formados por leucogranitos (monzo) com cordierita, na parte central, e quartzo diorito e gabrodiorito, na periferia.

Um dos exemplos mais espetaculares e bem estudados da região é o maciço do Querigut, situado nos Pirineus ocidentais. Trata-se de um complexo granítico zonado, constituído por gabrodioritos e gabronoritos, nas bordas, passando para granodioritos e tonalitos com enclaves básicos na porção intermediária, com monzogranitos na porção central. As rochas básicas fazem parte de uma série cálcio-alcalina, originada de uma fonte com quimismo próximo de um magma de composição básica - basalto aluminoso, andesito-basalto ou basaltos continentais, com os diferentes tipos de rochas básicas sendo explicados por processos de diferenciação magmática, enquanto as rochas ácidas são explicadas pela fusão de material crustal profundo, constituído de granulitos com orto e clinopiroxênios. O magma primário é considerado de composição próxima a composição monzogranítica, e a sequência dos diferentes tipos granitóides são explicados por processos de cristalização fracionada ou por fusão parcial

(Fourcade, 1981). A presença de leucogranitos (subordinados) a duas micas, com nódulos de turmalina?, é interpretada como produto da anatexia de crosta média/superior, a partir de micaxistos . As relações de campo indicam que estas rochas são posteriores à colocação dos granitos centrais.

2.3. DURAÇÃO DO MAGMATISMO GRANÍTICO

A duração do magmatismo granítico parece ter sido longa para alguns batólitos e curta para outros. Uma das limitações sobre este ponto, é que o magmatismo granítico tem sido melhor caracterizado nos batólitos associados às cadeias modernas. A grande dificuldade é saber se o magmatismo foi contínuo ao longo do tempo ou se ele representa manifestações episódicas sucedidas por períodos de quiescência. Esta última hipótese é favorecida pelos dados radiométricos (Pitcher,1979b). No batólito Costeiro do Peru este período de quiescência, entre uma intrusão e outra, foi caracterizado por um intervalo em geral mais longo do que 15 Ma (Beckinsale *et al.*, 1985).

O magmatismo de longa duração parece estar associado a batólitos de margem continental ativa, do tipo pré-colisional, como o batólito Costeiro do Peru, com cerca de 70 Ma; o batólito Sierra Nevada, com dois períodos de 50 Ma cada; o batólito Peninsular Ranges, com 60 Ma; o batólito do sul do Chile, com 140 Ma, e o batólito Alaska-Aleutas Ranges, com 155 Ma (Pitcher 1979 e 1987; Bateman, 1983, in: Pitcher, 1987; Silver & Chappell, 1988).

O batólito Costeiro do Peru mostra uma boa coerência entre os dados K/Ar e Rb/Sr, com idades de 95-87, 73, 62 e 34-30 Ma. Estes valores representam idades verdadeiras de colocação do plutonismo granítico, corroborando assim com a hipótese de manifestações episódicas para o magmatismo (Pitcher, 1979b). Dados geocronológicos mais recentes mostram idades ao redor de 100 Ma para as Super-unidades Ilo (segmento Toquepala), Linga (segmento Arequipa) e Jecuan (segmento Lima), com o evento mais expressivo do magmatismo situando-se entre 60-70 Ma, nos três segmentos (Beckinsale *et al.*, 1985). Na parte norte do segmento Arequipa são distinguidas duas fases de magmatismo: a primeira entre 107 e 97 Ma, relacionada a colocação de rochas básicas precoces e, a segunda, entre 82,5 e 80,5 Ma, sendo relacionada a colocação de rochas granitóides (Moore & Agar, 1985). Isto contrasta com os valores encontrados no segmento Lima, onde foram reconhecidos, num intervalo de cerca de 70 Ma, quatro episódios distintos, com idades respectivas de 93 Ma, 73 Ma, 62 Ma. e 34 Ma (Wilson, 1975, in: Pitcher, 1979; Beckinsale *et al.*, 1985; Samuel & Tilton, 1985).

O batólito Peninsular Ranges é mais antigo no lado oeste, com a atividade magmática estendendo-se entre 140 e 105 Ma. No lado leste, as idades variam

no intervalo de 105 a 80 Ma. O lado oeste representa um arco vulcano-plutônico estático, enquanto o lado leste corresponde a um arco plutônico migratório, com ausência de equivalentes vulcânicos (Silver & Chappell, 1988). A parte oeste do batólito é caracterizada por composição isotópica inicial de Sr de 0,705 ou inferior, enquanto na parte leste os valores são acima de 0,705, chegando até 0,708 (Silver & Chappell, op. cit.). No mapa de isopletas de composição isotópica de Sr do batólito Peninsular Ranges, apresentado por Gromet & Silver (1987), as curvas de Sr são paralelas a orientação do batólito, com valores de 0,704, do lado costeiro, e de 0,705, do lado continental. Esta variação isotópica lateral é interpretada pelos autores como independente da composição litológica.

2.4. GERAÇÃO DE MAGMAS GRANÍTICOS POR ANATEXIA CRUSTAL

Vários autores têm sustentado uma origem crustal dos magmas graníticos por fusão anatética e explicado as suas diferenças geoquímicas e isotópicas como relacionadas à área fonte (Chappell & White, 1974 e 1992; Chappell *et al.*, 1988; Brown, 1994). Deste modo, magmas derivados da crosta preservariam heterogeneidades, isotópicas e geoquímicas, como reflexos de suas áreas fontes, mesmo que tenha ocorrido mistura efetiva por convecção (Miller *et al.*, 1988). Estes últimos autores discutem ainda modelos alternativos para explicar a presença ou ausência dessas heterogeneidades, sejam elas reflexas da composição da área fonte ou da interveniência de processos capazes de reduzir ou de acentuar tais heterogeneidades. Neste último caso, os autores evocam o processo de fusão parcial.

White & Chappell (1976) consideram o ultrametamorfismo como um modelo adequado para fusão crustal e geração de rochas granitóides do tipo-I e do tipo-S. Neste modelo, o produto do ultrametamorfismo é a fusão mais o resíduo (ou restito), com este último sendo identificado em xenólitos de rochas metassedimentares - nos granitóides tipo-S, ou em níveis máficos ricos em anfibólio, nos tipo-I. Neste sentido, os granitóides representariam uma mistura de fusão cristalizada, mais o restito. A composição global destas duas fases refletiria a composição da área fonte. O modelo considera que a maioria das fusões de rochas granitóides envolve a produção de uma fusão mínima, assim como as rochas cristalizadas a partir destas fusões dificilmente são isentas de restito. Pode ocorrer, também, que algumas fusões contenham quantidades apreciáveis de elementos que virtualmente não entram na fusão mínima. Um critério apontado pelos autores como indicativo da fusão mínima é a ausência completa de plagioclásio, complexamente zonado. A identificação de minerais como cordierita, traduz a presença de componente residual na área fonte.

O modelo da fusão parcial pode ser testado em diagramas de Harker, utilizando certos elementos maiores como Mg e P. São distinguidos dois tipos de modelos de fusão: um que corresponde a fusão mínima e outro que não é produto desta fusão. No primeiro caso, caracteriza-se por uma linha de mistura, ao longo da qual ocorre a separação progressiva entre a fase do restito e da fusão, situando-se entre eles a composição da área fonte. No segundo caso, ocorre quando a fusão produzida contém quantidades apreciáveis de minerais que não entram na fusão mínima, ocorrendo assim a separação progressiva do material residual e a precipitação a partir da fusão (fusão "não mínima"), resultando assim curvas de evolução plana, pois o conteúdo do elemento na fusão é essencialmente o mesmo da rocha fonte.

Alguns corpos de granitóides, relativamente ricos em máficos, como o batólito Sierra Nevada, são pobres ou isentos em restitos, e mostram curvas que refletem processos de cristalização fracionada (White & Chappell, op. cit.).

A origem de magmas por anatexia tem sido considerada como localizada na crosta média ou inferior, com sua colocação ocorrendo num nível crustal mais elevado. Apenas em condições de gradiente térmico extremamente elevado pode ocorrer anatexia em profundidades inferior a 10 ou 15Km. Por outro lado, a geração de magmas subsaturados em água, com potencial para ascensão apreciável, acha-se restrito a profundidades em geral superiores a 20 Km (Miller *et al.*, op. cit.). Dados experimentais, baseados no sistema Qz-Ab-Or, sugerem que os magmas graníticos sejam formados em temperaturas de 720°C, 820°C e 920°C, em profundidades correspondentes a pressões de 8 Kbars (Johannes & Holtz, 1991). Porém, estas temperaturas estão na dependência do grau de saturação em água durante a fusão. A variação no conteúdo deste componente controla fortemente a viscosidade da fusão gerada, condicionando assim a mobilidade do magma através da crosta (Johannes & Holtz, op. cit.).

A conexão entre granitos e migmatitos é em geral aceita por vários autores, com as diferenças entre estas rochas sendo explicadas por diferentes taxas de fusão. Os dados experimentais mostram que condições de taxas de fusões elevadas favorecem os mecanismos de segregação. Tais condições são favorecidas pela presença de minerais hidratados ou de uma fase volátil rica em água, que potencializam os mecanismos de segregação e, consequentemente, dão mobilidade ao magma granítico para formar corpos plutônicos. Em condições de taxas de fusões baixas, ao contrário, os mecanismos de segregação tornam-se ineficientes, dificultanto assim a liberação da fusão, a qual permanece em coexistência com a fase sólida (restito) do migmatito (Brown, 1994). Para taxas de fusão inferiores a 30%, os mecanismos de segregação seriam ineficientes para propiciar a ascensão de um corpo de magma superior a 1 Km. Contudo, isto pode ser superado com taxas de fusão maiores (>50%). Porém, estes valores dificilmente são alcançados pela maioria das rochas crustais, a menos que haja

adição externa de fluídos aquosos capazes de remover a fusão produzida pela anatexia (Wickhan, 1987).

A geração de magmas graníticos por anatexia crustal pode ser explicada no contexto de evolução metamórfica dos cinturões dobrados. Neste sentido, Brown (1993 e 1994) considera dois tipos de cinturões orogênicos: um caracterizado por um caminho metamórfico (P e T) no sentido horário e, outro, no sentido anti-horário. Naquele, o pico metamórfico é posterior ao espessamento crustal, enquanto neste ele é anterior ou concomitante.

Os cinturões metamórficos com caminho P-T horário são gerados pela inversão estrutural da bacia ou espessamento crustal, ocorrendo depois sua exumação erosional e/ou afinamento crustal e/ou delaminação litosférica, seguido pelo colapso orogênico (Brown, 1994).

Os cinturões metamórficos com caminho P-T anti-horário envolvem espessamento crustal e afinamento concomitante do manto litosférico, com produção de magma derivado do manto, aspecto este que contrasta com o tipo anterior. Neste tipo de cinturão, o magmatismo é uma feição precoce, enquanto no outro ele ocorre nos estágios intermediários e tardios de cada ciclo. Adicionalmente, o autor considera que entre os dois tipos de cinturões existem diferenças fundamentais nos processos de ascensão e colocação dos magmas graníticos.

Nos cinturões do primeiro tipo, os plútons sin-tectônicos são colocados como corpos tabulares "sheets" verticais em sistemas de falhas direcionais, ao longo de espaços extensionais. Alternativamente, este corpos são colocados em espaços dilatacionais de sistemas de falhas extensionais, com geometria "ramp-flat".

Nos cinturões orogênicos do segundo tipo, onde são gerados expressivos volumes de plútons pré- (ou cedo) ou sin-tectônicos, formam-se "sheets" subhorizontais alimentadas por diques a partir de uma importante discontinuidade horizontal na crosta. Além disso, nos cinturões de caminho anti-horário a deformação acompanha o espessamento e levantamento do orógeno, facilitando assim os mecanismos de segregação, ascensão e colocação dos magmas graníticos, comumente associados a grandes sistemas de falhas. Estes sistemas de falhas podem ocorrer tanto em cinturões transpressionais quanto extensionais, em orógenos fortemente espessados, que sofreram colapso. Durante esta fase pode ocorrer a partição da deformação em consequência do quadro cinemático global. Por outro lado, os cinturões de caminho anti-horário são controlados provavelmente pela colocação de magmas derivados do manto (Brown, op. cit.).

2.5. CLASSIFICAÇÃO PETROGENÉTICA DE GRANITÓIDES

Uma proposta abrangente de classificação de rochas granitóides é apresentada por Barbarin (1990). Nela, os granitóides são divididos em três grupos de origens distintas: crustal, mantélica e mista (interação crosta e manto). Os granitóides de origem crustal são subdivididos em dois tipos: os leucogranitos a duas micas associados a cisalhamento de natureza crustal e a falhas de empurrão, e os granitóides autóctones, peraluminosos, relacionados a colisão continental, podendo ser ou não intrusivos.

Os granitóides de origem mantélica são subdivididos em três tipos: granitóides toleíticos de arcos de ilhas, relacionados a subducção; granitóides de cadeias meso-oceânicas e granitóides alcalinos a peralcalinos, ambos relacionados à zonas de rifteamentos.

Os granitóides de origem mista são meta-aluminosos, de natureza cálcio-alcalina, sendo subdivididos em dois tipos: os cálcio-alcalinos alto-K e baixo-Ca, relacionados a ambiente tardi-orogênico; e os cálcio-alcalinos baixo-K e alto-Ca, relacionados a um arco continental. O primeiro tipo é ligado a ambiente pós-colisional, enquanto o segundo é relacionado a subducção.

Os granitóides crustais e mistos, juntamente com os toleiítos de arcos de ilhas, são considerados orogênicos, enquanto os demais são classificados como anorogênicos. Os granitóides cálcio-alcalinos de baixo-K e alto-Ca são relacionados à zonas de subducção, os de alto-K e baixo-Ca são considerados como pós-colisionais. Os granitóides crustais são referidos como essencialmente colisionais.

Para o autor, a maioria dos granitóides orogênicos são originados na interface manto-crosta (granitóides mistos), envolvendo tanto componentes de um domínio quanto de outro. Tais granitóides são referidos como do grupo-H. Entretanto, ocorrem também granitóides orogênicos de natureza essencialmente crustal, denominados de grupo-C. Os granitóides anorogênicos pertencem aos grupos A e T.

2.6. UTILIZAÇÃO DE DIAGRAMAS DE AMBIENTES TECTÔNICOS

Vários diagramas de discriminação de ambientes tectônicos são disponíveis na literatura e têm sido utilizados para caracterização tectônica de granitos. Apesar das críticas efetuadas por vários autores, tais diagramas continuam sendo utilizados extensivamente e muitas das interpretações geotectônicas propostas para várias áreas têm sido fundamentadas nesses diagramas.

Tais diagramas tectônicos são baseados em parâmetros modais (Lameyre & Bowden, 1982), multicatiônicos (Batchelor & Bowden, 1985), em elementos maiores (Maniar & Piccoli, 1989) ou nos elementos traços (Pearce *et al.*, 1984).

O diagrama de Lameyre & Bowden (1982), baseado no diagrama QAP de Streckeisen (1976), divide os granitóides em quatro séries de rochas plutônicas: (1) toleiítica; (2) cálcio-alcalina (baixo, médio e alto-K); (3) alcalina e, (4) diferenciada (mobilizados e granitóides associados).

O diagrama de Batchelor & Bowden (1985) é uma transposição do diagrama catiônico R1-R2 de De La Roche *et al.* (1980), com a utilização da classificação tectônica de Pitcher (1979a e 1982). Nesse diagrama são definidos seis campos de granitos: (1) de manto diferenciado (plagiogranitos); (2) pré-colisional (tonalitos, granodioritos e trondhjemitos); (3) de levantamento pós-colisional (Caledonianos); (4) tardi-orogênicos (granitos subalcalinos); (5) pós-orogênicos (granitos alcalinos/peralcalinos) e, (6) sin-colisionais (granitos a duas micas).

O diagrama mostra dois *trends* de evolução: um que traduz a variação composicional do magmatismo através do ciclo orogênico e é indicado por um *trend* inclinado - da direita para à esquerda - paralelo o limite superior do diagrama; e outro que reflete a evolução interna de cada série, com deslocamento ortogonal ao primeiro e convergência dos grupos para direita do diagrama, em direção ao domínio da fusão anatética (Batchelor & Bowden, op. cit.)

Os diagramas de Maniar & Piccoli (1989), baseados no comportamento químico dos elementos maiores, separam as rochas granitóides em três maiores grupos: grupo 1, granitóides orogênicos; grupos 2 e 3, pós-orogênicos. O grupo 1 é subdividido em granitóides de arcos de ilha (IAG), de arco continental (CAG) e de colisão continental (CCG). O grupo 2 é subdividido em granitóides relacionados a riftes (RRG) e de levantamento epirogênico continental (CEUG).

Os diagramas de Pearce *et al.* (1984), desenvolvidos com base em elementos traços de granitos de ambientes tectônicos conhecidos, dividem os granitos em quatro grupos principais: (1) de cadeia oceânica (ORC); (2) arco vulcânico (VAG); (3) intra-placa (WPG) e, (4) colisional (COLG).

O diagrama de Brown *et al.* (1984) representa uma transposição do diagrama de Peacok (1932), e traduz o grau de maturidade de um arco magmático. Os arcos com menor maturidade aparecem representados na parte superior do diagrama, enquanto os de maior maturidade figuram na parte inferior.

CAPÍTULO III

3. TRANSPRESSÃO

3.1. CONCEITO

O conceito de transpressão foi introduzido por HARLAND (1971), ao descrever o regime de deformação atuante em zonas de convergência oblíqua de placas. O autor considerou transpressão como sendo um regime intermediário entre transcorrência e compressão puras. Incluiu, ainda, no mesmo conceito o termo transtração, ressaltando que, neste caso, já era um termo bem conhecido na literatura e que vinha sendo empregado para zonas oblíquas de expansão do assoalho oceânico, envolvendo falhas transformantes.

O autor ilustrou a aplicação do modelo transpressivo com o cinturão orogênico Caledoniano, assinalando que as evidências do regime transpressional acham-se registradas no estilo tectônico do cinturão. Considerou, ainda, que a transpressão era de ocorrência generalizada e que ela seria responsável pelo desenvolvimento de falhas transcorrentes. Além disso, chamou a atenção para a presença de estruturas heterogêneas nestes cinturões, as quais conduzem à geração de fraturas e/ou falhas. Tais estruturas são inicialmente irregulares e, durante a sua evolução, propiciam o desenvolvimento alternado de zonas em regime de transtração e de tranpressão.

Posteriormente, Sanderson & Marchini (1984) aprimoraram esta conceituação, dando uma consistência teórica ao modelo da transpressão e definindo-o em termos da elipse de deformação no diagrama de Flinn. Os autores consideram transpressão como um regime que envolve a combinação de cisalhamento puro e cisalhamento simples, sem variação de volume. A predominância de um ou de outro mecanismo pode ocorrer apenas como casos especiais. Com base nesta concepção, definiram transpressão como sendo um cisalhamento transcorrente ou direcional acompanhado de encurtamento horizontal (ortogonal ao plano de cisalhamento) e estiramento vertical no próprio plano de cisalhamento. Portanto, o encurtamento perpendicular à zona de cisalhamento é compensado pelo espessamento vertical, com conservação de volume.

O regime de defomação transpressiva é caracterizado no diagrama de Flinn por elipsóides oblatos (K < 1), enquanto o regime transtrativo, por elipsóides prolatos (K > 1). Assim, enquanto na transpressão predomina um forte achatamento produzido pela componente de cisalhamento puro perpendicular ao plano de cisalhamento, na transtração predomina a estricção promovida pela componente do cisalhamento simples. No primeiro caso, a lineação de estiramento mineral gerada pode ser horizontal ou vertical, enquanto no segundo ela é horizontal. Este tipo de deformação propicia o desenvolvimento de estruturas-em-flor, positivas (transpressão) ou negativas (transtração).

Para Fossen & Tikoff (1993), a deformação progressiva de rochas pode ser explicada por combinação simultânea de cisalhamento puro e cisalhamento simples, acompanhada ou não pela mudança de volume (dilatação). Em conseqüência disso, propõem a representação destes mecanismos por meio de uma matriz de deformação unificada, que pode ser aplicada para deformação transpressão-transtração. Além disso, apresentam um diagrama onde pode ser visualizada a orientação da elipse de deformação para estes dois tipos de deformação (Fossen & Tikoff, op. cit., Fig.8, p.419). Nessa figura, Wk representa o valor de vorticidade (0 a 1); γ, a deformação cisalhante; K, a componente horizontal do cisalhamento puro; e $\lambda 1$, $\lambda 2$ e $\lambda 3$ representam os eixos principais da elipse de deformação, respectivamente, principal, intermediário e menor. Em condições de deformação por cisalhamento simples, Wk = 1, e por cisalhamento puro Wk = 0, com os valores de K variando de 0,1 a 1, na transpressão, e de 1 a 10, na transtração. Nota-se que, em condições de deformação progressiva, ocorre uma mudança na posição do eixo principal da elipse de deformação quando Wk > 0,81. Assim, para valores maiores que 0,81, onde domina o cisalhamento simples, $\lambda 2$ é vertical, enquanto $\lambda 1$ e $\lambda 3$ são horizontais; para valores inferiores, quando predomina o achatamento, $\lambda 1$ passa a ser o eixo vertical, com $\lambda 2$ e $\lambda 3$ horizontais (domínio da transpressão) ou, quando predomina a constrição, $\lambda 3$ é vertical, com $\lambda 1$ e $\lambda 2$ horizontais (domínio da transtração). Conclui-se, a partir dos dados dessa figura, que a orientação dos eixos da elipse de deformação finita é função da vorticidade e do tipo da deformação, transpressiva, transtrativa ou por cisalhamento simples.

Tikoff & Teyssier (1994) discutem a importância da partição da deformação em orógenos transpressionais relacionados à convergência oblíqua de placas, diferenciando dois tipos principais de orógenos: um tipo em que predomina a componente de cisalhamento puro e outro com predominância da componente de cisalhamento simples. O primeiro tipo, exemplificado pela região da Sumatra, é favorecido pelo desenvolvimento de falhas inversas e de empurrão, sendo, porém, acompanhado pela geração de falhas transcorrentes, as quais são responsáveis pela acomodação da deformação direcional. O segundo tipo, ilustrado pela região central da Califórnia, é favorecido pelo desenvolvimento de falhas transcorrentes, acompanhadas pela geração de falhas de empurrão, como

reflexo da acomodação da deformação, decorrente do encurtamento. Os autores chamam a atenção ao fato de que, em ambos os casos, as falhas direcionais e reversas/empurrão são formadas simultaneamente como partes do mesmo sistema transpressional, em resposta ao mesmo regime de esforços, de forma análoga ao que tem sido observado em modelos experimentais em caixa de areia, durante ensaios de convergência oblíqua (Richard, 1989; Richard & Cobbold, 1990; Pinet & Cobbold, 1992). Assim, ambos os tipos de falhas são geradas sem a interveniência da partição da deformação.

Alguns autores consideram que a partição da deformação ocorre em função de heterogeneidades intrínsecas dos cinturões dobrados, enquanto outros consideram que o fator controlador é o ângulo de convergência entre as placas (Tikoff & Teyssier, op. cit.). Este autores consideram também que, em regime de convergência oblíqua de placas, a interveniência da partição da deformação propicia um aumento da deformação por cisalhamento puro, na zona deformada, ao contrário dos cinturões onde não ocorre este tipo de fenômeno.

Em ambos os modelos apresentados, a partição da deformação aparece como um mecanismo viável para explicar muitas estruturas perpendiculares e paralelas aos orógenos desenvolvidos em regimes transpressionais. O mais provável é que a partição da deformação seja um mecanismo indissociável e presente na evolução de cinturões dobrados, em todas as escalas, sobretudo naqueles relacionados a colisões oblíquas, onde o regime transpressional é definido precocemente, já no início de sua história de evolução. Embora o ângulo de convergência entre as placas seja o fator principal na nucleação da partição da deformação, a presença do maior ou menor grau de heterogeneidade num cinturão dobrado pode ser fator decisivo na instalação da partição, mesmo em cinturões de convergência frontal, nos estágios finais de sua evolução, quando passam a dominar as transcorrências, a exemplo do que ocorre nos Himalaias (Taponier & Molnar, 1976; Taponier *et al.*, 1986).

3.2. EXEMPLOS DE CINTURÕES TRANSPRESSIVOS

A análise cinemática de cinturões dobrados de diferentes regiões do mundo tem mostrado que vários desses cinturões, definidos inicialmente como resultantes de convergência frontal de placas litosféricas são, na realidade, produtos de convergência oblíqua. Dentre eles, pode ser citado o cinturão Cadomiano, do leste da Groenlândia (e.g. Soper & Hutton, 1984; Strachan *et al.*, 1992). Por outro lado, mesmo nos cinturões de convergência frontal típica, ao longo de seu segmento longitudinal ou em algum momento de sua evolução, é comum ocorrer uma geometria oblíqua entre placas litosféricas convergentes, ocasião em que a partição da deformação é favorecida no cinturão, conseqüente, em grande parte da própria heterogeneidade do seu arcabouço interno.

Brown (1994) assinala que o modelo transpressional propicia a inversão estrutural de bacias sedimentares e/ou espessamento crustal orogênico, e que a instalação do regime transpressivo é o resultado mais de uma convergência oblíqua do que de uma convergência frontal.

Um exercício ilustrativo disso é a relação da geometria atual das placas litosféricas com os cinturões dobrados Mesozóicos adjacentes, onde a convergência oblíqua comparece como sendo mais importante do que a convergência frontal, correspondendo a cerca de dois terços das convergências atuais (Woodcock, 1986). Por um lado, isto parece ser evidente para muitos geólogos, porém não é a impressão que se tem na leitura dos trabalhos disponíveis na literatura, nacional e internacional, mesmo naqueles trabalhos que se ocupam de modelos tectônicos. Para ilustração disso, cabe mencionar que Sengor (1992), em sua majestosa obra sobre classificação dos orógenos, dedica 56 das 201 páginas aos orógenos de convergência frontal e apenas 19 aos de convergência oblíqua, o que é, no mínimo, desproporcional com os dados apresentados por Woodcok (op. cit.).

Sengör (op. cit.) divide os cinturões transpressivos em dois tipos (famílias) de orógenos: os simétricos e os assimétricos. Os primeiros são do tipo intracontinental, enquanto os últimos são subdivididos em intracontinental, intra-oceânico e de margem continental. Naqueles, a polaridade tectônica é dupla (nos dois sentidos), ao passo que nestes a polaridade é simples (apenas num sentido).

Como exemplos modernos de orógenos transpressionais simétricos, o autor cita o orógeno de Qilian/Qinghai Nan Shan, no sudeste da Ásia. Trata-se de um orógeno intra-continental, conectado por duas falhas transcorrentes intra-continentais, a de Altin Dagh e a de Haiynan. Estruturalmente, corresponde a uma grande estrutura tipo *pop-up*, complexamente falhada, cavalgando as bacias molássicas a NE (bacia de Jiuquan) e a SW (bacia de Qai Damu), de idade Neogênica a Quaternária. Da mesma forma que na região de Gamos Dang, aqui também não ocorre metamorfismo e magmatismo.

Os orógenos transpressionais simétricos modernos são exemplificados pelo arco *Cyprean* e pela região de Ganos Dag (norte da falha *Anatolian*), na Turquia. Apenas no primeiro caso ocorre magmatismo, com formação de um arco magmático cálcio-alcalino alto-K, de idade Terciária (Miocênica) a Quaternária. Este arco conecta dois sistemas de falhas transcorrentes, o sistema Pliny/Strabo e o sistema leste *Anatolian*, onde os hipocentros de terremotos definem uma zona de subducção com mergulho para NW.

Estes últimos tipos de orógenos envolvem consumo de litosfera oceânica e convergência de placas, juntamente com o desenvolvimento de zonas de subducção, as quais passam a controlar a sua evolução. Na atualidade, o exemplo mais notável é o do Alasca.

Para Sengör (op. cit.), os orógenos transpressionais diferem dos demais por dois aspectos fundamentais: um, pela rotação de blocos crustais limitados por falhas transcorrentes, e outro, pelo regime termal geralmente mais frio, em decorrência do seu confinamento entre falhas transformantes.

A colocação de granitos em cinturões transpressivos tem sido postulada por vários autores, existindo mesmo, embora ainda de forma limitada, exemplos na literatura devidamente amparados em trabalhos de modelagem experimental, reproduzindo condições de crosta superior.

Os estudos geofísicos, sobretudo de gravimetria e de susceptibilidade magnética, juntamente com os de análise estrutural da geometria interna, têm contribuído de forma efetiva para o melhor conhecimento da morfologia em profundidade dos plútons graníticos, assim como têm promovido uma mudança de enfoque nos modelos então existentes sobre a colocação de plútons graníticos (e.g. Guinebertau, *et al.*, 1987; Brun *et al.*, 1990; Vigneresse, 1990, 1995a e 1995b).

Neste sentido, modelos extremamente conhecidos e amplamente utilizados na literatura para explicar a ascensão e a colocação de granitos, como o modelo diapírico, são agora fortemente questionados, sendo considerados como mecanismos restritos às regiões sujeitas à deformação plástica, na crosta inferior, não podendo, portanto, ser aplicados para crosta rúptil (Vigneresse, 1995a e 1995b). Adicionalmente, os dados geofísicos mostram que a segregação e ascensão de magmas ocorre inteiramente dentro da crosta dúctil e que a maior barreira para a sua ascensão é a zona de transição dúctil/rúptil (8-10 Km). Nesta região da crosta, a temperatura (~400°C, para um crosta rica em feldspato) é independente da razão de deformação e tem pouca influência no nível de deformação necessário para fraturar a crosta (Vigneresse, 1995b). Segundo o autor, para o magma penetrar na crosta rígida é necessário um valor de *stress* adicional, cuja magnitude é da ordem de duas vezes o encontrado para esta profundidade.

Outro aspecto a ser enfatizado diz respeito à colocação de granitos, pois a maioria dos trabalhos existentes na literatura relaciona-os a regimes de extensão, apesar dos inúmeros exemplos caracterizados como compressão. Dentre eles, destacam-se os plútons de Flamanville, na França, Ox Montains, na Irlanda, do nordeste brasileiro, e da região de Bragança Paulista, em São Paulo (Brun *et al.*, 1990; McCaffrey, 1992; Jardim de Sá *et al.*, 1996; Ebert *et al.* 1996).

3.2.1. CINTURÃO CADOMIANO DO NW DA FRANÇA

O cinturão Cadomiano do NW da França (Bretanha), resultado de uma convergência oblíqua em regime transpressivo, registra toda uma atividade

magmática orogênica precoce relacionada com subducção da litosfera oceânica, com produção de um expressivo plutonismo cálcio-alcalino no intervalo de 700 a 570 Ma. Este magmatismo acha-se bem exposto na porção NW do cinturão (região de St-Brieuc). Após uma longa fase pré-colisional, segue-se uma fase colisional oblíqua, no intervalo de 590 e 570 Ma, que é acompanhada de espessamento crustal em regime transpressivo, com formação de granito por anatexia, no intervalo de 550 a 540 Ma. A migração e a ascensão deste magmatismo têm sido relacionadas às zonas de cisalhamento direcionais em escala continental, com cinemática sinistral (D'Lemos *et al.* 1990 e 1992; Treloar & Strachan, 1990).

Ao longo deste cinturão, são expostos níveis de crosta média, onde afloram extensivamente migmatitos (região de St-Malo), juntamente com granitos geneticamente relacionados (tipo Mancellian), e níveis de crosta superior representados sobretudo por metassedimentos (unidade Brioverian) em fácies xistos verdes.

O posicionamento dos granitos tipo Mancellian é considerado sincrônico ao cisalhamento sinistral do cinturão, com a ascensão e a colocação dos magmas sendo explicadas pela alternância de regimes distensivos e tranpressivos ao longo da zona de cisalhamento (D'Lemos *et al.* 1992), cujo mecanismo é denominado de *strike-slip dilatancy pumping* (Brown, 1994). O modelo proposto por D'Lemos *et al.* (op. cit.) considera a coexistência temporal entre o pico da anatexia e os deslocamentos direcionais, com a deformação tendo se iniciada na crosta média, em regiões atenuadas termicamente pelo processo de antexia. Neste modelo, considera-se que os granitos pós-tectônicos, colocados na crosta superior, de comportamento frágil, são contemporâneos aos granitos sin-tectônicos alojados em ambiente de crosta média, em condições dúcteis, ligados diretamente à região de anatexia.

Este modelo de colocação de granitos é comum em orógenos transpressionais, com o magma podendo ser derivado tanto de uma fonte crustal (intracrustral) quanto mista, interação crosta/manto. Assinalam, ainda, que em muitas áreas as zonas de cisalhamento podem ser obscurecidas pelas intrusões (D'Lemos *et al.*, op. cit.).

Vários autores têm enfatizado a importância da deformação na criação de espaços em segmentos extensionais de sistemas transcorrentes para colocação do magmas graníticos, estruturas estas características de cinturões transpressionais. Neste sentido, mesmo magma graníticos com capacidade limitada de ascensão na crosta, como é o caso de magmas ricos em fluídos gerados pela anatexia crustal, poderiam alcançar níveis crustais mais elevados, em decorrência da componente compressiva que favore o movimento de ascensão do magma (Brown, op. cit.).

3.2.2 - CINTURÃO CALEDONIANO NO NE DA GROENLÂNDIA

As estruturas caledonianas do NE da Groenlândia, originalmente interpretadas como produtos de colisão frontal entre os terrenos da Laurentia e da Baltica (e.g. Soper & Hutton, 1984, in: Strachan *et al.*, 1992), durante o Ordoviciano ao Devoniano inferior, são agora consideradas como resultantes de uma convergência oblíqua, em regime transpressional sinistral, num modelo em três estágios. No primeiro estágio, envolvendo cisalhamento sinistral de baixo ângulo, ocorre formação de dobras em bainha, em todas as escalas, com vergência para norte; no segundo ocorre partição da deformação em dois sistemas de cisalhamento, um direcional e outro de empurrão, ambos com movimentação sinistral; no terceiro, a deformação é fracamente transpressiva e afeta a zona de falhas de empurrão (zona imbricada), acentuando o mergulho desta zona e produzindo colapso local das estruturas (Strachan *et al.*, 1992).

Numa secção transversal ao cinturão Caledoniano são distinguidos, de W para E, três compartimentos estruturais: (1) o das falhas de empurrão (zona imbricada), com movimentação para oeste; (2) o das dobras redobradas, reconhecidas em todas as escalas, incluindo dobras em bainha relacionadas à fase precoce, juntamente com lineação de estiramento mineral subparalelas ao cinturão; (3) o de foliação subverticalizada transposta, associada a rochas miloníticas (zona de cisalhamento de Storstrimmen), contendo lineação de estiramento mineral de caimento suave a subhorizontal (Strachan *et al.*, op. cit.). A presença de estruturas direcionais e de empurrão, aparentemente sincrônicas, sugere para os autores a existência uma estrutura-em-flor para o cinturão, de acordo com o modelo de Harding (1974).

3.2.3 - CINTURÃO DE CISALHAMENTO BADAJÓS-CÓRDOBA

O cinturão de cisalhamento dúctil Badajós-Córdoba, situado na porção SW da Espanha, entre as zonas central-Iberiana e Ossa-Morena, com orientação geral NW-SE, corresponde a uma estreita zona de intensa deformação transcorrente sinistral, de idade Hercínica, considerada por muitos autores como uma sutura crítica, ou uma falha transformante, gerada durante o fechamento de um oceano, no Paleozóico Inferior (Burg *et al.* 1981; Matte, 1986; Pin, 1990, in: Abalos *et al.* 1991). Neste cinturão, reconhece-se uma evolução orogênica anterior, de idade Cadomiana (Proterozóico Superior/Paleozóico Inferior), caracterizada por um complexo orogênico com subducção-colisão, deformado posteriormente por um episódio de cisalhamento intracontinental, em regime transpressional, durante o ciclo orogênico Hercínico (Abalos *et al.* op. cit.).

A orogênese Cadomiana é caracterizada por rochas de alta pressão, incluindo granulitos e eclogitos com protólitos tipo-MORB relacionados à subducção, com aloctonia para NW ocorrida entre 490 e 480 Ma. Estas rochas têm sido consideradas, tradicionalmente, como de idade do Proterozóico Superior. Rochas gabróicas são datadas de 611 Ma (U/Pb, em zircão, intercepto superior, Shofer 1990, in: Abalos *et al.*, op. cit.).

Durante esta orogênese, foi gerada, na unidade alóctone, uma foliação blastomilonítica penetrativa em posição subhorizontal, com lineação de estriramento mineral N-S, indicando transporte de topo para sul (Figs. 1 e 2, in Abalos *et al.* op. cit.). Associam-se, ainda, grandes dobras recumbentes, também vergentes para sul, com uma xistosidade S1 plano-axial, que caracterizam as unidades pára-autóctones.

A superposição de intenso cisalhamento sinistral de idade Hercínica, datado entre 370 e 330 Ma, ocorreu em condições dúcteis e rúpteis, provocando um ultrametamorfismo generalizado no cinturão, em condições de fácies xisto-verde a anfibolito, com as fatias dos gnaisses basais mostrando uma evolução retrogressiva, a partir de 600°C e 6 kbars, para temperaturas e pressões mais baixas. Durante este evento, foi desenvolvida a zona de cisalhamento dúctil Badajós-Córdoba. Trata-se de uma zona de cisalhamento com largura entre 10 e 15 Km, extensão de 300 Km, que foi acompanhada pelo desenvolvimento de dobras normais, longitudinais, com orientação NW-SE, juntamente com depósitos vulcano-sedimentares e intrusões de complexos ígneos subvulcânicos de idade Viseana (Abalos *et al.*, op. cit.).

3.2.4 - CINTURÃO DE CISALHAMENTO ATLÂNTICO (CCA)

3.2.4.1. BREVE HISTÓRICO

Coube a Braun (1972) o pioneirismo no reconhecimento da importância das zonas de cisalhamento na evolução do pré-cambriano brasileiro. Em 1975, descreve pela primeira vez estas estruturas no Cinturão de Cisalhamento Atlântico (**CCA**), denominado-as de faixas miloníticas ou faixas rúpteis "faixa rúptil do Paraíba do Sul", formadas como resultado da reativação por cisalhamento de zonas de falhas primitivas.

Estudos estruturais posteriores, visando a caracterização geométrica e cinemática dessas zonas, foram realizados no Estado do Rio de Janeiro por Almeida *et al.* (1975), Brenner *et al.* (1980), Campanha (1980 e 1981), Sadowski (1983), Campanha & Ferrari (1984), Dayan & keller (1989), Correia Neto *et al.* (1993), Ebert *et al.* (1991) e, recentemente, Silva (1996); nos Estados de São Paulo e Paraná, sobretudo no lineamento Lancinha-Cubatão, destacam-se os

trabalhos de Fiori (1985a e b), Ebert *et al.* (1988), Ebert & Hasui (1989), Fassbinder (1990), Fassbinder *et al.* (1992 e 1994), Sadowski (1991), Sadowski & Motidome (1992), Silva (1981), Silva *et al.* (1982), Hackspacher *et al.* (1991 e 1992); nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, relacionam-se os trabalhos de Bittencourt *et al.* (1989), Passarelli (1996), Passarelli *et al.* (1995), Fernandes *et al.* (1992); no Uruguai, os trabalhos de Masquelin (1990) e Riffas (1995).

Trabalhos recentes têm mostrado a existência de estruturas-em-flor em vários segmentos do CCA, associadas a zonas de cisalhamento de alto ângulo, as quais desempenharam papel fundamental na evolução e no controle de colocação de grande parte do magmatismo granítico Neoproterozóico do cinturão. Adicionalmente, esta organização estrutural compatibiliza vários aspectos estratigráficos e tectônicos, não devidamente familiarizado por vários pesquisadores que trabalham no pré-cambriano do sudeste brasileiro. Dentre os trabalhos sob esta ótica, destacam-se os de Ebert *et al.* (1991), Machado & Endo (1993a e 1993b),Correia Neto *et al.* (1993), no Estado do Rio de Janeiro, Ebert *et al.* (1993), Campanha & Ens (1993) e Motta (1996), em São Paulo, Ebert & Hasui (1989) e Fassbinder (1996), no Paraná.

Atualmente já são disponíveis trabalhos, em vários pontos do cinturão, que relacionam a colocação do magmatismo granítico com zonas de cisalhamento, tanto em regime transpressivo quanto tracional (Fernandes *et al.*, 1992; Philipp *et al.*, 1992; Tommasi *et al.*, 1992; Machado & Endo, 1993a e 1993b; Frantz & Nardi, 1992; Nummer *et al.* 1995; Wernick *et al.*, 1995; Motta, 1996; Hackspacher, 1996; Hackspacher *et al.*, 1991 e 1992; Fassbinder, 1996).

Vários dos autores acima têm vinculado a geração destas estruturas a um regime transpressional, porém a regionalização do modelo para os dois sistemas de cisalhamento (SCPS e SCDF) foi proposta por Machado & Endo (1993a), tendo sido igualmente proposta, na mesma época, para o sistema SCPS por Ebert *et al.* (1993). Os primeiros autores conceberam o modelo para uma escala ainda mais ampla, envolvendo as faixas marginais do cráton do São Francisco (Endo & Machado, 1993 e 1995). A aplicação deste modelo explica não apenas a constituição do arcabouço estrutural e tectônico do CCA, mas também todo um contexto geodinâmico, onde a colagem longitudinal e oblíqua de terrenos se configura como o processo de evolução predominante no cinturão.

Recentemente, Fassbinder (1996) aplicou este mesmo modelo para explicar a disposição simétrica das unidades Água Clara, Açungui e Itaiacoca em torno do batólito Três Córregos, numa organização estrutural de uma grande estrutura-em-flor positiva, a qual expõe, na sua região axial, junto ao citado batólito, a base da coluna estratigráfica do Grupo Açungui, em conseqüência do alçamento mais intenso da sua porção central. Para as extremidades da estrutura, ocorre um arrefecimento progressivo deste alçamento, até o momento em que os efeitos da transpressão se anulam. O autor considera que o desenvolvimento das estrutruras

de empurrão (perpendiculares) ocorreu de forma simultânea às estruturas de alto ângulo, em decorrência da partição da deformação, já no início do regime de convergência oblíqua.

A colocação dos batólitos Três Córregos e Cunhaporanga é explicada no mesmo contexto transpressivo. O primeiro deles aloja-se ao longo de uma zona de cisalhamento de alto ângulo, situada na zona axial da citada estrutura-em-flor, colocado durante uma fase distensiva, logo após a fase transpressiva, lateral esquerda ou lateral direita (Fassbinder, op.cit.).

3.2.4.2. DEFINIÇÃO DO CINTURÃO DE CISALHAMENTO ATLÂNTICO (CCA)

A denominção de Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA) foi introduzida por Machado & Endo (1993), em substituição às denominações existentes como Faixa Ribeira (Ebert, 1962), Cinturão Paraíba (Cordani *et al.* 1968), Faixa Paraíbides (Ebert, 1971), Cinturão Atlântico (Ferreira, 1971; Leonardos Jr. 1973; Fyfe & Leonardos Jr. 1974; Loczy & Ladeira, 1976), Cinturão Ribeira (Hasui *et al.* 1975), Região de Dobramentos Sudeste (Almeida *et al.* 1976) e Província Mantiqueira (Almeida *et al.* 1981).

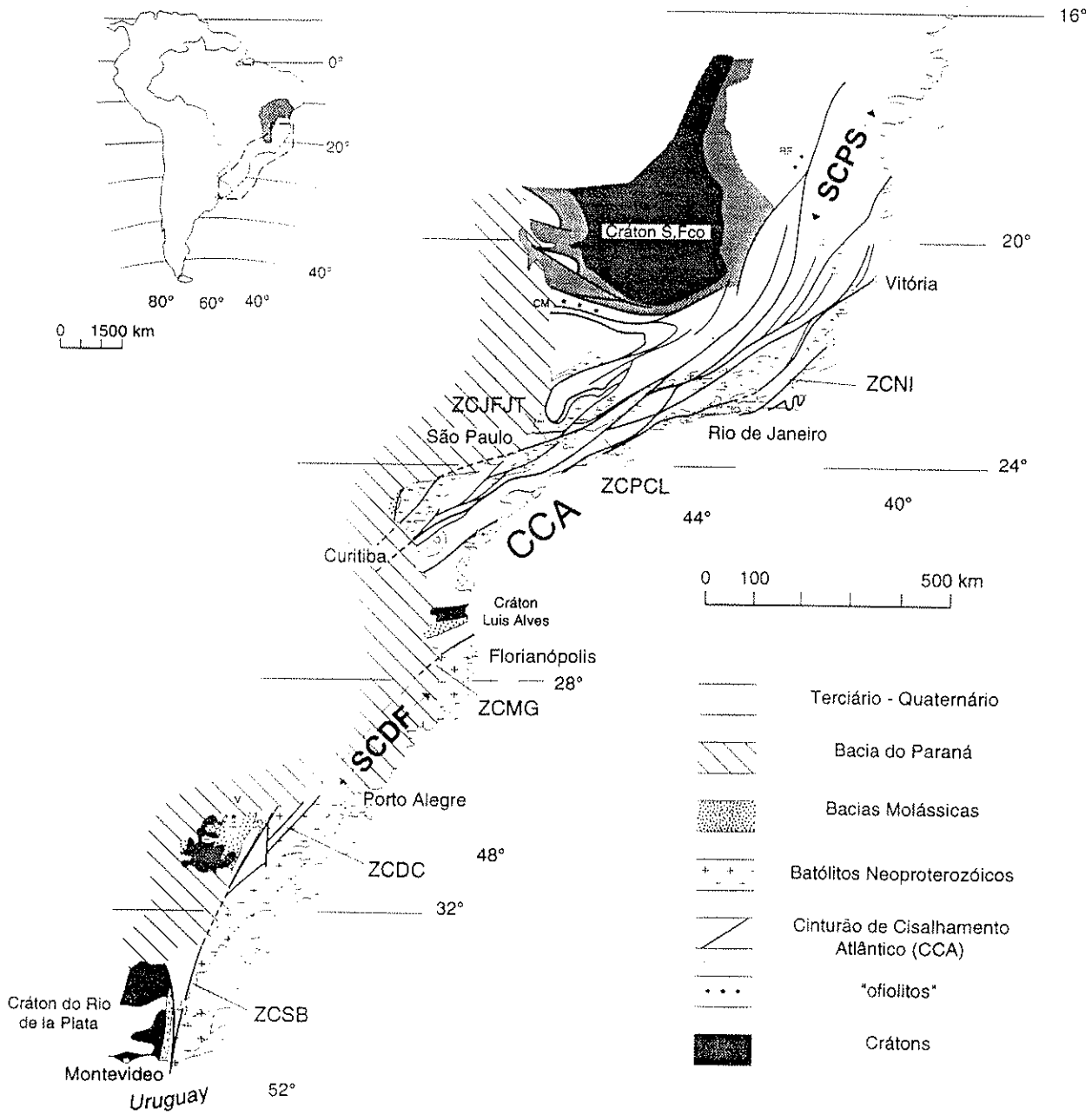
A proposição do CCA justifica-se pelos seguintes aspectos: (1) o termo Atlântico já havia sido usado anteriormente por outros autores, sendo também o nome que exprime mais adequadamente o caráter regional do cinturão; (2) a incorporação do termo cisalhamento no nome do cinturão identifica às características estruturais e tectônicas do seu arcabouço interno; (3) a partir da definição do Cinturão Dom Feliciano feita por Fragoso Cesar (1980), as denominações anteriores, que incorporavam também este cinturão, ficaram restritas.

O CCA foi caracterizado como um cinturão de natureza transpressional, com estrutura linear paralela à costa sul-sudeste do Brasil e leste do Uruguai, com extensão superior a 2900 Km, prolongando-se desde a região nordeste da Bahia (11° S) até o Rio Grande do Sul/Uruguai (30° S), tendo orientação NE-SW no seu segmento meridional e NNE-SSW no sententrional (Machado & Endo, op. cit.).

Foi estabelecida uma hierarquia de primeira, segunda e terceira ordens para o cinturão. O CCA, qualificado com uma unidade de primeira ordem, foi dividido em dois sistemas de segunda ordem: o Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul (SCPS) e o Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano (SCDF)(Fig.3.1).

O SCPS, subdividido em unidades de terceira ordem, é constituído pelas Zonas de Cisalhamento dúcteis de alto ângulo de Além-Paraíba-Cubatão-Lancinha - ZCPCL (1), Juiz de Fora - ZCJF (2) e Niterói - ZCN (3).

Fig. 3.1- Esboço Tectônico do Cinturão de Cisalhamento Atlântico (CCA)
(modif. de Machado & Endo, 1993)



Legenda da Fig. 3.1 - **CCA**- Cinturão de Cisalhamento Atlântico; **SCPS**- Sistema de Cisalhamento Paraíba do Sul; **ZCJFJT**- Zona de Cisalhamento Juiz de Fora-Jundiuvira-Taxaquara; **ZCPCL**- Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul-Cubatão-Lancinha e **ZCN**- Zona de Cisalhamento Niterói; **SCDF**- Sistema de Cisalhamento Dom Feliciano; **ZCMG**- Zona de Cisalhamento Major Gercino; **ZCSB**- Zona de Cisalhamento Sierra Ballena; CM- Campo do Meio, RF- Ribeirão da Folha, V- Vacacaí (Fig. modificada de Machado & Endo, 1993a).

O SCDF é constituído pelas seguintes zonas de cisalhamento dúcteis: Major Gercino - ZCMG (SC), Dorsal do Canguçu - ZCDC (RS) e Sierra Ballena - ZCSB (Uruguai).

O CCA apresenta alguns traços característicos: (1) predominância de estruturas de alto ângulo com zonas de cisalhamento dúcteis associadas, com geometria em mapa anastomosada, da escala de afloramento a escala regional; (2) presença freqüente de zonas de cisalhamento dúcteis subverticalizadas, pervasivas por mais de uma dezena de Km; (3) são comuns rochas com texturas miloníticas, exibindo tramas plano-lineares, com lineações de estiramento mineral subhorizontal, subparalelas ao *trend* estrutural do cinturão; (4) presença de dobras do tipo-a em bainha, geralmente com ausência de foliação plano-axial; (5) associação invariável de granitóides foliados com zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo; (6) presença comum de estruturas-em-flor, positivas ou negativas; (7) indicações freqüentes de polaridade tectônica oposta, em vários segmentos do cinturão; (8) existência de bacias tipo molássica evoluídas num contexto tectônico transcorrente; (9) exposições freqüentes de núcleos do embasamento alongados, dispostos na forma de estruturas antiformais, ladeadas por zonas de cisalhamento de alto ângulo, que foram alçadas por transpressão, preservando muitas vezes uma matriz estrutural mais antiga, de baixo ângulo, com uma cinemática oblíqua à organização estrutural do cinturão; (10) correlação das grandes massas batolíticas (batólito Pelotas e Três Córregos) com anomalias geofísicas lineares e com as zonas axiais dos Sistemas de Cisalhamento Paraíba do Sul e Dom Feliciano.

Existem vários trabalhos na literatura que discutem modelos tectônicos voltados para explicar a granitogênese Neoproterozóica do CCA. Porém, nem sempre tais trabalhos estão devidamente amparados em dados geoquímicos, petrográficos/petrológicos, estruturais, geocronológicos e geofísicos, de forma a evidenciar claramente um zoneamento magmático no espaço orogênico. Por outro lado, são ainda carentes estudos sistemáticos sobre as rochas granitóides emdiferentes escalas, que possam servir de base de dados confiáveis para a elaboração de modelos tectônicos menos especulativos.

São, basicamente, dois os tipos de modelos tectônicos disponíveis para a explicação da geração do magmatismo granítico do cinturão: um, que postula a

colisão de massas continentais (Artur & Wernick, 1986; Wernick & Gallembeck, 1987), e outro, que postula subducção da crosta oceânica. Neste último, existem divergências sobretudo com relação ao sentido de mergulho da zona de subducção. Deste modo, alguns autores têm sugerido mergulhos da zona de subducção para SE (Soares, 1987; Reis Neto & Cordani, 1993), outros, para leste (Tassinari, 1988; Wernick, 1990) ou, ainda, para NW (Machado, 1990; Demange *et al.*,1991; Maquiavelli, 1991; Campos Neto, 1991; Machado & Demange, 1992 e 1994; Wiedemann, 1993; Figueiredo & Campos Neto, 1993; Campos Neto & Figueiredo, 1995; Reis Neto, 1994), bem como para NW e SE (Fragoso Cesar, 1990 e 1991).

Fragoso Cesar (op. cit.) foi um dos primeiros autores a reconhecer a existência de orogêneses superpostas no CCA, no seu segmento Sul (SCDF), caracterizando uma orogênese mais antiga, do tipo arco de ilhas, com idade entre 750 e 650 Ma, e outra, mais nova, do tipo Cordilheirana, entre 650 e 550 Ma, na porção oeste do escudo sul-rio-grandense, no chamado bloco São Gabriel.

Figueiredo & Campos Neto (1993) e Wiedemann (1993) caracterizam, para a região do ES e RJ, a existência de um arco magmático brasiliano, denominado pelos primeiros autores de "arco magmático Rio Doce", com desenvolvimento no intervalo de 590 a 480 Ma e de 580 a 450 Ma, respectivamente.

Figueiredo & Campos Neto (op. cit.) dividem o magmatismo em pré-colisional, sin- e pós-colisional, com o primeiro no intervalo de 590 a 570 Ma, o segundo, entre 560 e 530 Ma e o terceiro, entre 520 e 480 Ma. Wiedemann (op. cit.) divide o magmatismo em tardi- a pós-orogênico, entre 450 e 520 Ma, e sin-orogênico, entre 580 e 590 Ma.

Campos Neto & Figueiredo (1995) consideram a existência de orogêneses superpostas durante o ciclo brasiliano na região sudeste brasileira, distinguindo a "Orogênese Brasiliana I", desenvolvida durante o Neoproterozóico, com estágio pós-orogênico há cerca de 600 Ma, e a "orogênese Rio Doce", entre o Neoproterozóico III e Cambriano (590 a 470 Ma).

CAPÍTULO IV

4. GRANITÓIDES NEOPROTEROZÓICOS NO RIO DE JANEIRO

4.1. INTRODUÇÃO

Vários trabalhos têm sido publicados sobre a granitogênese brasiliana no Estado do Rio de Janeiro. Contudo, em geral são trabalhos relacionados aos granitos tardios (sin-F3 e sin-F4), com características tardi- a pós-tectônicas, sendo também de caráter mais localizado, sobretudo na região serrana do estado, Petrópolis/ Teresópolis, e arredores da cidade do Rio de Janeiro. Estes trabalhos contêm, principalmente, informações petrográficas, geoquímicas, cartográficas e, mais raramente, tectônicas e geocronológicas.

Os trabalhos regionais sobre os granitos aqui estudados, referidos na literatura como sin-F2 ou sin-orogênico, restringem-se aos trabalhos de Machado & Peloggia (1987) e Machado & Demange (1994a). O primeiro contém uma síntese das informações geológicas disponíveis à época sobre esses granitos, juntamente com uma classificação com bases mineralógicas. O segundo apresenta uma classificação estrutural e tectônica dessas rochas, levando em consideração os domínios estruturais de ocorrência, as fases de deformações regionais, o nível crustal de colocação, o tipo composicional e os dados geocronológicos disponíveis. São, então, caracterizados três grupos tectônicos principais de granitos referidos, do mais antigo para o mais novo, como sin-F2, sin-F3 e sin-F4 (Machado & Demange, 1992 e 1994a). O primeiro com idade ao redor de 620 Ma, o segundo, entre 570 e 530 Ma, e o terceiro ao redor de 500 Ma (Machado R. *et al.* 1996).

4.2. TRABALHOS ANTERIORES

O maior volume de informações disponíveis na literatura sobre as rochas granitóides Neoproterozóicas do Estado do Rio de Janeiro concentra-se na região serrana deste estado e nos arredores da cidade do Rio de Janeiro. São informações geológicas, petrográficas, geoquímicas e, mais raramente,

geocronológicas, e dizem respeito principalmente aos maciços graníticos de características tardi- a pós-tectônicas, classificados neste trabalho como maciços tardi-F3 e sin-F4, respectivamente.

Destacam-se os trabalhos de Leonardos Jr. (1973), Pires *et al.* (1982), Penha (1984), Penha *et al.* (1980), Penha & Wiedemann (1984), Junho (1982, 1991 e 1993), Junho & Penha (1985), Junho *et al.* (1987), Wiedemann (1987 e 1990), Caddah *et al.* (1987) e Porto Jr. *et al.* (1992) sobre os granitos dos arredores da cidade do Rio de Janeiro e das regiões de Petrópolis e Teresópolis; Puget & Penha (1980) e Zorita & Penha (1980) sobre os granitos da região de Magé (granitos Suruí e Andorinha); Machado Filho *et al.* (1983), Sad & Barbosa (1985), Machado (1990) e Machado & Demange (1992) sobre o batólito Serra dos Órgãos; Hippertt (1990) sobre o maciço Niterói; Batista (1984), Rêgo (1989) e Rêgo & Figueiredo (1991 e 1994) sobre os maciços Bela Joana e Angelim.

As primeiras observações sistemáticas sobre os granitos da cidade do Rio de Janeiro foram efetuadas por Hembold *et al.* (1965). Nesta ocasião, foi produzido a primeira cartografia básica do maciço Pedra Branca na escala 1: 50.000. Vários trabalhos foram realizados posteriomente sobre este maciço, porém nenhum deles conseguiu modificar significativamente sua representação cartográfica original. Outras ocorrências de granitos como as da Pedra de Guaratiba e Campo Grande foram relacionadas como integrantes do batólito Pedra Branca (Hembold, 1967).

Estas rochas são descritas como de textura porfirítica a equigranular, com granulação média a fina. Os contatos são nítidos, confirmando assim o caráter intrusivo dos corpos.

Posteriormente, Leonardos Jr. (1973) divide os granitos da Serra dos Órgãos em oito tipos, relacionando-os, do mais antigo para o mais novo, na seguinte ordem cronológica: (1) migmatitos graníticos; (2) gnaisse tonalítico; (3) adamelito com hornblenda; (4) granito grosso; (5) quartzo diorito fino, foliado; (6) granodiorito fino; (7) granito cinza, de granulação média a fina e, (8) granitos aplíticos rosados. Destes, apenas os tipos 4 e 7 ocorreriam nos arredores da cidade do Rio de Janeiro. Para o autor, os tipos 6 e 8 não são deformados, os tipos 4 e 5 são afetados por um evento de deformação (F2), os tipos 2 e 3, por dois eventos de deformação (F1 e F2).

Os trabalhos de cunho regional que buscam a integração e correlação geológica entre os diferentes tipos de maciços, a nível do estado, são relativamente escassos, restringindo-se aos trabalhos de Machado Filho *et al.* (1983), Junho *et al.* (1987), Wiedemann *et al.* (1987), Machado & Peloggia (1987), Machado *et al.* (1989); Junho (1991 e 1993); Machado & Demange (1992 e 1994).

Assinalam-se também trabalhos de correlação regional dos granitos tardi- a pós-tectônicos, entre os Estados do Espírito Santo (maciços Santa Angélica,

Castelo, Venda Nova, Conceição de Muqui, Mimoso do Sul e Alfredo Chaves) e Rio de Janeiro (Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades), como os de Wiedemann *et al.* (1986, 1987 e 1995), Junho *et al.* (1987), Bayer *et al.* (1986), Horn & Weber-Diefenbach (1987), Junho (1991) e Wiedemann (1993).

As informações geocronológicas existentes sobre os maciços graníticos do Rio de Janeiro apontam idades brasilianas. Os principais dados estão contidos nos trabalhos de Ledent & Pasteels (1968), Cordani *et al.* (1968 e 1973), Delhal *et al.* (1969), Bigazzi *et al.* (1971), Cordani & Teixeira (1979), Siga Jr *et al.* (1982), Fonseca (1979), Machado Filho *et al.* (1983), Fonseca *et al.* (1984), Fonseca *et al.* (1984), Batista (1984), Batista & Kawashita (1985), Menezes *et al.* (1987), Dias Neto *et al.* (1995), Machado N *et al.* (1996), Valladares (1996), Valladares *et al.* (1995) e Machado R *et al.* (1996).

Dos granitos tardi- a pós-tectônicos do Rio de Janeiro, os mais bem estudados são os maciços da Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades, sobre os quais existe um grande volume de dados petrográficos e litogeoquímicos (Junho & Wiedemann, 1987; Junho *et al.* 1987 e 1991; Junho 1993). Os autores têm demonstrado semelhanças químicas e texturais entre as rochas destes maciços e separado faciologias comparáveis entre si. São reconhecidas cinco faciologias principais que, da mais jovem para a mais antiga, são as seguintes : (1) leucogranito aplítico e pegmatitos; (2) granitos porfiríticos; (3) granitos megaporfiríticos; (4) granodiorito e, (5) enclaves microgranulares.

Com base numa discussão pormenorizada dos enclaves, os autores têm demonstrado a existência de texturas de assimilação nos seus bordos, com desestabilização no núcleo, sugerindo um ambiente magmático evoluído para os mesmos, com a fase básica sendo menos volumétrica do que a granítica (Junho, 1990). A autora considera que os dois magmas ascenderam concomitantes na crosta, atingindo equilíbrio geoquímico/mineralógico considerável entre si. O magma ácido teria origem crustal, enquanto o básico seria originado por fusão parcial de material anfibolítico - da crosta oceânica subductada ou da crosta continental inferior, ou de participação mantélica (Junho, 1993).

No modelo tectônico proposto, os dois magmas teriam sido gerados em momentos diferentes: o magma básico durante a fase pré-colisional e o ácido durante a fase colisional. Neste caso, o magmatismo seria gerado em parte pelo metamorfismo regional e, em parte, pelo calor fornecido pelo magma básico durante a sua ascensão na crosta (Junho, 1991).

Recentemente, Heilbron (1995), ao discutir a granitogênese brasiliana no Estado do Rio de Janeiro, divide os granitóides em função das fases tectônicas regionais, de forma similar ao que fizeram Machado & Demange (1989,1991, 1992 e 1994), separando os granitóides em quatro grupos: (1) contemporâneos à deformação principal - $D_1 + D_2$, acompanhada de metamorfismo M_1; (2) tardios à deformação principal; (3) sin- a tardi-D_3, acompanhada de metamorfismo M_2 e,

(4) pós-tectônicos. Dentro destes grupos, separa cinco tipos de granitos, designando-os, dos mais antigos para os mais novos, de: γ_1 e γ_2 (grupo 1); γ_3 (grupo 2); γ_4 (grupo 3) e, γ_5 (grupo 4).

No primeiro tipo, são incluídos o batólito Serra dos Órgãos e os gnaisses facoidais; no segundo os maciços do Rio Turvo, Serra da Concórdia, granada charnockitóides de Juiz de Fora, granitóide Matias Barbosa e leucogranitos tipo-S intrusivos no Andrelândia; no terceiro, Serra do Lagarto e Taquaral; no quarto, leucogranitos tipo-I diferenciados, Serra do IPiranga ou Vassouras, Getulândia, Fortaleza, Araras e Pedra Branca; no quinto, granitos tipo Favela, Nova Friburgo, Sana, Teresópolis e Caju.

A autora considera uma origem essencialmente crustal para estas rochas e correlaciona a abundância deste magmatismo a um progressivo espessamento crustal para SE. O magmatismo pós-tectônico (γ_5) é relacionado a um regime extensional. A geração dos granitóides é visualizada num contexto de evolução ensiálica do cinturão, durante o Ciclo Brasiliano, em decorrência de uma colisão oblíqua entre o cráton do São Francisco e outro bloco cratônico situado a leste, resultando um empilhamento tectônico de SE para NW, através de processos de subducção A e delaminação (Heilbron, op. cit.).

Trabalhos recentes, realizados no Estado do Espírito Santo e no norte do Estado do Rio de Janeiro, têm reconhecido a existência de magmatismo cálcio-alcalino e álcali-cálcico relacionado a um arco magmático brasiliano, que teria se desenvolvido no intervalo de 590-480 Ma, para o qual é proposta a denominação de "arco magmático Rio Doce" (Figueiredo & Campos Neto, 1993). Este mesmo arco foi também postulado para a região por Wiedemann (1993), porém com intervalo mais amplo, entre 580 e 450 Ma. A autora reconhece para este magmatismo, no Estado do Espírito Santo, três séries magmáticas: uma toleiítica, uma cálcio-alcalina médio a alto-K e outra cálcio-alcalina/álcali-cálcica de alto-K (mistura de magmas).

A comparação do magmatismo tardi- a pós-tectônico do RJ com o ES mostra diferenças, das quais destacam-se neste último presença de plútons zonados com associação expressiva de rochas básicas, incluindo também charnockíticos, juntamente com rochas mais subalcalinas (monzosienitos) (Bayer *et al.* 1985 e 1986; Wiedemann *et al.* 1986 e 1987; Junho *et al.* 1987; Junho, 1993).

4.2.1- TRABALHOS SISTEMÁTICOS PIONEIROS

Rosier (1957 e 1965) inaugura a fase mais importante de trabalhos de mapeamento geológico em escala regional do Estado do Rio de Janeiro. Trata-se de um marco no conhecimento do pré-cambriano da região. As unidades

geológicas regionalmente mais importantes foram estabelecidas nesta época. Os diversos mapas geológicos de integração regional que o sucederam seguem a matriz cartográfica previamente delineada pelo autor.

Decorridos quase 40 anos de seus trabalhos, permanecem ainda não equacionadas muitas das questões levantadas pelo autor. A sua suposição de que a "Série" Serra dos Órgãos fosse mais antiga do que a "Série" Paraíba, era fundamentada no empilhamento das unidades, conforme pode ser observado na estrutura tectônica por ele esquematizada. Os dados geocronológicos obtidos posteriormente por Delhal *et al.* (1968) e Cordani *et al.* (1973) vieram demonstrar o contrário. Porém, o empilhamento tectônico das unidades na região da Serra dos Órgãos não foi ainda completamente elucidado. Os granitóides que integram o batólito Serra dos Órgãos são de idade brasiliana inquestionável, porém as unidades que o circundam,a NW e SE, respectivamente, referidas na literatura como unidades Rio Negro, Santo Aleixo e Bingen são, certamente, mais antigas, provavelmente Paleoproterozóicas, sendo equivalentes da unidade Quirino, definida como embasamento do Paraíba do Sul (Machado, 1984). Entretanto, somente dados geocronológicos de alta potencialidade analítica poderão elucidar esta questão.

Paralelamente, Hembold *et al.* (1965) apresentam o primeiro trabalho de mapeamento geológico sistemático em escala 1: 50.000 do pré-cambriano do Estado do Rio de Janeiro, abrangendo o então Estado da Guanabara. Considerando as diferenças de escalas, o trabalho dos autores possui o mesmo grau de importância do trabalho desenvolvido por Rosier (op. cit.).

Hembold *et al.* (op. cit.) subdividiram estratigraficamente as rochas metamórficas da cidade do Rio de Janeiro em duas séries: uma mais antiga (série inferior) e outra mais nova (série superior). Entre as duas séries ocorreria uma suposta discordância, porém não foi observada pelos autores.

A série inferior, de expressão mais restrita, é constituida por gnaisses homogêneos, de composição granítica a quartzo diorítica, associado com migmatitos de paleossoma anfibolítico. Associam-se, ainda, pegmatitos e aplitos metamorfisados e deformados (Hembold, 1967).

A série superior, de maior expressão na região estudada, dominantemente de paragnaisses, é constituida de biotita gnaisses diversos, contendo minerais aluminosos como granada, sillimanita e cordierita, com transições para kinzigitos e quartzitos, sendo associados com gnaisses facoidais e leptinitos.

Esta série superior foi dividida por Leonardos Jr. (1973) em duas unidades, uma mais antiga (Grupo Pão de Açucar) e outra mais jovem (Grupo Sepetiba). Para o autor, são unidades que correspondem a diferentes ciclos de sedimentação. A primeira, agora representada por leptinitos, *augen* gnaisses e biotita gnaisses feldspáticos (FK), corresponde a uma sequência molássica; a segunda, agora

representada por sillimanita-cordierita gnaisses, quartzitos e rochas cálcio-silicáticas, corresponde a uma sequência matura.

Cabe também destacar os trabalhos desenvolvidos por Lamego (1937, 1938 e 1948), dentre os quais inclui o primeiro mapa geológico da cidade do Rio de Janeiro. O autor faz uma extensa discussão sobre os plagioclásio gnaisses do Rio de Janeiro, considerados por ele como remanescentes de uma crosta primitiva. A partir daí, o autor desenvolve a teoria do "protognaisse".

Outro marco importante no conhecimento do pré-cambriano do Rio de Janeiro, ainda não devidamente avaliado no seu conjunto, foi produto do Projeto de Cartografia básica do estado, desenvolvido nas décadas de 70 e 80, na escala 1: 50.000, abrangendo todo o Rio de Janeiro, sob a coordenação do DRM (Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro). Infelizmente, apenas uma parte dos dados foram divulgados até o momento e, em grande parte, na forma de resumos com mapas em escala reduzida. Embora este projeto já tenha sido finalizado há cerca de dez anos, o mapa de integração do Estado foi apresentado somente no 3° Simpósio de Geologia do Sudeste, realizado no Rio de Janeiro, em 1993. Lamentavelmente, o referido mapa não se encontra ainda à disposição da comunidade científica, dificultando assim uma avaliação completa dos dados obtidos, bem como impossibilitando sua utilização como base de dados para nortear os futuros trabalhos de pesquisa no Estado.

4.3. CINTURÃO PARAÍBA DO SUL (CPS)

O segmento do Cinturão Paraíba do Sul (**CPS**) , no Estado do Rio de Janeiro e na extremidade Sul de Minas Gerais, pode ser dividido em vários domínios estruturais, os quais diferem principalmente pelo seu nível metamórfico exposto. Esta região faz parte do Cinturão de Cisalhamento Atlântico (Machado & Endo, 1993a) e da microplaca Serra do Mar (Figueiredo & Campos Neto, 1993).

4.3.1. COMPARTIMENTAÇÃO ESTRUTURAL NO RIO DE JANEIRO

O quadro tectônico regional do CPS no Estado do Rio de Janeiro encontra-se organizado em quatro domínios estruturais principais, denominados, de SE para NW, de domínios Litorâneo (Norte e Sul), Serra dos Órgãos, Paraíba (Norte e Sul) e Juiz de Fora (Fig. 4.1).

Estes domínios expõem rochas metamórficas de alto grau, incluindo amplas exposições em fácies granulito no domínio Juiz de Fora e na parte setentrional do domínio Litorâneo norte. Exposições mais restritas dessas rochas

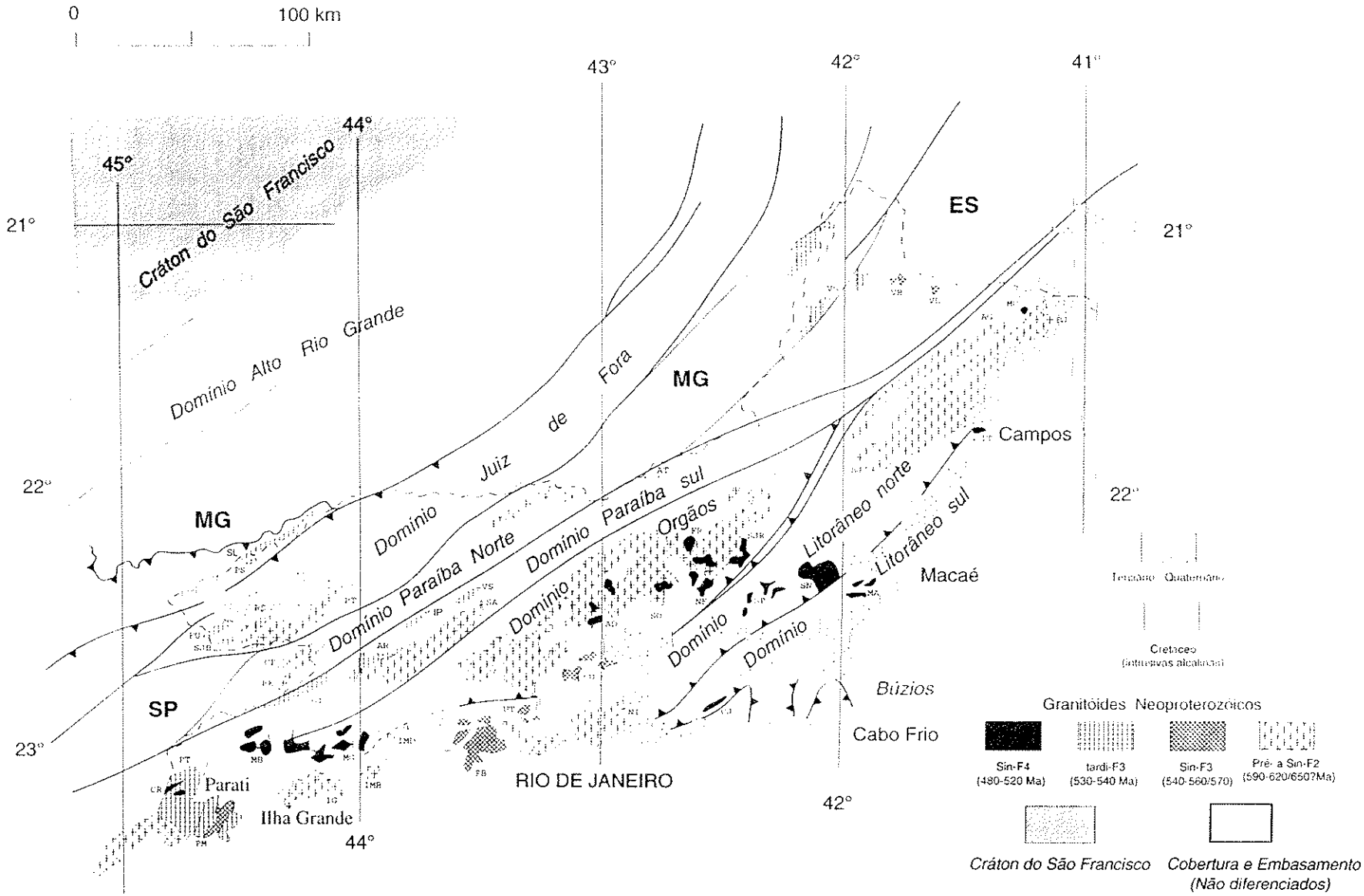


Figura 4.1- Mapa de distribuição dos granitóides Neoproterozóicos no Estado do Rio de Janeiro

Legenda da Figura 4.1 - **Granitóides Pré- a Sin-F2**: RT - Rio Turvo; SC - Serra da Concórdia; AB - Serra das Abóboras; SA - Serra das Araras; CP - Campinho; SO - Serra dos Órgãos; RE - Resgate; AG - Angelim; BJ - Bela Joana; NI - Niterói; IMB - Ilha da Marambaia; IMD - Ilha da Madeira; IG - Ilha Grande; **Granitos Sin-F3**: AR - Arrozal; GT- Getulândia; IP - Ipiranga; FT - Fortaleza; FU - Funil; PT - Parati; PM - Parati-Mirim; RS - Resende; SJB - São José do Barreiro; VS - Varre-Sai; **Granitos Tardi-F3**: AT - Anta; PB - Pedra Branca; PS - Pedra Selada; SU - Suruí; UT- Utinga; VB - Valão do Bambuí; VL - Valão da Laje. **Granitos Sin-F4**: AD - Andorinhas; AN - Angra; CJ - Cajú; CR - Carrasquinho; FR - Frades; IT - Itaóca; MB - Mambucaba; MA - Macaé; MG - Mangaratiba; MC - Morro do Côco; NF - Nova Friburgo; SN - Sana; SJR- São José do Ribeirão; SP - São Pedro (modificado de Machado & Demange, 1984a).

são encontradas na porção Sul do domínio Paraíba, tendo sido assinaladas nos trabalhos de cartografia geológica coordenados pelo DRM.

No segmento norte destes diferentes domínios estruturais são comuns associações metamórficas em fácies granulito, incluindo muitas vezes rochas charnockíticas ou de afinidade charnockítica, evidenciando assim exposições de níveis crustais mais profundos nesta porção do cinturão. Este aspecto tem levado muitos autores a incluir as porções granulitizadas do Complexo Paraíba do Sul, no norte flumimense, no Complexo Juiz de Fora, o que se constitui num grande equívoco.

Os limites entre estes domínios são marcados por expressivas zonas de cisalhamento dúcteis, em geral de alto ângulo, com direções paralela a estruturação regional do CPS na região. Nos domínios Paraíba (Norte e Sul) e Juiz de Fora, estas zonas de cisalhamento são pervasivas internamente nestes domínios, conferindo-lhes uma trama regional milonítica dominante. Este aspecto é responsável pelo mascaramento das feições ígneas dos maciços granitóides sin-F3, sobretudo dos maciços cedo-F3, encontrados ao longo do domínio Paraíba, os quais têm sido confundidos com os gnaisses regionais em trabalhos de mapeamento geológico.

4.3.2. FASES TECTÔNICAS REGIONAIS

De uma forma genérica, a história deformacional desses domínios pode ser agrupada em quatro fases tectônicas regionais que, da mais antiga para mais nova, são designadas de F1, F2, F3 e F4, e apresentam diferentes características.

A fase F1 responde pela formação de um bandamento deformacional, tendo sido acompanhada por intenso metamorfismo e migmatização. As dobras desta fase são raras e, quando presentes, são do tipo isoclinal, e parecem restringirem-se a núcleos do embasamento. Nas rochas supra e infracrustais, ou estas estruturas foram integralmente transpostas pela fase F2 ou elas não tiveram desenvolvimento regional. Como estas estruturas foram desenvolvidas em condições metamórficas e nível estrutural similares aos das estruturas F2, a distinção entre elas é muito difícil. Além disso, a superposição geométrica das estruturas parece ter ocorrido no mesmo campo de regime de esforços. Deste modo, a distinção entre essas fases parece ter mais um significado geométrico do que genético propriamente dito.

A fase F2 aparece como o evento principal de deformação, sendo responsável pela geração da foliação regional - sin-metamórfica e sin-migmática - e pela intensa transposição das estruturas anteriores (Machado, 1986). Esta foliação é plano axial às dobras de charneiras espessadas e flancos adelgaçados, com perfis cerrados a isoclinais. A esta fase associam-se, a nível regional, zonas

de cisalhamento dúcteis de baixo e alto ângulos, as quais imprimiram um forte caráter milonítico e blastomilonítico às rochas do domínio Juiz de Fora, assim como a certos núcleos do embasamento do domínio Paraíba.

A fase F3 é posterior à foliação regional, tendo gerado dobras em diferentes escalas, em geral com perfis entre abertos a fechados, sendo comuns eixos subhorizontalizados. Esta fase foi responsável pela estruturação das grandes dobras regionais, com valor de sinclinório (domínio Paraíba) ou de anticlinório (domínio Serra dos Órgãos) e, também, pela implantação e reativação de zonas de cisalhamento e alto ângulo, cuja idade é posicionada ao redor de 540 Ma (Machado & Demange, 1991). Estas zonas de cisalhamento são mais expressivas no domínio Paraíba Sul, onde possuem largura entre 25 a 30 km (Machado, 1983). Aqui, tais zonas desempenharam importante papel no controle, ascensão e colocação dos maciços graníticos sin-F3.

A fase F4, de direção transversal à orientação geral do cinturão (NW-SE a WNW-SSE e NNW-SSE), mostra-se descontínua e é responsável também pela geração de estruturas extensionais. A esta fase associam-se dobras suaves e abertas e também zonas de cisalhamento rúpteis e rúpteis/dúcteis, menos expressivas do que as anteriores.

4.4. CLASSIFICAÇÕES EXISTENTES SOBRE OS GRANITÓIDES

4.4.1. CLASSIFICAÇÃO MINERALÓGICA/PETROGRÁFICA

Com base nas informações mineralógicas e petrográficas disponíveis sobre as rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro, Machado & Peloggia (1987) classificaram estas rochas em vários grupos, levando em consideração os seus diferentes domínios de ocorrência, a saber:

1°) *Domínio do Vale do Paraíba do Sul*

a) Setor Oriental, onde foram reconhecidos três tipos de granitos: (1) biotita-granitos, equigranulares de fácies porfiríticas, representados por duas ocorrências do tipo Valão do Bambuí; (2) biotita-(± anfibólio)-granitos, concordantes a subconcordantes com as encaixantes, tipo Varre-Sai, com sete ocorrências; (3) biotita (± magnetita)-granitos, com características pós-tectônicas, sendo denominado de Valão da Laje;

b) Setor Central, onde ocorre a Suite Serra das Abóboras, com várias ocorrências, caracterizada como anfibólio-biotita-granitóides, foliados, em contatos tectonizados;

c) Setor Ocidental, no qual diferenciou-se quatro tipos de granitos: (1) biotita-granitos, de granulação média a grossa, muitas vezes porfiríticos, foliados, representados pelos maciços Funil e Resende, este último nome introduzido no referido trabalho; (2) biotita-(± anfibólio)-granitos, tipo São José do Barreiro (nome também introduzido no citado trabalho), com quatro ocorrências; (3) biotita-(± granada)-granitos, representados pelos maciços do Rio Turvo e Resende; (4) e os maciços graníticos Pedra Selada (Norte e Sul) e Falcão, os quais não foram classificados, na ocasião, em função da ausência de informações mineralógicas.

2) *Domínio da Serra do Mar*

a) Setor Oriental Serrano, onde foram reconhecidos dois maciços: um foliado, de composição tonalítica, com anfibólio e granada como constituíntes dos minerais máficos, representado pelo batólito Angelim, anteriormente descrito como uma rocha gnáissica e, outro, classificado como moscovita-biotita-granito, de caráter pós-tectônico, o *stock* do Morro do Côco;

b) Setor Central Serrano, caracterizado por mais de uma vintena de ocorrênciae biotita-granitos, como Nova Friburgo, Frades, São José do Ribeirão e Sana. Possuem granulação média a grossa, e ocorrem na forma de pequenos *stocks*, nitidamente intrusivos, com características pós-tectônicas, que cortam os batólitos foliados da Serra dos Órgãos e da Serra das Araras, com (± anfibólios), biotita e granada;

c) Setor Ocidental Serrano, onde foram reconhecidos três tipos de granitos: (1) biotita-granitos, tipo Carrasquinho, com três ocorrências, Angra, Mombaça e Parati-Mirim, com apenas uma ocorrência cada, cujas características petrográficas e estruturais são semelhantes às dos granitos do Setor anterior; (2) biotita-(±anfibólio)-granitóides, tipo Mangaratiba, com sete ocorrências, e Mangaratiba com cinco; (3) anfibólio-biotita-granitos, formados por quatro ocorrências do tipo Parati (batólito), caracterizadas por maciços foliados, de granulação grossa e porfiróides.

3) *Domínio Litorâneo*

a) Setor Ocidental, caracterizado pela ocorrência de maciços charnockíticos ou de afinidade charnockítica, foliados, concordantes com a estruturação regional, de composição variável de granítica/granodiorítca (charnockítica a charno-enderbítica) a quartzo-diorítica (quartzo-mangerítica), exemplificados pelos maciços Niterói, Ilha da Madeira, Ilha Grande e Ilha da Marambaia;

b) No Setor Central, com mais de uma dezena de ocorrências, foram separados os biotita-granitos, incluindo os maciços tipo Andorinhas, Suruí, Caju (com seis ocorrências), Utinga e Pedra branca, todos com características tardi- a pós-tectônicas, de caráter porfirítico, com estrutura maciça a orientada nas bordas (fluxo magmático); e os granitos porfiróides, com ou sem associação

charnockítica, conhecidos na literatura como gnaisses facoidais, aflorantes na cidade do Rio de Janeiro, com o corpo mais expressivo sendo representado pelo batólito Niterói, onde ocorre associada a fácies charnockítica;

c) Setor Oriental, com apenas dois maciços graníticos, um classificado como moscovita-biotita granito, o maciço de Macaé e, outro, biotita (± anfibólio)-granito, o de Itaoca, com cerca de 14 km^2 de expressão areal.

4.4.2. ESTRUTURAL/TECTÔNICA/ESTRATIGRÁFICA

Com base na relação entre as fases de deformações regionais e a trama estrutural, os granitóides Neoproterozóicos do RJ foram divididos em três grupos tectônicos de maciços, denominados - do mais antigo para o mais novo - de sin-F2, sin-F3 e sin-F4 (Machado *et al.*,1987a; Machado & Demange, 1991, 1992 e 1994a).

Os autores descrevem os maciços sin-F2 como corpos foliados, que ocorrem como extensos batólitos lineares, concordantes com a estruturação regional do CPS na região. Classificam como batólitos de colocação profunda, entre fácies anfibolito a granulito, com composição dominante entre granodiorítica/granítica e tonalítica.

Os maciços sin-F3 são descritos como corpos menores, foliados, sempre alongados, de composição dominante monzo a sienogranítica, tendo sido posicionados em condições de fácies xisto-verde alto a anfibolito. A colocação destes maciços está associada às zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo do tipo Além-Paraíba do Sul.

Os maciços sin-F4 são referidos como corpos mais homogêneos, na forma de *stocks*, subarredondados, não deformados, de composição monzogranítica a álcali-feldspato granítica, considerados de colocação mais rasa do que os anteriores. O posicionamento desses maciços é considerado já independente da estruturação regional NE-SW do cinturão. De maneira geral, este último grupo têm sido considerado na literatura como granitos tardi- a pós-tectônicos.

Pires *et al.* (1982) apresentam uma classificação estratigráfica para os granitos dos arredores da cidade do Rio de Janeiro. Os autores separam duas séries de granitos: uma mais antiga, constituida pelo tonalito Grajau, granodiorito Governador, granitos Suruí e Utinga; outra mais nova, representada pelos granitos Favela, Rosa e allanita granito. A divisão entre as duas séries é baseada nas relações de contato entre os granitos, nas suas diferenças texturais e estruturais, assim como no nível de colocação destas rochas. De maneira geral, as duas séries são consideradas tardi- a pós-tectônicas, ou ainda com possibilidade sin-tectônica para o tonalito Grajaú e granodiorito Governador. O granito Favela poderia corresponder a um corpo anorogênico da orogênese brasiliana. O granito

pegmatóide Utinga é considerado um corpo autóctone a pára-autóctone, cuja origem é atribuida a fusão parcial de rochas do embasamento na parte inferior da mesozona, ou na transição para catazona.

Caddah *et al.* (1987), em continuidade ao trabalho anterior de definição estratigráfica e posicionamento das rochas granitóides da cidade do Rio de Janeiro, fizeram um estudo de detalhe na região da Serra da Misericórdia, e concluíram pela seguinte sucessão estratigráfica, disposta - da mais antiga para a mais jovem - na seguinte ordem : (1) granito Utinga; (2) granito Favela; (3) pegmatitos e, (4) granito Rosa. Estes quatro tipos de granitos são relacionados ao Ciclo Brasiliano.

Os autores classificam o granito Utinga como um corpo intrusivo tardi-tectônico, posicionado mesotectonicamente e de modo passivo; enquanto o granito Favela é classificado como um corpo alóctone, de caráter pós-tectônico, posicionado em condições de mesozona alta, segundo o esquema de Buddington (1958).

4.5. DISTRIBUIÇÃO DAS ROCHAS GRANITÓIDES NO RIO DE JANEIRO

A Fig. 4.1 mostra a distribuição das rochas granitóides Neoproterozóicas do CPS no Estado do Rio de Janeiro. Esta rochas são aí divididas em função dos domínios estruturais de ocorrência e das fases de deformações reconhecidas regionalmente. Deste modo, os maciços granitóides são divididos, dos mais antigos para o mais novos, em pré-F2, sin-F2, sin-F3 e sin-F4. Os maciços pré-F2 são aqueles afetados pelo metamorfismo e pela foliação regional; os sin-F3 são posteriores a estes eventos e estão associados às zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo e, os sin-F4, correspondem aos maciços colocados após a atividade principal destas estruturas, associado a um a tectônica extensional.

Os maciços pré- a sin-F2 são encontrados em todos os domínios estruturais, sendo porém mais comuns nos domínios Litorâneo Norte e Serra dos Órgãos, neste último constituindo-se no mais expressivo batólito granítico do Rio de Janeiro (Fig.4.1). O domínio Litorâneo Norte é caracterizado pela ocorrência de batólitos de colocação mais profunda, em nivel de fácies granulito, marcando assim uma faixa com predomínio de rochas charnockíticas ou de associação charnockítica, incluindo os batólitos Bela Joana, Ilha da Madeira, Ilha de Marambaia, Ilha Grande e Niterói, este último colocado na transição fácies anfibolito/granulito. Com exceção do batólito Serra dos Órgãos, que apresenta uma foliação interna subhorizontal deformada por dobras suaves, os demais maciços sin-F2 apresentam foliação subverticalizada, em contatos concordantes com a estrutura das rochas encaixantes.

Os maciços sin-F3, de expressão mais restrita do que os anteriores, ocorrem principalmente no domínio Paraíba, associados à zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo (Fig. 4.1). São maciços alongados, foliados, colocados em nível mesozonal, sendo comuns estruturas de fluxo ígneo no centro dos corpos e, deformacional, nas bordas, com estas últimas tendo sido geradas pela reativação dessas zonas de cisalhamento.

Os maciços sin-F4 apresentam maior incidência na parte sul dos domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos (Fig. 4.1). A ausência de estruturas deformacionais em suas rochas, juntamente com à sua disposição em mapa, sugere que a colocação desses granitos se deu de forma independente das estruturas NE-SW do CPS na região, conforme tem sido assinalado por Machado & Demange (1992, 1994a). São maciços de forma arredondada, de colocação mais rasa do que os anteriores.

4.6. DOMÍNIOS ESTRUTURAIS VS. DEFORMAÇÕES REGIONAIS

A Tabela IV.1 mostra a relação entre as fases de deformações regionais e os domínios estruturais do CPS no Estado do Rio de Janeiro. Na parte inferior da tabela é indicado o nome das unidades que compõem as rochas do embasamento na região. Foram assinalados em negrito os maciços que são disponíveis dados petrográficos e litogeoquímicos e que serão discutidos neste trabalho.

A análise dessa tabela mostra que os granitos pré- a sin-F2 são restritos ao domínio Juiz de Fora, limitando-se ao maciço do Rio Turvo; os sin-F3 são registrados apenas nos domínios Paraíba (Norte e Sul) e Juiz de Fora, enquanto os sin-F4 são mais expressivos nos domínios Serra dos Órgãos e Litorâneo, apesar de aparecerem em maior número no domínio Paraíba (Norte Sul), o que pode ser confirmado pela análise do mapa de distribuição das rochas granitóides na Fig. 4.1. Representantes deste último grupo de granitos não foram registrados no domínio Juiz de Fora.

Embora o conhecimento estrutural ora disponível seja ainda muito precário sobre vários dos maciços classificados nesta tabela, alguns aspectos se destacam e parecem traduzir a evolução e migração do magmatismo através do espaço orogênico do CPS no Rio de Janeiro. Isto pode ser melhor visualizado pela comparação com o mapa de distribuição dessas rochas (Fig. 4.1).

A análise conjunta destas duas figuras mostra que os granitóides sin-F2 são mais importantes nos domínios Serra dos Órgãos e Litorâneo Norte, com expressão muito restrita no domínio Paraíba (Norte e Sul); os granitóides sin-F3, restringem-se aos domínios Paraíba e Juiz de Fora, sugerindo uma migração do magmatismo para NW, durante esta fase; os granitos sin-F4, por outro lado, são mais expressivos nos domínios Serra dos Órgãos e Litorâneo (Norte e Sul). Estes

Tabela IV.1. - Granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro: Domínios Estruturais vs. Fases Tectônicas Regionais

Domínios Estruturais *Fases Tectônicas*	Juiz de Fora	Paraíba (Norte e Sul)	Serra dos Órgãos	Litorâneo (Norte e Sul)
F4 (D4)	Pedra Selada Falcão	Carrasquinho, **Mambucaba, Mangaratiba**, Mombaça e Angra	S.J. do Ribeirão, **Nova Friburgo**, Andorinhas, **Frades** e	Morro do Côco, São Pedro, Macaé, Itaóca, **Sana** e Caju
F3 F4		Valão do Bambuí Valão da Laje	**Suruí**	**Pedra Branca** Utinga
F3 (D3)	S.J. do Barreiro, Funil, Resende (Taquaral), Parati e Parati-Mirim	Varre-Sai, Anta, Ipiranga, Vassouras, Getulândia, Fortaleza e Arrozal		
F2 (D2) *(pré- a sin-)*	Rio Turvo	**Serra das Abóboras**, Serra da Concórdia, Serra das Araras, Campinho e Resgate	**Serra dos Órgãos**	**Angelim**, **Niterói**, **Bela Joana**, Ilha da Madeira, Ilha Grande e Ilha da Marambaia
Embasamento (Transamazônico)	Comendador Venâncio	Quirino/São João do Paraíso	Rio Negro/Santo Aleixo	Araruama

obs.: em negrito os maciços estudados neste trabalho

maciços, apesar de não se vincularem mais à matriz estrutural NE-SW, que controlou as atividades magmáticas anteriores, a sua distribuição sugere, também, nova migração do magmatismo, agora para SE.

4.6.1. ORTOGNAISSES DO EMBASAMENTO

Estas rochas são encontradas em diferentes domínios estruturais do Estado do Rio de Janeiro. Ocorrem como estruturas antiformais, alongadas ou formando estruturas tipo *pods* no interior das zonas de cisalhamento. Aparecem, muitas vezes, circundando os grandes batólitos como, por exemplo, na Serra dos Órgãos. No Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, estas rochas foram designadas como "migmatitos homogêneos" e "heterogêneos" ou, ainda, como "diatexitos" e "metatexitos" (vide, p.ex., Penha *et al.*, 1979 e 1980; Ferrari *et al.*, 1982). Tais rochas têm sido confundidas, frequentemente, com os maciços brasilianos mais antigos, os pré-F2.

Embora estas rochas exibam uma invariável estrutura gnáissica, ainda é possível reconhecer o seu protólito original, mesmo nos locais em que a migmatização sin-tectônica regional foi muito intensa. Nas regiões menos afetadas por esta migmatização, a composição é em geral tonalítica a granodiorítica, sendo comum presença de enclaves microgranulares dioríticos a quartzo dioríticos. Dentre as rochas com estas características, que podem ser consideradas como embasamento, incluem-se as unidades Bingen e Santo Aleixo (Penha *et al.*, 1979), São João do Paraíso (Gomes & Batista, 1978), Quirino (Machado, 1984) e o batólito de Araruama (Machado & Demange, 1992). Destas unidades, apenas a última foi analisada geocronologicamente, fornecendo idade transamazônica. Datações realizadas pelos métodos U/Pb e Rb/Sr, apontam idades de 1981 ± 18 Ma e 1799 ± 62 Ma, respectivamente, com razão inicial de 0,706 (Zimbres *et al.*, 1990). Estas idades, confirmadas posteriormente por Fonseca (1994), já haviam sido assinaladas por Delhal *et al.* (1969).

4.6.2. GRANITÓIDES PRÉ- A SIN-F2

Estes granitos são encontrados em todos os domínios estruturais do Estado do Rio de Janeiro e ocupam cerca de um 1/3 em área de exposição das rochas pré-cambrianas deste estado (Fig. 4.1).

Desses granitos os mais expressivo é o batólito Serra dos Órgãos, que ocupa a região central do estado. Possui uma extensão de 160Km e largura média de 30 Km, com uma exposição areal de cerca de 700 Km^2. Outros batólitos

menores, como o Angelim e Bela Joana Norte, são corpos fortemente estirados, exibindo uma relação comprimento/largura da ordem de 20:1. O reflexo desta deformação pode ser observada na estrutura gnássica generalizada destes maciços, aspecto este que levou muitos autores a englobá-los nos gnaisses regionais, incluídos mesmo como embasamento do Complexo Paraíba do Sul na região, atribuindo-lhes idade transamazônica (Batista, 1984).

Os granitos pré-F2 correspondem a batólitos lineares, tipo Cordilheiranos, alongados, concordantes com a estruturação regional, com foliação pervasiva por todo maciço, sendo entretanto mais pronunciada nas bordas, onde comparecem com frequência estruturas gnáissicas e miloníticas. Como são maciços colocados em nível crustal profundo, em condições metamórficas entre fácies anfibolito/granulito, tendo sido portanto afetados pelo metamorfismo regional, exibem com frequência feições migmatíticas, sobretudo nos granitóides tipo-S, a exemplo dos batólitos Serra das Araras e Turvo, onde são comuns xenólitos de rochas cálcio-silicáticas, quartzitos, anfibolitos e biotita gnaisses. O batólito Serra das Araras, particularmente, é caracterizado por um estrutura gnaissóide, com foliação cataclástica generalizada, com presença de texturas miloníticas e protomiloníticas.

O contato desses maciços, em geral tectônicos, têm sido descritos muitas vezes como transicionais com as encaixantes, a exemplo dos maciços Niterói e Rio Turvo (Ferrari *et al.*, 1982; Ruiz *et al.*, 1983;.Heilbron, 1993).

Os granitóides pré-F2 e sin-F2 correspondem, na realidade, a dois grupos distintos: os primeiros representam granitóides do tipo-I, composicional e texturalmente mais homogêneos, com enclaves microgranulares; os últimos são granitóides do tipo-S, mais heterogêneos, com enclaves surmicáceos.

O primeiro grupo corresponde a granitóides de composição expandida, granodiorítica a tonalítica e granítica, incluindo também rochas charnockíticas (Bela Joana) e de afinidade charnockítica, tipo Niterói, Ilha Grande, Ilha da Madeira e Ilha da Marambaia. Este grupo, em função das condições de colocação, pode ainda ser dividido em quatro subgrupos: (1) em fácies granulito, maciço Bela Joana; (2) transição fácies granulito/anfibolito, Niterói; (3) fácies anfibolito inferior, maciço Angelim e, (4) fácies anfibolito superior, maciço Serra dos Órgãos.

O primeiro grupo está representado por charnockitos em maciços subconcordantes, cujo principal representante é o maciço Bela Joana. Estes maciços mostram associações diferenciadas, com termos enderbíticos e charnockíticos dominantes. É notável seu enriquecimento em granada, sobretudo na bordas do maciço. Este fato se deve mais provavelmente a uma contaminação dos paragnaisses encaixantes (unidades São Fidélis e Ernesto Machado) do que uma origem primária, conforme atribuído por Rêgo (1989). Os dados radiométricos disponíveis para o maciço Bela Joana apontam idades Rb/Sr de

499,6 ± 10,2 Ma, com razão inicial de 0,708 (Batista, 1984). Os maciços charnockíticos ocorrem em domínios com exposição de rochas em fácies granulito: domínios Juiz de Fora, Paraíba Norte, Litorâneo Norte e, provavelmente, na porção inferior do domínio Serra dos Órgãos.

O segundo grupo, caracterizado pela ocorrência de rochas charnockíticas e graníticas associadas, reflete condições metamórficas de colocação compatíveis com a transição fácies granulito/anfibolito. O principal representante deste grupo é o maciço Niterói. Neste maciço, predominam rochas de granulação grossa, porfiríticas, de composição entre granodiorítica a monzogranítica, onde são comuns megacristais de feldspato de potássio entre 10 e 14 cm. Distinguem-se duas faciologias principais, uma de charnockitos esverdeados e outra de granitos rosados. São rochas foliadas, texturalmente muito similares. O cantato entre elas é em geral sinuoso, sendo comum a presença de enclaves microgranulares de composição quartzo diorítica e tonalítica. Estas duas faciologias são cortadas por veios subconcordantes, foliados, constituídos por granitos hololeucocráticos e pegmatitos com granada.

O terceiro grupo, em fácies anfibolito inferior, é representado por maciços subconcordantes, encaixados em metassedimentos da unidade São Fidélis, cujo representante principal é o batólito Angelim. A parte inferior deste maciço mostra, frequentemente, aspecto migmatítico, com texturas orientadas, ricas em enclaves e estruturas tipo *schlierens*, enquanto a parte superior é mais homogênea. Apresenta uma associação diorito-tonalito-granodiorito-granito, juntamente com granito hololeucocrático com granada. É caracterizado como um magmatismo de afinidade cálcio-alcalina, enriquecido em elementos incompatíveis, principalmente Rb e TR totais, de profundidade relativamente mais rasa do que o Bela Joana, com a sua geração sendo também relacionada à subducção de crosta oceânica (Rêgo, 1989). Os dados geocronológicos, Rb/Sr, existentes sobre este maciço apontam idades de 731,9 ± 28,6 Ma e 402,6 ±133,6 Ma, com razões iniciais de 0,708 e 0,709, respectivamente (Batista,1984; Batista & Kawashita,1984).

Este grupo de granitos possui sistematicamente biotita e anfibólio como minerais máficos, juntamente com clino e ortopiroxênio nas rochas charnockíticas. São rochas de granulação média/grossa, inequigranulares, foliadas, porfiríticas, sendo comum texturas recristalizadas, granoblásticas, com feições miloníticas, sobretudo nas bordas dos maciços (Tabela IV.2). Os acessórios comuns são zircão, apatita, opacos e allanita, podendo aparecer ainda titanita e granada.

Os dados geocronológicos disponíveis apontam idades entre 600 a 620 Ma para estas rochas, sendo dados Rb/Sr de isócronas de referência, incluindo apenas uma determinação U/Pb em zircões no batólito Serra dos Órgãos, de 620 Ma, obtida por Delhal *et al.* (1969). Estes dados são considerados por Machado

Tabela IV.2 - Resumo dos das principais feições geológicas dos granitóides pré-F2 no Estado do Rio de Janeiro

Maciços	Composição Dominante	Minerais			Textura e Estrutura	Feições microestruturais
		Essenciais	Acessórios	de Alteração		
			Domínio Paraíba Norte			
Serra das Abóboras	álcali-grani/sieno e mzdio/grano	(1) Plag > Qzo ≥ Bio + Anf (2) FK > Qzo > Plag + Bio	apa, zir, op ± ala ± gra	anf → bio + op	grano, ineq, orient, méd	plag → antip; FK → micr → pert qzo + FK → ext ond, recup. Fe-Mg → cumul
			Domínio Serra dos Órgãos			
Serra dos Órgãos	mosnzo/grano (ton)	Plag ≥ FK ≅ Qzo > Bio > Anf	apa >> zir > ala > opa ± tit ± gra ± mosn	anf → bio bio → clor + mos	granu/hipi, méd/gros, fol	FK → micr → pert FK + plag → ext ond qzo → ext ond, recup.
			Domínio Litorâneo Norte			
Angelim	(1) tona/grano (φ-dior) (2) sieno/álcali-granini	(1) Plag ≥ Qzo > Bio + Anf > < FK (2) FK > Qzo > Plag Bio (< 3%)	(1) gr > ala > apa > op ± zir ± ala	plag → ser + carb biot → clor + mos + op	grano, méd/gros, equi e ineq, fol.	FK → micr → pert FK + plag → ext qzo + gra → simpl mirm
Bela Joana	(1) tona/φ-mzdior (2)mosnzo/álcali-grani	(1) Plag > Qzo > Σ (Bio + Anf + Px) > FK (2) FK > Qzo > Plag	(1) apa >>> zir; opa, gra (2) zir > apa > op > gra	(1) biot → cl + mos FK → mos; plag → carb + ser (2) plag → ser; bio → clor	grano, mil, orient, méd/gros	(1) plag → antip FK → micr →pert FK + plag → ext, recup Fe-Mg → cumul (2) FK → micr → pert qzo, FK; mirm
Niterói	(1) Mosnzo/tona (2) mosnzo/álcali-grani	1) Plag > Qzo > Bio ≅ FK ;2) FK > Qzo>Plag Bio < 5%	gr, zi, ap, al, mos, op, hb	gro/mgr, ineq, porf, fol, mil	porf, gros/mgro, inequ, mil	(1) bio → clor; Plag →ser (2) bio → clor + mos; FK → mos ; plag →ser

(cont.)

(cont.)

Abreviações utilizadas: *Minerais*: **anf** - anfibólio; **ala**- allanita**; apa**- apatita**; bio**- biotita; **carb**- carbonatos; **clin**- clinozoisita; **clor** - clorita; **FK** - feldspato de potássio; **gr**- granada; **mon**- monazita; **mos**- moscovita; **op**- opacos**; Plag** - plagioclásio; **Qzo** - quartzo; **ser** - sericita; **tit**- titanita**; tur**- turmalina; **zir**- zircão; **zoi**- zoizita; *Textura/Estrutura*: equi - equigranular; méd - média; fol -foliada; grano - granoblástica; granu - granular; gros - grossa; hipi - hipidiomórfica; ineq - inequigranular; mgro - muito grossa; mil - milonítica; orient - orientada; *Composição*: álcali-grani- álcali-feldspato granítica; grano- granodiorítica; monzo- monzogranítica; mzdio- monzodiorítico; φ-dior - quartzo diorítica; sieno - sienogranítica; ton -tonalítica *Feições Microestruturais*: anti - antipertítico; cumul - cumuláticos; ext - extinção ondulante; micr - microclínio; mirm - mirmequita; Fe-Mg - ferro-magnesianos; pert - pertítico; recup - recuperação de grãos; simp - simplectítico.

et al. (1996) como idades mínimas para os granitos cálcio-alcalinos pré-colisionais do CPS na região. Tais idades mostram uma diferença da ordem de 30 a 40 Ma em relação aos valores considerados por Figueiredo & Campos Neto (1993) e Wiedemann (1993) para granitos pré-colisionais relacionados a um arco magmático brasiliano - arco magmático Rio Doce - dos primeiros autores, o qual teria se iniciado em 590 ou 580 Ma. Machado *et al.* (op. cit.), postula quatro alternativas para tentar explicar esta diferença de idade: (i) ausência de datações radiométricas nos granitos pré-colisionais do Espírito Santo; (ii) diacronismo longitudinal do magmatismo; (iii) colagem lateral de terrenos e, (iv) problemas analíticos entre laboratórios.

Duas isócronas de referência Rb/Sr obtidas nestes granitos sugerem também idades de 567 e de 537 Ma, respectivamente, para os maciços Serra dos Órgãos e Niterói. Estas idades, se de fato têm significado geológico, podem refletir um evento tectono-termal regional que teria promovido a rehomogeneização isotópica do Sr e, neste caso, podem ser interpretadas com a idade de um segundo episódio de metamorfismo regional, após o evento colisional. Alternativamente, tais valores representariam a idade de novos pulsos magmáticos no mesmo complexo granítico. Argumentos favoráveis a uma ou outra hipótese podem ser evocados, ou com base em informações de campo ou com base em dados petrográficos e geoquímicos.

O segundo grupo de granitóides, representado por maciços de composição não expandida, dominantemente granítica, parecem ser restritos aos domínios Paraíba e Juiz de Fora (Fig. 4.1), sendo aí representados pelos batólitos Serra das Araras e Rio Turvo.

Este grupo de granitóides, designados de leucogranitos aluminosos por Machado *et al.* (1989b), e interpretados como granitos colisionais por Machado & Demange (1991) e Heilbron (1993 e 1995), são na realidade granitóides tipo-S, relacionados a fusão parcial de metassedimentos, com aspecto migmatítico, sendo colocados em nível crustal compatível com a porção inferior da fácies anfibolito (Machado & Demange, 1994a).

4.6.2.1. DADOS GEOQUÍMICOS DISPONÍVEIS

A Tabela IV.3 contém os dados químicos (elementos maiores) existentes sobre os granitos pré-F2 do Rio de Janeiro, incluindo os maciços Serra dos Órgãos (SO), Bela Joana (BJ) e Angelim (AG). São dados de composições químicas médias, contidos nos trabalhos de Rêgo (1991) e Machado & Demange (1994), e que são comparados com os dados de batólitos Cordilheiranos da costa oeste Americana.

Tabela IV.3 - Composição química média de diferentes batólitos.

	BPR (1)	BSO (2)	BPR (3)	BSO (4)	BSN (5)	BSN (6)	BSO (7)	BSO (8)
SiO_2	64.63	64.57	62.30	63.46	65.61	71.65	65.68	71.80
TiO_2	0.65	0.62	0.82	0.69	0.54	0.24	0548	0.291
Al_2O_3	15.94	15.68	17.23	15.85	15.44	14.87	15.51	14.29
Fe_2O_3	1.20	6.34	1.09	6.84	1.76	0.84	5.84	2.58
MnO	0.08	0.11	0.07	0.121	0.08	0.04	0.114	0.117
MgO	2.15	1.23	2.16	1.43	1.80	0.38	1.03	1.23
CaO	5.10	4.42	5.70	5.11	4.10	1.87	3.73	1.64
Na_2O	3.62	2.80	3.77	2.77	3.62	3.98	2.83	2.43
K_2O	1.95	2.17	1.67	1.67	3.11	4.19	2.67	5.14
P_2O_5	0.13	0.21	0.18	0.22	0.16	0.08	0.20	0.22
Nº de am.	323	8	168	05	1	1	3	22

Legenda da Tabela - (1) Média de análises de batólito Peninsular Ranges (BPR), batólito da Califórnia; (2) Composição Média dos tonalitos e granodioritos, batólito Serra dos Órgãos (BSO); (3) Tonalitos representativos do batólito Península Ranges (GROMET e SILVER, 1987); (4) Tonalitos, batólito Serra dos Órgãos; (5) Granodioritos Half Dome, batólito Sierra Nevada (BSN) (BATEMAN & CHAPPELL, 1979); (6) Granito Johnson, BSN (BATEMAN & CHAPPELL, op. cit.); (7) Granodioritos Serra dos Órgãos; (8) Granitos Serra dos Órgãos.

Para tipos composicionais semelhantes, os três maciços pré-F2 do Rio de Janeiro mostram teores equivalentes em Al, Mn e P, com o SO sendo ligeiramente mais enriquecido em Fe do que o BJ e em Ca do que o AG. Este último é também mais empobrecido em Mg. O BJ, em relação ao AG, é relativamente mais enriquecido em Ca e empobrecido em Ti, Fe e K.

Os batólitos pré-F2 do Rio de Janeiro, comparados com os batólitos Cordilheiranos da costa oeste Americana, por tipos composicionais equivalentes, mostram-se mais enriquecidos em Fe (5 a 6 vezes), de forma menos acentuada em K (~30%), com teores similares em Mn, P e Mg (exceto o SO, que é mais baixo) e inferiores em Al (~10%), Ca (20 a 30%) e Na (30 a 40%).

Nesta Tabela, consta a composição do granodiorito Half Dome, do batólito Sierra Nevada (BSN) (5). Nota-se que, para teores equivalentes em SiO_2, os batólitos BJ e AG são mais enriquecidos em Fe, Mn, Mg, Ca e P, sendo mais empobrecidos em Na e K, com teores similares em Si, Al e Ti. Os granodioritos do BSO (7) são similares em Si, Ti, Al, Mn e P, sendo porém mais empobrecidos em Mg, Na, e K. São, ainda, levemente enriquecidos em Ca e fortemente em Fe (3 a 4 vezes). Comparando-se os granitos dos dois batólitos, observa-se que o BSO (8) é similar ao BSN (6) em Si, Ti e Al, sendo nriquecido em Fe, Mn, Mg, K e P, e mais empobrecido em Na.

4.6.3. GRANITÓIDES SIN-F3

Estes granitos apresentam maior desenvolvimento no Setor Meridional dos Domínio Paraíba (Norte e Sul) e Juiz de Fora (Fig. 4.1). São maciços foliados, alongados, concordantes com a estruturação regional e com as zonas de cisalhamento de alto ângulo do Vale do Rio Paraíba do Sul. São comuns estruturas de fluxo ígneo na parte central desses maciços, que passam para estruturas deformacionais nas bordas, onde são freqüentes tipos texturais como milonitos e protomilonitos, ao lado de gnaisses com bandamento fino, centimétrico a milimétrico.

Os maciços têm dimensões desde *stocks* até pequenos batólitos, com o mais expressivo deles, representado pelo de Parati, localizado na divisa com São Paulo, possui uma exposição de cerca de 240 km^2, somente no Rio de Janeiro.

Os maciços sin-F3 são, em geral, biotita-anfibólio granitos associados com biotita granitos, de composição monzogranítica a granodiorítica, com texturas inequigranulares e porfiríticas, de granulação média a grossa, meso e leucocráticos, cinzentos e rosados, sendo comum cristais centimétricos de feldpato branco ou róseo, em uma matriz foliada rica em biotita (Tabela IV.4). A biotita pode ocorrer como segregações e/ou agregados de máficos sob a forma de *schlierens*, que realçam a orientação da rocha. Os acessórios comuns são apatita,

Tabela IV.4.- Resumo das principais feições geológicas dos granitóides sin-F3 no Estado do Rio de Janeiro

Maciço	Domínio	Composição Dominante	Minerais Acessórios	Textura e Estrutura	Contato	Caráter Tectônico	Idade	Fontes
Varre-Sai	Paraíba Norte	bio-(anf) grani		fol/gn	conc	sin-F3		(27) (8)
Vassouras	Paraíba Sul	bio-monzo/sieno (grano)	ap, zi, ti, op, mos, ser, al, zoi, clin, tur, rut, hb	gra e porfc méd/gro, fol, gn/mil	conc, trans, tect	sin-tect (Sin-D3)		(28) (8)
Ipiranga	Paraíba Sul	bio-(mos)-monzo/sieno	zi, al, ap, op	equi, méd/fin, fol (fmg)	brus	tardi-D3		(6)
Arrozal	Paraíba Sul	bio-(hb) grani		ineq, porf, méd, fol, gn/mil	conc, tect (NW), intr	sin-tect (Sin-F3)		(1) (8) (29)
Getulândia	Paraíba Sul	bio-(hb) grani	mon, zi, ap, op, mos, cl	equi, porf, fina/méd, fol	tect (NW e SE), intr (NE)	tardi/pós-colis ou sin/tardi-F3	514-553 $(Rb_c)^{(10)}$ 535-528 $(Pb)_{(u)}^{(3),9)}$	(1) (5) (30)(29) (31) (8) (9) (10)
Fortaleza	Paraíba Sul	(bio)-leucogran	bio(< 5%), zic, apa, al, mon, op, mos, cl	fino/méd, fol (fmg)	disc	sin/tardi-D3	-	(31) (9)
Funil	Juiz de Fora	bio grani a grano	ti, clor, flu	ineq, méd/gro, porf, fol/cat	tect (NW)	sin/tardi-tect (Sin-F3)	-	(1) (8)
S.J.Barreiro	Juiz de Fora	bio-(hb) grani (dior)	-	méd, porf/fol	brus (SE)	sin/tardi-tect (Sin-F3)	-	(1) (8)
Resende	Juiz de Fora	bio-(gr) grani	-	méd/gro, grab, fol	disc (apóf) e conc	sin/tardi-tect (Sin-F3)	-	(1) (3) (4) (8)..
Taquaral (Resende*)	Juiz de Fora	bio-(hb) grani e (bio)-leucograni	zi, ti, ap, (al)	gro, porf, fin, fol, (mil)	intr e tect (SE)	pré/sin-Dn[7]; sin/tardi-Dn[9]; sin-F3?	553 $(Pb)_{(u)}^{(9)}$	(7) (8) (9)

(cont.)

(cont.)

Maciço	Domínio	Composição Dominante	Minerais Acessórios	Textura e Estrutura	Contato	Caráter Tectônico	Idade	Fontes
Parati	Paraíba Sul	bio-hb grani/ton	ti. ap. op. zi. al. ser. carb	gro. grab/porf (fol)	trans	Sin-F3	-	(14) (29) (31) (32) (8)
Parati-Mirim	Paraíba Sul	bio-(hb) grani/grano	ti, op. al. ap	méd (gro). porf. fol	conc. intr	Sin-F3	-	(14) (29 (31) (32) (8)

* nome introduzido anteriormente por Machado & Peloggia (1987)

Abreviações utilizadas: *Composição*: grani- grani; grano- granodiorito; monzo- monzograni; qtzo-sienito- quartzo sienito; sieno- sienograni; ton- tonalito; *Minerais*: al- allanita; ap- apatita; bio- biotita; carb- carbonatos; clin- clinozoisita; cl-clorita; flu-fluorita; gr- granada; hb- hornblenda; mon- monazita; mos- moscovita; op-opacos; rut-rutilo; ser- sericita; ti- titanita; tur- turmalina; zi- zircão; zoi- zoisita; *Textura/Estrutura*: cat- cataclástica; equi- equigranular; fin- fina; fmg- fluxo magmático; fol- foliada;gn- gnáissica; grab- granoblástica; gro- grossa; ineq- inequigranular; méd- média; mil- milonítica; porf- porfirítica ou porfiróide; porfc- porfiroclástica; *Contato*: apóf- apófise; brus- brusco; conc- concordante; disc- discordante; intr-intrusivo; tect- tectônico; trans- transicional; *Caráter Tectônico*: pós-colis- pós-colisional; sin-tect- sin-tectônico; tardi-tect- tardi-tectônico; *Idade*: (Rb_c) - idade Rb/Sr convencional; (Pb)- idade U/Pb, em tianitas (ti).

Referências: (1) Ruiz *et al.* (1983); (3) Machado & Peloggia (1987); (4) Machado *et al.* (1989); (5) Machado & Demange (1991 e 1992); (6) Heilbron (1993); (7) Almeida *et al.* (1993); (8) Machado & Demange (1994a); (9) Valladares (1996); (10) Dias Neto et al. (1995); (14) Castro *et al.* (1984b); (27) Reis *et al.* (1982b); (28) Machado (1984); (29) Nummer *et al.* (1995); (30) Valladares *et al.* (1995); (31) Sperling *et al.* (1983); (32) Castro *et al.* (1984c);

zircão, titanita, allanita e opacos, podendo ocorrer ainda monazita, rutilo e turmalina. A fluorita é referida como mineral acessório nos maciços do Funil e Resende.

Os contatos, descritos como de natureza intrusiva, são frequentemente tectonizados e concordantes com as encaixantes. São descritos contatos às vezes transicionais, a exemplo dos maciços Parati e Vassouras (Castro *et al.*, 1984b; Machado, 1984). Estes maciços têm sido classificados na literatura como sin- a tardi-tectônico (ou cinemático).

Embora neste grupo de granitos predominem os do tipo-I, registram-se, localmente, como na região de Passa Três, granitos com moscovita, granada e turmalina, muito ricos em quartzo, numa associação tipicamente de granitos do tipo-S, no sentido de Chapell & White (1974).

Os dados geocronológicos disponíveis sobre estes granitos limitam-se a duas datações U/Pb em monazitas obtidas em amostras do Getulândia, com idades de 532 ± 1 Ma e 538 ± 1 Ma (Valladares, 1996; Machado N. *et al.* 1996), e idades Rb/Sr, em amostras deste mesmo granito, fornecendo três conjuntos de valores: 514 ± 8 Ma, 553 ± 2 Ma e 685 ± Ma (Dias Neto *et al.*,1996).

4.6.3.1. DADOS GEOQUÍMICOS DISPONÍVEIS

Os dados químicos disponíveis sobres estes granitos acham-se contidos em Valladares (1996) e referem-se a nove amostras, sendo cinco do granito Fortaleza (FT) e quatro do Getulândia (GT), incluindo aqui uma amostra de enclave (Tabela IV.5).

As amostras do FT analisadas pela autora são descritas como de granitos leuco e hololeucocráticos, em geral não foliados, de granulação fina a fina/média, podendo ocorrer moscovita secundária em amostras de mão. Ao microscópico predomina feldspato de potássio em relação ao plagioclásio, com a biotita em geral entre de 3 a 5 %, ou em menor quantidade como mineral acessório, junto com apatita, zircão e monazita, ocorrendo ainda carbonatos, sericita, clorita e moscovita como minerais de alteração.

Do GT foram analisados duas faciologias: uma de granito fino a médio, isótropo, meso a leucocrático, com foliação incipiente e, outra, de granito grosso, porfirítico, leucocrático, fortemente foliado. Nesta última faciologia, predomina feldspato de potássio em relação ao plagioclásio, enquanto naquela este minerais podem ocorrer em proporções equivalentes. A biotita varia de 5 a 10%, mas pode ocorrer também com fase acessória. Os acessórios em ambas as faciologias são zircão, apatita, monazita e opacos, podendo ocorrer ainda sericita, moscovita e clorita como minerais de alteração

Tabela IV.5 - Dados químicos disponíveis de granitóides sin-F3 do Rio de Janeiro

	Getulândia	Fortaleza
SiO2	69,34	73,56
TiO2	0,47	0,22
Al2O3	14,84	14,07
Fe2O3	3,35	1,79
MnO	0,06	0,04
MgO	1,32	0,34
CaO	2,4	1,13
Na2O	3,54	3,21
K2O	4,47	5,51
P2O5	0,14	0,12
H2O	1,36	1,15
total	101,37	101,15
V	37	10
Cr	28	4
Co	25	23
Ni	11	2
Cu	13	1
Zn	64	32
Rb	187	336
Sr	335	142
Y	30	21
Zr	229	177
Ba	795	720
Pb	25	27
Cs	4	4
N de amostras	2	3

Fonte: Valladares, 1996.

A tabela IV.5 contém as médias das análises destes granitos, juntamente com as médias de análises de faciologias equivalentes dos granitos tardi-F3 a sin-F4, para efeitos comparativos. Foram excluídas do cálculo da média duas amostras do Fortaleza; uma delas exibindo teores mais baixos em Ti, Fe, Ca, Rb e HFS, com alta perda ao fogo, comparado com amostras de teores equivalentes em SiO_2. Além disso, foi excluída a única amostra de granito porfirítico do GT, em virtude dos teores mais altos em SiO_2, e sensivelmente mais baixos em Al, Ca, Ba e Sr, em comparação com as demais amostras do maciço, sugerindo neste caso a atuação de fenômenos de alteração.

A comparação dos dados químicos entre os dois maciços mostra que o Fortaleza é um maciço mais evoluído do que o Getulândia, a julgar pelos teores mais elevados em Si, K, Rb, e mais baixos em Ti, Fe, Mn, Mg, Ni, Cu, Sr e Ba (Tabela IV.5).

Na comparação com os maciços tardi-F3 e sin-F3, de faciologias equivalentes, os sin-F3 são mais enriquecidos em Na (~30%), Ti, Co, Y e Pb, sendo mais empobrecidos em P, Cr e Zr, com teores equivalentes em Al, Mn e K.

O GT é mais enriquecido em Fe e Mg, o FT em Rb, com aquele sendo empobrecido em K, Rb, e este em Ca e Fe.

4.6.4. GRANITOS TARDI-F3 A SIN-F4

Um resumo das principais características geológicas destes granitos pode ser encontrado na Tabela IV.6. A análise desta tabela, a qual contém uma síntese das informações ora disponíveis sobre os granitos sin-F4, permite evidenciar alguns aspectos não apontados na síntese de Machado & Peloggia (1987), sobre os granitos do Rio de Janeiro.

Os granitos sin-F4 são em geral biotita granitos, de composição dominante monzogranítica, equigranulares e de tendência porfirítica, de granulação média a média/grossa, com estrutura maciça a orientada nas bordas (estrutura de fluxo magmático), de cor cinza-média a rosada, em contatos bruscos, claramente intrusivos, com características tardi- a pós-tectônicas, correspondendo aos granitos com contatos "em faca", referidos por Rosier (1957). A biotita é o mineral máfico dominante nestas rochas, podendo ainda aparecer associada ao anfibólio, a exemplo dos maciços Carrasquinho, Andorinhas e Itaoca. Os acessórios comuns são titanita, zircão e apatita, com magnetita sendo o opaco mais frequente, aparecendo ainda allanita e, mais raramente, granada, rutilo e monazita. Os minerais de alteração comuns são moscovita e clorita e, ocasionalmente, carbonatos e minerais do grupo do epídoto. A fluorita aparece como mineral acessório nos maciços São José do Ribeirão e Suruí.

Tabela IV.6. - Resumo das principais feições geológicas dos granitos tardi-F3 a sin-F4 no Estado do Rio de Janeiro

Maciço	Composição Dominante	Minerais Acessórios	Textura e Estrutura	Contato	Caráter Tectônico	Idade	Fontes
Valão do Bambuí	bio granito		equi, porf, mac, fol, mil (bor)	intr	tardi-F3/sin-F4?		(11) (8)
Mambucaba	bio granito	hb, mag, ti, ap, zi, al	hip/granu, méd, maci	brus, irreg, dif, intr	sin-F4		(34) (35) (29) (8)
Carrasquinho	bio-(hb) granito	ti, anf, ap, zi, ep, op	hip, méd (gro), maci		sin-F4		(34) (35) (29) (8)
Mombaça	bio granito	mag, ti	hip/granu , porf, fin/méd, maci (fol)	desarm	tardi-F3/sin-4?		(34) (35) (8)
Angra	bio granito	mag, ti	méd/gro, maci (fol)	intr	tardi-F3/sin-F4?		(34) (35) (8)
Mangaratiba	bio granito	ti, ap, mag, zi, al, op	hip/granu (fol), porf, méd/gro	brus, intr	pós-tect (sin-F4?)	492 $(Pb)_{(t)}$[9]	(34) (35) (29) (32) (8) (9)
Surui	grano/sieno	ap, zi, al, ti, mag, ilm, pir	gro, porf, fol	tect	tardi/pós -F3		(36) (37) (38) (39) (8)
Andorinhas	bio-(hb) monzo (grano)	al, ti, zi, ap, mo, mag, ilm	hip/granu, porf, méd (fin), fol (bor)	intr	pós-tect/sin-F4		(36) (37) (38) (38) (39) (40) (41) (42) (43) (15) (8)
Nova Friburgo	bio monzo	ti, al	hip/equi, porf, fina/méd (gro)	brus, disc, intr ?	pós-tect/sin-F4		(44) (15) (45) (46) (26) (8)
Frades	bio monzo	hb, ti, al, op, ilm, zi, ap, gr	porf (mega), méd/gro, mac (fol)	intrus?	pós-orog e anor (sin-F4)		(44) (15) (45) (46) (26) (8)
São José do Ribeirão	bio granito	flu	méd/gro, mac	intr?	tardi/pós-tect (sin-F4)		(32) (26) (8)
Utinga	sieno/monzo(qzo-sienito)	op, al, zi, ap, mo, ser, car	méd, gro, peg, fol, mig,, neb	brus, intr, grad, conc, dic	tardi/pós-tect, meso, sin-F4	482 (Rb_c)[47]	(38) (47) (48) (26)

(cont.)

(cont.)

Maciço	Composição Dominante	Minerais Acessórios	Textura e Estrutura	Contato	Caráter Tectônico	Idade	Fontes
São Pedro	bio granito		méd/gro (fin), mac, fol (gn/cat)	intr?	tardi/pós-tect (sin-F4)		(32) (26) (8)
Sana	bio granito/qzo-sieno/monzo	al, zi, ti, mon, ap, op, mag	hip/granu (porf), méd, sac (fol), prot (bor)	brus, disc	tardi/pós-cin (sin-F4)	490 (Rb_c)[14]	(44) (14) (8)
Morro do Côco	bio granito	ap, zi, al, rut, mag	equi (porf), méd (gro), mac (fol)	brus, intr	sin-F4		(33) (26) (8)
Itaoca	bio-(hb) granito	mag, al, ap, zi, gr	méd/gro	brus, intr	sin-F4		(33) (26) (8)
Cajú	bio granito (qzo-monzo)		méd/fin	pós-tect (sin-F4)	sin-F4		(40) (27) (8)

Abreviações utilizadas: *Composição*: grani- granito; grano- granodiorito; monzo- monzogranito; qtzo-sienito- quartzo sienito; sieno- sienogranito; ton- tonalito; *Minerais*: al- allanita; ap- apatita; bio- biotita; clin- clinozoisita; car- carbonatos; ep- epídoto; flu-fluorita; gr- granada; hb- hornblenda; ilm- ilmenita; mag- magnetita; mo- moscovita; op-opacos; rut-rutilo; pir- pirita; ser- sercita; sil- sillimanita; ti- titanita; tur- turmalina; zi- zircão; *Textura/Estrutura*: bor- borda; cat- cataclástica; fin- fina; gn- gnáissica; fol- foliada; gro- grossa; hip- granu- hipidiomórfica/granular; maci- maciça; méd- média; meg- mega; mil- milonítica; neb- nebulítica; peg- pegmatítica; porf- porfirítica; prot- protomilonítica; sac- sacaróide; *Contato*: brus- brusco; conc- concordante; desarm- desarmônico; dif- difuso; disc- discordante; grad- gradacional; intr-intrusivo; irreg- irregular; *Caráter Tectônico*: meso- mesotectônico; pós-tect- pós-tectônico; pós-orog- pós-orogênico; *Idade*: (Rb_c) - idade Rb/Sr convencional; (Pb)- idade U/Pb, em tianitas (ti).

Referências: (8) Machado & Demange (1994a); (9) Valladares (1996) e Machado N. *et al.* (1996); (11) Reis *et al.* (1982a); (14) Machado R. *et al.* (1996); (15) Barbosa & Sad (1985); (26) Reis *et al.* (1982b); (29) Machado & Demange (1994a); (32) Sperling *et al.* (1983); (33) Castro *et al.* (1984c); (34) Penha *et al.* (1980); (35) Zorita & Penha (1980); (36) Puget & Penha (1980); (37) Pires *et al.* (1982); (38) Ferrari *et al.* (1982); (39) Penha (1984; (40) Penha & Wiedemann (1984); (41) Brenner *et al.* (1982); (42) Sad *et al.* (1980b); (43) Junho & Wiedemann (1987); (44) Junho *et al.* (1987); (45) Junho (1987 e 1991); (46) Reis *et al.* (1982c); (47) Fonseca (1986); (48) Caddah *et al.* (1987)

Os poucos dados geocronológicos disponíveis sobre estes granitos são coerentes entre si, com isócronas Rb/Sr e U/Pb (em titanitas) fornecendo idades entre 482 e 492 Ma, podendo estes valores serem considerados como a idade dos maciços sin-F4, conforme proposto por Machado *et al.* (1996).

4.6.4.1. DADOS GEOQUÍMICOS DISPONÍVEIS

A Tabela IV.7 contém os dados geoquímicos (elementos maiores, menores e traços) disponíveis sobre os granitos tardi-F3 e sin-F4 do Rio de Janeiro, e referem-se aos maciços Pedra Branca (PB), Sana (SN), Nova Friburgo (NF) e Suruí (SU). Este granitos, descritos na literatura como tardi- a pós-tectônicos, são os mais bem estudados da região, com os dados analíticos estão contidos em Junho & Penha (1985), Junho *et al.* (1987, 1991 e 1993) e Junho (1990 e 1993).

Nesta tabela, os dados foram organizados por maciços e pela composição média de seus tipos composicionais, levando-se em consideração os tipos petrográficos já definidos na literatura por Junho (op. cit.). Adotou-se esta opção, em função do nível de conhecimento petrográfico e faciológico já existente sobre estas rochas. Assim, são separados granitos porfiríticos finos a médios, porfiríticos grossos a muito grossos (ou megaporfiríticos) e os granitos equigranulares médios/finos. Não foram incluídos os leucogranitos e pegmatitos, em função da expressão reduzida destas faciologias.

Os granitos porfiríticos finos a médios possuem cor acinzentada e rosada, contendo megacristais de feldspato alcalino com tamanho em geral inferior a um centímetro, em contraste com os porfiríticos grossos/muito grossos, onde eles possuem entre um e quatro centímetro. Este últimos possuem tonalidades mais claras, sendo mais frequentes os de cor rosada. Os dois tipos mostram com freqüência estrutura de fluxo ígneo, muitas vezes concordante com a estrutrura regional, que é salientada pelo arranjo dos megacristais. O primeiro tipo ocorre na forma de diques e *sills*, sendo descrito como intrusivo nos megaporfiríticos (Junho, 1993).

Os granitos equigranulares são em geral de cor acinzentada, granulação média a fina, podendo apresentar estrutura de fluxo magmático, em geral marcada pela orientação da biotita, a qual é a fase máfica presente nestas rochas.

Os granitos porfiríticos grossos/muito grossos são comuns nos maciços NF e PB, representando a faciologia dominante na parte externa deste último; os porfiríticos finos/médios predominam no NF (ver Hembold *et al.* 1965; Sad *et al.*, 1980a e 1980b; Penha, 1984; Penha & Wiedemann, 1984; Junho & Wiedemann, 1987; Junho, 1991 e 1993). Os granitos equigranulares médios constituem a faciologia dominante do SN (Sad *et al.* 1980b).

Tabela IV.7- Composição química média de granitos tardi-F3 a sin-F4 no Estado do Rio de Janeiro

	PB1	PB2	PB3	PB4	PB5	PB6	NF7	NF8	NF9	NF10
SiO2	67,8	72,34	71	70,14	70,47	70,54	70,3	71,53	63,8	64,87
TiO2	0,8	0,25	0,4	0,44	0,61	0,7	0,5	0,47	1,1	0,9
Al2O3	14,3	14,01	13,7	14,44	13,95	14,01	13,8	13,98	15,4	15,29
Fe2O3	1,9	1,51	1	2,43	2,85	2,82	1,2	2,77	2,3	4,58
MnO	0,1	0,03	0,1	0,04	0,08	0,04	0,3	0,05	0,1	0,07
MgO	1,1	0,29	0,5	0,56	0,34	0,58	1,3	0,47	1,8	1,2
CaO	2,6	1,29	2,4	1,52	2,92	2,08	2,5	1,55	4,1	2,8
Na2O	2,6	2,22	2,7	2,28	2,66	2,17	2,7	2,32	2,7	2,5
K2O	5,7	5,85	5,6	5,8	5,61	5,03	5,2	5,47	4,4	5,2
P2O5	0,3	0,135	0,2	0,18	0,23	0,22	0,2	0,19	0,2	0,2
H2O	0,8	0,97	0,8	0,79	1	1,16	0,6	0,72	0,7	0,5
Total	100,1	98,93	99,6	98,6	99,7	99,36	100,1	98,78	100,3	98,35
Cr	54		32		40		109		31	
Co	5		2		2		10		9	
Ni	47	6	38	2	35		38	6	30	7
Cu	26	0	18	0	22		23		22	4
Zn	201	34	197	48	180		186	54	205	80
Ga	27	18	25	20	26		25	21	24	21
Rb	374	156	369	204	296		281	297	205	158
Sr	461	468	363	353	530		548	241	734	1140
Y	33	9	16	16	9		30	27	42	32
Zr	401	206	272	277	390		357	251	373	497
Nb	29	8	25	16	22		24	19	23	18
Ba	1426	2050	1217	1397	1923		1242	828	1609	3330
Am. (N°)	24	2	43	7	3		126	2	15	2

(Cont.)

(Cont.)

	SN11	SN12	SU13	SU14	TR15	PB16	PB17	NF18	FD19	TR20
SiO2	69,2	69,9	67,4	70,5	68,3	61	61,72	61,9	61,8	65,5
TiO2	0,67	0,48	0,44	0,48	0,36	1,6	1,37	1,6	1,4	0,5
Al2O3	14,75	14,08	16,13	14,29	15,96	14,9	15,44	15	14,7	16,3
Fe2O3	1,14	2,49	1,32	3,29	1,07	2,6	6,4	2,4	2,5	1,9
MnO	0,05	0,04	0,05	0,06	0,02	0,1	0,085	0,1	0,1	
MgO	0,86	0,44	0,51	0,67	0,58	2,9	1,91	2,7	2,6	0,8
CaO	1,95	1,38	1,87	1,78	1,47	4,6	3,73	4,5	4,6	2,3
Na2O	2,42	2,13	3,18	2,76	2,82	2,7	2,57	2,7	2,3	2,9
K2O	5,38	5,72	6,19	4,12	5,58	4	3,34	3,7	4,6	5,4
P2O5	0,21	0,16	0,1	0,17	0,14	0,8	0,702	0,8	0,9	0,3
H2O	0,28	0,71	0,09	0,65	0,61	0,8	0,6	0,9	0,7	0,7
Total	99,15	97,56	98,92	98,75	99,2	99,8	98,74	99,5	100	98,9
Cr								67	73	
Co								11	10	
Ni		3,9		6			12	44	49	
Cu		<		0,01			13	30	39	
Zn		59		117			92	205	182	
Ga		22		22			22	28	29	
Rb		285		253			170	245	401	
Sr		180		174			738	924	833	
Y		17		53			29	32	14	
Zr		296		369			453	474	443	
Nb		16		26			24	31	33	
Ba		758		702			1835	1872	2077	
Am.(N°)		8		2	9	40	5	14	14	1

Legenda: Pb- Pedra Branca; NF- Nova Friburgo; SN- Sana; SU- Suruí; FD- Frades; TR- Teresópolis; 1-15= granitos; 16-20= granodioritos; 1,2, 7 e 15 - porfiríticos; 3, 4, 9, 10 - megaporfiríticos; 5, 6, 8, 11, 12, 14- equigranulares; Fontes: 1, 3, 5, 7, 9, 15, 16, 18, 19 e 20- granito porfiritico (Junho, 1993; Junho *et al.*, 1993; Junho *et al.* 1989); 11- Sad (13- Zorita & Penha (1980); 2, 4, 6, 10, 12, 14 e 17 (neste trabalho).

CAPÍTULO V

5. PETROGRAFIA E LITOGEOQUÍMICA

5.1. INTRODUÇÃO

Neste capítulo são discutidos os aspectos petrográficos e litogeoquímicos de onze maciços granitóides do Estado do Rio de Janeiro selecionados para os estudos. Cabe mencionar que, em virtude do número de granitóides estudados, optou-se por incluir as descrições petrográficas e litogeoquímicas de cada maciço no final da tese, sob a forma de Apêndice, evitando assim as repetições desnecessárias para um texto desta natureza. Neste sentido, para facilitar a leitura, é feito um resumo das feições mais importantes de cada grupo de granitos, remetendo-se o leitor ao Apêndice, caso haja interesse em mais detalhes sobre o assunto.

5.2. GRANITÓIDES PRÉ- E SIN-F2

São conhecidos treze maciços granitóides pré- e sin-F2 no Estado do Rio de Janeiro. Destes, foram selecionados cinco para estudos petrográficos e litogeoquímicos. Tais maciços correspondem aos mais importantes corpos graníticos tipo-I do grupo pré-F2, sendo os mesmos representativos da variação deste magmatismo através do espaço orogênico do CPS na região. São eles os maciços Bela Joana (BJ), Angelim (AG), Serra das Abóboras (AB), Niterói (NI) e Serra dos Órgãos (SO). Cabe mencionar que, os dois primeiros maciços, já foram discutidos por Batista (1984), Rêgo (1989) e Rêgo & Figueiredo (1991 e 1994), enquanto este último foi discutido por Barbosa & Sad (1985), Machado & Demange (1994b), Sanchez *et. al.* (1995) e Porto *et. al.* (1996).

5.2.1. PETROGRAFIA

As informações petrográficas sobre os cinco maciços estudados (BJ, AG, SO, AB, NI) acham-se sintetizadas na Tabela V.1. Descrições com mais detalhe da petrografia são encontradas ao final do texto, no Apêndice da tese.

A análise desta tabela revela que se tratam de rochas com texturas granoblásticas e porfiróides, recristalizadas, sendo frequentes feições miloníticas e protomiloníticas (BJ, NI). A estrutura é muitas vezes foliada, definida pela orientação dos máficos e quartzo em forma de fitas. São comuns feições como extinção ondulante, recristalização e recuperação de grãos, em condições pós-estado sólido, juntamente com formação de mirmequita na matriz, associada aparentemente ao mesmo processo. Cristais maiores de feldspatos (porfiroclastos) são em geral pertíticos (microclínio) e antipertíticos (plagioclásio).

O anfibólio é um máfico comum nestas rochas, sendo muitas vezes desestabilizado em biotita. Associa-se ao clino e ortopiroxênio, em rochas de composição mais básica, bem como nos charnockitos, a exemplo do BJ e NI. Ocorrem texturas cumuláticas de minerais Fe-Mg em rochas de composição mais básica do AB e BJ.

Os minerais acessórios sempre presentes são apatita (mais abundante), seguida de zircão e opacos, sendo comum ainda allanita, granada, titanita e, mais raramente, monazita. Foi também assinalada a presença de fluorita numa das faciologias (granitos hololeucocráticos) do maciço NI. A apatita, devido sua SAundância, aparece em grande cristais como integrante da matriz, formando muitas vezes texturas cumuláticas. Registra-se, em algumas amostras do AG, intercrescimento simplectítico de granada e biotita. Localmente, ocorrem fases minerais com evidências de interação com fase fluída, sendo mais comum reações de desestabilização de anfibólio em biotita, biotita em clorita, com moscovita + opacos, ou ainda plagioclásio em carbonatos, sericita e epídoto.

A composição dominante dessas rochas varia de tonalítica (AG) a granodiorítica (BJ, SO) e granodiorítica/granítica (SO, NI). Ocorrem, ainda, termos subordinados, representados por granitos hololeucocráticos, de composição variável entre sienogranítica a álcali-feldspato granítica (NI, BJ). Estas rochas são muito enriquecidas em feldspato de potássio e extremamente empobrecidas em máficos, opacos e apatita, diferenciando-se das demais faciologias que compõem estes maciços. Cabe ainda assinalar que, deste grupo de granitos, o AB é o que se apresenta mais empobrecido em quartzo, enquanto o NI é um dos os mais enriquecidos.

Tabela V.1- Síntese dos dados petrográficos obtidos sobre os granitóides pré-F2 no Estado do Rio de Janeiro

Maciços	Composição Dominante	Minerais			Textura e Estrutura	Feições microestruturais
		Essenciais	Acessórios	de Alteração		
Domínio Paraíba Norte						
Serra das Abóboras	álcali-grani/sieno e mzdio/grano	(1) Plag > Qzo ≥ Bio + Anf (2) FK > Qzo > Plag Bio	ap, zir, op ± al ± gr	anf → Bio + op	grab, ineq, orient, méd	plag → anti; FK → micr → pert qzo + FK → ext, recup. Fe-Mg → cumul
Domínio Serra dos Órgãos						
Serra dos Órgãos	monzo/grano (ton)	Plag ≥ FK ≅ Qzo > Bio > Anf	ap >> zir > al > op ± ti ± gr ± mon	anf → bio bio → cl + mo	granu/hipi, méd/gros, fol	FK → micr → pert FK + plag → ext qzo → ext , recup.
Domínio Litorâneo Norte						
Angelim	(1) tona/grano (φ-dior) (2) sieno/álcali-grani	(1) Plag ≥ Qzo > Bio + Anf > < FK (2) FK > Qzo > Plag Bio (< 3%)	(1) gr > ala > ap > op ± zir ± ala	plag → ser + carb bio → cl + mo + op	grab, méd/gros, equi e ineq, fol.	FK → micr → pert FK + Plag → ext qzo + gr → simpl mirm
Bela Joana	(1) tona/φ-mzdior (2)monzo/álcali-grani	(1) Plag > Qzo > Σ (Bio + Anf + Px) > FK (2) FK > Qzo > Plag	(1) ap >>> zir; op, gr (2) zir > ap > op > gr	(1) bio → cl + mo FK → mo; plag → carb + ser (2) plag → ser; bio → cl	grab, mil, orient, méd/gros	(1) plag → anti FK → micr →pert FK + plag → ext, recup Fe-Mg → cumul (2) FK → micr → pert qzo, FK; mirm
Niterói	(1) Monzo/tona (2) monzo/álcali-grani	(1) Plag > Qzo > Bio ≅ FK (2) FK > Qzo > Plag Bio < 5%	gr, zi, ap, al, mo, op, hb	(1) bio → cl; plag →ser (2) bio → cl + mo; FK→ mo ; plag →ser	porf, gros/mgro, ineq, mil	plag → anti FK → micr →pert FK, plag, qzo → ext, recup, recr

(cont.)

(cont.)

Abreviações utilizadas: *Minerais*: **al**- allanita**; anf** - anfibólio; **ap**- apatita**; bio**- biotita; **carb**- carbonatos; **clin**- clinozoisita; **cl** - clorita; **FK** - feldspato de potássio; **gr**- granada; **hb**- hornblenda; **mon**- monazita; **mo**- moscovita; **op**- opacos**; plag** - plagioclásio; **qzo** - quartzo; **ser** - sericita; **ti**- titanita**; zir**- zircão; *Textura/Estrutura*: equi - equigranular; fol -foliada; grab - granoblástica; granu - granular; gros - grossa; hipi - hipidiomórfica; ineq - ineqigranular; méd -média; mgro - muito grossa; mil - milonítica; orient - orientada; *Composição*: álcali-grani - álcali-feldspato granítica; grano- granodiorítica; monzo - mongranítica; mzdio- monzodiorítico; φ-dior - quartzo diorítica; sieno - sienogrnítica; ton - tonalítica; *Feições Microestruturais*: anti - antipertítico; cumul - cumulática; ext - extinção ondulante; micr - microclínio; mirm- mirmequita; Fe-Mg - ferro-magnesianos; pert - pertítico; recr- recristalização; recup - recuperação de grãos; simpl - simplectítico.

5.2.2 - LITOGEOQUÍMICA

5.2.2.1. DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO

O diagrama de classificação Middlemost (1985) (Fig. 5.1), mostra que as rochas estudadas situam-se no campo dos granitos, granodioritos e tonalitos, com um número reduzido delas caindo fora desse diagrama. Nota-se que, nos maciços NI e AB, predomina composição granodiorítica a granítica; no BJ, granodiorítica a tonalítica; no AG, é mais tonalítica, enquanto o SO é o que possui intervalo composicional mais amplo, com os termos tonalíticos sendo subordinados.

Neste diagrama, o conjunto de amostras dos granitos pré-F2 ocupa principalmente o campo dos monzogranitos, granodioritos e tonalitos, sugerindo igualmente dois *trends*, um principal, com disposição subhorizontalizada (tonalito-granodiorito-granito) e, outro, secundário, com disposição inclinada, convergindo para o campo dos monzogranitos, resultando a associação quartzo diorito-granodiorito-granito.

No diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Fig.5.2), as amostras dos cinco maciços situam-se principalmente no campo dos granitos, adamelitos, granodioritos e tonalitos.

O maciço BJ ocupa o campo dos tonalitos (BJ119I, BJ25,BJ27), granodioritos (BJ119B ,BJ117C), adamelitos (BJ124, BJ117B), ou ainda dos granitos (BJ120B, BJ117D, BJ119C, BJ119D, BJ119C). As amostras BJ24B, BJ120A, BJ26 e BJ118C caem fora dos campos do diagrama.

Das amostras do maciço AG, cinco delas situam-se no campo dos granodioritos (AG20C, AG20A, AG20B, AG23B, AG127C); uma, dos adamelitos (AG125); uma, dos granitos (AG127D) e outra no campo dos monzogabros (AG127H).

Para o maciço SO, treze amostras caem no campo dos granitos, cinco, dos tonalitos (SO53A, SO53B, SO60A,SO62, SO63), três, dos granodioritos (SO3F, SO58, SO61) e três no campo dos adamelitos (SO42, SO46, SO56). A amostra (SO44) cai fora do campo do diagrama.

O maciço NI apresenta quatro amostras no campo dos granodioritos (NI68, NI69, NI72E, NI72D); três, dos adamelitos (NI67A, NI68A, NI68H) e dez no campo dos granitos.

Do maciço AB, cinco amostras situam-se no campo dos granitos (AB34, AB35, AB36B, AB38A, AB38D); uma, dos adamelito (AB38B), uma, dos granodioritos (AB37) e outra no campo dos quartzo monzonitos (AB38C).

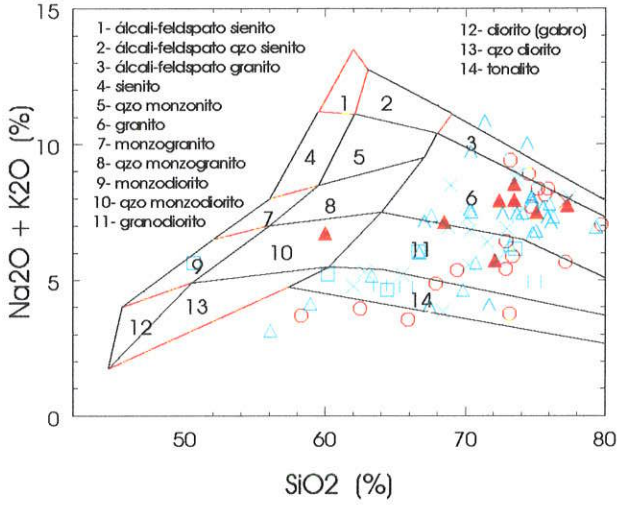


Fig. 5.1 - Diagrama de classificação química de Middlemost (1985), para os granitóides pré-F2. Simbologia: triângulos, vazios = Serra dos Órgãos, cheios=Serra das Abóboras;círculos=Bela Joana;quadrados = Angelim; cruzes= Niterói.

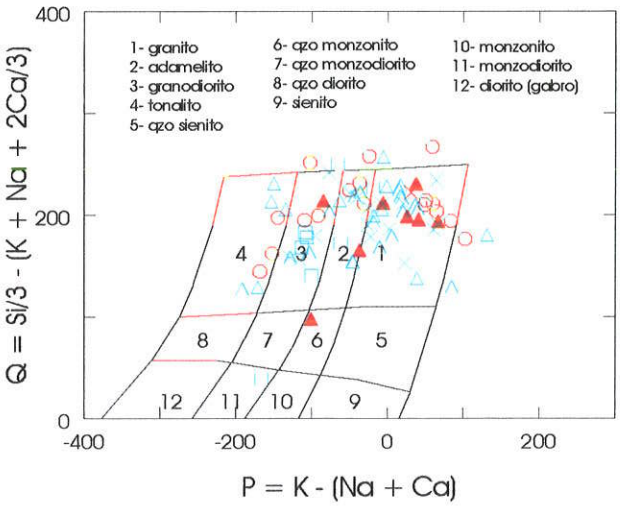


Fig. 5.2 - Diagrama de classificação químico-mineralógica, segundo Debon & Le Fort (1983), para os granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. anterior.

5.2.2.2. DIAGRAMAS TIPO HARKER

Neste tipo de diagrama, utilizou-se como parâmetro de diferenciação TiO_2 no lugar da SiO_2, em virtude da sua menor mobilidade durante o metamorfismo e por ser um elemento que reflete muito bem os processos de cristalização fracionada. Como os seus teores nas rochas estudadas são sempre inferiores a 1,5%, os processos de acumulação magmática dificilmente ocorrem sob tais condições. Os resultados obtidos nos diagramas são muito similares quando este parâmetro é substituído pelo MgO.

5.2.2.2.1. ELEMENTOS ALCALINOS E ALCALINOS TERROSOS

Estes elementos apresentam boa correlação com o titânio, havendo um decréscimo acentuado com a diferenciação no Ca, Mg e, em menor grau, com o Sr. Pode-se separar séries mais ricas em Ca (BJ) e mais empobrecidas (NI e AB) (Fig. 5.3). A variação das curvas é uniforme nos diagramas, sendo pouco influenciada pela mudança composicional no interior de cada série. A disposição em leque no diagrama do Ca mostra uma convergência entre as séries rumo aos termos mais diferenciados. O Sr mostra, no geral, o mesmo tipo de comportamento; sendo levemente mais enriquecido no BJ e no SO, e mais empobrecido no NI e AB. O Ba é mais uniforme nos termos intermediários, embora com algumas amostras do AB e SO sendo mais enriquecidas no mesmo (~3X). Este elemento, embora com maior variação nos termos mais diferenciados, não possui uma tendência definida, sugerindo já os efeitos de uma fase fluída pós-magmática, que poderia ser explicado pela presença de minerais de alteração associados aos plagioclásios.

O potássio, apesar de exibir dispersão no diagrama, permite também separar em séries mais ricas em K_2O (AB e parte do NI) e mais empobrecidas (BJ, SO, AG). As curvas têm gradientes de variações suaves nos termos de composição intermediária, com mudança acentuada nos mais diferenciados, onde pasSAm a exibir fortes gradientes ($TiO_2 < 0,3\%$).

O Rb, apesar da dispersão, comporta-se como um elemento incompatível nas séries, classificando-as, da mesma forma que o K, em um grupo mais empobrecido (SO e BJ) e outro mais enriquecido (AB e parte do NI), mostrando igualmente uma forte mudança no gradiente das curvas com TiO<0,3%.

As curvas de evolução do Na, apesar de mal definidas, mostram uma tendência de decréscimo com a diferenciação, acentuando-se nos termos mais evoluídos das séries. Os teores em Na_2O, entre 2 e 3%, são inferiores aos de batólitos Cordilheiranos, como o Peninsular Ranges da Califórnia, com média de

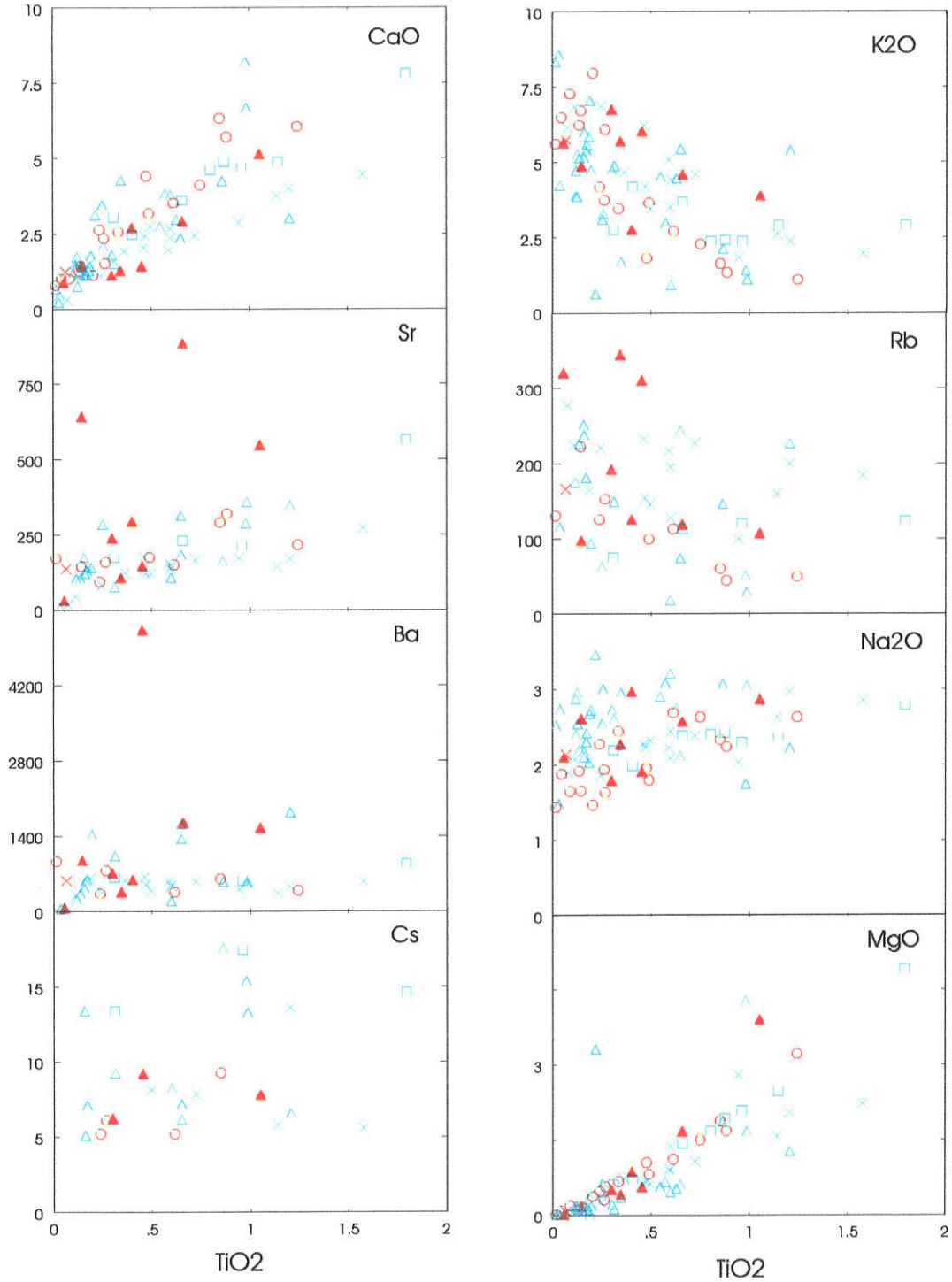


Fig. 5.3 - Diagramas de variação TiO2 (em %) vs. alcalinos e alcalinos terrosos de granitos pré-F2. Simbologia: triângulos, vazios = Serra dos Órgãos, cheios= Serra das Abóboras; círculos vazios=Bela Joana; quadrados=Angelim; cruzes = Niterói.

3,62% para os tonalitos e granodioritos (Gromet & Silver, 1987), ou ainda em relação aos granitos tipo-I Australianos, do Cinturão Lachlan, com média de 3,16% (Chappell & White, 1992).

5.2.2.2.2. ELEMENTOS DE TRANSIÇÃO, P, Pb, Zn, W, Al.

Estes elementos em geral decrescem com a diferenciação, em gradientes quase sempre suaves, com exceção do Fe e dos elementos HFS (nos termos mais diferenciados), em que o gradiente é mais forte (Figs. 5.4 e 5.5). O gradiente das curvas é mais uniforme nos termos intermediários das séries, mostrando com freqüência mudanças nos mais diferenciados (TiO_2 <0,3%). O comportamento do Th é diferente dos demais elementos, ele cresce com a diferenciação nos termos intermediários e decresce nos ácidos, sugerindo a cristalização, neste ponto, de uma fase acessória importante, que incorpora este elemento. Os elementos HFS são mais enriquecidos no SO, mais empobrecidos no BJ e AG, com comportamento intermediário no NI e AB. O La possui um comportamento similar a estes elementos, exceto para o maciço BJ.

Dos metais básicos, com exceção do Pb que comporta-se como um elemento incompatível, os demais decrescem com a diferenciação. Os teores destes elementos são comparáveis ao dos granitos tipo-I não fracionados do cinturão Lachlan, na Austrália (Chappell & White, 1992).

A análise geral dos elementos nos diagramas tipo *Harker* evidencia a existência de dois grupos de granitos com quimismo constrastante, um enriquecido em Ca, Sr e Ni, e empobrecido em K, Rb e elementos HFS (relativamente), situado na porção SE do CPS no Estado do Rio de Janeiro e, outro, com comportamento oposto, situado na porção central e NW deste cinturão. O único maciço sin-F2 que foge um pouco deste esquema geral de comportamento é o NI. Entretanto, cabe assinalar que as rochas deste maciço são de granulação muito grossa, extremamente porfiríticas, com volume muito elevado em megacristais (35 a 65%, ou superior), cujo tamanho pode atingir até 20 cm de comprimento (Hippertt, 1990). Este aspecto, associado aos elevados conteúdos em K, Rb e Al (nos termos mais diferenciados) dessas rochas, sugere a existência de importantes processos cumuláticos durante a cristalização das mesmas. Além disso, neste maciço, são distinguidas duas séries, uma mais rica em K, Rb, Nb, Th e, outra, mais empobrecida nestes elementos.

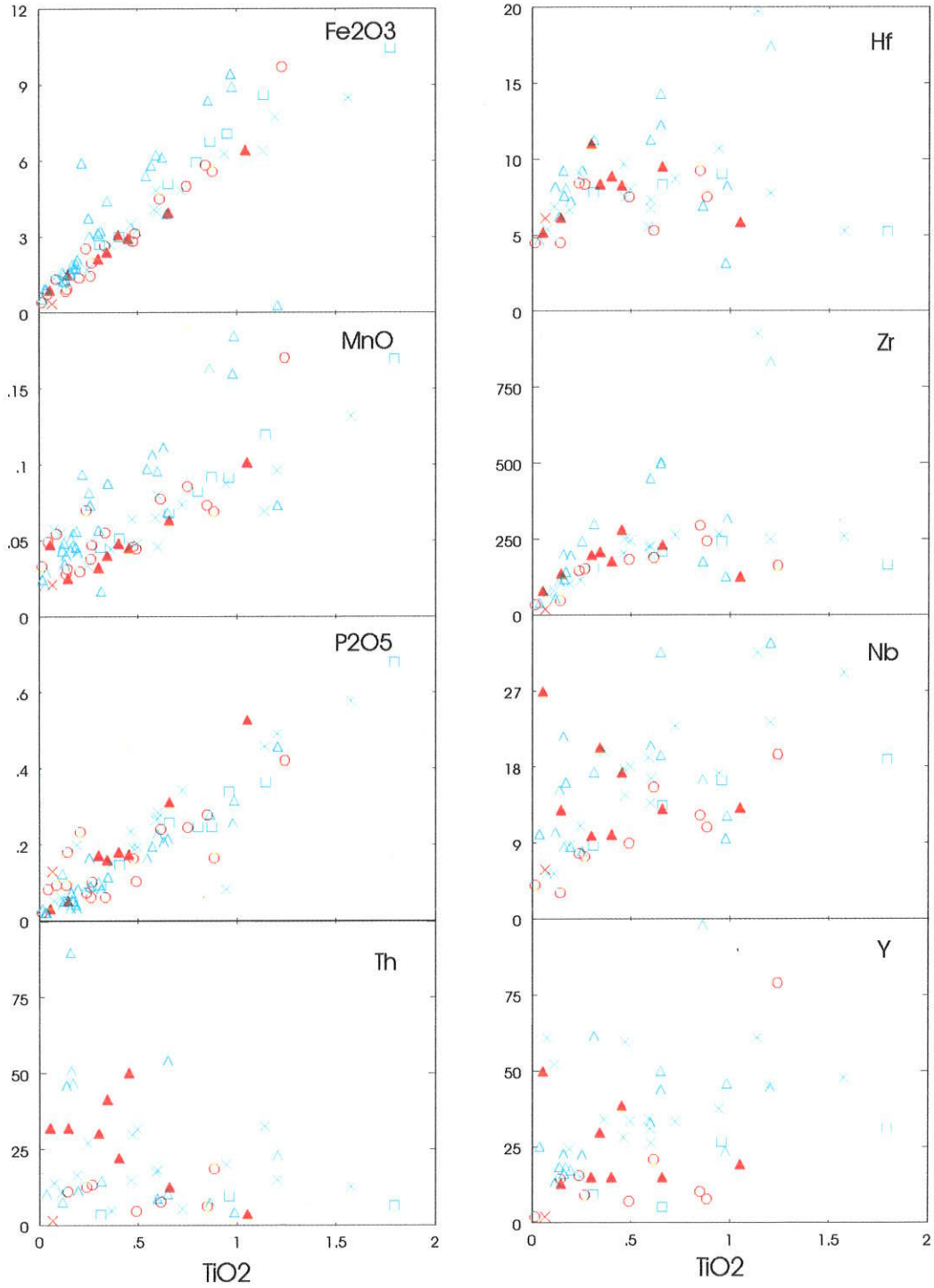


Fig. 5.4- Diagrama de variação TiO2 (%) vs. elementos de transição e P de granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. anterior.

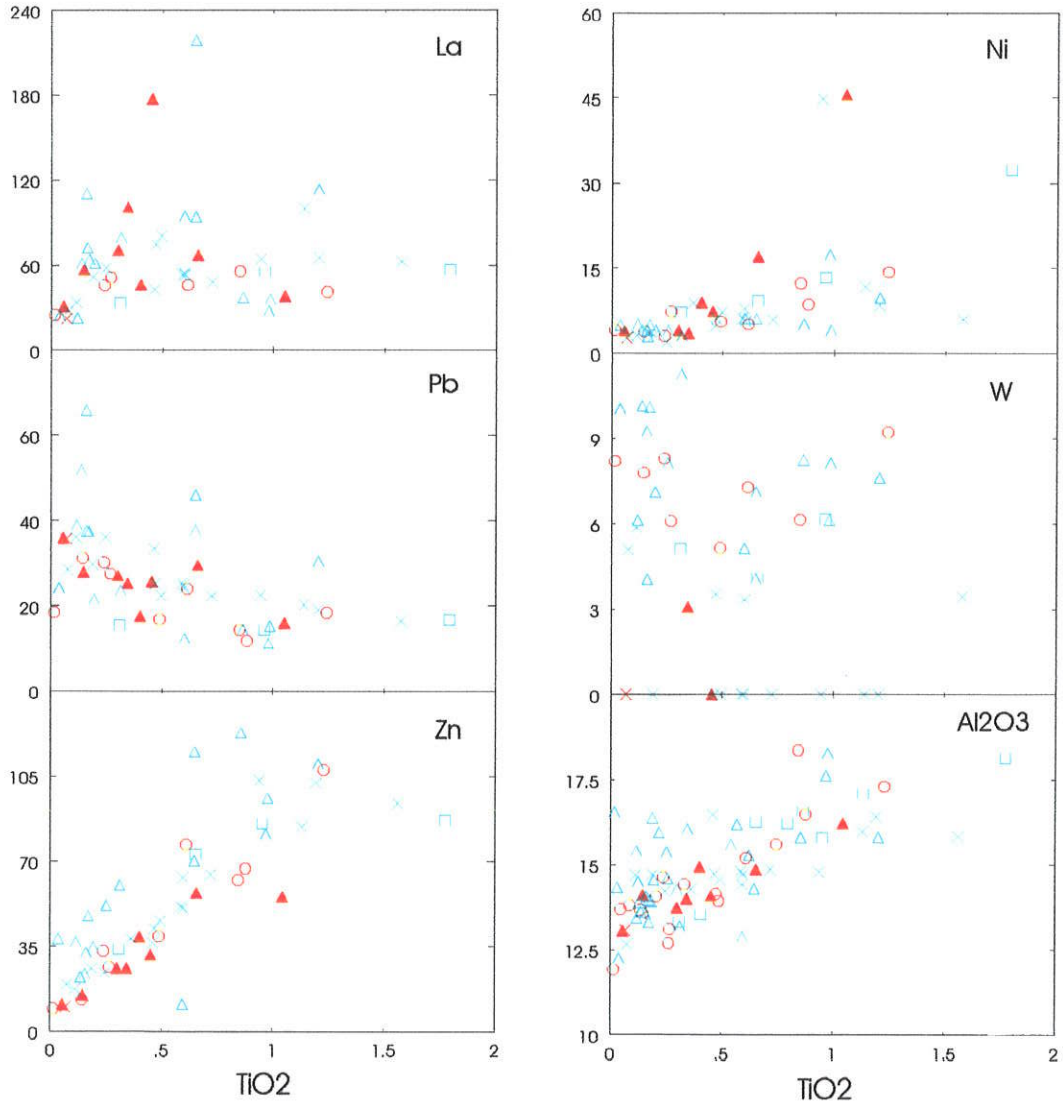


Fig. 5.5- Diagrama de variação TiO2 (%) vs. metais básicos, Al e W para os granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. 5.3.

5.2.2.3. DIAGRAMAS DE CARACTERIZAÇÃO E DISCRIMINANTES

No diagrama de classificação de séries magmáticas de Le Maître (1989) (Fig. 5.6), o conjunto das amostras estudadas distribui-se entre os campos das séries de médio a alto-K, com apenas duas delas, do SO, situadas no baixo-K. A grande dispersão das amostras neste diagrama é interpretado como reflexo da acumulação de feldspato de potássio durante o processo de cristalização magmática, o que é compatível com as texturas porfiríticas e granulação grossa frequentemente exibidas pelas mesmas.

No diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Fig. 5.7), o conjunto de amostras dos pré-F2 desenha um curva com inclinação negativa suave e ocupa o domínio peraluminoso do diagrama. No setor III, nota-se a tendência de dois *trends*, um superior de inclinação mais suave e outro, inferior, de inclinação mais acentuada. Aqui, as amostras situam-se mais próximas do limite com o domínio meta-aluminoso. Três amostras situam-se acima do *trend* geral, duas no setor II (NI-69, SO-53B) e uma no setor I (SO-56). As duas amostras situadas no setor IV (AB-38C, SO-53A), aparentemente fora do *trend*, podem na realidade fazer parte do *trend* inferior, representando assim termos menos diferenciados da série que seguem esta evolução.

As amostras dos granitos pré-F2 exibem uma evolução semelhante neste diagrama. Existem pequenas diferenças na posição das curvas. Nos maciços BJ e AG as curvas tendem a se horizontalizar no setor III, enquanto nos demais, elas apresentam-se com inclinação negativa suave neste setor. Outra diferença observada é na curva de evolução do AG, a qual não atinge o setor I, como acontece com os demais maciços.

No diagrama de Maniar & Piccoli (1989), não reproduzido aqui, as amostras dos granitos estudados apresentam-se levemente peraluminosas, com exceção de três delas (AG-127H, SO-53A, AB-38C) que caem no campo meta-aluminoso. O índice de saturação em alumina (A/CNK) é inferior a 1,26. Três amostras são muito aluminosas, duas do SO (53B, 56) e uma do NI (69). Este aumento na relação A/CNK pode ser devido a uma perda substancial em Ca, ligada a processos de alteração das mesmas.

No geral, os valores de A/CNK situam-se ao redor de 1,1 (entre 1,.05 e 1,2), com os seguintes intervalos para o grupo dominante de amostra: SO (1,05 e 1,2); AG (1,07 a 1,12), BJ (1,10 a 1,15); AB (1,10 a 1,18); NI (1,10 a 1,25).

O diagrama de Peacok (1934) (Fig.5.8) classifica estes granitos como cálcicos. Porém, a análise individual dos maciços mostra que apenas o BJ e NI são cálcicos, enquanto o SO e SA são, na realidade, cálcio-alcalinos. O maciço AG situa-se no limite dos dois campos.

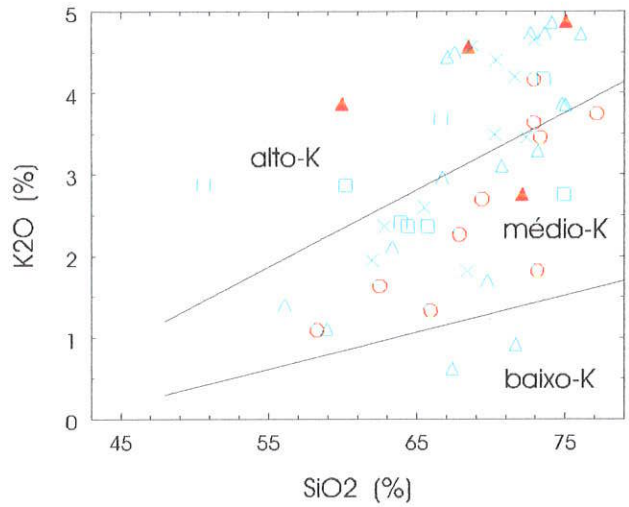


Fig. 5.6 -Diagrama de classificação de séries magmáticas de Le Maître (1985) para os granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. 5.3.

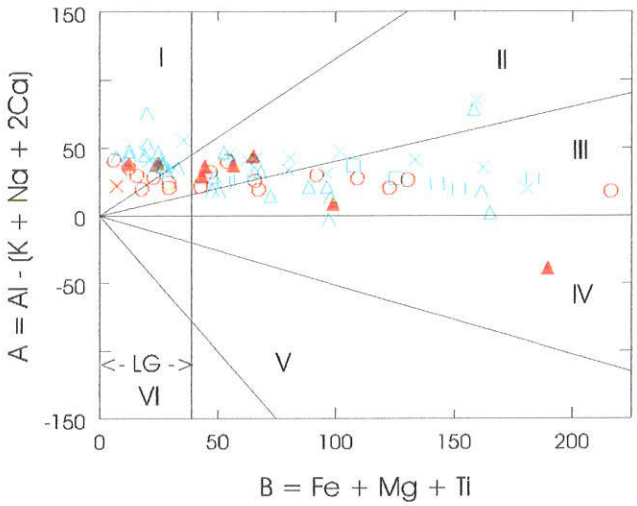


Fig. 5.7 - Diagrama de classificação com base no grau de saturação em alumina de Debon & Le Fort (1983), para os granitóides pré-F2. Setores I, II e III= peraluminoso; IV, V e VI = meta-aluminoso. Idem, simbologia da Fig. 5.3.

No diagrama de Irvigne & Baragar (1971) (Fig. 5.9), de SiO_2 vs Na_2O + K_2O, com exceção de uma amostra do AG (AG-127H), situada no campo alcalino, as demais situam-se no campo subalcalino. Na realidade, esta amostra acha-se enriquecida nestes dois elementos. Observa-se nesse diagrama que a soma de álcalis das amostras do AG é aproximadamente constante, situando-se ao redor de 5%, apesar do amplo intervalo de variação em SiO_2 (entre 76,13 e 48,99%). Comportamento similar é também observado no AB.

No diagrama de Miyashiro (1974), FeO/MgO vs. SiO_2 não apresentado aqui, nota-se que uma parte das amostras dos pré-F2 distribui-se no campo cálcio-alcalino e, outra, no toleiítico. As amostras dos maciços AB e BJ situam-se no campo cálcio-alcalino, com exceção de duas amostras deste último, BJ-117B e BJ-119I. O SO ocupa o campo toleiítico, com exceção da amostra SO-53B. Os maciços NI e AG repartem-se nos dois campos. As amostras dispostas em ambos os campos não possuem relação com os tipos composicionais.

No diagrama AFM de Irvigne & Baragar (1971) (Fig.5.10), as amostras distribuem-se principalmente no campo cálcio-alcalino. Porém, elas definem um *trend* de evolução geral que parece cruzar o campo toleiítico, sugerindo para algumas delas uma evolução inicial já neste campo. Apenas o AB foge deste tipo de comportamento, exibindo uma curva de evolução cálcio-alcalina. Nota-se uma superposição muito boa entre as curvas do BJ, AG e NI, enquanto a do SO dispõe-se à esquerda no diagrama, mostrando um *trend* de evolução mais empobrecido em Mg e, em contraposição, mais enriquecido em Fe do que os demais maciços.

No diagrama petrogenético de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 5.11), o conjunto de amostras estudadas distribui-se no campo dos granitos pré-colisionais e de fracionados mantélicos, convergindo para o domínio dos granitos sin-colisionais. As amostras classificadas como de manto fracionado possuem composição dominante granodiorítica a tonalítica, com exceção das do NI, que são graníticas. Apenas uma amostra do AG (127H) posiciona-se fora do diagrama.

No diagrama de Y + Nb vs. Rb destes mesmos autores (Fig. 5.12), a maior parte das amostras figura no campo de granitos de arco vulcânico e sin-colisional. Pouco mais de 1/3 delas situa-se no campo de granitos intra-placa, com um grupo menor, em granitos orogênicos. Uma parte das amostras de NI, SO e AB situa-se no campo de granitos intra-placa. A amostra BJ-119I também se localiza neste campo. Duas amostras do NI situam-se no campo de granitos orogênicos. As amostras dos maciços AG e BJ restringem-se ao campo dos granitos de arco vulcânico e sin-colisional.

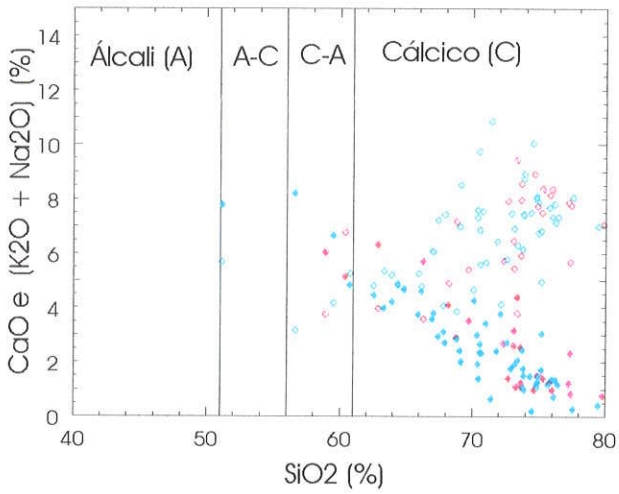


Fig. 5.8- Diagrama de classificação de séries magmáticas, segundo o índice de Peacock (1935), para os granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. 5.3.

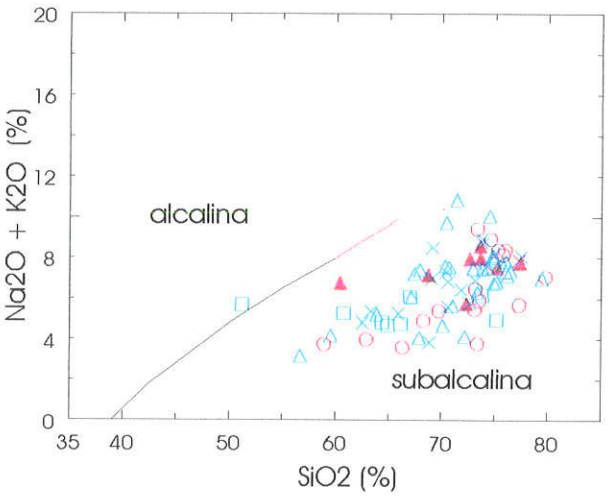


Fig. 5.9- Diagrama de classificação de séries magmáticas, de sílica vs. álcalis, segundo Irvine & Baragar (1971), para granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig.5.3.

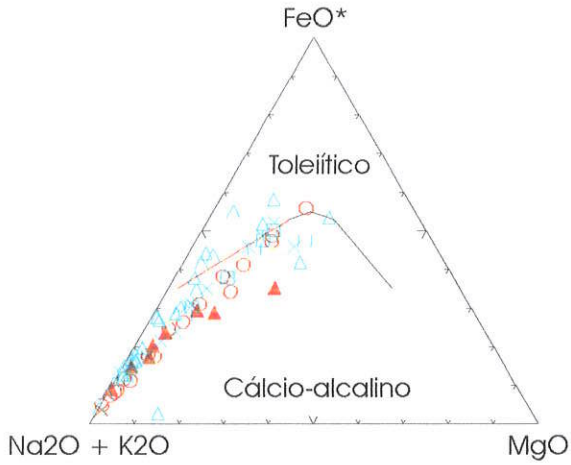


Fig.5.10- Diagrama AFM, segundo Irvigne & Baragar (1971), para os granitóides pré-F2. Idem. simbologia da Fig. 5.3.

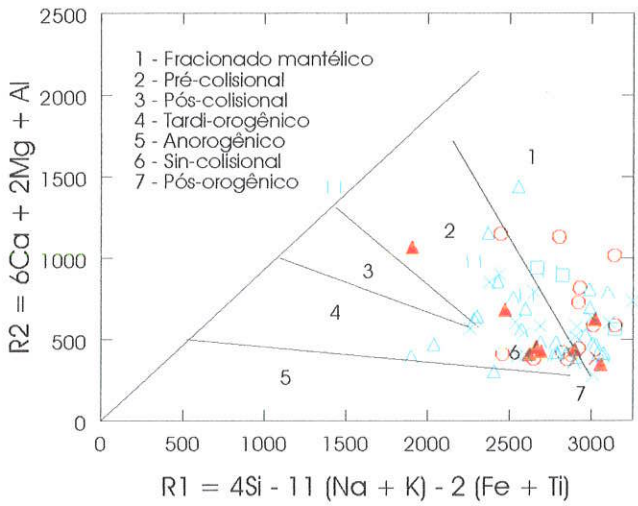


Fig.5.11 - Diagrama de discriminação de ambiente tectônico, segundo Batchelor & Bowden (1971), para granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. 5.3.

No diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et al* (1984) (Fig. 5.13), nota-se que cerca de 2/3 das amostras plota no campo dos granitos de arco vulcânico, cerca de 1/4, como intra-placa. A comparação dos dois diagramas evidencia que um grupo de amostras do NI (NI-68A, NI-68B, NI-72D, NI-72E) permanece no campo de granitos intra-placa, enquanto outro grupo (NI-69, NI-68H, NI-72C, NI-72F) desloca-se para o campo dos de arco vulcânico. No SO, apenas uma das amostra (53A) desloca-se para este campo, as demais (SO-45A, SO-57,SO-59, SO-112B) permanecem no intra-placa.

5.2.2.4. DISCUSSÃO E CONCLUSÕES PARCIAIS

Em comparação com as séries plutônicas definidas por Lameyre & Bowden (1982), nota-se que o *trend* principal dos granitos pré-F2 acompanha o *trend* cálcio-alcalino baixo-K (cálcio-alcalino-trondhjemito), porém constituindo-se numa série mais expandida do que a definida pelos autores. A outra série se ajusta ao *trend* cálcio-alcalino médio-K (cálcio-alcalino-granodiorito) destes mesmos autores. Contudo, cabe aqui uma ressalva neste tipo de comparação, pois no diagrama QAP de Le Maître, a moda é recalculada a partir das análises químicas, enquanto no de Lameyre & Bowden (op.cit.) ela é calculada diretamente em lâmina delgada, a partir de análises modais do quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio.

A comparação entre os diagramas de Le Maître (1989) e Lameyre & Bowden (1982), não apresentados aqui, permite separar uma série expandida cálcio-alcalina baixo-K (cálcio-alcalino-trondhjemito), contituída pelos maciços BJ, AG, SO e NI, e outra, cálcio-alcalina médio-K (cálcio-alcalino-granodiorítico), representada pelo AB. Destas séries, a do BJ é a que se apresenta mais expandida, variando de tonalítica sienogranítica.

A evolução desse magmatismo no diagrama AFM, com exceção do AB, que apresenta um comportamento nitidamente cálcio-alcalino, os demais pré-F2 sugerem uma evolução inicial no campo toleiítico ou no limite entre os dois campos. O SO é o que apresenta o maior número de amostras situadas neste campo.

Nos diagramas de discriminação de ambientes tectônicos, de Pearce *et. al.* (1984) (Figs. 5.12 e 5.13), a maioria das amostras situa-se no campo de granitos de arco vulcânico e sin-colisional, com um menor número delas dispondo-se no intra-placa. As amostras dos maciços BJ e AG restringem-se aos dois primeiros campos, sendo aquelas com teores mais baixos em Y e Nb, apesar de valores mais elevados em Rb, em relação às amostras situadas no campo de granitos intra-placa. Como o Y e o Nb comportam-se como elementos compatíveis na

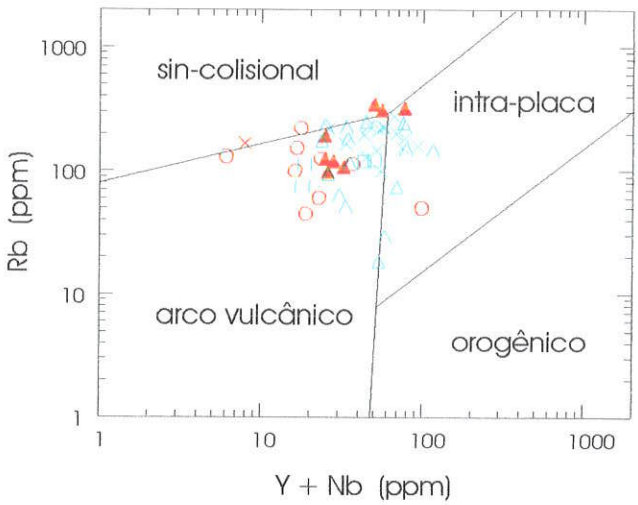


Fig.5.12 - Diagrama de discriminação de ambiente tectônico, segundo Pearce et al. (1984), com Y + Nb vs. Rb, para granitóides pré-F2. Idem simbologia da Fig.5.3.

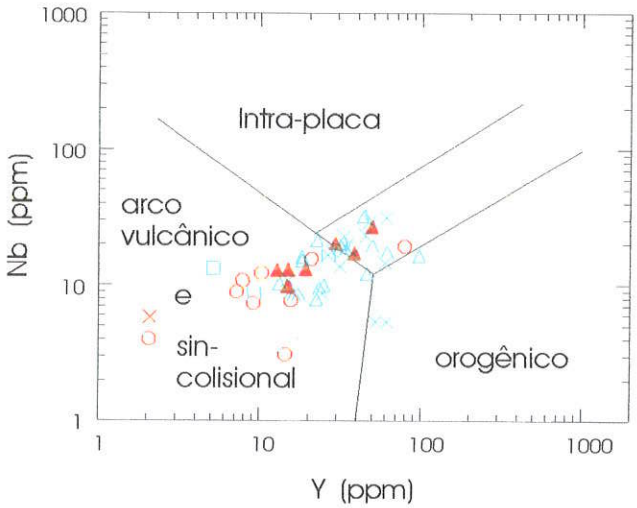


Fig. 5.13 - Diagrama de discriminação de ambiente tectônico, segundo Pearce et al. (1984), para os granitóides pré-F2. Idem, simbologia da Fig. 5.3.

maioria dos granitos estudados, o enriquecimento original destes elementos no magma deve ser reflexo da própria área fonte. Por outro lado, o Rb comporta-se como um elemento incompatível nessas rochas e apresenta teores, nos termos mais evoluídos (monzo a sienogranitos), sempre inferiores a 250 ppm (200 a 100 ppm). Estes valores são equivalentes ao teores de granitos félsicos não fracionados (tipo-I ou tipo-S) do cinturão Lachlan, na Austrália (Chappell & White, 1992). Isto, também, se confirma, quando se compara os teores médios em Y e Nb, entre estas mesmas rochas.

Os diagramas de Maniar & Piccoli (1989) mostram-se inconsistentes para classificação dos granitos pré-F2, pois alguns maciços ocupam diversos campos nos diagramas, classificando-se muitas vezes como anorogênico, em um, orogênico a pós-orogênico, em outro.

Os dados aqui discutidos, sobre os maciços pré-F2 do CPS no Rio de Janeiro, apontam para um magmatismo de composição expandida, com associação tonalito-granodiorito-granito, comparável ao magmatismo tipo-I Cordilheirano, embora com proporções composicionais diferentes daquelas definidas por Pitcher (1979a). Nos granitóides aqui estudados predomina, no geral, composição granodiorítica e granítica, com a tonalítica sendo subordinada. Além disso, estes granitos são quimicamente mais evoluídos do que os granitos das séries cálcio-alcalinas típicas de batólitos Cordilheiranos, sendo mais enriquecidos em K, Rb (entre 40 e 300 ppm) e elementos HFS, e mais empobrecidos em Ca, Mg e Na, em geral entre 0,5 e 1%, abaixo.

Os dados geológicos disponíveis sobre estas rochas, sintetizados na Tabela IV.2, apontam para granitóides orogênicos, de natureza pré-colisional, sendo este aspecto confirmado pelos dados geoquímicos. A repartição no espaço orogênico deste magmatismo é similar ao observado nos batólitos Cordilheiranos da costa oeste Americana, porém numa posição bem mais mais afastada da zona de subducção, a julgar pelo grau mais evoluído deste magmatismo, sugerindo uma maior participação de crosta continental. Além disso, são batólitos de colocação mais profunda (fácies anfibolito a granulito), representando assim exposição de um arco magmático em nível crustal médio/inferior de um sistema orogênico do tipo Andino.

Os dados geocronológicos disponíveis sobre a granitogênese do Rio de Janeiro sugerem idades ao redor de 620 Ma para os granitos mais antigos, com este valor tendo sido interpretado como a idade mínima para o magmatismo pré-colisional na região (Machado *et. al.*, 1996). Estes dados, comparados com os valores considerados para os granitos pré-colisionais de um arco magmático brasiliano definido para região por Figueiredo & Campos Neto (1993), Campos Neto & Figueiredo (1995) e Wiedemann (1993), mostram uma diferença de idade da ordem 30 a 40 Ma, que foi interpretada com devido à escassez de dados geocronológicos disponíveis sobre os granitos foliados (Machado *et. al.* 1996).

5.3. GRANITÓIDES TARDI-F3 A SIN-F4

Este grupo de granitos é o mais numeroso de todos, perfazendo cerca de uma vintena de maciços. O número de ocorrências totaliza cerca de 70 a 80 conhecidas até o momento. Com o progresso da cartografia de detalhe, este número certamente ultrapasSArá a uma centena de ocorrências.

Deste grupo, foram selecionados seis maciços para estudos petrográficos e litogeoquímicos, aqui representados pelo Pedra Branca (PB), SAna (SN), Suruí (SU), Nova Friburgo (NF), Frades (FD), Mangaratiba (MG) e MambucSAa (MB). Apenas os dois primeiros maciços possuem um conjunto mais significativo de dados analíticos. Para os demais, o conjunto de amostras é muito reduzido. Cabe Salientar que, vários destes maciços (PB, SU, NF, FD), têm sido investigados petrográfica e geoquímicamente por vários autores (Junho, 1982, 1991 e 1993; Junho *et. al.*, 1987; Puget & Penha, 1980; Zorita & Penha, 1980).

5.3.1. PETROGRAFIA

A Tabela V.2 contém um síntese das informações petrográficas sobre os seis maciços graníticos estudados (PB, SN, NF, SU, MG, MB). Nesta Tabela, não foram adicionadas as descrições dos enclaves e de faciologias de ocorrência subordinada, as quais aparecem somente no Apêndice, juntamente com informações mais detalhadas sobre a mineralogia e textura das amostras de cada um destes maciços.

A análise desta Tabela revela a presença de rochas de granulação média/fina e média/grossa, com matriz equigranular e inequigranular (por domínios), texturas hipidiomórficas granulares e porfiríticas, com estrutura levemente orientada, definida principalmente pela orientação da biotita. Este aspecto é mais acentuado junto às bordas dos maciços. São comuns feições de recristalização no quarzto e extinção ondulante nos feldspatos. Os megacristais de feldspato de potássio mostram-se em geral pertíticos, sendo também comum pesença de mirmequita.

O máfico presente é a biotita, com o anfibólio sendo registrado apenas no maciço MB. A associação destes minerais é comum nos enclaves máficos microgranulares. A biotita é mais enriquecidas em alguns maciços (SN), sendo porém muito empobrecida em outros, onde ocorre com teores em geral inferiores a 5%.

Dos minerais essenciais, o feldspato de potássio é o mais abundante, seguido pelo quartzo, plagioclásio, depois a biotita. Os minerais de alteração são moscovita e clorita a partir da biotita, em associação ou não com opacos; sericita,

Tabela V.2 - Síntese dos dados petrográficos dos granitos tardi-F3 a sin-F4 do Estado do Rio de Janeiro

Maciço	Composição Dominante	Minerais Essenciais	Minerais Acessórios	Minerais de Alteração	Textura e Estrutura	Feições Microestruturais
Mambucaba	sieno	FK > Qzo > Plag	op > ala > apa > zir ± ala	bio → cl anf → bio bio →cl + mo plag → carb + ser	hipi/granu, méd, maci	micr → pert qzo→ ext
Mangaratiba	sieno	FK > Plag > Qzo	zir > op > apa	plag → ser bio →cl + mo	hipi/granu (fol), porf, méd/gro	
Surui	álcali-grani	FK > Qzo >> Plag	bio > zir	micr → ser plag → carb	gro, porf, fol	qzo → ext
Nova Friburgo	sieno/álcali-grani	FK > Qzo > Plag > bio	tit > apa > op ± ala	plag (centro) → ser + mo bio → cl + mo	hipi/equi, porf, fina/méd (gro)	plag e FK → poiq FK → pert plag → zonado (matriz)
Sana	sieno/álcali-grani	FK > Qzo > Plag > bio	op > apa > zirc > ala	bio→cl + op + (mo) plag →carb, zoi, ser FK → mo	hipi/granu (porf), méd, sac (fol), prot (bor)	FK → pert, poiq qzo → ext
Pedra Branca	sieno a monzo (álcali-grani)	FK > Qzo > Plag Bio (1-3%)	zir > apa > op ± ala	bio→cl + op + (mo) plag → ser	equi (porf), méd (gro), maci (fol)	FK → pert, poiq, ext plag → (anti), ext qzo → recup; mirm

(Cont.)

(Cont.)

Abreviações utilizadas: *Minerais*: **ala**- allanita; **anf**- anfibólito; **apa**- apatita**; bio**- Biotita; **carb**- carbonatos; **clor** - clorita; **FK** - feldspato de potássio; **mo**- moscovita; **op**- opacos**; plag** - plagioclásio; **qzo**- quartzo; **ser**- sericita; **tit**- titanita**; zir**- zircão; **zoi**- zoizita; *Textura/Estrutura*: equi - equigranular; fol- foliada; granu- granular; gro- grossa; hipi- hipidiomórfica; maci- maciça; méd- média; porf- porfirítica; *Composição*: álcali-grani- álcali-feldspato granítica; monzo- mongranítica; sieno- sienogranítica; *Feições Microestruturais*: anti- antipertítico; ext- extinção ondulante; micr- microclínio; mirm- mirmequita; pert- pertítico; poiq- poiquilítico; recup- recuperação de grãos.

ou às vezes grandes cristais de moscovita, associada com feldspato de potássio; carbonato e sericita, às vezes junto com zoisita, associados ao plagioclásio. A fluorita pode também ocorrer nesta associação em alguns maciços (NF, MB). A intensidade de alteração dos minerais é baixa, em geral parcial e limitando-se a um ou outro cristal.

Apenas algumas amostras do SN apresentam-se com grau de alteração em nível acentuado. A alteração afeta, em geral, a parte central dos cristais, evidenciando assim uma composição mais cálcica no seu interior. Plagioclásios de amostras do NF são muitas vezes zonados. Algumas delas e do MB exibem fases cumuláticas de minerais Fe-Mg.

Os minerais acessórios comuns são zircão, apatita, opacos, ocorrendo ainda allanita e, mais raramente, titanita e fluorita.

5.3.2. LITOGEOQUÍMICA

A Tabela IV.7, já referida no capítulo anterior, contém os dados geoquímicos (elementos maiores, menores e traços) disponíveis na literatura, organizados pelas composições médias de seus tipos composicionais. Foram adicionados também os dados químicos obtidos neste trabalho para os maciços Pedra Branca (PB), SAna (SN), Nova Friburgo (NF) e Suruí (SU). Os dados da literatura estão contidos sobretudo nos trabalhos de Junho & Penha (1985), Junho *et. al.* (1987, 1991 e 1993) e Junho (1991 e 1993).

5.3.2.1. COMPARAÇÃO DOS DADOS QUÍMICOS

A comparação dos dados químicos, contidos na Tabela IV.7, mostra numa primeira análise que existem semelhanças químicas entre os maciços ou entre as diferentes faciologias de cada maciço. Entretanto, observam-se também diferenças, algumas delas significativas, que serão analisadas a seguir.

Os cinco maciços possuem teores equivalentes em Al_2O_3 (entre 14 e 15%), MnO, K_2O (entre 5 e 6%), P, Ga, Zr e Nb, sem uma tendência definida para o Ca, Ni, Zn e Rb (entre 250 e 300 ppm). Destacam-se teores mais elevados em Ca nos granodioritos do NF (4 e 4,5%), juntamente com Sr (~800 ppm), e nos granitos equigranulares do Pb (2,92%), e mais baixos no SN, TR e SU (1,4 a 2,0%), com este último sendo mais enriquecido em Y (cerca de duas vezes) e relativamente em Zr.

A comparação entre os diferentes tipos texturais evidencia teores em geral mais elevados em Fe, Ca e Sr nas fácies equigranulares. No NF, as fácies megaporfiríticas, em comparação com porfiríticas, são mais enriquecidas em Al,

Fe, Ti, Ca, Sr, Y, Ba, Zr (relativamente), sendo ligeiramente empobrecidas em Si, K, Rb, com teores equivalentes para os demais elementos. No PB, apenas o Ba e Sr (relativamente) são mais enriquecidos nos porfiríticos, os demais elementos apresentam ou teores equivalentes ou não possuem uma tendência definida.

Os granodioritos com teores em SiO_2, entre 61 e 62%, comparados aos granitos, são mais enriquecidos em Fe e Ti (~ 3 X), Mg (2-4X), Ca (2-3X, com teores entre 3,7 e 4,6%), P (3-4X), Sr (1,5-2X, com teores ao redor de 800 ppm); mais empobrecidos em K (~ 20%), com teores entre 3,3 - 4,6%, juntamente com Zr e Ba, com teores ao redor de 450 ppm e 1900 ppm, respectivamente.

5.3.2.2. DIAGRAMAS DE CLASSIFICAÇÃO

São aqui discutidos conjuntamente os seis maciços graníticos: PB, SN, SU, NF, MG e MB. Alguns deles, apesar do número reduzido de análises, foram mantidos, pois nos diagramas de *Harker* dispõem-se ao longo do mesmo *trend* geral. As amostras que, por razões diverSAs, se dispõem fora do *trend*, conforme será discutido a seguir, foram excluídas dos diagramas tectônicos.

Como 2/3 das amostras plotadas nos diagramas pertencem aos maciços PB e SN, a caracterização dos granitos tardi-F3 a sin-F4 é grandemente influenciada por estes dois maciços.

No diagrama de classificação de Middlemost (1985) (Fig.5.14), as amostras estudadas ocupam o campo dos granitos e álcali- feldspato granitos, estendendo-se ao campo dos granodioritos e quartzo monzodioritos, neste último representado pelos seus enclaves. As amostras do SN, apesar da pequena variação composicional, exibem um *trend* contínuo no limite entre os campos dos granitos e álcali-feldspato granitos. As amostras do PB repartem-se em dois grupos: um no campo dos granitos e outro entre os granodioritos e quartzo monzodioritos. Uma amostra situa-se fora do diagrama. As amostras do SU apresentam composições bastante variáveis no diagrama.

Utilizando o diagrama de classificação químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983) (Fig.5.15), das 30 amostras analisadas desses granitos, cerca de 2/3 delas classificam-se como granitos, quatro como adamelitos (monzogranito), duas como granodioritos e uma como quartzo monzonito.

O maciço SN ocupa apenas o campo dos granitos, enquanto o PB estende-se até o campo dos granodioritos. A amostra menos diferenciada (quartzo monzodiorito) no diagrama pertence ao corpo do MB (MB-86).

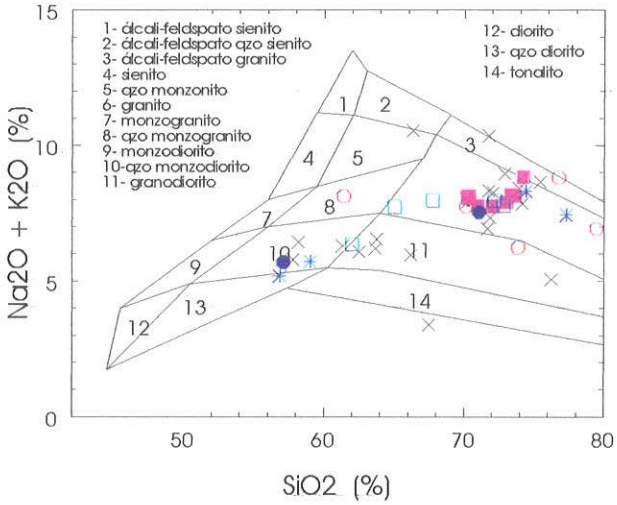


Fig.5.14- Diagrama de classificação de Middlemost (1985) para os granitos tardi-F3 a sin-F4. Simbologia: quadrados, vazios = Nova Friburgo, cheios = Sana; círculos, vazios = Suruí, cheios = Mambucaba; cruzes = Pedra Bca; asteriscos = Mangaratiba.

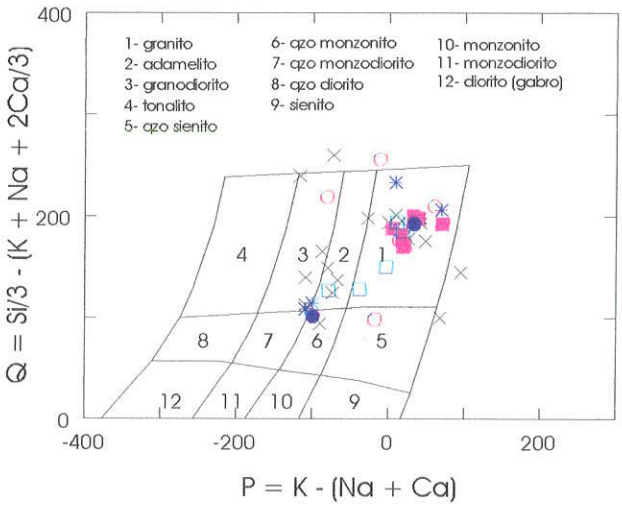


Fig.5.15 - Diagrama de classificação de Debon & Le Fort (1983) para granitos tardi-F3 e sin-F4. Idem, simbologia da Fig. anterior.

5.3.2.3. DIAGRAMAS TIPO HARKER

5.3.2.3.1. ELEMENTOS ALCALINOS E ALCALINOS TERROSOS

Alguns desses elementos como Ca e Mg mostram uma boa correlação linear para o conjunto de amostras analisado (Fig. 5.16). Estes elementos decrescem com a diferenciação, exibindo um gradiente mais acentuado para os termos de composição intermediária e, mais suave, para os de composição ácida. O Sr e o Ba também tendem a decrescer com a diferenciação, apesar da grande dispersão nos diagramas. Duas amostras do NF (NF-4A e NF-6A) possuem teores igualmente mais elevados nestes elementos, sugerindo a existência de acumulação de feldspatos, o que é confirmado pelos dados petrográficos. O Na e o Cs têm comportamento mais ou menos constante, enquanto o K e o Rb crescem com a diferenciação. A dispersão elevada destes elementos, que parece aumentar com a diferenciação, confirma a existência de acumulação de feldspatos nestas rochas, o que também é sugerido pelo comportamento do Al.

Nesses diagramas o PB, comparado com o NF, aparece como uma série mais enriquecida em Ca, Sr, Ba, Na e Mg, sendo mais empobrecida em K e Rb. O NF possui comportamento intermediário para o Ca, K e Mg, o que parece ser acompanhado pelo MG.

Os teores em Na desses granitos, entre 2 e 3%, são inferiores aos teores médios dos granitos tipo-I australianos (3,08 %), tipo-I Caledonianos (4,14 %) e tipo-I Cordilheiranos (3,84 %). Em Ca, são ligeiramente mais enriquecidos do que os granitos Australianos (2,98 %) e Caledonianos (3,35 %), sendo comparáveis aos Cordilheiranos (4,55 %). Em Mg, são mais enriquecidos do que os tipo-I Australianos (1,56 %), mais baixos do que os Cordilheiranos (5,10 %) e comparáveis aos Caledonianos (2,20 %).

5.3.2.3.2. ELEMENTOS DE TRANSIÇÃO Cu, Al, P...

Estes elementos em geral decrescem com a diferenciação, com exceção do U, Th e Pb que apresentam comportamento oposto (Figs. 5.17 e 5.18). O Pb é um elemento claramente incompatível. Os elementos HFS, apesar da variação, apresentam um comportamento mais ou menos constante para os termos intemediários, decrescendo rapidamente nos ácidos. Este tipo de comportamento também é seguido pelo La. A mudança de comportamento dos elementos HFS durante a diferenciação deve estar ligada a cristalização de uma fase acessória

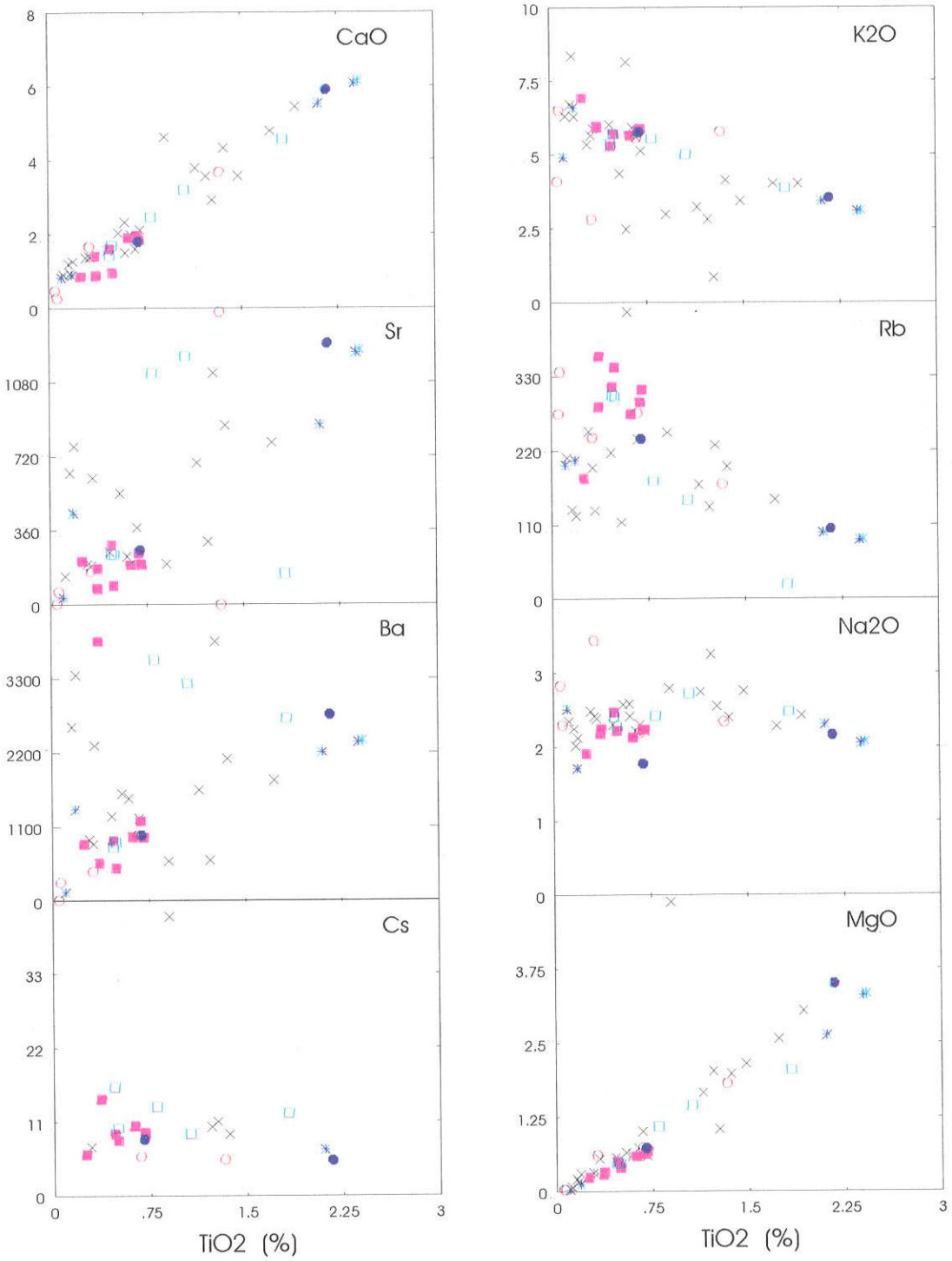


Fig. 5.16 - Diagrama de variação TiO2 vs. alcalinos e alcalinos terrosos em granitos tardi-F3 a sin-F4; quadrados, vazios= Nova Friburgo, cheios=Sana; círculos, vazios=Suruí, cheios= Mambucaba; cruzes= Pedra Bca; asterisco =Mangaratiba.

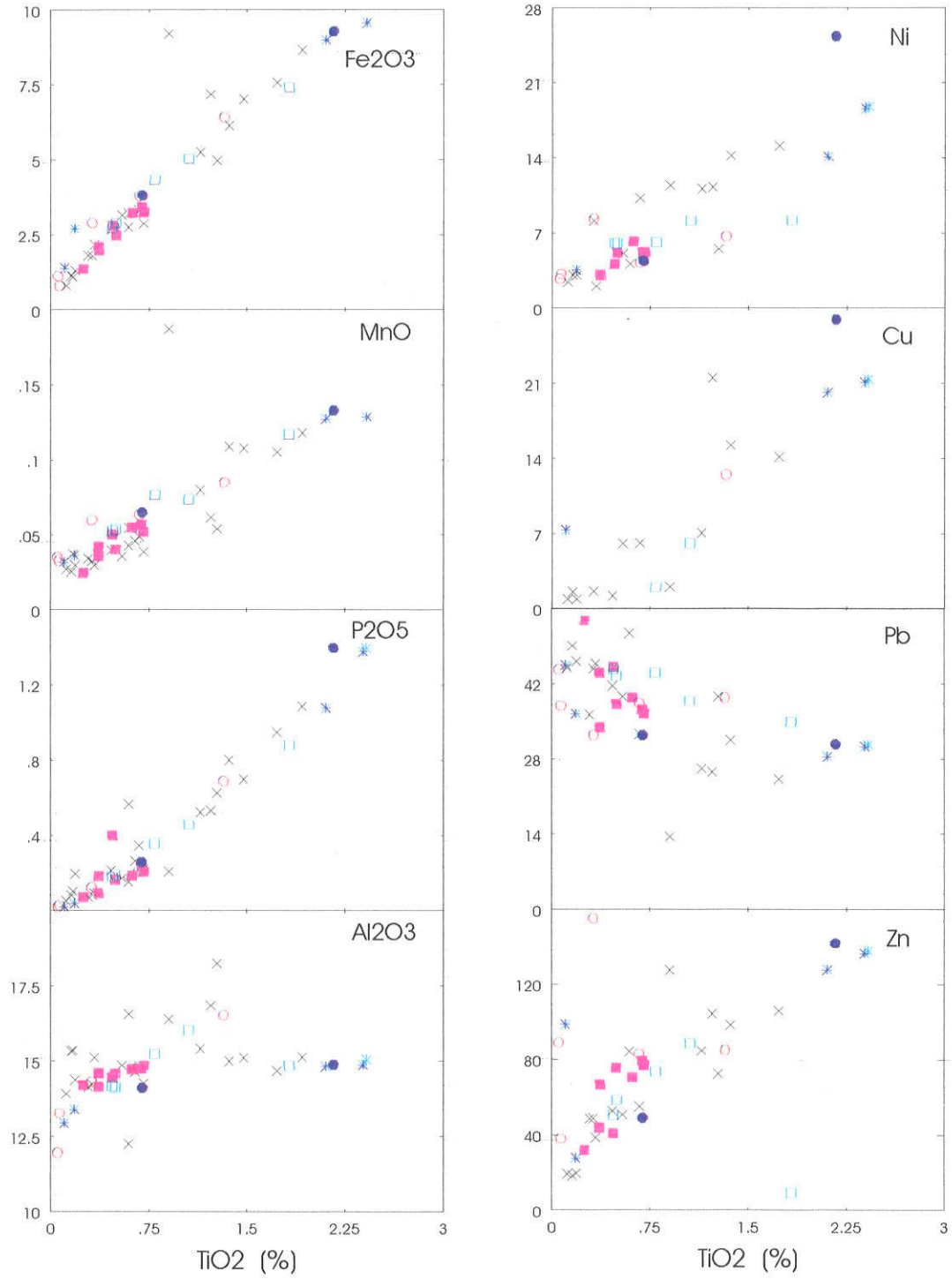


Fig. 5.17 - Diagramas de variação TiO2 (em %) vs. elementos de transição, Cu, Pb, Zn e Al2O3, de granitos tardi-F3 e sin-F4. Idem, simbologia da Fig. 5.14.

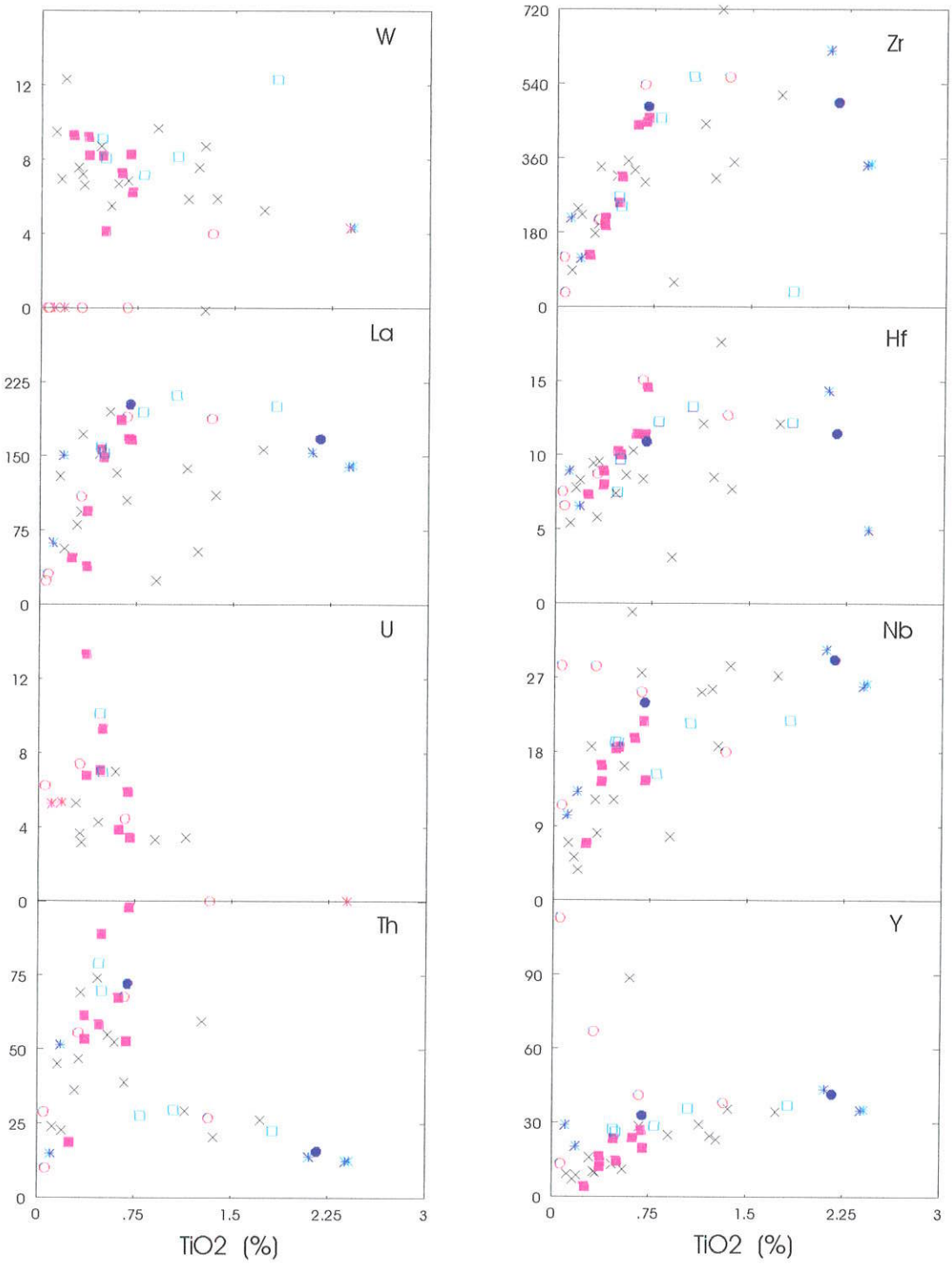


Fig.5.18 - Diagramas de variação TiO2 (em %) vs. elementos de transição. Granitos tardi-F3 a sin-F4. Idem, simbologia da Fig. 5.14.

importante, que passa a incorporar estes elementos. O zircão é um fase acessória potencial para isso, o que é suportado pelos dados petrográficos.

De maneira geral, os metais básicos decrescem com a diferenciação. O PB mostra-se ligeiramente mais enriquecido em Ni e Cu do que grande parte dos maciços (SN, NF, MG, SU). Algumas das amostras fogem do *trend* geral, como a PB-78C, que é enriquecida em Fe, Mn e Zn, cerca de 2 a 3X, e empobrecida em Pb (~3X). Esta mesma amostra acha-se empobrecida na maioria dos elementos HFS (2 a 3X). Duas amostras do SU (SU-2B; SU-2C) são fortemente enriquecidas em Zn (~ 4X).

5.3.2.4. DIAGRAMAS DE CARACTERIZAÇÃO E DISCRIMINANTES

No Diagrama de Le Maître (1989) (Fig. 5.19), SiO_2 vs. K_2O, os diferentes maciços estudados ocupam o campo de alto-K, mostrando já uma evolução de magmatismo do tipo shoshonítico.

No diagrama de Debon & Le Fort (1983) (Fig. 5.20), a maior parte das amostras ocupa o domínio peraluminoso, principalmente o setor III do diagrama. Um número restrito delas dispõe-se no domínio meta-aluminoso, resultando no conjunto uma curva de evolução com inclinação negativa. Neste domínio e próximo ao seu limite dispõem-se principalmente os termos menos diferenciados, enquanto o outro domínio é ocupado pelos termos mais diferenciados do conjunto.

O caráter peraluminoso da maioria das amostras dos tardi-F3 a sin-F4 também é ilustrado no diagrama de Maniar & Piccoli (1989), com valores de A/CNK situados entre 1,10 e 1,17, compatíveis com os valores para os granitos Fanerozóicos indicados pelos mesmos.

No diagrama de Peacock (1931) (Fig.5.21), os maciços aqui estudados classificam-se como cálcicos, com índice de alcalinidade em torno de 58%.

No diagrama de Irvigne & Baragar (1971), de SiO_2 vs. $Na_20 + K_20$ (Fig. 5.22), todas as amostras situam-se no campo subalcalino, cuja disposição *trend* é subparalela ao limite dos campos do diagrama.

Em relação ao diagrama AFM dos mesmos autores (Fig. 5.23), as amostras dispõem-se no campo cálcio-alcalino, delineando dois *trends*: um mais evoluído, definido pelo SN e parte das amostras do PB, e outro, menos evoluído, definido por amostras do PB, MG e MB. Duas amostras do MG (MG-81 e MG-84A) são menos evoluídas do conjunto, com enriquecimento em Fe, e dispostas próximo ao limite de campo das séries toleiíticas.

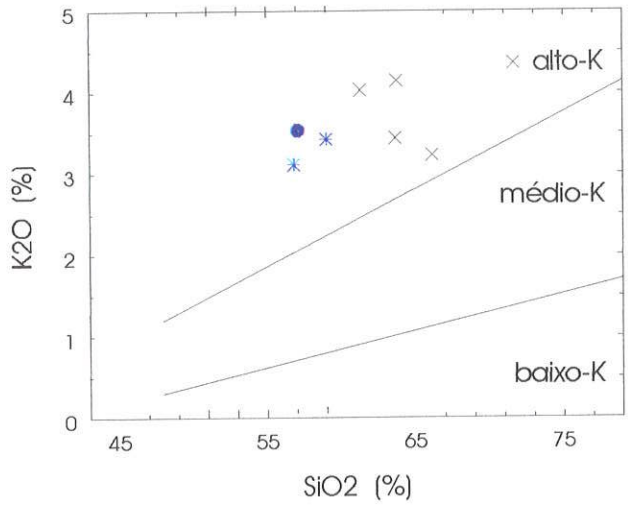


Fig. 5.19 - Diagrama de classificação de séries magmáticas de Le Maître (1985) para os granitos tardi-F3 a sin-F4. Idem, legenda da Fig. 5.14.

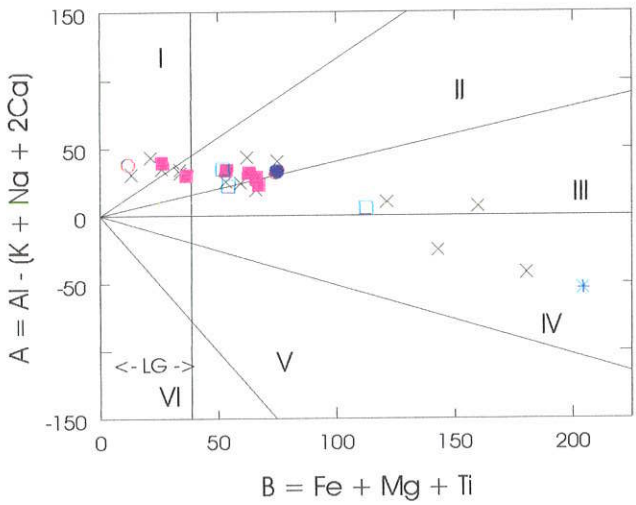


Fig. 5.20 - Diagrama de classificação do grau de saturação em alumina de Debon & Le Fort (1983). Idem, legenda da Fig. 5.14.

T2565

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

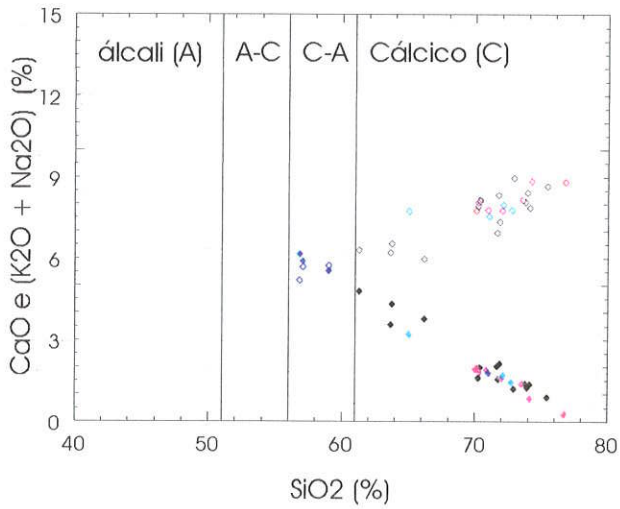


Fig.5.21- Diagrama de classificação de séries magmáticas, segundo o índice de Peacock (1935), para granitos tardi-F3 a sin-F4. Legenda: vermelho= Sana; azul claro=Nova Friburgo; cinza e anil= Pedra Bca; Os demais, não diferenciados.

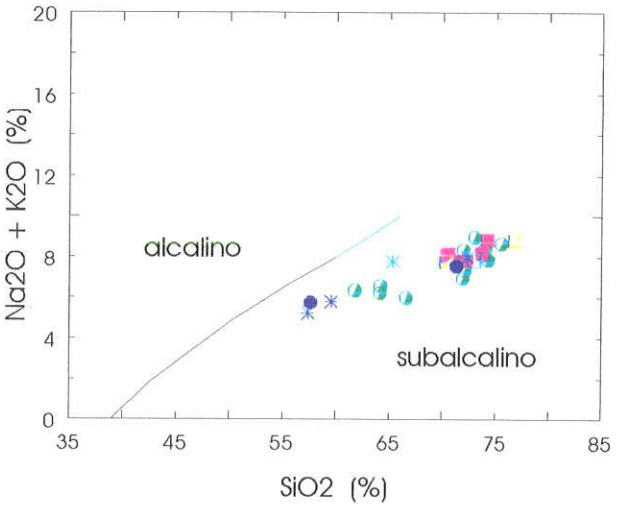


Fig.5.22 -Diagrama de classificação de séries magmáticas, sílica vs. álcalis, segundo Irvine & Baragar (1971), para os granitos tardi-F3 a sin-F4. Idem, simbologia da Fig. 5.16.

No diagrama de classificação de séries magmáticas de Miyashiro (1974), de FeO/MgO vs. SiO_2, não reproduzido aqui, metade das amostras situa-se no campo cálcio-alcalino e metade no toleiítico. Naquele, figuram as amostras do PB e NF e, neste, dos demais maciços.

O diagrama tectônico de Batchelor & Bowden (1985) (Fig. 5.24), classifica os granitos estudados com pré- e sin-colisionais. A maioria das amostras do PB (PB-73A, PB-113D, PB-116B1, PB- 116D, PB-116E), SN (SN-7, SN-18A), NF (NF-6B), MB (MB-87) e SU (SU-2A) situa-se no domínio dos granitos anatéticos, com uma amostra do NF (4A) situada no campo pós-colisional.

No diagrama de Pearce *et. al.* (1983), de Y + Nb vs. Rb (Fig. 5.25), 2/3 das amostras (6) permanecem no campo de granitos intra-placa, enquanto as demais (NF-4A, MB-87, PB-115B) ocupam o campo de granitos de arco vulcânico, juntamente com grande parte das amostras do PB. As amostras do SN situam-se no campo dos granitos sin-colisionais.

Com base no diagrama de discriminação tectônica de Pearce *et. al.*(1983) (Fig. 5.26), de Y vs. Nb, o conjunto de amostras distribui-se no campo de granitos de arco vulcânico (VAG), sin-colisional (syn-COLG) e intra-placa (IPG). Neste último campo, figuram nove amostras, sendo três de granodiorito (MG-81, MG-84A, PB-114D), três de granito (NF-4A, PB-115B, MB-87), duas de adamelito (PB-114C, PB-114F) e uma de quartzo monzonito (MB-86).

Finalmente, nos diferentes diagramas discriminantes de Maniar & Piccoli (1989), não reproduzidos neste trabalho, o conjunto de amostras situa-se no campo dos granitos pós-orogênicos (POG) e orogênicos, aqui reunindo granitos de arco de ilha (IAG), de arco continental (CAG) e colisão continental (CCG).

5.3.2.5 - DISCUSSÃO E CONCLUSÕES PARCIAIS

Dos maciços estudados, o PB é o que apresenta maior dispersão dos elementos nos diagramas apresentados. Este fato parece refletir os efeitos da acumulação de feldspatos, confirmando assim as descrições petrográficas, onde texturas porfiríticas (megaporfiríticas) e granulação grossa são feições marcantes nas faciologias deste maciço.

O maciço PB, em comparação com o SN, parece corresponder ao produto de uma série menos evoluída, a julgar pelos teores mais baixos em K e Rb, este último inferior a 250 ppm, o que permite situá-lo entre os granitos não fracionados, enquanto o SN, com teores acima de 250 ppm, enquadra-se nos fracionados, segundo a proposição de Chappel & White (1992).

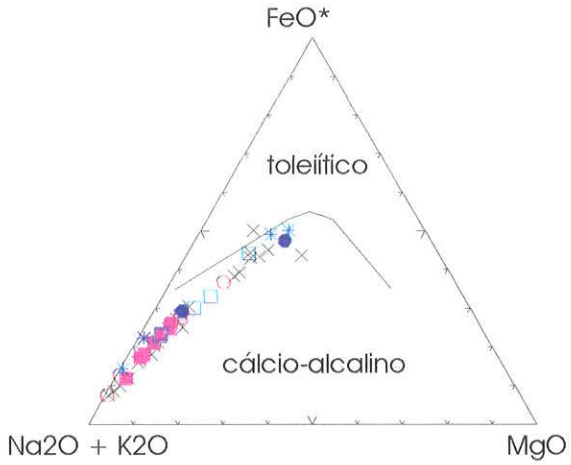


Fig.5.23- Diagrama AFM dos granitos tardi-F3 e sin-F4, segundo Irvigne & Baragar (1971). Idem, simbologia da Fig. 5.16.

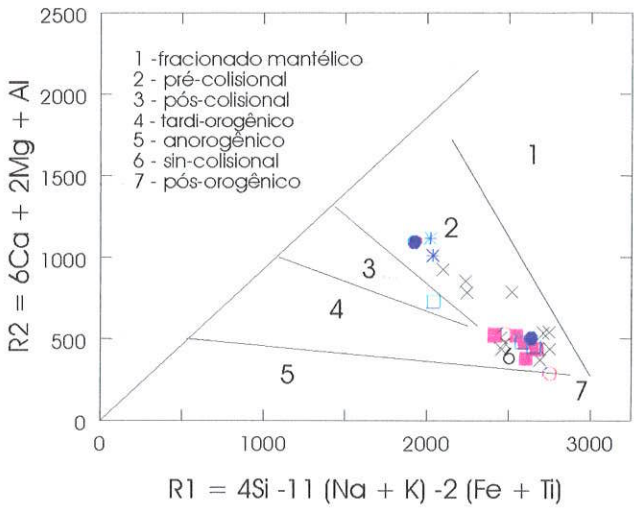


Fig. 5.24 - Diagrama de discriminação de ambiente tectônico, segundo Batchelor & Bowden (1971), para granitos tardi-F3 e sin-F4. Idem, simbologia da Fig. 5.16.

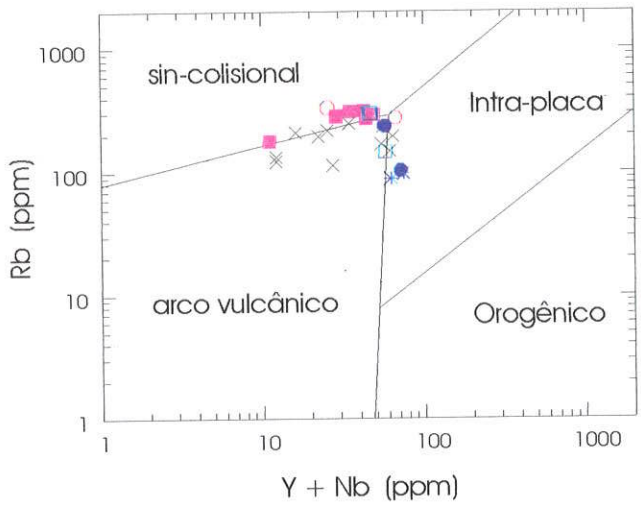


Fig. 5.25 - Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) para granitos tardi-F3 a sin-F4.Idem, simbologia da Fig. 5.16.

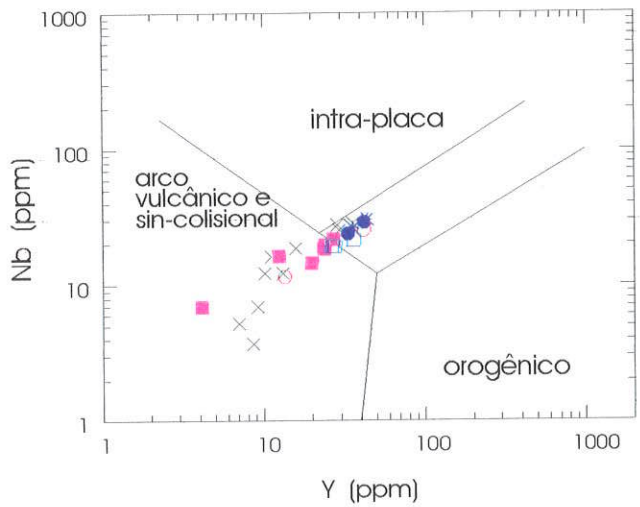


Fig. 5.26 - Diagrama de discriminação de ambiente tectônico de Pearce et al. (1984) para granitos tardi-F3 a sin-F4.Idem, simbologia da Fig. 5.16.

O caráter levemente peraluminoso da maioria das amostras destes granitos é sugerido pelos diagramas de Maniar & Piccoli (1989) e Debon & Le Fort (1983) (Fig.5.20), com valores de A/CNK para o conjunto de amostras estudadas situados ao redor de 1,15, para o PB, e de 1,20 para o SN.

No diagrama de Debon & Le Fort (op. cit.), as amostras estudadas dispõem-se segundo uma curva de evolução de inclinação negativa, que é mais acentuada no domínio meta-aluminoso do que no peraluminoso. Neste domínio, e próximo ao seu limite, predominam os termos menos diferenciados, enquanto naquele, os mais diferenciados. Isto parece refletir um empobrecimento inicial maior em Al e, menor, em Fe-Mg. Na fase final, ocorre uma inversão, a qual é acompanhada por um enriquecimento em álcalis.

Cabe salientar que os termos menos diferenciados do PB (PB-114C, PB-114D, PB-114E, PB-114F) classificam-se no diagrama de Batchelor & Bowden (1985) como pré-colisionais, enquanto os mais diferenciados (composição granítica), como sin-colisionais. Curiosamente, estes termos menos diferenciados do PB classificam-se como intra-placas no diagrama de Pearce *et. al.*(1984).

Os diferentes diagramas tectônicos utilizados fornecem resultados incompatíveis com os dados geológicos disponíveis sobre estes granitos, mostrando-se portanto inadequados como diagramas discriminantes nos exemplos aqui estudados.

5.3.2.6. COMPARAÇÃO ENTRE OS DOIS GRUPOS DE GRANITOS

Os granitos pré-F2 apresentam uma composição mais expandida do que os granitos tardi-F3 e sin-F4, sendo comum termos de composição granodiorítica e tonalítica. De forma análoga, são levemente peraluminosos, com valores equivalentes de A/N+K, ao redor de 1,15, dominando no ntervalo de 1,1 a 1,2. Estes valores são compatíveis com os valores coligidos para os granitos Fanerozóicos por Maniar & Piccoli (1989).

No diagrama de Peacock (1931), os pré-F2 são cálcicos a cálcio-alcalinos, enquanto os tardi-F3 a sin-F4 são apenas cálcio-alcalinos; ambos classificam-se como cálcio-alcalinos e toleiíticos no diagrama de Miyashiro (1974), ou ainda cálcio-alcalino (tardi-F3 a sin-F4) com evolução inicial no campo toleiítico pré-F2 no diagrama AFM.

Nos diagramas de discriminação tectônica de Batchlelor & Bowden (1985) os pré-F2 classificam-se como de manto fracionado, e como pré- a sin-colisionais, enquanto os tardi-F3 a sin-F4 se enquandram apenas nestes dois últimos ambientes; nos diagramas de Pearce *et. al.*(1984), os pré-F2 predominam no campo de granitos de arco vulcânico (2/3), enquanto os tardi-F3 a sin-F4, no

sin-colisional (1/2), com cerca de 1/3 de ambos distribuindo-se no campo de granitos intra-placa.

Do exposto, fica evidenciado que os diferentes diagramas tectônicos disponíveis na literatura mostram-se inadequados como diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para os granitos tardi-F3 e sin-F4. Contrariamente, estes mesmos diagramas fornecem resultados compatíveis com os dados geológicos existentes para os granitos pré-F2.

CAPÍTULO VI

6 - GEOCRONOLOGIA

6.1. INTRODUÇÃO

Os dados geocronológicos disponíveis sobre os granitos Neoproterozóicos do Estado do Rio de Janeiro são muito escassos, limitando-se, em geral, a algumas datações radiométricas em granitos tardi a pós-tectônicos nos arredores da cidade do Rio de Janeiro (Cordani *et al.*, 1973; Cordani & Teixeira, 1979; Siga Jr. *et al.*, 1982; Fonseca, 1986; Fonseca *et al.*, 1986; Machado N. *et al.*, 1996; Valladares, 1996; Machado R. *et al.*,1996).

As tabelas VI.1 a VI.9 reúnem o acervo de dados geocronológicos disponíveis sobre as rochas granitóides Neoproterozóicas do Estado do Rio de Janeiro. A análise dessas tabelas mostra que os dados existentes possuem uma distribuição muito heterogênea no estado, estando concentrado nos arredores da cidade do Rio de Janeiro e na região de serrana de Petrópolis/Teresópolis. Além disso, são muito reduzidos os dados analíticos com maior valor interpretativo.

São aqui apresentados os resultados de 39 análises Rb/Sr realizadas em cinco maciços graníticos do Rio de Janeiro. Destes, três correspondem a maciços foliados, caracterizados como pré-F2 (Serra dos Órgãos, Angelim e Niterói), um de granito tardi-F3 (Pedra Branca) e outor de granito sin-F4 (Sana). Os dados obtidos sugerem idades ao redor de 490 Ma para os granitos sin-F4, entre 530 e 560, para os sin-F3, e idade mínima de 620 Ma para os granitos pré-F2.

6.2. BREVES CONSIDERAÇÕES SOBRE OS MÉTODOS ISOTÓPICOS

Método K/Ar

A interpretação pelo método K/Ar é baseada na temperatura de difusão do Ar, que é própria de cada mineral. Como o Ar possui um raio iônico maior do que K, uma vez formado, ele permanece preso mecanicamente na estrutura dos minerais, sendo liberado mediante o aquecimento. Embora seja um método mais adequado para determinação de idade em rochas vulcânicas, o seu emprego em

rochas metamórficas tem obtido muito êxito, pois ele possibilita definir os eventos térmicos a que elas foram submetidas, sobretudo o último evento. As micas e os anfibólios são minerais muito retentivos e a interpretação de suas idades tem um significado comparável ao de uma datação Rb/Sr, em moscovitas (Vidal, 1994). Segundo o autor, uma das limitações deste método é a incorporação frequente de Ar em paragêneses metamórficas, relacionada à circulação de fluídos durante o metamorfismo.

Segundo Geyh & Schleicher (1990), as temperaturas de bloqueio dos principais minerais presentes em rochas metamóficas são as seguintes: biotita e moscovita 350 ± 50°C; anfibólio entre 500 e 700°C e feldspatos ao redor de 230°C.

De uma maneira geral, a existência de um padrão de idades coerentes em terrenos metamórficos tem sido interpretado como reflexo do soerguimento de um segmento crustal, em relação a uma área adjacente, ocorrido logo após a um evento de colisão. Neste contexto, o método K/Ar assume alto potencial intepretativo.

Método Rb/Sr

O Rb é um elemento que possui comportamento geoquímico idêntico ao K, e ocorre substituindo este elemento em seu minerais. De forma semelhante, o Sr substitui o Ca e, mais raramente, ele pode substituir o K nos minerais formados por este elemento. Durante o processo de cristalização fracionada de um magma, o Sr tende a se concentrar no plagioclásio, enquanto o Rb tende a permanecer na fase líquida, comportando-se como um elemento incompatível. Deste modo, a razão Rb/Sr tende a crescer gradualmente no magma residual, durante o processo de cristalização fracionada. Os valores médios das razões Rb/Sr para rochas graníticas de alto e baixo Ca são de 0,25 e 1,7, respectivamente (Faure, 1986).

A idade Rb/Sr fornecida por uma rocha granítica não deformada, é interpretada como a sua idade de cristalização. Para rochas de colocação rasa (subvulcânicas/vulcânicas), o intervalo de tempo para o resfriamente é relativamente pequeno. Contudo, para rochas plutônicas de colocação mais profunda, o tempo decorrido para cristalização dos minerais é bem maior. Isto se acentua para as grandes massas batolíticas, sobretudo àquelas colocadas em nível crustal profundo, em condições compatíveis com as fácies anfibolito e granulito. Neste caso, o tempo de resfriamento pode ser relativamente longo, podendo existir uma diferença de idade de vários Ma entre o início e o final de cristalização de uma grande massa batolítica pré- a sin-tectônica.

Além disso, é sempre difícil a intepretação do significado de idades Rb/Sr em rochas foliadas, que foram submetidas a metamorfismo regional de fácies

anfibolito/granulito. Tais idades podem refletir tanto uma rehomogeneização isotópica total ou parcial ou a homogeneização pode ocorrer apenas na escala mineral, e não na escala da amostra como um todo. Neste caso, a idade mineral refletirá o fenômeno metamórfico, enquanto a rocha total fornecerá a idade do processo ígneo anterior (Geyh & Schleicher, 1990). Segundo os autores, em condições de fácies anfibolito, o sistema Rb/Sr atinge sua completa homogeneização.

Método U/Pb (em monazita e titanita)

Com relação as idades U/Pb em monazitas e titanitas, cabe aqui algumas observações sobre o significado das datações radiométricas obtidas a parrtir destes minerais.

Vários fatores influenciam na temperatura de bloqueio destes minerais, dentre os quais destacam-se o tamanho do cristal, grau de atividade, eficiência e composição da fase fluída, assim como as variações nas suas composições químicas. Assim, cristais de monazita de uma mesma rocha com tamanhos diferentes podem resultar também idades diferentes, em função das diferentes razões de resfriamento (Mezger *et al.*, 1990). Além disso, não são ainda disponíveis informações de temperatura de bloqueio com base em dados experimentais. Em geral, as temperaturas referidas na literatura são obtidas de forma indireta, a partir de calibrações baseados em paragênese minerais desenvolvidas durante o metamorfismo regional.

Para a monazita tem sido estimadas temperaturas de bloqueio de 500°C (Mattinson, 1978, in: Tuccker *et al.*, 1986), 530° C e > 550° C (Purder & Jäger, 1976 e Köppel & Grünenfelder, 1975, in: Mezger *et al.*, 1991), ou ainda, mais recentemente, valores entre 650 a 700 °C e entre 675 a 730° C (Parrish, 1988, in: Mezger, op. cit. e Copeland *et al.*, 1988, in: Parrish, 1990). Apesar da alta precisão das idades U/Pb em monazita (±1 Ma), as suas condições de cristalização em rochas metamórficas pelíticas, ainda não são claras (Lanzirotti & Hanson, 1995). Por outro lado, estes mesmos autores relatam idades concordantes entre monazitas e zircões, obtidas em pegmatitos deformados e intrusivos em xistos, que foram conjuntamente metamorfisados em condições de fácies anfibolito. Por outro lado, as idades obtidas em monazitas de terrenos granulíticos são sempre mais jovens do que idades obtidas em zircões, denotando que nestas condições, embora possa ocorrer novo crescimento deste mineral, ela comporta-se como um sistema aberto (Machado N. *et al.*,1989, in: Parrish, 1990).

Durante o metamorfismo regional progressivo de rochas pelíticas, na parte superior da fácies xisto-verde alto, a monazita pode-se desestabilizar em allanita, apesar de sua extensa faixa de estabilidade em rochas com este tipo

composicional (Parrish, 1990). Além disso, estudos de detalhe tem mostrado que a monazita pode crescer durante o retrometamorfismo da fácies granulito para anfibolito, a qual é acompanhada de hidratação.

Em condições de anatexia crustal, com temperaturas entre 700 a 800 °C, pode ocorrer a saturação de monazita no líquido granítico, passando neste caso o mineral a fazer parte do restito (Rapp *et al.*, 1987, in: Parrish, op. cit.).

Para a titanita são referidas temperaturas de bloqueio em geral mais baixas do que a monazita, em geral com valores ao redor de 500 °C (Gasocyne, 1986, in: Mezger, *et al.*, 1990)

As discrepâncias de idades fornecidas por este mineral têm sido explicadas pela variação no tamanho do cristal e pelo grau de danificação de sua estrutura cristalina. No primeiro caso, as temperaturas mais altas são explicadas por uma taxa de difusão mais baixa de Pb radiogênico. No segundo, o aumento no grau de danificação da estrutura pode determinar uma taxa de difusão mais efetiva, explicando assim temperaturas de bloqueio mais baixas, entre 300 e 400°C, ou ainda inferiores (~300°C), na presença de titanitas metamíticas, conforme sugerido por dados experimentais (Cherniack, 1993, in: Pidgeon *et al.*, 1996). Além disso, têm sido destacado outros fatores que influenciam também na difusão do Pb radiogênico, tais como composição e atividade da fase fluída durante o metamorfismo e condições locais de deformação.

Por outro lado, são reportadas idades concordantes entre titanitas e zircões em gnaisses da parte central da Noruega, mostrando que os dois eventos orogênicos registrados na região, um ao redor de 1657± 3 °C e outro de 395 ± 2°C, não produziram desiquilíbrios isotópicos nessas rochas (Tucker *et al.*, 1987).

Do exposto acima, fica evidente que a temperatura de bloqueio da monazita é sensivelmente mais elevada do que a da titanita, apesar do comportamento nem sempre uniforme destes minerais. Conclui-se que, em ambos os casos, o conhecimento das características mineralógicas/petrográficas e químicas é indispensável para uma avaliação efetiva da idade obtida. Na presença de rochas deformadas e metamorfisadas, em condições de fácies anfibolito a granulito, torna-se necessário a comparação com outros métodos de maior potencialidade analítica, como U/Pb em zircões.

6.3. GRANITÓIDES PRÉ-F2

6.3.1. ISÓCRONAS Rb-Sr OBTIDAS

Dos granitóides aqui classificados como pré-F2, serão discutidos os dados Rb/Sr obtidos em amostras dos maciços Serra dos Órgãos (SO), Angelim (AG) e Niterói (NI), cujos dados analíticos encontram-se relacionados nas Tabelas VI.1A e VI.1B, com os diagramas isocrônicos correspondentes sendo representados nas Figs. 6.1, 6.2 e 6.3.

Das três isócronas obtidas, a do SO é a que apresenta o melhor espalhamento dos pontos (9 amostras), definindo um bom alinhamento no conjunto de amostras, com idade de 598 ±5,6 Ma e razão inicial de 0,70944 ± 0,00015 (Fig. 6.1). A existência de uma amostra afastada da origem, com teor elevado em Rb, aumenta a confiabilidade da isócrona e reforça o seu significado geológico, o que é também sugerido pelo valor do MSWD (5,3). A boa qualidade dessa isócrona poderia ser interpretada como correspondente à época de formação do batólito SO. Contudo, trata- se de um corpo foliado, afetado pelo metamorfismo regional, colocado em condições de fácies anfibolito, é mais provável que este valor reflita a idade de deformação deste maciço.

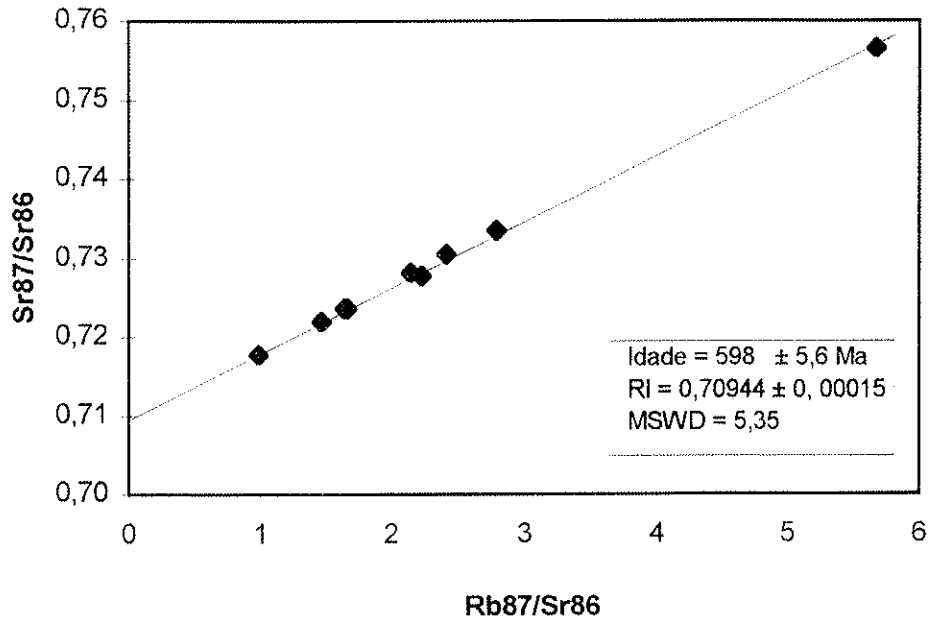


Fig. 6.1 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do batólito Serra dos Órgãos

Tabela VI.1A- Dados analíticos Rb-Sr em rocha total do batólito Serra dos Órgãos. Análises realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica de Clermont-Ferrand, na França.

N° Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	erro	Sr^{87}/Sr^{86}	erro
SO3A	granito leucocrático foliado	117,9	122,5	2,792	0,027	0,733546	0,000074
SO3B	Idem	107,8	145,9	2,142	0,021	0,728212	0,000073
SO3C	granodiorito	94,5	168,6	1,642	0,016	0,723669	0,000072
SO3D	tonalito equigranular	108,4	130,2	2,414	0,024	0,730538	0,000072
SO41A	granodiorito leucocrático foliado	137,6	239	1,668	0,016	0,723599	0,000072
SO53A	granito grosso leucocrático	97,2	126,5	2,228	0,022	0,727742	0,000072
SO53B	granito/granod. leucocrático	79,8	157,8	1,465	0,014	0,72191	0,000072
SO57	granito leucocrático foliado	150,3	77	5,674	0,056	0,756507	0,000075
SO58	granodiorito leucocrático foliado	81,5	238,5	0,99	0,009	0,717747	0,000071

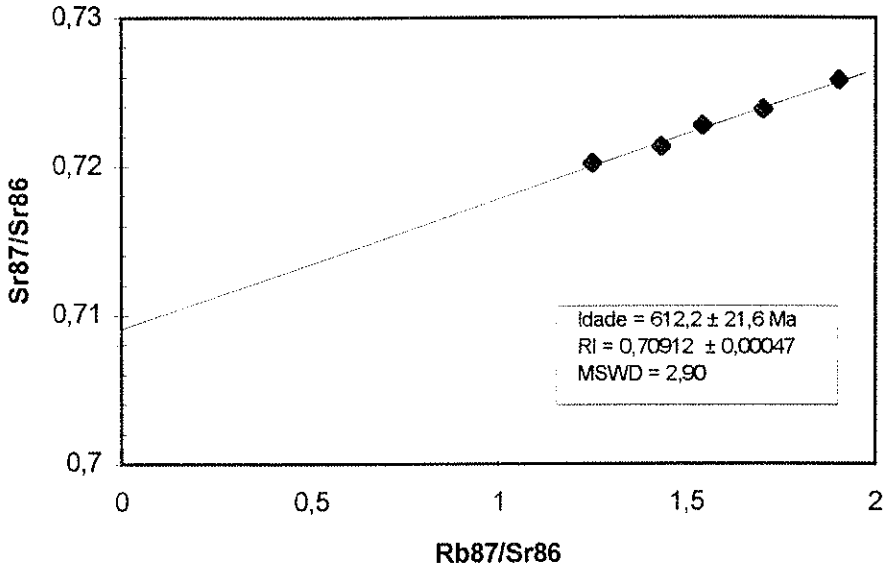


Fig. 6.2 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do batólito Angelim

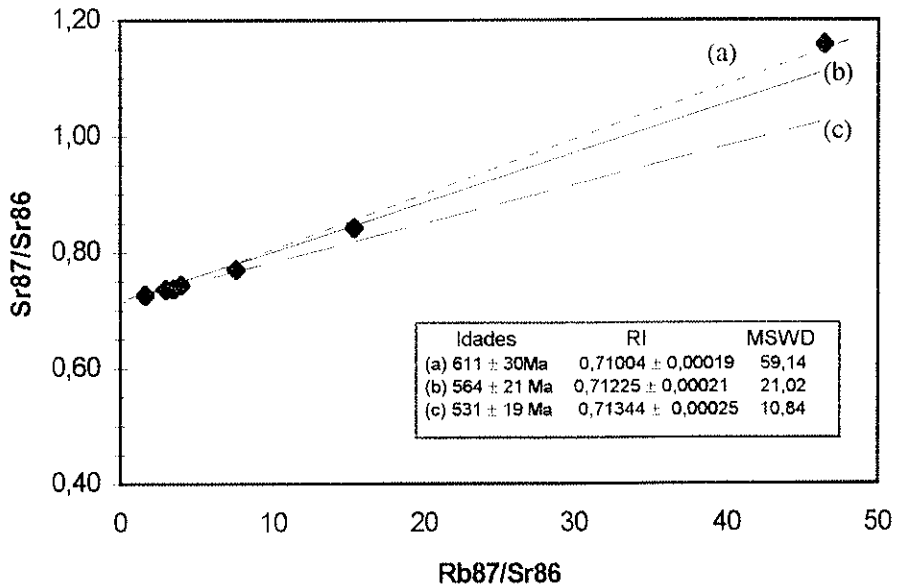


Figura 6.3 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do batólito Niterói

Tabela VI.1B- Dados analíticos Rb-Sr em rocha total dos batólitos Angelim e Niterói. Análises realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica de Clermont-Ferrand, na França.

N° Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	erro	Sr^{87}/Sr^{86}	erro
AG20B	tonalito foliado	109,4	220,9	1,435	0,014	0,721331	0,000072
AG21A	Idem	105,7	180	1,702	0,017	0,723853	0,000072
AG22	Idem	94,6	218,9	1,252	0,012	0,720204	0,000072
AG23A	Idem	108,2	203,3	1,542	0,015	0,722758	0,000072
AG23B	Idem	140,6	214,01	1,903	0,019	0,725831	0,000072
NI67A	granito gnaissificado	138,4	133,3	3,012	0,03	0,736962	0,000074
NI67C	granodiorito gnaissificado	191,2	139,6	3,977	0,04	0,744138	0,000074
NI68C	granito foliado	149,2	123,9	3,495	0,035	0,738683	0,000074
NI68D	Idem	267,4	17,4	46,423	0,464	1,158355	0,0000116
NI68E	Idem	209,8	40,1	15,336	0,153	0,841933	0,000084
NI68F	Idem	161,4	62,2	7,554	0,076	0,770301	0,000077
NI79	granito foliado	90,7	156,8	1,677	0,017	0,726099	0,000073

Em suas rochas, são evidentes texturas de recristalização no estado sólido. Deste modo, o valor obtido deve refletir a idade de rehomogeneização isotópica do Sr, em decorrência dos eventos de deformação e metamorfismo regional.

Assim, o valor obtido na isócroma pode ser interpretado de duas mameiras: (1) representa a idade do evento plutônico, (2) corresponde a idade do metamorfismo regional. No primeiro caso, o sistema isotópico de Sr teria permanecido fechado, no segundo, ele teria sido aberto, em consequência da rehomogeneização isotópica do Sr durante o evento metamórfico.

A primeira hipótese é difícil de ser sustentada pois, conforme tem sido discutido por vários autores, em condicões de fácies anfibolito o sistema Rb/Sr usualmente atinge sua homogeneização completa (Geyh & Schleicher, 1990). Contudo, uma possibilidade que não pode ser descartada totalmente é a presença de uma fase fluída com baixa atividade no sistema, ineficiente para produzir a difusão do Sr radiogênico. Assim, a segunda hipótese parece ser a mais provável. Alternativamente, pode ter ocorrido uma homogeneização parcial dos sistema, e neste caso a idade obtida representaria um valor intermediário entre os processos de cristalização magmática, metamorfismo e deformação regional.

A segunda hipótese é reforçada pela idade de 620 Ma obtida pelo método U/Pb, em zircões, por Delhal *et al.* (1969), em "gnaisses granitóides" da então chamada "Série" Serra dos Órgãos. Esta idade, intepretada como a idade de formação dos gnaisses migmatíticos e granitóides da Serra dos Órgãos, representaria, também, na opinião dos autores, a idade de uma orogênese na região. Apesar da boa qualidade do diagrama concórdia, e da interpretação indiscutível dos autores, um aspecto que chama a atenção é o alinhamento neste diagrama de zircões provenientes de rochas com origens aparentemente distintas. No diagrama são incluídos zircões oriundos de amostras de "gnaisses granitóides" e de "migmatitos" referidos como Serra dos Órgãos. As primeiras amostras representam provavelmente rochas do batólito, porém as últimas podem corresponder a suas porções graníticas ou a porções de migmatitos não relacionados ao batólito, mas que teriam sido gerados durante o mesmo episódio de metamorfismo regional, que promoveu simultameamente a homogeneização isotópica de ambos os sistemas isotópicos. Embora hajam dúvidas sobre a cogeneticidades ou não dos dois grupos de amostras, a coerência do resultado obtido traduz um significado geológico.

Em resumo, o valor obtido pelo método U/Pb é agora confirmado pelo Rb/Sr, sugerindo então que a idade de colocação do batólito SO seja próxima da idade do metamorfismo regional, responsável pela homogeneização do sistema isotópico do Sr. Em decorrência disso, a razão inicial de 0,70944 fornecida pelo diagrama isocrônico não possui significado para discussão da fonte do magma.

No diagrama isocrônico do batólito AG, apesar do bom alinhamento das cinco amostras analisadas, a ausência de pontos próximos da origem impede um

melhor controle da sua razão inicial (Fig. 6.2 e Tabela VI.1B). A idade de 612,2 ± 21,6 Ma, com razão inicial de 0,70912, pode ser interpretada da mesma maneira que a idade obtida para o SO, pois são corpos colocados em condições metamórficas similares, durante a mesma fase de deformação regional. A diferença maior entre eles é uma recristalização mais intensa nas rochas do AG, onde texturas ígneas foram substituídas por texturas de recristalização metamórfica, reforçando ainda mais a interpretação adotada. Da mesma forma que no caso anterior, a razão inicial foi igualmente modificada durante o processo metamórfico, razão pela qual não traduz mais as razões isotópicas primárias do magma.

Com relação a idade Rb/Sr de 702 Ma obtida para o mesmo maciço por Batista (1984), depois reinterpretada por Batista & Kawashita (1985), com idade de 502 Ma, é de significado geológico muito duvidoso, pois são amostras com variação muito pequena na razões Rb^{87}/Sr^{86} e sem espalhamento na isócrona, o que explica um erro muito elevado (± 133 Ma).

O diagrama isocrônico obtido para o maciço Niterói, com base em sete amostras analisadas (Tabela VI.1B), é de valor interpretativo menos conclusivo do que dos diagramas anteriores, pois as amostras sugerem mais de um tipo de alinhamento (Fig. 6.3). Do conjunto de amostras analisadas, uma delas (NI68D) situa-se muito afastada das demais e acima do alinhamento médio obtido, mostrando-se muito enriquecida em Rb. Outra amostra, a NI68E, embora com enriquecimento menor em Rb, dispõe-se um pouco acima da isócrona definida pelo restante dos pontos. Deste modo, o diagrama possibilita a definicão de três conjuntos de idades: um, mais antigo, de 611 ± 30 Ma, com MSWD de 59,14; outro, de 563 ±21 Ma (sem a amostra mais enriquecida em Rb), com MSWD de 22,02, e um terceiro, com idade de 531 ±19 Ma (sem as duas amostras mais enriquecidas em Rb) e MSWD de 10,84.

Os três conjuntos de idades do NI podem ser interpretados como o resultado da abertura do sistema isotópico do Sr em mais de uma oportunidade, devido a reativação das estruturas tectôncias regionais, em particular da zona de cisalhamento que condiciona este batólito granítico, a zona de cisalhamento Niterói. É interessante salientar que as duas idades mais novas fornecidas no diagrama isocrônico são correlacionáveis com as idades U/Pb em titanitas e monazitas disponíveis sobre os granitóides associados às zonas de cisalhamento do domínio Paraíba, reforçando assim a interpretação adotada.

As idades obtidas para os maciços SO e do AG são muito próximas dos valores obtidos para o maciço charnockítico Bela Joana e para os granulitos da região de São Fidélis, com idades Rb/Sr de 600 Ma, consideradas como à época de formação das rochas de alto grau na região (Siga Jr *et al.*., 1982; Batista,1984). Valor equivalente também é fornecido por um dos alinhamentos sugerido no diagrama isocrônico do NI, apesar de corresponder o valor com

MSDW mais elevado. Outra idade similar foi obtida em gnaisses nas imediações da cidade do Rio de janeiro (isócrona Rb/Sr com sete pontos), com valores de 623 ±19 Ma (Fonseca, 1986). No Espírito Santo, têm sido registradas idades U/Pb em zircões ao redor de 590 Ma., interpretadas como sendo a idade do metamorfismo regional e da anatexia das rochas do cinturão Ribeira na região (Söllner *et al.*, 1987).

6.3.2. IDADES Rb-Sr E U/Pb DISPONÍVEIS

As idades geocronológicas (Rb/Sr e U/Pb) contidas na Tabela VI.2 sobre os granitóides pré-F2 do Estado do Rio de Janeiro, incluindo àquelas apresentadas neste trabalho, mostram um amplo predomínio de idades Rb/Sr em relação as U/Pb.

Nota-se uma ausência de idades U/Pb nos granitóides no domínio Litorâneo, o que dificulta uma análise comparativa do magmatismo com outros domínios. Além disso, o diagrama concórdia disponível sobre o SO contém rochas de diferentes natureza, pois inclui também amostras do Complexo Paraíba do Sul. Por outro lado, no domínio Paraíba, são disponíveis duas idades U/Pb, uma em titanita e outra em monazita, porém com diferença de cerca de 20 Ma. Neste domínio, não são disponíveis idades Rb/Sr sobres esses granitóides.

Apesar das limitações já levantadas, com relação a interpretação dos dados Rb/Sr em rochas deformadas, nota-se a existência de idades Rb/Sr nos intervalos de 565 a 570 Ma e de 600 a 620 Ma (Tabela VI.2). O primeiro intervalo é sugerido por isócronas de valor regional, que incluem no diagrama amostras de diferentes maciços; o segundo é definido por isócronas com significado de afloramento, que reúnem no diagrama amostras do mesmo maciço, embora em certos casos seja questionável a cogeneticidade das amostras, a exemplo das duas idades obtidas para o AG, por Batista (1984) e Batista & Kawashita (1985), uma muito alta (732 ± 32 Ma) e outra muito baixa (502 ±133 Ma). A idade de 688 ±13 Ma, obtida por Dias Neto *et al.* (1995), em leucogranitos que injetam orto e paragnaisses na região de Bananal, no domínio Paraíba, é de interpretação muito difícil no momento, pois esta idade não se enquadra no conjunto de dados geocronológicos ora disponíveis sobre as rochas graníticas do Rio de Janeiro.

As idades U/Pb mostram um intervalo de 550 a 570 Ma, com base em datações em titanitas e monazitas, e um valor ao redor de 620 ± 20 Ma, correspondente ao intercepto inferior em um diagrama concórdia (Tabela VI.2). As primeiras idades são interpretadas como idades mínimas de cristalização dos granitóides, enquanto as últimas correspondem a idades de um importante evento que promoveu a perda episódica de Pb radiogênico nas rochas do Complexo Paraíba Sul e da Serra dos Órgãos (Delhal *et al.*, 1968; Cordani *et al.*, 1973).

Tabela VI.2 - Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre os granitóides pré- a sin-F2 do Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade (Ma)	Razão Inicial	Método e Material	N° de Amostra	Observações	Isócrona Concórdia	Fonte
gnaisses Serra dos Órgãos	567 ± 100	0,7090	Rb/Sr (RT)	7	vários locais; gnaisses (orto e para), SO e PS	referência regional	(1)
Idem	566 ± 112	0,7087	Rb/Sr	10	Idem; mais 3 amostras	Idem	(2)
Idem	620 ± 20 (Int inf)	-	U/Pb; zircão e titanita	10, 13 ptos	Idem; amostras em comum; gn, gran,mig, granu, charn, SO e PS	dois alinhamentos: ~ 2,07 e ~ 2,2 Ga (IS);	(2)
Angelim	732 ± 29	0,708	Rb/Sr (RT)	5	4 am. do m/mo local	s/ controle, reta e RI	(3)
Angelim	502,6± 133	0,711	Rb/Sr (RT)	5	idem	idem	(4)
Bela Joana	599,6± 10	0,708	Rb/Sr (RT)	6	am. do m/mo local	bom alinham/, am. dif	(3)
Angelim	612 ± 10	0,711	Rb/Sr (RT)	6	am. do m/mo maciço	bom alinham/, s/ controle da RI	(5)
Serra dos Órgãos	624 ± 10	0,708	Rb/Sr (RT)	9	am. do m/mo maciço	bom alinham/ e distribuição dos ptos	(5)
Rio Turvo	~551 579 ± 2		U/Pb; titanita monazita	1 1	m/ma am. dividida em duas frações	diferentes temperaturas de bloqueio	(6)
Taquaral	553		U/Pb; titanita	1	titanitas pobres em Fe	abertura do sitema	(6)
Leocogranitos	688 ± 13	0,712	Rb/Sr (RT)	4	3 am. do m/mo local	regular, pto abaixo isó	(7)

Fontes: (1) Delhal *et al.*1969; (2) Cordani *et al.*1973; (3) Batista (1984); (4) Batista & Kawashita (1985); (5) Machado R. *et al.*1996; (6) Valladares (96) e Machado N. *et al.*(96); (7) Dias Neto *et al.*(1995)

Abreviações: am.- amostras; gn- gnaisse; mig- migmatito; granu- granulítico; grami- granítico; charn- charnockítico; int inf- intercepto inferior; IS- intercepto superior; isóc- isócrona;

Segundo os autores, mesmo com o tratamento diferenciado das amostras procedentes da Serra dos Órgãos, as idades permanecem próximas de 620 Ma, o que não acontece com as amostras do Paraíba, que fornecem idades intermediárias entre os ciclos brasiliano e transamazônico.

Em resumo, apesar das diferenças de potencialidades entre os métodos Rb/Sr e U/Pb, os poucos dados disponíveis mostram-se consistentes, evidenciando conjuntamente idades ao redor de 600 e 620 Ma e de 560 a 570 Ma.

Na Tabela VI.3 foram relacionados os dados Rb/Sr e U/Pb disponíveis em gnaisses, migmatitos e granulitos do Estado do Rio de Janeiro. Das nove idades Rb/Sr existentes, cinco delas foram obtidas em gnaisses dos arredores da cidade do Rio de Janeiro. Destes, quatro correspondem a isócronas. As demais, foram obtidas em uma única amostra, com três delas sendo provenientes da região de São Fidélis e uma de Nova Friburgo. Os dados U/Pb são em grande parte os mesmos já referidos para o diagrama concórdia da Serra dos Órgãos, porém aqui foram selecionadas as idades de zircões obtidas em gnaisses migmatíticos, os quais podem corresponder as rochas encaixantes do batólito SO.

A análise da referida tabela mostra um padrão de idades mais heterogêneo do que o dos granitóides pré-F2, com um conjunto de idades Rb/Sr entre 620 e 650 Ma, incluindo amostras da região de São Fidélis, assim como uma isócrona de boa qualidades disponível sobre os gnaisses da cidade do Rio de Janeiro. Aparecem duas idades com valores pouco mais baixos, entre 570 e 580, porém com erros mais elevados do que os do primeiro conjunto. Ocorrem duas idades discrepantes do conjunto, uma mais elevada (712 ± 75 Ma) e outra mais baixa (418 ± 43 Ma).

Os dados U/Pb, pertencentes aos gnaisses e migmatitos do domínio Serra dos Órgãos, são também heterogêneos, com um grupo situado entre 588 e 640, e outro com valores de 704, 752 e 906 Ma, os quais não foram registrados nas rochas do batólito SO.

A comparação das idades obtidas pelos métodos U/Pb e Rb/Sr mostra uma superposição entre os os valores no intervalo de 620 a 640 Ma, com o limite superior de 650 Ma, indicado pelo U/Pb, e inferior de 590 Ma, pelo Rb/Sr.

6.3.3 - IDADES K/Ar DISPONÍVEIS

A Tabela VI.4 apresenta os poucos dados K/Ar disponíveis sobre rochas granitóides foliadas do Estado do Rio de Janeiro, muitas delas referidas na literatura como gnaisses graníticos ou mesmo migmatíticos, mas que, aparentemente, podem corresponder aos granitóides pré-F2.

Tabela VI.3 - Idades Rb/Sr e U/Pb brasilianas em gnaisses, migmatitos e granulitos no Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade (Ma)	Razão Inicial	Método e Material	N° de Amostra	Localização e Observações	Isócrona Concórdia	Fonte
gnaisse migmatítico	616 ± 20 588 ± 40 640 ± 20		U/Pb, em zircões	1, c/ 3 frações	Areal; gn/mig tipo Serra dos Órgãos (SO) ou Paraíba do Sul	referência regional	(1)
migmatito	704 ± 20 906 ± 40		U/Pb, em zircões	1 1	N.Frib/Bom Jardim; SO porções grano e grani		(1)
gnaisse	752 ± 30		U/Pb, em zircão	1	4 km Cantagalo/ Bom Jardim		(1)
gnaisse	712 ± 75		Rb/Sr (RT)	1	N.Frib/S.Lourenço; granitóide SO		(2)
migmatito	571 ± 48		Rb/Sr (RT)	1	arredores do Rio de Janeiro		(3)
leptinito	622 ± 27 650 ± 31 664 ± 43	0,705 0,705 0,705	Rb/Sr (RT) Rb/Sr (RT) Rb/Sr (RT)	1 1 1	prox. de S. Fidélis, estr. p/ Campos; am. m/mo pto		(3)
gnaisses	623 ± 19	0,706	Rb/Sr (RT)	7	cidade do Rio de Janeiro	razoável,	(4)
leptinitos	523 ± 22	0,715	Rb/Sr (RT)	5	Idem	regular,	(4)
gnaisses	579 ± 41 418 ± 43	0,717 0,721	Rb/Sr (RT) Rb/Sr (RT)	4 4	Idem	razoável, regular	(4)

Fontes: (1) Delhal *et al.* (1968); (2) Cordani *et al.* (1973); (3) Cordani & Teixeira (1980); (4) Fonseca (1986)

Tabela VI.4 - Idades K/Ar de granitóides foliados (pré- a sin-F2) e gnaisses granitóides, Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade	Mineral	Procedência	Domínio	Observações	Fonte
gnaisse granítico	432 ± 22	biot	3 km Três Rios	Paraíba Norte/Sul	tipo Serra dos Órgãos no Paraíba do Sul.	(1)
gnaisse granítico	496 ± 30	anf	Areal. Unidade Paraíba (P)	Paraíba Sul	migmatito tipo Serra dos Órgãos, intermediário ao Paraíba do Sul.	(1)
gnaisse granítico	455 ± 22	biot	Três Rios (P)	Paraíba Norte/Sul	tipo Serra dos Órgãos no Paraíba do Sul.	(1)
gnaisse migmatítico	451 ± 23	biot	Cabo Frio/ S. Pedro da Aldeia (P)	Litorâneo Sul	tipo Serra dos Órgãos	(1)
gnaisse migmatítico	426 ± 22	mosc	Idem	Litorâneo Sul	Idem	(1)
gnaisse	496 ± 25	biot	Itaipava/RJ (P)	Serra dos Órgãos	granodiorito/tonalito da Serra dos Órgãos	(1)
anfibolito	509 ± 26	anf	N.Friburgo/Bom Jardim	Serra dos Órgãos	migmatito da "Série" Serra dos Órgãos	(2)

Fontes: (1) Delhal *et al.*(1968); (2) Cordani *et al.*(1973).

Das oito idades K/Ar disponíveis sobre estas rochas, cinco foram obtidas em biotita, duas em moscovita e duas em anfibólio. Grande parte desses dados são oriundos de rochas granitóides pertencentes aos domínios Serra dos Órgãos e Litorâneo, dificultando assim a comparação da história de resfriamento entre os diferentes domínios do cinturão.

A análise das idades K/Ar em pauta evidencia dois patamares de idades: um ao redor de 450 Ma, fornecido pelos resultados obtidos em biotitas, e outro ao redor de 500 Ma, definido pelos anfibólios e por uma datação em biotita. Valores pouco mais baixos, de 432 e 426 Ma, foram fornecidos, respectivamente, por uma biotita e uma moscovita.

As idades K/Ar disponíveis sobre os gnaisses e granulitos do Rio de Janeiro mostram um padrão de distribuição mais heterogêneo do que o dos granitóides acima, exibindo mesmo valores mais antigos, com um deles, em plagioclásio, com 996 ± 66 Ma, que deve corresponder um valor anômalo (Tabela VI.5). Outro valor, também em plagioclásio, de 666 ± 37 Ma, foi obtido em uma amostra com excesso de Ar (Fonseca, 1989).

As idades fornecidas pelas biotitas situam-se num intervalo de 450 a 490 Ma, enquanto os anfibólios (dois) mostram num intervalo mais estreito, com idades respectivas de 476 e 491 Ma. Uma única datação disponível em moscovita apresentou idade de 419 Ma.

A comparação entre as idades contidas nas duas tabelas mostra um patamar de valores ao redor 490 e 500 Ma, a partir principalmente de anfibólios e, outro, ao redor de 450 Ma, com base em biotitas. São também assinalados valores intermediários e também inferiores (ao redor de 420 Ma), estes últimos registrados sobretudo em moscovitas.

6.4. GRANITÓIDES SIN-F3

6.4.1. IDADES Rb/Sr e U/Pb DISPONÍVEIS

Os dados Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre estes granitos limitam-se a dois maciços, Getulândia e Taquaral, e encontam-se referidos nos trabalhos de Valladares (1996), Machado N. *et al.*, (1996) e Dias Neto *et al.*, (1995). O primeiro maciço situa-se no segmento sul do domínio Paraíba, e o segundo, no Juiz de Fora (Fig. 4.1). Ambos os maciços acham-se encaixados no prolongamento de duas das mais expressivas zonas de cisalhamento dúcteis da região, Além-Paraíba e Valença-Barra Mansa.

Tabela VI.5 - Idades K/Ar disponíveis sobre gnaisses e granulitos no Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade	Mineral	Localização	Observações	Fonte
			Domínio Paraíba Sul		
gnaisse básico	491± 15	anfibólio	Cór. da Prata/Sta Rita da Floresta	dique gábrico c/ hb, biotita e px.	(1)
			Domínio Litorâneo Norte		
gnaisse	419 ± 21	biotita	Lumiar	gnaisse c/ silimanita no Paraíba do Sul	(1)
gnaisse RH-H71	451 ± 10 996 ± 44	biotita plagioclásio	Rio de Janeiro	gnaisse c/ hiperstênio	(2)
gnaisseW-74	464 ± 14	biotita	São Fidélis	tipo kinzigito	(2)
gnaisseW-93	487 ± 14	biotita	São Fidélis	idem	(2)
anfibolito	476 ± 16	anfibólio	Rio de Janeiro		(3)
diorito	666 ± 37	plagioclásio	Idem	excesso de Ar	(3)
diorito	371 ± 47	plagioclásio	Idem		(3)

Fonte: (1) Cordani *et al.* (1973); (2) Cordani & Teixeira (1980); (3) Fonseca (1989).

Os dados geocronológicos contidos na Tabela VI.6 mostram uma variação ampla das idades Rb/Sr para o maciço Getulândia, com valores entre 514 ± 8 e 685 ± 31 (Dias Neto *et al.*, 1995). Porém, as suas idades U/Pb, obtidas em monazita, são muito próximas, com valores respectivos de 528 e 535 Ma (Valladares, 1996; Machado N. *et al.*, 1996). A idade U/Pb em titanita do maciço Taquaral é mais elevada, com valor de 553 ± 2 Ma. O interessante que uma das idades obtidas no granitóide Rio Turvo (pré-F2), a mais baixa, também em titanita, é idêntica a este valor (551 Ma), sugerindo que esta idade represente à época de cristalização deste mineral nos citados maciços. Curiosamente, a mesma idade também é fornecida pela isócrona Rb/Sr do Getulândia, quando considerados no mesmo diagrama isocrônico os granitos e seus enclaves. Porém, neste caso, a idade Rb/Sr obtida é questionável, pois não há segurança da cogeneticidade entre os dois tipos de rochas.

Da mesma forma, os três outros valores Rb/Sr obtidos para o Getulândia, por Dias Neto *et al.* (1995), também são questionáveis. O mais antigo, de 685 ± 31 Ma (RI= 0,705; MSWD= 0,05), obtido nos enclaves, é muito elevado; o mais novo, de 514 ± 8 Ma (RI= 0,712; MSWD= 8,9), é um pouco baixo, sendo comparável ao dos granitos sin-F4, enquanto o valor intermediário, de 553 ± 2 Ma (RI= 0,706; MSWD= 12,8), também é discutível, pois reúne na mesma isócrona amostras de granito e enclaves, conforme discutido acima. Estas idades são interpretadas pelos autores da seguinte maneira: a mais antiga, considerada como sendo a possível idade do processo metamórfico que afetou as rochas encaixantes; a mais nova, como sendo à época de fechamento do sistema Rb/Sr durante o processo de formação do granito Getulândia, enquanto, a intermediária, denota a inexistência de homogeneização isotópica entre os enclaves e o material granítico.

Alternativamente, o valor mais baixo da isócrona do getulândia poderia ser intepretado como uma idade posterior ao seu alojamento, podendo ser explicada pela reativação das zonas de cisalhamento na região, que promoveriam a percolação de fluídos nas rochas, com alteração de suas razões isotópicas e, consequente, rebaixamento das idades Rb/Sr.

Apesar do número reduzido de dados geocronológicos sobre esses granitos, a atividade mais intensa desse magmatismo parece ter ocorrido entre 530 e 550 Ma, porém com prováveis manifestações já ocorridas a partir de 570 Ma.

Cabe ainda mencionar os dados obtidos por Delhal *et al.* (1969) e Cordani *et al.* (1973), que definiram uma idade Rb/Sr de 540 ± 60 Ma para os granitos pós-tectônicos do Estado do Rio de Janeiro. Os autores também obtiveram uma idade de 567 Ma para os migmatitos Serra dos Órgãos, porém com erro analítico muito elevado. Idades similares têm sido obtidas no Espírito Santo com base em

Tabela VI.6 - Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre os granitos sin-F3 no Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade (Ma)	Razão Inicial	Método Material	Nº de Amostras	Observações	Isócrona Concórdia	Fonte
Getulândia	514 ± 8	0,71291	Rb/Sr-RT	4	amostras do granito	regular; ptos acima e baixo da isócrona	(1)
	553 ± 2	0,70666	Rb/Sr-RT	7	granito + enclaves	regular; alinham/ distinto p/ cada faciologia	
	685 ± 31	0,70571	Rb/Sr-RT	3	enclaves	bom; reduzido nº de amostras	
Idem	528 ± 1		U/Pb	1	amostras do granito		(2) (3)
	535 ± 1		monazita	1	Idem		

Fonte: (1) Dias Neto *et al.* (1995); (2) Valladares *et al.* (1995 e 1996); (3) Machado N. *et al.* (1996)

datações U/Pb em zircões de rochas charnockíticas, indicadas pelo intercepto superior em diagramas concórdia, com valores de 558 Ma.

6.5. GRANITÓIDES TARDI-F3 E SIN-F4

6.5.1. ISÓCRONAS Rb-Sr OBTIDAS

Os dados analíticos Rb/Sr obtidos para estes granitóides estão relacionados na Tabela VI.7, com as isócronas correspondentes estando representadas nas Figs. 6.4 e 6.5.

A isócrona do maciço da PB, com seis amostras bem alinhadas e com excelente espalhamento no diagrama, fornece uma idade de 536,5 ± 4,1 Ma, com MSDW= 7,36 (Fig. 6.4). Esta idade pode ser considerada como relativa à época de colocação deste maciço. A razão inicial de 0,70674 ± 0,0009, é ainda relativamente baixa, e situa-se no intervalo de razão inicial de Sr de granitos tipo-I proposto por Chappel & White (1984 e 1992), podendo ser interpretada como material com participação de crosta continental e do manto superior, de forma análoga ao que foi proposto para os granitos tipo-I Caledoniano (o grupo mais novo) da Escócia e Norte da Inglaterra por Pankhust (1979). Sabe-se, contudo, que razões iniciais baixas (ou relativamente baixas) não constituem provas de materiais com participação mantélica, pois a refusão de uma crosta mais antiga, com baixa razão inicial de Sr, pode resultar produtos com razões igualmente baixas. Deste modo, outros modelos de interpretação podem ser evocados, como a refusão de granitos mais antigos, a fusão de material intermediário/básico na crosta inferior, ou ainda a contaminação na crosta superior de um magma primitivo tipo-I, conforme proposto por Pankhust (op. cit.).

Considerações mais conclusivas com relação ao material fonte deste tipo de granito, depende da utilização de métodos isotópicos complementares de alto potencial interpretativo, como Pb/Pb, U/Pb e Sm/Nd, ainda não disponíveis sobre este maciço.

Finalmente, o diagrama isocrônico do maciço SN, classificado como sin-F4, apresenta um conjunto de sete amostras analisadas (Tabela VI.7), onde o intervalo de variação da razão Rb^{87}/Sr^{86} é mais amplo do que o do Pedra branca, definindo uma isócrona de excelente qualidade, com idade de 488 ± 3,6 Ma, com MSDW de 16,42 (Fig. 6.5). Os pontos mostram uma boa relação linear, com apenas uma amostra (intermediária) situada pouco abaixo da isócrona, o que não influencia no comportamento da curva obtida. Esta idade é também interpretada como à época de colocação do corpo. A eliminação deste ponto analítico não altera o valor da isócrona acima.

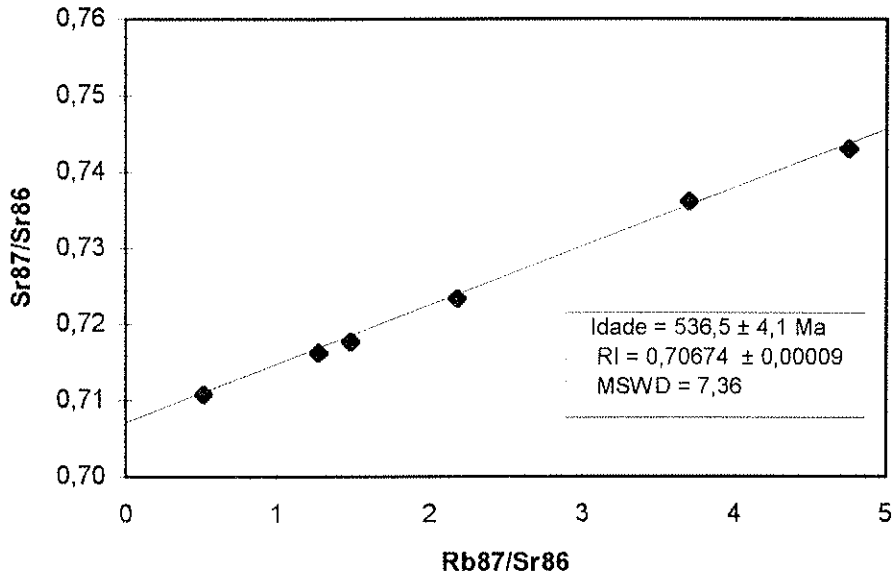


Fig. 6.4 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do maciço Pedra Branca

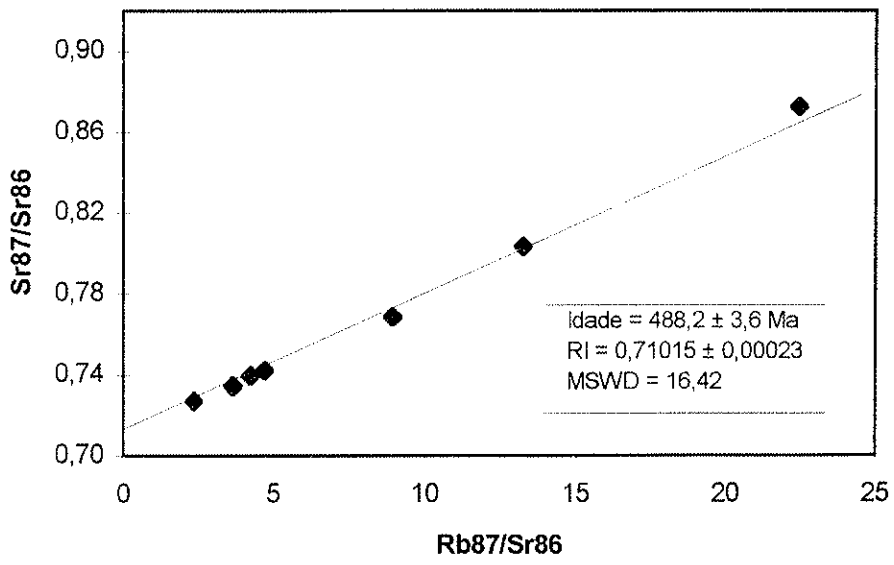


Fig. 6.5 - Diagrama isocrônico Rb/Sr do maciço Sana

Tabela VI.7- Dados analíticos Rb-Sr em rocha total de maciços tardi-F3 (Pedra branca) e sin-F4 (Sana). Análises realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica de Clermont-Ferrand, na França.

Nº Campo	Rocha	Rb (ppm)	Sr (ppm)	Rb^{87}/Sr^{86}	erro	Sr^{87}/Sr^{86}	erro
PB73B	granito porfirítico foliado	394,5	240,8	4,756	0,047	0,743028	0,000074
PB75	diorito isótropo	126,7	711,5	0,515	0,005	0,710865	0,000071
PB77A	granito leucocrático	233,1	454,5	1,485	0,014	0,717693	0,000071
PB77C	granito grosso/pegmatítico	175,9	400,2	1,273	0,012	0,716293	0,000071
PB78A	granito leucocrático	212	281,8	2,180	0,021	0,723350	0,000072
PB73A	granito porfirítico foliado	245,8	192,6	3,703	0,037	0,736054	0,000073
SN09	granito isótropo equigranular	288	229	3,648	0,036	0,734517	0,000073
SN11	Idem	352,3	77,7	13,242	0,132	0,803777	0,00008
SN13	granito isótropo inequigranular	215,1	263,4	2,367	0,024	0,727318	0,000073
SN14	Idem	292	199,8	4,242	0,042	0,739799	0,000074
SN18A	Idem	275,9	170,4	4,7	0,047	0,742522	0,000074
SN18B	Idem	310,2	40,6	22,463	0,225	0,872788	0,000087
SN19B	Idem	289,4	94,2	8,942	0,089	0,76883	0,000077

Apesar da boa qualidade desta isócrona, os dados petrográficos e geoquímicos evidenciam alguns aspectos que parecem inviabilizar o uso da razão inicial obtida como um indicador petrogenético. As descrições petrográficas mostram a presença generalizada de fenômenos de alteração nas amostras analisadas, sendo abundantes em algumas delas minerais secundários como sericita, clorita, carbonato e moscovita, esta última formada a partir do feldspato de potássio (ver Apêndice A). Uma das amostras do diagrama (SN-11) apresenta evidências de greisenificação.

Os reflexos de uma interação importante com uma fase fluída também se refletem no comportamento dos elementos (maiores e traços) nos diagramas tipo *Harker*, onde algumas amostras como a SN-11 se apresentam enriquecidas em Al, Rb, Cs, P, Zn e Ga, e empobrecida em Ca, Sr, Pb e U; a SN-10 é enriquecida em Zn e Ga, e empobrecida em Ca, Sr e W; a SN-18A é empobrecida em Rb, Cs, La e Ce (ver Apêndice B). Estas amostras apresentam comportamento normal para Fe, Mg, Na, Si e Ti.

Do conjunto de sete amostras analisadas deste maciço, metade delas possui razão Rb/Sr no intervalo de 0,8 a 1,62, e a outra metade entre 3,0 a 7,6, com este último valor relativo à amostra mais empobrecida em Sr (40,6 ppm), porém com valores intermediários em Rb (310 ppm) (Tabela VI.7). Esta amostra é a que se situa mais à direita no diagrama (SN-18B).

Os dados acima discutidos sugerem modificações importantes na mineralogia e no quimismo das amostras do SN, em decorrência da interação de uma fase fluída posterior à cristalização do maciço, a qual produziu elevação na razão inicial do Sr, comprometendo assim a sua utilização como indicador petrogenético.

Idade similar ao do granito SN foi obtida por Fonseca (1986) para granitos da cidade do Rio de Janeiro, com uma isócrona de Rb/Sr de 482 ± 31 Ma e razão inicial de 0,710. Trata-se de um diagrama isocrônico com sete pontos analíticos, aparentemente de boa qualidade, porém reunindo amostras de diferentes tipos de maciços, tais como do Utinga, Favela, granito rosa, pegmatito e álcali-feldspato granito. Os estudos efetuados nestes granitos por Pires *et al.* (1982) mostraram a existência de duas séries: uma mais antiga, que inclui o Utinga e, outra, mais jovem que inclui os granitos Rosa e Favela. Os autores mostram relações de intrusão entre as séries, juntamente com importantes diferenças texturais e estruturais entre elas.

São registradas ainda idades Rb/Sr de 470 Ma em moscovitas oriundas de pegmatitos da região da Serra dos Órgãos, referidas por Delhal *et al.* (1969).

6.5.2. IDADES Rb-Sr E U/Pb DISPONÍVEIS

A Tabela VI.8 sintetiza o conjunto de dados Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre estas rochas. São 15 idades Rb/Sr, incluindo seis isócronas (cinco em rocha total e um mineral), com as demais (10) sendo isócronas convencionais em minerais (5) e em rocha total (5). Apenas duas datação são disponíveis pelo método U/Pb, uma em zircão e outra em monazita. As amostras datadas são localizadas dos domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos, sendo oriundas em grande parte nos arredores das cidades do Rio de Janeiro, Nova Friburgo e Teresópolis.

As idades Rb/Sr mostram dois intervalos nítidos, um entre 480 e 500 Ma, e outro entre 530 e 540 Ma. As duas isócronas apresentadas neste trabalho, acham-se incluidas nestes dois intervalos, mostrando neste caso uma boa correlação entre isócronas de afloramento e regionais. Situam-se também neste intervalo duas idades U/Pb, uma em titanita e outra em zircão, com valores respectivos de 492 ± 11 e 540 ± 60, esta última com erro muito elevado. Um terceiro intervalo, situado entre 430 e 460 Ma, é sugerido a partir de isócronas convencionais. Cabe também salientar o valor de 450 Ma obtido por Cordani *et al.*, (1973), considerado pelos autores como correspondente à época de rehomogeneização (parcial ou completa) e de fechamento dos sistemas isotópicos de Sr em diferentes minerais (Cordani *et al.*, op.cit.).

6.5.3. IDADES K/Ar DISPONÍVEIS

Como nos casos anteriores, a maior parte das amostras datadas são provenientes dos domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos, o que dificulta mais um vez a avaliação do comportamento geocronológico do domínio Paraíba.

Os dados geocronológicos K/Ar disponíveis sobre os granitos tardi-F3 e sin-F4 foram obtidos em biotitas e moscovitas, com as idades mostrando um padrão no intervalo de 430 a 450 Ma (Tabela VI.9). Este intervalo é coincidente com o padrão de idades fornecidas pelas moscovitas de pegmatitos. Algumas idades fogem deste padrão, duas em moscovitas obtidas por Dirac & Ebert (1967), com valores mais elevados de 556 ± 16 e 505 ± 15 Ma; uma em biotita de lamprófiro dos arredores da cidade do Rio de Janeiro, com idade de 609 ±30 Ma, obtida por Cordani & Teixeira (1980), e duas outras idades mais baixas, obtidas em biotita e plagioclásio, com valores respectivos de 408 ± 8 Ma e 337 ± 13 Ma. Este último valor deixa de ter significado geológico, em função do elevado teor em Ar^{40} atmosférico apresentado pelo plagioclásio, conforme assinalado por Menezes *et al.*(1987).

Tabela VI.8 - Idades Rb/Sr e U/Pb disponíveis sobre os granitos tardi-F3/sin-F4, Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade (Ma) Razão Inicial	Método e Material	Nº de Amostra	Localização	Observações	Isócrona	Fonte
granito	458 ± 115 0,7275	Rb/Sr (RT)	1	Nova Friburgo (imed.)		idade calculada c/ RI= 0,709	(1)
granito	443 ± 90 0,7340	micr	1	Idem	m/ma amostra anterior	Idem	(1)
granito	437 ± 12	biot	1	Idem	Idem	Idem	(1)
pós-tect	534 ± 66 0,709	Rb/Sr (RT)	4	Idem	c/ amostra acima	isóc. não consta do trabalho	(1)
granito	610 ± 120 0,7295	Rb/Sr (RT)	1	Itaipava/Teresópolis		idade calculada c/ RI= 0,709	(1)
granito	537 ± 60 0,7501	Rb/Sr (RT)	1	Lumiar/ Nova Friburgo		Idem	(1)
pós-tect	540 ± 60 615 ± 100	U/Pb zircão	1A 1B	N. Friburgo (imed.) (1° granito da tabela)		A- fração não magnética; B- magnética	(1)
pós-tect	518 ± 132 0,7098	Rb/Sr (RT)	4	imed. Nova Friburgo e Teresópolis	am. de diferentes maciços; uma amostra do Espírito Santo	regional	(2)

(Cont.)

(Cont.)

Pós-tect	431 ± 4 0,7101	Rb/Sr; apat micr+ RT	3	Nova Friburgo/Campo do Coelho		afloram/	(2)
Favela, Utinga...	482 ± 31	Rb/Sr (RT)	7	arred. do Rio de Janeiro	amostras de vários maciços		(3)
pegmatito	495 ± 15 500 ± 13	Rb/Sr; mos Rb/Sr; mos	1 1	São Gonçalo Niterói			(4)
Pedra Bca	537 ± 12	Rb/Sr (RT)	6	arred. do Rio de Janeiro	amostras do mesmo maciço	boa; controle da RI e inclinação da reta	(5)
Sana	491 ± 12	Rb/Sr (RT)	8		amostras difer. partes do maciço	excelente; ampla variação Rb^{87}/Sr^{86}	(5)
Mangaratiba	492 ± 11	U/Pb, monazita	1	arred. de Mangaratiba		Idade mínima	(6)

Fontes:(1) Ledent & Pasteels (1968); (2) Cordani et al. (1973); (3) Fonseca (1986); (4) Menezes et al. (1987); (5) Machado R. et al. 1996; (6) Valladares (1996) e Machado N. et al. (1996)

Abreviações: am- amostras; apat- apatita; biot- biotita; dif- diferente; imed- imediações; isóc- isócrona; m/ma- mesma; micr- microclínio; mosc- moscovita; RI- razão inicial; RT- rocha total;

Tabela VI.9 - Idades K/Ar dos granitos pós-tectônicos (tardi-F3 a sin-F4) do Estado do Rio de Janeiro

Nome	Idade (Ma)	Mineral	Localização	Domínio	Observações	Fonte
granito	450 ± 23	biotita	Nova Friburgo	Serra dos Órgãos	pós-tectônico	(1) (2)
pegmatito	454 ± 23	moscovita	idem, pegmatito acima	Serra dos Órgãos		(1) (1)
pegmatito	471 ± 14	moscovita	São Gonçalo	Litorâneo	c/ idade traço de fissão de 560 ± 40	(3)
pegmatito	408 ± 8	moscovita	Rio de Janeiro	Litorâneo		(4)
granito	444 ± 10	biotita	Idem	Litorâneo		(4)
granito	436 ± 12	biotita	Idem	Litorâneo		(4)
lamprófiro	609 ± 30	biotita	Idem	Litorâneo		(4)
granito	432 ± 13	biotita	São Fidélis (~25 Km a NE)	Litorâneo		(4)
pegmatito	437 ± 13 449 ± 15 447 ± 16	moscovita moscovita moscovita	Itaipu, Niterói Pendotiba, Niterói São Gonçalo	Litorâneo Norte		(5)

Fonte: (1) Delhal *et al.* (1969); (2) Cordani *et al.* (1973); (3) Bigazzi *et al.* (1971); (4) Cordani & Teixeira (1980); (5) Menezes *et al.* (1987).

A coerência entre o padrões de idades dos granitos e pegmatitos é sugestivo de uma ligação genética entre eles. Contudo, isto não é conclusivo, pois estas idades refletem mais provavelmente os efeitos do resfriamento regional do cinturão, quando as temperaturas cairam abaixo de 300 °C (± 50 °C), ocasião em que as micas começam a reter Ar. A existência de datações Rb/Sr em moscovitas destes mesmos pegmatitos, com idades ao redor de 500 Ma, obtidas por Menezes *et al.* (1987), é sugestiva como à época mais provável destes pegmatitos. Isto também parece ser válido para os granitos pós-tectônicos (sin-F4), conforme sugerido por isócronas Rb/Sr e idades U/Pb (em monazita) deste mesmo grupo de granitos, discutidas anteriormente. Alternativamente, não pode ser descartada a hipótese de duas fases de gerações de pegmatitos, uma ao redor de 450 Ma e outra, de 500 Ma.

6.6. DISCUSSÃO DOS DADOS

Na discussão dos dados geocronológicos sobre as rochas granitóides e os gnaisses regionais do Estado do Rio de Janeiro, alguns aspectos são evidentes: (1) o número insuficiente de dados geocronológicos para uma caracterização mais precisa das rochas granitóides; (2) a distribuição heterogênea dos dados geocronológicos disponíveis, (3) a ausência de diagramas isocrônicos Rb/Sr de boa qualidade, limitando assim o potencial interpretativo das idades obtidas por este método e (4) a carência de dados isotópicos U/Pb em zircões para definição mais precisa dos episódios magmáticos.

Os dados acima discutidos mostram-se coerentes com dados já existentes na literatura e permitem delinear um quadro temporal sobre as rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro.

Apesar dos aspectos limitantes acima mencionados, as idades U/Pb, Rb/Sr e K/Ar disponíveis sobre este magmatismo sugerem os seguintes intervalos de idades:

- os granitóides pré-F2 podem ser divididos em dois grupos, um com idade mais antiga do que 600/620 Ma, cujo intervalo pode chegar até 640/650 Ma, e que corresponde ao magmatismo tipo-I pré-colisional, e, outro, entre 600 e 590 Ma, que pode chegar até 570 Ma, sugerindo corresponder ao limite superior do magmatismo sin-colisional. Este segundo intervalo de idade é coerente com as idades U/Pb em zircões de 590 Ma, obtidas em rochas do Complexo Alegre, no Espírito Santo, por Söllner *et al.* (1987), e interpretadas como sendo a idade do metamorfismo regional;
- os granitóides sin-F3 e tardi-F3 parecem se situar no intervalo de 550 a 530 Ma, com os sin-F3 podendo já ter sido iniciado ao redor de 570 Ma, logo após as últimas manifestações do magmatismo sin-colisional;

- os granitóides sin-F4 e pegmatitos associados sugerem como atividade magmática mais importante o intervalo de 480 a 500 Ma, com uma possível recorrência de geração de pegmatitos ao redor de 450 Ma.

CAPÍTULO VII

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E MODELO TECTÔNICO

7.1. DISCUSSÃO

Os granitos pré-F2 apresentam uma composição mais expandida que os granitos tardi-F3 e sin-F4, sendo comum termos de composição granodiorítica e tonalítica. São igualmente fracamente peraluminosos, com valores de índice de alcalinidade mais equivalentes, ao redor de 1,12 para a maioria dos maciços. No diagrama de Peacok (1931), os pré-F2 são cálcicos a cálcio-alcalinos, enquanto os tardi-F3 e sin-F4 são apenas cálcio-alcalinos. Ambos classificam-se como cálcio-alcalinos e toleiíticos no diagrama de Miyashiro (1974), ou, ainda, cálcio-alcalino (tardi-F3 e sin-F4) com evolução inicial no campo toleiítico (pré-F2) no diagrama AFM.

Nos diagramas de discriminação tectônica de Batchlelor & Bowden (1985), os pré-F2 classificam-se como de manto fracionado e como pré- a sin-colisionais, enquanto os tardi-F3 e sin-F4 se enquandram apenas nestes dois últimos ambientes; nos diagramas de Pearce *et al.*(1984), os pré-F2 predominam no campo de granitos de arco vulcânico (2/3), enquanto os tardi-F3 e sin-F4, nos granitos sin-colisionais (1/2), com cerca de 1/3 de ambos distribuindo-se no campo de granitos intra-placa.

O maciço Serra dos Orgãos pode ser caracterizado como integrante de uma série toleiítica ou transicional (subtoleiítica), de acordo com os diagramas de Miyashiro (1974) e AFM de Irvigne & Baragar (1971), como uma série cálcio-alcalina no diagrama de Peacok (1931), com caráter fracamente peraluminoso nos diagramas de Maniar & Piccoli (1989) e Debon & Le Fort (1983); no diagrama de Pearce *et al.*(1984), um grupo de amostras discrimina-se no campo de granitos de arco vulcânico e outro como intra-placa.

O maciço Bela Joana corresponde a uma série cálcio-alcalina com tendência toleiítica nos diagramas de Miyashiro (op.cit.) e AFM de Irvigne & Baragar (op. cit.). É uma série cálcica segundo o índice de Peacock (op. cit.), de caráter fracamente peraluminosa nos diagramas de Maniar & Piccoli (op.cit.) e Debon & Le Fort (op. cit.); no diagrama de Pearce *et al.*(1984) dispõe-se no campo de granitos de arco vulcânico.

O maciço Angelim corresponde a série menos expandida do grupo pré-F2, caracterizando-se como um magmatismo cálcico a cálcio-alcalino no diagrama de Peacok (1931), de caráter levemente peraluminoso nos diagramas de Maniar & Piccoli (op.cit.) e Debon & Lefort (op. cit.), com evolução toleiítica a cálcio-alcalina nos diagramas de Miyashiro (op. cit.) e AFM de Irvine & Baragar (op. cit.). Nos diagramas tectônicos classifica-se como magmatismo de arco vulcânico (Pearce *et al.*op.cit.), pré-colisional e manto diferenciado (Batchelor & Bowden, 1985), ou orogênico (Maniar & Piccoli, 1989).

O maciço Niterói parece constituir duas séries magmáticas distintas, porém sendo diferenciadas apenas pelo comportamento de alguns elementos menores (Rb, Ce, La, Y) e pelo índice de saturação em alumina. No diagrama de Batchelor & Bowden (1985), as amostras deste maciço ocupam o campo de granitos pré-colisionais e de fracionados mantélicos, com algumas amostras situando-se no campo sin-colisional. Ambas as séries são cálcicas no diagrama de Peacok (1931), com caráter fracamente peraluminoso nos diagramas de Debon & Le Fort (1983) e Maniar & Piccoli (1989), sendo toleiíticas a cálcio-alcalinas nos diagramas de Miyashiro (1974) e AFM de Irvine & Baragar (1971). Classificam-se como de arco vulcânico a intra-placa (Pearce *et al.*, 1984), com uma série dispondo-se no campo de fracionados mantélicos e, outra, nos pré- a sin-colisionais.

O maciço Serra das Abóboras corresponde a uma série pouco expandida, com predomínio de termos mais diferenciados (composição granítica), correspondendo a uma série cálcio-alcalina (diagramas de Debon & Lefort, 1983; Maniar & Piccoli, 1989; Peacok, 1931; Miyashiro, op. cit.; AFM de Irvine & Baragar, op. cit.), de caráter fracamente peraluminoso. Discrimina-se como granitos de arco vulcânico a sin-colisional, em diagramas de Pearce *et al.*(1984), e de manto diferenciado, pré-colisional a sin-colisional, no de Batchelor & Bowden (1985).

Os maciços tardi-F3 e sin-F4, no diagrama de Debon & Le Fort (1983, Fig. 5.20) sugerem, com base nos termos menos diferenciados, uma evolução inicial como magmatismo meta-aluminoso, evoluindo na fase final para condições peraluminosa.

As amostras destes maciços classificam-se como da série subalcalina no diagrama de Irvigne & Baragar (1971) (Fig. 5.22) e cálcio-alcalina no diagrama AFM destes mesmos autores (Fig. 5.23) ou ainda cálcio-alcalino (Pedra Branca e Nova Friburgo) e toleiítico (Sana, Suruí, Mangaratiba e Mambucaba), em diagramas de Miyashiro (1974).

Nos diagramas de discriminação de ambiente tectônico de Pearce *et al.*(1984, Figs. 5.25 e 5.26), o Sana classifica-se como sin-colisional, Pedra Branca, grande parte, como de arco vulcânico, Mangaratiba como intra-placa; enquanto Suruí, Nova Friburgo e Mambucaba repartem-se entre os três campos.

O Sana classifica-se também como sin-colisional no diagrama de Batchelor & Bowden (1985), juntamente com amostras do Pedra Branca que se dispunham no campo de granitos de arco vulcânico, em Pearce *et al.*(op. cit.).

Os diagramas de Maniar & Piccoli (1989) não discriminam adequadamente os tardi-F3 e sin-F4, pois uma mesma amostra, classificada como pós-orogênica num diagrama, classifica-se como orogênica num outro, tornando-se iniviável a aplicação desses diagramas para este grupo de granitos do Rio de Janeiro.

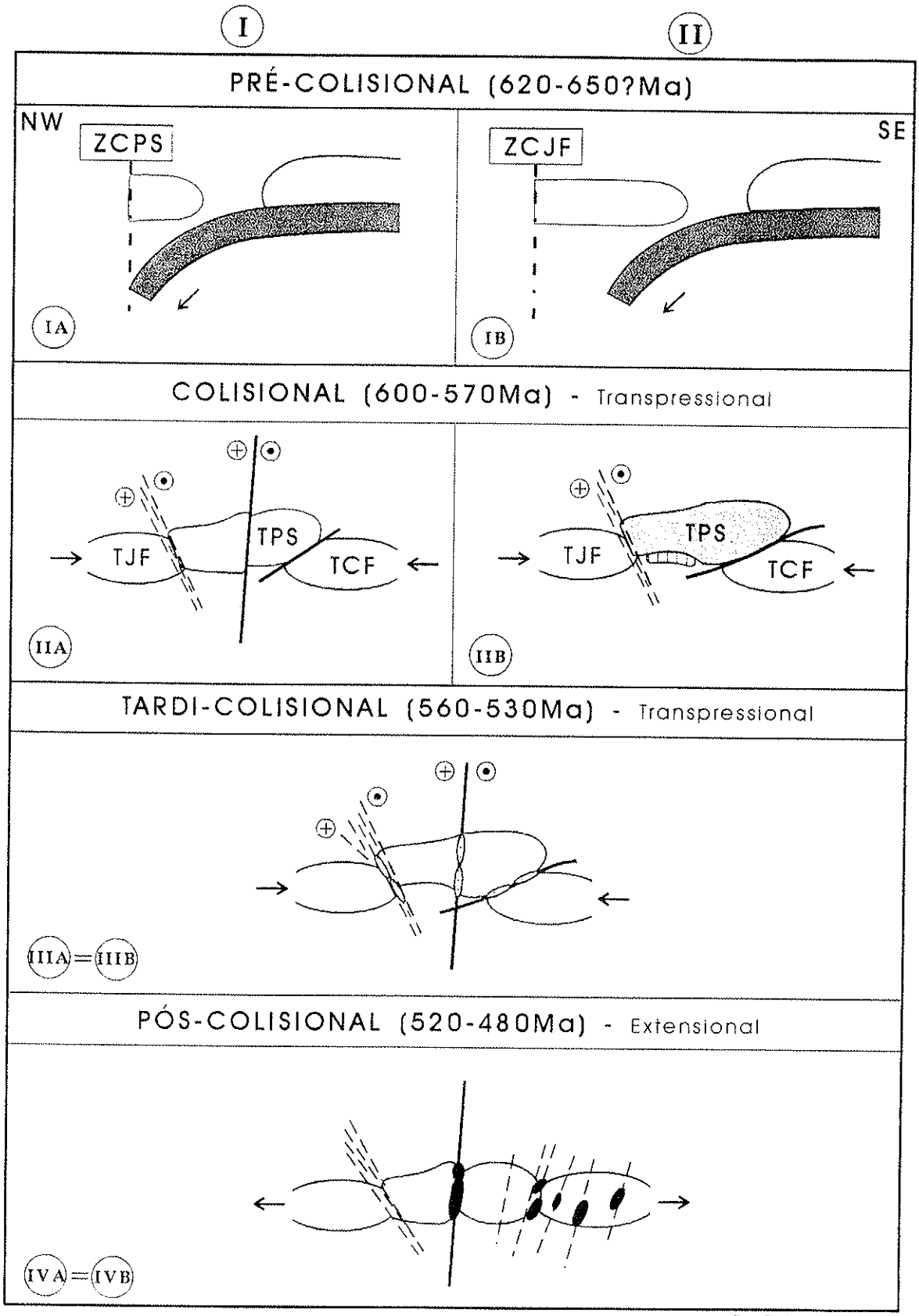
A presença de um zoneamento geoquímico do magmatismo pré-colisional através do CPS, na altura do Rio de Janeiro, com batólitos mais evoluídos, situados no lado NW e, menos evoluídos, no lado SE, é um aspecto importante evidenciado neste trabalho. Esta repartição é compatível com o mergulho de uma paleozona de subducção para NW, durante o Neoproterozóico. Alternativamente, modelos de *underplating* podem também ser evocados para explicar este magmatismo, sobretudo pelos teores mais elevados em K_2O (1-2%, ou acima) e mais baixos em Na_2O e CaO (0.5-1%, ou acima), quando comparados com os batólitos Cordilheiranos Mesozóicos. Outro aspecto, a ser levantado, é existência de embasamento ortognáissico, granodiorítico a tonalítico, de idade Paleoproterozóica ou mais antiga, amplamente exposto na infra-estrutura do cinturão, o que fovoreceria a geração de granitos tipo-I por fusão parcial em condições infracrustais. A questão mais difícil de ser explicada, neste modelo, é o zoneamento do magmatismo transversal ao cinturão. Deste modo, os dados aqui apresentados favorecem mais o modelo de subducção de litosfera oceânica, com participação importante de crosta continental na geração dos magmas graníticos.

7.2. MODELO TECTÔNICO

O magmatismo granítico Neoproterozóico do CPS no Rio de Janeiro pode ser explicado por meio do modelo da Tectônica Global. Na Fig. 7.1 estão esquematizados dois modelos propostos para a explicação deste magmatismo, ambos envolvendo subducção da litofera oceânica. Ambos os modelos são divididos em quatro estágios: (1) pré-colisional; (2) sin-colisional; (3) tardi-colisional e (4) pós-colisional. A diferença principal entre os dois modelos é com relação ao limite NW já existente no período pré-colisional. O modelo 1 considera a zona de cisalhamento Paraíba do Sul (ZCPS) como este limite, enquanto no modelo 2 este limite é a zona de cisalhamento Juiz de Fora (ZCJF). A partir do período tardi-colisional os dois modelos são os mesmos.

Assim, no modelo 1 a ZCPS representaria um limite de placas e teria se comportado como uma falha transforme *transfom faults*, e cuja idade seria mais antiga do que 600 Ma. No modelo 2, este limite coincidiria com a zona de cisalhamento Juiz de Fora (ZCJF), a qual neste caso seria a estrutura transforme,

FIG.7.1 - MODELO TECTÔNICO



ZCPS = Zona de cisalhamento Paraíba do Sul
ZCJF = Zona de cisalhamento Juiz de Fora
TJF = Terreno Juiz de Fora
TPS = Terreno Paraíba do Sul
TCF = Terreno Cabo Frio

enquanto a ZCPS seria uma estrutura mais nova, de natureza intracontinental, com idade ao redor de 560/570 Ma. A instalação desta estrutura teria sido precursora na geração e controle do magmatismo durante este período. Um ponto importante na avaliação dos dois modelos apresentados é uma definição precisa da vinculação do maciço Serra das Abóboras com o magmatismo pré-colisional situados a sudeste, pois até o momento é o único maciço granitóide conhecido a norte da ZCPS. Adicionalmente, os modelos em pauta somente poderão ser melhor avaliados com o aporte de novos dados geológicos e, em particular, com dados geofísicos.

Estágio Pré-colisional (620 - 650 Ma ?)

Este estágio é caracterizado pela subducção da litosfera oceânica para NW, com formação de magmatismo comparável ao magmatismo tipo-I Cordilheirano, o qual encontra-se representado no Rio de Janeiro nos domínios Litorâno Norte (batólitos Angelim, o menos evoluído petrográfica e geoquimicamente, Bela Joana e Niterói), Serra dos Órgãos (batólito Serra dos Órgãos) e Paraíba Norte (batólito Serra das Abóboras ?).

Este magmatismo apresenta um zoneamento transversal ao cinturão, mostrando, na direção NW, um aumento nos teores de K, Rb e relativamente nos elementos HFS, em detrimento de um decréscimo em Ca, Sr.

A definição precisa da idade deste magmatismo é uma questão ainda não elucidada, pois o valor mínimo aqui adotado de 620 Ma é baseado apenas em algumas idades Rb/Sr e U/Pb (em zircões) disponíveis na literatura e obtidas neste trabalho. A ausência de datações U/Pb nestas rochas impossibilitam, no momento, uma discussão sobre a duração deste magmatismo.

Estágio Colisional (600 - 590/570 Ma.)

Este estágio é caracterizado por forte espessamento crustal, acompanhado de metamorfismo regional concomitante de pressão média/baixa, do tipo Barowiano, com geração de granitos dominantemente do tipo-S, com tipo-I subordinado, a partir da fusão de rochas crustais, envolvendo principalmente seqüências metassedimentares aluminosas. Este magmatismo é ainda pouco conhecido na região, tendo sido caracterizado até o momento os maciços Serra das Araras e Rio Turvo. Este magmatismo, de caráter francamente peraluminoso, é certamente mais extenso do que tem sido considerado até então, sendo provável que muitas das unidades mapeadas até agora no Rio de Janeiro como gnaisses kinzigíticos representem, na realidade, granitóides tipo-S, onde o bandamento observado é em parte herança da estrutura sedimentar e, em parte, produto da intensa deformação regional produzida por processos de cisalhamento simples,

em consequência do regime transpressional instalado já durante o evento colisional.

As idades atribuídas a este magmatismo são, em parte, suportadas pelas isócronas Rb/Sr obtidas nos granitóides pré-F2, cujas idades entre 610 e 600 Ma teriam sido rebaixadas durante o episódio de metamorfismo regional principal, que atingiu as fácies anfibolito a granulito. Nesta condições, teria ocorrido uma reohomogeneização isotópica total ou parcial do sistema Rb/Sr. Este dados são coerentes com datações Rb/Sr e U/Pb (em zircões), obtidas em rochas metamórficas do Complexo Alegre, no Espírito Santo, com a idade de 590 + 2 - 4 Ma, sendo interpretada como a idade da fase principal do evento brasiliano na região (Söllner *et al.*, 1987).

Estágio Tardi-Colisional (560 - 530 Ma.)

Este estágio marca o início de uma evolução intracontinental para o cinturão, com o magmatismo sendo agora controlado essencialmente por zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, de expressão litosférica, em consequência da progressão da convergência oblíqua, que produziu condições para a instalação de um novo regime transpressional.

É no início deste estágio que ocorre a colagem lateral do arco magmático e dos terrenos agregados ao mesmo durante o estágio colisional. Esta colagem seria do tipo longitudinal, trazendo terrenos da porção setentrional do cinturão, com movimentação transcorrente lateral-direita, que ocorre ou através da ZCPS (modelo 1) ou da ZCJF (modelo 2), conforme propostos neste trabalho.

Neste estágio, em que a crosta do orógeno encontra-se ainda espessada, ocorre a migração do magmatismo, com os plútons sin-F3 colocando-se principalmente ao longo da parte central do domínio Paraíba, sendo aí controlados pela ZCPS.

O magmatismo aqui gerado é de composição não expandida, com características geoquímicas comparáveis aos granitos tipo-I Caledoniano. A geração deste magmatismo, aparentemente, já não se encontra mais relacionada com o evento de subducção anterior, mas sim com a fase de colisão intracontinental relacionada à convergência oblíqua de placas, em um regime transpressional. Este novo período de convergência pode ter ocorrido em consequência da chegada de terrenos acrecionados do oeste, associados à colocação da Cunha de Guaxupé, promovendo assim uma movimentação lateral direita generalizada no Cinturão Paraíba do Sul. É possível mesmo que esta acresção tenha ocorrido já no período sin-colisional, contemporânea a um evento de caráter mais amplo, relacionado com a agregação de terrenos ao redor do Cráton do São Francisco, ocorrido ao redor de 600 Ma. Neste caso, toda a movimentação lateral direita, que sucede a uma importante fase de colagem

ocorrida ao redor de 570 Ma, estaria associada a um segundo período de movimentação da cunha de Guaxupé para leste ou, alternativamente, seria o resultado da agregração de terrenos provenientes do quadrante nordeste.

Este tipo de magmatismo, com razões isotópicas de Sr relativamente elevadas, parece refletir mais a predominância de processos relacionados à anatexia crustal, localizados na crosta média/inferior, com participação aparentemente subordinada de material mantélico.

As idades consideradas para este magmatismo são suportadas por datações U/Pb (em titanitas) obtidas por Valladares (1996) e Machado N. *et al.*(1996), com valores entre 525 e 553 Ma, e em datações Rb/Sr obtidas por Dias Neto *et al.*(1996), com idade de 553 Ma.

Estágio Pós-Colisional (520 - 480 Ma.)

Este estágio é marcado pelo colapso do edifício orogênico, criando assim condições generalizadas para um regime extensional, com reativação da trama estrutural pré-existente, sobretudo no domínio do arco magmático pré-colisional. A colocação de magmas no domínio adjacente a este arco, durante o estágio anterior (tardi-colisional), produz uma acresção longitudinal/vertical neste setor do orógeno, que é acompanhada pela ascensão do manto litosférico, provocando assim um desequilíbrio isostático na base da crosta inferior, o qual é compensado por um reajuste de massas lateral no orógeno. Neste momento, ocorre uma ascensão das isotermas do manto, propiciando assim condições para a geração de magmas com participação crustal e mantélica, muitas vezes com a participação de um manto já empobrecido durante o evento de subducção.

Neste estágio, ocorre outra migração do magmatismo, agora no sentido SE do cinturão, com os plútons tardi-F3 a sin-F4 sendo mais expressivos na parte meridional dos domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos, onde ocorrem muitas vezes encaixados nos batólitos pré-colisionais, em contatos sempre intrusivos.

O magmatismo deste estágio é também de composição não expandida, podendo entretanto ocorrer associações de granitos com rochas básicas, em complexos zonados, principalmente no Estado do Espírito Santo, porém com estas últimas ocorrendo em proporções volumétricas bem menores. Nos maciços do Rio de Janeiro, com exceção do maciço Pedra Branca, onde ocorre um expressivo corpo de rocha básica na porção central, os enclaves básicos são em volume extremamente subordinados, numa proporção volumétrica sempre inferior a 5%.

Como os corpos graníticos representantes deste magmatismo foram colocados após as fases de compressão regional, as idades Rb/Sr disponíveis correspondem à idade de colocação dessas rochas, e um número razoável de

datações obtidas até o momento permite delimitar de forma razoável a duração desse magmatismo.

As datações Rb/Sr disponíveis são baseadas em geral em isócronas de referência contendo amostras de vários maciços, com alinhamento dos pontos nem sempre bem definidos. Tais isócronas forneceram idades de 540 ± 60 Ma (Delhal *et al.*, 1969; Cordani *et al.*, 1973; Cordani & Teixeira, 1979; Siga Jr. *et al.*, 1982), 482 ± 31 Ma (Fonseca, 1986), 491 ± 12 Ma (Machado R. *et al.*, 1996), ou ainda uma datação U/Pb em titanita com idade de 491 ± 1 (Valladares, 1996; Machado N. *et al.*, 1996).

Apenas sobre os maciços Sana e Pedra Branca são disponíveis isócronas Rb/Sr de afloramento, com idades respectivamente de 491 ± 12 .Ma e 537 ± Ma, (Machado R. *et al.*, op. cit.).

7.3. O CINTURÃO DE CISALHAMENTO ATLÂNTICO E SEU MAGMATISMO GRANÍTICO: BREVE REFLEXÃO

Uma das dificuldades na formulação de modelos tectônicos regionais sobre os granitóides do cinturão, relaciona-se à existência de um ou dois ciclos orogênicos com geração de magmatismo. No momento, pode-se apenas especular sobre o assunto, pois os dados geocronológicos disponíveis sobre o SCPS são ainda insuficientes para elucidar esta questão. Uma comparação dos dados geocronológicos existentes para a região sudeste pode servir para ilustrar este problema.

No Estado de São Paulo, são identificadas seis associações de rochas granitóides, situadas no intervalo de 1000 a 500 Ma. Com exceção dos granitos tardi- a pós-brasilianos, as demais associações acham-se vinculadas a domínios tectônicos específicos (Janasi & Ulbrich, 1991, Tabela 3, p.370). Segundo os autores, os granitos são encontrados em domínios alóctones, razão pela qual miutos deles não têm qualquer relação com seu local de colocação. Dentre estas associações, destacam-se as seguintes:

-batólitos alongados tipo Cordilheirano, cálcio-alcalinos, de composição expandida (e.g. Pinhal-Ipuiúna) com idades ao redor de 650 Ma e razão inicial em torno de 0,710;

-granitóides tardi- a pós-orogênicos, brasilianos, cálcio-alcalinos tipo-I e aluminosos tipo-A, com desenvolvimento entre 620 e 580 Ma;

-granitóides tipo-A, pertencentes à suite Serra do Mar, de Kaul *et al.*(1990), relacionada ao período pós-orogênico e à fase extensional, cujo desenvolvimento se deu no intervalo de 570 a 540 Ma (Vlach *et al.*, 1990; Janasi & Ulbrich, 1991).

No Estado do Rio de Janeiro são descritos, também, batólitos Cordilheiranos tipo-I, cálcio-alcalinos e com assinatura toleiítica, de composição tonalítica, granodiorítica a granítica (Angelim, Serra dos Órgãos, Serra das Abóboras e Niterói), incluindo maciço charnockítico com enclaves gabro-norítico e leuco-norítico (Bela Joana), com idades ao redor de 600 Ma (Delhal *et al.*, 1968; Cordani *et al.*, 1973; Batista & Kawashita, 1985; Machado *et al.*, 1996). O magmatismo tardi- a pós-orogênico tem sido caracterizado como cálcio-alcalino e álcali-cálcico, tipo-I, meta-aluminoso/peraluminoso (Junho *et al.*, 1987; Junho, 1991 e 1993; Wiedemann *et al.*, 1987).

No Estado do Espírito Santo, os granitos tardi- a pós-tectônicos são, também, caracterizados como do tipo-I, tipicamente zonados, tendo composição básica a intermediária, na parte central, e ácida, nas bordas. São reconhecidas três séries: toleiítica, cálcio-alcalina (médio a alto potássio) e cálcio-alcalina/alcalina (Wiedemann *et al.*, 1986 e 1987; Wiedemann., 1993). As idades deste magmatismo têm sido consideradas no intervalo de 600 a 450 Ma (Bayer *et al.*, 1986; Söllnner *et al.*, 1987, Siga Jr. *et al.*, 1982; Figueiredo & Campos Neto, 1993; Wiedemann., 1993; Campos Neto & Figueiredo, 1995).

Deste modo, a comparação dos dados geocronológicos disponíveis, entre os batólitos tipo-I Cordilheiranos dos Estados de São Paulo e Rio de Janeiro, mostra uma diferença de idade da ordem de 50 Ma, entre os diferentes tipos de granitóides. Assim, os batólitos foliados tipo-I Cordilheirano do Rio de Janeiro possuem idades comparáveis às dos granitos tardi- a pós-orogênicos do Estado de São Paulo. Deste modo, com base nos dados discutidos, pode-se levantar duas hipóteses para este magmatismo: (a) esta variação de idade seria devido a uma evolução diacrônica do magmatismo através do cinturão ou, alternativamente, (b) esta variação poderia ser explicada por dois eventos de subducção, um mais antigo, com mergulho do plano de subducção para SE, e outro mais jovem, com mergulho para NW.

Alguns dados, embora fragmentados, começam a surgir sobre rochas máficas/ultramáficas de diferentes pontos do cinturão, interpretadas como complexos ofiolíticos, sendo alguns deles datados com idades próximas de 800 a 750 Ma, enquanto para outros ainda não são disponíveis dados geocronológicos. Uma dessas ocorrências, no limite norte da Cunha de Guaxupé, apresenta uma assinatura gravimétrica em profundidade, interpretada originalmente como uma zona de sutura (Haralyi & Hasui, 1982)(Fig. 3.1). Tais rochas foram posteriormente reconhecidas como ofiolitos (Soares *et al.*1990; Roig & Schrank, 1992). Na extremidade norte do CCA, na região de Ribeirão da Folha, Minas Gerais, são descritas também rochas máficas/ultramáficas, interpretadas como uma suite ofiolítica, com idades Sm/Nd de 790 ± 90 Ma (Pedrosa-Soares *et al.*1992).

No Estado do Rio Grande do Sul, a oeste do SCDF, no chamado Orógeno Bom Jardim (Ribeiro & Fantinel, 1978), é descrito um dos mais completos complexos ofiolíticos até então conhecidos, situado na borda ocidental da Placa Rio de La Plata, que teria sofrido obducção da Placa Rio Vacacaí há cerca de 650 Ma, gerando um arco magmático completo, cálcio-alcalino baixo-K, agora representado pelos gnaisses Cambaí (Fragoso Cesar, 1990 e 1991; Fragoso Cesar *et al.*, 1993). As idades Rb/Sr obtidas por Soliani Jr. (1986) fornecem valores ao redor de 700 Ma, com razões iniciais baixas ($\leq$ 0,704). Estas idades foram posteriormente confirmadas pelas análises U/Pb, que forneceram valores entre 770 e 750 Ma (Machado N. *et al.*, 1988). Este arco magmático é acompanhado por um plutonismo e vulcanismo cálcio-alcalino alto-K a shoshonítico (Nardi & Lima, 1985), que teria sido gerado entre 650 e 530 Ma (Soliani Jr., 1986). Este magmatismo mostra variações sistemáticas das *Ri* de W para E, com os valores variando de 0,7047 a 0,7062, entre 650 e 600 Ma, de 0,7045 a 0,7050, entre 570 e 550 Ma, e de 0,7067, por volta de 530 Ma (Fragoso Cesar, 1993).

Em resumo, a caracterização de rochas máficas/ultramáficas em vários segmentos do CCA, com idades sempre mais antigas do que os granitóides tipo-I Cordilheiranos, ao redor de 750 a 800 Ma, dispostos invariavelmente a W dos segmentos acrescionados do CCA. Esta unidades "ofiolíticas" representam os possíveis testemunhos de uma crosta oceânica relacionada ao início de um Ciclo de Wilson, no CCA, cujo oceano se abriria provavelmente para W, correspondendo ao Oceano Charrua de Fragoso Cesar (1990), o qual se situaria a W dos terrenos Piratini e Paraibides, acrescionados durante o Neoproterozóico, segundo o modelo de Fragoso Cesar *et al.*(1995).

A correlação tectônica entre os SCPS e SCDF evidencia a presença de um arcabouço estrutural com predominância de uma trama milonítica de alto ângulo lateral, com movimentação lateral direita no primeiro e, lateral esquerda, no segundo. Embora não se tenha ainda muita precisão com relação a idade de implantação da estrutura transpressiva nos dois cinturões, os poucos dados disponíveis sugerem uma idade mais antiga para mesma no SCDF e mais nova para o SCPS. Naquele, a idade situa-se provavelmente entre 600 e 650 Ma, enquanto neste entre 590 e 560 Ma, sendo que em ambos os cinturões a instalação do regime transpressivo ocorreu efetivamente após a fase colisional, marcando a partir de então uma evolução intracontinental para os mesmos.

CAPÍTULO VIII

8 - CONCLUSÕES

Os dados geocronológicos Rb-Sr disponíveis sobre a granitogênese Neoproterozóica do CPS no Rio de Janeiro sugerem para este magmatismo uma duração da ordem 110 a 130 Ma (entre 490 a 600/620 Ma). A evolução deste magmatismo ocorreu de maneira episódica no tempo, com as fases de intrusão sendo sucedidas por longos períodos de quiescência magmática. Com base nos dados aqui discutidos, juntamente com as informações existentes na literatura, pode-se dividir este magmatismo em quatros tipos tectônicos principais: (1) magmatismo pré-colisional; (2) magmatismo sin-colisional; (3) magmatismo tardi-colisional e, (4) magmatismo pós-colisional.

O magmatismo pré-colisional, de duração provavelmente mais longa, corresponde ao magmatismo volumetricamente mais expressivo na região, sendo responsável pela geração dos granitóides pré-F2 tipo-I, representado por extensos batólitos lineares foliados, concordantes com a estruturação regional. Grande parte desses batólitos possuem, na realidade, uma geometria de corpos lacolíticos. Trata-se de um magmatismo de composição expandida, com a associação tonalito-granodiorito-granito, comparável ao magmatismo tipo-I Cordilheirano, embora com proporções composicionais diferentes daquelas definidas por Pitcher (1979a). Nos granitóides aqui estudados predomina, no geral, composição granodiorítica e granítica, com tonalítica subordinada. Além disso, são rochas quimicamente mais evoluídas do que as séries cálcio-alcalinas típicas dos batólitos Cordilheiranos, sendo mais enriquecidas em K, Rb (entre 40 e 300 ppm) e elementos HFS, e mais empobrecidas em Ca (0,5-1% a menos), Mg e Na (0,5 a 1% a menos). Correspondem a séries cálcio-alcalinas de médio a alto-K, cuja geração teve forte participação de componentes ligados ao consumo de litosfera oceânica, porém numa posição razoavelmente afastada da zona de subducção, com participação significativa da crosta continental na geração dos magmas graníticos.

Os dados geológicos disponíveis sobre estes granitóides, sintetizados na Tabela IV.2, são compatíveis com granitóides de natureza orogênica, aqui considerados como do tipo pré-colisional, conforme sugerido pelos dados geoquímicos. A repartição deste magmatismo no espaço orogênico é similar à

observada nos batólitos Cordilheiranos da costa oeste Americana, porém numa posição bem mais mais afastada da zona de subducção, pois trata-se de um magmatismo bem mais evoluído, onde houve maior participação de crosta continental. Além disso, são batólitos de colocação mais profunda (fácies anfibolito a granulito), representando assim exposições de um arco magmático em nível crustal médio/inferior de um sistema orogênico análogo ao tipo Andino.

A presença de um zoneamento geoquímico do magmatismo pré-colisional através do cinturão Paraíba do Sul na altura do Rio de Janeiro, com batólitos mais evoluídos do lado NW e menos do lado SE. Esta repartição, no espaço orogênico, é compatível com mergulho de uma paleozona de subducção para NW, caracterizando assim os domínios Serra dos Órgãos e parte do domínio Litorâneo Norte como integrantes de um arco magmático Neoproterozóico, que expõem agora porções de rochas mais antigas do embasamento, de idade paleoproterozóica. Os dados geocronológicos disponíveis sugerem idades ao redor de 620 Ma para o desenvolvimento deste magmatismo, valor interpretado como idade mínima para o magmatismo pré-colisional na região (Machado R. *et al.*, 1996).

O magmatismo sin-colisional, ainda pouco conhecido, acha-se representado por granitóides pré-F2 tipo-S, tanto da forma de batólitos gnaissificados como Serra das Araras e Rio turvo, como em corpos menores de granitos hololeucocráticos com granada e moscovita associados aos granitóides pré-colisionais. Acredita-se que este magmatismo seja mais expressivo do que tem sido registrado até o momento nos trabalhos de mapeamento geológico do Estado do Rio de Janeiro. É possível que muitas das unidades cartografadas como gnaisses aluminosos tipo kinzigítico correpondam, na realidade, a granitos tipo-S, os quais têm sido cartografados sistematicamente como gnaisses, pelo fato de se apresentarem gnaissificados.

A geração desse magmatismo está ligada a um forte espessamento crustal do orógeno, durante uma fase de colisão oblíqua, em regime transpressional, onde zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo desempenharam papel fundamental no controle e ascensão deste magmatismo.

Os granitóides tipo-S até então conhecidos acham-se associados a expressivas zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, ocupando o interior destas zonas ou sendo ladeados pelas mesmas, com exibição frequente de texturas miloníticas e protomiloníticas, com estrutura quase sempre gnaissificada, sendo comum uma trama estrutural com evidências da atuação simultânea de processos de deformação por cisalhamento simples e por cisalhamento puro.

Os granitóides tardi-colisionais, não estudados geoquimicamente neste trabalho, correspondem aos maciços sin-F3, em geral foliados, que ocorrem estritamente associados à zonas de cisalhamentos dúcteis de alto ângulo. São principalmente granitos do tipo-I, de composição não expandida, com prodomínio

de sieno e monzogranitos. Este magmatismo ocorre principalmente no domínio Paraíba (Norte e Sul), sugerindo assim uma migração do magmatismo para NW, com a participação dominante de componentes crustais na sua geração. O processo de anatexia crustal parece ser a origem mais provável para estes granitos. Os termos petrográficos sugerem uma fonte crustal bastante evoluída em conexão com zonas de cisalhamento de alto ângulo que atingiam, pelo menos, as porções média a inferior da crosta. As características composicionais, petrográfica e tectônicas deste magmatismo são similares ao do magmatismo tipo-I Caledoniano e também ao subtipo-I, subordinado, dos cinturões Hercínicos.

A colocação deste magmatismo acha-se vinculada a um contexto de regime transpressivo, onde a migração e ascensão dos magmas graníticos pode ser explicada por três mecanismos: (1) primeiro, em que o magma se alojaria em segmentos extensionais de zonas de cisalhamento tranpressivas; (2) segundo, em que haveria uma alternância de regimes ao longo destas zonas, ora com predomínio transpressivo, ora com predomínio transtrativo, o qual poderia ser explicado pela presença de irregularidades (indentações) nos limites das placas com convergência oblíqua. Deste modo, durante a convergência, a presença de irregularidades voltadas para o cinturão de cisalhamento favoreceria uma redução de volume das zonas de cisalhamento, enquanto a existência de irregularidades voltadas para o interior da placa convergente favoreceria um aumento de volume desta zonas, criando assim condições para migração dos magmas graníticos; (3) terceiro, a própria geometria anostomosada do cinturão de cisalhamento favorece durante sua evolução a coexistência de regimes compressional e extensional, com alternância entre eles no espaço orogênico, sendo este último regime responsável pela nucleação de espaços potenciais para descompressão adiabática e colocacão de magmas graníticos, cuja ascensão é extremamente favorecida pela atuação da componente principal transpressiva, dirigida no sentido ascensional; (4) inversão do quadro cinemático geral das zonas de cisalhamento ou do cinturão de cisalhamento como um todo, em decorrência da agregação de terrenos de outras direções, implicando assim numa mudança global no campo de tensões no cinturão. Em consequência disso, durante a passagem de um quadro cinemático para outro, seriam criadas condições extensionais ao longo das zonas de cisalhamento, cujos espaços seriam ocupados pela ascensão de magmas graníticos. Neste modelo, o qual implica numa superposição cinemática das estruturas ao longo do orógeno, a fase extensional é acompanhada pela criação de relevo e formação de bacias tectônicas alongadas, que são posteriormente deformadas pelo regime transpressivo, onde a componente direcional assume papel preponderante, dando lugar ao regime transcorrente.

A geração deste magmatismo, ao contrário do pré-colisional, ocorreu após a colagem longitudinal principal lateral-direita do CPS, em um cenário de

orógeno caracteristicamente intracontinental, a exemplo do que ocorre nos cinturões Caledonianos e Hercínicos da Europa Ocidental.

O magmatismo pós-colisional, representado pelos granitos sin-F4, embora sem muito expressão volumétrica, é o mais nuneroso de todos, sendo representado por maciços circunscritos, de colocação mais rasa, não deformados pelas estruturas regionais. Os maciços tardi-F3 apresentam ainda um certo controle das estruturas regionais NE-SW, enquanto os sin-F4 já se mostram aparentemente desvinculados destas estruturas.

Estes granitos são composicionalmente semelhantes aos granitos sin-F3, sendo igualmente de composição não expandida - granítica (dominante) a granodiorítica (subordinada) - comparável ao magmatismo tipo-I Caledoniano de Pitcher (1979a), contendo com frequência enclaves microgranulares básicos. Trata-se de um magmatismo que mostra uma evolução cálcio-alcalino alto-K para os termos menos diferenciados da série, passando a shoshonítico nos mais diferenciados. No Estado do Espírito Santo, Wiedemann e colaboradores têm caracterizado inúmeros maciços graníticos zonados - com zoneamento normal e inverso - pertencentes a este grupo, onde associações com rochas básicas associadas têm sido interpretadas como misturas de magma.

A razão inicial de Sr relativamente alta para o Sana (0,710) é comparável aos valores referidos para um dos grupos de granitos tipo-I Caledonianos da Escócia e Norte da Inglaterra, enquanto o Pedra Branca, com razão relativamente baixa (0,706), é comparável ao grupo dos granitos Caledonianos mais jovens, os quais possuem um intervalo de razão inicial entre 0,704 a 0,709. Da mesma forma, os granitos aqui estudados, possuem razões Rb/Sr em geral entre 0,5 e 1,0, com valores sempre inferiores a 1,5. Este dados, juntamente com a presença de enclaves microgranulares básicos nos granitos estudados, reforçam a interpretação de uma participação mantélica para geração destes granitos.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ABALOS, B.; IBARGUCHI, J.I.G. and EGUILUZ, L. - 1991 - Cadomian subduction/collision and Variscan tranpression in the Badajós-Córdoba shear belt, soutwest Spain. *Tectonophysics*, v. 199, p.51-72.

ALMEIDA, F.F.M. DE & HASUI, Y. - 1984 - **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo, Ed. Edgard Blücher, 378p.

ALMEIDA, F.F.M. DE; HASUI, Y. & CARNEIRO, C.D.R.- 1975 - O lineamento de Além-Paraíba . *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **48** (supl.), p. 575.

ALMEIDA, J.C.H.; SILVA, L.G.E.; VALLADARES, C.S. - 1993 - O Grupo Paraíba do Sul e rochas granitóides na região de Bananal-SP e Rio Claro-RJ: uma proposta de formalização litoestratigráfica. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, São Paulo, 1993. **ATAS**...,São Paulo, p.155-160.

ARTUR, A.C. & WERNICK, E, 1986. Interpretação geotectônica de alguns aspectos do embasamento cristalino do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, SBG, v.3, p.1285-1295.

BABINSKI, M.; CHEMALE, F.; HARTMANN, L.A.; VAN SCHMUS, W.R. and SILVA, L.C. DA - 1996 - Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, **24** (5): 439-442.

BARBARIN, B. - 1990 - Granitoids: main petrogenetic classifications in the relation to origin and tectonic setting. *Geol. Journ.*, **25**, p.227-238.

BARBOSA, A.L.M. & SAD, J.H.G. - 1983 - Reinterpretação das "Séries"Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1983. **Anais**. Belo Horizonte, v.3, p.1-10.

BARBOSA, A.L.M. & SAD, J.H.G. - 1985 - Batólito Granítico da Serra dos Orgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Contribuição a Geologia e Petrologia. **Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais,** SBG, Belo Horizonte, p.49-61.

BATCHELOR, R.A. and BOWDEN, P. - 1985 - Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multication parameters. *Chem.Geol.*, **48**, p.43-55.

BATISTA, J.J. - 1984 - **Caracterização dos processos geológicos evolutivos precambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro, 123p**. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

BATISTA, J.J. & KAWASHITA, K. - 1985 - Contribuição ao acervo geocronológico da porção setentrional do cinturão Ribeira .In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., São Paulo, 1985. **Atas**...São Paulo, **1**, p.187-200.

BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; SCHMIDT-THOME, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; WIEDEMANN, C.M. - 1986- The Brasiliano Mobile Belt in Southern Espírito Santo (Brazil) and its igneous intrusions. *Zbl. Geol. Palaont. Teil. I*, 9/10: 1429-1439.

BECKINSALE, R. D.; SANCHEZ-FERNANDEZ, A.W.; BROOK, M.; COBBING, E.J.; TAYLOR, W.P. and MOORE, N.D. - 1985 - Rb-Sr whole rock isochron and K-Ar age determinations for the Coastal Batholith of Peru. In: In: Pitcher, W.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D. (eds.). *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*. John Wiley and Sons, p.177-207.

BIGAZZI, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. - 1971 - Comparision between radiometric and fission trace ages of micas. **An. Aca. Bras. de Ciênc.**, **43**, p.663-668.

BITTENCOURT, M.F.; HACKSPACHER, P.C. & NARDI, L.V.S. - 1989 - In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 2., Fortaleza-CE, 1989. **Boletim de Resumos Expandidos**...Fortaleza, SBG, p.214-216.

BRAUN, O. - 1972 - Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27, Belém-PR, 1972. *Manuscrito*...Belém (inédito).

BRAUN, O. - 1975 - The coastal orogenic-belt structure of Southeastern Brazil. In: *Simp. Continental Margins of Atlantic type*. São Paulo, 31p. *Manuscrito* (inédito).

BRENNER, T.L.; FERRARI, A. & PENHA, H.M.- 1980 - Lineamentos estruturais no Norte do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú, 1980. **Anais...** Camboriú, 5, p.2551-2564.

BRENNER, T.L.; PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; JUNHO, M.C.B.; SOUZA, S.L.A.; PUGET, A.J.F. - 1982 - Geologia da Folha Itaipava. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1984. **Anais...** Salvador, **1**, p.68-74.

BROWN, M. - 1993 - P-T-t evolution of orogenic belts and the causes of regional metamorphism. *Journ. Geol. Soc. London*, **150**, p.227-241.

BROWN, M. - 1994 - The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite-to-crustally-derived granite connection in thickened orogens. *Earth-Sci. Rev.*, **36**, p.83-130.

BROWN, G.C.; THORPE, R.S.; WEBB, P.C.- 1984 - The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. *J. Geol. Soc. Lond*, **141**, p.413-426.

BRUN, J.P.; GAPAIS, D.; COGNÉ, J.P.; LEDRU, P. and VIGNERESSE, J.L. - 1990 - The Flamanville granite (NW France): un inequivocal example of an expanding pluton. *Geol. J.*, **25**, p.271-286.

BUDDINGTON, A.F. - 1959 - Granite emplacement with special reference to Noth. *America. Geol. Soc. Amer. Bull.*, **70**, p.219-229.

BURG. J.P.; IGLESIAS, M.; LAURENT, Ph.; RIBEIRO, A. - 1981 - Variscan intracontinental deformation: the Coimbra-Córdobra shear zone (SW Iberian Peninsula). *Tectonophysics*, **78**, p.161-177.

CADDAH, L.F.G.; SANTOS, J.R.S.B.; VALENÇA, J.G.; PIRES, F.R.M. - 1987 - Granitóides da Serra da Misericórdia (RJ): sucessão estratigráfia, posicionamento, forma e origem. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA RJ-ES, **1**., Rio de Janeiro, 1987. **Anais**... Rio de Janeiro, p.132-146.

CAMPANHA. G. - 1990 - **O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios- RJ.** Universidade de São Paulo, 109p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

CAMPANHA. G. - 1991- O lineamento de Além-Paraíba na área de Três Rios-RJ. *Rev. Bras. Geoc.* **11** (3): 159-171.

CAMPANHA. G. & FERRARI, A. L. - 1984 - Lineamento de Além-Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Boletim de excursões**... Rio de Janeiro, **12**, p.5425-5432.

CAMPANHA, G. & ENS, H.H. - 1993 - Lineamento de Além-Paraíba: um exemplo de zona de cisalhamento. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, 1993. **Boletim de Resumos e Breves Comunicações**...Rio de Janeiro, p.51-52.

CAMPOS NETO, M.C. -1991- **A porção ocidental da Faixa Alto Rio Grande - ensaio de evolução tectônica. São Paulo**. Universidade de São Paulo, 210 p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/USP).

CAMPOS NETO, M.C. and FIGUEIREDO, M.C.H. - 1995 - The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *J. South Amer. Earth Sci.*, **8** (2): 143-162.

CAPDEVILA, P.; CORRETEGE, G. and FLOOR, P. - 1973 - Les granitoïdes varisques de la Méséta Ibérique. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, **80**, p.209-228.

CASTRO, H.O.; QUEIROZ, M.A.; BARBOSA, A.L.M.; SAD, G.J.H. - 1984a - Geologia das folhas Rio Preto, Valença, Barra do Piraí e Vassouras. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**...Rio de Janeiro, **5**, p.2346-2354.

CASTRO, H.O.; ROCHA, R.L.S.; SPERLING, E.V.; BALTAZAR, O.F. - 1984b - Geologia das folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos Reis, Rio Mambucaba/Campos de Cunha, Picinguaba e Juatinga - RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**...Rio de Janeiro, **5**, p.2355-2367.

CHAPPELL, B.W. and STEPHENS, W.E. - 1988 - Origin of infracrustal (I-type) granite magmas. *Trans. Royal Soc. Ed.: Earth Sci.*, **79**, p.71-86.

CHAPPELL, B.W. and WHITE, J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. *Pacific. Geol.*, **8**, p.173-174.

CHAPPELL, B.W. and WHITE, J.R. - 1984 - I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. In: Xu Kepin and Tu Guangchi (eds.): *Geology of granites and their metallogenic relations*, 87-101. Beijing: Science Press.

CHAPPELL, B.W. and WHITE, J.R. - 1992 - I- and S-type granites in the Lachlan Fold Belt. *Trans. R. Soc. Edinburg: Earth Sciences*, **83**, p.1-26.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, J.R. and HINE, R. - 1988 - Granites province and basement terranes in the Lachlan Fold Belt, southeastern Australia. *Austr. J. Earth Sci.*, **35**, p.505-521.

CHAVES, M.L.S.C. and PIRES, F.R.M. - 1986 - Distribuição, gênese e significado econômico dos granitos do morros da Bica e Inácio Dias,Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais**...Goiânia, SBG, **4**, p.2879-2889.

CHISPIM, S.J. & TUPINAMBÁ, M. - 1989 - Observações sobre o caráter transpressivo da deformação entre as zonas de cisalhamento do Paraíba do Sul (RJ) e Guaçui (ES). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, núcleos RJ/SP. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro, p.120-121.

CHOUKROUNE, P. - 1994 - Déformations et déplacements dans la croûte terrestre. 1ed., Paris, Masson. 226p.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W. - 1979 - Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. **Texto Explicativo da Carta Geológica ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro (SF-23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23)**. Brasília, DNPM, p. 175-207.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; GOMES, C.B.; LEDENT, D. - 1968 - Nota preliminar sobre idades radiométrica em rochas da regiãoda Serra do Orgãos e vizinhanças (Leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro). Bol. Soc. Bras., São Paulo, 17 (1): 89-92.

CORDANI, U.G.; MELCHER, G.C. and ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Outline of the precambrian geochronology of South America. *Can. J. Earth Sci.*, **5**, p.629-632.

CORDANI, U.G.; DELHAL, J.; LEDENT, D.-1973 - Orogénèses superposées dans le Pré-Cambrian du Brésil Sud-Oriental (États de Riode Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, **3** (1): 1-22.

CORREA NETO, A. A. V., DAYAN, H.; VALENÇA, J.G. & CABRAL, R.A.- 1993 - Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul e adjacências no trecho entre Tres Rios (RJ) e Sapucaia (RJ). SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, Rio de Janeiro. **Atas**...Rio de Janeiro, SBG, p.239-245.

DAYAN, H. & KELLER, J.V.A.- 1989 - A zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul nas vizinhanças de Três Rios (RJ): uma análise da deformação dada por algumas feições estruturais. *Rev. Bras. Geoc.* **19** (4): 494-506.

DEBON, F. and LE FORT, P. - 1983 - A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Trans. Royal Soc. Ed.: Earth Sci.*, **73**, p.135-149.

DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; CLAUDE, P.G. and MARCHAL. M. - 1980 - A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major element analyses - its relationships with current nomenclatures. *Chem. Geol.*, **29**, 183-210.

DELHAL, J.; LEDENT, D. and CORDANI, U.G. - 1969 - Ages U/Pb, Rb/Sr et K/Ar de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **92**, p.271-283.

DEMANGE, M., MACHADO, R. and MONTEIRO, R.L., 1991. Les granitöides brésiliens des ceintures Ribeira (état de Rio de Janeiro) et Dom Feliciano (état du Rio Grande do Sul) (Brésil). In: *Colloque sur les granites, Soc. Géol. Fr.*, Paris, 1991.

DIAS NETO, C.M.; TASSINARI, C.C.G. & EGYDIO SILVA, M. - 1995 - Idades Rb-Sr das rochas da região de Bananal-SP. **Boletim do IG-USP**, Série Cient., **26**, p.59-68.

DIDIER, J. and LAMEYRE, J. - 1969 - Les granites du Massif Central français: étude comparée des leucogranite et des granodiorite. Contr. Min. Petr., **24**, p. 219-238.

DIDIER, J.; DUTHOU, J.L. and LAMEYRE, J. - 1982 - Mantle and crustal granites: genetic classification of orogenic granites and the natures of their enclaves. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, **14**, p.125-132.

D'LEMOS, R.S.D.; BROWN, M. and STRACHAN, R.A. - 1992 - Granite magma generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journ. Geol. Soc. London*, **149**, p.487-490.

D'LEMOS, R.S.D.; STRACHAN, R.A. and TOPLEY, C.G. - 1992 - The Cadomian orogenesis in the North Armorican Massif: a brief review. *In*: D'LEMOS, R.S.D.; STRACHAN, R.A. and TOPLEY, C.G. (eds.) *the Cadomian orogenesis*: *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **51**, p.3-12.

DRM- DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS - 1978 - **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folha Geológica Cambuci**. Texto Explicativo e mapa, Niterói, RJ.

EBERT, H. -1962 - Baustil und regionalmetamorphose in prakambrishen grundgebige brasiliens. Miner. Petrog. Mitt., Wien, **8**, H.1:.49-81.

EBERT, H. - 1971 - Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1971. **Resumos das Comunicações,** Bol. Esp., **1**, São Paulo, SBG, p.177-188.

EBERT, H.D. & HASUI, Y.- 1988 - Tectônica transpressiva no bloco Tunas, vale do Ribeira-PR. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO NORDESTE, 13, Fortaleza, 1989. **Atas**...Fortaleza, **11**, p.255-257.

EBERT, H.D.; HASUY, Y. & COSTA, J.B.S. - 1991 - O caráter transpressivo do cinturão transcorrente rio Paraíba do Sul. In: In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos Expandidos**. Rio Claro, SBG, p.139-141

EBERT, H.D.; HASUI, Y., SARTORO, G., ALMEIDA, S.H. & COSTA, J.B.S., 1993. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do cráton do São Francisco e da síntaxe de Guaxupé. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., Belo Horizonte, 1993. Atas... Belo Horizonte, SBG, p.166-171.

EBERT, H.D.; CHEMALE, F.JR.; BABINSKI, M.; ARTUR, A.C. and VAN SCHMUS, W.R. - 1996 - Tectonic setting and U/Pb zircon dating of the plutonic Socorro Complex in the transpressive Rio Paraíba do Sul shear belt, SE Brazil. *Tectonics*, **15** (2): 688-699.

EBERT, H.D.; NEVES, M.A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P. & RIBEIRO, A.- 1993 - Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através de uma tectônica colisional oblíqua: uma modelagem física. In: SIMPÓSIO NACIONAL ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. Boletim...Belo Horizonte, 1993, p.254-258.

ENDO, I. & MACHADO, R.- 1993 - Sistema de cisalhamento transatlântico:um modelo tectônico transpressional para o Neoproterozóico do Brasil oriental. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte, 1993. **Boletim...**, Belo Horizonte, p.356-359.

ENDO, I. and MACHADO, R.- 1995 - Neoproterozoic continental-scale transpressional megazone in Eastern Brazil. In: *12th Int. Conference on basement tectonics. Oklahoma-USA*, ABSTRACT, p.34-35.

FASSBINDER, E.- 1990 - **Análise estrutural da falha da Lancinha no Estado do Paraná.** Universidade de São Paulo, 165p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

FASSBINDER, E. - 1996 - **A formação Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense.** São Paulo, Universidade de São Paulo, 207p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

FASSBINDER, E. & MACHADO - 1996a - Aplicação do modelo transpressional no Grupo Açungui (Estado do Paraná): evidências e discussões. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Anais...Salvador, SBG, v.1, p.387-389.

FASSBINDER, E. & MACHADO - 1996b - Reavaliação dos modelos tectônicos existentes sobre o Grupo Açungui: uma proposta de modelo alternativo.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. Anais...Salvador, SBG, 6, p.54-57.

FASSBINDER, E.; SADOWSKI, G.R. & FIORI, A.P. - 1992 - Análise estrutural e cinemática da falha da Lancinha no Estado do Paraná. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**...São Paulo, SBG, **2**, p.362.

FASSBINDER, E.; SADOWSKI, G.R. & FIORI, A.P. - 1994 - O modelo de Riedel aplicado ao lineamento Lancinha no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, **42**, p.173-184.

FAURE, G. - 1986 - Principles of isotope geology. 2 ed., New York, John Wiley, 589p.

FERNANDES, L.A.; TOMMASI, A. & PORCHER, C.C. - 1992 - Deformation patterns in the Southern Brazilian branch of the Dom Feliciano belt: a reappraisal. *J. South Am. Earth Sc.*, **5**: 76-84.

FERRARI, A.L.; BRENNER, T.L.; DALCOMO, M.T. & NUNES, H.R.C. - 1982 - O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. **Anais**... Salvador, SBG, **1**, p.103-114.

FERREIRA, E.O., 1972. Explanatory note of the Tectonic Map of Brazil. Dep. Nac. Prod. Min., **Boletim 1**, Rio de Janeiro.

FIGUEIREDO, M.C.H. and CAMPOS NETO, M.C. - 1993 - Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, Southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **65** (Supl. 1): 63-81.

FIORI, A.P. - 1990 - Tectônica e Estratigrafia do Grupo Açungui à Norte de Curitiba. Universidade de São Paulo, 261p. (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências/USP).

FIORI, A.P. - 1985a - As falhas da Lancinha e do Morro agudo e estruturas secundárias associadas. In: SIMPÓSIO SUL BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 13, Florianópolis, 1995. Atas... Florianópolis, 1, p.146-158.

FIORI, A.P. - 1985b - A falha da Lancinha no pré-cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda? Boletim Paranaense de Geociências, 36, p.3-14.

FONSECA, A.C. - 1986 - **Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 281p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A.; TOSATTO, P.- 1979 - **Texto Explicativo da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro (SF23), Vitória (SF-24) e Iguape (SG-23)**. Brasília, DNPM, 240p.

FONSECA, A.C.; CORDANI,U.G.; KAWASHITA, K. - 1984 - Dados preliminares sobre a Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro- Método Rb/Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**...Rio de Janeiro, **5**, p.2333-2345.

FOSSEN, H. and TIKOFF, B. - 1993 - The deformation matrix for simultaneous simple shearing, pure shearing and volume change, and its application to transpression-transtension tectonics. *J. Struct. Geol.*, **15** (3/5): 413-422.

FOURCADE, S. - 1981 - **Géochimie des grainitoïdes**. Thèse de doctorat, Paris, 189p.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S., 1980 - O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú , 1982. **Anais**... Balneário de Camboriú , SBG, **5**: 2879-2892.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S., 1990 - Tectônica de Placas no bloco São Gabriel (RS) em base dos dados geológicos, geocronológicos e geoquímicos. In: Workshop de Geoquímica isotópica, geocronologia e litogeoquímica das regiões sul e sudeste do Brasil. **Boletim de Resumos**..São Paulo, SBG/IG-USP, p. 8-16.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S. - 1991 - **Tectônica de Placas no Ciclo Brasiliano: as Orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul**. Tese de Doutorado, Inst. Geoc., USP, 367p (inédito).

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.-1993 - As placas brasilianas do Sul e Sudeste da plataforma sul-americana. In: SIMPÓSIO NACIONAI DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. Boletim... Belo Horizonte, 1993, **12** p.183-188.

FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; MACHADO, R.; WERNICK, E.; McREATH, I.; PILLIP, R.P.; SALLET, R.; ENDO, I,; MELLO, F.M.; ALMEIRA, T.I.; SAYEG, H.S.; FAMBRINI, G.L.; SILVA FILHO, W.F.; DEHLER, N.M. and TEIXIERA, A.L. - 1995 - The Brasiliania plate, the western Paranaides and the Eastern Atlantides and Africanides accreted terranes: a model for the Neoproterozoic tectonic collage of Southeastern South America. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6, ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1, Porto Alegre, 1995. **Atas**...Porto Alegre, p.20-26.

FRANTZ, J.C. & NARDI, L.V.S. - 1992 - O magmatismo granítico da região oriental do escudo Sul-rio-grandense. Uma revisão. *Pesquisas*, **19** (2): 183-189.

FYFE, W.S.and LEONARDOS JR., O.H. - 1974 - Ancient metamorphic migmatite belts of the brasilian Atlantic coast: the African connection. *Rev. Bras. Geoc.*, **4** (4): 247-251.

GEYH, M.A. and SCHLEICHER, H. - 1990 - **Absolute age determination. Physical and chemical dating methods and their application**. 1 ed., New York Spring-Verlag, 503p.

GUINEBERTEAU, B.; BOUCHEZ, J.L. and VIGNERESSE, J.L. - 1987-The Mortagne Granite Pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol.Soc.America Bull.*, **99**:763-770.

GROMET, P.L. and SILVER, L.T. - 1987 - REE variations across the Peninsular Ranges batholith: implications for batholithic petrogenesis and crustal growth in magmatic arcs. *J. Petrol.*, **28**, p.75-125.

HACKSPACHER, P. - 1996 - **Tectônica transtensiva/transpressiva e alojamento de rochas plutônicas, à exemplo da folha Cabreúva (SP) 1: 50.000**. Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, 203p. (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências/UNESP).

HACKSPACHER, P.; GODOY, A.M., & OLIVEIRA, M.A.F. - 1991 - Estrutura e tectônica do cinturão de cisalhamento de cavalgamento/transcorrência do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. **Boletim**...Rio Claro, SBG, p.223-230.

HACKSPACHER, P.; MORALES, N.; ZANARDO, A.; GODOY, A.M., & OLIVEIRA, M.A.F. - 1992 - A tectônica transcorrente-transpressiva brasiliana da folha São Roque-SP. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**...São Paulo, SBG, v.2, p.348-350.

HARDING, T.P. - 1974 - Petroleum traps associated with wrench faults. *Am. Ass. Petr. Geol. Bull.*, **58**, p.1290-1304.

HARLAND, W.B. 1971. Tectonic transpression in Caledonian Spitsbergen. *Geol. Mag.* **108** (1) : 27-42.

HARALYI, H.L.E. & HASUI, Y., 1982. Compartimentação geotectônica do Brasil oriental com base na informação geofisica. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Salvador, 1 : 374-385.

HASUI, Y., CARNEIRO, C.D.R. and COIMBRA, A.M., 1975. The Ribeira folded belt. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, **5** (4): 257-266.

HASUI, Y, HARALY, N.L.E, & COSTA, J.B.S. - 1993 - Megaestruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofisicos e geoloógicos. Ge ociência, São Paulo, 12 (1): 7-32.

HEILBRON, M. - 1993 - **Evolução Tectônico-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG)-Barra do Piraí (RJ). Setor central da Faixa Ribeira. Tese de Doutoramento, 268p**. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

HEILBRON, M. - 1995 - **O segmento central da Faixa Ribeira: síntese geológicae ensaio de evolução geotectônica**. Rio de Janeiro, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, 110p. (Tese de Livre Docência - Departamento de Geologia/Geofísica,/UERJ).

HEILBRON, M.; SANTOS, R.O.; VALLADARES, C.S.; VALERIANO, C.M. - 1992 - Geologia e litogeoquímica do leoucogranito da Serra do Ipiranga. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Especiais**... São Paulo, SBG, **1**, p.375-376.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.; TUPINAMBÁ, M. - 1995 - Segmento central da faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico brasiliano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**... Camboriú, SBG, **1**, p.263-265.

HEMBOLD, R. - 1967 - Resumo da geologia do Estado da Guanabara, acompanhando o mapa geológico 1: 50.000. *Relatório da Comissão de Especialista do CNPq, sobre Movimentos de encosta no estado da Guanabara e regiões circundantes*. Apêndice nº 5, p.31-34. Rio de Janeiro.

HEMBOLD, R.; VALENÇA, J.G. & LEONARDOS JR., O.H. - 1965 - **Mapa Geológico do Estado da Guanabara, escala 1: 50.000**. DNPM/MME.

HINE, R.; WILLIAMS, I.S.; CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. - 1978 - Contrast between I- and S-type granitoids of the Kosciusko batholith. *J. Geol. Soc. Aust.*, **25**, p.219-234.

HIPPERT, J.F.M. - 1990 - **Contribuição à geologia e petrologia dos "augen" gnaisses de Niterói, RJ. Universidade de São Paulo, 203p**. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

HORN,H. and WEBER-DIEFENBACH, K. - 1987 - Geochemical and genetic studies of three invers zoned intrusive bodies of both alkaline and calc-alkaline composition in the Ribeira Mobile Belt (Espírito Santo, Brazil). *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (4): 488-497.

HUTTON, D.H.W. - 1992 - Granite sheeted complexes: evidence for the dyking ascent mecanism. Transactions of Royal Society of Edinburg: *Earth Sciences*, **83**: 377-382.

HUTTON,D.H.W. and REAVY,R.J.- 1992 - Strike-slip and granite petrogenesis. *Tectonics* **11**: 960-967.

IRVIGNE, T.N. and BARAGAR, W.R.A. - 1971- A guide to the chemical classification ot the common rocks. Can. J. Earth Sci., **8**: 523-548.

JANASI, V. A. and ULBRICH, H.H.G.J. - 1991 - Late Proterozoic granitoid magmatism in the State of São Paulo, Southeastern Brazil. *Prec. Res.*, **51**: 351-374.

JOHANNES, W. and HOLTZ, F. - 1991 - Formation and ascent of granitic magmas. *Geol. Rundschau*, **80/2**, p.225-231.

JUNHO, M.C.B. - 1982 - **Geologia, petrografia e geoquímica preliminar do granito de Teresópolis, RJ**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 90p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/ UFRJ).

JUNHO, M.C.B. - 1991 - **Contribuição à Petrologia dos maciços graníticos da Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 198p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/UFRJ).

JUNHO, M.C.B. - 1993 - Granitóides brasilianos da região central do Estado do Rio de Janeiro - geoquímica preliminar. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **65** (2): 161-179.

JUNHO, M.C.B. & PENHA, H.M.- 1985 - Geologia e geoquímica dos granitos deTeresópolis, RJ. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, **57**, p.5462.

JUNHO, M.C.B. and WIEDEMANN, C. - 1987 - Petrografia comparativa de três complexos intrusivos da província granítica do Estado do Rio de Janeiro. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ/ES, Rio de Janeiro, 1987.**Anais...**Rio de Janeiro, p.120-131.

JUNHO, M.C.B.; WEBER-DIFENBACH, K.; WIEDEMANN, C.; PENHA, H.M. - 1987 - Major and minor elements geochemistry of Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira Mobile Belt, RJ, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (4): 507-511.

JARDIM DE SÁ, E.F.; FUCK, R.A.; HOLLANDA, M.H.B.M. - 1995 - Alojamento de granitóides em regimes de trancorrência dúctil: exemplos do Nordeste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado RS, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**... Gramado RS, SBG, p.195-196.

KAUL, P.F.T. - 1984 - Significado dos granitos anorogênicos da Suite intrusiva Serra do Mar na evolução da crosta sul-sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SG-22- Curitiba e SG-23- Iguape. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Rio de Janeiro, 1984. **Anais**... Rio de Janeiro, SBG, **33**, p.371-373.

LAGARDE, J.L. and CHOUKROUNE,P. 1982. Cisaillement ductile et granitoïdes syntectoniques: l'exemple du massif hercynien des Jebilet (Maroc). *Bull.Soc.géol.France* (7), t.24, **2**: 299-307.

LAGARDE, J.L.; CAPDEVILA, R.; FOURCADE, S. - 1992 - Granites et collision continentale: l'exemple des granitoïdes carbonifères dans la chaîne hercynienne ouest-européenne. *Bull.Soc.géol.France*, t.163, **5**, p.597-610.

LAMEGO, A.R. - 1937 - Theoria do protogneis. **Boletim do Serv.Geol. Miner.**, DNPM, **86**, 73p.

LAMEGO, A.R. - 1938 - Escarpas do Rio de Janeiro. **Boletim do Serv. Geol. Miner.**, DNPM, **93**, p.1-72.

LAMEGO, A.R. - 1948 - Folha Rio de Janeiro. **Boletim do Serv. Geol. Miner.**, DNPM, **126**, 16p.

LAMEYRE, J. and BOWDEN, P.- 1982 - Plutonic rocks types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *J. Volcanol.Geotherm. Res.*, **14**, p.169-186.

LANZIROTTI, A. and HANSON, G.N. - 1995 - U-Pb dating of major and acessory minerals formed during metamorphism and deformation of metapelites. *Geoch. Cosm. Acta*, **59** (2): 2513-2526.

LEDENT, D. and PASTEELS, P. - 1968 - Déterminations de l'âge des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, **91**, p.305-309.

LE MAÎTRE, R.W. - 1989 - **A classification of igneous rocks and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological-Sciences Subcommmission on the systematics of igneous rocks**. Blackwell, Oxford, 193p.

LEONARDOS JR, O.H. - 1973 - **The origin and alteration of granitic rocks in Brazil: a study of metamorphism, anatexis, weathering and fertility within granitic terrains in eastern Brazil. 183p**. (PhD. Thesis - University of Manchester, England).

LIMA, E.F. & NARDI, L.V.S. - 1992 - O magmatismo shoshonítico no Estado do Rio Grande do Sul. Uma revisão. Pesquisas, 19 (2): 190-194.

LOCZY, L. & LADEIRA, E.A. - 1976 - **Geologia Estrutural e Introdução à Geotectônica**. Editôra Edgard Blücher/CNPq, Rio de Janeiro, 528p.

MACHADO FILHO, L; RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHEMIMI, C.A.; SANTO NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E. - 1983 - **Projeto RADAMBRASIL, Folhas Rio de Janeiro/Vitória (SF-23/24) (Levantamento de Recursos Naturais).** v.32, p.29-304.

MACHADO, N.; KOPPE, J.C. and HARTMANN, C.A. - 1988 - Upper Proterozoic zircon age from Bossoroca Complex, RS. In: *Conference International Geochemisty Evolution Crustal, Poços de Caldas*, 1988. **Abstract**...Poços de Caldas, Brasil, p.305.

MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M. and VALERIANO, C. - 1996 - U/Pb geochronology of the central Ribeira belt: implications for the evolution of brasiliano orogeny. *Prec. Res.*, **79**, p.347-361.

MACHADO, R. - 1983 - Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., São Paulo, 1983. **Atas**... São Paulo, p.135-145.

MACHADO, R. - 1984 - **Evolução Geológica, Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutoramento, 196p**. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

MACHADO, R. - 1986 - Evolução geológica do Complexo Paraíba do sul na porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: 34 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. **Anais**...Goiânia, SBG, **34**, p.1088-1095.

MACHADO, R. - 1990 - Batólito Serra do Órgãos: uma entidade plutônica cálcio-alcalina sin-colisional de arco magmático brasiliano do cinturão Ribeira no Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Boletim de Resumos**...Natal, SBG, p.221.

MACHADO, R. & PELOGGIA, A.U.G. - 1987 - Mapa de distribuição das rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro: uma avaliação preliminar das informações disponíveis. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., Rio Claro, 1983. **Atas**... Rio Claro, **1**, p.93-96.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. - 1990 - Reinterpretação estrutural e tectônica da região a Leste da Baía da Guanabara e a definição do Batólito de Araruama. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**... Natal, SBG, **6**, p.2744-2754.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. - 1991 - Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasilianos do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro, 1991. **Boletim de Resumos Expandidos**... Rio Claro, SBG, p.64-65.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. - 1992 - Granitogênese brasiliana no Estado do Rio de janeiro. Caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológica sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo,1992. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo, SBG, **1**, p.379-380.

MACHADO, R. & ENDO, I.- 1993a - O Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressional neoproterozóica. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte, 1993. **Boletim...**, Belo Horizonte, p.188-191.

MACHADO, R. & ENDO, I.- 1993b - A megaestrutura em flor positiva do vale do rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro, 1993. **Atas**...Rio de Janeiro, p.208-213.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. - 1994a - Classificação estrutural e tectônica dos granitóides Neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. **Boletim do IG-USP**, Série Cient., **25**, p.81-96.

MACHADO, R. & DEMANGE, M. - 1994b - O batólito cordilherano Serra dos Órgãos : um exemplo de arco magmático brasiliano com assinatura toleítica no sistema de cisalhamento Paraíba do Sul, no estato do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos**...Camboriú, SBG, **1**, p. 114-115

MACHADO, R.; DEMANGE, M.; MONTEIRO, R.L. -1989a - Granitóides do Estado do Rio de Janeiro: nível estrutural de colocação e suas relações com as fases de deformação e com o grau de metamorfismo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro, núcleos RJ/SP. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro, p.145-146.

MACHADO, R.; DEMANGE, M.; PELLOGIA, A.G. e MONTEIRO, R.L. - 1989b - Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., Rio de Janeiro, núcleos RJ/SP. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro, p.151-152.

MACHADO, R.; DEMANGE, M. and VIALLETE, Y - 1996 - Idades geocronológicas Rb/Sr da granitogênese brasiliana no segmento setentrional da faixa Ribeira, Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, SBG, **1**, p.38-40.

MATTE, P. - 1986 - La chaîne varisque parmi les chaînes paléozo:ique péri atlantique, modéle et position des grands blocs continentaux au Permo-carbonifère. *Bull. Soc. Géol. France*, 8, tomo II, p.9-24.

McCAFFREY, K.J.W. - 1992 - Igneous emplacement in a transpressive shear zones: Ox Montains igneous complex. *J.Geol.Soc.London*, **149** :221-235.

MAFFRA, C.Q.T.; SILVA, P.C.F. & CAMPANHA, G. - 1996 - A estruturação do embasamento cristalino na região de São Sebastião, SP: evidências de um domínio transpressivo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., Salvador, SBG, **1**, p.385-87.

MANIAR, P.D. and PICCOLI, P.M. - 1989 -Tectonic discrimination of granitoids. ***Geol. Soc. Am. Bull.***, **101**, p.635-643.

MASQUELIN, H. - 1990 - Análise estructural de las zonas de cizalla en las migmatitas de Punta del Este-Uruguay. *Acta Geológica Leopoldensia*, **13** (30): 139-158. São Leopoldo-RS.

MATOS, G.M.M.; FERRARI, P.G.; CAVALCANTE, J.C. - 1980 - **Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo**. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 620p.

MENEZES, S.O.; CORDANI,U.G.; TEIXEIRA, W. - 1987 - Determinações geocronológicas em pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA RJ-ES, 1, Rio de Janeiro, 1987. **Anais**... Rio de Janeiro, SBG, p.147-165.

MEZGER, K.; RAWNSLEY, C.M.; BOHLEN, R. and HANSON, G.N. - 1990 - U-Pb garnet, sphene, monazite, and rutile ages: implications for the duration of hih-grade metamorphism and cooling histories, Adirondack Mts., New York. *J. Geol.*, **99**, p.415-428.

MIDDLEMOST, E.A.K. - 1980 - A contribution to the nomenclature and classificatio of volcanic rocks. *Geol. Mag.*, **117** (1); 51-57.

MILLER, C.F.; WATSON, E.B. and HARRISON, T.M. - 1988 - Pespectives on the source, segregation and transport of granitoid magmas. *Trans. Royal Soc. Ed.*, **79**, p.135-156.

MOORE, N.D. and AGAR, R.A. - 1985 - Variations along a batholith: the Arequipa segment of the Coatal batholith of Peru. In: Pitcher, W.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D. (eds.): *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*. John Wiley and Sons, p.108-118.

MOTTA, M.G. - 1996 - **Análise cinemática do setor de junção entre as zonas de cisalhamento direcionais São Bento do Sapucaí, Jundiuvira e Setãozinho, nas imediações de Piracaia-SP**. Universidade de São Paulo. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

MYASHIRO, A.- 1974 - Volcanic rock series in Island arcs and active continental margins. *Am. J. Sci.*, **274**, p.321-355.

NUMMER, A.R.; PRAZERES, M.N.; PACHECO, E.A.; ALBUQUERQUE, K.R.M.; MORAES, E.O.-1995 - Transpressão e granitóides sintectônicos da região de Arrozal, oeste do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. **Boletim de Resumos Expandidos**...Gramado, p.295-207.

PANKHUST, R.J. - 1979 - Isotope and trace element evidence for the origin end evolution of Caledonian granites in the Southern Highlands. In: Atherton, M.P and Tarney (eds.): *Origen of Granite Batholiths: Geochemical Evidence*. Shiva Publ. Ltda, p.18-33.

PARRISH, R.R.- 1990 - U-Pb dating of monazite and its application to geological problems. *Can. J. Earth Sci.*, **27**, 1431-1450.

PASSARELLI, C.R. - 1996 -**Análise estrutural e caracterização do magmatismo da zona de cisalhamento Major Gercino. Universidade de São Paulo, 179p**. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

PASSARELLI, C.R. & BASEI, M.A.S. - 1995 - Análise dos petrotramas de eixos-c de quartzo: zona de cisalhamento Major Gercino (SC). **Boletim do IG-USP**, Série Cient., 26, p. 99-113.

PEACOCK, M.A. -1934 - Classification of igneous rock series. *J. Geol.*, **39**, 54-67.

PEARCE, J.A.- 1983 - The role of sub-continental lithosphere in magma genesis at destructive plate margins. In: HAWKESWORTH C.J. &. NORRY M.J(eds.): *Continental basalts and mantle xenoliths*. p.230-249. Nantwich: shiva.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINLDLE, A.G.- 1984 - Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrol.*, **25** (4): 956-983.

PEDROSA-SOARES, A.C., HOCE, C.M., VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P. AND SALAZAR, E. - 1992 - Toward a new tectonic model for the Late-Proterozoic Araçuai (SE Brazil) - West Congolian (SW Africa) belt. *J. South Am. Earth Sc.*, **6** (1/2): 33-47.

PENHA, H.M.- 1984 - Granitóides da região central do Estado do Rio deJaneiro:uma síntese dos conhecimentos existentes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**...Rio de Janeiro, SBG, **6**, p.2849-2853.

PENHA, H.M. & WIEDEMANN, C.M. - 1984 - Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. **Roteiro de Excursões**. Rio de Janeiro, SBG, p.5433-5456.

PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E.S.; PENTAGNA, F.P.; JUNHO, M.C.B.; BRENNER, T.L. - 1979 - **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, Folha Petrópolis**. Rio de Janeiro. Convênio DRM/UFRJ, Relatório final, 194p.

PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E.S.; PENTAGNA, F.V.P.; JUNHO, M.C.B.; BRENNER, T.L. - 1980 - A Geologia da Folha Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Camboriú, 1980. **Anais**...Camboriú, SBG, **5**, p.2965-2974.

PHILIPP, R.P.; MESQUITA, M.J.M.; GOMES, M.E.B. & ALMEIDA, D.P.M. - 1992 - Reconhecimento estrutural e geoquímico dos granitóides brasilianos da região de Pelotas, RS. *Pesquisas*, **20** (1): 3-13.

PIDGEON, R.T; BOSCH, D. and BRUGUIER, O. - 1996 - Inherited zircon and titanite U_Pb systems in an Archean syenite from Southwestern Australia: implications for U-Pb stability of titanite. *Earth Planet. Sci. lett.*, **141**, p.187-198.

PINET, N. and COBBOLD, P.R. - 1992- Experimental insights into the partitioning of motion within zones of oblique subduction. *Tectonophysics*, **206**, p.371-388.

PIRES, R.M.; VALENÇA, J.G.; RIBEIRO, A. - 1982 - Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **54** (3): 563-574.

PITCHER, W. - 1978 - The anatomy of a batholith. *J. Geol. Soc. London*, **135**, p.157-182.

PITCHER, W. - 1979a - Comments the geological environments of granites.

PITCHER, W. - 1979b - The nature, ascent and emplacement of granite magmas. J. Geol. Soc. Lond., **136**, p.627-662.

PITCHER, W. - 1982 - Granite type and tectonic enviroment. In: K. HSU (Ed.): *Mountain Building Processes*. Academic Press, p.19-40.

PITCHER, W. - 1987 - Granites and yet more granites forty years on. *Geol. Rundschau*, **76/1**, p.51-79.

PITCHER, W.; ATHERTON, M.P.; COBBING, E.J.; BECKINSALE, R.D. - 1985 - A model for the Coastal batholith. In: Pitcher, W.; Atherton, M.P.; Cobbing, E.J.; Beckinsale, R.D. (eds.). *Magmatism at a Plate Edge: the Peruvian Andes*. John Wiley and Sons, p.239-240.

PORTO Jr., R.; DUARTE, B.P.; VALENTE, S.C. - 1992 - Processos de diferenciação magmática atuantes na formação da fácies hololeucocrática do granito Pedra Branca, maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Natal, 1994. **Anais...** Natal, SBG, **6**, p.2744-2754.

PORTO Jr., R.; SANCHEZ, B.; MEIGHAN,I.G. & FALLICK, A.E. - 1996 - RJ - Geologia, geoquímica e gecronologia do batólito Serra dos Órgãos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Salvador, 1996. **Anais**...Salvador, SBG, **6**, p.445-448..

PUGET, A.J.F. & PENHA, H.M. - 1980 - Granitos da região de Ipiranga, Magé, RJ - considerações geoquímicas e petrológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., Camboriú, 1980. **Anais**...Camboriú, SBG, **4**, p.2215-2229.

RÊGO, I.T.S.F. - 1989 - **Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis, RJ, 348p**. São Paulo, Universidade de São Paulo (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências /USP).

RÊGO, I.T.S.F. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1991 - Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUIMICA, 3., CONGRESSO DE GEOQUIMICA DOS PAISES DE LINGUA PORTUGUESA, 1., São Paulo, 1991. **Boletim de Resumos**...São Paulo, 1, p.231-233.

RÊGO, I.T.S.F. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1994 - Geoquímica da unidade Angelim, região de São Fidélis, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994. **Boletim de Resumos Expandidos**...Camboriú, SBG, **3**, p.153-154.

REIS, A.P.; CASTRO, H.O.; DALCOMO, M.T.; FERRARI, A.L.; MEL, F.; NEVES, L.F.L.; VAZ, M.A.A.; SILVA, V.P.; NASSAR, W.M. - 1982a - Geologia das Folhas Morro do Côco, Barra Seca, Itabapoama, Travessão, São João da Barra, Campos, Muçurepe, Lagoa Feia e Farol de São Tomé, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**...Salvador, SBG, **1**, p.75-85.

REIS, A.P.; ROCHA, R.L.S.; BARBOSA, A.L.M.; LIMA, E.C.V.; SAD, J.H.; ALVES, M.R.; BALTAZAR, O.F. - 1982b - Geologia das Folhas Varre-Sai, Eugeonópolis, Itaperuna e Miracema. RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**...Salvador, SBG, **1**, p.86-93.

REIS, A.P.; CASTRO, H.O.; PUGET, A.J.F.; BARBOSA, A.L.M.; LIMA, E.C.V.; RIBEIRO, A.C.; PINTO, C.P.; DUTRA, J.E.B. & SAD, J.H.G. - 1982 - Geologia das Folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**...Salvador, SBG, **1**, p.94-102.

REIS NETO, J.M. - 1994 - **Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 253p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/USP).

REIS NETO, J.M. & CORDANI, U.G. - 1993 - Características geoquímicas e isotópicas dos complecos Três Córregos e Cunhaporanga: implicações tectônicas. SIMPÓSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PLATA, 1, La Paloma-Minas, Uruguai. **Resumenes Extensos**...La Paloma-Minas, Tomo II.

RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. - 1978 - Associações petrotectônicas do Escudo Sul-Rio-Grandense: tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do sul. *Iheringia*, Sér. Geol., **5**, Porto Alegre, p.19-54.

RICHARD, P. - 1989 - **Champs de failles au dessu d'un decrochement de socle. Modelisation experimentale**. Thèse de Doctorat, Université de Rennes I, Rennes (França). 342p.

RICHARD, P. and COBBOLD, P. - 1990 - Experimental insights into partitioning of fault motions in continental convergent wrench zones. *Ann. Tectonicae*, **4**, p.35-44.

RIFFAS, A.C.G. - 1996 - A zona de cisalhamento sinistral "Sierra Ballena" no Uruguai. São Paulo, Universidade de São Paulo, 221p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/USP).

ROIG, H.L. & SCHRANK, A., 1992. Caracterização da zona de sutura Jacuí-Conceição - limite norte do complexo de nappes do Guaxupé-MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. **Boletim de Resumos Expandidos**...São Paulo, SBG, **1**, p.283-285.

ROSIER, G.F.- 1957 - A geologia da Serra do Mar entre os picos da Maria Comprida e do Desengano. **Bol. Div. Geol. Min.**, DNPM, Rio de Janeiro, 166p.

ROSIER, G.F.- 1957 - Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro. **Bol. Div. Geol. Min.**, DNPM, Rio de Janeiro, 222p.

RUIZ, M.; COSTA, A. & RAPOSO, F.O. - 1983 - **Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro: folhas Santa Rita do Jacutinga, Volta Redonda, Resende, Barra Mansa, Liberdade, Bananal, Passa Quatro, Agulhas Negras, São José do Barreiro, Nossa Senhora do Amparo**. Convênio CPRM/DRM. Relatório Final, Niterói, 7 volumes (inédito).

SAD, J.H.G. & BARBOSA, A.L.M. - 1985 - A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. **Bol. Especial**, Núcleo de Minas Gerais, SBG, Belo Horizonte, p.15-27.

SAD, J.H.G. and BARBOSA, A.L.M. - 1988 - Chemical compositions of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, **2** (2): 143-165.

SAD, J.H.G.; MOREIRA, M.D.; FIGUEIRAS, R.R.; ARANTES, D. - 1980a - **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:50.000. Folha Trajano de Morais: texto explicativo e mapa geológico. Niterói, DRM/RJ, 132p.

SAD, J.H.G.;PINTO, C.P.; SERPA, J.C.; DUTRA, J.E.B.; HETTICH, M. e ANDRADE, N.E- 1980b - **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:50.000. Folhas Anta, Duas Barras, Terezópolis e Nova Friburgo : texto explicativo e mapa geológico. Niterói, DRM/RJ..

SADOWSKI, G.R. - 1983 - **Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais. Universidade de São Paulo, 108p.** (Tese de Livre Docência - Instituto de Geociências/USP).

SADOWSKI, G.R. - 1991 - A megafalha de Cubatão no sudeste brasileiro. **Boletim do Inst. Geoc., USP**, Série Cient., **22**, p.15-28.

SADOWSKI, G.R. and MOTIDOME - 1992 - Brazilian megafaults. *Rev. Geol. Chile*, **31**, p.61-75.

SANCHEZ, B.; PORTO JR.; MEIGHAN, I.G. & FALLICK, A.E. - 1995- Aspectos petrográficos e geoquímicos do batólito da Serra dos Órgãos, RJ, Brasil. In: CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DE PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 2, Niterói, 1995. **Anais**... Niterói-RJ, SBGq (CD-ROM).

SANDERSON, D.J. anb MARCHINI, W.R.D. - 1984 - Transpression. *J. Struct. Geol.*, **6**, p.449-458.

SCMIDT-THOMÉ, R. and WEBER-DIFENBACH, K. - 1987 - Evidence for "frozen-in" magma mixing in brasiliano calc-alkaline intrusions: the Santa Angélica pluton, southern Espírito Santo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(4): 498-506.

SENGÖR, A.M.C.- 1990 - Plate tectonics and orogenic research after 25 years: a Tethyan perspective. *Earth Sci. Rev.*, **27** (1/2): 1-201.

SIGA JR., O.; TEIXEIRA, W.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K.; DELHAL, J. - 1982 - Padrão geológico-geocronológico das rochas de alto grau da parte setentrional da Faixa Ribeira, a norte do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO LATINOAMERICANO DE GEOLOGIA, 5., Buenos Aires. 1982. **Actas**...Buenos Aires, **1**, p.349-370.

SILVA, M.E. - 1981 - **Análise estrutural das faixas ectiníticas associadas ao falhamento de Cubatão entre as regiões de Juquiá e Pedro Barros, Estado de São Paulo.** São Paulo, Universidade de São Paulo, 118p. (Dissertação de Mestrado - Instituto de Geociências/USP).

SILVA, M.E. - 1996 - **Zona de cisalhamento de alta temperatura - o lineamento de Além Paraíba (RJ) (Petrotrama de plagioclásio - Anisotropia física - Reologia da litosfera continental).** São Paulo, Universidade de São Paulo, 226p. (Tese de Livre-Docência - Instituto de Geociências/USP).

SILVA, M.E.; SADOWSKI, G. R. & TROMPETTE, R.R. - 1982 - Modelo geométrico e cinemático para os falhamentos de idade brasiliana da Faixa de Dobramentos Ribeira, Estado de São Paulo, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, Buenos Aires 1982. **Anais**...Buenos Aires, tomo II, p.11-21.

SILVA, P.C.F. & SILVA, R.R.- 1987 - Mapeamento geológico-estrutural da Serra da Carioca e adjacências, Município do rio de janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., Rio de Janeiro, 1987. **Anais**... Rio de Janeiro, SBG, Núcleos RJ/ES, p.198-209.

SILVER, L.T. and CHAPPELL, B.W. - The Peninsular Ranges Batholith: an insight into the evolution of the Cordilleran batholiths of soutwestern North America. *Trans. Royal Soc. Ed.: Earth Sci.*, **79**, p.105-121.

SOLIANI Jr., E. - 1986 - **Os dados geocronológicos do Escudo Sul Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica.** São Paulo, Universidade de São Paulo, 239p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/USP).

SOARES, P.C. - 1988 - Tectônica colisional em torno do bloco Paraná, Brasil. In: CONGRESSO LATINO AMERICANO DE GEOLOGIA, 7, Belém, 1988. **Anais**... Belém, SBG, **1**, p.63-79.

SOARES, P.C. - 1992 - Algumas observações sobre as faixas proterozóicas e seus sistemas colisionais no sul do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo,1992. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo, SBG, **1**, p.277-278.

SOARES, P.C., FIORI, A. P. AND CARVALHO, S.G., 1990. Tectônica colisional oblíqua entre o bloco Paraná e a margem sul do cráton São Francisco. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. 1990. **Boletim de Resumos Expandidos**...Natal-RN, SBG, **6**, p.2723-2734.

SÖLLNER, F; LAMMERER, B,; WEBER-DIEFENBACH, K.; HANSEN. B.T.- 1987 - The brasiliano orogenesis: age determinations (Rb-Sr and U/Pb) in the coastal mountains region of Espírito Santo, Brazil. *Zentr. Geol. Paläontol.*, Teil I, **H 7/8**, p.729-741.

SOPER, N.J. and HUTTON, D.H.W. - 1984 - Late Caledonian sinistral displacements in Britain: implications for a three-plate collision model. *Tectonics*, **3**, p.781-794.

SPERLING, E.V.; BALTAZAR, O.F.; VIEIRA, V.S. - 1983 - **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folhas Mangaratiba, Ilha Grande, Angra dos Reis, Rio Mambucaba, Campos de Cunha, Parati, Cunha, Picinguaba, Juatinga e Cunhambebe**. Convênio CPRM/DRM, Rel. Final, Niterói, 5 vol.

STEIGER, R.H. and JAEGER, E. - 1977- Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth Plan. Let.*, **36**, p. 359-362.

STRACHAN, R.A.; HOLDSWORTH, J.D.; FRIDERICHSEN, J.D. and JEPSEN, H.F. - 1992 - Regional Caledonian structure within an oblique convergence zone, Dronning Louise Land, NE Greenland. *J. Geol. Soc., London*, **149**, p.359-371.

STREICKEISEN, A. - 1974 - How should charnockitic rocks be named ? *Centenaire de la Soc. Géol. Bélgique* - Géologie des domaines cristallins, Liége, **4**, p.239-249.

STREICKEISEN, A. - 1976 - To each plutonic rocks its proper nome. *Earth Sci. Rev.*, **12**, p.1-33.

SYLVESTER, A.G. and SMITH, R.R. - 1976 - Tectonic transpression and basement-controlled deformation in San Andreas fault aones. Salton trough, Califórnia. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **60**, 9.2081-2102.

TAPONIER, P. and MOLNAR, P.- 1976 - Slip-line field theory and large-scale continental tectonic. *Nature*, **264**, 319-324.

TAPONIER, P. and MOLNAR, P.- 1979 - Active faulting and cenozoic tectonics of the Tien Mongolia and Baykal regions. *J. Geoph. Res.*, **84**, B7, p.345-3459.

TAPONIER, P.; MOLNAR, P. and ARMIJO, R. - 1986 - On the mechanics of the collision between India and Asia. *Geol. Soc. London, Sp. publ.*, **19**, p.115-158.

TASSINARI, C.G. - 1988 - **As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do estado de São Paulo e sua evolução crustal**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 236 p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências/USP).

TCHALENCO, J.S. - 1970 - Similarities between shear aones of different magnitudes. *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **81**, 1625-1640.

TIKOFF, B. and TEYSSIER, C. - 1994 - Strain modeling of displacement-field partitioning in transpressional orogens. *J. Struct. Geol.*, **16** (11): 1575-1588.

TOMMASI, A.; FERNANDES, L.A.D.; PORCHER, C.C. and VAUCHEZ, A. - 1992 - Evolução cinemática das porções internas do cinturão Dom Feliciano, região de Piratini, RS. *Pesquisas*, **19** (2): 143-154.

TRELOAR, P.J. and STRACHAN, R.A.-1990 - Cadomian strike-slipe tectonics in NE Brittany. *In*: D'LEMOS, R.S.D.; STRACHAN, R.A. and TOPLEY, C.G. (eds.) *the Cadomian orogenesis*: *Geol. Soc. Spec. Publ.*, **51**, p.151-168.

TUCKER, R.D.; RAHEIM, A.; KROGH, T.E. and CORFU, F. - 1987 - Uranium-lead zircon and titanite ages from the northern portion of the Western gneiss region, South-Central Norway. *Earth Planet. Sci. Lett.*, **81**, p.203-211.

VALENTE, S.C.; PORTO Jr, R.; DUARTE, B.P. - 1991 - Geologia do Pontal de Guaratiba: implicações petrogenéticas relacionadas ao batólito da Serra da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE , 2., São Paulo, 1991. **Atas**...São Paulo, SBG,SP/RJ, p.83-90.

VALLADARES, C. - 1996 - **Evolução geológica do complexo Paraíba do sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb**. São Paulo, Universidade de São Paulo, 147p. (Tese de Doutorado - Instituto de Geociências/USP).

VALLADARES, C.; HEILBRON, M. & FIGUEIREDO, M.C.H. - 1995 - O granito Getulândia e sua relação com a zona de cisalhamento Taxaquara. In:SIMPÓSIONACIONALDEESTUDOSTECTÔNICOS, 5, Gramado, 1995. **Boletim de Resumos**... Gramado, SBG, p.217.

VAUCHEZ, A.; TOMMASI, A.; SILVA, M.E. & TROMPETTE, R. - 1992 - Tectônica de escape na terminação de um craton: a Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo, 1992. Boletim de Resumos Expandidos...São Paulo, SBG, 2, p373-375.

VIDAL, P. - 1994 - **Géochimie**. 1 ed., Paris, Dunod. 190p.

VIGNERESSE, J.L. - 1990 - Use and misuse of geophysical data to determine the shape and depth of granitic intrusions. *Geol.J.* **25**: 249-260.

VIGNERESSE, J.L. - 1995a - Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, **249**: 173-186.

VIGNERESSE, J.L. - 1995b - Crustal regime of deformation and ascent of granite magma. *Tectonophysics*, **249**: 187-202.

VIGNERESSE, J.L.; BRUN, J.P. 1983 Les leucogranites armoricains marqueurs de la déformation régionale: apport de la gravimétrie. *Bull.Soc.Géol.Fr.*, **25**, p.357-366. and

VLACH, S.R.F. JANASI, V.A. and VASCONCELLOS, A.C.B.O. - 1990 - The Itu belt: associated calc-alcaline and alumineous A-type late brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná. southern Brazil. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. 1990. **Boletim de Resumos Expandidos**...Natal-RN, SBG, **4**, p.1700-1711.

WHITE, A.J.R. AND CHAPPELL, .W. - 1976 - Ultrametamorphism and Granitoide genesis. *Tectonophysics*, **43**, p.7-22

WERNICK, E. - 1979 - O magmatismo granitóide das regiões de Dobramento Nordeste e Sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, **9: 122-139.**

WERNICK, E. - 1984. Caracterização genética de algunos granitóides brasilianos dos estados de São Paulo e Minas Garais e implicacões geotectônicas preliminares. *Rev. Bras. Geoc.*, **14**: 22-39.

WERNICK, E. - 1990 - Zoneamento magmático regional de granitóides brasiliano no sudeste/sul do Brasil: implicações geotectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**... Natal, SBG, **4**, p.1668-1683.

WERNICK, E & GALENBECK, T.M.B., 1985. Contribução à caracterização de granitóides do Estado de São Paulo através do mineral acessório zirconita. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5, São Paulo, 1985. **Atas**... São Paulo,**1**, p.19-132.

WERNICK, E.; ARTUR, A.C. & FERREIRA, C.J. - 1995 - Evolução magmática em complexos granitóide associados à zonas de cisalhamento no Estado de São Paulo, Brasil. *Geociências*, São Paulo, **14** (1): 199-216.

WERNICK, E.; HÖRMANN, P.K.; ARTUR, A.C. & FERREIRA, C.J.; GALLENBECK, T.M.B.; GODOY, A.M. and ANDRADE, F.R.D. - 1993 - Fases, impulsos magmáticos em complexos granitóides associados com falhas transcorrentes, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, **23** (3): 248-259.

WICKHAN, S.M. - 1987 - The segregation and emplacement of granitic magmas. *Journ. Geol. Soc. London*, **144**, p.281-297.

WIEDEMANN, C.M. - 1993 - The evolution of the Paleozzoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the state of Espiríto Santo, eastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciênc.* **65** (Supl. 1): 163-181

WIEDEMANN, C.M.; PENHA, H.M.; SCMIDT-THOME, R. - 1987 - Granitóides do Espírito Santo and Rio de Janeiro States. *Rev. Bras. Geoc.*, **17** (4): 674-689.

WIEDEMANN, C.M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I.P.; SCMIDT-THOME,R.; WEBER-DIEFENBACH, K.-1986- Maciços intrusivos do sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, **16** (1): 24-37.

WOODCOCK, N.H.- 1986 - The role of strike-slip fault at plate boundaries. *Phil. Trans. Royal Soc. London*, **A317**, p.13-29.

ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, W.R. - 1990 - Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ e correlação com o Cráton da Angola. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. **Anais**... Natal, SBG, **6**, p. 2723-2743.

ZORITA, M.E. & PENHA, H.M. - 1980 - Geoquímica das rochas graníticas da região de Suruí, Magé, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3, Camboriú, 1980. **Anais**...Camboriú, SBG, **4**, p.2391-2399.

APÊNDICE A - Descrição petrográfica dos maciços estudados

Granitóides Pré-F2

Maciço Bela Joana

No maciço Bela Joana pode-se distinguir dois tipos faciológicos distintos: (1) charnockitos escuros, foliados, que formam a parte essencial do maciço e, (2) granitos brancos, igualmente foliados, subconcordantes, de ocorrência subordinada.

Os charnockitos possuem composição dominante quartzo charno-enderbítica e enderbítica, enquanto os granitos brancos possuem composição entre álcali-feldspato granítica a sienogranítica e, mais raramente, monzogranítica.

Os charnockitos possuem textura granoblática, de granulação média dominante, com presença frequente de feições miloníticas. Os aspectos texturais mais marcantes nestas rochas são as feições de defromação no estado sólido, acompanhadas de forte recristalização; tanto da matriz quanto dos porfiroclastos, os quais encontram-se invariavelmente orientados. Na matriz esta orientação é dada pelos máficos. Megacristais de plagioclásio e de microclínio conferem à orientação geral da rocha.

Nestas rochas destaca-se dois tipos de matriz: uma matriz de granulação média a fina, entre 0,8 e 15 mm e, outra, fina, com tamanho em geral entre 0,2 e 0,3 mm. Embora haja variação de deformação de uma lâmina para outra, a percentagem de matriz fina raras vezes excede 30% em volume da rocha. No primeiro caso os minerais são deformados, com extinção ondulante, maclas deformadas e rotacionadas - comparáveis à deformação dos porfiroclastos - enquanto no segundo, eles acham-se inteiramente recristalizados, exibindo texturas com arranjo em mosaico. Aqui predominam cristais de plagioclásio com limites retos, dispostos ao redor dos porfiroclastos ou formando leitos ou finas bandas mais ou menos descontínuas, associadas com mirmequita e muitas vezes com biotita.

O plagioclásio ocorre tanto na matriz fina quanto na matriz grossa, formando muitas vezes megacristais com tamanho inferior ou igual a 0,2mm. No primeiro caso, tais megacristais possuem limites retos, com textura de equilíbrio; no segundo, são subidiomórficos a xenomórficos, com extinção ondulante, com forma em geral lenticularizada ou arredondada, antipertíticos (muitas vezes), com predomínio de maclas segundo as leis da albita e, mais raramente, periclínio e Carlsbad.

O FK ocorre como integrante da matriz e mais raramente como megacristal; neste último caso como cristais em geral pertíticos, associados a mirmequitas.

O quartzo é xenomórfico, em grandes cristais, e distribui-se irregularmente, com extinção ondulante e recuperação de grãos; assumindo muitas vezes disposição em forma de

fitas ou de finas lentes que contornam ou contém inclusões de outros minerais, principalmente de plagioclásio.

A biotita é de cor marrom, fortemente pleocróica, associado a minerais opacos e ao ortopiroxênio. Contém inclusões de apatita e zircão e aparece algumas vezes transformada em clorita ou moscovita.

Dos acessórios, nos charnockitos, predomina amplamente a apatita em relação ao zircão, numa proporção de cerca de 10:1. Esta relação se modifica nos termos de composição enderbítica. Ocorrem ainda granada e ortopiroxênio. A apatita ocorre como inclusão no quartzo e no plagioclásio (no centro ou na borda). Os minerais opacos ocorrem em pequenos cristais (~ 2 mm) associados a biotita ou isolados ocupando espaços intergranulares da matriz, assim como inclusões nas fases minerais essenciais. Os cristais cristais maiores são me geral secundários. A granada se torna mais importante em algumas lâminas e associa-se em geral a biotita; o ortopiroxênio é xenomórfico, com tamanho médio de 10 mm, sendo biaxial -, com ângulo 2V baixo, orientado e deformado, com pleocroísmo forte (rosa salmom a verde claro), ocorrendo em associação com biotita marrom e opacos, resultando muitas vezes texturas cumuláticas.

Neste grupo de rocha predomina plagioclásio em relação aos demais minerais, seguido pelo quartzo, depois os máficos (biotita, clino e ortopiroxênio), FK, o qual muitas vezes constitui-se numa fase acessória.

Os granitos brancos são leuco a hololeucocráticos, de textura granoblástica, algumas vezes porfiroblástica, co matriz inequigranular, granulação média a fina; matriz com deformação e recristalização aparentemente menores do que a dos charnockitos. Na matriz destacam-se megacristais de FK com tamanho de até 18 mm.

Dos minerais essenciais predomina FK , seguido pelo quartzo e plagioclásio, o qual pode ser antipertítico. Os minerais máficos são raros, e quando presentes acham-se representados pela biotita (marrom) em avançado estágio avançado de transformação para clorita. O FK é comumente pertítico, enquanto o plagioclásio é antipertítico, com presença também mirmequita. O zircão é acessório comum, sendo mais raro apatita, opacos e granada.

A alteração, embora pouco pronunciada, manifesta-se através de minerais seundários como sericita asssociada ao plagioclásio (aos cristais maiores), ou ainda clorita e moscovita associadas a biotita.

Em comparação com os charnockitos, os granitos brancos exibem feições texturais ígneas ainda preservadas, com feldspatos com pouco ou quase sem deformação.

Maciço Angelim

Neste maciço pode-se distinguir duas faciologias principais: os tonalitos, que constituem o essencial do maciço, e os granodioritos que perfazem cerca de 20% do mesmo.

Estes últimos são intrusivos nos primeiros. Embora mais raros, são também encontrados quartzo dioritos e granitos hololeucocráticos. Aqueles como enclaves nos tonalitos e estes como intrusivos nas demais faciologias.

Os tonalitos são rochas escuras, mesocráticas, de granulação média a grossa, por vezes porfiríticas, contendo plagioclásio (40-50%), quartzo (20-30%), biotita (10-15%), anfibólio (2-15%), feldspato de potássio (< 5%) e granada (1-3%). Os acessórios são allanita, apatita, opacos e, mais raramente, zircão e titanita.

Os granodioritos são rochas claras, de granulação média a grossa, raramente porfiríticas, constituídas por FK (15-25%), plagioclásio (15-30%), quartzo (20-30%) e biotita (<5%). Como fase acessória ocorrem granada, allanita, apatita, zircão e opacos.

Estas rochas apresentam textura granoblástica, recristalizada, com domínios equi e inequigranulares, exibindo extinção ondulante fortíssima.

Os cristais de plagioclásio exibem com frequência maclas da albita; cuja ausência torna-se difícil a distinção do FK. Possuem extinção ondulante, limites retos e lobados; com tamanho variável de 0,4 mm (cristais menores) a 4,0 mm (maiores), para valores médios de 1,6 mm. A alteração do plagioclásio é rara, e quando ocorre é parcial, sendo acompanhada pela formação sericita.

O quartzo ocorre em cristais orientados segundo à folição, possuindo forma irregular e amebóide ou em fitas, de até 4,0 mm; com presença de extinção ondulante e aspectos evidentes de recuperação de grãos. Contém inclusões de microclínio.

O anfibólio é de cor verde garrafa, pleocróico, associado a biotita e ao ortopiroxênio, sob a forman glomérulos, ou em cristais poiquilíticos de até 5 mm, englobando plagioclásio e quartzo. Apresenta relações de desestabilização para biotita e de transformação a partir do piroxênio.

O FK é sempre o microclínio, como integrante da matriz ou como fase intersticial, ocorrendo ainda como megacristis (até 3,6 mm), com extinção ondulante, englobando plagioclásio, em associação com mirmequitas.

A granada é de cor rosa clara e contém inclusõe em geral orientadas biotita, quartzo, apatita e plagioclásio. Ocorre associada a biotita, formando muitas intercrescimento simplectítico.

Dos acessórios, a apatita ocorre inclusa no plagioclásio e na biotita; o zircão na biotita ou associado com apatita; a allanita aparece grandes cristais pleocróicos, muitas vezes zonados, associados a biotita, e contendo inclusões euedrais de apatita; os opacos associam-se a biotita e ocorrem inclusos no plagioclásio.

Os minerais de alteração são carbonatos e sericita associados ao plagioclásio, clorita, moscovita e opacos, a biotita, ou ainda carbonatos, moscovita e clinozoisita associadas ao anfibólio.

Os granitos hololeucocráticos são de granulação grossa, foliados, com texturas recristalizadas, inequigranulares, constituídos de FK (50-60%), quartzo (20-30%), plagioclásio

(5-15%) e biotita (<3%). Os acessórios são apatita, opacos e allanita. Ocorre ainda mirmequita. Os minerais de alteração acham-se representados pela moscovita, clorita, sericita e carbonato.

A comparação entre teores em SiO2 e a composição mineralógica destes três tipos faciológicos evidencia o seguinte: (1) o anfibólio aparece nos granodioritos com teor em SiO2 a partir de 64,40%, sendo ausente nos termos mais diferenciados (> 64,40% em SiO2); (2) o clinopiroxênio é a fase essencial nos termos mais básicos, com teores em SiO2 inferiores a 58,43%; (3) das fases acessórias, a titanita está aparece nos termos de composição diorítica e em alguns tonalitos, a apatita, opacos e granada ocorrem em todos os tipos composicionais, enquanto a allanita e zircão não foram registrados nos dioritos.

Serra dos Orgãos

Trata-se de um maciço petrograficamente muito homogêneo, onde podem ser distinguidos dois grupos composicionais dominantes: monzogranitos e granodioritos. A estes últimos associam-se subordinações de tonalitos e quartzo dioritos.

São rochas leucocráticas, de granulação média a grossa, não porfiríticas, foliadas, onde a passagem de um tipo composicional para outro é função principalmente da variação no conteúdo de máficos.

Os minerais essenciais são FK, plagioclásio e quartzo. A biotita e o anfibólio ocorrem em quantidades em geral inferiores a 5%, com exceção dos quartzo dioritos, onde estes minerais perfazem cerca de 20% da rocha.

O plagioclásio ocorre como integrante da matriz ou como megacristal, com tamanho médio de 3,2 mm, no primeiro tipo, e de 1,0 mm, no segundo tipo. Ocorrem em cristais agrupados, formando arranjos em mosaico, sendo comuns maclas da albita e, mais raras, do periclínio. O cristais são sericitizados localmente, com extinção ondulante, sendo comum inclusões de biotita, zircão, apatita e opacos.

O FK ocorre igualmente na matriz (~1,2 mm) e como megacristal (~4 mm), ou ainda como cristais intersticiais, sendo comum geminação em grade, com extinção ondulante, em cristais são pertíticos, contendo inclusões de plagioclásio e quartzo.

O quartzo ocorre em cristais amebóides e irregulares, de limites curvos, orientados,exibindoextinção ondulante e recuperação de grãos; contendo inclusões de anfibólio, FK, plagioclásio, allanita e zircão.

A biotita é de cor parda amarelada, pleocróica, em cristais orientados, isolados ou associados com anfibólio, allanita e carbonato. Contém inclusões de apatita e opacos, sendo localmente transformada (parcial ou totalmente) em clorita e moscovita.

O anfibólio é de cor verde garrafa, fortemente pleocróico, transformado muitas vezes em biotita; ao lado da qual é responsável pela definição da foliação da rocha. Contém grande quantidade de inclusões de quartzo, apatita, opacos e plagioclásio;

A apatita é o acessório mais abundante, seguida pelo zircão, allanita e opacos, ocorendo ainda titanita, granada e monazita, estas últimas como fases mais raras; a apatita é euedral, ocorrendo em cristais agrupados ou inclusos muitas vezes no plagioclásio, no FK, na biotita, no quartzo e no anfibólio. A allanita é um mineral abundante em muitas lâminas, exibindo cristais zonados, pleocróicos, euedrais a subeudrais, prismáticos, com tamanho de até 1 mm, associada ao anfibólio. o zircão ocorre em cristais menores inclusos na biotita, no plagioclásio e no quartzo, sendo muitas vezes associado a apatita. O carbonato associa-se a biotita e allanita. Os opacos, de forma euedral, com tamanho de até 0,3 mm, associa-se ao anfibólio e a biotita

Dos minerais de alteração, clorita e moscovita associam-se a biotita, sericita ao plagioclásio e carbonatos dipõem-se ao longo dos traços de clivagem da biotita.

Maciço Niterói

No maciço Niterói, podem ser distinguidas quatro faciologias principais: (1) granitos leucocráticos brancos e rosados; (2) charnockitos de composição intermediária; (3) biotita granitos cinza e, (4) enclaves básicos a intermediários em rochas charnockíticas.

Destas quatro faciologias, com exceção dos enclaves, as demais apresentam-se foliadas, com deformação no estado sólido, sendo comuns texturas miloníticas e protomiloníticas.

Os granitos leucocráticos e os charnockitos exibem texturas de recristalização, miloníticas e protomiloníticas, sempre orientadas, onde distinguem-se porfiroclastos em meio a uma matriz mais grossa, deformada e parcialmente recristalizada, e outra mais fina, inteiramente recristalizada,

Os porfiroclastos de FK são de microclínio (pertítico ou não) e plagioclásio, com tamanho entre 15 e 25 mm, lenticularizados ou não, fraturados e com extinção ondulante. São comuns feições de cisalhamento, com grãos estirados, exibindo deslizamento nos contatos dos mesmos. As Lamelas de plagioclásio são fletidas ou apresentam-se em formas sigmoidais, revelando mais intensa alteração para carbonatos junto às superfícies de deslizamento. O plagioclásio também é rotacionado pelo efeito do cisalhamento simples, deformando lamelas de biotita junto às suas bordas.

A matriz mais fina, perfazendo de 10-30% em volume da rocha, com granulação inferior ou igual 0,2 mm, dispõe-se ao redor dos porfiroclastos ou sob forma finos leitos ou bandas descontínuas, orientadas. O arranjo desta matriz é granoblástico, em mosaico, com textura de equilíbrio, exemplificada por limites retos entre cristais de FK e plagioclásio. Os

cristais desta matriz são equidimensionais, pobres em máficos, com associação freqüente de mirmequita .

A matriz mais grossa, acima de 10 mm, é inequigranular, orientada, com extinção ondulante, sendo comum cristais com recuperação de grãos. O plagioclásio exibe lamelas curvas, fraturadas, muitas vezes sericitizado e invadido pelo quartzo.

Com base nos minerais essenciais, pode-se nestas rochas dois grupos: um, onde plagioclásio é fase dominante, seguido pelo quartzo, biotita ou FK, e outro, o FK (microclínio), seguido pelo quartzo, plagioclásio e, finalmente, pela biotita, que ocorre em porcentagem inferior a 5% na maioria das lâminas analisadas. O primeiro grupo é composto pelas amostras NI-68A, NI-68B, NI-72A, NI-72E), e o segundo pela NI-67C, NI-68C, NI-68D, NI-68E, NI-72C. Deste último grupo, apenas a NI-68D é mais enriquecida em quartzo do que o FK.

Composicionalmente, o primeiro grupo varia de quartzo diorito a monzogranito, passando por tonalito e granodiorito, enquanto no segundo domina sienogranito, podendo chegar a monzogranito e álcali-feldspato granito

Os acessórios do primeiro grupo são representados pela apatita, zircão e opacos, podendo ocorrer ainda allanita; no segundo grupo aparecem apatita e opacos e, mais raramente, fluorita e titanita (68D). A granada ocorre nos dois grupos em grandes cristais associados ou não a biotita.

Dos minerais de alteração, no primeiro grupo ocorre carbonato associado ao plagioclásio, enquanto no segundo grupo ocorre a sericita, ou ainda moscovita associada ao FK e clorita e moscovita, a biotita.

Os biotita granitos cinza mostram textura e estrutura similares ao dos leucogranitos, sendo porém mais escuros, mais ricos em máficos, aspecto este que os diferencia facilmente.

Os biotita granitos mostram a mesma evolução textural descrita para os leucogranitos, exibindo porém apenas um tipo de matriz, de granulação inferior a 1,0 mm, com porfiroclastos de FK e plagioclásio com tamanho médios entre 3,0-4,0 mm.

O plagioclásio, juntamente com o quartzo, contitui-se na fase mineral dominante, seguido pelo FK e biotita, com esta última podendo alcançar cerca de10-15% em volume da rocha. Ocorre como porfiroclasto, juntamente com o FK (pertíticos), muitas vezes antipertítico, exibindo maclas da albita ou mais raramente do periclínio. Ambos ocorrem na matriz com arranjo em mosaico.

O quartzo ocorre em cristais maiores de 3,0 a 5,0 mm, orientados, com extinção ondulante, englobando muitas vezes minerais como FK e plagioclásio, ou mesmo formando coroas ao redor deste último, sendo marcante marcante feições de recuperação de grãos.

As fases acessórias sempre presentes são apatita, zircão e granada, com ausência muitas vezes de opacos. A apatita e o zircão ocorrem associados a biotita, em geral como inclusões, com a primeira ocorrendo também na matriz.

Os minerais de alteração são restritos a pontuações de sericita no plagioclásio, clorita associada localmente a biotita, juntamente com carbonatos e minerais do grupo do epídoto.

A composição destas rochas varia desde tonalito, granodiorito até granito, com estes últimos sendo subordinados.

Os enclaves básicos a intermediários são rochas equigranulares, com textura granoblástica, orientadas, de granulação fina, tendo como minerais essenciais plagioclásio, biotita, quartzo e ortopiroxênio. O FK ocorre apenas nos enclaves intermediários, em proporção sempre inferior ao plagioclásio e ao quartzo. Os acessórios deste últimos são apatita, titanita e opacos, enquanto nos primeiros(dioritos a quartzo dioritos), ocorre adicionalmente zircão,com a titanita sendo mais rara.

Os minerais de alteração são mais comuns nos enclaves intermediários, provavelmente devido ao caráter mais deformados dos mesmo. O plagioclásio acha-se parcialmente transformado em sericita e carbonato, e a biotita em moscovita.

A composição destes enclaves varia de diorítica a quartzo diorítica e tonalítica a granodiorítica

Maciço Serra das Abóboras

São rochas com texturas em geral recristalizadas, com estrutura orientada, de granulação média, com quartzo em forma de fitas, contonando por vezes porfiroclastos de FK e anfibólio.

Com exceção das amostras AB34 e AB37, as demais são bastante empobrecidas em quartzo, sendo possível distinguir um grupo de amostras com anfibólio (AB-34, AB-36A, AB-37, AB-38B, AB-38C) e outro sem anfibólio ((AB-35, AB-36B, AB-38A, AB-38D, AB-39). O primeiro grupo possui uma composição com tendência mais intermediária/básica (quartzo monzodiorito a granodiorito), enquanto o segundo possui composição mais ácida, com predominância ampla de FK em relação ao plagioclásio, e composição variável entre álcali-feldspato granitos a quartzo sienitos.

No grupo sem anfibólio predomina FK (microclínio) em relação ao quartzo e plagioclásio. Ocorre em geral como integrante da matriz e não raro como megacristal (até 3,5 mm). Apresenta, por vezes, texturas com recuperação de grãos.

No grupo com anfibólio o microclínio passa a ser um mineral acessório, ocupando os espaços intersticiais da matriz. Neste grupo, o plagioclásio é abundante, podendo ocorrer como megacristal, com tamanho ao redor de 5 mm, podendo ser ou não antipertítico, em cristais poiquilíticos, raramente sericitizados.

O quartzo apresenta extinção ondulante, com recuperação de grãos, não raro na forma de fitas, definindo ao lado de outros minerais, principalmente dos máficos, orientação à rocha.

A biotita ocorre em geral associada ao anfibólio e opacos, com evidências de desestabilização a partir do anfibólio.

O anfibólio, juntamente com biotita, opacos e titanita, ocorrem agrupados formando cumulatos ferro-magnesianos.

Os acessórios comuns, representados pela apatita, zircão, opacos e titanita, são mais abundantes no grupo com anfibólio. A titanita ocorre apenas em uma das amostras sem anfibólio (AB-38D), e granada foi encontrada localmente em apenas duas amostras (AB-36B, AB-39).

São encontrados minerais de alteração como sericita, clorita, sendo mais raros carbonatos e opacos secundários.

Petrograficamente, os dois grupos mostram semelhanças na textura e no baixo conteúdo em quartzo. Porém, diferem na composição, na presença ou não de anfibólio e na abundância dos minerais acessórios.

Granitóides Tardi-F3 a Sin-F4

Maciço Pedra Branca

No maciço Pedra Branca foram reconhecidas quatro faciologias principais: (1) granitos rosados que formam o essencial do maciço, com uma composição sieno a monzogranítica e, subordinadamente, álcali-feldspato granítica; (2) enclaves de composição monzodiorítica a quartzo monzodiorítica; (3) monzogranitos brancos, hololeucocráticos, porfiríticos, em forma de diques, encontrados principalmente nos arredores de Jacarepaguá no contato com ortognaisses; (4) pegmatitos pobres em quartzo.

Os granitos rosados são em geral porfiríticos, leucocráticos, de granulação grossa, levemente orientados, com microclínio (35-40%), plagioclásio (10-30%), quartzo (25-35%), biotita (1-3%), zircão, apatita, opacos e por vezes allanita. Como minerais de alteração aparecem sericita, carbonato, moscovita e, mais raramente, clorita, clinozoisita e zoisita (Tabela V.2).

O intervalo relativamente amplo de variação no conteúdo SiO2 destas amostras (entre 68,8 a 72,6%), é compatível com uma série razoavelmente diferenciada, sendo exemplificada pelas amostras PB-73A, PB-74A, PB-113D, PB-114A, PB-114B, PB-115B, PB-116E e PB-128C.

São rochas de matriz média a grossa, com textura equi e inequigranular (por domínios), levemente orientadas, tendo quartzo com extinção ondulante e, por vezes, com recuperação de grãos.

O FK é o microclínio e ocorre na matriz e como megacristal (até 26 mm), sendo comuns cristais pertíticos e poiquilíticos, com inclusões de plagioclásio, às vezes sericitizados, quartzo arredondado, biotita com ausência de opacos, cloritizada ou não, apatita, zircão, além de sericita e carbonato em fraturas. O microclínio apresenta geminação em grade (reta ou oblíqua) e preserva ainda a macla de Carlsbad do ortoclásio.

O plagioclásio ocorre na matriz com tamanho de até 3,5 mm, podendo ser antipertítico, sericitizado (parcial ou totalmente) ou não, maclado segundo as leis da albita e Carlsbad (mais raro), tendo inclusões de zircão, quartzo, apatita e opacos.

A biotita é de cor parda/amarelada, orientada, associada com opacos, apatita e allanita. Contém inclusões freqüentes de opacos, zircão, apatita e quartzo. Acha-se parcialmente cloritizada e, mais raramente, transformada em moscovita.

O quartzo ocorre em cristais irregulares, as vezes na forma de fitas ao redor do plagioclásio, com inclusões de opacos, exibindo com frequência extinção ondulante.

A análise de evolução textural destas rochas permite reconhecer duas fases de gerações de plagioclásio e de microclínio: uma fase mais antiga (fase I) e outra mais nova (fase II). A fase I é constituída por cristais euedrais, em megacristais, em geral ricos em inclusões, que contrastam com cristais menores da fase II, que integram a matriz, e são pobres ou isentos de inclusões. Os cristais de plagioclásio da fase I são antipertíticos, muitas vezes sericitizados, aparecendo como inclusões em plagioclásios límpidos não alterados, de composição menos cálcica.

Os minerais acessórios também mostram uma evolução em duas fases: uma mais antiga, como inclusão nas principais fases minerais e outra mais nova, cristalizada como fase da matriz.

Os enclaves são do tipo microgranulares, arredondados, de dimensões decimétricas, contatos abruptos com os granitos rosados, tendo composição básica a intermediária, com o teor em SiO2 entre 56,77 a 65,57% (PB-113A, PB-113C PB-114C, PB-114E, PB-114F). Foram encontrados também na região da Prainha xenólitos de composição básica (PB-78C), que diferem petrograficamente dos enclaves acima, devendo portanto fazer parte das rochas encaixantes.

Dos enclaves examinados petrograficamente, predominam os de composição quartzo diorítica, com textura equigranular, localmente tendência porfirítica, de matriz fina a fina/média, não orientada, rica em plagioclásio (35-40%), microclínio (1-25%), quartzo (10-15%), biotita (10-20%), anfibólio (1-10%), ricos em opacos, seguido de apatita, e, mais raramente, titanita, allanita e zircão. Carbonato, sericita, clorita são os minerais de alteração.

O plagioclásio é a fase essencial da matriz e forma também megacristais de até 2,5 mm, muitas vezes zonados e antipertíticos, contendo inclusões de opacos, apatita, plagioclásio (0,1mm), zircão e quartzo nas bordas, sendo comum maclas da albita e Carlsbad, e mais raro do periclínio. Alguns cristais acham-se sericitizados, com extinção ondulante, e composição entre oligoclásio e andesina.

O FK (microclínio) é intersticial ou ocorre como integrante da matriz, podendo localmente ser mais abundante e formar megacristais de até 6 mm (amostra PB-113C), em contraste a matriz com tamanho médio de 1,0 mm. Estes megacristais contém inclusões de opacos, biotita, quartzo e zircão, enquanto os cristais da matriz são límpidos, pobres em inclusões; e com extinção ondulante.

O quartzo é de forma irregular e ocorre na matriz e como fase intersticial, com tamanho médio de 0,8 mm, exibindo extinção ondulante, recuperação de grãos, com inclusões de apatita e biotita.

A biotita é de cor parda/amarelada, com pleocroísmo distinto, e ocorre isolada ou agrupada, associada aos minerais opacos e allanita; contendo inclusões de zircão e apatita, com desestabilização para moscovita e clorita, sendo formada a partir do anfibólio.

Dos acessórios predominam opacos e apatita (até 6 mm), depois zircão, titanita e allanita. Os primeiros ocorrem na matriz ou inclusos na biotita, plagioclásio e anfibólio. A apatita é intersticial e ocorre como inclusões no plagioclásio, biotita, quartzo (nas bordas) e opacos, podendo-se ainda distinguir dois tipos de cristais: os maiores, dispostos na matriz, de aspecto rugoso, e os menores, mais límpidos. A allanita ocorre em grandes cristais prismáticos, pleocróicos, zonados, de cor amarelo-dourado com matiz verde-musgo. O zircão ocorre como inclusão frequente no quartzo.

A evolução textural dos minerais essenciais e acessórios mostra pelo menos duas fases temporalmente distintas de cristalização mineral, com o quartzo ocorrendo ainda como uma fase intermediária entre o plagioclásio, apatita e opacos, e entre o anfibólio da fase 1 e a biotita da fase 2; o microclínio aparece no final da fase 2 e precede a formação de opacos, já ligados à fase 3.

Os leucogranitos brancos de Jacarepaguá são de granulação grossa, com matriz inequigranular, porfiríticos, de estrutura levemente orientada, com FK (microclínio) (40-45%), plagioclásio (20-30%), quartzo (25-30%) e biotita (< 5%), zircão como fase acessória, carbonato, moscovita, clorita e sericita como minerais de alteração. É comum a presença de intercrescimento mirmequitico.

Em comparação com os granitos rosados, acham-se ausentes acessórios como opacos e apatita. Os leucogranitos são relativamente mais enriquecidos em FK e quartzo, sugerindo corresponder uma faciologia mais evoluída do que a dos granitos, e de colocação aparentemente mais tardia róseos, o que é confirmado pela ocorrência em forma de diques.

O FK (microclínio) é a fase dominante dos minerais essenciais, ocorrendo na matriz e como megacristais pertíticos (até 20 mm), fraturados e com extinção ondulante, contendo inclusões de quartzo, plagioclásio (sericitizado) e apatita desestabilizada em carbonato.

O plagioclásio (entre 25 e 40 mm) ocorre como integrante da matriz, exibindo limites curvos, fraturados, com extinção ondulante, sendo parcialmente sericitizado e com inclusão de zircão.

O quartzo é de forma irregular, em cristais fraturados, com limites curvos e lobados, de extinção ondulante e recuperação de grãos, e ocorre sob forma de coroas ao redor do FK, contendo em geral inclusões de biotita e plagioclásio.

A biotita é pleocróica, de cor parda a amarelada, sendo localmente transformada em moscovita, contendo inclusões de quartzo e zircão (nas bordas), com ausência de opacos.

O zircão ocorre na matriz em contato com quartzo e como inclusões na biotita e plagioclásio.

Os pegmatitos têm textura porfirítica, com intercrescimento mirmequítico, sendo ricos em quartzo (35-40%), FK (microclínio) (30-35%), plagioclásio (20-30%) e biotita (<5%), com zircão, apatita e opacos aparecendo como acessórios, enquanto clorita, moscovita e sericita são as fases de alteração.

O quartzo contitui o arcabouço da matriz e forma coroas ao redor do plagioclásio e do FK. Trata-se de uma fase tardia, deformada (extinção ondulante), contendo inclusão de zircão.

O FK ocorre como integrante da matriz ou como megacristais, poiquilíticos, contendo inclusões de plagioclásio, quartzo, apatita, biotita (cloritizada) e opacos, enquanto os cristais da matriz são mais límpidos, desprovidos de inclusões. Os megacristais preservam a geminação Carlsbad, ao lado da geminação em grade, e ocorrem associados com grande cristais de moscovita (18 mm).

O plagioclásio ocorre na matriz em cristais agrupados, exibindo maclas da albita, parcialmente sericitizadas, com inclusões de quartzo e opacos nas bordas.

A biotita ocorre em pequena quantidade e acha-se transformada em clorita e moscovita, e associa-se a opacos e apatita, contendo inclusões de zircão. Este último, ocorre também na matriz, juntamente com apatita. A sericita altera-se a partir a partir do plagioclásio, a clorita e moscovita, da biotita e FK.

A relações texturais dessas rochas permitem separar duas fases de gerações de FK, quartzo, zircão e apatita (ambas, na matriz e como inclusões), opacos, ou ainda uma terceira fase - de alteração, com clorita e moscovita.

Maciço Sana

Trata-se de um maciço muito homogêneo, com rochas de estrutura maciça, leucocráticas, de cor cinza clara, granulação fina a média, mais raramente grossa, de textura equigranular hipidiomórfica (SN-10, SN-15) ou de tendência porfirítica (SN-16, SN-17, SN-19C) a francamente porfirítica (SN-7, SN-19C), e composição sienogranítica a álcali-feldspato granítica.

Nos tipos porfiríticos predominam megacristais de FK (microclínio) em relação ao plagioclásio, o quais são pertíticos e poiquilíticos.

Na mineralogia essencial predomina FK em relação ao quartzo, seguido pelo plagioclásio e biotita. Possui forma euedral e ocorre incluso no plagioclásio, muitas vezes alterado para moscovita (SN-19C; SN-11). O plagioclásio, comumente sericitizado, mostra-se por vezes zonado (SN-10). o quartzo pode ocorrer em grandes cristais na matriz e exibe com freqüência extinção ondulante.

Os opacos são os acessórios mais abundantes, seguidos pela apatita, zircão, com quantidades menores de allanita. Aparecem como inclusões euedrais na biotita ou como cristais secundários associados a biotita, como produtos de alteração para clorita e moscovita. A apatita ocorre em cristais menores inclusos nos outros minerais ou em cristais maiores, intersticiais. A allanita ocorre em grandes cristais, em geral isolados, prismáticos, euedrais a anedrais, pleocróicos, amarelados com tonalidade marrom a verde clara, exibindo zoneamento interno marcante.

Dos minerais de alteração destacam-se sericita associada ao plagioclásio, clorita a biotita, moscovita a biotita, ou ainda pequenas quantidades de carbonato e zoisita associadas ao plagioclásio.

Do conjunto de lâminas analisadas, três delas (SN-7, SN-11 e SN-19C) destacam-se pelo grau acentuado de alteração de seus minerais, com plagioclásio fortemente sericitizado, biotita cloritizada, opacos como fase secundária, FK transformado em moscovita, com a matriz enriquecida em quartzo.

Maciço Suruí

São distinguidos dois grupos petrográficos distintos: um com textura de recristalização, foliado, mais básico e outro com textura ígnea preservada, orientado, de composição granítica.

O primeiro é rico em máficos, sempre orientados, de granulação média, tendência equigranular, predominância de plagioclásio em relação ao FK (microclínio); com primeiro ocorrendo como megacristais, sericitizados ou não, e o último como integrante da matriz ou intersticial.

Este grupo, enriquecido em em titanita e apatita, com traços de zircão e fluorita, é pobre em opacos.

No segundo grupo, porfirítico, de granulação grossa, predomina FK em relação ao plagioclásio, que ocorre tanto na matriz quanto megacristal (até 25 mm), apresentando extinção ondulante, juntamente com o quartzo. São raros os cristais de biotita e ocorrem de forma isolada. Registram-se ainda sericita associada ao FK e carbonato ao plagioclásio. As amostras são pobres ou desprovidas de máficos e opacos, aparecendo como acessórios (raros) zircão alterado, juntamente com finas agulhas prismáticas, submilimétricas (sillimanita ?), inclusas no plagioclásio.

Petrograficamente, parecem corresponder a duas série distintas: uma extremamente diferenciada, hololeucocrática, de composição álcali-feldspato granítica, desprovidas de máficos e opacos, e outra, menos diferenciada, ainda que pobre em opacos, mas de composição tonalítica, tendo apatita e zircão como acessórios comuns.

Maciço Nova Friburgo

Trata-se de uma maciço bastante homogêneo, com variação faciológica pequena, sendo possível distinguir dois grupos de rochas de composição distinta: um, de composição granítica (sieno a álcali-feldspato granito), que representa o essencial do maciço e, outro, com termos mais básicos, de ocorrência restrita, que inclui rochas de composição quartzo diorítica a quartzo monzodiorítica.

Nos dois grupos predomina textura porfirítica, com matriz de granulação média a grossa, mais raramente média/fina, isótropos e não deformados. São rochas de cor cinza clara, leucocráticas, incluindo também termos hololeucocráticos.

Nos termos de composição granítica o FK (microclínio) é a fase mais importante, seguida pelo quartzo, plagioclásio e biotita. Ocorre na matriz ou como megacristais poiquilíticos, euedrais, pertíticos; com as pertitas na forma de gotas ou prismáticas.

O plagioclásio pode ocorrer como megacristal, porém em tamanho menor do que o FK, ou na matriz, em cristais muitas vezes zonados, centro mais cálcico do que a periferia, podendo também ocorrer sericitizado ou muscovitizado (na parte central), associado a fluorita nos seus traços de clivagem. São comuns cristais com maclas da albita.

Os minerais ferro-magnesianos ocorrem muitas vezes agrupados, com texturas cumuláticas, juntamente com titanita, allanita, apatita e zircão. A biotita acha-se localmente transformada em clorita e moscovita.

Entre os acessórios, titanita, apatita e opacos são os mais abundantes, seguidos pelo zircão e allanita. A apatita e allanita ocorrem em grandes cristais prismáticos (até 1,6 mm) na matriz ou como inclusões nas fases essenciais; a primeira ocorre também como inclusão na segunda; a titanita associa-se com biotita, opacos e apatita; os opacos ocorrem associados a biotita ao lado de outros acessórios, constituindo-se juntamente com eles fases cumuláticas.

Dos minerais de alteração, destacam-se sericita, moscovita e carbonatos associados ao plagioclásio, ou ainda clorita e moscovita, com biotita; e a ocorrência de fluorita associada ao plagioclásio e moscovita (NF-4A, NF-6A, NF-6B).

Maciço Mambucaba

Neste maciço são distinguidas duas faciologias: uma de composição mais básica, de ocorrência restrita, e outra de composição ácida, que forma o essencial do maciço.

A primeira faciologia é rica em máficos, com predomínio de textura intergranular, rica em plagioclásio (andesina), com anfibólio, biotita e opacos ocupando os espaços entre os cristais de plagioclásio; o anfibólio acha-se desestabilizado em biotita, formando fases cumuláticas; o quartzo ocorre em pequena quantidade como integrante da matriz e intersticial ou intercrescido com plagioclásio, formando mirmequita. Titanita, apatita e opacos são os acessórios abundantes, com zircão sendo mais raro.

A segunda faciologia é de tendência porfirítica, com microclínio de até 10 mmm, pertítico e poiquilítico, com matriz equi e inequigranular (por domínios), de granulação fina a média, sendo comum arranjos em mosaico. O plagioclásio faz parte da matriz e encontra-se por vezes sericitizado. O quartzo exibe extinção ondulante, com a biotita sendo desestabilizada em clorita.Os acessórios incluem opacos, allanita, apatita, zircão e traços de fluorita. Os minerais de alteração são carbonato, sericita e moscovita. A composição dominante é sienogranítica.

Nesta faciologia são comuns plagioclásio da matriz com maclas da albita, contendo inclusões de apatita e zircão. Nos cristais de microclínio ocorrem pertitas finas, emforma de fibras, filetes, gotas ou ainda em manchas. A biotita é formada pela desestabilização de anfibólio. Dentre os acessórios, destacam-se grandes cristais e allanita, zonados internamente, a abundância em apatita, seguido por opacos e, mais raramente, zircão. Os minerais de alteração são sericita e carbonato associados ao plagioclásio, clorita e moscovita, a biotita.

Petrograficamente, é difícil separar as duas faciologias acima. As texturas não são deformadas, e tanto uma quanto a outra mostram a mesma abundância em apatita e opacos. Diferem, entretanto, pela presença de allanita na última faciologia e pela composições contrastantes. A faciologia de tendência porfirítica é semelhante ao Nova Friburgo em termos de textura e de composição, diferindo porém pela ausência de titanita e zoneamento dos plagioclásios. Mostra-se comparável as faciologias mais evoluídas do Pedra Branca, em termos texturais, composicionais e acessórios.

Maciço Mangaratiba

De forma análoga ao Mambucaba, podem-se ser distinguidas duas faciologias: uma de composição quartzo diorítica a tonalítica e outra granítica, ambas com textura em geral não porfirítica e hipidiomórfica.

As duas faciologias possuem granulação média, de tendência equigranular, com predomínio de FK (microclínio) em relação ao plagioclásio.

A primeira faciologia contém glomérulos de biotita e anfibólio, como fases cumuláticas, sendo empobrecida em FK, porém com quantidades apreciáveis em quartzo na matrizdas.

Dentre os acessórios, predominam opacos e apatita (até 0,9 mm), sendo mais raro zircão, numa relação de cerca de 20:1.

Na segunda faciologia, o plagioclásio encontra-se em estágio avançado de alteração (sericitizado), formando com o FK arranjos em mosaico, com textura hipidiomórfica. Zircão e opacos aparecem como acessórios comuns, enquanto carbonato, moscovita e clorita ocorrem com minerais de alteração, com estes últimos formados a partir da biotita.

Em comparação com o Mambucaba, as duas faciologias do Mangaratiba são mais enriquecidas em quartzo, com a fácies granítica sendo mais empobrecida em máficos, e o plagioclásio exibindo grau mais avançado de sericitização, e com ausência de allanita. A fácies granítica é muito semelhante textural e composicionalmente ao Nova Friburgo, diferindo pela ausência de titanita e zoneamento dos plagioclásios, sendo também idêntica aos termos mais evoluídos do Pedra Branca, inclusive com as mesmas fases acessórias.

APÊNDICE B- Modelo de tratamento geoquímico adotado para as amostras dos diferentes maciços estudados

GRANITÓIDE PRÉ-F2

SERRA DOS ÓRGÃOS

Foram analisadas 31 amostras para este maciço, das quais, quando lançadas no diagrama de classificação de Debon & Le Fort (1983), 15 situam-se no campo dos granitos (SO-3B, SO-3C, SO-4O, SO-43, SO-41B, SO-45A, SO-45B, SO-53C, SO-57, SO-59, SO-60B, SO-110A, SO-110B, SO-112A, SO-112B), cinco nos adamelitos (SO-3A, SO-3D, SO-42, SO-46A, SO-56), três nos granodioritos (3F, 58,61) e cinco nos tonalitos (S0-53A, 53B, 60A, 62, 63). As amostras SO-3E, SO-45C e SO-44 situam-se fora dos campos de classificação deste diagrama.

No diagrama de classificação de Middlemost (1985), quatro amostras situam-se no campo dos granodioritos (SO-46A, SO-58, SO-61 e SO-112B), três no dos tonalitos (SO-3F, SO-53A e SO-60A), com três delas situadas abaixo deste campo (SO-53B, SO-62 e SO-63), enquanto as demais, situam-se no campo dos granitos.

COMPORTAMENTO DOS ALCALIS, Al2O3 e Ga

Dos metais alcalinos, o CaO, Sr, Ba, MgO e Na20 apresentam correlação negativa com a diferenciação, enquanto para K20, Rb e Cs o comportamento é oposto, aumentando com a diferenciação.

Na comparação entre os diferentes tipos composicionais, nota-se que os granitos são mais empobrecido em CaO (0,21-3,93%), Na20 (1,47-2,84%), MgO(0,02 -0,91%) e Al2O3 (13,21-14,25%), sendo mais enriquecidos em K20 (4,22-8,52%) e Rb (73-244 ppm), com teores mais ou menos equivalentes em Sr (74-317 ppm), Ba (323-1680 ppm), Cs (5-13 ppm) e Ga (11-22 ppm). A amostra SO-44 é empobrecida em Sr (7 ppm), Ba (44 ppm) e Al203 (12,21%), sendo enriquecida em Si02 (79,03%), enquanto a SO-45A e a SO-45C são empobrecidas em K2O (2,86%) e CaO (0,21%), respectivamente.

O CaO e o MgO apresentam comportamento semelhante nos diagramas, com a maioria das amostras exibindo bom alinhamento. Nota-se, entretanto, que a curva do CaO é ligeiramente mais inclinada do que a do MgO.

Duas amostras de tonalitos (SO-60A, SO-62) são mais enriquecidas em CaO, sendo cerca de 2X acima do valor esperado para este elemento; a primeira amostra, com 4,18% em MgO, é cerca de 3X acima do valor esperado

Duas amostras de granodiorito (SO-3F, SO-61) são ligeiramente mais elevadas em MgO, com a última sendo também mais elevada em CaO, cerca de 2X o valor esperado. A amostra SO-112B, de granito, é mais empobrecida nestes dois elementos, sendo contudo mais acentuado em CaO.

O Sr mostra uma certa dispersão no diagrama, com a maioria das amostra situadas no intervalo de 100-350 ppm. Embora de correlação duvidosa, pode-se delinear dois alinhamentos, com ambas as curvas tendo a mesma inclinação. O granodiorito SO-61, com 278 ppm de Sr, é cerca de 2X mais enriquecido em relação ao valor esperado na curva superior. Por outro lado, o granito SO-44, acha-se extremamente empobrecido neste elemento (7 ppm).

Observa-se também dispersão no diagrama do Ba. Apenas o grupo dos granitos, com TiO2 entre 0,037 e 0,169 ppm, exibe um bom alinhamento, cujos teores neste elemento situam-se entre 544 e 568 ppm; três amostras de tonalito (SO-53A, SO-62, SO-63), uma de granodiorito (SO-3F), com valores em Ba em torno de 500ppm, são mais empobrecidas do que os granitos, com teores equivalentes em TiO2. Este conjunto de amostras pode fazer parte de um outro *trend* mais empobrecido que os granitos; o granodiorito SO-61, com 2300 ppm em Ba, é cerca de 3X mais enriquecido do que o valor observado no *trend* dos granitos. A amostra SO-43 de granito, acha-se também muito enriquecida em Ba, enquanto o SO-112B parece não se alinhar em nenhuma das curvas.

O K20 e o Rb possuem comportamento semelhante. Duas amostras de granito (SO-59, SO-112B) são muito enriquecidas nestes dois elementos, cerca de 4-5X ao de amostras com teores equivalentes em TiO2. A maioria das amostras possui teor em Rb no intervalo de 50-250 ppm. Para K2O, a variação situa-se entre 1-6%, com apenas três delas situando-se acima deste valor, os granitos SO-112A, com 6,95%, o SO-3E, com 8,31% e o SO-45C, com 8,52%. Conforme esperado, as amostras de granodiorito (SO-3F, SO-58, SO-61) e de tonalito (SO-53A, SO-53B, SO-60A, SO-62, SO-63) apresentam os valores mais baixos em K20, em geral inferiores a 3,0%, com os granodioritos entre 2-3%; os tonalitos entre 0,90% e 1,66%, enquanto a maioria dos granitos situa-se entre 3,0-6,0%.

A distribuição do K20, apesar de refletir fenômenos de acumulação, pois muitas das amostras posseum uma textura com tendência porfirítica, traduzindo assim dois níveis diferentes de enriquecimento neste elemento: uma curva superior, reunindo os tonalitos SO-62 e S0-63, os granodioritos SO-3F e SO-58, os adamelitos SO-42 e SO-46A e vários granitos; e uma curva inferior, onde se alinham os tonalitos SO-53A e SO-60A, o granodiorito SO-61, o adamelito SO-56 e os granitos SO-3F e SO-44, embora esta última amostra plote fora do diagrama.

Apesar da dispersão exibida por estes elementos, o comportamento geral dos mesmos é como elemento incompatível.

Para o Cs, distingue-se um grupo de amostras com teores mais baixos situados entre 5-10 ppm e, outro, com valores ao redor de 15 ppm. Num grupo de seis amostras não foi detectado a presença deste elemento. O primeiro grupo sugere uma evolução mais o menos constante durante a diferenciação; o outro (curva superior), devido ao número reduzido de amostra é dificil definir uma tendência.

Para o Na2O, a maioria das amostras situa-se no intervalo de 2-3% Duas amostras caem fora do diagrama (SO-62 e S0-45C), sendo justamente aquelas mais empobrecidas neste elemento, respectivamente, 1,47% e 1,71%. Os difentes tipos composicionais apresentam teores equivalentes neste elemento, sendo portanto impossível diferenciá-los com base no mesmo. Apesar, nota-se um decréscimo do Na2O com a diferenciação.

ELEMENTOS DE TRANSIÇÃO

Os elementos de transição têm, no geral, comportamento semelhante, mostrando decréscimo com a diferenciação. Apenas o Nb mostra comportamento diferente dos demais. O Pb cresce durante a diferenciação; o Sn contém valores abaixo do limite de detecção, assim como a maioria das amostras analisadas para Cu.

Comparando-se os diferentes tipos composicionais, nota-se que os granitos e adamelitos são mais empobrecidos em Fe2O3, com teores em geral entre 0,26 e 3,83%, com apenas duas delas possuindo teores mais elevados neste elemento, o granito SO-45A, com 7,63% , e o adamelito SO-46A, com 5,98%. São rochas com anfibólio e biotita e que exibem textura cumulática na amostra SO-46A. Para os demais elementos de transição, ocorre superposição dos teores.

O Zr e o Hf exibem comportamento idêntico, mostrando uma quebra nas curvas na passagem dos tonalitos e granodioritos para os granitos. O granodiorito SO-3F e os tonalitos SO-62 e SO-63 são empobrecidos nestes dois elementos, sendo mais acentuado no S0-62 (5-6X). Estas amostras podem mesmo fazer parte de outra série. O teor em Zr varia de 39 a 765 ppm, o de Hf de 3,1 a 16 ppm (Apêndice C).

O Y decresce com a diferenciação e mostra grande dispersão para os tonalitos e granodioritos. O tonalito S0-62 é extremamente baixo em Y(1/2 do valor esperado), enquanto o granodiorito SO-3F e o granito SO-57 são muito enriquecidos (~ 3X). Os granitos possuem teores ao redor de 20 ppm, enquanto nos tonalitos, de 40 ppm. O granodiorito SO-61 situa-se junto com os granitos.

Para o Nb, a curva de evolução dos granodioritos e tonalitos é diferente dos granitos. Àquela mostra um enriquecimento com a diferenciação e, esta, um empobrecimento. Na

primeira curva alinha-se também o granito SO-45A. Com exceção das amostras de duas amostras de granito (SO-59 e SO-112B) que apresentam teores mais elevados em Nb, ao redor de 30 ppm, as demais situam-se entre 7,8 e 20 ppm (Apêndice C.). Esta diferença de evolução pode traduzir ou duas séries diferentes ou a cristalização de uma fase mineral que incorpora Y quando da passagem para os granitos. Nota-se, por exemplo, que nos tonalitos, e numa amostra de granito (SO-45A), a allanita não foi registrada petrograficamente, ao contrário dos granitos, onde ela é a fase acessória freqüente.

As curvas do Fe2O3 e do MnO têm comportamento semelhante e exibem um bom alinhamento para o conjunto das amostras. Nota-se que, em ambos os casos, há um decréscimo rápido com a diferenciação. Duas amostras de granito, a S0-59 e SO-112B, são empobrecidas nestes dois elementos, com a última sendo mais acentuada do que a primeira. A maior parte dos granitos possui teores baixos em Fe203 (1% e 2%) e MnO (0,02% e 0,06 %); os tonalitos SO-62 e SO-63 são muito elevados neste dois elementos, entre 8,84 e 9,29% e entre 0,156 e 0,181%, respectivamente. Os granodioritos variam no intervalo de 3, 66 a 8,17% em Fe203 e de 0,08 a 0,16% em MnO (Apêndice C).

O Ni sugere duas curvas subparalelas com crescimento suave durante a diferenciação. Uma engloba a maioria dos granitos e a outra engloba duas amostras de tonalito (S0-53A e S0-63), duas de granito (S0-57 e S0-45A) e uma de granodiorito (S0-3F). O tonalito S0-62 é bastante enriquecido neste elemento(~4X). O teor em Ni na amostras encontra-se ao redor de 5 ppm .

Apenas três amostras apresentaram teores em Cu, as demais encontram-se abaixo do limite de detecção do equipamento utilizado.

Lantanídeos

O Ce e o La apresentam o mesmo tipo de comportamento, com decréscimo suave com a diferenciação. O granito S0-59, com 400 ppm em Ce e 214 em La mostra-se enriquecido nestes elementos (~2X) (Apêndice C). Isto ocorre também com o granito S0-110A, porém de forma menos acentuada. Nota-se uma curva superior, que reúne os granitos e uma amostra de tonalito (S0-53A) e, outra, inferior, que rúne os tonalitos S0-62 e SO-63 e granodioritos SO-3F e SO-61. Os teores nestes elementos são em geral mais elevados nos granitos, entre 50 e 100 ppm, em La, e entre 100 e 240 ppm, em Ce; no tonalitos e granodioritos situam-se entre 15 a 35 ppm e 25 a 75 ppm, respectivamente (Apêndice C)

Actinídeos

O Th e U apresentam também o mesmo tipo de comportamento, porém com apenas uma curva de evolução. Nos granitos, estes elementos comportam-se como elementos incompatíveis. Os tonalitos e granodioritos possuem teores em U igual ou inferior a 5 ppm e, em Th, sempre inferior a 10 ppm. Os granitos podem chegar a 25 ppm em U e 87 em Th. O granito S0-59, com 53 ppm em Th, mostra-se extremamente enriquecido neste elemento (~5X).

Discussão

A análise global dos diagramas tipo *Harker* evidencia - para os diferentes tipos composicionais - grande dispersão de elementos como Rb, Sr, Ba, Cs, K20, CaO, Al203 e Na20, como reflexo do efeito de acumulação de feldspatos nessas rochas. Nota-se, por exemplo, que várias amostras enriquecidas em Al203, são igualmente em CaO e vice-versa. Isto acontece também com o K20 e Rb.

Este mesmo tipo de dispersão também é observado em grande parte dos elementos de transição e no grupo dos lantanídeos. Várias amostras exibem texturas cumuláticas de minerais Fe-Mg. Da mesma forma, isto também ocorre com a apatita. Destaca-se, nessas rochas, presença sistemática de grandes cristais euhedrais de allanita.

As curvas de evolução mostram quebras e mudanças de inclinação na passagem dos tonalitos/granodioritos para os granitos, conforme exemplificado nos diagramas do Hf, Zr e Nb, neste último ocorrendo inclusive inversão do sentido de evolução da curva.

Nota-se, também, o alinhamento de três amostras - duas de tonalito (SO-62 e SO-63) e uma de granodiorito (SO-3F) - em vários diagramas de elementos traços, como do Ce, La, Hf , Zr, Nb e Ba, sugerindo outra curva de evolução, com teores nestes elementos sempres inferiores aos da curva principal, à exceção da curva do Cs, onde os teores são mais elevados. Nestas amostras, não foram registradas allanita.

Algumas amostras se dispõem fora das curvas de evolução dos diagramas analisados, traduzindo assim um tipo de evolução diferente das amostras representativas da linha de evolução do líquido magmático.

Das amostras mais críticas, relacionam-se duas de granito (S0-59, SO-112B), duas de tonalito (SO-62, SO-63) e duas de granodiorito (SO-3F e SO-61). Estas amostras são enriquecidas em vários elementos: os granitos em K20, Rb, Nb, e Th, ou ainda em Ni e Zr (SO-59), La, Ce, Sr e Pb; os tonalitos em CaO e Al203, ou ainda em MgO, Ni e Cu (S0-62); o granodiorito SO-61, em MgO, Rb e Y, enquanto o SO-61 é em MgO, CaO, P205, Sr e Ba. O granito SO-59 é empobrecido em MnO e Fe2O3, o SO-112B em MnO, MgO, CaO, Na2O, Y

e Hf; os tonalitos, além do P205 (SO-62) e Na20 (SO-63), juntamente com o granodiorito SO-3F, são empobrecidos também em Ce, La, Hf e Zr; o granodiorito SO-61 é empobrecido em Ce, La e Th. Outras amostras, menos problemáticas, são enriquecidas em um ou outro elemento, como a SO-3E, em Al203 e K2O; a SO-60A, em CaO; a SO-45C, em K20; a SO-56, em P2O5; a SO-87, em Th; a SO-11OA, em Ce e U; a SO-112A, em Al203; a SO-57, em Y. Mostram-se, às vezes, empobrecidas em algum elemento, como a SO-53, em Al203 e Zn; a SO-45C , em Na2O; a SO-44 e SO-57, em Al203, respectivamente.

Petrograficamente, várias dessas amostras exibem feições texturais e mineralógicas compatíveis com o enriquecimento em certos elementos, como por exemplo, a SO-59, com textura porfirítica (localmente), muito enriquecida em microclínio (entre 40 e 50%); a SO-61, com textura cumulática de anfibólio e apatita, ou ainda os tonalitos com ausência de allanita.

APÊNDICE C - Tabela dos dados litogeoquímicos

äFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:14

Sample	Ni70	Ni71	Ni68C	Ni68E	Ni68D	Ni67C
SiO12	73.13	73.79	73.15	74.14	77.46	77.94
TiO12	0.36	0.25	0.19	0.11	0.08	0.07
Al12O13	14.34	14.26	14.61	14.78	12.69	13.22
Fe12O13	2.67	1.70	1.80	1.30	1.34	0.35
MnO	0.04	0.03	0.04	0.05	0.06	0.02
MgO	0.74	0.26	0.41	0.13	0.06	0.07
CaO	1.91	1.07	1.49	1.01	0.29	1.24
Na12O	2.25	1.86	2.03	2.08	1.90	2.16
K12O	4.67	6.87	5.31	6.87	6.15	5.81
P12O15	0.15	0.09	0.20	0.06	0.05	0.13
Total	100.27	100.18	99.22	100.54	100.07	101.01
LOI	0.42	0.96	0.09	0.57	0.20	0.54
Mg #	35.44	23.25	31.09	16.53	8.15	28.37
Ni	9	2	3	3	3	3
Cu	5	3	1	2	4	1
Pb	-	36	29	36	29	36
Zn	38	24	26	18	19	10
Sn	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01
W	-	-	0.01	5.90	5.10	0.01
Rb	-	220	163	225	277	168
Cs	-	-	0.01	0.01	0.01	0.01
Ba	572	340	604	295	36	567
Sr	121	82	132	43	16	138
Ga	-	16	16	16	16	13
Nb	19.8	11.0	8.6	5.4	5.4	5.9
Hf	-	9.00	6.60	6.90	5.40	6.20
Zr	-	115	103	81	72	19
Y	34	15	24	52	61	2
Th	4.65	27.00	16.10	10.60	13.70	1.44
U	-	-	0.01	3.30	0.01	0.01
La	-	58.00	51.10	33.50	27.30	22.20
Ce	72.80	106.00	81.40	52.60	39.50	16.70
Density	2.34	2.32	2.33	2.31	2.30	2.30

äFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:13

Sample	Ni72E	Ni68B	Ni69	Ni72F	Ni67A	Ni72B
SiO12	61.89	64.73	67.67	68.65	70.76	69.46
TiO12	1.18	1.12	0.93	0.72	0.60	0.59
Al12O13	16.18	15.81	14.66	14.86	14.55	14.56
Fe12O13	7.61	6.31	6.19	4.82	4.85	3.93
MnO	0.09	0.07	0.09	0.07	0.08	0.05
MgO	2.00	1.56	2.76	1.07	1.39	0.90
CaO	3.90	3.68	2.82	2.42	2.67	2.31
Na12O	2.91	2.59	2.00	2.37	2.09	2.40
K12O	2.33	2.57	1.80	4.58	3.52	4.35
P12O15	0.48	0.45	0.08	0.34	0.27	0.28
Total	98.57	98.89	99.00	99.90	100.78	98.82
LOI	0.50	1.08	0.60	0.25	0.27	0.50
Mg #	34.23	32.87	46.89	30.54	36.21	31.20
Ni	8	12	44	6	8	6
Cu	23	3	25	4	7	6
Pb	19	20	22	22	25	24
Zn	101	83	102	64	64	50
Sn	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
W	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	3.30
Rb	195	157	98	226	128	192
Cs	13.30	5.70	0.01	7.80	0.01	0.01
Ba	437	330	395	548	479	454
Sr	165	141	169	163	135	143
Ga	20	23	22	22	18	20
Nb	22.8	31.0	17.0	22.7	13.8	16.4
Hf	7.60	19.40	10.50	8.70	6.80	7.20
Zr	244	910	263	263	198	222
Y	44	60	37	33	31	26
Th	14.40	31.90	19.50	5.20	17.90	8.20
U	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
La	63.50	98.00	63.10	47.80	54.10	52.10
Ce	122.30	199.30	115.40	93.20	96.90	80.30
Density	2.43	2.41	2.40	2.37	2.37	2.36

äFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:13

Sample	Ab38B	AG	AG127D	AG125	AG20C	AG20B
SiO12	68.56	73.27	70.84	65.11	64.40	62.61
TiO12	0.66	0.30	0.39	0.64	0.78	0.85
Al12O13	14.89	13.03	13.07	15.91	15.90	16.25
Fe12O13	3.95	2.61	2.88	4.96	5.79	6.61
MnO	0.06	0.04	0.05	0.07	0.08	0.09
MgO	1.67	0.60	0.68	1.40	1.63	1.87
CaO	2.89	2.96	2.36	3.49	4.49	4.75
Na12O	2.57	2.14	1.91	2.32	2.34	2.36
K12O	4.58	2.70	4.02	3.60	2.32	2.36
P12O15	0.31	0.09	0.14	0.25	0.24	0.24
Total	100.14	97.74	96.34	97.75	97.97	97.99
LOI	0.36	0.43	0.57	0.56	0.35	0.47
Mg #	45.57	31.28	31.86	35.86	35.80	35.91
Ni	17	7	-	9	-	-
Cu	3	-	-	-	-	-
Pb	29	15	-	-	-	-
Zn	57	33	-	71	-	-
Sn	0.01	-	-	-	-	-
W	-	5.00	-	4.00	-	-
Rb	119	73	-	110	-	-
Cs	0.01	13.00	-	-	-	-
Ba	1640	615	-	-	-	-
Sr	882	169	-	223	-	-
Ga	19	14	-	19	-	-
Nb	13.0	8.5	-	13.0	-	-
Hf	9.50	7.60	-	8.10	-	-
Zr	229	150	-	204	-	-
Y	15	9	-	5	-	-
Th	12.50	3.10	-	-	-	-
U	0.01	-	-	-	-	-
La	66.60	32.00	-	-	-	-
Ce	116.00	43.00	-	-	-	-
Density	2.37	2.34	2.34	2.39	2.41	2.42

äFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:12

Sample	AG20A	AG23B	AG127H	Ab38C	Ab36B	Ab38D
SiO12	63.21	58.43	48.99	59.56	77.47	75.49
TiO12	0.94	1.10	1.72	1.04	0.06	0.15
Al12O13	15.51	16.61	17.57	16.11	13.09	14.21
Fe12O13	6.93	8.35	10.12	6.36	0.88	1.50
MnO	0.09	0.12	0.16	0.10	0.05	0.03
MgO	2.03	2.39	4.70	3.85	0.02	0.17
CaO	4.58	4.67	7.47	5.08	0.86	1.44
Na12O	2.24	2.28	2.67	2.83	2.10	2.62
K12O	2.32	2.79	2.79	3.84	5.67	4.91
P12O15	0.33	0.35	0.65	0.52	0.03	0.05
Total	98.17	97.09	96.84	99.29	100.22	100.56
LOI	0.36	0.67	1.02	0.67	0.13	0.33
Mg #	36.71	36.18	47.91	54.52	4.31	18.33
Ni	13	-	31	45	4	-
Cu	-	-	31	7	-	-
Pb	14	-	16	16	36	28
Zn	84	-	84	55	11	15
Sn	-	-	-	0.01	0.01	0.01
W	6.00	-	-	-	-	-
Rb	117	-	118	106	321	98
Cs	17.00	-	14.00	7.70	0.01	0.01
Ba	550	-	835	1523	57	943
Sr	207	-	540	540	30	643
Ga	21	-	17	16	19	17
Nb	16.0	-	18.0	13.0	27.0	13.0
Hf	8.80	-	5.00	5.80	5.20	6.20
Zr	236	-	157	125	80	137
Y	26	-	30	19	50	13
Th	9.20	-	6.00	3.50	32.00	32.00
U	4.70	-	-	0.01	10.00	-
La	54.00	-	54.00	37.30	30.90	56.50
Ce	93.00	-	113.00	65.60	37.30	95.10
Density	2.42	2.45	2.53	2.44	2.30	2.32

äFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:11

Sample	Ab38A	Ab34	Ab37	Ab35	Ab38B	AG
SiO12	73.44	73.93	72.41	71.13	68.56	73.27
TiO12	0.30	0.35	0.40	0.44	0.66	0.30
Al12O13	13.74	14.10	15.02	13.85	14.89	13.03
Fe12O13	2.12	2.40	3.08	2.88	3.95	2.61
MnO	0.03	0.04	0.05	0.04	0.06	0.04
MgO	0.51	0.42	0.88	0.56	1.67	0.60
CaO	1.10	1.26	2.69	1.38	2.89	2.96
Na12O	1.79	2.28	2.98	1.87	2.57	2.14
K12O	6.75	5.73	2.77	5.91	4.58	2.70
P12O15	0.17	0.16	0.18	0.17	0.31	0.09
Total	99.95	100.67	100.46	98.24	100.14	97.74
LOI	0.19	0.38	0.16	0.37	0.36	0.43
Mg #	32.27	25.74	36.14	27.80	45.57	31.28
Ni	4	4	9	7	17	7
Cu	-	0	6	0	3	-
Pb	27	25	18	25	29	15
Zn	26	26	39	31	57	33
Sn	-	6.20	0.01	0.01	0.01	-
W	-	3.10	-	0.01	-	5.00
Rb	192	346	126	305	119	73
Cs	6.20	0.01	0.01	9.00	0.01	13.00
Ba	702	359	583	5118	1640	615
Sr	237	107	294	143	882	169
Ga	14	19	18	17	19	14
Nb	9.8	20.4	10.0	17.0	13.0	8.5
Hf	11.00	8.40	8.90	8.10	9.50	7.60
Zr	197	209	177	275	229	150
Y	15	30	15	38	15	9
Th	30.00	41.50	22.00	49.10	12.50	3.10
U	0.01	3.40	0.01	3.30	0.01	-
La	70.10	101.00	45.90	173.60	66.60	32.00
Ce	120.40	183.90	77.20	291.40	116.00	43.00
Density	2.32	2.33	2.35	2.33	2.37	2.34

äFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:10

Sample	BJ117B	BJ118C	BJ119E	BJ119C	BJ119D	BJ117D
SiO12	70.28	72.38	75.00	73.30	72.86	74.39
TiO12	0.23	0.20	0.14	0.13	0.09	0.04
Al12O13	14.13	13.94	13.54	13.27	13.52	13.44
Fe12O13	2.44	1.35	0.93	0.81	1.29	0.73
MnO	0.07	0.03	0.03	0.03	0.05	0.05
MgO	0.47	0.38	0.17	0.13	0.19	0.09
CaO	2.52	1.10	1.41	1.21	0.97	0.97
Na12O	2.19	1.45	1.65	1.86	1.61	1.84
K12O	4.02	7.87	6.71	6.05	7.11	6.36
P12O15	0.07	0.23	0.18	0.09	0.09	0.08
Total	96.42	98.93	99.76	96.88	97.78	97.99
LOI	0.74	0.25	0.41	0.29	0.36	0.23
Mg #	27.61	35.79	26.58	24.12	22.58	19.62
Ni	3	-	4	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-
Pb	29	-	31	-	-	-
Zn	32	-	13	-	-	-
Sn	-	-	-	-	-	-
W	8.00	-	7.80	-	-	-
Rb	121	-	222	-	-	-
Cs	5.00	-	-	-	-	-
Ba	310	-	-	-	-	-
Sr	90	-	144	-	-	-
Ga	16	-	13	-	-	-
Nb	7.5	-	3.1	-	-	-
Hf	8.10	-	4.50	-	-	-
Zr	141	-	47	-	-	-
Y	15	-	14	-	-	-
Th	12.00	-	11.00	-	-	-
U	5.50	-	-	-	-	-
La	44.00	-	-	-	-	-
Ce	68.00	-	-	-	-	-
Density	2.34	2.31	2.31	2.31	2.31	2.30

ääFile Name C:\NEWPET\ROMP.ROC
06-02-1997 08:39:10

Sample	BJ119I	BJ27	BJ25	BJ119B	BJ117C	BJ124
SiO12	57.33	64.39	61.13	66.99	66.78	70.83
TiO12	1.21	0.86	0.83	0.74	0.59	0.47
Al12O13	17.04	16.12	17.98	15.42	14.65	13.56
Fe12O13	9.55	5.45	5.69	4.92	4.32	3.04
MnO	0.17	0.07	0.07	0.08	0.07	0.04
MgO	3.14	1.64	1.84	1.48	1.08	0.80
CaO	5.90	5.55	6.16	4.04	3.37	3.07
Na12O	2.57	2.18	2.27	2.59	2.58	1.74
K12O	1.08	1.31	1.60	2.24	2.60	3.54
P12O15	0.41	0.16	0.27	0.24	0.23	0.10
Total	98.40	97.73	97.84	98.74	96.27	97.20
LOI	-	0.11	0.24	0.36	0.72	0.88
Mg #	39.44	37.34	39.04	37.33	33.11	34.26
Ni	14	8	12	-	5	6
Cu	24	6	6	-	-	-
Pb	18	12	14	-	23	16
Zn	106	66	61	-	74	38
Sn	-	-	-	-	-	-
W	9.00	-	6.00	-	7.00	5.00
Rb	49	44	59	-	109	97
Cs	-	-	9.00	-	5.00	-
Ba	375	-	580	-	338	-
Sr	210	310	282	-	143	169
Ga	23	20	21	-	19	16
Nb	19.0	10.6	12.0	-	15.0	8.7
Hf	-	7.30	9.00	-	5.10	7.30
Zr	158	236	287	-	181	178
Y	77	8	10	-	20	7
Th	-	18.00	6.00	-	7.30	4.40
U	-	-	4.00	-	-	-
La	40.00	-	54.00	-	44.00	-
Ce	88.00	-	89.00	-	72.00	-
Density	2.48	2.42	2.44	2.39	2.38	2.35

äääFile Name C:\NEWPET\ROMS03.ROC
06-02-1997 08:29:15

Sample	SO44	SO56	SO41B	SO60B	SO110A	SO3C
SiO12	79.03	73.20	75.56	75.15	73.80	73.74
TiO12	0.04	0.11	0.13	0.14	0.15	0.16
Al12O13	12.21	15.08	13.82	13.42	13.21	13.91
Fe12O13	0.91	1.09	1.22	1.23	1.53	1.53
MnO	0.03	0.04	0.03	0.04	0.04	0.05
MgO	0.02	0.17	0.13	0.07	0.07	0.19
CaO	0.42	1.43	0.73	1.17	1.34	1.09
Na12O	2.72	2.81	2.53	2.17	2.11	2.08
K12O	4.22	3.79	5.24	5.06	5.01	5.91
P12O15	0.02	0.12	0.05	0.05	0.03	0.07
Total	99.61	97.85	99.44	98.49	97.30	98.73
LOI	0.24	0.50	0.21	0.91	0.36	0.40
Mg #	4.17	23.60	17.43	10.13	8.53	19.74
Ni	5	5	-	4	4	3
Cu	-	-	-	-	4	-
Pb	24	38	-	51	64	37
Zn	38	36	-	22	23	32
W	10.00	6.00	-	10.00	9.00	4.00
Rb	115	171	-	223	244	234
Cs	-	-	-	-	13.00	5.00
Ba	44	218	-	323	414	545
Sr	7	101	-	102	168	120
Ga	20	19	-	18	22	19
Nb	10.0	10.0	-	15.0	21.0	8.4
Hf	4.60	8.00	-	6.10	9.00	7.50
Zr	39	52	-	107	195	118
Y	25	13	-	18	22	16
Th	10.00	7.50	-	45.00	87.00	50.00
U	5.50	4.80	-	7.00	25.00	13.00
La	24.00	22.00	-	60.00	107.00	71.00
Ce	38.00	40.00	-	105.00	182.00	141.00
Density	2.30	2.32	2.31	2.31	2.32	2.32

äFile Name C:\NEWPET\ROMS03.ROC
06-02-1997 08:29:16

Sample	SO43	SO61	SO40	SO57	SO60A	SO42
SiO12	72.37	69.64	72.39	72.53	68.20	66.39
TiO12	0.19	0.25	0.30	0.31	0.34	0.53
Al12O13	14.31	15.15	14.24	12.93	15.70	15.34
Fe12O13	2.04	3.66	3.13	3.15	4.30	5.31
MnO	0.04	0.08	0.06	0.02	0.09	0.09
MgO	0.18	0.62	0.22	0.12	0.34	0.56
CaO	1.73	3.37	1.77	1.46	4.15	2.66
Na12O	2.67	2.50	2.71	2.55	2.88	2.84
K12O	4.65	3.06	4.72	4.77	1.66	4.42
P12O15	0.08	0.16	0.10	0.08	0.11	0.16
Total	98.26	98.49	99.63	97.91	97.76	98.31
LOI	0.85	0.27	0.16	0.41	0.29	0.21
Mg #	14.87	25.12	12.22	7.02	13.54	17.28
Ni	4	4	-	3	-	-
Cu	-	-	-	-	-	-
Pb	21	-	-	23	-	-
Zn	34	51	-	59	-	-
W	7.00	8.00	-	11.00	-	-
Rb	92	62	-	146	-	-
Cs	-	-	-	9.00	-	-
Ba	1390	-	-	1001	-	-
Sr	137	278	-	74	-	-
Ga	17	15	-	18	-	-
Nb	8.4	7.8	-	17.0	-	-
Hf	7.10	9.10	-	11.00	-	-
Zr	192	239	-	293	-	-
Y	17	22	-	60	-	-
Th	11.00	-	-	14.00	-	-
U	3.20	-	-	5.00	-	-
La	60.00	-	-	77.00	-	-
Ce	101.00	-	-	136.00	-	-
Density	2.33	2.36	2.34	2.33	2.38	2.37

äFile Name C:\NEWPET\ROMS03.ROC
06-02-1997 08:29:17

Sample	SO59	SO45A	SO3F	SO62	SO63	SO112B
SiO12	69.26	69.26	61.85	55.30	58.34	64.54
TiO12	0.64	0.64	0.84	0.96	0.97	1.11
Al12O13	14.07	14.07	15.46	17.39	18.10	14.53
Fe12O13	3.83	3.83	8.17	9.29	8.84	0.26
MnO	0.07	0.07	0.16	0.16	0.18	0.07
MgO	0.60	0.60	1.81	4.18	1.64	1.17
CaO	2.29	2.29	4.10	8.01	6.54	2.75
Na12O	2.07	2.07	2.98	1.71	2.99	2.04
K12O	5.33	5.33	2.06	1.38	1.10	4.94
P12O15	0.21	0.21	0.27	0.25	0.31	0.42
Total	98.36	98.36	97.69	98.62	99.01	91.82
LOI	0.57	0.57	0.27	0.56	0.18	0.68
Mg #	23.68	23.68	30.49	47.12	26.87	89.91
Ni	6	6	5	17	4	9
Cu	-	-	-	10	-	5
Pb	45	37	14	11	15	28
Zn	69	113	120	80	95	101
W	7.00	4.00	8.00	6.00	8.00	7.00
Rb	239	73	142	50	29	208
Cs	7.00	6.00	17.00	15.00	13.00	6.00
Ba	1315	1590	530	500	530	1680
Sr	306	179	156	281	352	317
Ga	21	20	21	18	21	21
Nb	31.0	19.0	16.0	9.3	12.0	30.0
Hf	12.00	14.00	6.70	3.10	8.10	16.00
Zr	488	494	170	123	310	765
Y	43	49	95	23	45	41
Th	53.00	10.00	7.10	-	4.00	21.00
U	3.50	4.30	3.40	3.30	3.40	-
La	214.00	92.00	36.00	27.00	35.00	104.00
Ce	399.00	165.00	75.00	55.00	67.00	234.00
Density	2.35	2.35	2.43	2.51	2.46	2.35

äFile Name C:\NEWPET\ROMS03.ROC
06-02-1997 09:29:34
Sample SO3A

SiO12	73.31
TiO12	0.26
Al12O13	14.64
Fe12O13	3.02
MnO	0.07
MgO	0.47
CaO	2.07
Na12O	3.00
K12O	3.30
P12O15	0.09
Total	100.23
LOI	0.26
Mg #	23.56
Ni	-
Cu	-
Pb	-
Zn	-
W	-
Rb	-
Cs	-
Ba	-
Sr	-
Ga	-
Nb	-
Hf	-
Zr	-
Y	-
Th	-
U	-
La	-
Ce	-
Density	2.34

Apêndice D- Descrição sucinta das amostras datadas radiometricamente pelo método Rb/Sr

Batólito Serra dos Órgãos **(SO)**: Foram datadas nove amostras (1 a 9); SO 3A, SO 3B, SO 3C, SO 3D, SO 41A, SO 53A, SO 53B, SO 57 e SO 58.

1- SO 3A - Proc.: Pedreira Olaria, Nova Friburgo. Macro: granito leucocrático, cinza claro, grosso, porfirítico, foliado, com cerca de 15% de biotita. Contém enclaves microgranulares escuros, finos a médios, de composição diorítica a quartzo diorítica, juntamente com com segregações tipo "schlierens", constituidos de biotita, que conferem um estrutura orientada à rocha.

2- SO 3B - Proc.: Idem. anterior. Macro: Idêntico ao anterior, porém com menor quantidade em biotita (< 10%). Predominam estas duas faciologias no afloramento.

3- SO 3C - Proc.: Idem, anterior. Macro: granodiorito fino a médio, equigranular, mais empobrecido em biotita (~5%) e mais enriquecido em plagioclásio do que os anteriores.

4- SO 3D - Proc.: Idem, anterior. Macro: tonalito médio a grosso, cinza esverdeado, equigranular, com cerca de 5% de biotita e mais rico em plagioclásio do que o anterior.

5- SO 41A - Proc.: Km 52 da Br-040 (Rio/Juiz de Fora), a 1,5 Km do acesso de Pedro do Rio. Macro: granodiorito leucocrático, branco a rosado, de granulação grossa, foliado, com a orientação definida sobretudo pela biotita (~10%). Ocorrem injeções de pegmatitos ricos em FK (60-70%) e pobres em biotita (1-2%), assim como diques (N75/80SE) de leucogranitos rosados, de granulação fina, com estrutura de fluxo ígnea paralela ao contato.

6- SO 53A - Proc.: Pedreira na estrada Teresópolis/Sumidouro, a 1,5 Km a Norte do acesso para Nova Friburgo. Macro: granito leucocrático, de granulação grossa, isótropo, rico em anfibólio (~10%). Micro: plagioclásio (antipertítico) > FK (microclínio) ≅ quartzo>> máficos (anfibólio >>biotita), com apatita e zircão como acessórios mais abundantes, ocorrendo ainda titanita e opacos; o plagioclásio encontra-se localmente sericitizado. Composição: quartzo diorítica a monzodiorítica.

7- SO 53B - Proc.: Idem, anterior. Macro: granito/granodiorito leucocrático, de granulação grossa, de tendência porfirítica, foliado, rico em biotita (15 a 20%), com pontuações de granada. Micro: quartzo ≥ microclínio >máficos (anfibólio + biotita) > plagioclásio, contendo grande quantidade de apatita, zircão, opacos, titanita e allanita (grandes cristais) como acessórios, estes três últimos formando fases cumuláticas;

8- SO 57 - Proc.: Estrada Teresópolis/Sumidouro, no vale do rio Paqueque, a 5,0 Km do acesso para Andradas. Macro: granito rosado, leucocrático, de granulação grossa, foliado, com FK lenticularizado, que juntamente com a biotita (~5%) salientam a foliação da rocha. Micro: microclínio > quartzo > plagioclásio>> biotita + anfibólio. Os acessórios são allanita.

zircão, apatita e opacos. Allanita e ferro-magnesianos formam texturas cumuláticas. O plagioclásio encontra-se localmente sericitizado.

9- SO 58- Proc.: 5,0 Km a Norte do acesso para Sumidouro. Macro: granodiorito leucocrático, foliado, de granulação grossa, com feldspatos lenticularizados, contendo cerca de 10% em biotita. Micro: plagioclásio na matriz ou como megacristal (antipertítico), com menores quantidades de quartzo, anfibólio, microclínio (~10%), tendo titanita (cumulática), apatita e zircão como acessórios abundantes.

Batólito Angelim (**AG**): Foram datadas cinco amostras (10 a 14): AG 20B; AG 21A; AG 22; AG 23A e AG 23B

10- AG 20B- Proc.: Estrada São Fidélis/Cambiasca. Macro: tonalito mesocrático, foliado, de granulação grossa, porfirítico, contendo cerca de 25% de biotita, anfibólio, e cristais de granada (< 1%). Predominam cristais de feldspatos lenticularizados e elipsoidais, numa matriz rica em máficos, com tamanho de 0,2 a 0,4 cm. Micro: textura granoblática/cataclástica, orientada, com matriz recristalizada, em mosaico, com predomínio de plagioclásio (30-40%), em geral antipertítico (megacristais), com extinção ondulante, seguido de máficos (anfibólio > biotita), quartzo (~20%), FK (~15%), granada com inclusões de biotita e quartzo, aparecendo allanita (zonada), apatita, zircão e opacos como principais acessórios.

11- AG 21A- Proc.: Estrada São Fidélis/Cambuci, proximidades da localidade de Dois Rios, às magens do rio Paraíba do Sul. Macro: tonalito de granulação grosssa, foliado, porfirítico, com megacristais (até 3,5 cm) de feldspato branco, quadráticos e lenticularizados, rico em granada (~5%), sendo cortado por granito hololeucocrático, também foliado, mais fino, com < 2% em biotita. Micro: Plagioclásio (~50%), quartzo (~25%) e biotita (~15%), contendo granada (~5%) com inclusões de quartzo e biotita (orientada), tendo também intercrescimento simplectítico com esta última.

12- AG 22- Proc. Idem, 1,0 Km adiante do ponto anterior, no sentido Cambuci. Macro: Idêntico ao anterior. Micro:textura recristalizada, granoblástica, com domínios equi e inequigranulares; plagioclásio (~50%), quartzo (~20%) e máficos (biotita>>>anfibólio) (~15%), contendo ainda apatita, zircão, opacos e granada como acessórios.

13- AG 23A- Proc.: Idem, próximo do contato do corpo. Macro: tonalito meso/leucocrático, foliado, de granulação grossa, porfirítico, com pontuações de granada. Micro: textura recristalizada, fortemente orientada, com cristais de plagioclásio não maclados, quartzo com extinção ondulante ou não (recristalizado), e quantidades menores de biotita (~10%).

14- AG 23B- Proc.: Idem. Macro: tonalito mesocrático, foliado, médio a grosso, porfirítico, rico em biotita (~25%), contendo pontuações de granada. Micro: Plagioclásio (~50%), máficos (biotita>>anfibólio) (~20%), quartzo (~10%) e FK intersticial, contendo granada (2 a 3%) (com inclusões de quartzo e biotita), apatita e zircão como acessórios mais abundantes.

Batólito Niterói (**NI**): Foram datadas sete amostra (15 a 21); NI 67A, NI 67C, NI 68C, NI 68D, NI 68E, NI 68F, NI 69.

15- NI 67A- Proc.: Pedreira abandonada em Niterói, próxima ao acesso da Ponte. Macro: granitóide muito grosso, gnaissificado, com megacristais de feldspatos (até 10 cm) orientado, de forma subretangular e elipsoidal, perfazendo cerca de 30 a 40% em volume da rocha. Micro: textura granoblástica heterogênea, com domínios equigranulares finos e inequigranulares médios, destacando-se megacristais de plagioclásio e de FK (microclínio) orientados juntamente com a matriz; a rocha contém plagioclásio (~35%), quartzo (~35%), microclínio (~10%) e biotita (5-10%), ocorrendo granada, apatita, zircão e, mais raramente, opacos como acessórios.

16- NI 67C- Proc.: Pedreira abandonada em Niterói, próxima ao acesso da Ponte. Macro: granito cinza esbranquiçado, hololeucocrático, de granulação grossa, foliado, em forma de soleira, de espessura decimétria a métrica, encaixado em granitóide gnaissificado, de composição granodiorítica/tonalítica, ambos contendo cristais cm de granada (1,0 a 2,0 cm). Micro: textura granoblástica, inequigranular, contendo microclínio > quartzo>> plagioclásio e biotita cloritizada (<2%). O zircão é um acessório abundante, ocorrendo ainda apatita e raros opacos.

17- NI 68C- Proc.: Grande pedreira desativada de Niterói, à direita da saída para São Gonçalo. Macro: granito branco, hololeucocrático, foliado, muito grosso, que ocorre na forma de soleiras, concordantes a subconcordantes com a foliação da rocha encaixante, perfazendo de cerca de 20% do afloramento.Esta rocha é muito rica em feldspatos, sendo comum pontuações cm de granada (3 a 5%). Micro: textura recristalizada, orientada, com finas bandas (mm) granoblásticas, equigranulares, em alternância irregular com bandas ou leitos (mm) de quartzo, sendo constituida por microclínio ≥ quartzo> plagioclásio e biotita (~5%), com granada, apatita, zircão e opacos como acessórios, aparecendo ainda, localmente, como minerais de alteração sericita, associada ao plagioclásio, e muscovita a biotita.

18- NI 68D- Proc.: Idem, anterior. Macro: granito hololeucrocrático, fino, foliado, na forma de soleira, com espessura de ordem métrica (< 10 m), de ocorrência subordinada no afloramento. É uma rocha pobre em máficos (~ 1% de biotita), com pontuações mm de granada. Micro: microclínio (~35-40%), quartzo (~35%) e plagioclásio (20-25%), ocorrendo ainda granada (~1%), zircão, opacos e fluorita; minerais de alteração ocorrem localmente, sendo representado pela muscovita, a partir do FK, e sericita, do plagioclásio.

19- NI 68E- Proc.: Idem, anterior. Macro: granito leucocrático, de granulação grossa, porfirítico, fortemente foliado, sendo pobre em biotita (~2%) e com pontuações de granada (~1%). Micro: textura granoblástica, recristalizada, com matriz fina, equigranular, contendo cristais maiores de microclínio e quartzo, este último com extinção ondulante fortíssima. Predominam microclínio (~35-40%), quartzo (~35%), plagioclásio (~20-25%), ocorrendo como acessórios granada, zircão e menores quantidades de opacos; localmente ocorrem como minerais de alteração muscovita associada ao FK e sericita ao plagioclásio.

20- NI 68F- Proc.: Grande pedreira desativada de Niterói, à direita da saída para São Gonçalo. Macro: granito leucocrático idêntico ao anterior, porém não porfirítico, ocorrendo também como uma faciologia subordinada no afloramento. Micro: textura granoblástica, recristalizada, inequigranular, contendo pequena quantidade de biotita (<2%). A mineralogia é constituida por microclínio (~35-40%), quartzo (~35%) e plagioclásio (~25%), ocorrendo como acessórios granada, zircão, apatita e opacos.

21- NI 69- Proc.: Estrada Tribobó/ Maricá, próximo do acesso para Pendotiba. Macro: granitóide foliado, de granulação grossa/muito grossa, contendo megacristais de feldspato de até 10 cm. Esta rocha está encaixada em gnaisses kinzigíticos. Micro: textura recristalizada, heterogênea, com domínios equi e inequigranulares, destacando-se porfiroclatos de plagioclásio (antipertítico) e de microclínio (pertítico), com plagioclásio (30-40%), quartzo (25-30%) e biotita (< 10%), e como acessórios granada (~3%), opacos, zircão e, mais raramente, apatita.

Maciço Pedra Branca (**PB**): Foram datadas 6 amostras (22 a 27); PB 73A, PB 73B, PB 75, PB 77A, PB 77C e PB 78A.

22- PB 73A- Proc.: Pedreira do Ibrata. Macro: granito rosado, de granulação grossa, porfirítico, com estrutura de fluxo ígneo (N70E/50NW), mostrando bandamento composicional salientado por leitos mais enriquecidos ou empobrecidos em biotita. Ocorrem ainda enclaves diorítico e pegmatitos, estes últimos seccionando o bandamento magmático. Micro: microclínio (~40%), plagioclásio (~20%), quartzo (~35%) e biotita (~2-3%), ocorrendo como acessórios apatita, zircão e opacos.

23- PB 73B- Proc.: Idem, anterior. Macro: granito leucocrático, muito grosso a pegmatóide, que secciona o bandamento magmático do granito anterior. Micro: textura hidiomórfica, contendo microclínio (~35%), plagioclásio (~30%), quartzo (~30%) e biotita (~5%), localmente cloritizada, ocorrendo como acessórios comuns zircão, apatita e opacos.

24- PB 75- Proc.: Vertente Norte do Morro Capitão Ignácio, a 2,0 Km da estrada que liga Campo Grande a localidade de Guaratiba. Macro: diorito de cor escura, médio a grosso, isótropo, localmente porfirítico.

25- PB 77A - Proc.: Pedreira desativada ao longo da mesma estrada do ponto anterior, a 500 m do entroncamento com a estrada Álvaro de Andrade. Macro: granito rosado, leucocrático, de granulação média, rico em allanita, com estrutura de fluxo ígneo (N50E/55SE) idêntica ao da pedreira Ibrata. Ocorrem também enclaves microgranulares decimétricos a métricos, orientados (N10E/60SE), de composição diorítica, e veios pegmatíticos rosados, hololeucocráticos, contendo allanita. Micro: microclínio (~35%), plagioclásio (~25%), quartzo (35-40%) e biotita (1-3%), contendo como acessórios allanita, zircão, apatita e, em menor quantidade, opacos; ocorrem grandes cristais de muscovita associada ao FK, localmente sericita ao plagioclásio ou ainda clorita + muscovita associadas a biotita.

26- PB 77C - Proc.: Pedreira desativada ao longo da mesma estrada do ponto anterior, a 500 m do entroncamento com a estrada Álvaro de Andrade. Macro: granito muito grosso a pegmatítico, rosado, rico em allanita, em forma de bandas subconcordantes, cortando os enclaves dioríticos referidos acima.

27- PB 78A - Proc.: Pedreira em atividade nos arredores de Campo Grande, a leste da cidade, na vertente oeste do Morro do Lameirão, próximo ao Rio da Prata. Macro: granito leucocrático.

Maciço Sana **(SN)** : Foram datadas sete amostras (28 a 34); SN 09, SN 11, SN 13, SN 14, SN 18A, SN 18B, SN 19B.

As amostras deste maciço foram coletadas ao longo de uma estrada N-S, que liga a Br-101, a Sul, a localidade de Frades, na parte Norte do maciço.

28- SN 09 - Proc.:4,2 Km a Norte do entroncamento da Br-101, próximo ao rio Macaé. Macro: granito cinza claro, equigranular, localmente porfirítico, de granulação média a grossa, não foliado, com cerca de 10% de biotita.

29- SN 11- Proc.: Acesso para Fazenda Baião. Macro: Idem anterior, porém com menor quantidade em biotita (~5%) e grandes cristais de quartzo que se destacam da matriz. Micro: microclínio > plagioclásio ≅ quartzo >>> biotita; com apatita, zircão, opacos como acessórios; presença abundante de minerais de alteração, com sericita associada ao plagioclásio, muscovita ao FK e clorita a biotita.

30- SN 13- Macro: granito de cor cinza, inequigranular, isótropo, fino a médio, porfirítico, com megacristais de FK de até 1,0 cm, empobrecido em biotita (< 5%).

31- SN 14- Macro: idêntico o anterior, ocorrendo também quartzo como megacristal.

32- SN 18A- Proc.: 3,5 Km a Sul da localidade de Frade. Macro: granito cinza claro, isótropo, de granulação média, com megacristais esparsos de FK e glomérulos de biotita.

33- SN 18B- Proc.: Idem, amostra anterior. Macro: pegmatitos associados ao granito anterior; possui granulação muito grossa e contém "packets"de biotita de 1,0 a 3,0 cm.

34- SN 19B- Proc.: 5,5 Km a Norte de Frades. Macro: granito rosado, isótropo, hololeucocrático, de granulação média, localmente mais grosso, de tendência porfirítica, com 2 a 3% de biotita.