MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA GOVERNO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO SECRETARIA DE ENERGIA, DA INDÚSTRIA NAVAL E DO PETRÓLEO DEPARTAMENTO DE RECURSOS MINERAIS DRM-RJ

CPRM – Serviço Geológico do Brasil

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

# GEOLOGIA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Organizado por Luiz Carlos da Silva e Hélio Canejo da Silva Cunha (in memoriam)

## **A**PRESENTAÇÃO

Cumprindo seu papel institucional de prover o país do conhecimento geológico e hidrológico básico necessário para o seu desenvolvimento sustentável, o Serviço Geológico do Brasil (CPRM) sente-se honrado em oferecer às organizações públicas e privadas, assim como aos profissionais, empresários e pesquisadores interessados na geologia, na mineração, nos recursos hídricos, na gestão territorial e no meio ambiente do Estado do Rio de Janeiro, os produtos aqui contidos, todos em escala de integração de 1:500.000 e nível escalar de informação de 1:250.000, com seus respectivos, relatórios a saber:

- 1) MAPA GEOLÓGICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO (também na escala 1:400.000);
- 2) OS RECURSOS MINERAIS E A ECONOMIA MINERAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
- 3) MAPA DE FAVORABILIDADE HIDRO-GEOLÓGICA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
- 4) MAPA GEOQUÍMICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
- 5) MAPA GEOMORFOLÓGICO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;

- 6) MAPA DE USO E COBERTURA DO SOLO DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
  - 7) MAPA DE ISOIETAS TOTAIS ANUAIS;
  - 8) ESTUDOS DE CHUVAS INTENSAS;
- 9) MAPAS GEOFÍSICOS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
- 10) MAPAS DE SOLO E APTIDÃO AGRÍCOLA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
- 11) INVENTÁRIO DE ESCORREGAMENTOS DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO;
- 12) MAPA GEOAMBIENTAL DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO.

Cumpre destacar que, nessas escalas de trabalho, esses produtos representam o estado da arte no conhecimento dos temas que abordam, incorporando concepção moderna de cartografia geológica e aportando dados e conhecimentos até agora indisponíveis sobre a evolução geológica deste segmento crustal em que se assenta o Estado e oferecendo um conjunto de informações de elevado significado como base para a formulação e im-

plementação de políticas de gestão de recursos naturais, em particular recursos hídricos, de ordenamento territorial e de estudos ambientais em todo o território fluminense.

Na continuidade desses trabalhos, os produtos ora lançados em meios convencionais e em CD-ROM (formato .pdf) estarão brevemente integrados a bancos de dados com arquivos texto e dados tabulares georreferenciados devendo ser disponibilizados em base GIS ainda em 2001 incorporando o "Mapa de Recursos Minerais" e, de particular relevância tratando-se do maior produtor de petróleo do país, o "Mapa Geológico da Plataforma Continental do Estado do Rio de Janeiro".

Os mapas e demais produtos aqui apresentados resultaram de trabalho integrado e de parceria altamente frutífera do Serviço Geológico do Brasil (CPRM) com diversas entidades públicas federais e estaduais, assim como as principais Universidades do Estado, destacando-se o Departamento de Recursos Minerais – DRM-RJ, a EMBRAPA – Empresa Brasileira de Pesquisa Agropecuária, o CIDE – Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro, a SERLA – Superintendência Estadual de Rios e Lagos, a EMOP – Empresa de Obras Públicas do Estado do Rio de Janeiro, a PUC/RJ – Pontifícia Universidade Católica, a Universidade Federal Fluminense – UFF, a UERJ – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, a UFRRJ – Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro, a UFRJ – Universidade Federal do Estado do Rio de Janeiro, a RESUB – Rede de Geotecnologia em Águas Subterrâneas, a ANEEL – Agência Nacional de Energia Elétrica, e o INMET – Instituto Nacional de Meteorologia.

Ao tempo em que registro o agradecimento e o reconhecimento pela fundamental contribuição dada por cada uma dessas entidades para a forma e o conteúdo desses produtos, peço sejam creditados ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) quaisquer omissões e equívocos eventualmente encontrados nos mesmos.

Umberto Raimundo Costa
Diretor Presidente da CPRM – Serviço Geológico do Brasil

## GEOLOGIA DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

#### CPRM - SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL

#### DIRETOR DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS Luiz Augusto Bizzi

#### DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA Carlos Schobbenhaus

#### PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA Inácio de Medeiros Delgado

Base de Dados Nelson Custódio da Silva Filho
Geofísica Mário J. Metelo
Geologia Estrutural Reginaldo Alves dos Santos
Geoquímica Carlos Alberto C. Lins e Gilberto J. Machado
Metalogenia/Geologia Econômica Inácio de Medeiros Delgado
Petrologia Luiz Carlos da Silva

**Sedimentologia** Augusto José Pedreira **Sensoriamento Remoto** Cidney Rodrigues Valente

> COORDENAÇÃO GERAL DO PROJETO Luiz Carlos da Silva

#### CRÉDITOS DE AUTORIA

**Capítulo 1** Luiz Carlos da Silva, Nolan Maia Dehler e

Reginaldo Alves dos Santos

**Capítulo 2** Luiz Carlos da Silva

**Capítulo 3** Luiz Carlos da Silva, Nolan Maia Dehler, Frederico Ozanam

Raposo, Itair Alves Perillo e Carlos Alberto Heineck

**Capítulo 4** Luiz Carlos da Silva. Nolan Maia Dehler.

**Capítulo 5** Luiz Carlos da Silva, Valter Salino Vieira, Magda Terezinha

Guimarães e Emiliano Cornélio de Souza

**Capítulo 6** Nolan Maia Dehler e Luiz Carlos da Silva

**Capítulo 7** Emiliano Cornélio de Souza e Magda Terezinha Guimarães

**Capítulos 8, 9** Francisco Caruso Júnior, Hélio Canejo da Silva Cunha e

Fátima Regina Blanco de Dios

Colaboradores CPRM: Inácio de Medeiros Delgado e

Claiton Piva Pinto

**Colaboradores outras Instituições:** Francisco Caruso Júnior (Centro de Ciências Tecnológicas

da Terra e do Mar – UNIVALI)

Revisão Final

Luiz Carlos da Silva, Carlos Alberto Heineck e Márcio Antônio da Silva

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

Diretoria de Geologia e Recursos Minerais

Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil Superintendências Regionais de Belo Horizonte, São Paulo e Escritório do Rio de Janeiro

> Coordenação Editorial a cargo da Divisão de Editoração Geral – DIEDIG Departamento de Apoio Técnico – DEPAT

Silva, Luiz Carlos da

S586 Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro / organizado por Luiz Carlos da Silva {e} Hélio Canejo da Silva Cunha. — Brasília: CPRM. 2ª edição revista em 2001.

1 CD-ROM

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.

Executado pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil /Departamento de Recursos Minerais - DRM - RJ.

1. Geologia — Rio de Janeiro — Mapas. 2. Mapeamento geológico — Rio de Janeiro. I. Cunha, Hélio Canejo da Silva. II. CPRM — Serviço Geológico do Brasil. III. Rio de Janeiro (Estado). Departamento de Recursos Minerais. IV. Título.

CDD 558.153

## Sumário

1	INTRODUÇÃO	1
	1.1 Objetivos, Justificativas e Produtos	
	<ul> <li>1.2.1 Etapa I – Revisão Geológica das Folhas 1:250.000 (Rio de Janeiro, Macaé, Campos, Juiz de Fora, Volta Redonda e Ilha Grande)</li> <li>1.2.2 Etapa II – Execução do Mapa Geológico 1:400.000 e Texto Explicativo</li> <li>1.3 Principais Fontes de Informação</li> <li>1.4 Contexto Geológico Regional</li> <li>1.4.1 Introdução</li> <li>1.4.2 Arcabouço Tectônico Regional do Sudeste Brasileiro</li> <li>1.4.3 Geotransversa Isotópica Rio de Janeiro/Juiz de Fora (MG) – Escala 1:250.000</li> </ul>	2 4 4 7
2	2 ARQUEANO	13
	2.1 Complexo Mantiqueira (Am)	1 2 2 2 4 4 4 7 1 1 1 3 1 3 1 5 1 6 1 7 2 1 2 2 2 3 2 2 5 2 6 2 8 3 1
3	PALEOPROTEROZÓICO1	15
	3.1 Complexo Região dos Lagos ( $P_{\gamma_1}$ rl)	16
4	MESO/NEOPROTEROZÓICO	21
	4.1 Grupo Andrelândia (MNa)24.2 Complexo Embu (MNe)24.3 Complexo Paraíba do Sul24.3.1 Unidade São Fidélis - MNps24.3.2 Unidade Italva - MNpi24.3.3 Unidade Itaperuna - MNpit24.4 Complexo Búzios (MNb)2	22 23 23 25 26
5	NEOPROTEROZÓICO/CAMBRIANO	
	5.1 Introdução	31

5.2 Episódio orogênico Brasiliano II / Magmatismo Pré- a Sincolisional	
Precoce (630-600 Ma)	33
5.2.1 Complexo Rio Negro (N $\gamma_1$ rn)	33
5.2.1.1 Unidade Rio Negro (Νγ <sub>1</sub> r)	34
5.2.1.2 Unidade Duas Barras $(N_{\gamma_1}r)$	34
5.2.2 Leucografito Ghaisse Serra do Faquequer (1971b)	12) 35
5.3.1 Suíte Serra dos Órgãos ( $N_{\gamma_2}$ s, $N_{\gamma_2}$ ss)	71a) 3c
5.3.2 Suíte Desengano ( $N_{\gamma_2}$ d)	36
5.3.3 Suíte Rio de Janeiro ( $N\gamma_2 r$ )	38
5.3.4 Suíte Bela Joana ( $N_{\gamma_2}$ b)	41
5.3.5 Suíte Ilha Grande ( $N_{\gamma_2}i$ )	45
5.3.6 Suíte Natividade $(N_{\gamma_2} \hat{n})$	45
5.3.7 Suíte Angelim $(N\gamma_2 a)^2$	45
5.3.8 Suíte Rio Turvo ( $N\gamma_2$ rt)	46
5.4 Episódio Orogênico Brasiliano III / Magmatismo Tardi-colisional (560-545 Ma)	
5.4.1 Suíte Serra das Araras (N $\gamma_3$ a)	
5.4.2 Suíte Pedra Selada ( $N_{\gamma_3}p$ )	48
5.4.3 Suíte Varre-Sai $(N\gamma_3 v)$	48
5.4.4 Suíte Santo Antônio de Pádua (N <sub>γ3</sub> sa)	0.140
5.5.1 Suíte Getulândia ( $\epsilon \gamma_4 g$ )	
5.5.2 Plútons Toleiíticos Máficos/ Complexo Básico Gleba Ribeira ( $\epsilon \beta_{5\alpha}$ )	
5.5.3 Granitóides pós-Tectônicos Cambrianos ( $\epsilon \gamma_5$ )	51
5.5.4 Maciço Alcalino de Canaã (ελc)	52
·	
6 EVOLUÇAO GEOTECTÔNICA NEOPROTEROZÓICA/CAMBRIANA	55
6.1 A geometria da Deformação Brasiliana	
6.2 A Cinemática Brasiliana	56
6.3 Interpretação Tectônica e Discussão da Estruturação Regional	56
6.4 Evolução Geotectônica Brasiliana	58
7 MESO-CENOZÓICO	63
7.1 Intrusivas Alcalinas Meso-Cenozóicas (KTI)	63
7 1 1 Introdução	6.3
7.1.2 Relações estruturais, petrologia e geocronologia	64
8 CENOZÓICO/TERCIÁRIO	
8.1 Bacias Continentais Terciárias	65
8.1.1 Bacias da Região Oriental do Estado	66
8.1.2 Bacia de Macacu	66
8.1.3 Grupo Barreiras (Tb)	67
8.1.4 Bacia de Volta Redonda	
8.1.5 Bacia de Resende	
8.1.6 Bacia de Taubaté	67
9 CENOZÓICO/QUATERNÁRIO	E(
9.1 Introdução	69
9.2 Ambientes de Sedimentação Continental	
3.2.1 Depusitus Guiuvio-aluvionales (QC)	08

9.3 Ambientes de Sedimentação Transicional-Marinho	  	70 72 72
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 	77
ANEXOS		
I Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:400.000.		
II Geotransversa Isotópica Rio de Janeiro – Juíz de Fora, escala 1:250.000.		

## 1

## Introdução

#### 1.1 Objetivos, Justificativas e Produtos

A execução do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, em escala 1:400.000, elaborado dentro do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, do Serviço Geológico do Brasil/CPRM, tem por objetivo disponibilizar em meio digital, para o gerenciamento governamental, dados de informações geológicas e dos recursos minerais com cobertura de todo o estado.

O grande avanço proporcionado aos conhecimentos geológicos na última década, com a introdução de tratamento químico e de métodos geocronológicos de alta resolução (U-Pb), associados a estudos cartográficos e estruturais em escala de detalhe (divulgados na forma de numerosas Teses e Dissertações), demandava uma integração em nível estadual.

A edição do Mapa Geológico do Estado em escala 1:400.000 pelo DNPM (Fonseca, 1998), consistiu em uma primeira e bem sucedida tentativa de integração regional, a qual é aqui ampliada sob uma metodologia distinta, com procedimentos-padrões do "Projeto Mapas Geológicos Estaduais" do Serviço Geológico do Brasil/CPRM.

Por outro lado, como a maior extensão do estado não foi objeto de novos trabalhos (sistemáticos) posteriores ao Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:50.000 (DRM-RJ, 1978-1983), havia uma forte demanda por trabalhos de revisão cartográfica, integração e reinterpretação conceitual da evolução geológica.

De acordo com a sistemática do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, em execução pela CPRM, a base cartográfica do mapa geológico, na escala 1:400.000, foi desenvolvida em duas etapas: I - Revisão geológica das folhas 1:250.000 que cobrem o estado e, II - Integração e compatibilização dos dados geológicos das folhas 1:250.000, e migração dos dados para a escala 1:400.000.

Portanto, através desse novo mapa geológico, complementado pelo Mapa de Recursos Minerais e o Mapa da Plataforma Continental (em preparação), passou-se a ter um banco digital moderno e atualizado, suportado por bases de dados nacionais geridas pela CPRM: de afloramentos descritos, de ocorrências minerais e de análises petrográficas e litoquímicas. Além disso, as folhas 1:250.000 revisadas, que serviram de base ao

mapa estadual, são acompanhadas de Notas Explicativas, gerando outros produtos que também estão sendo disponibilizados em meio digital pela CPRM

Esse sistema estadual de informações passará a ser gerido e gerenciado pelo próprio Estado do Rio de Janeiro através do DRM, permitindo o planejamento integrado das ações voltadas para o desenvolvimento setorial, aproveitamento de recursos naturais e disponibilizando para o setor privado bases para a identificação de novas oportunidades de investimento.

#### 1.2 Metodologia

#### 1.2.1 Etapa I - Revisão Geológica das Folhas 1:250.000 (Rio de Janeiro, Macaé, Campos, Juiz de Fora, Volta Redonda e Ilha Grande)

Essa etapa foi executada de acordo com o padrão dos procedimento adotados no Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB/CPRM:

- 1. Integração e reinterpretação dos dados previamente publicados. Para tanto, foram consultados inúmeros trabalhos de cunho regional anteriormente desenvolvidos pela CPRM e o Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro em 1:50.000 (DRM-RJ) no período de 1978 a 1983, além de trabalhos genéricos ou específicos publicados na literatura, Teses e Dissertações (figura 1).
- 2. Revisão de lâminas delgadas, análises litoquímicas, análises geocronológicas, produtos de sensoriamento remoto e de aerogeofísica, com execução de mapas de lineamentos extraídos de imagens de radar e imagens de satélite, na escala 1:250.000.
- 3. Os dados geológicos foram integrados como mapa de serviço na escala 1:250.000, que serviu para o planejamento de perfis geológicos a serem levantados no campo, precedidos da seleção e execução do perfil-chave (Geotransversa Isotópica), orientativo para os futuros levantamentos de campo. O perfil selecionado, Rio de Janeiro Juiz de Fora, foi apoiado em análises microscópicas e em datações geocronológicas U-Pb SHRIMP em alvos estratégicos, fornecendo uma visão integrada dos problemas estruturais e litoestratigráficos a serem resolvidos com a nova cartografia.

4. Após a execução da Geotransversa Isotópica Rio de Janeiro - Juiz de Fora, foram realizadas incursões expeditas de campo, para fins de conferência e coleta de dados adicionais que, devidamente selecionados, foram submetidos a análises no gabinete e laboratório, com vistas à consolidação de todas as informações. Para cumprimento dessa atividade foram utilizados, de forma conjugada, os dados antigos e novos obtidos, cuja interpretação e reinterpretação deu origem aos mapas 1:250.000. Esses trabalhos envolveram todos os terrenos pré-cambrianos/cambrianos do estado.

#### Síntese dos Dados Físicos de Produção

afloramentos descritos	2.300
• amostras coletadas	1.200
• lâminas revisadas	1.050
• novas lâminas descritas	500
<ul> <li>análises geocronológicas SHRIMP</li> </ul>	3
• caminhamento geológico (km)	5.200
• dias/campo/folha	45
• equipe executora (geólogos)	6
• coordenação (geólogo).	1

5. O resultado dessa revisão é apresentado sob a forma do mapa em escala 1:250.000, acompanhado de nota explicativa. Na confecção da coluna litoestratigráfica, as relações de idade entre as diversas unidades foram, sempre que possível, baseadas em dados geocronológicos U-Pb, e, em menor grau, deduzidas a partir das relações de campo e das descrições litoestruturais disponíveis em trabalhos anteriores.

#### 1.2.2 Etapa II - Execução do Mapa Geológico 1:400.000 e Texto Explicativo

A integração e compatibilização das cartas 1:250.000 geraram o mapa geológico em escala 1:400.000, aqui apresentado. Esse mapa, além da sua versão impressa, está disponível em formato digital, permitindo sua distribuição e reprodução em CD-ROM.

O Texto Explicativo do mapa, também impresso e disponível em formato digital, constitui igualmen-

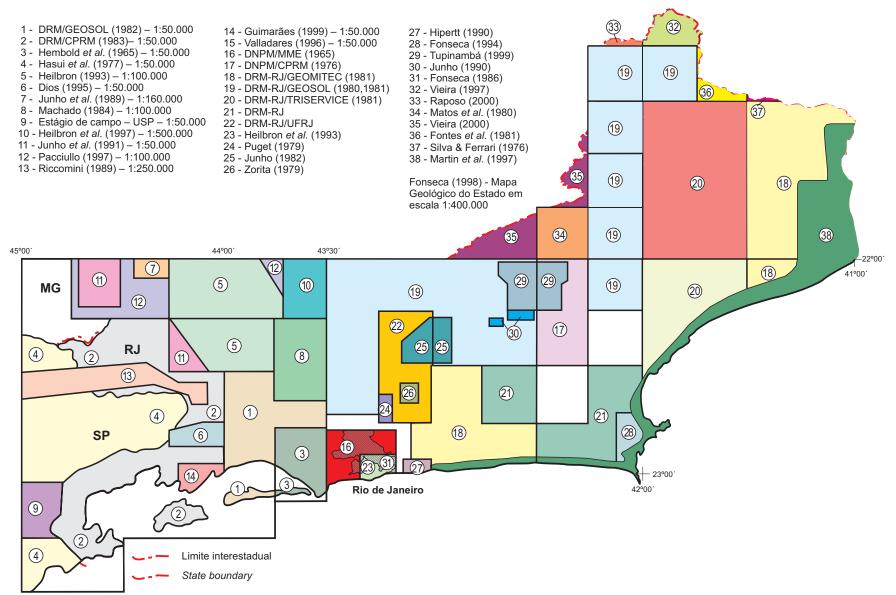


Figura 1 – Principais Fontes de Consulta Cartográfica. Figure 1 – Main Cartographic Sources.

te um produto conceitualmente atualizado. A abordagem de cada unidade está dividida em um item introdutório, descritivo das feições primárias petrográficas e estruturais, seguido de uma abordagem mais conceitual, baseada em modelos e terminologia calcados na tectônica global.

#### 1.3 Principais Fontes de Informação

Para a consecução deste trabalho, foram consultados inúmeros trabalhos de cunho regional e específico, principalmente aqueles do Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, com mapas geológicos em escala 1:50.000, coordenado pelo Departamento de Recursos Minerais (DRM-RJ) da Secretaria de Estado de Energia, da Indústria Naval e do Petróleo, no período de 1978 a 1983, e do Departamento Nacional da Produção Mineral, especialmente Fonseca (1998).

Além disso, utilizou-se o considerável acervo de Teses e Dissertações acadêmicas, produzidas nas duas últimas décadas pelas diversas universidades sediadas no estado e em estados vizinhos e por grupos de pesquisas, entre os quais merece destaque o TEKTOS, Grupo de Pesquisa Geotectônica da UERJ. A figura 1 sintetiza os principais trabalhos e documentos cartográficos utilizados.

#### 1.4 Contexto Geológico Regional

#### 1.4.1 Introdução

O Estado do Rio de Janeiro, situado na Região Sudeste do país (Figura 2), está geotectonicamente contido na Província Mantiqueira, uma das províncias estruturais definidas por Almeida *et al.* (1981). Essa entidade cobre uma extensa área (cerca de 700.000km²) e é a mais complexa província estrutural afetada pelo Ciclo Orogênico neoproterozóico/cambriano (Brasiliano) na América do Sul. A província estende-se do paralelo 33°S, no Uruguai, até o sul da Bahia, no paralelo 15°S, por cerca de 3.000km de extensão e com largura média de 200km. Está disposta paralelamente à costa brasileira, junto às margens orientais dos crátons Rio de La Plata e São Francisco (figura 2).

A Província Mantiqueira representa uma entidade geotectônica com franca orientação nordeste instalada a oeste do Cráton do São Francisco ao final do Neoproterozóico e início do Paleozóico, constituindo, juntamente com a Faixa Brasília, a Cunha de Guaxupé e os metassedimentos da denominada Faixa Alto Rio Grande, o arcabouço geotectônico do Sudeste Brasileiro (figura 3).

Devido à sua posição geográfica privilegiada, flanqueando o continente sul-americano e voltada para o sudeste do continente africano, a província constitui-se em elemento-chave para o entendimento da colagem neoproterozóica dos orógenos brasilianos/pan-africanos que se seguiu à convergência dos até então dispersos fragmentos do Supercontinente Rodínia, durante a amalgamação do Supercontinente Gonduana Ocidental.

A evolução tectônica dos terrenos pré-cambrianos aflorantes no Estado do Rio de Janeiro tem sido há décadas objeto de numerosos estudos e intensas discussões no meio acadêmico. Apesar do grande número de trabalhos científicos versando sobre diversas áreas do conhecimento geológico, estes dados são ainda fragmentários, restando grandes lacunas a serem preenchidas, notadamente as geocronológicas. Isto também reflete-se nos modelos de evolução tectônica propostos por diferentes autores.

Até meados da década de 80 estes modelos eram de cunho genérico, fundamentalmente restritos a agrupamentos regionais de grandes unidades litoestratigráficas e essencialmente fixistas. Este período confunde-se, em linhas gerais, com o período de definição dos grandes compartimentos tectônicos regionais do Sudeste Brasileiro, como faixas móveis e crátons, e de propostas de estruturação e subdivisão geocronológica para estes grandes compartimentos. A partir da segunda metade dos anos 80, com o incremento de trabalhos de mapeamento sistemático e utilização de novos conceitos e métodos, diversos autores propuseram diferentes modelos, já com uma visão atualística baseada na tectônica de placas, para explicar a gênese e as relações entre as diversas unidades aflorantes neste estado, a deformação e o metamorfismo impressos nas unidades regionais, e o magmatismo granítico abundante em todo o estado.

Diversos trabalhos de cunho regional postulam que as características tectono-termais da província são resultantes de processos de subducção, seguido de uma ou mais colisões no Neoproterozóico, quando da aglutinação ou colagem do Gonduana Ocidental (e.g. Machado et al., 1996).



Figura 2 – Mapa de Situação do Estado do Rio de Janeiro.

Figure 2 – Location Map of Rio de Janeiro State.

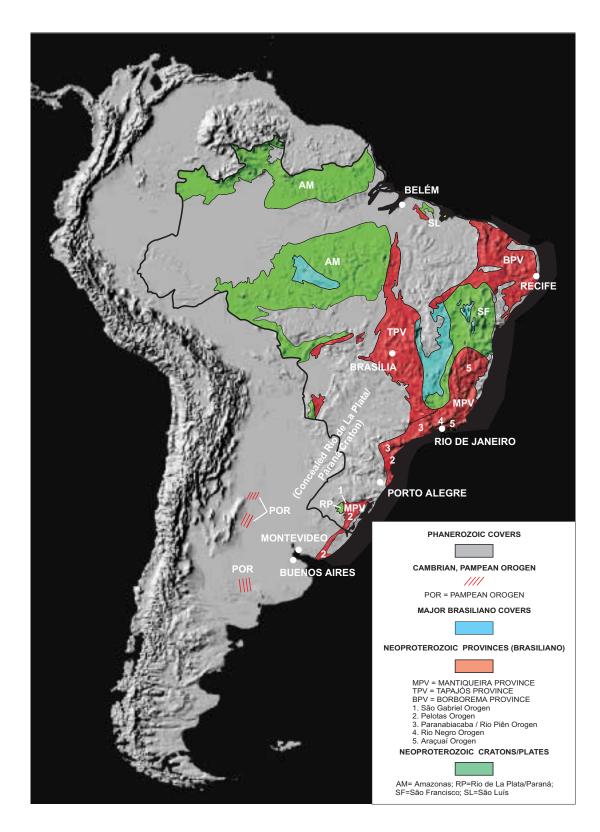


Figura 3 – Topografia Digital da América do Sul (USGS). Províncias Estruturais Brasileiras. Modificado de Almeida & Hasui (1984). Cinturão Móvel Pampeano, segundo Rapella (2000).

Figure 3 – Digital Topography of South America (USGS). Brazilian Structural Provinces. Modified after Almeida & Hasui (1984). Pampean Mobile Belt, after Rapella (2000).

### 1.4.2 Arcabouço Tectônico Regional do Sudeste Brasileiro

#### Introdução

O arcabouço geotectônico da Região Sudeste do Brasil é formado por um núcleo estável no Neoproterozóico, designado de Cráton do São Francisco (CSF) (Almeida 1977, 1981), circundado por orógenos instalados no Neoproterozóico, durante a Orogênese Brasiliana/Pan-Africana, cuja estabilização desempenhou importante papel na aglutinação deste setor do Gonduana (Fuck et al., 1993). Esses orógenos foram inicialmente designados de Faixa Brasília a oeste, Faixa Ribeira a sul-sudeste e Faixa Araçuaí a leste (figura 3). Para Alkmim et al. (1993), estas faixas bordejam a denominada Placa Sanfranciscana, cuja porção interna seria composta pelas rochas arqueanas e paleoproterozóicas do CSF e suas coberturas sedimentares neoproterozóicas, que compõem o Grupo Bambuí.

A Faixa Brasília estende-se por aproximadamente 1.500km na direção norte-sul, bordejando o CSF (figura 3). É composta por um arranjo de *nappes* transportadas para leste e sudeste (Simões & Valeriano 1990, Valeriano et al., 1998), durante a colisão dos crátons Amazônico e São Francisco (Brito Neves & Cordani, 1991). Esta deformação foi acompanhada de metamorfismo, cujo pico data de aproximadamente 610-630Ma (Pimentel et al., 1998). A identificação de associações petrotectônicas de fundo oceânico (Brod et al., 1991; Strieder & Nilson, 1992, Roig & Schrank, 1992), sugere que esta colisão teria sido o ápice do processo de convergência experimentado pelas citadas massas cratônicas, envolvendo o consumo de litosfera oceânica numa paleozona de subducção com provável mergulho para oeste (Fuck et al., 1993).

A Faixa Araçuaí, na concepção original de Almeida (1977), estende-se pelo limite oriental do CSF também com orientação norte-sul (Figura 3). É limitada a norte pelo próprio CSF e a sul por uma inflexão para a direção nordeste-sudoeste que constitui o trend regional da Faixa Ribeira. O padrão tectônico da faixa sugere empurrões com vergência para oeste, em direção ao CSF (Cunningham et al. 1996; Uhlein et al., 1999), no período de 650 a 550Ma (Siga Jr., 1986). Pedrosa-Soares et al., (1992) e Pedrosa-Soares & Noce (1998, 1999) sugeriram a oceanização das margens continentais na "Faixa" Araçuaí. Sua inversão, de acordo com estes autores, estaria associada à subducção de crosta oceânica para leste.

A Faixa Ribeira, segundo Almeida *et al.* (1973), constitui uma entidade geotectônica do Neoproterozóico. O Estado do Rio de Janeiro localiza-se na porção interna deste cinturão.

Portanto, a compartimentação tectônica dos terrenos que compõem a geologia deste estado está vinculada à evolução tectono-metamórfica da "Faixa" Ribeira. Esta evolução orogênica, considerada por Heilbron *et al.* (1999) como a mais nova no cenário das colagens brasilianas/pan-africanas do segmento crustal considerado, foi responsável pela deformação, metamorfismo, magmatismo e articulação dos diversos terrenos.

A literatura regional ainda está impregnada de terminologia pré-tectônica global para descrever os elementos tectônicos constituintes da província no estado como "Faixa" Ribeira, "Cinturão" Ribeira, "Cinturão Móvel" Ribeira, "Cinturão" Costeiro, "Cinturão" Atlântico etc. Apesar dessa tradição, optou-se por adotar uma terminologia atualística para os componentes da província. Assim, o termo "orogênese" é aqui usado como um termo coletivo para designar os processos convergentes em uma margem ativa (sensu Sengör, 1990). "Orógeno", consegüentemente corresponde às estruturas produzidas pelos processos convergentes nas margens ativas. Ainda segundo Sengör (1990), o uso do termo cinturão é inadequado, uma vez que esse é formado por distintos orógenos, em resposta à atividade de um grande número de processos de convergência de placas.

Um considerável avanço para o entendimento da evolução tectônica local foi a caracterização de dois eventos orogênicos sucessivos. No âmbito da "Faixa" Ribeira foi a caracterização da Orogênese Brasiliano I (> 600Ma) na porção oriental do estado, e a Orogênese Rio Doce (ca 560Ma) na porção litorânea (Figueiredo & Campos Neto 1993). A esses dois orógenos, mais recentemente somou-se a Orogênese Búzios (ca 520Ma), caracterizada por Schmitt et al. (1999). São refinamentos decorrentes da introdução de métodos geocronológicos precisos, os quais levaram à substituição de designações de sentido impreciso, como "Cinturão/Faixa" Ribeira, pelos seus componentes (orógenos): Rio Negro, Rio Doce e Búzios (Brito Neves et al., 1999, Campos Neto; 2000; Silva et al., no prelo).

Esse último trabalho, abrangendo um levantamento de todo o banco de dados U-Pb da Província Mantiqueira, confirmou a divisão tripartite, demonstrando do ponto de vista isotópico, que o Orógeno Rio Doce corresponderia a uma extensão sudeste do Orógeno Araçuaí. Como conseqüência,

foram caracterizados dois sistemas de orógenos que compõem a colagem neoproterozóica no estado: Brasiliano II (630-600 Ma: Orogênese Rio Negro); Brasiliano III: (570-560Ma: Orogênese Araçuaí) e (520Ma/Orogênese Búzios).

A figura 4 corresponde a um esboço da repartição tectono-magmática adotada no presente estudo, englobando o estado e áreas adjacentes dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Espírito Santo.

Todos os domínios sofreram efeitos das orogêneses neoproterozóicas, caracterizadas pelo metamorfismo e fusão parcial das rochas supracrustais e infracrustais, pela deformação contracional de baixo e alto ângulo, seguida de cisalhamento transcorrente de expressão regional, e pela colocação de diversos corpos granitóides de dimensões muito variadas.

Os segmentos mais ocidentais, do Cráton do São Francisco e Domínio Mantiqueira/Andrelândia, não serão objeto de detalhamento, pois não envolvem diretamente a área do estado (figura 4).

#### Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul

Ocupa uma extensa faixa de orientação nordeste em toda a porção centro-norte e ocidental do estado, subparalela ao corredor de cisalhamento do rio Paraíba do Sul. É constituído por gnaisses kinzigíticos, xistos, quartzitos e mármores do Complexo Paraíba do Sul, metamorfizados nas fácies anfibolito e granulito, intercalados tectonicamente em rochas paleoproterozóicas representadas por ortogranulitos e ortognaisses tonalíticos do Complexo Juiz de Fora, e ortognaisses graníticos a granodioríticos da Suíte Quirino. Faz limite, a NW com o Domínio Mantigueira/Andrelândia, na Zona de Cisalhamento Rio Preto, e a SE com o Domínio Serra do Mar, pela Zona de Cisalhamento de Paracambi, também designada como Limite Tectônico Central por Almeida et al. (1998), correspondendo ao limite dos terrenos Ocidental e Oriental de Heilbron et al. (2000). Nessa zona limítrofe, o Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul é marcado pelo empurrão, com vergência do topo para SE, dos paragnaisses Paraíba do Sul sobre os batólitos (arcos) Rio Negro e Serra dos Orgãos, no Domínio Serra do Mar.

O metamorfismo associado ao evento colisional brasiliano retrabalhou rochas mais antigas com idades paleoproterozóicas a arqueanas, notadamente rochas dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, e dos ortognaisses da Unidade Quirino. Estas unidades constituem *inliers* do embasamento

da província, intercalados tectonicamente com as rochas metassedimentares do Grupo Andrelândia e dos complexos Embu e Paraíba do Sul. Corpos granitóides neoproterozóicos do tipo I e do tipo S, tardi a pós-colisionais, intrudem todas as unidades (figura 4).

#### Domínio Serra do Mar

Ocupa a região centro-oriental do estado (figura 4), correspondendo geograficamente à "Microplaca" Serra do Mar (Campos Neto 2000). É composto por uma sucessão de arcos magmáticos mostrando marcante polaridade temporal e composicional de W para E: 1) arco primitivo do tipo TTG a W (Arco Rio Negro – 630-500Ma); 2) arco mais evoluído, do tipo cordilheirano maturo, mais a E (Arco Serra dos Órgãos – 570-560Ma) e, finalmente, na parte mais oriental, um arco sincolisional, caracterizado por magmatismo crustal (Arco Rio de Janeiro – 560Ma).

Além da sucessão de arcos, o domínio é ainda caracterizado por supracrustais que sofreram metamorfismo de baixa P/alta T, na fácies anfibolito, com abundante fusão parcial *in situ* (Complexo Paraíba do Sul). Essa unidade está exposta ao longo de todo o Domínio, o qual sofreu cavalgamento, com vergência de topo para NW, por parte das rochas que integram o Domínio "Região dos Lagos" nos limites SE do domínio.

Além dos granitóides orogênicos, o domínio apresenta um expressivo número de plútons pós-tectônicos, circunscritos, de idade cambriana.

#### Domínio Região dos Lagos

Representa o domínio mais oriental da província (figura 4). É constituído por ortognaisses paleoproterozóicos e por supracrustais (Complexo Búzios) interpretadas como remanescentes de um back arc. Foi metamorfizado na fácies anfibolito superior, em evento colisional com cavalgamento para NW, sobre o Domínio Serra do Mar, durante os estágios terminais da colagem brasiliana, no Cambriano (Schmitt et al. 1999).

Além das províncias pré-cambrianas, o estado ainda engloba parte da Província Costeira, de Almeida (1977), bem como sua Margem Continental. Essas duas unidades englobam bacias continentais terciárias e suas correspondentes submersas, desenvolvidas a partir do Jurássico, a exemplo da Bacia de Campos. Caracteriza-se também por

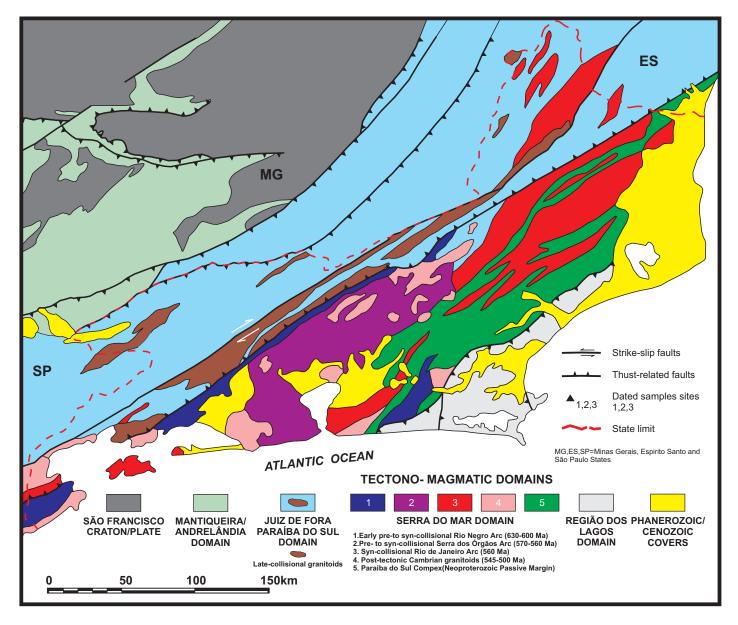


Figura 4. Domínios Tectono-magmáticos do Estado do Rio de Janeiro e Áreas Adjacentes.

Figure 4. Tectono-magmatic Domains from Rio de Janeiro State and Adjacent Areas.

Tabela 1 – Dados isotópicos U-Pb (e Pb-Pb evaporação) dos granitóides do Estado do Rio de Janeiro (modificado de Silva, 1999).

Table 1 – U-Pb (and Pb-Pb evaporation) isotopic data of granitoids from Rio de Janeiro State (modified after Silva, 1999).

	(TTOC	anica anci onva,	1000).	
Granitoid	Geochemical Classification	(Age) (Ma)	Method	References
	PO	ST-TECTONIC GRANITO	OIDS	
Mangaratiba Granite	HKCA	492±11	U-Pb Titanite	Valladares (1996)
Nova Friburgo Granite	I-Type	540±60	Conv. U-Pb	Ledent & Pasteels (1968)
Taguard Cranita	I. Tumo	FFOLO	LL Db Manazita	Valladarea (1000)
Taquaral Granite	I-Type	553±2	U-Pb Monazite	Valladares (1996)
Nova Friburgo Granite	I-Type	540±60	Conv. U-Pb	Ledent & Pasteels (1968)
Getulândia Granite	HKCA	527±3 528±1 535±3 535±1 553	U-PB Monazite U-PB Monazite U-PB Monazite U-PB Monazite Upb Titanite	Machado et al. (1996) Valladares et al. (1995)
	SYN	I-COLLISIONAL GRANIT	TOIDS	
Pão de Açúcar Granite (Rio de Janeiro Suite)	S-Type	559±4	SHRIMP	Silva (1999)
Corcovado Granite (Rio de Janeiro Suite)	S-Type	560±7	SHRIMP	Silva (1999)
Pedro do Rio Granodiorite Pedrinco Quarry Pedra de Santa Tereza (Rio de Janeiro Suite)	CA	569±6 559±4 546±15	SHRIMP Conv. U-Pb Conv. U-Pb	Silva (1999) Tupinambá (1999) Tupinambá (1999)
Rio Negro Complex	CA	634±10	Conv. U-Pb	Tupinambá (1999)
Serra do Paquequer Leucogranite-gneiss	S-Type	620±2 559±5 589±6	Conv. U-Pb Pb-Pb Evap. Pb-Pb Evap.	Delhal <i>et al.</i> (1999) Tupinambá (1999) Tupinambá (1999)
Rio Turvo Granite	S-Type	579±2 551±2	U-Pb Monazite U-Pb Titanite	Valladares (1996)
	SYN-COLLISIO	NAL GRANITOIDS (BUZ	ZIOS OBOGENY)	
Paraderived leucossomes	S-Type	520±60	Conv. U-Pb	Schmitt et al. (1999a)
Orthoderived leucossomes	S-Type	518±5	Conv. U-Pb	Schmitt et al. (1999a)
	DDÉ	DDACII IANIO ODTOCNI	NICCEC	
Conceição quarry gneiss	CA PRE-	BRASILIANO ORTOGNA 2,169±3 (UI)	Conv. U-Pb	Valladaros (1996)
Conceição quarry gneiss (Quirino Suite)	OA	2,169±3 (UI) 571±3 (LI) 2,185±8 (UI) 605±3 (LI) 2,981	COIIV. U-PD	Valladares (1996)  Machado <i>et al.</i> (1996)
Bom Sucesso gneiss (Região dos Lagos complex)	CA	2,185±8 (UI) 605±3 (LI)	Conv. U-Pb	Machado et al. (1996)
Araruama Batholith (Região dos Lagos complex)	CA	1,98±18	Conv. U-Pb	Zimbres et al. (1990a)
(Região dos Lagos complex)	CA	2.000	Conv. U-Pb	Valladares et al. (1996)
Rio das Ostras Ortogneiss (Região dos Lagos complex)	CA	1,976±8 (UI) 517±11 (LI) 1,963±24	Conv. U-Pb	Schimitt et al. (1999)
		<del></del>	<del></del>	-

Geochemical classification: CA = calc-alkaline; HKCA=Hight-K calc-alkaline; I-type; S-type; L = lower intercept; U = upper intercept; Conv. = Conventional; Evap. = Evaporation

extensivo magmatismo alcalino. Adicionalmente, constata-se o desenvolvimento de formações superficiais terciárias e quaternárias continentais, e os sedimentos quaternários da plataforma continental (a serem abordados no Mapa da Plataforma Continental).

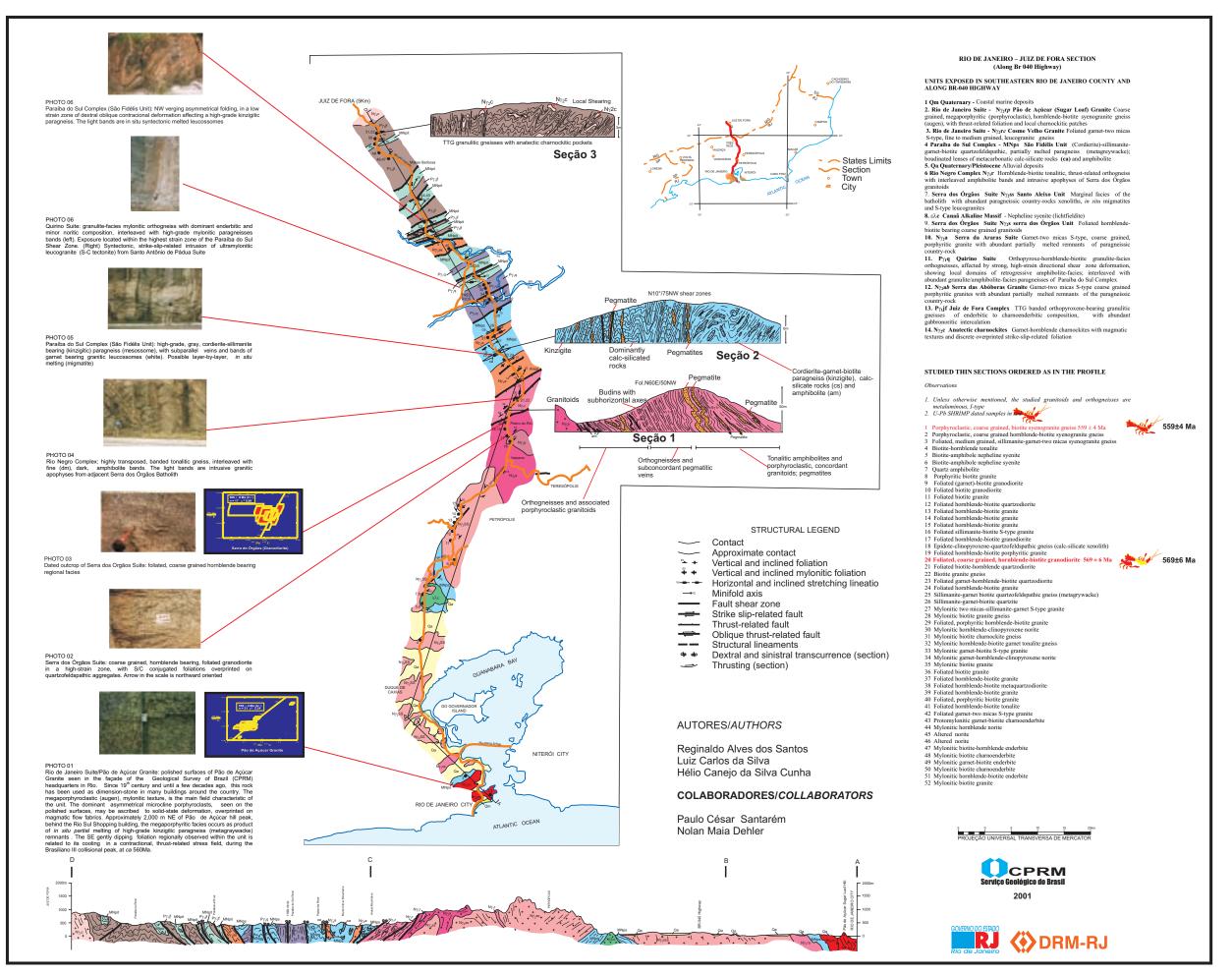
A tabela 1 contém todos os dados geocronológicos U-Pb, obtidos pelos métodos convencionais e SHRIMP, bem como os dados Pb-Pb (evaporação em zircão) relativos aos granitóides e ortognaisses pré-cambrianos do Estado do Rio de Janeiro.

#### 1.4.3 Geotransversa Isotópica Rio de Janeiro-Juiz de Fora (MG) – Escala 1:250.000

Devido à complexidade da estruturação tectono-magmática da geologia pré-cambriana do estado, agravada pela escassez de dados geocronológicos precisos, foi necessária a execução de uma geotransversa isotópica orientativa, na escala 1:250.000, apresentada em escala reduzida (figura 5) e na escala original, no Anexo II.

A seção Rio de Janeiro-Juiz de Fora, ao longo da BR-040, foi a escolhida por ser representativa da estruturação geral desses terrenos e pelas excelentes e contínuas exposições nos cortes daquela rodovia. Além disso, a mesma reveste-se de grande importância, por seccionar os três batólitos mais importantes do estado: Serra dos Órgãos, Rio de Janeiro e Rio Negro.

Os dois primeiros foram selecionados para datação pelo método U-Pb SHRIMP, por representarem plútons pré- a sintectônicos em relação ao principal evento deformacional da área, constituindo-se em excelentes *markers* isotópicos desse evento.



## 2

## **A**RQUEANO

#### 2.1 Complexo Mantiqueira (Am)

#### Introdução

O embasamento retrabalhado dos metassedimentos meso-neoproterozóicos no noroeste do estado é composto por ortognaisses tonalíticos bandados do Complexo Mantiqueira (Barbosa, 1954, Ebert 1955, 1956a e 1956b) de idade arqueana (Cordani, et al. 1973).

Sua ocorrência é restrita ao extremo-noroeste do estado, próximo às divisas com os estados de Minas Gerais e São Paulo. Sua área de exposição é muito restrita, com cerca de 35km de comprimento na direção NE-SW por 4km de largura. Acha-se intercalado em metassedimentos do Complexo Embu, a sul, e do Grupo Andrelândia, a norte. A unidade é injetada pelos granitóides da Suíte Pedra Selada ( $N\gamma_3$ p).

#### Relações Estruturais

São ortognaisses de fácies anfibolito, localmente mostrando venulações resultantes de fusão parcial *in situ*. Caracterizam-se estruturalmente por uma foliação tectônica de baixo a médio ângulo, com

mergulhos predominantes para sul, paralela a um bandamento composicional.

O contato entre a unidade e os metassedimentos do Complexo Embu dá-se através de uma zona de cisalhamento de baixo ângulo com vergência para NW e relacionada à fase principal de deformação Brasiliana.

### Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Trata-se de hornblenda-biotita ortognaisses tonalíticos finamente (cm) bandados, com alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas máficas. Intercalações métricas a decimétricas de anfibolitos, geralmente boudinados, são freqüentes, fornecendo à associação afinidades com os terrenos bimodais arqueanos, do tipo TTG.

Não existem estudos químicos nem isotópicos dessas rochas, sendo sua correlação com o Complexo Mantiqueira *s.s.* baseada apenas em estudos estruturais e petrológicos.

Caso futuros trabalhos geocronológicos comprovem a correlação da unidade com o Complexo Mantiqueira, esta seria a ocorrência mais oriental de um fragmento arqueano, desmembrado do embasamento do Cráton do São Francisco.

## 3

### Paleoproterozóico

#### 3.1 Complexo Região dos Lagos (Py1rl)

#### Introdução

Foi originalmente descrito como "Unidade Região dos Lagos" por Reis et al. (1980). Gomes et al. (1981) e Ferrari et al. (1981) apresentaram as diversas folhas geológicas, na escala 1:50.000, que incluem o complexo.

É constituído por ortognaisses bandados/dobrados, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, com abundantes paleodiques anfibolíticos deformados. Em alguns locais encontram-se parcialmente fundidos, com geração de venulações graníticas sintectônicas à deformação regional.

Constitui um extenso bloco na região centro-leste do estado, com cerca de 125km de comprimento, com largura variável de 50km no sul e mínima de 4km mais a norte.

#### Relações Estruturais

O complexo caracteriza-se por foliações com mergulhos fracos, ora para nordeste, ora para sudeste, e por forte e persistente lineação de estiramento, com indicação de transporte para NW. Esses elementos teriam tido uma geração pré-neoproterozóica (Fonseca *et al.* 1998), embora Schmitt *et al.* (1999) admitam a possibilidade de uma idade cambriana, obtida através de datações U-Pb convencionais.

### Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Petrograficamente são biotita-plagioclásio-microclina ortognaisses tonalíticos a graníticos, localmente com variações portadoras de hornblenda. São porfiróides, foliados, metamorfizados na fácies anfibolito, com freqüentes venulações leucossômicas de leucogranitos anatéticos sintangenciais.

Várias fases de granitóides intrusivos não deformados cortam os gnaisses. Enclaves xenolíticos de metamargas ocorrem em áreas restritas.

Foram identificadas duas gerações de paleodiques anfibolíticos. A primeira, mais antiga, caracteriza-se por finos níveis, descontínuos e dobrados, dispostos concordantemente com a foliação dos ortognaisses dominantes do complexo Região dos Lagos, como se observa na pedreira paralisada de São Pedro d'Aldeia. A segunda, mais jovem, ocorre, por exemplo, na pedreira abandonada da fazenda de São José do Mutum e guarda ainda características de um corpo intrusivo, nitidamente discor-

dante da foliação preferencial dos ortognaisses grossos, encaixantes.

Zimbres et al. (1990a) obtiveram pelo método U/Pb em zircão a idade de 1.981 ± 18Ma, considerada como a de cristalização do ortognaisse (tabela 1). O diagrama apresentou um intercepto inferior em 488 ± 55Ma, sugerindo os efeitos termais do Evento Brasiliano.

A geração paleoproterozóica dos protólitos dos ortognaisses foi recentemente confirmada por Schmitt *et al.* (1999), que obtiveram idades U-Pb em zircão (Tabela 1) entre *ca* 2.000 e 1.960Ma (intercepto superior) e *ca* 520Ma (intercepto inferior), essas últimas atribuídas ao retrabalhamento neoproterozóico.

Fonseca et al. (1994) obtiveram uma idade modelo  $T_{DM}$  entre 2.700Ma e 2.300Ma, indicando a idade máxima de formação dos protólitos dos ortognaisses. Idades isocrônicas Rb/Sr e Sm-Nd em torno de 2.050Ma mostram a época da cristalização magmática. Os valores de  $\epsilon_{Nd}$  foram de (-6) e (-7), mostrando o envolvimento de manto litosférico na geração dessas rochas.

Fonseca et al. (1979), Fonseca & Poupeau (1984), Zimbres et al. (1990) e Fonseca et al. (1994), dentre outros, sugerem que esse domínio corresponda a um fragmento da Placa Angolana, acrescida à borda leste da Província Mantiqueira na Orogênese Brasiliana. Schmitt et al. (1999) obtiveram a idade de ca 520Ma para esse evento, representando a colagem final do Orógeno Brasiliano, por eles designado de Orogênese Búzios.

#### 3.2 Complexo Juiz de Fora ( $P_{\gamma_1}$ jf, $P_{\gamma_1}$ jfa)

#### Introdução

A unidade foi inicialmente designada como "Série" Juiz de Fora por Ebert (1956a) abrangendo os termos catazonais da sua "Série" Paraíba.

No presente trabalho inclui ortognaisses tipo TTG (tonalitos-trondhjemitos-granodioritos) com intercalações de gnaisses máficos, toleiíticos (gnaisses bimodais) e ortognaisses potássicos. Foram caracterizadas duas unidades: a primeira, dominante e metamorfizada em fácies granulito ( $P_{\gamma_1}$ jf), e a outra em fácies anfibolito ( $P_{\gamma_1}$ jfa).

Intercalações de paragnaisses, genericamente designadas como Unidade Itaperuna por Barbosa & Grossi Sad (1983), foram desmembradas e passam a integrar novamente o Complexo Paraíba do Sul, conforme conceito original de Ebert. Ficam

também excluídas desse complexo as rochas charnockíticas geradas no Ciclo Brasiliano, anteriormente confundidas com os gnaisses charnockíticos do complexo, e passam a integrar a Suíte Bela Joana ( $N_{\gamma_2}$ b).

Aflora no quadrante noroeste do estado, próximo à divisa com o Estado de Minas Gerais, na forma de lentes estreitas e alongadas (até 80km de comprimento).

O complexo foi subdividido em duas unidades litoestratigráficas informais:

#### Unidade P<sub>1</sub>jf

É constituída predominantemente de granodioritos/tonalitos a hornblenda-biotita- clino e ortopiroxênio, do tipo TTG, de granulação média a grossa, cinzentos a esverdeados, homogêneos, com finas bandas félsicas alternando com bandas máficas, às vezes com granada, com predomínio da composição enderbítica.

#### Unidade P<sub>1</sub>jfa

Essa unidade encontra-se melhor caracterizada nas proximidades de Volta Redonda. Compreende, basicamente, biotita-hornblenda ortognaisse de composição tonalítica a granodiorítica, subordinadamente granítica. São rochas meso a hololeucocráticas, localmente exibindo estruturas porfiroclásticas. Esse conjunto de fácies anfibolito é de difícil discriminação dos ortognaisses da Suíte Quirino.

#### Relações Estruturais

A unidade ocorre na forma de uma série de megalentes alongadas na direção NE-SW, caracterizadas por intercalações tectônicas entre rochas supracrustais metamorfizadas em alto grau e migmatizadas, e, localmente, com os ortognaisses da Suíte Quirino. Quatro dessas faixas ocorrem entre Resende, Volta Redonda e Afonso Arinos, a noroeste de Valença, e uma entre Vassouras e Três Rios, imediatamente a noroeste da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul. Podem alcançar até cerca de 80km de comprimento por menos de 5km de larqura aflorante.

Essas intercalações efetuam-se principalmente por zonas de cisalhamento de médio a alto ângulo com movimentação direcional dextral a oblíqua dextral, com componentes de empurrão com topo para noroeste e, mais localmente, por empurrões strictu sensu com topo para noroeste. Foram obser-

vados também empurrões com vergência de topo para nordeste. A relação de idade entre essas zonas de cisalhamento não pôde ser determinada. Localmente há registros de movimentações sinistrais mais antigas que as zonas dextrais.

Em regiões limítrofes de MG, nos arredores de Leopoldina, ocorrem zonas de cisalhamento contracionais com componente oblíqua sinistral, que chegaram a esculpir um megassigmóide de morfologia concordante com o movimento sinistral. Tratase de uma inversão para um domínio de zonas de cisalhamento contracionais com componentes oblíquas sinistrais (figura 5, Seção 3).

Na região de Valença os contatos entre os ortognaisses da Suíte Quirino e os granulitos do Complexo Juiz de Fora dão-se por empurrões, e, aparentemente, tornam-se oblíquos a NE e SW, onde há mudanças nas direções das zonas de cisalhamento.

É possível que futuros trabalhos comprovem uma relação de cogeneticidade entre a Suíte Quirino e o Complexo Juiz de Fora, porém, ao nível atual de conhecimentos, as mesmas foram tratadas discriminadamente. Da mesma forma, é possível que, em parte, as intercalações de paragnaisses, aqui incluídos no Complexo Paraíba do Sul, venham a ser comprovadas como componentes de um ciclo sedimentar anterior (Paleoproterozóico), porém os dados obtidos ainda não permitiram tal enfoque.

### Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

A associação dominante inclui enderbito, charnockito e norito e seus equivalentes de fácies anfibolito (ortognaisses tonalíticos e granodioríticos e metagabros). Barbosa & Grossi Sad (1983) classificaram os ortognaisses em três associações: básica, intermediária e ácida. À primeira atribuíram uma origem ígnea, toleiítica e de fundo oceânico. A assinatura química ortoderivada das seqüências intermediárias e ácidas foi determinada em trabalhos mais recentes (e.g. Duarte et al., 1997).

Dados petrográficos, químicos e geocronológicos recentes (Duarte et al., 1999; Valladares, 1996, Machado et al., 1996) indicam que corpos plutônicos de granada charnockitos das imediações de Juiz de Fora, anteriormente atribuídos ao complexo homônimo, são fusões a seco de rochas preexistentes, ocorridas durante o pico do metamorfismo brasiliano (ca 580Ma).

Idades obtidas pelo método U-Pb convencional em zircão, em amostras do Estado de Minas Gerais

(Machado *et al.*, 1996) forneceram um intercepto superior de 2.134Ma, interpretado como a idade de cristalização da rocha, enquanto o intercepto inferior, de 579Ma, foi atribuído ao metamorfismo brasiliano. Essas idades são correlatas às obtidas para a Suíte Quirino por Valladares (1996) e Machado *et al.* (1996), também interpretadas como idades de cristalização dos precursores dos ortognaisses (tabela 1).

Relacionados a essa fase tangencial neoproterozóica ocorrem freqüentes mobilizados de composição charnockítica, resultantes da fusão parcial dos gnaises TTG (magmas tipo C, de Killpatrick & Ellis 1992) (figura 5, Seção 3).

Dados Sm-Nd obtidos por Fischel *et al.* (1998) e Machado *et al.* (1996) no Estado de Minas Gerais forneceram idades-modelo  $T_{\rm DM}$  de 2.130 a 2.220Ma, indicando idades máximas paleoproterozóicas para os protólitos dos ortognaisses, e confirmando a idade paleoproterozóica obtida por Machado *et al.* (1996).

As assinaturas químicas e isotópicas do Complexo Juiz de Fora podem ser interpretadas como provenientes de uma crosta tipo TTG gerada no Ciclo Transamazônico. Trata-se das raízes de um arco pré-colisional acrescido à margem oriental do Cráton do São Francisco, ligada à convergência para W do Cráton do Congo, contra o Cráton do São Francisco.

Posteriormente, durante um nova colisão relacionada ao Ciclo Brasiliano, há ca 580Ma, esse arco transamazônico foi fortemente retrabalhado em condições de fácies anfibolito a granulito, e empurrado novamente contra o Cráton do São Francisco, gerando os gnaisses regionais (Alkmim & Fonseca, 1998; Cunningham et al., 1998).

#### 3.3 Suíte Quirino (P<sub>γ1</sub>q)

#### Introdução

A Suíte Quirino foi descrita por Machado (1984) nos arredores das cidades de Vassouras, Paracambi e Valença, na porção oriental da folha Volta Redonda (escala 1:250.000). Aflora no quadrante noroeste do estado, entre as zonas de cisalhamento Paraíba do Sul e Valença (Rio Preto).

Posteriormente, a unidade foi estudada por Heilbron (1991, 1993), Machado et al. (1996), Valladares (1996), Valladares et al. (1997a) e Oliveira et al. (1999). Gnaisses correlatos afloram em uma extensa faixa de orientação geral NE-SW, desde o limite

nordeste da Folha Volta Redonda, até as imediações da cidade de Getulândia, na porção central da mesma folha.

Heilbron (1993) estudando as rochas da oportunamente denominada "Suíte Intrusiva Quirino-Dorândia", assinalou o caráter homogêneo destes gnaisses e interpretou o protólito dos mesmos como ortoderivado. O caráter intrusivo destas rochas foi inferido a partir da observação de xenólitos de quartzitos, rochas calcissilicáticas e anfibolitos, muito semelhantes às encaixantes (Complexo Paraíba do Sul).

#### Relações Estruturais

Os ortognaisses desta unidade têm estruturas internas variáveis, localmente caracterizadas por um bandamento gnáissico espesso (centimétrico), ou por estruturas foliadas relativamente homogêneas (Machado, 1984). O bandamento gnáissico/foliação tectônica principal tem atitude preferencialmente suborizontal com mergulho variável, fato atribuído a dobras abertas com eixos suborizontais e superfície axial vertical, de grandes amplitudes e comprimentos de onda (Machado, 1984). Uma exceção a este padrão estrutural é verificada no interior de zonas de cisalhamento direcionais, onde a estrutura planar é essencialmente vertical (Machado, 1984, Valladares, 1996). Nestas porções pode ocorrer o desenvolvimento de tramas constricionais (tectonitos L) (figura 5).

Para Machado (1984), os ortognaisses desta associação afloram em núcleos de estruturas antiformais, tendo sido, por este fato, interpretados como embasamento das rochas supracrustais do Complexo Paraíba do Sul. A presença de xenólitos de rochas supracrustais, inicialmente interpretados como pertencentes ao Complexo Paraíba do Sul, indica a existência de associações metassedimentares mais antigas (pré-neoproterozóicas), ainda não cartografadas na região.

Para Heilbron (1993), os ortognaisses Quirino afloram na escama tectônica superior da estrutura regional imbricada da Faixa Ribeira, associados aos metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul. O contato basal desta escama é dado por empurrões com vergência de topo para noroeste, na altura da cidade de Valença (Machado 1984, Heilbron 1993). Em termos regionais, os contatos dos ortognaisses e as rochas de cobertura são invariavelmente tectônicos (Machado, 1984; Heilbron 1993).

A estrutura imbricada, na qual são observáveis níveis da Unidade Quirino tectonicamente intercalados com o Complexo Paraíba do Sul, deve-se ao intrincado arranjo de dobras e falhas do conjunto (figura 5, Seção 1).

### Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

A unidade é constituída de hornblenda gnaisses, hornblenda-biotita gnaisses e biotita granitóides homogêneos, localmente ocorrendo também anfibolitos. Todos os litótipos possuem mobilizados félsicos, que conferem um aspecto migmatítico aos gnaisses.

Heilbron (1993) reconheceu duas associações principais: hornblenda-biotita granitóides de composição granodiorítica a tonalítica, e biotita granitóides de composição monzonítica a granodiorítica/granítica, provavelmente mais antigos que os granitóides a hornblenda.

Valladares (1996), de maneira semelhante a Heilbron (1993), subdividiu os ortognaisses Quirino em duas seqüências principais: uma granodiorítica, cuja assinatura é similar às séries calcioalcalinas pré-colisionais, sendo, portanto, interpretada como representante de arco magmático pré-colisional; e uma granítica, de alto potássio, mais rica em elementos LILE, com assinatura química calcioalcalina e de características pós-colisionais (Valladares, 1996).

Os dados litogeoquímicos disponíveis foram obtidos por Valladares (1996) e Valladares *et al.* (1997a). Segundo estes autores, o magmatismo que originou os protólitos dos ortognaisses desta suíte pertencem a duas séries calcioalcalinas distintas, relacionadas à implantação de um arco magmático. Valladares (1996) assinalou que a série calcioalcalina alto potássio, relativamente mais rica em elementos incompatíveis, teria se formado por fusão de crosta espessada.

Os dados isotópicos U/Pb em zircão (Tabela 1) forneceram idades de 2,17 e 2,18Ga (Machado *et al.* 1996, Valladares, 1996), interpretadas pelos autores como idade de cristalização dos precursores dos ortognaisses, caracterizando dessa maneira um arco magmático paleoproterozóico. Idades mais antigas, arqueanas (2,85 – 2,98Ga), foram interpretadas como herança crustal (Machado *et al.* 1996, Valladares, 1996). Outros dados U/Pb obtidos em titanitas e zircões (interceptos inferiores) forneceram idades no intervalo de 0,6 a 0,5Ga (Machado *et al.* 1996, Valladares *et al.* 1997), e foram

interpretadas como idades do retrabalhamento brasiliano (metamorfismo) (Valladares, 1996; Machado et al., 1996). Mais recentemente Schmitt et al. (1999) obtiveram idades U-Pb de ca 1.950Ma confirmando a existência de importante evento, acrescionário

mais recente que a obtida por Machado *et al.* (1996). Da mesma maneira os dados U-Pb em outros ortognaisses da região (Zimbres *et al.*, 1990; Valladares *et al.*, 1996) indicam uma idade aproximada de 2.000Ma para esse evento (tabela 1).

## 4

## Meso/Neoproterozóico

#### 4.1Grupo Andrelândia (MNa)

#### Introdução

Ebert (1955) designou de Grupo Andrelândia os metassedimentos expostos na região da cidade homônima. Constitui uma estreita faixa composta por metassedimentos de fácies anfibolito, que ocupa o extremo-noroeste do estado, junto à divisa com os estados de Minas Gerais e São Paulo. Foi correlacionada ao Grupo Andrelândia, exposto no Estado de São Paulo (Paciullo, 1997). A faixa tem 32km de comprimento, com largura variando de 4 a 10km, daí estendendo-se para os dois estados limítrofes.

#### Associações Faciológicas e Significado Paleoambiental

Os metassedimentos aflorantes neste domínio correspondem a duas das associações faciológicas detalhadas regionalmente por Paciullo (1997) e são descritas a seguir, da base para o topo:

Associação faciológica I (a4) – composta por uma seqüência estratificada de biotita gnaisse fino

e xistos com intercalações métricas de quartzitos puros e feldspáticos.

Associação faciológica IV (b1) – formada por rochas semipelíticas e granada-biotita gnaisse bandado com intercalações de quartzitos.

A evolução da bacia Andrelândia está relacionada à fase pré-orogênica da Faixa Brasília, a partir da fragmentação do Supercontinente Rodínia, tendo evoluído para uma margem passiva neoproterozóica (e.g. Paciullo, 1997; Heilbron, 1993; Trouw *et al.*, 2000).

### Evolução Metamórfico-Estrutural, Idade e Correlações

Estruturalmente, os litótipos são caracterizados por uma foliação tectônica de baixo a médio ângulo, com mergulhos predominantes para sul, paralela a um bandamento composicional. Nesta foliação, as lineações de estiramento/mineral e os indicadores de sentido de cisalhamento observados sugerem uma movimentação predominantemente oblíqua dextral, com componente de empurrão, embora movimentações direcionais também tenham sido documentadas. Aspectos estruturais de campo sugerem que a deformação tenha sido ins-

talada em condições metamórficas da fácies anfibolito alto, zona da sillimanita.

Em termos regionais, o metamorfismo principal que afetou os metassedimentos do Grupo Andrelândia, segundo Trouw et al. (1986), é de pressão intermediária. Heilbron (1993) propôs uma evolução tectônica semelhante para o sul do Estado de Minas Gerais e para o Rio de Janeiro. Os metassedimentos do Grupo Andrelândia, correlatos aos dos grupos Araxá e Canastra, foram empurrados para leste, segundo a tectônica da Faixa Brasília e, posteriormente, sofreram encurtamento N-S correlato à tectônica da Faixa Ribeira.

As rochas metassedimentares estão migmatizadas, quando composicionalmente favoráveis. Associam-se, portanto, a corpos relativamente restritos de leucogranitos com granada, turmalina, biotita e muscovita.

#### 4.2 Complexo Embu (MNe)

#### Introdução

A caracterização original do Complexo Embu é devida a Hasui (1975), que empregou o termo Complexo Embu para designar os migmatitos da base do Grupo Açunqui em São Paulo.

Ocorre na extremidade noroeste do estado, em uma extensa faixa de direção NE-SW, com 120km de comprimento e largura máxima de 16km no sul, estendendo-se daí para o Estado de Minas Gerais. Apresenta importantes intercalações de granitos do tipo S, sendo a mais importante a do granito Rio Turvo, com 45km de comprimento (estendendo-se para o Estado de São Paulo) e 8km de largura média. Outras intercalações correspondem a ortognaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora (Py1if).

Embora originariamente reconhecidos apenas em São Paulo, Hasui *et al.* (1981; *in* Schobbenhaus *et al.*, 1984) estenderam a ocorrência desses metassedimentos para o noroeste do Estado do Rio de Janeiro.

Na presente integração, a correlação da unidade nos dois estados foi efetuada com base na continuidade geográfica, estrutural e tectônica, e na ausência de evidências de qualquer descontinuidade tectônica aparente. Entretanto, devido à escassez de análises petrográficas, não foi possível determinar o tipo bárico do metamorfismo atuante na porção flu-

minense, ao contrário da porção paulista, caracterizada como sendo de média P/T.

### Associações Faciológicas e Significado Paleoambiental

Foram reportados metassedimentos pelíticos, gnáissicos ou xistosos, com sillimanita e granada, rochas calcissilicáticas, gnaisses kinzigíticos, gnaisses semipelíticos e, subordinadamente, gonditos. Localmente ocorrem expressivos estratos de quartzitos feldspáticos grossos. Os metassedimentos, quando composicionalmente favoráveis, associam-se a granitos do tipo S, individualizáveis ou não na escala deste trabalho. Do ponto de vista da faciologia metamórfica reportada acima, a unidade é indistinguível, tanto do Complexo Paraíba do Sul, quanto do Grupo Andrelândia, devendo constituir um segmento de margem passiva de idade neoproterozóica.

### Evolução Metamórfico-estrutural, Idade e Correlações

O metamorfismo que afetou os metassedimentos é da fácies anfibolito alto, zona da sillimanita, sendo fregüente a presença de bolsões de fusão in situ e passagem gradativa para granitóides S. Embora na literatura do estado a extensão fluminense do Complexo Embu seja, via de regra, considerada correspondente ao Complexo Paraíba do Sul, a descoberta de porfiroclastos reliquiares de cianita da fase metamórfica M1 (Silva et al., 1991) levanta dúvidas sobre essa correlação. A caracterização de uma evolução metamórfica sob regime de média pressão para o Complexo Embu em São Paulo indica que esse cinturão foi metamorfizado sob condições distintas do Cinturão Paraíba do Sul, o qual é caracterizado por um regime de alta T / baixa P.

O significado dessas direrenças para a evolução orogênica ainda não está bem definido, requerendo trabalhos de maior detalhe para sua compreensão. Entretanto, há uma forte indicação de que, ao menos do ponto de vista do metamorfismo operante, o Complexo Embu represente uma extensão do Grupo Andrelândia, conforme cartografado em trabalhos recentes (Trouw *et al.*, 2000). Entretanto, como a evolução desse último está inserida no contexto da Faixa Brasília, o significado dessa correlação não está bem compreendido.

#### 4.3 Complexo Paraíba do Sul

#### Introdução

Apesar das definições originais, datadas ainda da primeira metade do século 20, e conferindo-lhe sempre um caráter essencialmente supracrustal, o Complexo Paraíba do Sul (CPS) representa uma unidade estratigráfica que sofreu grandes modificações nas caracterizações estratigráficas, petrográficas e tectônicas.

Moraes Rego (1933) designou de "gneiss do Parahyba" a um conjunto de rochas contendo camadas lenticulares de calcários magnesianos. Rosier (1952) utilizou o termo "Complexo do Paraíba" para definir o gnaisse com plagioclásio, correlacionável ao "protogneis" de Lamego (1936), observado no vale do rio Paraíba do Sul. Nessa mesma região, Ebert (1955) definiu a "Série Paraíba" como sendo constituída de "quartzito basal, sedimentos clásticos, grauvacas, conglomerados, tilitos (?) e calcários". Em 1965, Rosier ampliou a assembléia litológica com a inclusão de gnaisses diversos e migmatitos, charnockitos, mármores, tactitos e "metaguartzitos". Lima et al. (1981) empregaram pela primeira vez o termo Complexo Paraíba do Sul para designar o conjunto de gnaisses granadíferos e kinzigitos da região costeira, do vale do rio Doce ao Rio de Janeiro.

Na literatura mais moderna, há uma tendência à hierarquização da unidade como Grupo e a subdivisão da unidade aqui cartografada como Complexo Paraíba do Sul em um Grupo Paraíba do Sul e um Grupo Italva (e.g. Heilbron et al., 2000). Embora em regiões mais restritas seja factível e adequada a sua hierarquização como grupo, no presente trabalho, executado em escala muito regional, não foi ainda possível a depuração total do complexo para a sua correta representação como grupo. Porém, mesmo mantendo em escala estadual a conceituação de complexo, esse teve uma significativa redução em área cartografada. Litótipos anteriormente designados de leptinitos, leucognaisses, gnaisses facoidais e parte dos "migmatitos", entre outros termos, foram mapeados como granitóides tipo S. Parte dos "gnaisses" mostraram-se produtos ortoderivados.

Após a depuração conceitual e cartográfica foram definidas duas faixas principais de ocorrência do complexo. Na primeira, exposta nas regiões ocidental e norte do estado, com grande continuidade física, estendendo-se desde a divisa com São Paulo até o Espírito Santo, foram distinguidas três unidades informais: São Fidélis, Italva e Itaperuna. A

outra faixa, em trabalhos anteriores designada de Lumiar - Rio Bonito, com prolongamentos no sentido de Campos, está situada na região da Serra do Mar e contém litótipos aqui agrupados na Unidade São Fidélis.

Várias lentes menos expressivas, em especial dessa última unidade, encontram-se dispersas em meio a rochas ortognáissicas, charnockíticas e granitóides, sendo uma das mais notáveis a definida na região da cidade do Rio de Janeiro.

Em trabalhos cartográficos de escala regional, a representação cartográfica e a discriminação entre paragnaisses parcialmente fundidos (migmatitos) e granitóides S é bastante precária. São observadas freqüentemente passagens gradacionais entre o que se convencionou designar de granito S e suas encaixantes. Portanto, o desenho dessas unidades, no presente mapa geológico do estado, deve sofrer, ainda, profundas alterações.

#### Associações Faciológicas e Significado Paleoambiental

No presente trabalho o Complexo Paraíba do Sul é composto por três unidades estratigráficas informais, estabelecidas com base nos respectivos conteúdos líticos, a saber:

#### 4.3.1 Unidade São Fidélis – MNps

Representa a maior parte da área de ocorrência do Complexo Paraíba do Sul, sendo constituída essencialmente por metassedimentos detríticos, pelito-grauvaqueanos: granada-biotita-(sillimanita) gnaisses quartzo-feldspáticos (metagrauvacas), com ocorrência generalizada de bolsões e veios de leucossomas graníticos derivados de fusão parcial in situ e injeções. Variedades portadoras de cordierita e sillimanita (kinzigitos), comumente apresentando horizontes de xistos grafitosos, exibem contatos transicionais com os granada-biotita gnaisses. De ocorrência mais restrita, por vezes são observadas intercalações de quartzitos (qz), rochas metacarbonáticas e calcissilicáticas (ca), além de corpos de anfibolitos e concentrações manganesíferas (gonditos?). Em domínios menos deformados podem ser percebidas localmente estruturas de ressedimentação, decorrentes de fluxos turbidíticos (metaturbiditos).

Os paragnaisses quartzo-feldspáticos são compostos predominantemente de quartzo, feldspato

(plagioclásio) e biotita, com percentagens variadas de granada, e são os de distribuição mais ampla no interior do CPS. O seu caráter paraderivado é de reconhecimento relativamente difícil, ainda em escala de afloramento, quando eles não se encontram associados com pelo menos um dos termos portadores de excesso de sílica, alumina ou carbonatos, descritos mais adiante. Muitas dessas exposições correspondem aos chamados "gnaisses bandados" ou "gnaisses fitados" da região do vale do rio Paraíba do Sul. Costumam apresentar um típico aspecto migmatítico, tendo sido descritos quase sempre, nos trabalhos anteriores, como metatexitos de estrutura estromática a flebítica. Devido ao notável paralelismo entre as bandas de paleossoma (biotita-plagioclásio gnaisse) e neossoma (quartzo-feldspático), sucessivamente alternadas, qualquer que seja a origem ou forma particular do último, essas estruturas migmatíticas adquirem uma óbvia conotação sintectônica. As estruturas sedimentares comumente preservadas correspondem a bandamentos primários e refletem variações nas proporções relativas de areia, argila e carbonatos. No caso dos ritmos verificados nas alternâncias de gnaisses quartzosos e aluminosos, junto com estruturas do tipo granodecrescências ascendentes, é possível interpretá-los como fluxos gravitacionais ou, mais especificamente, de correntes de turbidez relativamente densas.

Ao longo da zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul predominam milonitos com estrutura de fluxo bem definida, e os gnaisses são comumente laminados ou bandados. Os porfiroclastos são abundantes, milimétricos, com formas sigmoidais, estirados ou arredondados, e constituídos de feldspato translúcido ou branco, na maioria das vezes plagioclásio. O quartzo também aparece estirado, muitas vezes formando níveis descontínuos (figura 5, Seção 2).

Os gnaisses aluminosos granadíferos e kinzigitos têm uma área de ocorrência bastante expressiva ao longo da faixa que se estende próximo e paralelamente ao litoral, conforme foi assinalado por Silva & Ferrari (1976). Faixas menores foram identificadas por Machado Fº et al. (1983) entre Mangaratiba e Três Rios, a mais proeminente compondo parte da serra das Araras, onde gradacionam para granitóides tipo S. Em alguns segmentos a monótona predominância de gnaisses aluminosos é quebrada apenas pela presença de rochas calcissilicáticas, e o registro de quartzitos e rochas anfibolíticas é ainda mais esparso. Por vezes são portadores de grafita (kinzigíticos) e derivados de sedimentos pelíticos/folhelhos e grauvacas. Esta é também

uma das conclusões de Grossi Sad & Dutra (1988), com base em análises litogeoguímicas dos kinzigitos. O seu posicionamento intermediário entre os campos dos folhelhos e das grauvacas é sugestivo de sedimentos originalmente arenosos, mas com um grau relativamente baixo de maturidade textural. São rochas de cor cinza, granulação fina a média, com uma textura blastomilonítica a milonítica ao longo das zonas de cisalhamento. Os gnaisses estão manchados por porfiroclastos de feldspato e por abundantes cristais de granada. Grafita e sillimanita fibrosa ou prismática fazem parte da assembléia mineral, embora ocorram como constituintes menores. O quartzo é lenticular e a biotita é de uma variedade rica em titânio. Quando presente, o ortoclásio é mais abundante que a microclina, o plagioclásio tem a composição de oligoclásio e a magnetita é o principal mineral acessório.

As rochas calcissilicáticas constituem numerosas e pequenas lentes e boudins, tendo sido identificadas algumas ocorrências maiores em Casimiro de Abreu e próximo ao litoral da baía da Ilha Grande (Machado Fº et al., 1983). Ocorrem intercaladas ou associadas aos corpos de mármores, anfibólio gnaisses e biotita gnaisses, e os protólitos devem corresponder a sedimentos carbonáticos contendo abundantes impurezas siliciclásticas (figura 5). Grossi Sad & Dutra (1988) sugeriram composições originais intermediárias entre rochas pelíticas/argilosas/carbonáticas e grauvacas. São de coloração esverdeada a esbranquiçada, de granulação fina, aspecto sacaroidal e estrutura maciça ou bem foliada a bandada. A textura é poligonal, com junções tríplices. A mineralogia básica compreende quartzo, plagioclásio (variável de oligoclásio a bytownita), carbonato, diopsídio, esfeno e apatita. Algumas variedades podem conter microclina, anfibólio (hornblenda e actinolita), minerais opacos, epidoto, escapolita, brucita, biotita e clorita, além de granada, zircão e pirita.

Os quartzitos constituem corpos descontínuos, intercalados nos gnaisses devido ao dobramento regional, e as maiores porções encontram-se a sudeste de Carmo, a nordeste de Miguel Pereira e nas serras da Taquara e das Araras. Segundo Grossi Sad & Dutra (1988), que os consideraram típicos da denominada "Formação Itaocara", os corpos de quartzitos são delgados, quase sempre com espessuras aparentes inferiores a 20m, podendo atingir centenas de metros. São rochas de granulação fina a grossa, coloração cinza-esbranquiçada a amarelada, fraturadas e de brilho vítreo. Por vezes exibem passagens gradacionais para termos ricos

em micas (quartzo xistos) ou em feldspatos (gnaisses quartzosos), exemplificando variações laterais e verticais de fácies. Representam os metassedimentos da série com excesso de sílica e contêm teores variáveis de micas (biotita, muscovita e/ou sericita), feldspatos (microclina e plagioclásio, freqüentemente caulinizados), sillimanita (fibrosa ou prismática), granada e magnetita, além de zircão, rutilo e apatita como minerais acessórios. Os grãos de quartzo apresentam contornos angulosos, xenoblásticos e estão imbricados, formando um mosaico de contatos nítidos.

Anfibolitos, de acordo com Silva & Ferrari (1976), são rochas frequentemente encontradas no interior do CPS, apresentando o desenvolvimento nítido de uma estrutura planar (xistosidade). Ocorrem intercalados nos gnaisses, mormente concordantes com a estrutura bandada dos mesmos, bem como nos corpos lenticulares de rochas carbonáticas. As espessuras dos anfibolitos são variáveis desde alguns poucos centímetros até várias dezenas de metros, mas comumente são decimétricos. Brandalise et al. (1976) descreveram leitos com grande persistência lateral e estruturas dobradas com espessamento das charneiras (dobras similares), considerando-os, ao menos em grande parte, como resultantes do metamorfismo de rochas máficas. Apresentam uma cor cinza-médio a escuro, com tonalidade esverdeada e uma granulação fina a média. Ao microscópio revelam uma textura granoblástica a nematoblástica e associações mineralógicas comumente representadas por anfibólio (hornblenda), plagioclásio (andesina, por vezes em cristais relictos hipidiomórficos e zonados), biotita e algum guartzo. Os constituintes acessórios são a apatita, titanita e zirconita, e entre os produtos de alteração ocorrem carbonato, epidoto, sericita e clorita.

Sobre a (figura 5) gênese dos anfibolitos, Machado Fº et al. (1983) destacaram, entre outros aspectos, o elevado conteúdo de titânio e sugeriram uma proveniência a partir de rochas ígneas básicas (basaltos de alta alumina) a intermediárias (andesitos) geradas num ambiente tectônico de margem continental.

#### 4.3.2 Unidade Italva – MNpi

Esta unidade é caracterizada principalmente pela presença de mármores, que são um produto industrial importante na região, particularmente nas localidades de Italya. Euclidelândia e Cordeiro-Cantagalo. Encontram-se tectonicamente imbricados com granada-biotita-sillimanita gnaisses quartzo-feldspáticos, a quartzo-anfibólio- clinopiroxênio gnaisses (rochas calcissilicáticas). Foram referidos como "Calcários de São Joaquim" por Lamego (1940b) e cartografados, nessa mesma região, como Unidade São Joaquim por Batista *et al.* (1978).

Na região central e setentrional do Estado do Rio de Janeiro, várias massas de mármore com dimensões até quilométricas encontram-se alinhadas segundo duas faixas paralelas. Formam as serras das Águas Quentes (faixa ocidental), Vermelha e do Portela (faixa oriental), e na região de Italva (serra do Funil) compõem um grande corpo em forma de ferradura.

Os mármores representam o produto, sob condições de metamorfismo de grau forte, de sedimentos químicos marinhos, tipificando o extremo de uma série com "excesso de carbonatos". Podem ocorrer muito puros, a exemplo dos vários corpos de mármores calcíticos utilizados na indústria de cimento Portland, com variações para termos dolomíticos, ou contêm impurezas de quartzo, sendo que os dolomitos calcíferos predominam sobre os mármores calcíticos. São de cor branca, cinza (a cinza- azulado) ou esverdeada (dependendo da quantidade de anfibólio e/ou piroxênio), podendo também ser encontrados com tonalidades amareladas ou rosadas. A granulação é média a grossa, mas os mármores dolomíticos tendem a ter uma granulação fina. Muitas vezes constituem corpos maciços, em outros casos são estratificados, evidenciando bem os leitos ou camadas. Ao microscópio mostram uma textura granoblástica xenomórfica ou hipidioblástica poligonizada e as observações texturais indicam também que os mármores sofreram uma cristalização pré-tectônica e uma deformação pós-cristalização. Os termos quartzosos contêm feldspato e minerais máficos. Grafita ocorre em flocos disseminados e palhetas intersticiais ou inclusas nos carbonatos. Os minerais acessórios dos mármores são o plagioclásio e a wollastonita (nas variedades com quartzo), sericita, apatita, titanita, magnetita e pirita. Anfibólio tremolítico, piroxênio diopsídico, serpentina e olivina forsterítica ocorrem em mármores dolomíticos. Alguns corpos de mármore exibem grandes lentes de calcita romboédrica.

Nas regiões de contato, concordante mas provavelmente de natureza tectônica, com as rochas gnáissicas associadas, Silva & Ferrari (1976) observaram freqüentes zonas laminadas, normalmente com espessura inferior a 20cm, constituídas de

rochas calcissilicáticas. Em vários locais, como na serra do Portela e em Italva, foi constatada uma estreita associação dos mármores com anfibólio gnaisses, mas o conteúdo mineralógico dos últimos, envolvendo minerais como hornblenda comum e allanita, parece afastar uma hipótese de paraderivação dos mesmos.

No contexto dos gnaisses do CPS também são feitas referências à presença de "para-anfibolitos" (Brandalise et al., 1976), que notaram essa associação na serra das Águas Quentes (entre Euclidelândia e Itaocara) e na rodovia Itaocara - Jaguarembé. Os corpos anfibolíticos ali descritos são de cor verde-escuro a negro, concordantes com o bandamento gnáissico, e resultariam do metamorfismo sobre margas. Os gnaisses desses locais também contêm anfibólio, além de massas de composição carbonática, sob a forma de lentes de mármore de dimensões variáveis. Outras descrições de *boudins* e lentes de anfibolitos de origem comprovadamente sedimentar são encontradas em Machado Fº et al. (1983), que os caracterizaram como portadores de estrutura linear a maciça, granulação em geral média a fina e coloração verde-escuro a cinza-escuro.

#### 4.3.3 Unidade Itaperuna – MNpit

Esta unidade foi cartografada, inicialmente, por Barbosa et al. (1981) e incluída no Agrupamento I dos trabalhos do DRM, juntamente com as unidades Raposo e Comendador Venâncio. Posteriormente, Grossi Sad & Barbosa (1985) incluíram as duas últimas unidades no Complexo Juiz de Fora e consideraram a unidade Itaperuna de idade intermediária entre este complexo e o Complexo Paraíba do Sul, mais novo. Por outro lado, Fonseca (1998) separou os Gnaisses Raposo em relação ao Complexo Juiz de Fora, considerando-os como paraderivados e mais velhos que o Complexo Paraíba do Sul, portanto, aproximadamente na mesma posição estratigráfica da Unidade Itaperuna de Grossi Sad & Barbosa (1985).

No presente trabalho é apresentada uma nova conceituação, incorporando à Unidade Itaperuna partes das unidades Raposo e Comendador Venâncio, anteriormente atribuídas ao Complexo Juiz de Fora por Barbosa et al. (1981). Ocorre particularmente ao norte da ZCPS e é uma das unidades mais controvertidas do CPS. Até recentemente, alguns autores (Fonseca, 1998, Campos Neto & Figueiredo, 1993, Figueiredo & Campos Neto 1995,

Barbosa et al. 1981) consideravam-na como uma unidade do Complexo Juiz de Fora, uma vez que ela é constituída de granulitos associados a enderbitos e charnockitos. Entretanto, esses granulitos estão amplamente associados a rochas calcissilicáticas, quartzitos e até mármores. Em alguns segmentos, as rochas calcissilicáticas chegam a predominar. Corpos de mármore que se associam a gnaisses aluminosos, quartzitos e rochas calcissilicáticas no lado SE da ZCPS, passam a ocorrer entre granulitos, rochas calcissilicáticas e charnockitos/enderbitos do lado NW da mesma ZC. Essas observações permitem supor que as rochas desse setor fazem parte do mesmo CPS, submetidas ali, a processos distintos daqueles a que foram submetidas as rochas do CPS ao sul da ZCPS. Isto é, processos de granulitização e de fusão a baixa fugacidade de H<sub>2</sub>O e altas temperaturas e pressões. Na grande maioria dos trabalhos anteriores, as áreas de ocorrência de paragranulitos eram consideradas de idade arqueana.

Nos projetos executados pela CPRM para o DNPM (Silva & Ferrari, 1976; Fontes et al., 1981), as rochas dessa unidade foram incluídas na Associação Paraíba do Sul. Silva & Ferrari (1976) descreveram em detalhe as rochas calcissilicáticas e os piroxênio-granada gnaisses, comprovando sua origem a partir de rochas sedimentares. Muitas dessas rochas foram granulitizadas e milonitizadas, e, outras, foram granulitizadas, submetidas a processos de fusão a seco e depois milonitizadas. Nesses processos deformacionais ocorreram softenning e diaftorese com transformação da paragênese anídrica para hidratada, resultando gnaisses miloníticos de composição granítica e tonalítica que foram definidos por Barbosa et al. (1981) como Unidade Raposo.

Rochas dessa unidade foram incluídas por Gomes *et al.* (1978) nas unidades São José de Ubá, Monte Verde e Vista Alegre. No trabalho de Barbosa *et al.* (1981), foram consideradas como partes das unidades Comendador Venâncio, Itaperuna e Raposo.

Na presente integração, a Unidade Itaperuna (MNpit) é constituída essencialmente de paragranulitos, rochas calcissilicáticas (às vezes predominantes), fusões quartzo-feldspáticas e, mais raramente, quartzitos e mármores. Os paragranulitos são rochas de granulação fina a média, textura granular, coloração cinza-esverdeada. Muitas vezes, quando alterados, mostram uma textura milonítica a *flaser* que os distingue das rochas calcissilicáticas, quase sempre maciças. São constituídos, em geral, de plagioclásio, quartzo, hiperstênio, diopsí-

dio, biotita e hornblenda. Acessoriamente apresentam opacos, apatita e zirconita, e carbonato e clorita como produtos de alteração. Predominam o quartzo e o plagioclásio.

A sudeste de Itaperuna ocorre uma extensa faixa de rochas quartzosas miloníticas com cerca de 25km de comprimento por 1 a 4km de largura. Quando alteradas essas rochas lembram quartzitos, porém, microscopicamente se caracterizam como rochas de caráter trondhjemítico, essencialmente com quartzo e plagioclásio, com textura poligonal cortada por uma série de finas lâminas de quartzo. Esse conjunto está sendo incluído provisoriamente na Unidade Itaperuna (MNpit) porém, existe a possibilidade de se tratar de uma pequena janela do embasamento tipo TTG do Complexo Juiz de Fora. Essa dúvida só poderá ser dirimida com futuros trabalhos geocronológicos.

Associadas ao conjunto de paragnaisses ocorrem rochas charnockíticas/enderbíticas de granulação média a grossa, textura granular, coloração cinza-esverdeada e com plagioclásio andesínico, quartzo xenoblástico (às vezes de grandes dimensões), ortoclásio de grã fina e diopsídio em grandes cristais, por vezes alterados para anfibólio e contendo inúmeras inclusões de opacos. Cristais de granulação fina de quartzo e ortoclásio podem ser produtos de subgranulação dinâmica. Quando passíveis de serem separados do conjunto de rochas da Unidade Itaperuna, alguns charnockitos/enderbitos foram individualizados na carta geológica como  $N_{\gamma_2}$ b e considerados como uma fácies de granulação mais fina da Suíte Bela Joana.

Produtos da milonitização e diaftorese dessas rochas charnockíticas/enderbíticas e de granulitos da Unidade Itaperuna (MNpit) transformados em rochas de composições granítica a tonalítica com granada, foram tentativamente individualizados como Granitóides da Suíte Natividade.

### Evolução Metamórfico-estrutural, Idade e Correlações

Durante a orogênese brasiliana um regime de cisalhamento tangencial associado à colisão continental impôs uma estruturação regional de direção NE-SW. As principais feições então originadas envolvem a obliteração e lenticularização de leitos e bandas, truncações tectônicas, dobras intrafoliais, duplexes, estiramento mineral, foliações miloníticas com subgranulação e recuperação dos minerais, sigmóides e sombras de pressão. As foliações geradas pela deformação tangencial exibem dobramentos superpostos, abertos a fechados, de amplitudes métricas a decaquilométricas e com eixos de direção NE-SW, a exemplo das verificadas nas regiões de Cambuci e Italva.

O arcabouço estrutural definido durante o Orógeno Brasiliano foi completado com deformações impressas durante um regime compressivo transcorrente, novamente simples e dúctil. A mais importante zona de cisalhamento de alto ângulo, com até 10km de largura de rochas miloníticas, e contínua por mais de 300km segundo a direção NE-SW, está situada mormente no vale do rio Paraíba do Sul e atravessa todo o estado - o corredor Paraíba do Sul (figura 5). A partir dessa zona principal são observadas inúmeras zonas de cisalhamento secundárias e assintóticas, que demonstram a movimentação dextral dos blocos crustais e se ramificam em feixes para NNE e SSW. Nessa mesma região, várias escamas de cavalgamento paralelas ao lineamento principal são sugestivas de uma estrutura em flor positiva. Os traços retilíneos das transcorrências, em planta, são indicativos de ausência de eventos deformacionais compressivos subsegüentes. As feições estruturais de alto ângulo, em mesoescala e ao microscópio, são as mesmas referidas para a deformação tangencial. O perfil da figura 5 mostra um aspecto da estrutura regional do complexo.

Desta forma, os critérios atuais de cartografia geológica depararam-se novamente, e conforme já era previamente conhecido, com um arranjo complexo da estratigrafia interna do CPS. As tentativas de realizar correlações e empilhamentos estratigráficos, bem como de estabelecer topo e base das seqüências, não mais encontram respaldo fatual devido às freqüentes imbricações tectônicas, principalmente as tangenciais, agravadas pela superposição de dobramentos e vigorosos movimentos transcorrentes. A isso somam-se, ainda, as profundas transformações associadas às deformações em domínios dúcteis e ao metamorfismo regional de grau forte, que conduziu à volumosa geração de paragranulitos sintectônicos.

Toda a extensão exposta do CPS indica condições metamórficas da fácies anfibolito alto a granulito. Em estreita associação com a tectônica transpressiva, ocorreu uma generalizada fusão parcial in situ, que produziu volumosos magmatismos sincolisionais tipo S, e tipo C (charnockitos), cartografáveis ou não em escala de semidetalhe. Estima-se que a maior parte desses corpos, muitas vezes de formas estratóides e situados no interior da Unidade São Fidélis, ainda não se encontra cartografada.

A estabilidade da associação cordierita-sillimanita nas rochas metapelíticas, permite considerar o metamorfismo operante no cinturão como de alta T/baixa P. Essa característica metamórfica é o critério mais consistente para discriminar sua evolução da de outros complexos, (Búzios e Embu) e do Grupo Andrelândia. Embora as três bacias provavelmente tenham evoluído sob condições orogênicas distintas, elas têm uma origem similar, representando riftes meso a neoproterozóicos, ligados à fase pré-orogênica do Ciclo Brasiliano.

Outra questão importante sobre a evolução do complexo é a idade precisa de abertura dessa bacia, devido à ausência de marcadores magmáticos adequados.

Determinações U/Pb em zircões detríticos de quartzitos do Complexo Paraíba do Sul, a SSE de Volta Redonda, foram realizadas recentemente por Valladares et al. (1997). A datação de zircões com 1,5-1,6Ga sinaliza para uma idade máxima mesoproterozóica para a abertura dessa bacia, enquanto a idade máxima de sedimentação seria em torno de 2,0 a 2,3Ga ou seja, os metassedimentos teriam se originado por erosão de rochas com idades compatíveis àquelas que compõem o embasamento da faixa. Estes dados não invalidam a hipótese de sedimentação mais jovem, durante o Ciclo Brasiliano/Pan-Africano, mas também não excluem a possibilidade de representarem sedimentos mais antigos, depositados em uma bacia transamazônica.

Até o presente, a idade mais jovem para a abertura da bacia Paraíba do Sul foi obtida através de datação SHRIMP do Granito Pão de Açúcar, no qual o núcleo de um zircão detrítico herdado da rocha-mãe forneceu idade de 1.340 ± 9Ma (Silva et al., no prelo).

Carece ainda de demonstração a sedimentação inequivocamente atribuída ao Brasiliano, embora os dados disponíveis não excluam esta hipótese. Neste aspecto cabe salientar a importância das rochas com idades paleoproterozóicas na Faixa Ribeira (Machado, 1984, Heilbron, 1993, Valladares, 1996; Machado et al., 1996). Os ortognaisses da Suíte Quirino (Machado, 1984) forneceram idades U/Pb paleoproterozóicas (Machado et al., 1996; Valladares, 1996). Estas rochas foram consideradas, por apresentarem enclaves de metassedimentos, como intrusivas em rochas do Grupo Paraíba do Sul (Heilbron, 1993). Este fato pode ser interpretado como indicativo da presença de metassedimentos mais antigos, pré- ou sin-Orogênese Transamazônica, agora intercalados tectonicamente pela intensa deformação neoproterozóica.

#### 4.4 Complexo Búzios (MNb)

#### Introdução

Fonseca *et al.* (1979) designaram de Seqüência de Búzios aos paragnaisses deste complexo expostos no cabo Búzios.

No presente estudo, tendo em conta a similaridade tectono-estrutural e litológica com os metassedimentos expostos no cabo Búzios, tal unidade foi ampliada para NE, no sentido de Carapebus. Optou-se, também, de acordo com Schmitt *et al.* (1999a), por incluir no Complexo Búzios as rochas supracrustais da serra de Sapetiba (São Pedro d'Aldeia) e da região entre Maricá, Saquarema e Casimiro de Abreu. Essa porção do complexo foi designada anteriormente de Unidade Palmital (Reis, 1980).

#### Associações Faciológicas e Significado Paleoambiental

Rodrigues *et al.* (1997) caracterizaram em detalhe os paragnaisses de Búzios, identificando três associações litológicas: metapelítica, calcissilicática e anfibolítica. A primeira consiste em sillimanita-biotita xisto, sillimanita-cianita-K-feldspato gnaisse, biotita gnaisse, granada-biotita gnaisse, granada-quartzo gnaisse e quartzito feldspático. A segunda compreende duas formas de ocorrência: níveis de até 20cm de espessura, boudinados e intercalados nas associações pelítica e anfibolítica, e níveis de biotita-diopsídio gnaisse com espessura de no máximo seis metros. A terceira associação é constituída de anfibolito, diopsídio-anfibólio gnaisse e granada-anfibólio gnaisse.

Apesar do metamorfismo de alto grau, no presente trabalho foram descritas estruturas sedimentares bem preservadas em zonas de baixo *strain*. Em Cabo Frio (forte São Mateus) alguns domínios gnáissicos são constituídos pela alternância de 'bancos' de espessura decimétrica compostos por metarenitos feldspáticos e bancos de espessura centimétrica a decimétrica de metapelitos/grauvacas. Essas estruturas rítmicas representam depósitos turbidíticos metamorfizados. Os efeitos do metamorfismo de alto grau são sentidos de forma distinta, com as bandas pelíticas/grauvaqueanas geralmente mostrando efeito de fusão parcial, ao passo que as bandas quartzíticas foram poupadas do fenômeno.

A esses níveis turbidíticos acham-se associados anfibolitos, geralmente granadíferos, podendo representar horizontes vulcano-clásticos.

### Evolução Metamórfico-estrutural, Idade e Correlações

Coube a Heilbron et al. (1982) apresentarem um detalhado tratamento estrutural do cabo dos Búzios, onde estabeleceram uma estratigrafia local, incluindo o Complexo Região dos Lagos. Mais recentemente, Schmitt et al. (1999) apresentaram um detalhamento estrutural como suporte para estudos geocronológicos, demonstrando uma evolução comum, tanto para a seqüência supracrustal, como para os ortognaisses. Caracterizaram um evento tangencial precoce com transporte tectônico para NW, possivelmente de idade cambriana.

Fonseca et al. (1984) haviam sugerido que a região corresponderia a um bloco 'cratônico', designado Cráton de Cabo Frio, correlacionável "à extremidade ocidental do Cráton do Congo", na África. Por sua vez, Fonseca (1994) sugeriu que os paragnaisses provavelmente foram depositados em ambiente de arco continental ou margem continental ativa.

Zimbres et al. (1990) preconizaram também uma correlação da região de Cabo Frio com o "Cráton de Angola", na África, ao se referirem à "Unidade Região dos Lagos" de Reis et al. (1980), através de análises radiométricas (tabela 1).

Fonseca (1994) designou esse domínio de "Fragmento Tectônico de Cabo Frio" obtendo idades entre 1.600 e 1.200Ma, interpretadas como idade da fonte dos sedimentos, e entre 600 e 500Ma, como época do metamorfismo. Essa autora citou, ainda, que os paragnaisses seriam metapelitos com intercalações calciossilicáticas, quartzíticas e anfibolíticas, metamorfizados na fácies anfibolito alto, de pressão intermediária (paragênese granada-sillimanita-cianita).

A estabilidade da paragênese sillimanita-cianita nos metapelitos, bem como de granada-hornblenda-andesina na seqüência máfica, são cruciais para a caracterização do metamorfismo operante na associação como sendo de média P/T. Presentemente, além do critério estrutural, constitui o argumento mais consistente para a discriminação da mesma em relação ao Complexo Paraíba do Sul.

Idades mais precisas para a evolução da unidade foram obtidas mais recentemente (Schmitt *et al*,. 1999a) através da datação U-Pb de veios anatéticos sintangenciais, tanto nos orto quanto nos paragnaisses, os quais forneceram resultados de *ca* 520Ma. Esses dados foram interpretados no contexto da colagem final brasiliana na região, relacionada à Orogênese Búzios, na qual o Complexo Búzios representaria um ambiente de *back arc* (Schmitt *et al.*, 1999b).

# 5

# Neoproterozóico/Cambriano

#### 5.1 Introdução

O Estado do Rio de Janeiro é caracterizado por abundante granitogênese neoproterozóica, associada à deformação e metamorfismo da següência metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul, resultantes do Ciclo Orogênico Brasiliano. Granitóides metaluminosos pré- a sincolisionais alcançam sua mais importante expressão nos batólitos Serra dos Órgãos e Rio Negro, incluindo associações calcioalcalinas expandidas (Complexo Rio Negro). Magmatismo peraluminoso, sincolisional, do tipo S, representado por granitóides intensamente deformados e estirados segundo o trend NE-SW, está relacionado dominantemente ao Batólito/Arco Rio de Janeiro (figura 6), ocorrendo também no domínio Juiz de Fora. São associados aos metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul, dos quais derivam por processos de fusão parcial.

Também ocorrem inúmeros plútons calcioalcalinos de natureza milonítica, controlados pelas zonas de cisalhamento direcionais, e corpos não deformados, cuja distribuição aparentemente independe da estruturação principal do orógeno, ou seja, não estão compartimentados pelas estruturas N45°E, além de uma geração tardia de posicionamento pós-tectônico.

Trabalhos pioneiros e sistemáticos nos granitóides do estado incluem os de Rosier (1957, 1965), Helmbold et al. (1965) e Barbosa & Grossi Sad (1985). Dentre os trabalhos de síntese regional sobre estas rochas destacam-se Machado & Pellogia (1987), Machado & Demange (1994a e 1998), Machado (1997) e Heilbron (1995). Outros trabalhos de síntese, versando principalmente sobre os granitóides tardios, incluem Pires et al. (1982), Penha & Wiedemann (1984), Machado Filho et al. (1983), Junho & Wiedemann (1987), Junho (1991, 1993), Wiedemann (1993), além de muitos outros que discutem aspectos petrográficos e litogeoquímicos de maciços isolados, principalmente no Domínio Serra dos Órgãos.

Várias propostas de agrupamento das rochas granitóides envolvem tanto características estruturais quanto geoquímicas e geocronológicas, entre as quais pode-se mencionar Machado & Demange (1992, 1994a, b), Figueiredo & Campos Neto (1993), Campos Neto & Figueiredo (1995), Heilbron (1995), Machado (1997), Tupinambá (1999), Silva (1999), Silva et al. (no prelo), Campos Neto (2000) e Trouw et al. (2000). Neste contexto vale destacar o trabalho de Machado (1997), que consiste na síntese mais completa da granitogênese do estado.

Apesar dos numerosos trabalhos, a evolução do sistema de orógenos brasiliano entre ?1.000Ma

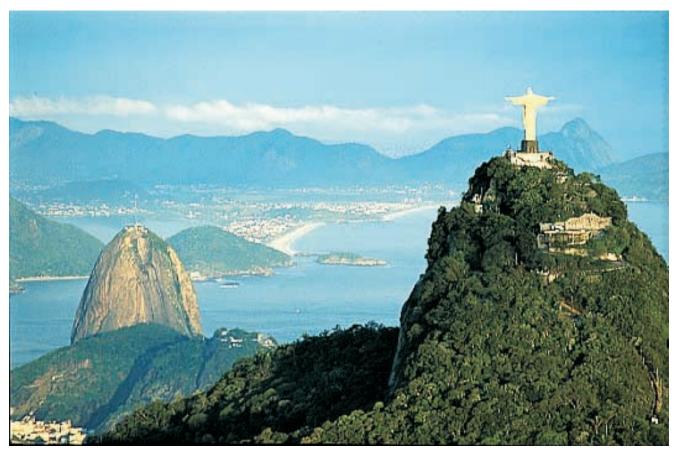


Figura 6 – No Estado do Rio de Janeiro, o estudo detalhado da ubiqüa granitogênese brasiliana constituiu-se na mais completa tarefa para a elaboração do mapa geológico estadual. O Batólito Rio de Janeiro (no primeiro plano) é testemunho privilegiado da colagem dos orógenos Brasilianos/Pan-Africanos, ao sul das margens continentais da América do Sul e África. A datação precisa desse arco sincolisonal em ca 560Ma proporcionou a estimativa mais consistente para a idade da amalgamação do Supercontinente Gonduana (Silva 1999; Silva et al., no prelo). (Foto de Ary Bassous/TYBA).

Figure 6 – Detailed studies of the widespread Brasiliano granitic magmatism in Rio de Janeiro State, were the most complex task during the elaboration of the official map of the state. The Rio de Janeiro Batholith (in the first plan) is a privileged testimony to the collage of the Brasiliano/Pan-Africans orogens at the southern continental margins of South America and Africa. The precise dating of this syn-collisional arc (ca 560Ma) propitiated the best constrained estimate for the age of the SW Gondwana Supercontinent amalgamatin (Silva 1999; Silva et al., in press).

(Photo by Ary Bassous/TYBA).

(estágio de rifte e *drift apart* deste segmento do Supercontinente Rodínia) e *ca* 500Ma (granitóides pós-tectônicos), ainda é matéria de debate. Em especial, devido à escassez de datações radiométricas por métodos precisos.

Diversas tentativas de subdivisão do intervalo têm sido divulgadas, levando em conta as características e idades dos granitóides, nos estágios pré-, sin- e pós-colisional e pós-tectônico. Os intervalos propostos foram de 570 a 590Ma para o estágio pré-colisional, 530 a 560Ma para o sincolisional, e 450/480 a 520Ma para o pós-colisional (Figueiredo & Campos Neto, 1993; Wiedemann, 1993).

Intervalos mais antigos são ainda propostos por Machado (1997), que admite o intervalo de 650-620Ma, 600-590/560Ma e 560 a 530Ma para os estágios pré-, sin-, e pós-colisional, respectivamente.

O magmatismo tem sido atribuído à implantação de dois arcos magmáticos. Um mais jovem, denominado de Arco magmático Rio Doce, gerado entre 590 e 560Ma, e outro mais antigo, denominado de Arco magmático Rio Paraíba do Sul, implantado no intervalo de 580/590 a 620/650Ma (Figueiredo e Campos Neto, 1993; Wiedemann, 1993; Machado, 1997; Machado & Demange 1998).

Recentemente, Tupinambá (1999) propôs a denominação de Arco Rio Negro para os ortognaisses homônimos que compõem o Domínio Serra do Mar (figura 4). Este arco, gerado há *ca* 630Ma segundo o autor, teria um intervalo temporal semelhante ao proposto para o arco Rio Paraíba do Sul.

Úm estudo recente de compartimentação tectono-magmática baseado em datações U-Pb convencionais e SHRIMP, além de Pb-Pb por evaporação (tabela 1) permite o estabelecimento de uma estratigrafia granítica para o estado, relacionada aos sistemas de orógenos Brasiliano II e III)

Esta repartição tectônica é aqui adotada e está associada a uma evolução magmática complexa, através da acresção de sucessivos arcos magmáticos, de W para E: Rio Negro/Serra dos Órgãos/Rio de Janeiro.

## 5.2 Episódio Orogênico Brasiliano II/Magmatismo Pré- a Sincolisional (630-600Ma)

#### 5.2.1 Complexo Rio Negro (N<sub>γ1</sub>rn)

#### Introdução

O Complexo Rio Negro foi inicialmente correlacionado à Série Serra dos Órgãos por Rosier (1957), tendo sido posteriormente subdividido em distintas unidades gnáissicas, migmatíticas e graníticas (Penha *et al.*, 1979; Matos *et al.*, 1980; Barbosa & Grossi Sad, 1985, entre outros).

A designação original de Rio Negro provém da Unidade Rio Negro de Matos *et al.* (1980), cartografada na região de Cordeiro-Cantagalo. Segundo esses autores, seria constituída por "migmatitos de tramas heterogêneas que gradam para tipos homogêneos ou granitóides (diatexitos)". Do ponto de vista petrográfico, descreveram "hornblenda-biotita-plagioclásio gnaisses com ou sem granada, granada-muscovita-biotita-plagioclásio gnaisse e plagioclásio anfibolito".

O presente estudo constatou que na localidadetipo desse complexo, na fazenda Gerais do Lima, na margem direita do rio Negro (Matos *et al.*, 1980), trata-se de uma associação de paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul, em adiantado grau de fusão parcial *in situ*. Ocorrem também termos mais homogêneos, característicos de granitos tipo S.

Posteriormente, Pinto et al. (1980) projetaram essa unidade para SW, bordejando tratos setentrionais do maciço Serra dos Órgãos, passando por Duas Barras, Sumidouro, São José do Vale do Rio Preto e Areal, seguindo no rumo SW. Para esses autores, a "Unidade Rio Negro "compreende rochas extensamente migmatizadas, cujo paleossoma geralmente é um biotita gnaisse bandeado", que evolui para um tipo mais homogêneo designado de "gnaisse granítico ou granito" de composição granodiorítica a quartzo-diorítica. Assim, a definição original foi modificada, passando a incluir ortognaisses.

• Brasiliano III	Orógeno Araçuaí (545-500Ma)	granitóides tardi a pós-tectônicos	$\gamma_4, \gamma_5, \beta_5, \epsilon_5$
• Brasiliano III	Orógeno Araçuaí (560-545Ma)	granitóides sin a tardi- colisionais	γ <sub>3</sub>
Brasiliano III	Orógeno Araçuaí (570-560Ma)	granitóides pré- a sinco- lisionais	γ <sub>2</sub>
• Brasiliano II	Orógeno Rio Negro (630-600Ma)	granitóides pré- a sincoli- sionais	γ <sub>1</sub>

Finalmente, Tupinambá (1999) restringiu a designação de Complexo Rio Negro à fração ortoderivada (ortognaisses), a qual, juntamente com os plútons gabróides associados, constituiria o "Arco Rio Negro", de idade neoproterozóica.

A discriminação cartográfica aqui adotada seque a proposição de Pinto et al. (1980), posteriormente confirmada em trabalhos de detalhe por Tupinambá (1999), incluindo apenas os ortognaisses calcioalcalinos de fácies anfibolito (os quais não ocorrem na localidade-tipo). Sua definição é agui expandida, incluindo associações similares não abordadas em Tupinambá (1999), em especial: 1) Complexo Trajano de Moraes. Corresponde a uma pequena faixa NE-SW, aflorante nas vizinhanças da cidade homônima, no setor nordeste da folha Rio de Janeiro; 2) Gnaisse Archer, localmente exibindo restos de gnaisses granulíticos de composição enderbítica, como observado na pedreira abandonada de Nova Iguaçu, situada em Comendador Soares; 3) Ortognaisse Tingüi; 4) Complexo Capim Angola; 5) Metagabros Córrego do Oliveira e Fazenda Fortaleza, 6) Unidade Santo Aleixo.

Em contrapartida, os leucogranitos tipo S da localidade-tipo foram aqui designados como Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer – Nγ1p (juntamente com a Unidade Bom Jardim, anteriormente atribuída ao Complexo Serra dos Órgãos, e o Leucognaisse descrito por Tupinambá, 1999).

Foram individualizadas duas unidades litoestratigráficas nesse complexo: Rio Negro ( $N_{\gamma_1}$ r) e Duas Barras ( $N_{\gamma_1}$ rd).

#### 5.2.1.1 Unidade Rio Negro (N<sub>γ1</sub>r)

Ocorre na forma de extenso e estreito envelope na porção mediana e meridional do Batólito Serra dos Órgãos, com direção NE-SW, e estende-se por cerca de 160km, com média de 4km de largura. É constituído por gnaisses cinzentos bandados, de composição tonalítica e trondhjemítica (TTG), com texturas porfirítica recristalizada e augen. Os gnaisses mostram forte foliação de baixo a médio ângulo. Intercalações de metagabros, metaquartzo dioritos e paleodiques anfibolíticos são comuns, enquanto que gnaisses granulíticos de composição enderbítica ocorrem localmente (gnaisses Archer e Tingüi). Intrusões e apófises de granitóides do Batólito Serra dos Órgãos, adjacente, e de leucogranitos S, são observadas. A unidade engloba também os seguintes plútons cronocorrelatos: Gnaisse Archer (Ny1ra), Gnaisse Tingüi (Ny₁rt), Complexo

Trajano de Moraes ( $N_{\gamma_1}$ rtm) e Complexo Capim Angola ( $N_{\gamma_1}$ rc).

#### 5.2.1.2 Unidade Duas Barras (N<sub>γ1</sub>rd)

Ocorre em duas faixas, a primeira com cerca de 120km de comprimento e menos de 1km de largura média que contorna a borda sul do Batólito Serra dos Órgãos. A segunda, situada na borda norte do batólito, na região de Duas Barras, tem cerca de 35km de comprimento por 1-2km de largura aflorante. É uma fácies homogênea, foliada, de granulação grossa, porfirítica e de composição tonalítica a trondhjemítica, injetada por leucogranitos tipo S.

#### Relações Estruturais

Ocorre na forma de extensas e estreitas lentes alongadas segundo a direção NE-SW, paralelamente à foliação interna do plúton e das encaixantes. A foliação interna é caracterizada por uma superfície planar com mergulhos suaves a moderados (*thrust-related*) para NW e está relacionada a um evento regional transpressivo que transpôs as pretéritas estruturas magmáticas do plúton.

O complexo é freqüentemente injetado por apófises e venulações de granitóides da Suíte Serra dos Órgãos e pelo Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer, as quais truncam a foliação metamórfica tangencial pretérita (figura 5).

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Trata-se de uma suíte expandida, de composição variando de metagabro a hornblenda-biotita metagranodiorito, predominando amplamente os termos tonalíticos.

Os metagabros e dioritos são calcioalcalinos (Córrego do Oliveira, Fazenda Fortaleza, Córrego da Prata) e apresentam texturas cumuláticas (Tupinambá, 1999); variam de foliados a isotrópicos, e são associados a trondhjemitos, eventualmente com assimilação, representando material juvenil de arco magmático.

Quimicamente representam uma suíte calcioalcalina expandida (sentido Pitcher, 1983) com composição variando de gabróica a granítica, classificada como de médio-K, pré-colisional (Tupinambá, 1999), mas que inclui termos trondhjemíticos, depletados em elementos litófilos de raio iônico grande (LILE), sendo aqui caracterizada como uma associação do tipo TTG. Uma análise U-Pb convencional em zircões de um tonalito gnaisse da pedreira Duas Barras (tabela 1), indicou uma idade de 634 ± 10Ma, a qual foi interpretada como a idade de cristalização do plúton (Tupinambá, 1999). Essa idade é compatível com o clímax do episódio orogênico Brasiliano II em toda a Província Mantiqueira (Silva et al., no prelo).

#### 5.2.2 Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer (N<sub>γ1</sub>p)

#### Introdução

Essa unidade constituída por leucogranitos foliados e gnáissicos do tipo S foi originariamente descrita por Barbosa & Grossi Sad (1985) como Gnaisse Granitóide da unidade Rio Negro. A mesma foi posteriormente detalhada por Tupinambá (1999) que a discriminou do Complexo Rio Negro.

Na região de Miguel Pereira foi designada de Batólito Serra das Araras (Machado & Demange, 1994). No presente trabalho os granitóides daquele batólito foram discriminados como outra fase granítica, mais jovem, a Suíte Serra das Araras (N<sub>Y3</sub>a).

Os trabalhos sistemáticos de mapeamento aqui desenvolvidos levaram à correlação dessa unidade com os leucognaisses descritos como Unidade Bom Jardim, da Suíte Serra dos Órgãos (de Tupinambá, 1999). Conseqüentemente, ambas as unidades são aqui tratadas conjuntamente, sob a designação de Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer.

Ocorre na forma de diversas lentes com até 20km de comprimento por 2-4km de largura, nas porções central e norte do Batólito Serra dos Órgãos, estendendo-se até a cidade de Cantagalo. Nessa última localidade está associado aos paragnaisses parcialmente fundidos do Complexo Paraíba do Sul, sua mais provável rocha-fonte.

A discriminação cartográfica dessa unidade é ainda precária, necessitando de trabalhos adicionais em escala de semidetalhe para sua melhor caracterização.

#### Relações Estruturais

Apresenta foliação discreta a moderada, discordante da foliação das encaixantes. É intrusivo nos ortognaisses do Complexo Rio Negro e apresenta contatos ora abruptos, ora gradacionais (fusão *in situ*), com os paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul. Os granitóides do Batólito Serra dos Órgãos mostram localmente contatos intrusivos com o mesmo.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São leucogranitóides tendo muscovita como principal acessório, ocorrendo ainda biotita, granada, sillimanita e localmente, relictos de anfibólio.

Lentes de mármore e megablocos de restitos paragnáissicos bandados e parcialmente fundidos (estruturas migmatíticas) ocorrem frequentemente.

Tais características sugerem sua classificação como granito do tipo S.

Datações Pb-Pb por evaporação (tabela 1) revelaram idades variando de *ca* 589 a 600Ma para os termos dos leucognaisses da "Faixa Bom Jardim", exposta no interior do Batólito Serra dos Órgãos (Tupinambá, 1999). O mesmo autor atribuiu a idade de 620 ± 17Ma (intercepto inferior), obtida por Delhal *et al.* (1969), a essa fácies.

Como a idade precisa do magmatismo Serra dos Órgãos foi determinada através de estudos U-Pb SHRIMP em *ca* 570Ma (Silva 1999), esses leucognaisses foram discriminados dessa unidade. Como conseqüência, foram alternativamente interpretados como granitóides associados à fase sincolisional que sucedeu à instalação do Arco Rio Negro (Orogênese Rio Negro).

## 5.3 Episódio Orogênico Brasiliano III / Magmatismo Pré- a Sincolisional (570-560Ma)

#### 5.3.1 Suíte Serra dos Órgãos ( $N_{\gamma_2}$ s, $N_{\gamma_2}$ ss)

#### Introdução

A Suíte Serra dos Órgãos foi primeiramente referida como Gnaisses granitóides da Série Serra dos Órgãos (Rosier, 1957).

A unidade foi objeto de recente detalhamento estrutural, litogeoquímico e geocronológico por Tupinambá (1999), o qual discriminou cartograficamente quatro "faixas" com distintas associações petrográficas.

Trata-se do maior batólito granítico exposto no estado, apresentando uma forma extremamente alongada, com *ca* 140km de comprimento por 20km de largura média. O batólito é envolvido nas bordas W e S pelos ortognaisses do Complexo Rio Negro, no qual é intrusivo, e na borda norte pelo Leucogranito Gnaisse Serra do Paquequer. Na porção nordeste é intrusivo nos paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul.

No presente estudo, devido à falta de detalhamento cartográfico suficiente, optou-se por discriminar da unidade principal (Unidade Serra dos Órgãos –  $N_{\gamma_2}$ s) uma fácies marginal do batólito (Unidade Santo Aleixo –  $N_{\gamma_2}$ ss), onde a fácies regional, de composição granodiorítica, é muito enriquecida em xenólitos das supracrustais encaixantes (parcialmente fundidos), constituindo um migmatito de injeção (figura 5). Não são raros, nos hornblenda granodioritos regionais, porfiroblastos pós-tectônicos de granada crescidos às expensas da assimilação dos gnaisses aluminosos. Somente através de mapeamento de semidetalhe será possível obter-se uma discriminação cartográfica consistente para essas porções do batólito. Injeções de leucogranito S ocorrem com freqüência.

#### Relações Estruturais

O batólito apresenta disposição alongada na direção NE-SW, paralelamente à foliação interna do plúton e concordante com a principal direção tectônica impressa regionalmente nas encaixantes, e está relacionado à deformação transpressiva, caraterística da etapa final de implantação do Ciclo Brasiliano. A foliação interna, de baixo ângulo (thrust-related) mostra vergência para SE, sendo caracterizada pela sobreposição de deformação no estado sólido sobre a foliação de fluxo magmático.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São granitóides à hornblenda e biotita, equigranulares, de granulação grossa, foliação descontínua, dada por aglomerados centimétricos de biotita e hornblenda (figura 5, fotos 03 e 04).

A composição varia de tonalítica a granítica. A primeira tentativa de discriminação química e cartográfica das distintas fácies que compõem a suíte é devida a Tupinambá (1999). O autor subdividiu o batólito em quatro "faixas", as quais, na escala do presente mapa, não foram discriminadas. Três das quatro subdivisões: as faixas Pedrinco, Pedra Santa Tereza e Chevrand são constituídas por granitóides calcioalcalinos.

O único enfoque litogeoquímico abrangente da suíte é devido a Tupinambá (1999), sendo a mesma caracterizada como calcioalcalina de alto-K e interpretada como de natureza sincolisional. Entretanto, eliminando-se as análise químicas referentes à "Faixa Bom Jardim" daquele autor, as demais análises indicam sua natureza calcioalcalina de médio potássio. Essa classificação confirma sua natureza composicional expandida, típica das séries calcioalcalinas

associadas ao magmatismo pré- a sincolisional do tipo cordilheirano, na classificação de Pitcher (1983).

A quarta "faixa", denominada por Tupinambá (1999) de Bom Jardim, é constituída por leucogranitos granadíferos, aqui interpretados como do tipo S e, conseqüentemente, correlacionada aos leucogranitos Serra do Paquequer (Νγ1p), ligados à evolução do Arco Rio Negro, predecessor do magmatismo Serra dos Órgãos.

Existem apenas três datações geocronológicas referentes à suíte (tabela 1). Tupinambá (1999), utilizando metodologia U-Pb convencional, em tonalitos de duas localidades distintas, obteve duas idades menos precisas, em zircões fortemente discordantes, de 559±4Ma e 546±15Ma. Portanto, o resultado SHRIMP de *ca* 570Ma deve corresponder à melhor estimativa para a idade de cristalização da suíte. Duas datações pela sistemática Sm-Nd reportadas por Tupinambá (1999), revelaram valores de ɛNd fracamente negativos (-5,9 a -4,2, para t = 560Ma) e idade-modelo T<sub>DM</sub> de *ca* 1.800Ma, sugerindo mistura de magmas juvenis (neoproterozóicos) e de litosfera paleoproterozóica, típica de granitóides de arcos continentais evoluídos.

Silva (1999) obteve, pelo método U-Pb SHRIMP em zircões da fácies granodiorítica, uma idade precisa de 569±4Ma em um agrupamento concordante de 17 zircões (figura 7).

A idade de *ca* 570Ma é também compatível com a sua natureza pré-colisional, relativamente ao evento sincolisional da Suíte Rio de Janeiro (ver abaixo), datada precisamente em *ca* 560Ma (Silva, 1999).

#### 5.3.2 Suite Desengano (N<sub>γ2</sub>d)

#### Introdução

A Suíte Desengano, como a maior parte dos granitos S do estado cartografados em escala regional no presente estudo, foi cartografada em trabalhos anteriores como metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul, integrando o denominado Complexo São Fidélis-Pão de Açúcar (Fonseca *et al.*, 1998).

Ocorre na região nordeste do estado, estendendo-se na direção NE por cerca de 200km, desde Niterói até as proximidades de Italva. É composto por cerca de uma dezena de lentes estreitas (1-4km) e alongadas (até 100km) inseridas nos paragnaisses pelíticos e grauvaqueanos do Complexo Paraíba do Sul.

Os granitóides formam uma extensa sucessão de pães de açúcar no vale do Desengano, destacando-se dos paragnaisses, restritos às porções mais

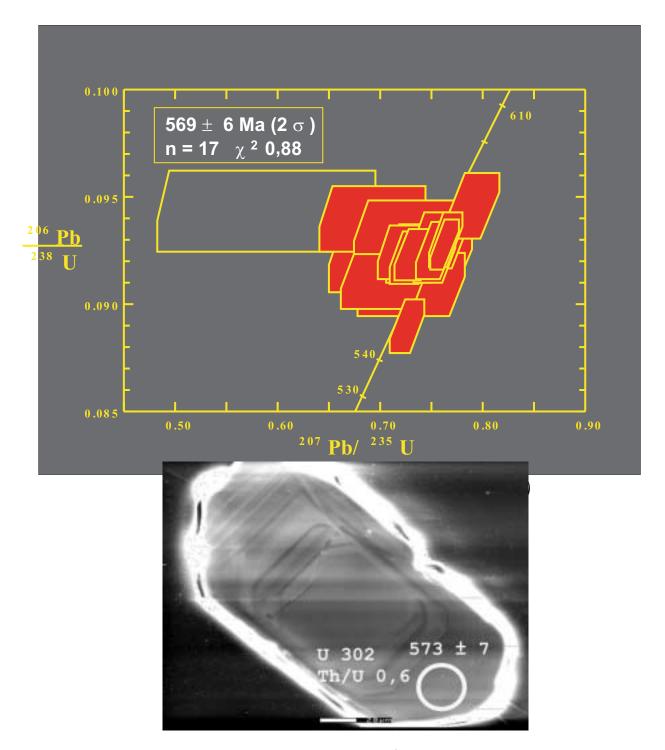


Figura 7 – Granodiorito Pedro do Rio (Suíte Serra dos Órgãos) Diagrama Concórdia (Wetherill) SHRIMP, mostrando a idade de 569 +/-6Ma, obtida em 17 spots analíticos, interpretada como a idade da cristalização sincolisional do plúton. Em destaque um dos zircões datados (Silva, 1999).

Figura 7 – Pedro do Rio Granodiorite (Serra dos Órgãos Suíte). -SHRIMP Wetherill Concordia diagram displaying the age of 569 +/-6 Ma, performed on 17 analytical spots and interpreted as the age of the pre- to syn-collisional crystallisation of the pluton (Silva, 1999)..

baixas do vale. No extremo-norte desse domínio, os granitóides passam a apresentar freqüentes manchas de granada charnockito, passando gradativamente para corpos charnockíticos isolados e mesmo para os granada charnockitos da Suíte Bela Joana.

Na suite foram englobados os granitos Santa Tereza, Quartéis, Carapebus, Serra da Concórdia e Cassarotiba.

#### Relações Estruturais

São plútons sintectônicos associados a um regime transpressivo dextral, de direção NE-SW apresentando discreta a forte foliação milonítica sobreposta à textura magmática. Não existem trabalhos de detalhe nessa unidade.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São granitos à granada e biotita ou a duas micas, com uma variada gama de texturas, predominando variedades grossas a porfiríticas.

São granitóides relativamente heterogêneos devido à presença de numerosos restitos de paragnaisses. A discriminação cartográfica entre as fácies granitóides e as encaixantes, via de regra é bastante precária em trabalhos em escala regional. Por isso são necessários trabalhos em escala de semidetalhe para estabelecer mais precisamente os limites entre os domínios graníticos (mais de 90% de fusão) e os paragnaisses com distintas taxas de fusão parcial.

Não existem dados químicos nem geocronológicos; pelas suas características petrológicas e estruturais, a unidade foi correlacionada à Suíte Rio de Janeiro, integrante do Batólito Rio de Janeiro. Os granitóides caracterizam um arco sincolisional de dimensões regionais, o Arco Rio de Janeiro, relacionado à Orogênese Araçuaí, durante o Episódio Brasiliano III (Silva et al., no prelo).

#### 5.3.3 Suíte Rio de Janeiro ( $N_{\gamma_2}$ r)

#### Introdução

A Suíte Rio de Janeiro, como originariamente definida por Silva (1999), inclui granitóides foliados e ortognaisses, dominantemente peraluminosos, caracterizados pelo autor como de derivação crustal (granitos tipo-S): granitos Pão de Açúcar (pa), Corcovado (co) e Cosme Velho (cv). Ocupa a maior extensão da região metropolitana do Rio de

Janeiro, estendendo-se daí por cerca de 20km na direção NE, com uma largura de cerca de 10km (figura 8).

Os granitos Pão de Açúcar e Corcovado foram originariamente interpretados e mapeados como paragnaisses (Gnaisses Facoidais) por Helmbold et al. (1965), sendo posteriormente relacionados ao Complexo São Fidélis-Pão de Açúcar (Fonseca et al., 1998). O caráter magmático dessas unidades havia sido previamente reconhecido em trabalhos de detalhe (Silva & Silva, 1987; Silva et al. 1991, Heilbron et al., 1993). A essas fácies foram correlacionados o denominado Plúton Niterói, de Machado & Demange (1992) e o Granito Cosme Velho, designado de Leptinito por Helmbold et al. (1965).

## Granitos Pão de Açúcar (pa) e Corcovado (co)

Constituem os principais plútons expostos na região sudeste do município do Rio de Janeiro, estendendo-se daí para Niterói (Figura 8). São plútons foliados, com forte e contínuo *fabric* tangencial. A fácies dominante é o Granito Corcovado, caracterizado por biotita e granada como acessórios principais. O Granito Pão de Açúcar é uma fácies subordinada, tendo biotita, e localmente hornblenda, como principais acessórios. Bolsões e manchas irregulares, portadoras de ortopiroxênio, ocorrem em alguns domínios

#### Leucogranito Gnáissico Cosme Velho (cv)

É um biotita e biotita-muscovita leucogranito com granulação média a grossa e forte foliação tangencial.

Todas as fácies apresentam restitos paragnáissicos do Complexo Paraíba do Sul relativamente preservados, podendo também mostrar passagens gradativas aos paragnaisses regionais, ou ocorrer como veios ou bolsões de fusão parcial *in* situ em meio às encaixantes.

A figura 9 mostra a distribuição dessas fácies na região sul do município do Rio de Janeiro, segundo mapa modificado de Helmbold *et al.* (1965) e Heilbron *et al.* (1993), que apresentaram também um detalhado estudo estrutural da região.

#### Relações Estruturais

A foliação interna, de baixo ângulo (thrust-related) é caracterizada pela sobreposição de deformação

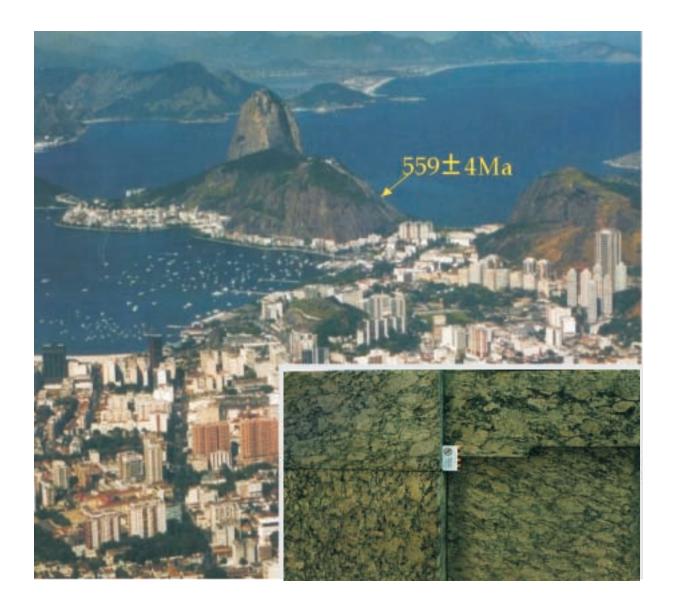
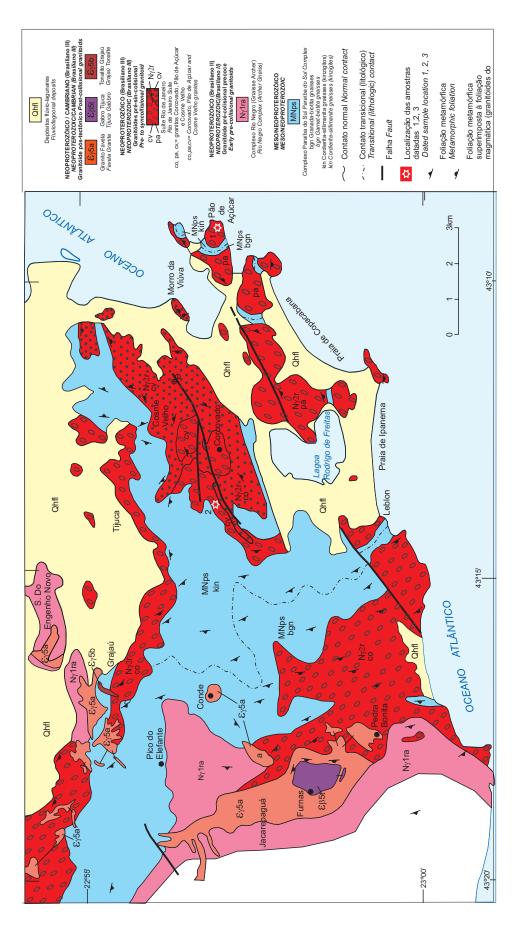


Figura 8 – Granito Pão de Açúcar. Importante componente da Suíte Rio de Janeiro, na foto com indicação aproximada do local de coleta da amostra datada. O detalhe (abaixo) mostra a textura megaporfirítica (augen) característica da unidade, (Foto de Ary Bassous/TYBA).

Figure 8 – Pão de Açúcar Granite. Important component of Rio de Janeiro Suite showing the approximated location of the collecting site of the dated sample. The inset (bellow) displays the megaporphyritic (augen) texture characteristic of the unit. (Photo by Ary Bassous/TYBA).



O.H. 1965. Mapa Geológico do Estado da Guanabara, Escala 1:50.000. Rio de Janeiro, DNPM / MME; 2 - Heilbron M., Pires F.R.M., Valeriano C., Figura 9 - Mapa Geológico Simplificado da Região Sul do Município do Rio de Janeiro (modificado de: 1 - Helmbold R., Valença, J.G., Leonardos Jr. Bessa M. 1993. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo pré-cambriano do setor sudeste do município do Rio de Janeiro. In Atas III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG. p. 174-179).

O.H. 1965. Mapa Geológico do Estado da Guanabara, Escala 1:50.000. Rio de Janeiro, DNPM / MME; 2 - Heilbron M., Pires F.R.M., Valeriano C., Figure 9 -. Simplified Geological Map of south side of Rio de Janeiro Metropolitan Area (modified after: 1 - Helmbold R., Valença J.G., Leonardos Jr. 1993. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo pré-cambriano do setor sudeste do município do Rio de Janeiro. In Atas III Simpósio de Geologia do Sudeste, Rio de Janeiro, SBG. p. 174-179). Bessa M.

no estado sólido sobre a foliação de fluxo magmático. Está relacionada às fases deformacionais D<sub>1</sub>/D<sub>2</sub> (Heilbron *et al.* 1993) - figura 5 (foto 01).

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Apresentam texturas megaporfiríticas recristalizadas, com augen de K-feldspatos podendo atingir 5-10cm de comprimento médio (figura 5, Foto 01). O único estudo químico disponível para a suíte é devido a Machado & Demange (1992), que classificaram o Plúton Niterói como uma associação calcioalcalina, a qual deve corresponder à fácies Pão de Açúcar. A presença de manchas charnockíticas nesse granito, possivelmente associadas a processo de charnockitização in situ (Heilbron et al., 1995), sugere a influência de magmas peraluminosos tipo-S na gênese desses granitos, uma vez que os charnockitos magmáticos da região têm origem S (Silva et al., no prelo). Além disso, a maior extensão aflorante da unidade, equivalente aos granitos Corcovado e Cosme Velho, corresponde a granitóides peraluminosos, do tipo-S, devido à sua composição modal rica em granada e a duas micas.

As fácies Pão de Açúcar e Corcovado foram recentemente datadas pelo método U-Pb SHRIMP (Tabela 1), fornecendo idades de cristalização de ca 560Ma (Silva 1999). A Figura 10 mostra um dos zircões datados, referente ao Granito Pão de Açúcar, e a Figura 11, por sua vez, a respectiva Concórdia. A Figura 12 mostra a Concórdia obtida para o Granito Corcovado, bem como um dos zircões empregados na datação.

Por tratar-se de granitóides do regime sincolisional, esse resultado fornece a idade precisa da colisão à qual está vinculada a geração dos granitos. Além disto, pela existência de idades similares em uma extensa faixa de granitos crustais estendendo-se do Rio de Janeiro ao sul da Bahia, foi possível a caracterização de uma extensa estrutura designada Batólito Rio de Janeiro, que caracteriza um arco sincolisional de dimensões regionais, o Arco Rio de Janeiro, relacionado ao Episódio Brasiliano III (Silva et al., no prelo).

#### 5.3.4 Suíte Bela Joana (N<sub>γ2</sub>b)

#### Introdução

A unidade foi mapeada como pertencente ao Complexo Charnockítico, integrante da Associação

Paraíba do Sul (Silva & Ferrari, 1976), que englobava a presente unidade e outras rochas da fácies granulito ocorrentes mais a noroeste. Batista *et al.* (1978) passaram a designá-la como Unidade Bela Joana, e Grossi Sad *et al.* (1980), de Seqüência Charnockítica. Fonseca *et al.* (1998) utilizaram o termo Suíte Enderbítica Bela Joana, correlacionando-a ao Complexo Juiz de Fora. Porcher (1997) denominou-a de Gnaisses Charnockíticos.

Ocorre sob a forma de dois corpos alongados, de direção NE-SW, situados nos quadrantes norte e nordeste do estado. A faixa mais expressiva alcança 125km de extensão, com desenvolvimento até o limite do estado, daí estendendo-se continuamente para o Estado do Espírito Santo, e tem largura máxima de cerca de 24km, incluindo a intercalação de uma faixa de granitóides tipo-S da Suíte Desengano. Uma série de faixas menos expressivas ocorre na região de Itaperuna, que estendem-se para o Espírito Santo.

#### Relações Estruturais

Trata-se de granitóides com texturas e estruturas magmáticas bem preservadas, porém mostrando superposição de deformação no estado sólido, relacionada a seu posicionamento sintectônico à deformação tangencial regional. Em zonas de alto strain adquirem estruturas microbandadas, gnáissicas, motivo pelo qual têm sido confundidos com os ortognaisses granulíticos do Complexo Juiz de Fora, podendo apresentar contatos transicionais com os granada granitos S da Suíte Desengano.

Frequentemente são cortados por uma segunda geração de leucogranitos S (leptinitos, de Batista *et al.* 1978).

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São granitóides de cor cinza-escuro a esverdeado, de granulação média a grossa, freqüentemente porfiríticos, com fenocristais euédricos de feldspato de até 2cm. São constituídos de quartzo, feldspato esverdeado, orto e clinopiroxênio em pequenos prismas pretos a esverdeados, granada rósea e pouca biotita. São isotrópicos, apresentando, próximo aos contatos, foliação cataclástica que imprime uma textura gnáissica. Petrograficamente, os termos mais freqüentes são os charnoenderbitos com variações para charnockitos e noritos.

Rêgo (1989) caracterizou a suíte como uma associação charnockítica com gabro-noritos, enderbitos e charnockitos, incluindo também gabro-noritos e



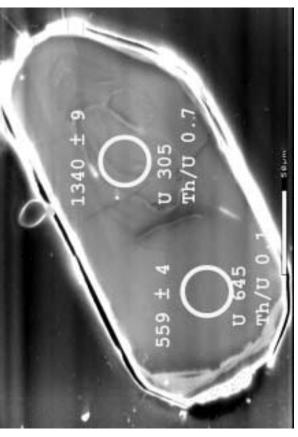


Figura 10 – Granito Pão de Açúcar - Imagens de elétrons retro-espalhados (esquerda) e catodoluminescência (direita) em cristal de zircão paragnaisses encaixantes (Complexo Paraíba do Sul). Conseqüentemente, fornece uma estimativa aproximada para a idade máxima de 559 ± 4 Ma (idade de cristalização do corpo) e núcleo (sub-arredondado) de 1340 ± 9 Ma. Foi interpretado como detrítico, herdado dos datado na "Microsonda Iônica de Alta Resolução" (Sensitive High Resolution Ion Microprobe -SHRIMP (círculos brancos). A população datada é constiuída por cristais magmáticos, homogêneos. O cristal mostrado é uma exceção; tem borda magmática, datada em abertura da bacia de ca 1340 Ma. (Silva et al., no prelo).

Figure 10 - Pão de Açúcar Granite - Backscattering (left) and cathodoluminescence (right) images on zircons dated by SHRIMP systematics (white circles). The dated population comprises magmatic, homogeneous crystals. The showed crystal is an exception; it has a magmatic rim, paragnaissic country-rock (Paraíba do Sul Complex). Accordingly, 1340 Ma may be considered the approximated maximum opening age dated at 559 ± 4 Ma and a subrounded core aged at 1340 ± 9 Ma. It has been interpreted as a detrital grain inherited from the for the basin (Silva et al., in press).

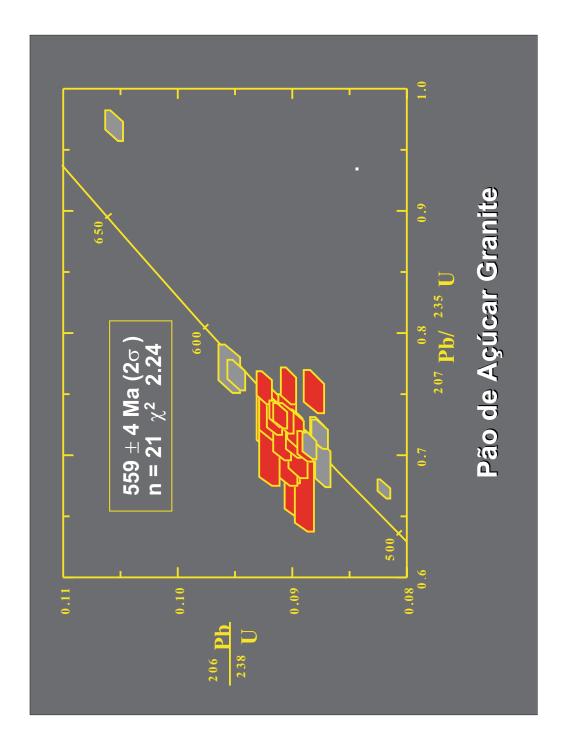


Figura 11 – Granito Pão de Açúcar. Diagrama Concórdia (Wetherill) SHRIMP, mostrando a idade de 559 +/- Ma, obtida em 21 spots analíticos e interpretada como a idade de cristalização do plúton sob regime sincolisional (Silva 1999).

Figure 11 - Pão de Açúcar Granite. SHRIMP Wetherill Concordia diagram displaying the age of 559 +/-, Performed on 21 analytical spots and interpreted as the age of the syncollisional crystallisation of the pluton (Silva 1999).

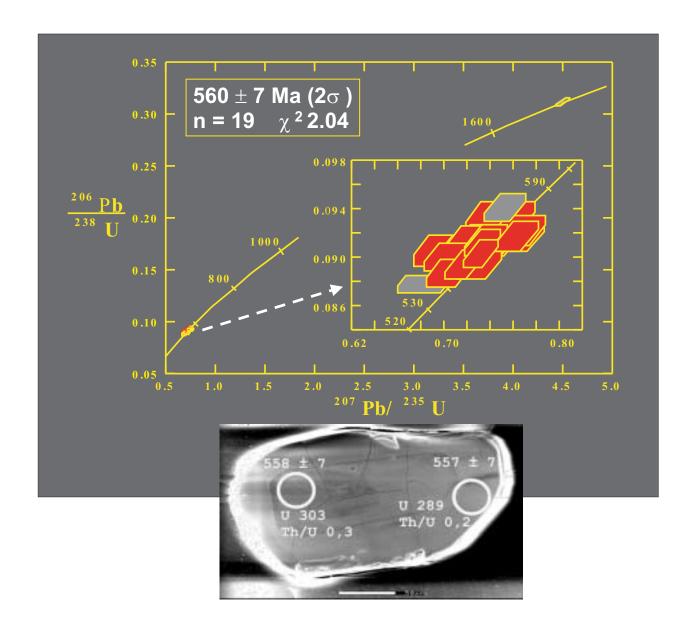


Figura 12 – Granito Corcovado. Diagrama Concórdia (Wetherill) SHRIMP, mostrando a idade de 560 ± 7 Ma, obtida em 19 spots analíticos e interpretada como a idade da cristalização sincolisional do plúton.

Em destaque um dos zircões datados (Silva 1999).

Figure 12 – Corcovado Granite. SHRIMP Wetherill Concordia diagram displaying the age of  $560 \pm 7$  Ma, performed on 19 analytical spots and interpreted as the age of the syn-collisional crystallisation of the pluton. The inset exhibits one of the dated zircons (Silva 1999).

leuconoritos como enclaves, com predominância dos termos intermediários. Foram quimicamente caracterizados como tendo afinidades calcioalcalinas, cuja origem seria, portanto, mantélica, relacionada à subducção de crosta oceânica.

Não existem datações precisas da unidade, constando apenas uma datação Rb-Sr (Siga Jr. & Tassinari, 1989), que forneceu a idade de 603 ± 50Ma e razão inicial de Sr indicativa de formação a partir de processos de fusão parcial de materiais crustais.

Trabalhos litogeoquímicos em outras ocorrências de granada charnockitos do estado (Jord-Evangelista, 1996; Duarte et al., 1999) confirmaram sua natureza crustal, peraluminosa, enquanto os termos máficos gabro-noríticos foram caracterizados como xenólitos (Jord-Evangelista, 1996; Duarte et al., 1999).

As características químicas e anatéticas dessas rochas levaram Silva et al. (no prelo) a classificá-las como uma variedade de granitóides do tipo C (sensu Killpatrick & Ellis, 1992), porém resultante da fusão de paragnaisses aluminosos (do Complexo Paraíba do Sul) e não da fusão de ortognaisses, como preconizado por Killpatrick & Ellis (1992).

De acordo com Machado & Demange (1998), a suíte pertence ao grupo de granitóides neoproterozóicos pré-F<sub>2</sub>, do "Cinturão Paraíba do Sul", afetados pelo metamorfismo e pela foliação regional (F<sub>2</sub>).

Apesar dessas inferências, a integração regional aqui sintetizada permite correlacionar a unidade aos demais granitóides sincolisionais do Evento Brasiliano III, e inferir-se uma idade aproximada de 560Ma, a qual deve ser testada em futuros trabalhos geocronológicos.

#### 5.3.5 Suíte Ilha Grande (Nγ2i)

#### Introdução

As primeiras referências a rochas charnockíticas no litoral sudoeste do estado são devidas a Ebert (1968) que descreveu uma ocorrência de charnockito em Ubatuba. Essas rochas, como no caso da Suíte Bela Joana, eram interpretadas como gnaisses granulíticos do embasamento, sendo sua natureza magmática reconhecida mais recentemente.

Na presente integração, a suíte engloba também o Charnockito Ubatuba (Ny2iu).

Sua ocorrência é restrita ao litoral sudoeste do estado. Na Ilha Grande constitui um plúton com 20km de comprimento por 6km de largura, alternado com faixas paralelas de granitóides da Suíte Serra dos Órgãos. No continente constitui um corpo

com 24km de comprimento por 2km de largura intercalado nos metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul, e uma ocorrência menor (7kmx2km) no pontão W da restinga de Marambaia.

#### Relações Estruturais

São granitóides com texturas magmáticas bem preservadas, com sobreposição de foliação no estado sólido, paralela ao alongamento NE-SW dos plútons. Essa feições são indicativas da natureza sintectônica, sincolisional, dos corpos.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

As rochas dessa suíte são composicionalmente indistinguíveis da Suíte Bela Joana, a não ser pela presença mais rara de granada. Inclui variações de charnockito a enderbito, passando por quartzo monzonito.

Representam variedades de granitos tipo-C (sensu Killpatrick & Ellis, 1992), conforme admitido para a Suíte Bela Joana por Silva et al. (no prelo), com os quais são correlacionados.

Não existem dados petrográficos ou isotópicos disponíveis para a suíte.

#### 5.3.6 Suíte Natividade (Nγ<sub>2</sub>n)

#### Introdução

A unidade tem ocorrência restrita ao extremo noroeste do estado na forma de diversos corpos alongados segundo a direção NE, o maior com cerca de 28km de extensão e 2-4km de largura. Os plútons estão alojados nos metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul. Parte da unidade foi anteriormente mapeada como metassedimentos (Barbosa *et al.*, 1981).

Da mesma forma que a Suíte Angelim, devido à falta de detalhamento cartográfico a Suíte Natividade engloba fácies metaluminosas à hornblenda (granito tipo-I) e fácies granadíferas, peraluminosas, do tipo-S. Não existem controles estruturais precisos nem dados químicos e geocronológicos.

#### 5.3.7 Suíte Angelim (N<sub>γ2</sub>a)

#### Introdução

Esta suíte foi originariamente designada de Complexo Diatexítico II / Unidade Angelim por Batista *et al.* (1978). Parte da suíte foi designada como

Unidade Santo Eduardo, do Complexo Paraíba do Sul, por Grossi Sad *et al.* (1980).

Tal como os demais granitóides do regime colisional, essa suíte ocorre em lentes alongadas na direção NE e encaixadas nas supracrustais do Complexo Paraíba do Sul. A faixa principal estende-se das proximidades de São José do Ribeirão até as proximidades da divisa com o Estado do Espírito Santo, totalizando cerca de 135km, com largura média de 2-3km. Outra lente menor ocorre a norte da serra de Santo Eduardo, estendendo-se daí para o norte e ultrapassando o limite com o Estado do Espírito Santo.

Embora tenha sido mantida a cartografia proposta para a unidade no trabalho de Fonseca et al. (1998), o presente estudo revelou que parte dessa unidade não corresponde à série calcioalcalina caracterizada por Rêgo (1989), mas a uma associação peraluminosa tipo-S, a qual não pôde ser discriminada na escala de trabalho.

#### Relações Estruturais

A suíte é caracterizada por granitóides com *fabric* planar, marcada pelo alinhamento de pórfiros esbranquiçados de feldspato e pelos minerais máficos. Muitas vezes apresentam-se milonitizados, particularmente nos contatos com o Complexo Paraíba do Sul.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São rochas de granulação média a grossa e coloração variando de cinza-claro a cinza-escuro, foliadas. A composição dominante é tonalítica, variando até termos graníticos e granodioríticos. As fácies mais comuns são biotita tonalitos, hornblenda-biotita tonalito e plagioclásio-hornblenda-granada granodiorito. A granada nunca ultrapassa 5%. A microclina eventualmente ocorre na forma de megacristais pertíticos. Xenólitos de rocha calcissilicática e paragnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul ocorrem localmente.

De acordo com Machado & Demange (1998), a suíte é correlacionável aos granitóides pré-F<sub>2</sub>.

Rêgo (1989; in Machado & Demange, 1998) detalhou essas rochas do ponto de vista litogeoquímico, caracterizando-as como de afinidade calcioalcalina, relacionada à subducção de crosta oceânica.

Além dessa fácies calcioalcalina, tonalítica dominante, foram caracterizados domínios peraluminosos granadíferos, de composição potássica e classificados como granitos tipo S, que em alguns

domínios transicionam para os granitóides da Suíte Desengano.

#### 5.3.8 Suíte Rio Turvo (N<sub>γ2</sub>rt)

#### Introdução

Trata-se de uma suíte peraluminosa do tipo-S, descrita como Granito Rio Turvo, que é sintectônico à fase deformacional principal (Machado *et al.*, 1989). Posteriormente, Almeida *et al.* (1993) ampliaram o conceito para abranger todos os granitóides foliados encaixados nos metassedimentos. Foi objeto de detalhamento estrutural e cartográfico por Heilbron *et al.*, (1993) e do ponto de vista isotópico por Valladares (1996).

Ocorre na forma de plútons alongados na direção NE-SW, no limite nordeste do estado, entre as cidades de Resende e Barra Mansa, encaixado nos metassedimentos do Complexo Embu/Grupo Andrelândia. O plúton principal tem 48km de comprimento, estendendo-se para SW para o Estado de São Paulo, com uma largura média de 8km. Além desse ocorre mais um corpo alongado, com 40km de comprimento e cerca de 1km de largura.

#### Relações Estruturais

Segundo Valladares (1996) os corpos estudados apresentam contatos gradacionais com os metassedimentos encaixantes, dos quais derivam através de fusão parcial. Segundo essa autora, ocorrem também em associação com os ortognaisses da Suíte Quirino, com os quais apresentam contatos bruscos.

São corpos sintectônicos, com forte foliação milonítica. Heilbron (1993) descreveu foliações S-C entre outros indicadores cinemáticos, o que lhe permitiu hierarquizar a suíte como  $\gamma 2$ .

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Machado *et al.* (1989) e Valladares (1996) classificaram a suíte como composta por leucogranitos peraluminosos do tipo-S, sintectônicos à fase deformacional principal. São muito ricos em restitos de paragnaisses encaixantes.

São granitóides porfiríticos, com pórfiros recristalizados de feldspatos e matriz a quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita, granada e sillimanita (Valladares, 1996).

A suíte foi datada através do método U-Pb em monazita, em 579 ± 2Ma, a qual foi intepretada pela

autora como idade de cristalização (Valladares, 1996). A mesma autora considerou que a sua intrusão representaria também a idade do pico do metamorfismo associado à deformação d<sub>1</sub>/d<sub>2</sub> de Heilbron (1993).

No presente trabalho a suíte foi hierarquizada como granitóides sincolisionais, do domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul (γ2), possivelmente associada ao pico termal responsável pela cristalização da Suíte Rio de Janeiro, precisamente datada em *ca* 560Ma (Tabela1).

## 5.4 Episódio Orogênico Brasiliano III / Magmatismo Tardi-colisional (560-545Ma)

#### 5.4.1 Suíte Serra das Araras ( $N_{\gamma_3}a$ )

#### Introdução

As rochas dessa unidade têm sua principal área de distribuição ao longo da região norte do estado, numa faixa de direção NE-SW com aproximadamente 300km de extensão, desde a cidade de Itaperuna, a nordeste, até o extremo-sudoeste do estado, na cidade de Angra dos Reis, passando pela represa do ribeirão dos Lajes. A largura dessa faixa é irregular, tendo maior expressão na porção sudoeste, onde forma a Serra das Araras. Ela prosseque, com o nome de granito Parati-Mirim, para oeste da baía da Ilha Grande, ao sul da cidade de Parati, até a fronteira com o Estado de São Paulo, com largura em torno de 10km e extensão de aproximadamente 20km. Mais duas faixas acham-se mapeadas no Estado do Rio de Janeiro. A primeira, ao norte da cidade de Barra Mansa, com 50km de comprimento e largura irregular, em torno de 15km, bordeja a fronteira entre os estados do Rio de Janeiro e São Paulo. A segunda localiza-se entre as margens do rio Paraibuna e a cidade de Rio das Flores; possui largura menos expressiva, porém com extensão em torno de 40km.

Além de Machado et al. (1989) responsáveis pela definição original desse conjunto de granitóides, diversos autores como Heilbron et al. (1994), Machado & Demage (1994a, 1998), Porcher (1997) e Corrêa Neto et al. (1993, 1994), vêm contribuindo para a evolução dos conhecimentos petrográficos, químicos, petrológicos, estruturais, geocronológicos e geotectônicos das rochas dessa unidade.

No presente trabalho a Suíte Serra das Araras inclui duas fácies: Granito Serra das Araras e Granito

Serra das Abóboras. Ainda como corpos correlatos ocorrem os granitos: Quebra Cangalha, Lagoinha, Serra do Ipiranga, Serra das Abóboras, Serra da Concórdia, Serra das Frecheiras, Ribeirão Laranjeira e Parati-Mirim. O Granito Rio Turvo, eventualmente correlacionável, foi aqui abordado como Suíte Rio Turvo (N<sub>Y3</sub>rt).

#### Relações Estruturais

A suíte tem sido posicionada como sin-F<sub>2</sub> (Machado, 1997). São corpos com expressão batolítica, estrutura foliada e posicionamento em níveis mesozonais, da fácies anfibolito médio e superior.

De um modo geral no centro do batólito são comuns estruturas de fluxo ígneo, enquanto que nas bordas predominam estruturas deformacionais resultantes de cisalhamento transcorrente, com direcão NE-SW.

Em outras palavras, ocorre uma obliteração progressiva da textura ígnea magmática original, denominada *pre-full crystallization fabric*, para um tipo extremamente foliado, onde é marcante a presença da foliação gerada em estado sólido *(crystal plastic strain fabric)*.

A transição das estruturas magmáticas para tectônicas é caracterizada pela presença de megacristais de microclina, que evoluem para facóides estirados, elipsoidais, com recristalização dinâmica incipiente em suas bordas e caudas desenvolvidas.

Os limites setentrionais da unidade são marcados por falhas transcorrentes dextrais, enquanto que nas bordas meridionais ocorrem falhas oblíquas com mergulhos para NW. Os contatos são com rochas de idade mesoproterozóica/neoproterozóicas de alto grau, como é o caso dos paragranulitos e as metagrauvacas do Complexo Paraíba do Sul, as últimas representadas por granada-biotita-sillimanita gnaisses, cordierita-sillimanita gnaisses e xistos grafitosos. Contatos ocorrem também com rochas tonalíticas, trondhjemíticas e graníticas do tipo TTG do Complexo Rio Negro.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São granada-biotita granitos foliados do tipo-S, predominantemente leucocráticos, com grã média a grossa, exibindo variedades porfiríticas. São muito ricos em restitos de paragnaisses e, localmente, ocorrem blastomilonitos com níveis de calcissilicáticas deformadas. Também são freqüentes enclaves de possíveis paleodiques anfibolíticos, além de

injeções tardias de composição granítica. Segundo Corrêa Neto *et al.* (1993, 1994), as rochas granitóides da serra das Araras variam de sienogranitos, monzogranitos e chegam até granodioritos, havendo predomínio de granito porfirítico, com fenocristais de microclina com até 5cm de comprimento.

Os domínios de biotita-granada gnaisse com intercalações de rocha calcissilicática e quartzitos são interpretados como remanescentes dos protólitos da fusão que gerou o granitóide Serra das Araras

Embora pareça mais consensual a classificação de granito do tipo-S para essa unidade, adotada inclusive no presente trabalho, Heilbron *et al.* (1994), Heilbron (1995) e Machado & Demange (1994) advogaram uma classificação de granito do tipo I para as rochas da unidade em questão.

Machado (1997), ao analisar os granitóides da Faixa Ribeira no Estado do Rio de Janeiro, denominou de Batólito Serra das Araras o que no presente trabalho é considerado Suíte Serra das Araras, além de que também os caracterizou como granitóide sin-F<sub>2</sub> e com idade entre 630 e 570Ma. Machado & Demange (1994) consideraram as rochas dessa unidade como sin-F<sub>2</sub>, tipo-S, com *emplacement* em ambiente catazonal e compatível com a fácies anfibolito.

Heilbron *et al.* (1994) e Heilbron (1995) não só consideraram os granitóides da Serra das Araras como leucogranitos do tipo-I, como também póscolisionais e tardi-D<sub>3</sub>, com idades entre 540 e 520Ma.

#### 5.4.2 Suíte Pedra Selada ( $N_{\gamma_3}$ p)

#### Introdução

As rochas dessa suíte foram primeiramente descritas por Heilbron (1993) nos arredores de Pedra Selada, a norte de Resende. Os granitos Serra do Lagarto, este situado a leste da localidade de Carlos Euler e forma a serra do Lagarto (Heilbron, 1993), Paiol Velho e Taquaral (Valladares, 1996), foram neste trabalho agrupados nessa suíte. Excetuando o granito Taquaral, que é intrusivo em rochas do Complexo Paraíba do Sul, os demais granitos são intrusivos em rochas do Grupo Andrelândia.

#### Relações Estruturais

Ocorrem na forma de corpos alongados na direção NE-SW ou como lentes paralelas à foliação principal do Grupo Andrelândia ou do Complexo

Paraíba do Sul. Apresentam foliação nos bordos, interpretada por Heilbron (1993), como resultante da combinação de fluxo magmático com efeitos da deformação  $D_2$ , dobrada e cisalhada pela deformação  $D_3$  subseqüente.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Heilbron (1993) descreveu os granitos Pedra Selada e Serra do Lagarto como granitos porfiróides, contendo megacristais subédricos de K-feldspato de até 12cm de comprimento. A matriz é rica em biotita, com proporções menores de quartzo, plagioclásio e K-feldspato. Apresentam enclaves máficos ricos em anfibólio e lentes quartzo dioríticas. Os contatos são gradacionais e bruscos com um leucogranito gnáissico, que ocorre como *sills* ou bolsões no interior dos granitos.

Heilbron (1993) apresentou ainda, dados químicos para o granito Serra do Lagarto que indicaram uma classificação como granito do tipo-I, tardi a pós-colisional, da série calcioalcalina de alto-K. Os padrões de terras-raras sugerem que plagioclásio e anfibólio são minerais residuais na área-fonte. Os dados indicaram uma fonte mantélica (com contaminação crustal durante sua ascensão) ou fonte crustal.

Dados geoquímicos obtidos para o granito Serra do Lagarto (Junho *et al.* 1999) indicam magmatismo calcioalcalino de alto-K, do tipo-I, fracamente peraluminoso a metaluminoso. Junho *et al.* (1995) e Junho & Abreu (1996) sugeriram um modelo evolutivo de mistura de magma máfico derivado na crosta inferior (lentes de quartzo diorito fino) e magma ácido, anatético, peraluminoso (leucogranito gnaisse).

Uma datação U/Pb, obtida por Valladares (1996) no Granito Taquaral (em titanita), forneceu idade de *ca* 553Ma.

#### 5.4.3 Suíte Varre-Sai $(N_{\gamma_3}v)$

#### Introdução

Esta suíte é representada por quatro corpos situados na porção NE do estado, aflorantes nas proximidades das localidades de Varre-Sai, Porciúncula e norte de Miracema, estendendo-se para os estados de Minas Gerais e Espírito Santo. São encaixados no Complexo Paraíba do Sul, onde ocorrem na forma de corpos alongados com até 16km de comprimento. A suíte foi originariamente designada como Granitóide Varre-Sai por Barbosa *et al.*, (1981). Posteri-

ormente no Estado do Espírito Santo foi cartografada como Suíte Intrusiva Espírito Santo (Machado Filho *et al.* 1983) e Intrusivas Ácidas Sin- a Tardi-Tangenciais (Vieira, 1997).

#### Relações Estruturais

Constituem maciços alongados, foliados, apresentando deformação nas bordas, enquanto nas porções centrais são observadas estruturas de fluxo ígneo. Correspondem a granitóide tardi-colisionais ligados a movimentos transpressivos.

De acordo com Machado & Demange (1998), pertencem ao grupo dos granitóides sin-F3, do Cinturão Paraíba do Sul, associados a zonas de cisalhamento transcorrente

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

São biotita-hornblenda granitos, foliados, eventualmente bandados, porfiríticos (porfiroclásticos), apresentando domínios isotrópicos em zonas de baixo *strain*. Não existem dados petrológicos disponíveis.

#### 5.4.4 Suíte Santo Antônio de Pádua ( $N_{\gamma_3}$ sa)

#### Introdução

Nesta suíte foram englobados os anfibólio granitóides miloníticos a ultramiloníticos, com texturas granoblásticas, blastomiloníticas e *augen*, inicialmente designados como Granito Miracema (Caniné, 1992). Engloba também o Granito Itajara (Ν<sub>γ3</sub>sai).

Ocorrem no noroeste do estado, entre as localidades de Santo Antônio de Pádua e Baltazar, na forma de cristas extremamente alongadas que se destacam no interior do Complexo Paraíba do Sul no qual são intrusivos.

Esses granitos são intensivamente explotados como pedra-de-corte, sendo suas diversas fácies comercialmente conhecidas como Olho de Pombo, Pedra Madeira, Ouro Velho e Pedra Preta.

#### Relações Estruturais

Ocorre na forma de estreitas cristas em zonas de cisalhamento transcorrente que cortam o Complexo Paraíba do Sul. São extremamente alongadas, com comprimento de até 45km e menos de 100m de largura, dispostas segundo a direção NE-SW. A cristalização desses corpos ocorreu sob condi-

ções de alto *strain* imprimindo regionalmente à rocha um *fabric* de tectonito ultramilonítico LS, finamente foliado.

A principal ocorrência da fácies Itajara ( $N_{\gamma_3}$ sai) está exposta continuamente desde a localidade de Além Paraíba até as proximidades de Itajara. Este corpo possui cerca de 80km de comprimento por menos de 100m de largura.

Marcadores cinemáticos como sigmóides de quartzo, indicam movimento dextral. Também foi observada boudinage da foliação milonítica. As encaixantes são paragranulitos terrígenos e carbonáticos da Unidade Itaperuna, Complexo Paraíba do Sul.

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Apresentam composição monzonítica a quartzo monzonítica, contendo (quartzo), mesopertita, clinopiroxênio e anfibólio. Pode tratar-se de rocha alcalina, porém não existem dados químicos que permitam a comprovação da origem. A textura ultramilonítica, totalmente recristalizada sob a forma de agregados poligonais com tamanho de grão milimétrico (blastomilonito), indica recristalização em níveis crustais profundos. A presença de manchas portadoras de ortopiroxênio, cortando a estrutura milonítica, é localmente observada.

A fácies Itajara é composta por uma matriz de quartzo, microclina, plagioclásio, hornblenda, e biotita. Apresenta o mesmo grau de deformação que o granito Santo Antônio de Pádua, porém preserva porfiroclastos remanescentes de microclina e plagioclásio. Trata-se de um granito do tipo-I.

## 5.5 Episódio Orogênico Brasiliano III/Magmatismo Tardi a Pós-tectônico (545-500Ma)

#### 5.5.1 Suíte Getulândia ( $\varepsilon \gamma_4 g$ )

#### Introdução

São aqui agrupados os granitóides do tipo I, intrusivos no Complexo Paraíba do Sul, intimamente relacionados às zonas de cisalhamento transcorrente. Na literatura têm sido classificados como tardi-colisionais, sin- $D_3$  (Valladares *et al.*, 1995) e sin- $F_3$  (Machado, 1997).

A suíte engloba os corpos de Arrozal, Getulândia e Vassouras (Machado, 1984) e o Maciço de Parati (CPRM/DRM, 1983). O granito Getulândia ocorre entre as cidades de Barra Mansa e Rio Claro, for-

mando um corpo lenticular alongado que mede aproximadamente 10km de comprimento por 2km de largura. O granito Vassouras, situado a SE da cidade homônima, é um corpo alongado, medindo aproximadamente 40km de comprimento por 4km de largura. O granito Arrozal, situa-se a 12km a NW do granito Getulândia e mede aproximadamente 15km de comprimento.

O granitóide Serra da Bocaina (Almeida *et al.*, 1993), também pertencente a esta suíte, localiza-se a sudeste da cidade de Bananal e foi classificado pelos autores como granitóide do tipo-S (pré/sincolisional), foliado, apresentando enclaves de rochas calcissilicáticas.

#### Relações Estruturais

Os plútons têm dimensões variáveis, constiuindo desde *stocks* até pequenos batólitos, alongados segundo a direção NE-SW.

Apresentam comumente estruturas de fluxo ígneo na parte central dos corpos, passando para estruturas deformacionais nas bordas, onde mostram fregüentes texturas miloníticas e protomiloníticas.

Os contatos destas rochas são freqüentemente tectonizados e concordantes com as encaixantes. Nos maciços Parati e Vassouras são descritos contatos transicionais (Machado, 1997).

## Petrologia, Geocronologia e Evolução Tectono-magmática

Machado (1997) descreveu as rocha pertencentes a esta suíte como biotita-anfibólio granitos e biotita granitos, de composição monzogranítica a granodirítica, com texturas ineqüigranulares e porfiríticas, de granulação média a grossa, meso e leucocráticos, com coloração cinza e rósea. São comuns cristais centimétricos de feldspato branco e róseo em uma matriz foliada rica em biotita, que às vezes pode ocorrer como segregações e/ou agregados de máficos (schieren), realçando a orientação da rocha. A suíte apresenta enclaves de microgranitóides máficos.

Os dados geoquímicos disponíveis sobre estes granitos foram obtidos por Valladares (1996) e Valladares *et al.* (1995, 2000), para o granito Getulândia. Os autores caracterizaram esse granito como do tipo-I, de tendência subalcalina monzonítica, tardi- a pós-colisional.

Os dados isotópicos Rb/Sr e U/Pb obtidos por Valladares (1996) em rochas do plúton Getulândia (em monazita), forneceram idade de 535Ma.

## 5.5.2 Plútons Toleiíticos Máficos/ Complexo Básico Gleba Ribeira ( $\epsilon \beta_{5\alpha}$ )

#### Introdução

Originalmente definido pela GEOMITEC (1981), o plúton de Gleba Ribeira apresenta forma meio elíptica, segundo NE-SW, aqui foi renomeado de Complexo, agrupando numerosos plútons cronocorrelatos. Em especial:

i) a Intrusão Ultrabásica de Areal, descrita em detalhe por Leonardos (*in:* Moraes *et al.*, 1935); ii) o peridotito da fazenda Laranjeiras, entre Areal e Portões; iii) o Maciço Gábrico de Amparo (Matos *et al.*, 1980); iv) o corpo intrusivo de 2,5x1km exposto a W da Vila de Amparo, entre Nova Friburgo e São José do Ribeirão; v) o Metagabro da Tijuca (Heilbron *et al.*, 1993) no município do Rio de Janeiro. Esse último foi detalhado, entre outros autores, por Lamego (1938, 1948), Helmbold *et al.*, (1965), Andrade Ramos & Barbosa (1965) e Leonardos Jr. (1973).

## Relações Estruturais, Petrologia e Geocronologia

O trabalho da GEOSOL (1981) demonstrou o caráter não deformado do corpo ultrabásico de Areal e sua natureza intrusiva nos paragnaisses migmatíticos do Complexo Paraíba do Sul.

Levantamentos da GEOMITEC (1981) descrevem esse Complexo como formado por noritos, olivina gabros e melanoritos grossos, injetados por micronoritos e micromelanodioritos, configurando uma trama agmática. Termos protoclásticos de borda imprimem às rochas uma estrutura gnáissica. A intrusão é cortada por veios e diques pegmatíticos e aplíticos.

Segundo Leonardos (*in*: Moraes *et al.*, 1935) afloram as seguintes fácies: diopsídio peridotito lherzolítico, lherzolito augítico e serpentinito com remanescentes de olivina. Porta veios garnieríticos, que constituem o protominério do níquel, única ocorrência desse metal conhecida no estado.

O Maciço Gábrico de Amparo é um olivina gabro, ocorrendo fácies félsicas de composições granodiorítica e tonalítica associadas (Matos *et al.* 1980).

Ludka et al. (1997) detalharam petrográfica e quimicamente o magmatismo do plúton Amparo como sendo constituído de gabro-norito toleiítico, subalcalino de baixo K, com assinatura química mostrando enriquecimentos relativos a Ba, Sr e ETRL.

O metagabro da Tijuca foi cartografado como um corpo de diorito intrusivo (Lamego, 1948). Helmbold *et al.* (1965) definiram esta unidade como intrusões básicas e intermediárias, interpretadas como "metamorfizadas" e gnaissificadas, à semelhança dos que ocorrem no maciço Pedra Branca.

Heilbron et al. (1993) preconizaram a inserção do corpo gábrico da Tijuca no granito Favela, distinguindo-se, entre ambas as fácies, uma gradação do gabro para rocha quartzo diorítica e daí para o granito Favela.

Os gabros de Amparo e da Tijuca podem representar, também, uma variação faciológica básica dos plutonitos São José do Ribeirão e granito Favela, respectivamente.

Andrade Ramos & Barbosa (1965) também reconheceram um piroxênio tonalito, citando que alguns petrógrafos da época classificaram-no também como quartzo diorito ou quartzo gabro.

#### 5.5.3 Granitóides Pós-tectônicos Cambrianos (εγ<sub>5</sub>)

#### Introdução

Como produtos finais da granitogênese brasiliana têm sido cartografados numerorosos corpos de granitos pós-tectônicos que se distribuem especialmente no Domínio Serra do Mar (figura 4).

No presente trabalho acham-se cartografados vinte e três (23) desses granitóides, merecendo destaque, pela sua expressão aflorante, aqueles denominados: Silva Jardim (17), Sana (11), Pedra Branca (5), Suruí (12), Mangaratiba (18) e Nova Friburgo (9). O granito São Pedro (1) é expressivo no mapa por formar um enxame de pequenos corpos, estando o conjunto ocupando uma área de formato circular. Os demais corpos distribuídos na área recebem as seguintes denominações: Mambucaba (19), Angra (20), Carrasquinho (21), Morro do Côco (23), Itaoca (22), São José do Ribeirão (2), Cassorotiba (6), Caju (3), Anta (4), Teresópolis (7), Frades (10), Andorinha (13), Ipiranga (14), Cesário Alvim (15), Utinga (16) e Favela (8).

Esses corpos vêm sendo estudados há mais de meio século, como é o caso do Maciço da Pedra Branca (Backheuser, 1926; Lamego, 1948). Porém, só na década de 70 foram objeto de estudos mais detalhados (Leonardos Jr., 1973). A partir da década de 80, o Projeto Carta Geológica desenvolvido pelo DRM/RJ, motivou o desenvolvimento de várias teses nesses granitos, elaboradas por diversas universidades.

#### Relações Estruturais

Os granitos em pauta apresentam, em geral, formas circulares discordantes das estruturas regionais NE-SW das encaixantes, com as quais mostram contatos abruptos e térmicos. As estruturas internas são homogêneas, isotrópicas, ou podem ser anisotrópicas, quando apresentam estruturas de fluxo magmático ou deformações em suas bordas. Veios e diques aplíticos são constantes, o mesmo acontecendo com bolsões pegmatíticos de formato irregular. Os granitos Favela e Utinga, embora ocorram também sob a forma de pequenos plutonitos, têm tido maior destaque sob a forma de soleiras e camadas, com contatos concordantes com as direções das encaixantes ou cortando as suas foliações. Pires et al. (1982), responsáveis pela descrição original do granito Utinga, consideraram que esse corpo representa um diápiro alóctone, em forma de funil ou de cogumelo. Também o granito Cassorotiba tem forma alongada na direção NE-SW e apresenta indícios de deformação (rúpteis?), além de fraturas N°70-80°E e N30°W (Penha, 1997).

#### Petrologia, Geoquímica e Geocronologia

Embora a maioria desses plútons esteja representada por (hornblenda)-biotita granitos s.s., também ocorrre uma ampla variedade de rochas com composições variadas: sienogranítica, monzogranítica (adamelítica), granodiorítica, tonalítica e quartzo diorítica. Allanita, titanita, apatita, opacos e zircão são minerais acessórios comuns. Nos termos mais graníticos, além do plagioclásio oligoclásico, a microclina, em formato euedral tabular, é um mineral importante, desenvolvendo-se em cristais que chegam a ter 5cm de comprimento, imprimindo à rocha uma textura porfirítica ou porfiróide. Outro aspecto bastante frequente nesses granitóides é a presença de enclaves tanto das rochas encaixantes, de natureza gnáissica e com formato anguloso ou parcialmente assimilados, como de máficos microgranulares, com formatos variados. Como elementos ligados à fase de cristalização e resfriamento final desses granitóides aparecem, cortando-os nas mais variadas direções, diques e veios aplíticos e pegmatíticos.

Os estudos levados a efeito em alguns dos corpos aqui cartografados, têm sugerido a participação de processos de mistura de magma, cristalização fracionada e assimilação/digestão de encaixantes na formação desses corpos, dando surgimento a corpos identificados como de caráter híbrido.

Estudos geoquímicos e petrológicos disponíveis relacionam-se especialmente aos seguintes plútons: Suruí (Puget & Penha, 1980), Andorinha, (Zorita & Penha 1980), Teresópolis (Junho & Penha, 1985), maciços graníticos de Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades (Junho, 1991, 1992, 1993, que também contêm correlações com outros granitóides brasilianos dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo), maciços graníticos Pedra Branca e Misericórdia (Porto Jr., 1993) e Granito Mangaratiba (Guimarães, 1999). Machado (1997) apresentou uma síntese tectono-química dos granitóides do estado, incluindo os termos pós-tectônicos.

A assinatura litogeoquímica desses granitos em questão é essencialmente calcioalcalina de alto-K, predominantemente do tipo I Caledoniano (Pitcher, 1983), com variações nos termos mais evoluídos para álcali-cálcicos, em geral muito ricos em potássio. São metaluminosos a levemente peraluminosos. Magmatismo máfico de natureza toleiítica ocorre associado a alguns corpos, que podem mostrar zonação.

Os dados geocronológicos disponíveis para alguns plútons situam-se no Período Cambriano, variando de *ca* 540 a 590Ma: Granito Sana, isócronas Rb/Sr de 491 ± 12Ma e 488 ± 3,6Ma (Machado, 1997); Pedra Branca, isócrona Rb/Sr de 537 ±12Ma; Favela e Utinga, idade Rb/Sr de 482 ± 31Ma (Fonseca, 1986); Mangaratiba, idade U-Pb de 492 ± 11Ma (Valladares, 1996); Nova Friburgo, idades U/Pb de 540 ± 60Ma (Ledent & Pasteis, 1968) e 501 ±19Ma (Tupinambá, 1996). Os corpos datados pelo método U-Pb constam da tabela 1.

Os demais corpos, para os quais não há dados geocronológicos disponíveis, foram a esses correlacionados em função de relações estratigráficas, estruturais e petrológicas, além das assinaturas químicas.

A granitogênese cambriana do estado está relacionada aos estágios pós-tectônicos do Orógeno Brasiliano, marcando a fase de soerguimento e colapso pós-colisional do orógeno que se seguiu ao episódio orogênico Brasiliano III.

#### 5.5.4 Maciço Alcalino de Canaã (ελc)

#### Introdução

Definido por Lima (1976), esse maciço localiza-se a nordeste de Duque de Caxias, nos contrafortes da serra dos Órgãos, apresentando uma área exposta aproximada de 20km², incluindo também

os gnaisses e migmatitos encaixantes. Esse maciço foi objeto de diversos estudos: Helmbold (1975), Ulbrich & Gomes (1981), GEOSOL/DRM (1981), Zimbres (1982, 1987, 1992), Zimbres & Kawashita (1996), Zimbres & Motoki (1997) e Fonseca (1998).

## Relações Estruturais, Petrologia e Geocronologia

A fácies dominante é um lichtfieldito com estrutura bandada e conspícua foliação de fluxo (Lima, 1976). As exposições em geral são restritas a campos de matacões. Apresenta textura porfirítica e grã grossa. Ocorrem também fácies similares ao monzonito do maciço de Soarinho.

Helmbold (1975) caracterizou a rocha como um biotita lichtfieldito, em parte gnaissificado, que ocorre em "banco" concordante de 5-15m, no interior de gnaisses pré-cambrianos. Diques de traquito silicificado e às vezes brechado cortam tanto as rochas do maciço quanto as encaixantes migmatíticas. O autor cita a ocorrência de coríndon nas faixas pegmatíticas ou disseminado na zona de contato entre a intrusão e os migmatitos encaixantes.

Ulbrich & Gomes (1971) individualizaram dentro do corpo de lichtfieldito um tipo de álcali-sienito de pequena expressão superficial, provavelmente referível ao tipo similar ao monzonito do maciço de Soarinho.

GEOSOL/DRM (1981) reuniram sob a designação de Maciço de Canaã todas as rochas alcalinas expostas em torno da vila de Canaã e as classificaram como: sienito nefelínico, traquito, essexito, nordmarkito, hornblenda sienito, piroxênio sienito, álcali-sienito. Reportaram uma foliação protoclástica de borda, concordante com a orientação preferencial da encaixante pré-cambriana. Descreveram a associação dessas rochas a produtos metassomáticos e correlacionaram a rocha granítica fina associada, previamente descrita por Lima (1976), aos termos graníticos pós-tectônicos do tipo Andorinha ou Nova Friburgo. Caracterizaram albitização como pertosito e sienito nefelínico. As evidências de fenitização, verificadas na zona de contato entre o maciço alcalino e o granito pós-tectônico, levaram os autores a atribuir uma provável idade cretácea a esse maciço, apesar de Leonardos Jr. (1973) ter atribuído ao mesmo uma idade de 600Ma.

Zimbres (1982, 1987, 1988) através de prospecção por concentrados de bateia, defininiu uma associação de minerais pesados incluindo coríndon, espinélio e zircão. Reportou também a descoberta de três ocorrências de safira, associadas a pegma-

titos alcalinos. Apresentou um mapa geológico, na escala de 1:50.000, similar ao apresentado por GEOSOL/DRM (1981). Dividiu o maciço em duas faixas paralelas, designadas de Taquara e Xerém. A primeira, mais expressiva, de cor escura, com dominância de rochas alcalinas saturadas e subsaturadas, enquanto que a segunda, de cor clara, é mais rica em magnetita, mostrando predominância de rochas álcali-sieníticas. Petrograficamente descreveu sienitos subsaturados em sílica, com nefelina, lichtfielditos, sienitos levemente subsaturados a supersaturados, álcali-sienitos e pegmatitos alcalinos. Descreveu o caráter circular do maciço, com expressivo resto-de-teto de gnaisse granítico, tipo Serra dos Órgãos, bem como um megaxenólito do granito pós-tectônico encaixante. Apresentou também os mapas de distribuição do espinélio, do coríndon, do zircão e da ilmenita. Considerou a rocha do maciço, tal como Helmbold (1975) e Penha et al. (1979), um nefelina sienito gnáissico do Pré-Cambriano, e não do Cretáceo, conforme preconizado por GEOSOL/DRM (1981).

Zimbres & Kawashita (1996), dataram os gnaisses alcalinos a nefelina obtendo uma idade de 425

± 14Ma (K/Ar), e 543 ± 14Ma, com razão inicial de 0,7155, pelo método Rb/Sr em rocha total. A elevada razão inicial, segundo os autores, indicaria contaminação com material crustal. Concluem que a idade K/Ar em biotita é coerente com o mapa de curvas termocrônicas de biotita das rochas précambrianas desta parte da Faixa Ribeira (Zimbres et al., 1990b).

Zimbres & Motoki (1997) apresentaram dados litogeoquímicos considerando que as rochas são de origem ígnea, metamorfizadas no Evento Brasiliano. Também apresentaram um modelo sobre a origem do zoneamento químico desses corpos.

Zimbres et al. (1998) confirmaram a ocorrência de corpos lenticulares encaixados em gnaisses regionais de composição granítica, todos de idade metamórfica pré-cambriana. Em face da concordância NE-SW das rochas do maciço com as rochas regionais, esses autores concluíram que o maciço alcalino foi metamorfizado juntamente com as rochas encaixantes.

Fonseca *et al.* (1998) discutem a origem e idade de cristalização do maciço no contexto do Ciclo Brasiliano, com base na idade Rb/Sr obtida por Zimbres & Kawashita (1996).

# 6

# Evolução Geotectônica Neoproterozóica/Cambriana

#### 6.1 A Geometria da Deformação Brasiliana

Os estudos estruturais de detalhe efetuados por Dehler (1999) na extremidade W do estado (folhas Volta Redonda e Ilha Grande) fornecem subsídios fundamentais ao esclarecimento da complexa evolução estrutural neoproterozóica do estado, e por essa razão são abaixo transcritos.

A característica estrutural mais proeminente da deformação brasiliana nos domínios Juiz de Fora/Paraíba do Sul e Mantiqueira/Andrelândia (figura 4) é a extrema linearidade dos litótipos. Apresentam franca orientação NE, em concordância com as principais zonas de cisalhamento regionais. As foliações miloníticas mapeadas tanto em rochas supracrustais quanto em ortognaisses e granitos mostram, no geral, direção nordeste e mergulhos muito variados para sudeste e noroeste. Exceção a essa regra é observada nos ortognaisses da Suíte Quirino. Nessa unidade, bem como nos ortognaisses do Domínio Serra do Mar, as foliações são predominantemente suborizontais quando não afetadas por zonas de cisalhamento direcionais e, por isso, podem apresentar direções e sentido de mergulho muito variados. Entretanto, existem diferenças aparentes, principalmente com relação à intensidade da deformação, entre a trama dos ortognaisses Quirino e no Domínio Serra do Mar. Nos ortognaisses Quirino, a presença de dobras intrafoliais, por vezes desenraizadas, denota que sofreram a ação de intenso processo deformacional, localmente mascarado pela recristalização estática de biotita e quartzo, aparente até mesmo na escala de afloramento (figura 5). Já as rochas ortoderivadas do Domínio Serra do Mar apresentam feições de deformação intensa (por exemplo, desenvolvimento de foliação milonítica) somente em zonas estreitas, notadamente no contato com o Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul. Predomina uma trama planar discreta, caracterizada por uma orientação preferencial dos minerais constituintes, sem a formação de bandamento deformacional intenso.

O Domínio Mantiqueira/Andrelândia é balizado, a sul, pela Zona de Cisalhamento de Rio Preto, que mergulha em média 35° para sul. O Domínio Serra do Mar é limitado, a norte, pela Zona de Cisalhamento de Paracambi, com mergulho variável para noroeste, geralmente de médio ângulo. Estas duas

estruturas limitam um "corredor" estrutural de orientação nordeste que materializa a estrutura divergente do rio Paraíba do Sul, caracterizada desde os trabalhos pioneiros do geólogo Rosier, no Rio de Janeiro (figura 5).

Na extremidade W do estado, onde foi melhor estudada (Dehler 1999), esta estrutura divergente pode também ser dividida em três grandes domínios, tendo como referência a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul: a) o domínio norte, onde as foliações miloníticas mergulham quase que invariavelmente para S-SE; b) o domínio central, coincidente com o eixo da zona de cisalhamento, onde as foliações miloníticas são de alto ângulo; c) o domínio sul, onde as foliações miloníticas mergulham para N-NW.

#### 6.2 A Cinemática Brasiliana

Os dados levantados na extremidade W do estado sobre a orientação das lineações de estiramento nos domínios Mantiqueira/Andrelândia e Serra do Mar são insuficientes para uma caracterização cinemática destes domínios. Inversamente, os dados de lineações, coletados na estrutura divergente, são suficientes para uma discussão inicial sobre a cinemática da deformação brasiliana característica neste segmento.

O domínio setentrional é caracterizado por foliações miloníticas de baixo a alto ângulo, com mergulho predominantemente para S. A lineação de estiramento contida nestes planos, na grande maioria dos afloramentos visitados, é oblígua, com caimento geralmente suave para E-SE. Não raro ocorrem ainda lineações direcionais, mesmo em planos de cisa-Ihamento suborizontais e, mais raramente, lineações de alto rake com caimento para sudeste. Os indicadores cinemáticos associados a esta deformação são compatíveis com movimentação oblíqua de topo para noroeste, com importante componente direcional dextral. Adicionalmente, em afloramentos onde o cisalhamento é direcional ou de empurrão, a movimentação sugerida pelas estruturas assimétricas é dextral e de empurrão para noroeste, respectivamente.

No domínio central, as foliações miloníticas têm uma direção nordeste bem marcada, paralelas ao trend regional das zonas de cisalhamento de alto ângulo. As lineações são predominantemente de baixo rake, embora possam apresentar caimento ora para o quadrante nordeste ora para o sudoeste. Os indicadores cinemáticos associados a esta de-

formação direcional são compatíveis com uma movimentação dextral, conforme já discutido na literatura por inúmeros autores que trabalharam na reqião.

No domínio meridional, as foliações miloníticas mergulham consistentemente para noroeste, embora em proporção variável. As lineações minerais contidas no plano de foliação milonítica podem ser, qualitativamente, agrupadas em três grupos: um grupo com caimento geral para noroeste-oeste; outro com caimento geral para norte-nordeste, podendo apresentar variações em torno desta direção; e um terceiro grupo com caimento predominante para nordeste, paralelo ao strike regional do cinturão de cisalhamento. Os indicadores cinemáticos observados sugerem que, com relação às lineações do primeiro grupo, a movimentação tenha sido de caráter compressivo com topo para leste-sudeste. Por outro lado, os indicadores cinemáticos associados às lineações nordeste sugerem movimentação direcional dextral e, por vezes, com componente distensiva, quando a lineação é oblíqua à direção da foliação milonítica. Também observam-se indicadores cinemáticos sugerindo movimentação sinistral para o último grupo de lineações. O significado cinemático e tectônico do grupo de lineações minerais com caimento para norte é, ainda, assunto aberto à discussão.

#### 6.3 Interpretação Tectônica e Discussão da Estruturação Regional

Os dados estruturais coletados durante a integração regional permitem tecer algumas considerações sobre a estruturação regional da Folha Volta Redonda. O domínio norte da estrutura divergente, a sul da zona de cisalhamento Rio Preto, é caracterizado por uma tectônica compressiva, com empurrões oblíquos com vergência de topo para noroeste e importante componente direcional lateral direita. Ocorrem também zonas de cisalhamento direcionais e de empurrão que, além de não apresentarem uma relação de superposição clara, são cinematicamente compatíveis com uma compressão regional oeste-noroeste/leste-sudeste. Embora os dados estruturais coletados no domínios Mantiqueira/Andrelândia não permitam uma discussão conjunta, é provável que esta estruturação regional represente a estruturação da borda sudeste da Placa São Franciscana, definida por Alkmim *et al.* (1993).

Neste sentido, o quadro tectônico regional observado sugere uma estruturação em que a Placa

São Franciscana mergulha para sudeste, sendo fragmentada por importantes zonas de cisalhamento oblíguas de extensão regional, responsáveis por uma intensa intercalação tectônica vertical e horizontal entre rochas mais antigas, de idade paleoproterozóica, como a Suíte Quirino (Valladares 1996) e os granulitos do Complexo Juiz de Fora (Heilbron et al. 1994a), com as rochas supracrustais agrupadas neste projeto no Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul, mas que podem representar também rochas do Domínio Mantiqueira/Andrelândia. A presença de mármores no sítio paleogeográfico do Domínio Juiz de Fora/Paraíba do Sul. ausentes ou muito escassos entre as rochas do Domínio Mantiqueira/Andrelândia, sugere que tenham sido depositados em bacias distintas (no tempo ou no espaço).

Os dados estruturais e cinemáticos, no domínio representado pelo Corredor de Cisalhamento Paraíba do Sul, sugerem que as rochas sofreram intenso cisalhamento direcional dextral em condições metamórficas do grau alto (figura 5). Este corredor representa também uma descontinuidade estrutural regional, visto que as rochas têm atitude subvertical, em contraste com a estruturação em ambos os flancos da zona de cisalhamento. A movimentação dextral desta zona de orientação nordeste, juntamente com seu caráter transpressivo (Dayan & Keller, 1989; Ebert et al., 1993a e b; Machado & Endo, 1993a e b; Ebert & Hasui, 1998), com encurtamento perpendicular ao plano de cisalhamento (Sanderson & Marchini, 1980), sugerem uma compatibilidade cinemática com a estruturação identificada no flanco norte da estrutura.

Por estas razões, não é necessariamente verdadeira a hipótese de que estas zonas de cisalhamento sejam estruturas tardias no desenvolvimento tectônico de todo o Cinturão, como resultado de uma rotação regional dos vetores compressivos (Heilbron, 1993; Heilbron et al. 1994a). Os dados coletados, por sua vez sugerem que ambas as estruturações se instalaram num mesmo regime de esforços regionais, e provavelmente são resultado de uma deformação transpressiva de natureza colisional oblígua (figura 5). Entretanto, não se pode descartar a possibilidade de que estas zonas de cisalhamento de alto ângulo, por suas próprias características geométricas e mecânicas, tenham permanecido ativas por muito mais tempo, absorvendo a deformação de forma mais efetiva, principalmente nos estágios finais da deformação colisional.

Outro aspecto interessante da estruturação regional deste domínio de alto ângulo é a variação no caimento das lineações de estiramento para nordeste e para sudoeste. Esta variação é sistemática, tendo sido individualizados domínios geográficos onde a lineação e os indicadores cinemáticos sugerem movimentação transpressiva e transtrativa, tendo em vista a relação plano de cisalhamento *versus* lineação de estiramento. A delimitação de domínios geográficos bem definidos é incompatível com a interpretação de que, quando a lineação tem uma atitude predominantemente direcional, é comum que este elemento estrutural tenha caimento suave para ambos os quadrantes. Contrariamente, sugere-se que esta variação seja devida à própria evolução cinemática das zonas de cisalhamento com o tempo.

O domínio meridional, pelos dados cinemáticos coletados, provavelmente têm estrutura mais complexa. Na Folha Volta Redonda e em alguns locais da Folha Rio de Janeiro, mais precisamente no perfil Rio de Janeiro - Juiz de Fora (figura 5), as lineações de estiramento têm caimento para noroeste, com estruturas assimétricas indicando movimentação compressiva de topo para sudeste. Adicionalmente, são observadas também lineações suborizontais (orientadas para nordeste) às quais associam- se indicadores cinemáticos dextrais e sinistrais. Esta variação merece estudos estruturais mais detalhados, uma vez que promove a adição de dados tectônicos que têm de ser examinados à luz do modelo transpressivo regional (Machado & Endo, 1993a e b; Ebert et al., 1993a e b; Ebert & Hasui 1998) e de superposição cinemática (Machado & Endo 1994). Os dados cinemáticos disponíveis sugerem que uma importante componente de cisalhamento puro, comum em ambientes transpressivos, poderia explicar movimentações opostas num mesmo evento deformacional, sem a necessidade de eventos distintos para explicar este padrão (Ribeiro, com. verb.). Entretanto, estudos específicos detalhados são necessários para responder esta auestão.

Confrontando os dados estruturais e cinemáticos levantados nessa integração com os dois modelos antagônicos de evolução estrutural da Faixa Ribeira, conclui-se pela existência de problemas específicos para cada modelo.

Com relação ao modelo proposto por Heilbron (1993) e Heilbron et al. (1994), de evolução estrutural polifásica, com empurrões com vergência de topo para noroeste, seguidos por transpressão dextral na fase colisional, os dados ora levantados sugerem que várias zonas de cisalhamento anteriormente mapeadas como empurrões são na reali-

dade zonas oblíquas ou até mesmo direcionais, cinematicamente compatíveis com as transcorrências. Não haveria, necessariamente, lapso de tempo geologicamente representativo no desenvolvimento destas estruturas, nem rotação dos esforços regionais para explicar a instalação das mesmas de forma anacrônica.

Relativamente ao modelo transpressivo regional proposto por Machado & Endo (1993a e b) e Ebert et al. (1993a e b), a movimentação variável ao longo da Zona de Cisalhamento de Paracambi apresenta-se como uma peculiaridade que requer estudos mais detalhados. Esta variação cinemática poderia ter resultado de uma série de fatores que atuaram isolada ou combinadamente. Entre eles pode-se citar: a) heterogeneidade na deformação transpressiva regional, notadamente uma importante componente de encurtamento perpendicular às paredes das zonas de cisalhamento regionais, devida à presença imediatamente a sul do Domínio Serra do Mar; b) partição/repartição da deformação associada à própria evolução cinemática da estrutura no tempo. Nos casos a e b estariam intimamente interligados; c) superposição cinemática. As alternativas a e b são, no momento, as mais adequadas para explicar esta característica estrutural, porque as relações de superposição e a identificação de um gap metamórfico entre as diversas foliações não puderam ser seguramente estabelecidas. Seria oportuno, entretanto, o desenvolvimento de estudos estruturais e geocronológicos neste domínio, objetivando uma interpretação mais segura do significado dessa estruturação.

#### 6. 4 Evolução Geotectônica Brasiliana

#### Introdução

O primeiro modelo de evolução tectônica para o Estado do Rio de Janeiro foi proposto por Rosier (1957, 1965). Este autor estudou o Domínio Serra do Mar (figura 4) e do rio Paraíba do Sul, propondo um modelo tectônico alpino para explicar o padrão estrutural, estratigráfico e metamórfico observado. Segundo Rosier (1957), as dobras recumbentes, o padrão estrutural regional, e o padrão metamórfico inverso eram evidências de uma tectônica de grandes *nappes*, transportadas de sudeste para noroeste. Esta estruturação, para o autor, de idade Assíntica, seria também responsável pela colocação de rochas supostamente arqueanas sobre rochas mais jovens. Neste modelo,

a Zona de Cisalhamento do rio Paraíba do Sul seria o *front* das grandes *nappes*, sendo caracterizadas por Rosier (1957) por intenso encurtamento oriundo do movimento destas grandes massas rochosas.

Coube a Ebert (1968, 1971, 1984), sintetizando estudos sistemáticos, a proposição do primeiro modelo tectônico abrangente, envolvendo tanto o estado do Rio de Janeiro como o sul de Minas Gerais. Esses estudos levaram o autor a interpretar a geologia fluminense como relacionada às porções internas de um geossinclinal de idade Assíntica. Para Ebert (1955, 1956a e b), os metassedimentos da "Série" Andrelândia, na região sul do Estado de Minas Gerais, seriam os correspondentes menos metamórficos dos gnaisses da então denominada Série Paraíba.

Ebert correlacionou pelo menos parte das coberturas metassedimentares estudadas no sul do Estado de Minas Gerais com os gnaisses aflorantes no Estado do Rio de Janeiro. O mesmo autor denominou de *Paraibides* (posteriormente Faixa Ribeira) esta unidade geotectônica, e considerou-a mais jovem que os então denominados *Araxaídes* (hoje a Faixa Brasília).

Segundo Ebert (1968), a vergência tectônica era para noroeste até o rio Paraíba do Sul, onde a estrutura descrita como "divergência em forma de leque" interrompia essa homogeneidade estrutural. O mesmo autor ainda reconheceu a grande estrutura antiformal observada na serra dos Órgãos. A estrutura divergente do rio Paraíba do Sul foi posteriormente descrita por Machado (1983), Heilbron et al. (1991), Machado & Endo (1993a), Corrêa Neto et al. (1993) e Dayan et al. (1993), e sua interpretação tectônica constitui-se ainda numa importante questão na evolução do Orógeno Brasiliano neste segmento.

#### Modelos de Evolução Atualísticos

Somente no início da década de 80 foram propostos modelos baseados nos conceitos de tectônica global, para explicar as feições geológicas observadas neste estado. Dentre estas pode-se citar Machado (1984), Machado (1997), Grossi Sad & Dutra (1988), Heilbron (1993, 1995), Heilbron et al. (1999), Campos Neto & Figueiredo (1995), Ebert et al. (1993a e b), Machado & Endo (1993a e b), Ebert & Hasui (1998), Tupinambá (1999), Silva (1999), Silva et al. (no prelo), dentre outros.

Estes trabalhos enfocam diferentes aspectos da geologia do estado, tais como estrutura, geoquímica, geocronologia e caráter do magmatismo granítico, e propõem modelos regionais de caráter mais abrangente.

Machado (1984), estudando o segmento central da Faixa Brasiliana no Estado do Rio de Janeiro, sugeriu que a colisão entre massas cratônicas a noroeste e sudeste deste estado seria responsável pelo complexo padrão tectono-metamórfico da região. Segundo esse autor, a estrutura divergente do rio Paraíba do Sul seria também explicada pela colisão entre essas massas cratônicas.

Grossi Sad & Dutra (1988) utilizando análises litogeoquímicas em unidades deformadas e metamorfizadas do Complexo Paraíba do Sul, sugeriram que este teria sido depositado em um ambiente colisional arco-continente. Estes autores analisaram geoquimicamente rochas gnáissicas cujos protólitos foram interpretados como vulcânicos, extravasados num ambiente tectônico de margem ativa. Essa interpretação, até o momento, não encontra paralelo na literatura geológica do estado, já que as rochas supracrustais do Complexo Paraíba do Sul têm sido sistematicamente interpretadas como de protólito sedimentar.

Esses trabalhos marcam o início de uma abordagem atualística na interpretação da articulação e evolução tectônica dos diferentes terrenos que compõem a geologia do Estado do Rio de Janeiro. A partir da década de noventa, com o desenvolvimento de trabalhos de mapeamento sistemático e a geração de novos dados cinemáticos, litoquímicos e principalmente geocronológicos, surgiram diversas interpretações tectônicas regionais que serão descritas a seguir.

Após os trabalhos sistemáticos e pioneiros de Ebert, que culminaram com a elaboração do modelo tectônico regional anteriormente descrito, coube a Heilbron (1993) propor, com base em estudos estruturais e metamórficos resultantes de mapeamento sistemático, nova proposta de evolução tectônica para o segmento central da Faixa Ribeira no Estado do Rio de Janeiro. Para a referida autora, a estruturação principal desse segmento seria dada por importantes zonas de cisalhamento de empurrão com vergência de topo para noroeste, num esquema de grandes duplexes crustais. Esses movimentos estariam associados às fases de deformação contínuas D<sub>1</sub>+D<sub>2</sub>, concomitantes ao metamorfismo regional M₁. A cinemática evoluiria no tempo para oblíqua, com componente direcional dextral e de empurrão para noroeste, e direcional dextral, já

numa fase tardia da evolução tectônica do Cinturão. Essa fase tardia foi denominada de D<sub>3</sub> por Heilbron (1993) e Heilbron et al. (1994a). Foi responsável pela implantação das zonas de cisalhamento direcionais e pela "megassinforma do rio Paraíba do Sul" (Heilbron et al., 1991) e seria acompanhada de metamorfismo M<sub>2</sub>. Este processo evolutivo seria resultado de convergência e colisão entre massas no Neoproterozóico (Machado, 1997), com subducção tipo-A mergulhante para sudeste (Heilbron, 1993). A sutura, segundo Heilbron (1993), provavelmente se localizaria no denominado Domínio Tectônico Juiz de Fora/Paraíba do Sul, caracterizado por intensa intercalação tectônica entre rochas metassedimentares da cobertura com rochas granulíticas e ortognáissicas do embasamento. Este processo seria o resultado de encurtamento crustal inicial noroeste-sudeste, seguido de giro paulatino dos vetores regionais para a direção leste-oeste (Heilbron *et al.*, 1995).

Paralelamente, com base nos dados regionais de lineações de estiramento e geofísicos disponíveis, assim como no caráter transpressivo das zonas de cisalhamento direcionais (Dayan & Keller, 1989; Ebert et al., 1991; Corrêa Neto et al. 1993), diversos autores têm proposto interpretações alternativas para a estruturação da Faixa Ribeira neste segmento (Machado & Endo, 1993a e b; Ebert et al., 1993a e b; Ebert & Hasui, 1998).

Para Machado & Endo (1993a e b), a estrutura divergente do rio Paraíba do Sul representaria uma megaestrutura-em-flor positiva, com importante papel na estruturação de toda a faixa que, juntamente com o denominado Cinturão Dom Feliciano (Fragoso César, 1980), foi redenominada de Cinturão de Cisalhamento Atlântico. Segundo os mesmos autores, as feições contracionais nas partes externas do orógeno seriam concomitantes aos movimentos transpressivos das porções internas do mesmo. Ebert et al. (1993a e b) e Ebert & Hasui (1998) sugeriram que o arcabouço tectônico de toda a Região Sudeste do Brasil seria resultado da colisão e articulação final de três blocos crustais no Neoproterozóico. No caso particular da "Faixa" Ribeira, a deformação transpressiva seria conseqüência da colisão do Bloco Brasília com o Bloco Vitória, com subducção para SE.

Os dois modelos cinemáticos regionais descritos acima demonstram a visão antagônica dos processos geodinâmicos responsáveis pela estruturação final dos terrenos no Estado do Rio de Janeiro. No modelo proposto por Heilbron (1993), a convergência e direção da colagem neoproterozóica seria

sudeste-noroeste, com movimentos tardios pouco expressivos, representando a mudança regional dos vetores para E-W e instalação de zonas de cisalhamento direcionais dextrais (Heilbron *et al.*, 1994a). No modelo transpressivo, a colagem neoproterozóica teria ocorrido na direção leste-oeste, num modelo de colisão oblíqua. Neste modelo o vetor de encurtamento regional seria o mesmo para o período orogênico considerado, em que se desenvolveram as estruturas regionais, tanto zonas de cisalhamento contracionais de baixo ângulo, quanto zonas direcionais dextrais de caráter transpressivo.

#### Considerações Finais

Apesar das aparentes controvérsias entre os modelos de evolução tectônica para a geologia do Estado do Rio de Janeiro, grandes avanços foram alcançados, principalmente nesta última década. Ainda são escassos os dados geocronológicos de alta precisão e, com o incremento de metodologias modernas de pesquisa e de trabalhos de campo sistemáticos, a tendência é um diagnóstico mais claro do complexo quadro tectônico responsável pela evolução geológica dos terrenos do Rio de Janeiro.

Os modelos de evolução tectônica, apesar de demonstrarem a pluralidade do pensamento dos pesquisadores que trabalham neste estado, mostram algumas características e particularidades que merecem ser discutidas. Há uma tendência geral a explicar a evolução neoproterozóica em termos de um sistema de orógenos superpostos cuja evolução teria passado por distintos estágios de subducção de crosta oceânica com polaridade precariamente definida, seguidos de três colisões (Silva, 1999; Silva et al., no prelo; Brito Neves et al., 1999, Campos Neto, 2000).

Curiosamente, a maioria dos autores que construíram modelos geotectônicos baseados principalmente em litogeoquímica dos granitóides, sugere subducção de crosta oceânica para NW, contrária ao sentido proposto por trabalhos que exploraram mais aspectos estruturais, cinemáticos e geofísicos. Tupinambá (1999), por exemplo, sugere subducção para os dois sentidos, sendo a mergulhante para sudeste mais antiga.

Recentes dados estruturais e geocronológicos obtidos por Schmitt *et al.* (1999 a e b) na região de Cabo Frio e Búzios, no litoral do Estado do Rio de Janeiro, confirmam que as rochas ortognáissicas

desta região são antigas, com idades paleoproterozóicas (Zimbres et al., 1990), mas teriam sofrido deformação e metamorfismo há ca 520Ma. A tectônica de baixo ângulo, segundo estes autores, teria vergência de topo para noroeste, o que coloca os ortognaisses estruturalmente por cima dos metassedimentos do Complexo Paraíba do Sul nessa região. O metamorfismo que acompanhou essa deformação foi caracterizado por pressões relativamente maiores que as observadas nos domínios Serra do Mar e Juiz de Fora/Paraíba do Sul ("Faixa" Ribeira), conforme indicado pela estabilidade da paragênese sillimanita-cianita (Schmitt et al. 1999a e b). Essa relação, embora careça de estudos mais regionalizados, é compatível com o overthrusting deste terreno (Domínio Região dos Lagos) sobre a "Faixa" Ribeira, ou Domínio Serra do Mar (figura 4), com subducção para SE no Cambriano.

Pela inconveniência do emprego de terminologia pré-tectônica global ("faixa", "cinturão", "cinturão móvel" etc) e pela introdução de distintas designações geográficas para um mesmo domínio tectônico (Cinturão "Ribeira", Cinturão "Atlântico", Cinturão "Costeiro"), nota-se na literatura mais recente uma tendência ao abandono desses termos.

Brito Neves et al. (1999), Silva (1999), Campos Neto (2000) demonstraram a natureza diacrônica para o "Ciclo" Brasiliano, na verdade representado por um complexo sistema de orógenos sobrepostos espacial e temporalmente: a colagem neoproterozóica.

Posteriormente, Silva et al. (no prelo) delimitaram temporalmente a sucessão colisional Brasiliana/Pan-Africana em quatro episódios orogênicos. O evento mais antigo, registrado no estado, corresponde ao Brasiliano II. Esse é representado pela fase pré-colisional (630-600? Ma) da "Orogênese Rio Negro" de Campos Neto (2000). Essa é caracterizada pela colagem do Arco Magmático Rio Negro no Terreno Juiz de Fora, há ca 630Ma (Tupinambá, 1999). O Episódio Brasiliano III (570-560Ma) relaciona-se à colagem dos arcos Serra dos Órgãos e Rio de Janeiro no Terreno Juiz de Fora. Esse evento corresponde à Orogênese Rio Doce, de Figueiredo & Campos Neto (1993) e Campos Neto (2000) ou uma extensão SE da Orogênese Araçuaí (Silva et al., no prelo). Esse sistema engloba também a colagem final neoproterozóica há ca 520Ma, relacionado à assim chamada Orogênese Búzios, de Schmitt et al.

O Episódio Brasiliano I (750-700Ma) não apresenta registro geocronológico no estado.

Finalmente, cabe destacar que a caracterização precisa do pico colisional no Brasiliano III, datado em *ca* 560Ma na Suíte Rio de Janeiro, tem interessantes conseqüências para os modelos de correlação dos orógenos brasilianos e panafricanos. O mesmo episódio orogênico (Pan-Africano III) também foi datado em 550Ma (U-Pb SHRIMP) no lado africano em granitóides I e S sintectônicos do Orógeno Saldania (Silva *et al.*, 2000). Da mesmam forma no Orógeno Kaoko (Seth *et al.*, 1998) a idade de *ca* 560Ma foi obtida nos granitóides sincolisionais costeiros do tipo-S.

Assim, os modelos que preconizam uma correlação direta entre o Batólito Pelotas "cinturões" Ribeira e Dom Feliciano (Episódio Brasiliano II - 640-620Ma) e os orógenos da África Ocidental (Kaoko, Damara, Gariep e Saldania) devem ser revistos. Conseqüentemente, uma provável extensão para sudoeste do Arco Rio de Janeiro (recoberto pela sedimentação em ambas as margens continentais) passaria a ser o melhor candidato a representar o arco magmático desenvolvido durante a amalgamação final dos dois continentes, há 560Ma (Silva et al., no prelo).

# 7

## Meso-Cenozóico

## 7.1 Intrusivas Alcalinas Meso-Cenozóicas (ΚΤλ)

#### 7.1.1 Introdução

O plutonismo alcalino (*pipes*, *stocks* e *plugs*) concentra-se preferencialmente na região litorânea centro-sudeste do estado, com destaque para a região de Rio Bonito. Esse evento magmático está relacionado à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1969) na Província Serra do Mar (Almeida, 1983).

Foram discriminados cartograficamente os seguintes plútons: Maciço Alcalino da Serra do Mendanha – KTλs, Maciço Alcalino Morro dos Gatos – KTλmo, Maciço Alcalino de Rio Bonito – KTλrb, Maciço Alcalino Soarinho – KTλso, Complexo Alcalino Itaúna – Tλi Maciço Alcalino do Morro São João – KTλsj; Intrusão Alcalina da Ilha de Cabo Frio – KTλc, Maciço Serra dos Tomazes – KTλst, Intrusão Alcalina Marapicu – KTλm, Maciço Alcalino de Itatiaia – KTλit, Maciço Alcalino de Tanguá – KTλt, Maciço Alcalino Passa Quatro – KTλp e Suíte Alcalina de Tinguá – KTλt.

Diversos trabalhos de cunho regional e específicos abordaram essas associações, como Valença (1969, 1975, 1976), Lima (1976), Klein & Vieira (1980) e Ulbrich & Gomes (1981), dentre outros.

Os últimos autores (Ulbrich & Gomes 1981) apresentaram mapas litológicos sintéticos dos maciços de Rio Bonito, Itaúna e Ilha do Cabo Frio, entre outros.

O maciço do Morro dos Gatos (KT\u03c4mo) é um pequeno corpo com cerca de 5km² intrusivo no granito Cesário Alvim, situado a sul de Imba\u00ed e a norte de Cesário Alvim. É provavelmente correlacion\u00e1vel aos macicos de Soarinho e Rio Bonito.

Martins & Borghi (1982) referiram pela primeira vez a ocorrência da rocha alcalina do Morro do Gato, associando-a ao alinhamento de outros corpos segundo a direção ENE-WSW, que designaram de "falha Rio Bonito", a qual deve corresponder ao limite setentrional da Zona de Cisalhamento Dúctil de Niterói (ZCDN), de Hippertt (1990). Admitem que a intrusão desses corpos ao longo da referida falha, a partir de uma mesma câmara magmática, estaria associada ao sistema de falhas normais de blocos basculados e justapostos, estabelecidas à época da abertura do Atlântico Sul, durante a Reativação Wealdeniana. Apesar da escassez de evidências diretas, sugerem uma incipiente zonação dos litótipos observados. Na região oeste do estado, sete plútons formam um alinhamento orientado segundo WNW-ESE, provavelmente associado à colocação dos corpos de Cabo Frio, no Estado

do Rio de Janeiro, e Poços de Caldas, em Minas Gerais. Os maiores maciços são os de Passa Quatro e Itatiaia. Em direção a leste-sudeste afloram os corpos de Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Mendanha e Marapicu.

O Maciço Alcalino de Rio Bonito (ΚΤλrb) está localizado imediatamente a norte da cidade homônima, abrangendo a serra do Sambé, com área em torno de 29km².

O Maciço Alcalino da Serra do Mendanha (KT\( \)s) aflora no extremo-sudoeste da Folha Rio de Janeiro e correlaciona-se ao Maciço de Marapicu, situado logo a oeste, na folha Volta Redonda. Abrange o segmento oriental da serra de Madureira, no município de Nova Iguaçu, e toda a serra do Mendanha, no município do Rio de Janeiro.

O Maciço Alcalino de Tanguá (ΚΤλta) faz parte do complexo alcalino da região de Rio Bonito, sendo o mais jovem dos três corpos (Neocretáceo-Terciário), com 50km² de área. Localiza-se próximo à cidade de Rio Bonito, à margem da rodovia BR-101.

O Complexo Alcalino de Itaúna (KT\u00e4i) é um corpo elíptico situado no município de S\u00e4o Gon\u00e7alo, \u00e0 margem oriental da Baía de Guanabara, abrangendo uma \u00e1rea de cerca de 6km².

O Maciço de Tinguá (KTλt) está localizado nos contrafortes da Serra do Mar, a norte do município de Nova Iguaçu, nas cabeceiras dos rios Douro, Iguaçu e Santo Antônio. O maciço atinge cotas de até 1.600m, com cerca de 50km² de área.

O Maciço do Morro de São João (ΚΤλsj) ocorre a 5km a NW da cidade de Barra de São João. Oliveira (1953) caracterizou sienitos nefelínicos no sopé do morro homônimo, com notável expressão topográfica cônica (806m de altitude), em meio a terrenos pré-cambrianos com relevo arrasado.

A Intrusão Alcalina da Ilha do Cabo Frio (ΚΤλc) localiza-se em Arraial do Cabo e abrange toda a ilha oceânica em frente ao cabo Frio (pontal do Atalaia), designada de ilha do Cabo Frio.

## 7.1.2 Relações Estruturais, Petrologia e Geocronologia

A maior parte das intrusões ocorre sob a forma de plútons circunscritos ou também na forma de diques.

Valença (1975) descreveu rochas de composição básica, associadas aos maciços do Morro de São João e da Ilha do Cabo Frio. Dentre as rochas alcalinas sieníticas, destacou sienitos nefelínicos, pulaskitos ou umptekitos ligeiramente subsaturados ou saturados e foiaítos. Os maciços de Passa Quatro e Itatiaia, por outro lado, são formados por sienitos, nefelina sienitos, pulaskitos, nordmarkitos e apresentam granitos alcalinos associados.

Os trabalhos geocronológicos disponíveis (Herz, 1966, 1977; Amaral *et al.*, 1967; Riccomini *et al.*, 1983, 1991; Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992) forneceram idades entre 72 e 42Ma.

A idade mais jovem (*ca* 42Ma) refere-se à lava ankaramítica (ultrabásica) da bacia de Volta Redonda (Riccomini *et al.* 1983). Essa ocorrência é em parte correlacionável ao derrame de ankaramito (olivina basalto) descrito por Klein & Valença (1984) e Rodrigues Francisco & González (1992), na borda setentrional da bacia carbonática de São José do Itaboraí. Esse último foi datado em 52,6 ± 2,4Ma, pelo método K/Ar (Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992).

O conjunto dos plútons faz parte do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1967), que abrange o maciço de Poços de Caldas, com idade em torno de 89Ma.

Foi evidenciado um aumento de idade, do litoral para o interior segundo um alinhamento de direção WNW-ESE, o qual, segundo Marsh (1973) estaria relacionado à evolução das falhas transformantes, à época, do segundo estágio de abertura do Atlântico Sul, há 80Ma.

# 8

# CENOZÓICO/TERCIÁRIO

#### 8.1 Bacias Continentais Terciárias

#### Arcabouço Tectono-Estrutural das Bacias

No Cenozóico, a margem leste da Plataforma Sul-Americana foi afetada por eventos tectono-magmáticos agrupados sob as denominações "Evento Sul-Atlantiano" (Schobbenhaus *et al.*, 1984) e "Reativação Wealdeniana" (Almeida, 1967). Esses eventos são relacionados à evolução do Oceano Atlântico Sul, implantado após a quebra do supercontinente Pangea, no período Cretáceo.

Na porção oriental do estado, as principais manifestações magmáticas de idade cenozóica são as intrusões e, subordinadamente extrusões, de rochas alcalinas de Tinguá, Mendanha, São José do Itaboraí, Itaúna, Tanguá, Soarinho, Rio Bonito, Morro de São João, Ilha de Cabo Frio e outras ocorrências menores, com idades entre ~72 e 50Ma (Thompson et al., 1998; Riccomini et al., 1991). Já a tectônica Cenozóica levou à formação de um sistema de pequenas bacias sedimentares continentais tafrogenéticas: "Rifte Continental do Sudeste do Brasil" (Riccomini, 1989, Ferrari & Silva 1997); "Sistema de Riftes Continentais da Serra do Mar" (Almeida, 1976; Melo et al., 1985).

O Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (SRCSB) é uma depressão alongada na direção ENE e composta por dois segmentos: a zona de riftes do Vale do Paraíba, entre as cidades de São Paulo e Resende (Valeriano & Heilbron, 1993, Melo et al., 1985) e o graben da Guanabara, entre a baía de Sepetiba e a cidade de Rio das Ostras (Almeida, 1976; Ferrari, 1990; Ferrari & Silva, 1997). Esse sistema de riftes está implantado sobre a Faixa Móvel Ribeira (Almeida, 1973; Hasui et al., 1975), de idade brasiliana, constituída de uma intercalação tectônica de metassedimentos, ortognaisses do embasamento transamazônico e granitos tipo-S e I.

A parte centro-sul do domínio oriental constitui o segmento nordeste do já citado SRCSB, ou Graben da Guanabara. Esse compartimento é um semigraben com blocos adernados para NW, limitado por falhas de direção NNE, onde se instalaram a Bacia de Itaboraí, de idade paleocênica (Couto, 1953, Rodrigues Francisco & Cunha, 1978), e a Bacia de Macacu, datada do Eoceno/Oligoceno (Ferrari & Silva, 1997). Seções sísmicas interpretadas por Mohriak et al. (1990) sugerem a continuidade desse graben na área submersa adjacente à foz do rio São João.

Finalizando o registro sedimentar terciário, tem-se os sedimentos continentais do Grupo Barreiras (Mabesoone, 1972) datado do Mioceno/Pleistoceno (Silva & Ferrari, 1997, e outros).

#### 8.1.1 Bacias da Região Oriental do Estado

#### Bacia de São José do Itaboraí

A Bacia de São José do Itaboraí é uma depressão elíptica de orientação geral ENE, com dimensões máximas de 1.400m x 500m e espessura de sedimentos máxima em torno de 100m, situada cerca de 25km a leste da cidade de Niterói (Rodrigues Francisco & Cunha, 1978; Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992).

Essa bacia foi implantada sobre os granitóides neoproterozóicos da Unidade Cassorotiba, e compreende três unidades sedimentares: a Formação Itaboraí (Oliveira, 1956), de natureza carbonática e constituída por calcários travertinos intercalados com calcários clástico-argilosos (Ferrari, 1990), contendo fósseis de gastrópodes, ostracodes, vegetais e vertebrados, atribuída ao Paleoceno Inferior (Rodrigues Francisco & Cunha 1978), a Unidade Intermediária, composta por sedimentos rudáceo-psamíticos contendo fósseis de mamíferos e répteis com idades atribuídas ao Paleoceno Superior (Rodrigues Francisco & Cunha, 1978). Esta unidade está em desconformidade com a unidade subjacente, preenchendo as cavidades originadas pela dissolução dos calcários da Formação Itaboraí (Riccomini & Rodrigues Francisco 1992). Em discordância angular ocorre a Unidade Superior, também rudáceo-psamítica com restos fósseis de vertebrados e idade pleistocênica (Rodrigues Francisco & Cunha, 1978; Riccomini & Rodrigues Francisco 1992).

Um dique de rocha ultrabásica de aproximadamente 150m e direção N45°E corta rochas do embasamento e sedimentos carbonáticos e conglomeráticos, terminando sob a forma de um derrame de lava (Klein & Valença, 1984). Segundo estes autores essa rocha é um ankaramito, melanocrático, composto por fenocristais de titano-augita, analcita, opacos, plagioclásio e apatita, com amígdalas preenchidas por zeólitas e clorita. Uma idade K/Ar em rocha total de 52 ± 2,4Ma foi obtida por Riccomini & Rodrigues Francisco (1992).

Para Lima & Cunha (1986), a análise palinológica dos sedimentos da Bacia de São José do Itaboraí

indica que a deposição se deu em condições continentais, com clima quente e úmido.

#### 8.1.2 Bacia de Macacu

A Bacia de Macacu aflora a nordeste da Baía de Guanabara, estendendo-se na direção ENE por aproximadamente 25km, com 15km de largura, nas imediações das cidades de Itaboraí e Magé, e da Ilha do Governador. A espessura conhecida da bacia é de aproximadamente 200m (Ferrari & Silva, 1997).

O embasamento da bacia é constituído de paragnaisses e rochas alcalinas. A Bacia de Macacu é constituída por duas unidades sedimentares: a Formação Macacu (Tm) de Meis & Amador (1977), uma sucessão de lentes e camadas pouco espessas de sedimentos predominantemente arenosos, arredondados e pouco consolidados, de idade plio-pleistocênica; e a unidade "pré-Macacu", definida pelos mesmos autores como "produto da colmatação de blocos tectonicamente rebaixados no Terciário Médio". Para esses autores o contexto evolutivo desses sedimentos é relacionado ao do Grupo Barreiras (Bigarella & Andrade, 1964).

Essa correlação com o Grupo Barreiras foi revista, e dados estratigráficos (Cabral Jr., 1992), palinológicos e geocronológicos (Lima, 1996) e estruturais (Silva & Ferrari, 1997) permitiram dissociar os sedimentos Macacu e pré-Macacu desse contexto e considerá-los como parte de uma bacia tafrogênica relacionada ao Sistema de Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989).

Para Ferrari & Silva (1997), a Bacia de Macacu foi preenchida por um pacote sedimentar eocênico-oligocênico, depositado em ambiente de leques aluviais, intercalado com fácies de natureza provavelmente lacustre. Para Lima (1996), a abundância e diversidade de esporos sugerem clima quente e úmido, embora a relativa variedade de coníferas possa indicar um contexto mais ameno, possivelmente subtropical.

#### 8.1.3 Grupo Barreiras (Tb)

As flutuações do nível do mar e as alterações paleoclimáticas foram as principais causas da formação das planícies litorâneas brasileiras (Martin *et al.*, 1997). Uma das unidades mais expressivas da faixa litorânea é o Grupo Barreiras, que se estende desde o Amapá até o Rio de Janeiro (Batista *et al.*, 1984), aflorando sob a forma de extensos tabuleiros ou falésias de vários metros de altura.

O Grupo Barreiras aflora na região de Carapebus-Quiçamã e, mais restritamente, próximo às cidades de Búzios e Macaé, sendo a área de maior expressão na região do delta do rio Paraíba do Sul.

Esse pacote sedimentar é constituído de três unidades: areias grossas a conglomeráticas, com matriz caulínica e estruturas de estratificação cruzada planar na base do pacote; uma unidade intermediária composta de interlaminações de areias grossas quartzosas com matriz areno-argilosa e argilas arroxeadas levemente arenosas; e, no topo do pacote, um nível de argilas de cores vermelha e branca (Ferrari et al., 1981).

No modelo de evolução paleogeográfica e paleoclimática proposto por Martin et al. (1997), para o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, a sedimentação Barreiras ocorreu provavelmente durante o Plioceno, quando o clima era semi-árido, sujeito a chuvas esporádicas torrenciais. Dessa forma, teriam formado-se amplas faixas de legues aluviais no sopé das encostas constituídas pelas rochas do embasamento (Ghignone, 1979). Nessa época o nível do mar era mais baixo que o atual, e os sedimentos do Grupo Barreiras entulharam a plataforma continental (Bigarella & Andrade, 1964). A sedimentação Barreiras foi interrompida quando o clima passou a ser mais úmido (Vilas-Boas et al., 1979), e, no Pleistoceno, uma transgressão marinha começou a erodir a porção mais externa do Grupo Barreiras, formando as falésias que ocorrem no Nordeste do Brasil.

#### Bacias da Região Ocidental do Estado

Nessa região a sedimentação terciária continental está representada por três pequenas bacias expostas na extremidade nordeste do estado: Taubaté, Resende e Volta Redonda. Embora não tenham continuidade física, provavelmente representam registros de uma única estrutura pretérita, conforme sugerem suas características sedimentares e evolução estrutural (Riccomini 1989). Relativamente aos processos de abertura e implantação dessas

bacias, o autor enfatizou a importância da interação das placas de Nazca e Sul-Americana.

As unidades litoestratigráficas que afloram no estado são as formações Resende e São Paulo. A Formação Resende (Tr) é composta por conglomerados, arenitos e argilitos (Tra); sedimentos rudíticos, conglomerados e arenitos grossos (Trb) e porções fluviais localmente individualizáveis (Trc). A Formação São Paulo (Trsp) é formada por arenitos e argilitos.

#### 8.1.4 Bacia de Volta Redonda

Dentre as três bacias orientais, é aquela de menor expressão em área de exposição. Está encaixada em falhas normais, com orientação similar às das outras duas bacias, embora ocorra deslocada para SE com relação ao *trend* estrutural. Segundo Riccomini (1989) a sedimentação caracteriza ambientes continentais, com registros de sedimentação rudácea associada a leques aluviais proximais. Estes gradam lateralmente para fácies distais mais finas (Formação Resende) e para ambientes fluviais de rios anastomosados (Formação São Paulo) daí passando para uma sedimentação muito fina, de ambiente lacustre (Formação Tremembé). Esta última unidade litoestratigráfica não aflora no Estado do Rio de Janeiro. A sedimentação teria sido controlada, segundo o mesmo autor, pela implantação de um amplo sistema de riftes terciários, no Sudeste do Brasil.

#### 8.1.5 Bacia de Resende

Tem forma alongada na direção NE-SW com aproximadamente 50km de eixo maior. Está exposta no mesmo *trend* estrutural da Bacia de Taubaté.

#### 8.1.6 Bacia de Taubaté

A Bacia de Taubaté aflora numa área restrita, situada a oeste da cidade de Itatiaia.

# 9

# CENOZÓICO/QUATERNÁRIO

#### 9.1 Introdução

Na região costeira do Estado do Rio de Janeiro ocorre uma série de ambientes de sedimentação quaternária, associados a sistemas deposicionais de origem continental e transicional/marinho. Este conjunto faz contato, para o lado continental, com rochas do embasamento de diferentes litologias e idades, e para o lado oceânico com uma ampla plataforma continental constituída por uma sedimentação marinha quaternária, onde ocorrem depósitos relictos e modernos que repousam discordantemente sobre as unidades estratigráficas terciárias da Bacia de Campos. Os depósitos sedimentares quaternários ocorrentes na região costeira do estado do Rio de Janeiro são mais bem desenvolvidos no porção que vai de Niterói até o limite com o Estado do Espírito Santo, do que no setor de Parati até Mangaratiba.

O desenvolvimento desta planície costeira foi, em grande parte, guiado pelas direções estruturais do embasamento, que exerceram controle sobre a formação de baías e sobre a disposição dos remanescentes rochosos interiores às antigas baías que passaram a receber sedimentos provenientes das terras altas.

A parte interna da planície é marcada pelos vales de fundo plano, preenchidos por sedimentos fluviais grosseiros, que se intercalam com depósitos coluvionares de encosta, acumulados no piemonte, compondo um amplo sistema de leques aluviais coalescentes que nas suas porções distais se interdigitam com sedimentos deltaicos, lagunares e marinhos.

Instalados parcialmente sobre os depósitos continentais ocorre um complexo de ambientes resultantes de processos costeiros afetados pelas variações que o nível relativo do mar sofreu no Quaternário, controladas pela glácio-eustasia, que fizeram com que a planície costeira evoluísse para leste.

#### 9.2 Ambientes de Sedimentação Continental

#### 9.2.1 Depósitos Colúvio-Aluvionares (Qc)

A deposição dos sedimentos colúvio-aluvionares niciou-se provavelmente no Terciário, e os processos responsáveis por sua gênese perduraram por todo Quaternário, podendo ser constatados até nos dias atuais. As fácies proximais envolvem cascalhos, areias e lamas resultantes da ação de processos de fluxos gravitacionais e aluviais de transporte de material de alteração das vertentes. O acúmulo de material detrítico originou rampas de colúvio (predomínio de material fino) e depósitos de tálus (predomínio de material grosseiro) junto à base e à meia-encosta dos morros. São materiais que sofreram transporte por gravidade, por movimentos de massa do tipo rastejo ou escorregamentos. Sua morfologia pode ser atribuída em parte à existência de vários pontos de afluxo sedimentar que favorecem a coalescência dos leques, assim como também a efeitos de retrabalhamento e posterior erosão. Encontram-se constituídos por material de espessura, extensão e granulometria variada, que envolve desde argila até blocos de rocha e matações provenientes do embasamento.

Na porção mais distal deste conjunto ocorrem sedimentos arenosos e lamosos, eventualmente com cascalheiras, localizados em regiões de baixa declividade e ao longo das drenagens. Apresentam-se geralmente bem estratificados, refletindo deposição a partir de fluxos torrenciais canalizados e não canalizados. Em algumas situações, observa-se o seu interdigitamento com depósitos deltaicos, lagunares ou praiais marinhos. Encontram-se subdivididos em depósitos de fundo de canal, de planície de inundação, de rompimento de diques marginais (crevasse splay) e de meandro (barra de pontal). Nos depósitos de fundo do canal (depósitos residuais de canais), ocorrem areias e cascalhos depositados através da carga de tração. Os depósitos de planície de inundação caracterizam-se por sedimentação lamosa, acumulada quando há o transbordamento do leito do rio em períodos de cheia. Os depósitos de rompimento de diques marginais envolvem deposição por tração e suspensão, portanto, areia e lama. E nos depósitos de meandro ocorre sedimentação essencialmente arenosa, e a deposição dá-se principalmente através de tração e alguma suspensão (topo da barra).

## 9.3 Ambientes de Sedimentação Transicional/ Marinho

## **Depósitos Pleistocênicos**

## 9.3.1 Depósitos Praiais Marinhos e/ou Lagunares (Qpm)

Os depósitos praiais marinhos e/ou lagunares, de idade pleistocênica, do litoral carioca são similares aos depósitos do Sistema Laguna-Barreira III da Província Costeira do Rio Grande do Sul (Villwock et al., 1986), ou aos da Trangressão Cananéia (Suguio & Martin, 1978) da costa paulista, ou então aos da Penúltima Transgressão, assim designados

por Bittencourt et al. (1979) na costa nordeste. Geneticamente relacionam-se ao último evento transgressivo marinho ocorrido no Pleistoceno, por volta de 123.000 anos atrás. As fácies arenosas que o constituem são interpretadas como sendo de origem praial marinha e/ou lagunar, recobertas por areias eólicas. As fácies praiais são compostas por areias quartzosas, médias até muito finas, de coloração amarelo-claro até acastanhado, eventualmente contendo estruturas sedimentares do tipo estratificação cruzada acanalada (3D) e tubos fósseis de Callichirus major (Fig. ), quando de origem marinha. As fácies eólicas que encontram-se sobrejacentes são compostas de areias quartzosas, de granulometria fina e coloração amarelo-acastanhado até avermelhado, muitas vezes enriquecidas em matriz secundária composta por argilas e óxidos de ferro.

Estruturas plano-paralelas e do tipo estratificação cruzada acanalada (3D), também eventualmente observadas em afloramentos pleistocênicos, sugerem que a deposição nestes ambientes possa ter sido controlada por correntes de marés e a sedimentação resultante estar relacionada a uma fácies de preenchimento de canais de marés. Geralmente, este pacote encontra-se parcialmente retrabalhado e recoberto por areias eólicas desprovidas de estruturas. Estes afloramentos correlacionam-se à um antigo nível médio do mar, que se situava a aproximadamente 8,0 m acima do atual.

Segundo Martin *et al.* (1997), na planície situada na desembocadura do rio Paraíba do Sul, os depósitos arenosos pleistocênicos são bem desenvolvidos, sobretudo na porção sul, entre Barra do Furado e Macaé. A altitude da parte externa desse terraço é pequena e a partir da lagoa de Carapebus, as areias da praia atual (único testemunho de depósitos arenosos holôcenicos) transgridem sobre as areias pleistocênicas. A presença de cristas praiais na superfície dos depósitos arenosos pleistocênicos indica que esses terraços não foram afogados durante a última transgressão, sugerindo que essa zona tenha sofrido subsidência durante os últimos milhares de anos, isto é, após 5,1ka.

Na região do rio das Ostras, a maior parte dos depósitos arenosos litorâneos deve ser de idade pleistocênica. Ao norte, eles são relativamente importantes e o terraço, como ao sul da planície costeira da foz do rio Paraíba do Sul, apresenta cicatrizes características da antiga drenagem que estava ativa quando o nível de base era inferior ao atual.

Entre Rio das Ostras e Barra de São João, os depósitos pleistocênicos reduzem-se a uma faixa estreita na margem oceânica e alguns vestígios rumo ao interior. Nos vales maiores, hoje ocupados pelos rios São João e Una, esses vestígios mais ou menos erodidos ganham maior importância.

Entre Cabo Frio e Arraial do Cabo, a maior parte dos depósitos arenosos litorâneos também deve ser de idade pleistocênica. Essa informação está baseada sobre uma idade radiocarbono superior a 30ka, além de forte impregnação por ácidos húmicos em profundidade e ausência total de conchas, que são bastante abundantes nas areias holocênicas circundantes. Esses depósitos arenosos pleistocênicos, parcialmente recobertos de dunas holocênicas, parecem ter sido preservados da erosão marinha por ocasião da transgressão holocênica, graças à presença de rochas cristalinas da região do Arraial do Cabo.

Entre Arraial do Cabo e Niterói, ocorrem freqüentemente duas barreiras arenosas separadas por uma zona baixa ocupada por lagunas. Muehe (1982) e Coelho Neto et al. (1986) atribuíram idade holocênica para essas duas barreiras. Entretanto, sondagens efetuadas na zona baixa entre as barreiras mostraram que sob os sedimentos lagunares existem areias impregnadas de ácidos húmicos, e datações indicaram que as lagunas existiam

antes de 5.1 ka. Ireland (1987), em um trabalho sobre a história das lagunas na região de Itaipu-Maricá, chegou à mesma conclusão e atribuiu uma idade pleistocênica para a barreira interna. Do mesmo modo, parece que a parte interna da barreira única que fecha a laguna de Itaipu é de idade pleistocênica, pelas características do afloramento que ocorre no canal que faz a ligação da laguna com o oceano.

Na região da Barra da Tijuca, tem-se a presença da barreira arenosa pleistocênica entre as lagoas de Jacarépaguá e de Marapendi. Na região costeira que margeia as baías de Sepetiba, Mangaratiba e Ilha Grande não são observados depósitos sedimentares de idade pleistocênica.

## **Depósitos Holocênicos**

Apoiado, em parte, nos depósitos pleistocênicos e nas litologias do Grupo Barreiras, desenvolveu-se na região costeira durante o Holoceno, um complexo de ambientes deposicionais compreendendo depósitos flúviolagunares e depósitos praiais marinhos e/ou lagunares.

De maneira geral, esses depósitos estão relacionados aos processos costeiros associados ao

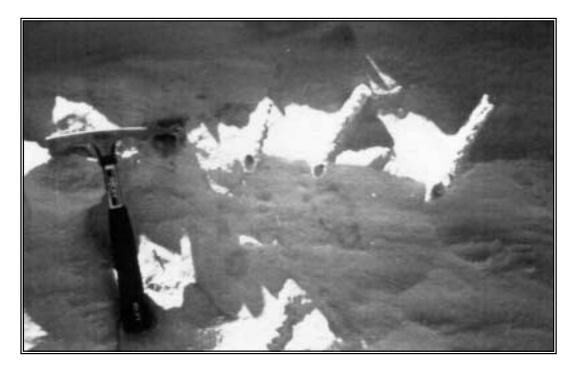


Figura 13 — Estruturas biogênicas (Callichirus major), freqüentemente observadas em depósitos marinhos praiais pleistocênicos.

Figure 13 – Biogenic structures ('Callichirus major'), commonly found in Pleistocenic beach deposits.

auge da última fase transgressiva do nível relativo do mar e sua posterior regressão (<5,1ka). O evento possibilitou a formação de uma nova barreira arenosa próximo à antiga planície costeira pleistocênica, assim como a ingressão marinha pelos vales preexistentes, restabelecendo boa parte dos sistemas lagunares presentes na costa que, acompanhando a posterior progradação da barreira, evoluiram para um conjunto de ambientes sedimentares.

Antigas linhas de costa, marcadas por paleofalésias esculpidas nos terrenos pleistocênicos, hoje o limite interno dos terraços holocênicos, mostram que no máximo desta transgressão o mar atingiu aproximadamente 4,8m acima do atual na região. A presença de diversos terraços, em diferentes cotas, e o truncamento de feições morfológicas pretéritas que hoje se observam em meio a área ocupada por depósitos fluviolagunares e também ao longo da atual costa lagunar, mostram que nos últimos 5.000 anos a área passou por pequenas transgressões e regressões.

O assoreamento da área produzido pela chegada de sedimentos fluviais, somado à remobilização destes pelos agentes da dinâmica costeira, ondas e correntes litorâneas atuantes no interior dos corpos lagunares, proporcionaram a sua segmentação. A progradação de margens pantanosas e o crescimento de praias e pontais arenosos são responsáveis pela sua configuração atual. Os sedimentos acumulados nas depressões lagunares constituem um pacote composto por intercalações de areias, lamas, biodetritos carbonáticos e turfas, produzidas nos diversos ambientes deposicionais que ainda hoje estão atuantes na área.

#### 9.4 Depósitos Fluviolagunares (Qhfl)

Os depósitos Flúvio-Lagunares estão geneticamente relacionados a episódios distintos de progradação fluvial sobre um ambiente transicional/marinho raso, possivelmente em função de variações climáticas e/ou glácio-eustáticas. Estas feições encontram-se bem representadas na região de Campos, onde infere-se que esta área representava um ambiente do tipo laguna-barreira no auge da transgressão marinha holocênica (5,1ka). Remanescentes desta paleolaguna encontram-se hoje representados pelo conjunto de lagoas existentes ao longo da planície, onde se destaca a Lagoa Feia. No auge da transgressão holocênica, o rio Paraíba do Sul desaguava na margem oeste da laguna e, com a fase regressiva marinha que se se-

guiu, o rio iniciou sua progradação através de um delta intralagunar.

Litologicamente, estes depósitos encontram-se registrados na área através de uma extensa sedimentação superficial areno-lamosa, sobrejacente a camadas de areias biodetríticas e sedimentos lamosos de fundo lagunar. Em algumas áreas tem-se a presença de turfas.

## 9.5 Depósitos Praiais Marinhos e/ou Lagunares (Qhml)

Os depósitos Praiais Marinhos e/ou Lagunares podem ser correlacionados aos depósitos da Transgressão Santos (Suguio & Martin, 1978) da costa paulista, ou aos da Última Transgressão (Bittencourt *et al.*, 1979) da costa do nordeste. São também similares aos depósitos do Sistema Laguna-Barreira IV (Villwock *et al.*, 1986), da costa sul-rio-grandense.

A ilha-barreira holocênica é composta por fácies praiais marinhas com recobrimento eólico. As fácies praiais marinhas são constituídas por areias quartzosas esbranquiçadas, finas a médias, bem selecionadas, apresentando estratificação plano-paralela com mergulho suave em direção ao mar. O pacote eólico que a recobre é constituído por areias com características semelhantes, de granulometria mais fina e que se apresentam na forma de depósitos eólicos mantiformes, quando ocorrentes muito próximos à linha de costa, ou na forma de dunas transgressivas, quando mais interiorizadas.

Diferentemente da barreira pleistocênica, podem conter grandes quantidades de conchas, não são impregnados de ácidos húmicos e exibem alinhamentos de cristas praiais mais contínuos e pouco espaçados.

Segundo Martin *et al.* (1997), depósitos de areias marinhas holocênicas ocorrem de modo praticamente contínuo ao longo do litoral estudado. Entretanto, a sua importância varia muito em função da configuração do litoral, apresentando-se com extensões de algumas dezenas de metros até vários quilômetros. Eles são pouco desenvolvidos nas porções convexas ou retilíneas e podem atingir vários quilômetros de largura próximos a desembocaduras fluviais mais importantes, como as associadas ao rio Paraíba do Sul.

Os depósitos praiais lagunares, ocorrentes na região de retrobarreira, são formados pela sedimentação subaérea que margeiam os corpos aquosos costeiros. Encontram-se constituídos por sedimentos arenosos com boa maturidade textural e mineralógica, exceto quando integram margens internas adjacentes ao embasamento, quando apresentam areias arcosianas ou líticas, ricas em seixos e cascalhos. Estes depósitos encontram-se interdigitados com depósitos fluviais ou depósitos de fundo lagunar.

Segundo Martin et al. (1997), os sistemas lagunares holocênicos ocorrem nas zonas baixas, separando terraços arenosos pleistocênicos e holocênicos ou nos cursos inferiores de grandes vales não-preenchidos por sedimentos fluviais, sendo constituídos por sedimentos sílticos e/ou areno-argilosos ricos em matéria orgânica, podendo frequentemente conter grande quantidade de conchas de moluscos de ambientes lagunares. Por ocasião da fase de submersão, que antecedeu o nível máximo de 5,1ka, o litoral foi invadido pelo mar, formando sistemas lagunares que se estabeleceram por detrás das ilhas-barreiras como nas desembocaduras do rio Paraíba do Sul ou nos cursos inferiores de rios, como nos casos de Macaé e São João. Após 5.1 ka, em consegüência do abaixamento do nível relativo do mar, essas lagunas tenderam à ressecação, ao mesmo tempo em que eram colmatadas e substituídas por áreas pantanosas. As subidas do nível marinho, que ocorreram entre 3,9 - 3,6 ka e 2,8 - 2,5ka, promoveram a reocupação parcial dessas lagunas.

As fácies paludiais do sistema lagunar holocênico, que englobam turfeiras, pântanos e alagadiços, têm sua origem associada ao processo natural de colmatação de corpos aquosos costeiros, que vão sendo progressivamente vegetados à medida que suas lâminas d'água diminuem. Segundo Villwock & Tomazelli (1995) essas transformações são controladas basicamente por quatro mecanismos principais: (1) as variações do nível de base regional, incluindo o lençol freático, que acompanha as flutuações holocênicas do nível relativo do mar; (2) o progressivo avanço da vegetação marginal dos corpos aquosos; (3) o aporte de sedimentos clásticos trazidos pelos cursos fluviais; e (4) a migração das dunas eólicas livres que avançam pelo flanco leste destes ambientes. Estes mecanismos controlam não somente a velocidade em que transcorrem os processos evolutivos, mas também a natureza textural e composicional das fácies que se acumulam nos diversos ambientes deposicionais.

Martin et al. (1997) citam que, além das lagunas de porte maior, ocorrem também lagunas alongadas no meio de terraços arenosos holocênicos, formadas durante o abaixamento do nível marinho.

como na planície costeira do rio Paraíba do Sul. Essas lagunas podem ser exemplificadas pelas lagoas Salgada, das Ostras, da Flecha e Mololô, todas na região do cabo de São Tomé, que foram formadas na retaguarda de esporões arenosos construídos pela deriva litorânea que, ao se afastar da praia, acabou por isolar uma zona de antepraia que foi ocupada pelas lagunas.

No setor compreendido entre Cabo Frio e Niterói, existem dois sistemas lagunares. O mais interno é formado por grandes lagunas que se situam entre as formações cristalinas e a barreira arenosa pleistocênica, tais como, Araruama, Saquarema, Guarapina e Maricá. Mais ao sul, entre a Ponta do Arpoador e a Pedra da Macumba, no extremo-sul do Recreio dos Bandeirantes, ocorrem as lagoas Rodrigo de Freitas e a de Marapendi.

Por razões locais, que compreendem as características morfológicas, a baixa taxa de sedimentação e a variação do nível relativo do mar, diferentes em relação a outras áreas, essas lagunas não foram ressecadas. Entre as barreiras arenosas, pleistocênica e holocênica, originou-se um segundo sistema de lagunas formado por ocasião do máximo da última transgressão. Essas lagunas são pequenas e pouco profundas e com tendência à ressecação. Na altura da laguna de Araruama, o segundo sistema apresenta-se segmentado em um rosário de pequenas lagunas independentes, entre as quais destaca-se a laguna Vermelha.

Ainda segundo Martin et al. (1997), a presença da ressurgência local nessa região, enseja o aparecimento de um microclima semi-árido. Em consegüência disso, a laguna de Araruama e as lagunas menores do segundo sistema são hipersalinas. Essa hipersalinidade tem propiciado condições especiais de sedimentação, sobretudo nas pequenas lagunas do segundo sistema, que são caracterizadas pela sedimentação carbonática (Patchineelam et al., 1984; Santelli, 1988). A intensidade da ressurgência é variável e, consequentemente, as condições do microclima e as salinidades das lagunas Araruama e Vermelha também sofrem modificações. Desta maneira infere-se que as condições de sedimentação tenham também mudado e, igualmente, poderiam ser explicadas as variações dos tipos de carbonatos encontrados em profundidade, que passam de aragonita para dolomita. De modo análogo, os períodos de grande proliferação de moluscos na laguna de Araruama poderiam ser explicados por flutuações de salinidade.

Apesar de não cartografados, são encontrados depósitos de manguezais em vários setores do lito-

ral estudado, correspondentes a fundos de baías, a bordas de canais de maré e a porções inferiores de vales fluviais. Eles são caracterizados por sedimentos em geral pelíticos, localmente arenosos e quase sempre ricos em matéria orgânica, podendo conter fragmentos de madeira e conchas de moluscos.

## 9.6 Evolução Geológica Tércio-Quaternário

No Terciário, durante o máximo da regressão marinha pliocênica, o nível do mar situava-se no mínimo a 100m abaixo do atual e, desta maneira, segundo Bigarella & Andrade (1964), grande parte da plataforma adjacente teria sido coberta por sedimentos continentais, depositados sob condições de clima semi-árido na forma de leques aluviais que se desenvolveram a partir das encostas do embasamento, onde se encontram parcialmente preservados até hoje.

No Quaternário, a margem continental sul brasileira teve seu desenvolvimento marcado por uma série de fenômenos de magnitude planetária, onde os mais importantes foram a tectônica global, o clima, as variações do nível do mar e as modificações do geóide em resposta às mudanças na distribuição das massas de gelo e de água sobre sua superfície.

De alguma maneira, todos esses fenômenos contribuíram para a evolução dessa região, porém o mais importante foi a influência que as variações do nível do mar exerceram sobre a construção das planícies costeiras. No decorrer dos ciclos transgressivos e regressivos marinhos, resultantes dessas variações basicamente controladas pela glácio-eustasia, instalou-se sobre os depósitos continentais um conjunto de ambientes sedimentares, fazendo com que a planície costeira evoluísse para leste.

As características dos depósitos arenosos pleistocênicos ocorrentes na área de estudo sugerem que estejam relacionados ao evento interglacial ocorrido há 120ka, correlacionado ao período interglacial Riss/Wurm (+ Sangamoniano), do Hemisfério Norte.

A fase regressiva subseqüente, correspondente ao último glacial, estendeu-se até ± 17ka, levando o nível do mar a aproximadamente 120m abaixo do atual. Nestas condições, a planície costeira que se estendia até a quebra da plataforma continental de hoje, era retrabalhada pelos sistemas fluviais. A erosão fluvial dissecou a plataforma continental interna, resultando na formação de numerosos cana-

is que fazem parte do sistema de drenagem fluvial pleistocênica, gerando depósitos deltaicos e fluviais.

A partir de ± 17ka, as calotas polares iniciaram sua retração e o nível do mar começou a subir, dando início à transgressão holocênica. Em função das flutuações na atividade glacial, o processo transgressivo não se deu de forma regular e contínua, mas sim com taxas de ascensão variáveis, com períodos de estabilização ou mesmo de reversões menores. O processo transgressivo holocênico fez com que os paleocanais pleistocênicos fossem afogados. Os depósitos relictos deltaicos e fluviais da plataforma foram retrabalhados e serviram como fonte de sedimentos para a formação das ilhas barreiras holocênicas. As recém-formadas barreiras foram barradas em sua migração em direção ao continente pela presença de altos topográficos, assim como por uma reduzida elevação do nível do mar e no suprimento de sedimentos. O sistema moderno de ilhas barreiras encontra-se, portanto, superposto em uma superfície altamente irregular de ravinamento pleistocênica.

O auge desta fase transgressiva marinha ocorreu há 5,1ka, resultando na ingressão marinha pelos vales preexistentes, restabelecendo os antigos corpos aquosos costeiros.

Os dados obtidos através de datação por 14C sugerem que por volta de 5,1 ka o nível do mar esteve mais alto que o atual, ampliando as áreas lagunares, muitas vezes transformando-as em baías ou sistemas laguna-barreira, talvez em melhores condições climáticas, elementos que favoreceram o grande desenvolvimento da fauna de moluscos da região. O posterior abaixamento do nível do mar causou a gradual transformação das lagunas em lagos de água doce e finalmente pântanos. Por outro lado, as flutuações do nível marinho de pequena amplitude e de curta duração subseqüentes foram muito importantes no desenvolvimento das porções mais novas da planície costeira situada na desembocadura do rio Paraíba do Sul.

Um modelo detalhado de formação da planície costeira situada na desembocadura do rio Paraíba do Sul é sugerido por Martin *et al.* (1997). Esses autores citam que reconstruções paleogeográficas baseadas em cartografia pormenorizada, acompanhadas de datações pelo radiocarbono, além do conhecimento das variações do nível relativo do mar no decorrer dos últimos 7.000 anos e suas conseqüências na sedimentação litorânea, bem como uma análise detalhada da geometria dos alinhamentos de antigas cristas praiais, permitiram esta-

belecer as diferentes etapas na evolução dessa planície costeira. Os primeiros estádios do modelo geral de evolução do litoral brasileiro entre Macaé (RJ) e Maceió (AL) são aplicáveis à planície costeira do rio Paraíba do Sul. A partir do estádio correspondente à fase final da última grande transgressão, alguns traços essenciais puderam ser estabelecidos, tais como:

- A construção da parte holocênica dessa planície iniciou-se com a formação de um sistema laguna-barreira. Datações pelo radiocarbono de conchas ou pedaços de madeira coletados nesses sedimentos mostraram que esse sistema já existia em torno de 7,0ka, época na qual o nível do mar nessa região era semelhante ao atual. Nessa época as ilhas-barreiras deviam situar-se em posição mais externa, tendo atingido as suas posições finais na época correspondente ao nível máximo da transgressão holocênica, em torno de 5.1ka.
- Existência de um vasto delta intralagunar que começou a se formar a partir do momento em que apareceu a laguna (corpo permanente de água em relativo repouso). Entretanto, até o máximo da transgressão (5,1ka), a laguna foi dominada pelo mar em ascensão, que pode ter-se constituído em um freio ao desenvolvimento do delta intra-

- lagunar. Dessa maneira, conchas de moluscos coletadas nos sedimentos lagunares acusaram idades compreendidas entre 7,0 e 5,1ka (laguna dominada pelo oceano), enquanto que as idades compreendidas entre 5,0 e 4,0ka foram obtidas em pedaços de madeira (laguna dominada pelo rio).
- Existência, na porção externa das ilhas-barreiras, de terraços arenosos recobertos por cristas praiais, mostrando a existência de importantes discordâncias correspondentes a sucessivos períodos de sedimentação e erosão, resultantes de modificações na hidrodinâmica litorânea. Estas, por sua vez, são uma conseqüência de variações do nível relativo do mar ou de inversões nos sentidos de deriva litorânea. Alguns períodos de elevação, intercalados por fases de abaixamento, puderam ser estabelecidos:
- Fase de elevação até 5,1ka;
- II. Fase de abaixamento entre 5,1 e 3,9ka, com rápida aceleração entre 4,2 e 3,9ka;
  - III. Fase de elevação rápida entre 3,9 e 3,6ka;
- IV. Fase de abaixamento entre 3,6 e 2,8 ka, com rápida aceleração entre 3.0 e 2.8 ka;
  - V. Fase de elevação rápida entre 2,8 e 2,5 ka; e
- VI. Fase de abaixamento regular a partir de 2,5ka.

# Referências Bibliográficas

- ALKMIM, F.F.; BRITO NEVES, B.B.; ALVES, J.A.C. 1993. Arcabouço tectônico do Cráton do São Francisco Uma revisão. *In:* J.M. DOMINGUEZ & A. MISI (eds.) *O Cráton do São Francisco*. Salvador, p. 45-62.
- ALKMIM F.F. & FONSECA M.A. 1998. The assembly of western Gondwana as recorded by the Neoproterozoic cover of the São Francisco Craton in eastern Brazil. *In:* 14<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS. Ouro Preto, *Abstracts*, p. 6-9.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 1-36. (Boletim 241)
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1969. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. *In:* SBG, CONGR. BRAS. GEOL., 23, Salvador. *Anais*, 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin. *An. Acad. Bras. Ciências*, 48 (supl.): 15-26.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1977. O Cráton do São Francisco. *Rev. Bras. Geociências*, 7: 349-364.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In:* SBG, SIMPÓSIO DO CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador. *Anais*, 1-10.
- ALMEIDA, F.F.M. de. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma sul-americana. *Rev. Bras. Geociências*, 13(3): 139-158.
- ALMEIDA, F.F.M. de, Amaral G., Cordani U.G., Kawashita K., 1973. The precambrian evolution of the South American cratonic margin south of

- Amazon river. *In.:* E.M. NAIRN & F.G. STEHLI (eds.) *The ocean basins and margins*. New York, Plenun, 1: 411-446.
- ALMEIDA, F.F.M de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Rewiew*, 17: 1-29.
- ALMEIDA, J.C.H.; EIRADO SILVA, L.G.; 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:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*, 155-160.
- AMADOR, E. da S. 1980. Unidades sedimentares cenozóicas do recôncavo da Baía de Guanabara (Folhas Petrópolis e Itaboraí). *An. Acad. Bras. Ciências*, 52(4): 743-761.
- AMADOR, E. da S. & PONZI, V.R.A. 1974. Estratigrafia e sedimentação dos depósitos flúvio-marinhos da orla da Baía da Guanabara. *An. Acad. Bras. Ciências*, 46(3/4): 693.
- AMARAL, G.; BUSHEE, J.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K.; REYNOLDS, J. H. 1967. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 31: 117-142.
- ANDRADE RAMOS, J.R. & BARBOSA, R.A. 1965. Roteiro geológico na serra da Carioca e adjacências. Rio de janeiro, DNPM/DGM, 54 p. (Avulso 39)
- BACKHEUSER, E. 1926. Breve notícia sobre a geologia do Distrito Federal. *Anuário Estatístico da Cidade do Rio de Janeiro*, Rio de Janeiro, v. 5.

- BARBOSA, A.L.M.; LIMA E.C. VON S. de; GROSSI SAD, J.H.; Alves, M. R.; Baltazar O. F. ROCHA, R. L. S.1981. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, 1:50.000, Folhas Varre-Sai, Eugenópolis, Itaperuna e Miracema. DRM-RJ/GEOSOL, Relatório Final, (s. ed.), texto 262 p., il., mapas.
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. 1983. Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do complexo Juiz de Fora, MG-RJ. *In:* SBG/Núcleo de Minas Gerais, Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2, Belo Horizonte. *Anais*, 75-84. (Boletim 3)
- BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. 1985. Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA E À PETROLOGIA. Belo Horizonte, SBG, Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais, p. 49-61.
- BARBOSA, O. 1954. Évolution du Géosynclinal Espinhaço. *In:* INT. GEOL. CONGR., 29, Argel, 1952. *Comptes Rendues...*, Sect. XIII, Fasc. 14, p. 17-36.
- BATISTA, M.B.; BRAUN, O.P.G.; CAMPOS D.A. 1984. *Léxico Estratigráfico do Brasil*. Brasília, DNPM, 541 p.
- BATISTA, J.J.; SILVA, W.C.; MARCHETTO, C.M.L. 1978. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folhas Cambuci (SF.24-V-C-IV-1) e São Fidélis (SF.24-V-C-IV-2). Rio de Janeiro, DRM-RJ/TRISERVICE, 158 p.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). *Geologia*, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, v. 3, 22 p.
- BIGARELLA, J.J. & ANDRADE, G.O. 1964. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos cenozóicos de Pernambuco (Grupo Barreiras). Arquivos Inst. Ciências da Terra, v. 2. p. 2-14.
- BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L.; VILAS BOAS, G.S.; FLEXOR, J.M. 1978. The marine formations of the coast of the state of Bahia. *In:* INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, 1978. Proceedings. São Paulo, IGCP, Project 61, p. 232-253
- BRANDALISE, L.A.; RIBEIRO, J.H.; FERRARI, P.G. 1976. *Projeto Vale do Paraíba do Sul.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, Relatório Final, 411 p. (inédito)
- BRITO NEVES, B.B. & CORDANI, U.G. 1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, 53: 23-40.

- BRITO NEVES, B.B.; CAMPOS NETO, M.C.; FUCK, R.A. 1999. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. *Episodes*, 22: 155-166.
- BROD, J.Ä.; LEONARDOS Jr., O.H.; MENEZES, P.R.; ALBUQUERQUE, M.A.C.; ALMEIDA, R.; ARAÚJO, R.N.G.; BLANCO, S.B.; CARDOSO, F.B.F; CARVALHO Jr., O.A.; JUNQUEIRA, F.F.; RIEDL Jr., W.; ROMÃO, P.A.; SOUZA, J.C.F.; TALARICO, F.H.B.; THOMSEN, F.P.R.; BERBERT, M.L.C.; CERQUEIRA, M.R.S.; CHAGAS, M.A.; DIAS, R.R.; LIMA, C.V.; NAKAMURA, E.T.; PORTO, S.G.; SANTOS, P.C.V. 1991. Tectono-estratigrafia da Faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. *In:* SBG, SIM-PÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO OESTE, 3, Cuiabá. *Anais*, 155-168.
- CABRAL Jr., M. 1992. Estratigrafia e sedimentação paleogênica dos Rifts Continentais do Sudeste do Brasil "RCSB" e da Guanabara "RG". São Paulo (Seminário apresentado na disciplina: Análise Estratigráfica de Campo. Curso de Doutoramento, IG-USP), inédito.
- CAMPOS NETO, M.C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana. *In:* U.G. CORDANI, A. THOMAZ FILHO, D.A. CAMPOS NETO (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. p. 355-365.
- CAMPOS NETO, M.C. & FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South America Earth Science*, 8(2): 143-162.
- CANINÉ, J.M.M. 1992. Pedra Miracema a rocha ornamental de Santo Antônio de Pádua, RJ. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLO-GIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 266-267.
- COELHO, C. E. S. *et al.* 1986. O controle estrutural dos depósitos de fluorita do distrito de Tanguá Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. *Anais...* Goiânia: SBG, v. 5. p. 2089-2104.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS CPRM. 1983. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folhas: Mangaratiba, Ilha Grande, Cunhambebe, Angra dos Reis, Rio Mambucaba/Campos de Cunha, Parati, Cunha, Picinguaba e Juatinga. Rio de Janeiro, DRM-RJ/CPRM, relatório final. 3v.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MI-NERAIS - CPRM/DRM-RJ.1983. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Folhas Nossa Senhora do Amparo, Volta Redonda, Mangaratiba, Ilha Grande, Resende, Bananal,

- Cunhambebe, Angra dos Reis, Agulhas Negras/Passa Quatro, São José do Barreiro, Rio Mambucaba/Campos de Cunha, Parati, Juatinga, Cunha e Picinguaba. Rio de Janeiro, DRM-RJ/CPRM, escala 1:50.000.
- CORDANI, U.G.; DELHAL, L.; LEDENT, D. 1973. Orogèneses superposées dans le precambrien du Brésil sud-oriental. *Rev. Bras. Geociências*, 3(1): 1-22.
- CORRÊA NETO, A.V.; DAYAN, H.; VALENÇA, J.G.; RAFAEL CABRAL, A. 1993. Geologia e estrutura da zona de cisalhamento do Rio Paraíba do Sul entre Três Rios RJ e Sapucaia RJ. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Atas*, 194-200.
- CORRÊA NETO, A.V.; DAYAN, H.; VALENÇA, J. G. 1994. Intrusões sintectônicas em ambientes transpressivos: o exemplo do Plutonito Sapucaia na zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul. *In*: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário de Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 160-161.
- COUTO, C.P. 1953. A bacia calcária de Itaboraí e a tectônica da costa sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 14 p. (Notas Preliminares e Estudos, 75)
- CUNNINGHAM, W.D.; ALKMIM, F.F.; MARSHAK, S. 1998. A structural transect across the coastal Mobile Belt in the Brazilian highlands (latitude 20° S): the roots of a Precambrian transpressional orogen. *Precambrian Research*, 92: 251-275.
- CUNNINGHAM, W.D.; MARSHAK, S.; ALKMIM, F.F. 1996. Structural style of basin inversion at mid-crustal levels: two transects in the internal zone of the brasiliano Araçuaí Belt, Minas Gerais, Brazil. *Precambrian Research*, 77: 1-15.
- 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. Geociências*, 19(4): 494-506.
- DAYAN, H.; CORRÊA NETO, A.V.; VALENÇA, J.G. 1993. A zona de cisalhamento do rio Paraíba do Sul: estudo de padrões de orientação preferencial de eixos c de quartzo. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. *Anais*, 339-342. (Boletim 12).
- DEHLER, N.M. 1999. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB); Folhas Volta Redonda e Ilha Grande (SF.23-Z-A); Geologia. Escala 1:250.000. São Paulo, CPRM, Nota Explicativa, il., mapas. (inédito)

- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, U.G. 1969. Ages U/Pb, Rb/Sr et K/Ar de formations métamorphiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 92: 271-283.
- DUARTE, B.P; FIGUEIREDO, M.C.H.; CAMPOS NETO, M.; HEILBRON, M. 1997. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geociências.* 27:67-82.
- DUARTE, B.P; HEILBRON, M.; CAMPOS NETO M.C.; PORTO Jr., R. 1999. The garnet charnockite plutonic body of the Juiz de Fora region, Central segment of the Pan-African/Brasiliano Ribeira Belt, southeastern Brazil. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, Porto Seguro. *Resumos Expandidos*, Seção 2, 56-57.
- EBERT, H. 1955. Pesquisa na parte sudeste de Minas Gerais e Polígono das Secas. Rio de Janeiro, DGM-DNPM, *Relatório Anual do Diretor*, ano de 1954, publicado em 1955, p. 79-89.
- EBERT, H. 1956a. Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DGM-DNPM, *Relatório Anual do Diretor*, ano de 1955, publicado em 1956, p. 62-81.
- EBERT, H. 1956b. A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. Rio de Janeiro, DGM-DNPM, *Relatório Anual do Diretor*, ano de 1956, p. 97-107.
- EBERT, H. 1968. Ocorrências de fácies granulíticas no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *An. Acad. Bras. de Ciências*, 40 (Supl.): 215-229.
- EBERT, H. 1971. Os Paraibídes entre São João Del Rey, Minas Gerais e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo. *Resumo das Comunicações*, Boletim Especial 1: 177-178.
- EBERT, H. 1984. Os Paraibídes entre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibídes e Araxaídes (*in memorian*). SBG, *Publicação Especial*, 12/84: 72-103.
- EBERT, H.D. & HASUI, Y. 1998. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of Southeast Brazil. *In:* R.E. Holdsworth, R.A. Strachan, J.F. Dewey (eds.) Continental transpressional and transtensional tectonics. London,

- Geological Society Special Publication, 135: 231-252.
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; COSTA, J.B.S. 1991. O caráter transpressivo do cinturão transcorrente do rio Paraíba do Sul. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3, Rio Claro. *Boletim de Resumos Expandidos*, 139-141.
- EBERT, H.D.; NEVES, M.A.; HASUI, Y.; SZATMARI, P.; AIRES, Jr. 1993a. Evolução dos cinturões de cisalhamento entre os blocos São Paulo, Vitória e Brasília através da tectônica colisional oblíqua uma modelagem física. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. *Anais*, Boletim 12: 254-258.
- EBERT, H.D.; HASUI Y.; SARTORATO, G.; ALMEIDA, S.H.; COSTA, J.B.S. 1993b. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do Cráton do São Francisco e da sintaxe de Guaxupé. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. *Anais*, Boletim 12: 166-171.
- FERRARI, A.L. 1990. A geologia do "rift" da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLO-GIA, 36. *Anais*, volume 6: 2858-2872.
- FERRARI, A.L.; URDINÍNEA, J. S. A.; RONCARATI, H.; DALCOMO, M. T.; MELLO, E. F.; SILVA, V. P. da; NASSSAR, W. M.; SANCHEZ, B.; VEGA, R.C.; FRANCISCO, B. H. R.; REIS P.; CASTRO, H. O. 1981a. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Bloco Campos, Folhas Morro do Coco, Barra Seca, Itabapoana, Travessão, S. J. da Barra, Campos, Muçurepe, Lagoa Feia, Farol de São Tomé. Escala 1:50.000. Niterói, DRM-RJ/GEOMITEC, 1 v.
- FERRARI, A.L. et al. 1981b. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folhas Baía de Guanabara, Itaboraí, Maricá e Saquarema. Escala 1:50.000. Niterói, DRM-RJ/GEOMITEC.
- FERRARI, A.L. & SILVA, M.A.M. 1997. Bacia de Macacu (RJ): proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil. *In:* SBG, SIM-PÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5 Penedo. *Anais*, 32-34.
- FIGUEIREDO, M.C.H. & CAMPOS NETO, M.C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce magmatic arc, southeastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 65 (Supl. 1): 63-81.
- FISCHEL, D.P.; PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; COSTA, A.G.; ROSIÈRE, C.A. 1998. Geology and Sm-Nd isotopic data for the Mantiqueira and

- Juiz de Fora Complexes (Ribeira Belt) in the Abre Campo Manhuaçu region, Minas Gerais, Brazil. *In:* 14<sup>th</sup> INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, Ouro Preto, 1998. Abstracts, p. 21-23.
- FONSECA A.C., 1986. Geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro. Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado em Geologia/Geocronologia, 281 p.
- FONSECA A.C., 1993. Esboço geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 186 p. (Inédita).
- FONSECA, A. C, CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. 1984a. Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro : SBG, v. 5. p. 2333-2346.
- FONSECA, A. C., CORDANI, U.G., KAWASHITA, K. 1984b. Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro método Rb-Sr. *In*: CONGRRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Resumos, Breves Comunicações, Cursos, Excursões, e Mesas Redondas...*Rio de Janeiro: SBG, p. 126-127.
- FONSECA, A.C & POUPEAU, G. 1984. Datação por traços de fissão de algumas rochas metamórficas na região da cidade do Rio de Janeiro. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, v. 5. P. 2321-2332.
- FONSECA, A.C.; KAWASHITA, K.; BIGAZZI, G. 1994. Geocronologia da região de Cabo Frio, Rio de Janeiro. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1984, Balneário de Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos... Camboriú*, p. 386-387.
- FONSECA, M.J.G. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro*. Escala 1:400.000. Rio de Janeiro, DNPM, Texto Explicativo, 141 p., mapa.
- FONSECA, M.J.G *et al.* 1984. Geologia estrutural da área de Cabo Frio e armação de Búzios excursão 5. *In:* CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. *Anais.*..Rio de Janeiro: SBG/Núcleo Rio de Janeiro, v.12. p. 5393-5424.
- FONSECA, M.J.G. et. al. 1979. Folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: PROJETO CARTA GEO-

- LÓGICA DO BRASIL AO MILIONÉSIMO. Brasília, DNPM, Texto explicativo, 239 p., mapa.
- FONSECA, M.J.G.; PEÇANHA, R.M.; JUNHO, M.C.B.; RODRIGUES FRANCISCO, B.H.; DREHER, A.M. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (escala:1:400.000*). Rio de Janeiro, DNPM, Texto Explicativo, 141 p., mapa.
- FONTES, C.Q.; NETTO, C.; COSTA, M.R.A.; BALTAZAR, O.F.; SILVA, S.L. *Projeto Mimoso do Sul.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, Relatório Final, Volume I, 1981. 206 p.
- FRAGOSO CÉSAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio Sul-rio-grandense. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Camboriú. *Anais*, 5: 2879-2892.
- FUCK, R.A.; JARDIM DE SÁ, E.F.; PIMENTEL, M.M.; DARDENNE, M.A.; PEDROSA SOARES, A.C. 1993. As faixas de dobramentos marginais do Cráton do São Francisco: síntese dos conhecimentos. *In:* J.M. DOMINGUEZ & A. MISI (eds). *O Cráton do São Francisco.* Salvador, p.161-185.
- GEOLOGIA E MINERAÇÃO TRABALHOS TÉCNI-COS – GEOMITEC. 1981. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Bloco Campos -Folhas Morro do Coco, Barra Seca, Itabapoana, Travessão, S.J. da Barra, Campos, Muçurepe, Lagoa Feia, Farol de São Tomé. Escala 1:50.000. Niterói, DRM-RJ/GEOMITEC, v.1. Relatório Final.
- GEOLOGIA E SONDAGENS GEOSOL. 1981. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Folhas Cava, Miguel Pereira, Paraíba do Sul e Três Rios. Escala 1:50.000. Belo Horizonte, DRM-RJ/GEOSOL, 2v.
- GHIGNONE, J.I. 1979. Geologia dos sedimentos fanerozóicos do Estado da Bahia. *In:* H. INDA (ed.) *Geologia e Recursos Minerais do Estado da Bahia*, Textos Básicos. Salvador, p. 24-117.
- GOMES, B.S.; MOREIRA, C. R. D.; MARCHETTO, C. M. L.; BATISTA, J. J.; PINTO, L. M.; SILVA, W. G. da; SILVA, W. C da, 1981. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Escala 1:50.000. Folhas Renascença, Conceição de Macabu, Macaé, Dores de Macabu, Carapebus, Cabiunas. Niterói, DRM-RJ/TRISERVICE, 217 p.
- GROSSI SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. 1985. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do Médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. In: CONTRIBUIÇÕES À GEOLOGIA E À PETROLOGIA. Belo Horizonte, SBG, Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais, p. 15-27.

- GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. 1988. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, 2 (2): 143-165.
- GROSSI SAD, J.H.; MOREIRA, M.D.; FIGUEIRA, R.R.; ARANTES, D.; REIS, A.P. dos; SANT'ANNA, W. M.; SILVA, A.; MACIEL, A. C.; RONZANI, S. M.; SANTOS, M. S. dos; MARTINS, C. R.; MAURÍCIO, R. da C. 1980. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio Janeiro*. Folha Santo Antônio de Pádua, escala 1:50.000. Niterói, DRM-RJ/GEOSOL, mapa.
- GUIMARÁES, M.T. 1999. Geologia, petrografia e geoquímica do Complexo Granítico de Mangaratiba Conceição de Jacareí, RJ. Universidade Federal Fluminense, Niterói, Dissertação de Mestrado em Geologia/Geoquímica, 160 p.
- HASUI, Y. 1975. Evolução polifásica do Pré-Cambriano a leste de São Paulo. *Boletim do Instituto de Geociências/USP, Série Científica*, 6: 95-108.
- HEILBRON, M. 1991. A megassinforma do rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da faixa Ribeira. *In:* SBG/Núcleos RJ-SP, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas*, 519-527.
- HEILBRON, M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas, MG, e Barra do Piraí, RJ, Setor Central da Faixa Ribeira. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 268 p.
- HEILBRON, M. 1995. O segmento central da faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. Departamento de Geologia/Geofísica, Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese (Livre Docência), 110 p.
- HEILBRON, M.; CHRISPIM, S. J.; ALVES, R. P.; SIMÕES, L. S. A. 1982. Geologia do Cabo dos Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *An. Acad. Bras. de Ciências*, 54(3): 553-562.
- HEILBRON, M.; GRADUADO, A.D.R.; SILVA, L.G.E.; NOGUEIRA, J.R.; TROUW, R.A.J.; POLONIA, J.A.L. 1994b. A compartimentação tectônica da seção Conceição do Ibitipoca Valença, segmento central da Faixa Ribeira. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 2: 55-56.
- HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.J.; ALMEIDA, J.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. *In:* W. MOHRIAK, MTALWANI (eds.): *ATLANTIC RIFTS*

- AND CONTINENTAL MARGINS. American Geophysical Union, Geophysical Monography, 115: 1-31.
- HEILBRON, M.; PIRES, F.R.M.; VALERIANO, C.; BESSA, M. 1993. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo no Pré-Cambriano do Setor Sudeste do município do Rio de Janeiro. *In:* SBG/Núcleos RJ/SP, SIMPÓSIO DE GE-OLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Atas de Resumo*, 174-180.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; VALLADARES, C.S.; MACHADO, N.; TUPINAMBÁ, M. 1994a. Segmento central da faixa Ribeira, um exemplo de colisão oblíqua no evento termotectônico Brasiliano. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 263-265.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H. 1991. A megassinforma do rio Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas*, 519-527.
- HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M.; TUPINAMBÁ, M.; ALMEIDA, J.C.H. 1999. An evolutionary tectonic model for the central segment of Ribeira Belt: from the Transamazonian collage to Gondwana amalgamation. *In:* SBG, SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, Lençóis. *Anais*, 58-61.
- HELMBOLD, R. 1975. Erster Präkambrischer Nephelin-syenite in Südamerika: ein Biotit Lichtfieldit bei Rio de Janeiro, Brasilien. Marburg, *R. Geologica et Palaentologica*, p. 3-39.
- HELMBOLD, R.; VALENÇA, J.G.; LEONARDOS, JR. O.H. 1965. *O mapa geológico do Estado da Guanabara*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, escala 1:50.000.
- HERZ, N. 1966. *Tholeiitic and alkalic volcanism in Southern Brazil.* (S.I.]: Inst. Field, Inst. Guidebook Brazil, p. v1-v5.
- HERZ, N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brasilian alkalic rocks. *Bulletin Geological Society of America*, 88: 101-112.
- HIPPERTT, J.F.M. 1990. Contribuição à geologia e petrologia dos "augen"—gnaisses de Niterói, RJ. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 203p.
- JORD-EVANGELISTA, H. 1996. Igneous charnockites in southern transition zones between the São

- Francisco Craton and the Costeiro Mobile Belt, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 26(2): 93-102.
- JUNHO, M.C.B. 1991. Contribuição à petrologia dos maciços graníticos de Pedra Branca, Nova Friburgo e Frades, RJ. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutoramento, 172 p.
- JUNHO, M.C.B. 1982. *Geologia, petrografia e geo-química preliminar do granito de Teresópolis, RJ.* Rio de Janeiro, 90 p. Tese (Mestrado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- JUNHO, M.C.B. 1989a. Correlações geoquímicas entre os granitos brasilianos dos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos...* Rio de Janeiro: SBG/Núcleo RJ/SP, p. 169-170.
- JUNHO, M.C.B. 1989b. Granitos brasilianos do estado do Rio de Janeiro considerações geoquímicas. *An. Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 61, n. 2, p. 245.
- JUNHO, M. C. B. 1991. Contribuição à petrologia dos maciços da Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, RJ. Rio de Janeiro, 172 p. Tese (Doutorado em Geociências) Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- JUNHO, M.C.B. 1992. Granitóides brasilianos da região central do Estado do Rio de Janeiro geoquímica preliminar. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 398-399.
- JUNHO, M.C.B. 1993. Granitóides brasilianos da região central do Estado do Rio de Janeiro geo-química preliminar. *An. Acad. Bras. Ciências*, 65(2): 161-179.
- JUNHO, M.C.B. & ABREU, P.M. 1996. Leucogranito gnáissico e gnaisse migmatítico associados a granito porfiróide no Grupo Andrelândia, Faixa Ribeira, entre Passa Vinte (RJ) e Bocaina de Minas (MG). *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39. *Anais*, 6: 393-396.
- JUNHO, M. C. B., PENHA, H. M. 1982. Geologia e geoquímica dos granitos de Teresópolis, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. Resumos e Breves Comunicações... Salvador: SBG/Núcleo da Bahia, p. 21.
- JUNHO, M.C.B. & PENHA, H.M. 1985. Geologia e geoquímica dos granitos de Teresópolis, RJ. *An. Acad. Bras. Ciências*, 57: 54-62.
- JUNHO, M.C.B. & WIEDEMANN, C.M. 1987. Petrografia comparativa de três complexos intrusivos da província granítica do Estado do Rio de Janei-

- ro. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ/ES, Rio de Janeiro. *Anais*, 120-131.
- JUNHO, M.C.B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. 1999. Porphyritic I–Type syntectonic granites and rellated rocks, Ribeira Mobile Belt, Southwestern Rio de Janeiro State, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 71(4-I): 631-647.
- JUNHO, M.C.B; VALÈRIANO, C.; TUPINAMBÁ, M.; EIRADO, L. 1995. Granitos Porfiróides Tarditectônicos no Grupo Andrelândia, Visconde de Mauá, RJ. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 4, Águas de São Pedro. *Boletim*, p. 134.
- KILLPATRICK, A. & ELLIS, D.J. 1992. C-type magmas: igneous charnockites and their extrusive equivalents. Proceedings of the R. Soc. Edimburg, *Earth Science Review*, 83: 155-164.
- KLEIN, V.C. & VALENÇA, J.G. 1984. Estruturas almofadadas em derrame ankaramítico na Bacia de São José do Itaboraí, Rio de Janeiro. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*, volume 9, p. 4335-4345.
- KLEIN, V.C. & VIEIRA, A.C. 1980. Vulcões do Rio de Janeiro breve geologia e perspectivas. Rio de janeiro, *Mineração e Metalurgia*, Ano XLIV, 419: 44-47.
- LAMEGO, A.R. 1936. *O maciço do Itatiaya e re-giões circundantes*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 1-93. (Boletim 88).
- LAMEGO, A.R. 1938. Escarpas do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, DNPM, Serviço Geológico e Mineralógico, p. 1-71. (Boletim 93)
- LAMEGO, A.R. 1940A. *Restingas na costa do Brazil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, p. 1-63. (Boletim 96)
- LAMEGO, A.R. 1940B. *Mármores do Muriaé*. Rio de Janeiro, DNPM, Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, p. 1-47. (Boletim 97)
- LAMEGO, A.R. 1948. *Folha Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, DNPM, Serviço Geológico e Mineralógico, p. 1-16. (Boletim 126)
- LEDENT, D. & PASTEELS, P. 1968. Déterminations de l'âge des roches post-tectoniques du sud-est du Brésil. *Ann. Soc. Géol. Belg.*, 91: 305-309.
- 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. Univ. Manchester, Manchester, PhD Thesis, 183p.
- LIMA, M.I.C.; FONSECA, E. G. da; OLIVEIRA, E. P. de; GHIGNONE, J.I.; ROCHA, J. M. R. R.M. 1981. Geologia. *In: Projeto RADAMBRASIL. Folha*

- SD.24 Salvador. Rio de Janeiro, p. 25-192. (Levantamento de Recursos Naturais, 24)
- LIMA, M.R. & CUNHA, F.L.S. 1986. Análise palinológica de um nível linhítico da Bacia de São José do Itaboraí, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 58: 579-588
- LIMA, P.R.A. DOS S. 1976. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro. I, II, III Semanas de Estudos Geológicos. Depto. Geoc., Instituto de Agronomia, MEC-UFRRJ. Coletânea de trabalhos apresentados, Parte I, p. 205-245.
- LUDKA, I.P.; WIEDEMANN, C.M.; LAMMERER, B.; SÖLLNER, F. 1997. Enriquecimento em elementos incompatíveis em rochas básicas da porção central do cinturão móvel Costeiro e regiões adjacentes. *In:* SBGq, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, Salvador. *Anais*, 639-642.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C.M. 1996. U/Pb geochronology of the central Ribeira belt: implications for the evolution of brasiliano orogeny. *Precambrian Research*, 79: 347-361.
- MACHADO, R. 1983. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. *In:* SBG, SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. *Atas*, 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. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 196 p.
- MACHADO, R. 1997. Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 215 p.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1992. Granitogênese brasiliana no Estado do Rio de Janeiro. Caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 379-380.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1994a. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, USP, São Paulo, *Boletim do IG-USP, Série Científica*, 25: 81-96.

- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1994b. O batólito cordilheirano Serra dos Órgãos: um exemplo de arco magmático brasiliano com assinatura toleítica no sistema de cisalhamento Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1: 114-115.
- MACHADO, R. & DEMANGE, M. 1998. Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *In:* H. CONCEIÇÃO, M.J.M. CRUZ, H.J.S. SÁ, P. SABATÉ (eds.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas.* Publicação Especial, 5: 21-39.
- MACHADO, R. & ENDO, I. 1993a. A megaestrutura em flor positiva do vale do Rio Paraíba do Sul no Rio de Janeiro e suas implicações tectônicas regionais. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Atas*, 208-213.
- MACHADO, R. & ENDO, I. 1993b. Cinturão de Cisalhamento Atlântico: um exemplo de tectônica transpressiva neoproterozóica. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4, Belo Horizonte. *Atas*, 189-191. (Boletim 12)
- MACHADO, R. & PELLÓGIA, A.U. G. 1987. Mapa de distribuição das rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro: uma avaliação preliminar das informações disponíveis. *In:* SBG, SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, Rio Claro. *Atas*, 1: 93-96.
- MACHADO, R.; DEMANGE, M.; PELLOGIA, A.G.; MONTEIRO, R.L. 1989. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. *In:* SBG, Núcleos RJ/SP, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE,1, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*, 151-152.
- MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHEMINI, C.A.; SANTO NETO, A.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H.E. 1983. Geologia. *In: Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória.* Rio de Janeiro, p. 27-304. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J. M. L. & FLEXOR, J. M. 1997. Geologia do Quaternário Costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. CPRM-FAPESP, Belo Horizonte, 104p.
- MARSH, J.S. 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 18: 317-323.

- MARTIN, L.; SUGUIO, K.; DOMINGUEZ, J.M.L.; FLEXOR, J.M. 1997. Geologia do Quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo. Belo Horizonte, CPRM-FAPESP, 104 p.
- MARTINS, C.R. & BORGHI, G.S.N. 1982. Morro dos Gatos: foco de rochas alcalinas em Silva Jardim, RJ. Rio de Janeiro, *Mineração e Metalurgia*, Ano 46, 439: 18-20.
- MATOS, G.M.M. de; BICALHO, F.D.; MALOUF, R.F.; LEITES, S.R. 1980. *Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, Relatório Final, v. 1, 620 p.
- MEIS, M.R.M. & AMADOR, E. DA S. 1972. Formação Macacu: considerações a respeito do Neocenozóico da baía de Guanabara. Rio de Janeiro, *An. Acad. Bras. Ciências*, 44(3/4): 60-62.
- MEIS, M.R.M. & AMADOR, E. DAS. 1977. Contribuição ao estudo do Neocenozóico da Baixada da Guanabara: Formação Macacu. *Rev. Bras. Geoc.*, 7(2): 150-174.
- MELO, M.S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F.F.M. de; COIMBRA, A.M. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 15(3): 193-201.
- MOHRIAK, W.U.; BARROS, A.Z.N.; FUJITA, A. 1990. Magmatismo e tectonismo cenozóico na região de Cabo Frio, RJ. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. *Anais*, 6: 2873-2885.
- MORAES, L.J.; GUIMARÃES, D.; BARBOSA, O. 1935. Geologia e Petrologia do Districto Federal e imediações. Ouro Preto, *Anais da Escola de Minas de Ouro Preto*, n. 26, 92 p.
- MORAES, REGO L.F. 1933. Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo. São Paulo, Instituto de Astronomia e Geofísica.
- MUCHE, D. & CORRÊA, C.H.T. 1988. Os 'arenitos de restinga' do cordão litorâneo de Maçambaba/Lagoa de Araruama, RJ. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35, Belém. *Anais*, 2: 553-561.
- OLIVEIRA, A.I. de. 1953. Secção de Geologia. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Relatório Anual do Diretor*, p. 34-37.
- OLIVEIRA, A.I. de. 1956. Brazil. *In:* W.F. JENKS (ed.) Handbook of South American Geology. *Geol. Soc. Am. Memoir*, 65: 1-62.
- OLIVEIRA, M.A.F.; TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; KAWASHITA, K. 1999. Rb/Sr isochronic ages of a Palaeproterozoic orthogneiss (Quirino unit) from the central Ribeira Belt, Southeastern Brazil.

- *In:* SEGEMAR, SIMPÓSIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPICA, 2, Cordoba. *Atas*, 54-56.
- PACIULLO, F.V.P. 1997. A seqüência deposicional Andrelândia. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutoramento, 245 p.
- PEDROSA SOARES, A.C.; NOCE, C.M.; VIDAL, P.; MONTEIRO, R.L.B.P.; LEONARDOS Jr., O.H. 1992. Towards a new tectonic model for the late Proterozoic Araçuaí (SE Brazil) West Congolian (SW Africa) Belt. *Journal of South America Earth Science*, 6(2): 33-47.
- PEDROSA SOARES, A.C. & NOCE, C.M. 1998. Where is the suture zone of a Neoproterozoic Araçuaí-West Congo Orogen? *In:* IBTA, INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS/INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto. *Abstracts*, 35-37.
- PEDROSA SOARES, A.C. & NOCE, C.M. 1999. The Araçuaí-West Congo orogen: Alpine-, Himala-yan-type, or neither? *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIO-NAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, Lençóis. *Anais*, 30-33.
- PIMENTEL, M.M.; FUCK, R.A.; YUNGES, S. 1998. New Sm-Nd isotopic constraints for the age of metamorphic events in the Neoproterozoic Brasília Belt, Central Brazil. *In:* IBTA, INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS/INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto. *Abstracts*, 50-52.
- PENHA, H.M. 1997. O granito Cassorotiba, região dos lagos fluminense. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Penedo, Itatiaia. *Boletim dos Resumos*, 170-171.
- PENHA, H.M. & WIEDEMANN, C.M. 1984. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Roteiro de Excursões*, 5433-5456.
- PENHA, H.M.; FERRARI, A.L.; SOUZA, S.L.A.; JUNHO, M.C.B.; BRENNER, T.L. 1979. *Projeto Carta Geológica do Estado do* Rio de Janeiro. Folha Petrópolis; relatório final. Rio de Janeiro, DRM-RJ/ IG-UFRJ, 194 p.
- PINTO, C.P.; SERPA, J. C.; DUTRA, J. E. de B.; HETTICH, M.; ANDRADE, N. T. DE. 1980. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Folhas Anta, Teresópolis, Duas Barras e Nova Friburgo. Escala 1:50.000. Belo Horizonte, DRM-RJ/GEOSOL, 1 v.

- PITCHER, W.S. 1983. Granite types and tectonic environment. *In:* K.J. HSÜ (ed.) *Mountain Building Processes*. London, Academic Press, p. 19-40.
- PIRES, F.R.M.; VALENÇA, J.; RIBEIRO, A. 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 54(3): 563-574.
- PORCHER, C.C. 1997. Relações entre metamorfismo e deformação na Faixa Ribeira: regiões de Três Rios e Santo Antônio de Pádua (RJ). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 315 p.
- PORTO, JR. R. 1993. Petrologia das rochas graníticas das Serras da Pedra Branca e Misericórdia, município do Rio de Janeiro, RJ. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado em Geologia/Geoquímica, 222p.
- PUGET, A. F. P. 1979. Características litogeoquímicas do granito de Ipiranga, município de magé, estado do Rio de Janeiro. Niteroí, 98 p. Tese (Mestrado em Geociências) Instituto de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense.
- PUGET, A.J.P. & PENHA, H.M. 1980. Granitos da região de Ipiranga, RJ. Considerações geoquímicas e petrológicas. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú. *Anais*, 4: 2215-2230.
- REIS, A.P. DOS *ET al.* 1980. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Geologia das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo. Niterói, DRM-RJ, texto e mapas geológicos, escala 1:50.000. 146 p. (Inédito)
- REIS, A.P. DOS & LICHT, O.A.B. 1982. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro*. Folhas Barra de São João, Morro de São João, Farol do Cabo, Araruama e Cabo Frio. Niterói, DRM-RJ, escala 1:50.000.
- RÊGO, I.T.S.F. 1989. Petrologia e geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis, RJ. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 347 p.
- RICCOMINI, C. 1989. *O rifte continental do sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 256 p.
- RICCOMINI, C.; MELO, M.S. de; CARNEIRO, C.D.R.; ALMEIDA, F. F. M. de; MIOTO, J. A.; YOCITERU, H. 1983. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na Bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias

- tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SBG, SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4, São Paulo. Resumos, 23-34.
- RICCOMINI, C.; MELO, M. S. de; COUTINHO, J.M.V. 1991. Late Cretaceous Early Tertiary ultrabasic magmatism in the western part of the State of Rio de Janeiro, Brazil. São Paulo, *Boletim IG-USP*, *Publ. Esp.*, n.10, p. 77-84.
- RICCOMINI, C. & RODRIGUES FRANCISCO, B.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Anais*, 469-470.
- RODRIGUES, A.C.P.; SCHIMITT, R. da S.; TROUW, R. A. J. 1997. Caracterização dos paragnaisses pré-cambrianos na Armação dos Búzios, Rio de Janeiro. *In:* SBG, Núcleos SP/RJ/ES, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Rio de Janeiro. *Atas*, 109-111.
- RODRIGUES FRANCISCO, B.H. & CUNHA, F.L.S. 1978. Geologia e estratigrafia da Bacia de São José, município de Itaboraí, RJ. *An. Acad. Bras. Ciências*, 50: 381-416.
- RODRIGUES FRANCISCO, B.H. & GONZÁLEZ., B.B. 1992. Contribuição à petrografia da Bacia de São José, município de Itaboraí (RJ). *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim dos Resumos Expandidos*, 47-48.
- ROIG, H.L. & SCHRANK, A. 1992. Caracterização da Zona de Sutura Jacuí - Conceição da Aparecida, limite norte do Complexo de Nappes de Guaxupé, MG. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Boletim dos Resumos Expandidos*, 1: 283-285.
- ROSIER, G.F. 1957. A geologia da serra do Mar entre os picos da Maria Comprida e do Desengano. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 166 p. (Boletim)
- ROSIER, G.F. 1965. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 222 p. (Boletim)
- ROSIER, G. F. A. 1952. Secção de geologia Estado do Rio de Janeiro. *In:* BRASIL. DNPM/DGM. *Relatório Annual do Director Anno de 1951.* Rio de Janeiro: DNPM, p. 28-30.
- SANDERSON, D.J. & MARCHINI, W.R.D. 1984. Transpression. *Journal of Structural Geology*, 6(5): 449-458.
- SCHMITT, R.S.; TROUW, R.A.J.; VAN SCHMUS, W. R. 1999. The characterization of a Cambrian (~520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira Belt (SE Brazil), using

- U/Pb in syntectonic veins. *In:* SEGEMAR, SIMPÓ-SIO SUDAMERICANO DE GEOLOGIA ISOTOPI-CA, 2, Cordoba. *Actas*, 363-366.
- SCHOBBENHAUS, C.; CAMPOS, D.A.; DERZE, G.R.; ASMUS, H.E. 1984. *Geologia do Brasil.* Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais. Brasília, DNPM-MME, escala 1:2.500.000, 501 p.
- SENGÖR, A.M.C. 1990. Plate tectonics and orogenic research after 25 years: synopsis of a Thetyan perspective. *Earth Science Review*, 27:1-201.
- SETH, B.; KRÖNER, A.; MEZGER, K.; NEMCHIN, R.T.; PIDGEON, R.T.; OKRUSCH, M. 1998. Archean to Neopeoterozoic magmatic events in the Kaoko Belt of NW Namibia and their geodynamic significance. *Precambrian Research*, 92: 341-363.
- SIGA, JR. O. 1986. Evolução geotectônica da porção nordeste de Minas Gerais com base em interpretações geocronológicas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 140 p.
- SIGA, JR. O.; TASSINARI, C.G.C.; VAN SCHMUS, W.R. 1989. Caracterização geocronológica dos maciços charnockíticos do Sudeste Brasileiro. *In:* SBG, Núcleos SP/RJ, SIMPÓSIO DE GEOLO-GIA DO SUDESTE, 1, Rio de Janeiro. *Boletim de Resumos*, 90-91.
- SILVA, C.G. & FERRARI, A.L. 1997. Neotectonismo no litoral nordeste do Estado do Rio de Janeiro. *In:* SBG, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5, Penedo. *Anais*, 80-82.
- SILVÁ, J.N. & FERRARI, P.G. 1976. *Projeto Espírito Santo*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, Relatório Final, 408 p. (inédito)
- SILVA, L.C. DA. 1999. Geocronologia U-Pb SHRIMP e Sm-Nd na Província Mantiqueira meridional, no Cinturão Saldania (África do Sul) e a evolução do Ciclo Brasiliano/Pan-Africano. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Tese de Doutoramento, 243 p.
- SILVAN L.C. da; GRESSE, P.; SCHEEPERS, R.; MCNAUGHTON, N.J.; HARTMANN, L.A.; FLETCHER, I.A. 2000. U-Pb SHRIMP and Sm-Nd ages constraints on the timing and sources of the Pan-African Cape Granite Suite, South Africa. *Journ. Africa Earth Sci.*, 30: 795-815.
- SILVA, L.C. da; HARTMANN, L.A.; MCNAUGHTON, N.J.; FLETCHER, I.A., (No prelo). The Neoprote-rozoic Mantiqueira Province and its African connections: a zircon-based geochronologic subdi-

- vision for the Brasiliano/Pan-African system of orogens.
- SILVA, L.C. da; THEODOROVICZ, A.; SANTARÉM, P.C.; YAMATO, A.; VASCONCELLOS, C.; MORAES, S.; PERROTA, M.M. 1991. Análise microestrutural nos metapelitos do Complexo Embu. *In:* SBG, Núcleo SP/RJ, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas*, 45.
- SILVA, L.G.A.E.; NAVA, D. B.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. de M. 1991. Geologia de detalhe da serra da Carioca, cidade do Rio de Janeiro, RJ. *In:* SBG, Núcleo SP/RJ, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2, São Paulo. *Atas*, 161-169.
- SILVA, P.C.F & SILVA, R.R. 1987. Mapeamento geológico-estrutural da serra da Carioca e adjacências, município do Rio de Janeiro. *In:* SBG, SIM-PÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ/ES, 1, Rio de Janeiro. *Anais*, 1908-209.
- SIMÕES, L.S.A. & VALERIANO, C.M. 1990. A porção meridional da Faixa de Dobramentos Brasília: estágio atual do conhecimento e problemas de correlação tectono-estratigráfica. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais*, 6: 2564-2575.
- STRIEDER, A.J. & NILSON, R.R. 1992. Melange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Rev. Bras. Geociências*, 32(1): 187-198.
- SUGUIO, K. & MARTIN, L. 1978. Quaternary marine formations of the States of São Paulo and Southern Rio de Janeiro. *In:* INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, São Paulo, 1978. Spec. Publ., v. 1. São Paulo.
- TASSINARI, C.C.G. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da porção sudeste do estado de São Paulo e sua evolução crustal. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 236 p.
- TEIXEIRA, W. 1985. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 207 p.
- TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia. *Anais*, 2: 974-986.
- TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. *In:* U.

- CORDANI, A. THOMAZ FILHO, D.A. CAMPOS NETO (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. p. 287-310.
- TUPINAMBÁ, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 221 p.
- TUPINAMBA, M.; FERREIRA, F.N.; DEL CASTILHO J. G.; TEIXEIRA, W. 1996. Complexo Rio Negro uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador. *Anais*, 6: 104-107.
- UHLEIN, A.; EGYDIO-SILVA, M.; TROMPETTE, R.; VAUCHEZ, A.; KATTAH, C. 1999. Paleogeografia e inversão tectônica da Faixa Araçuaí. *In:* SBG, SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7, Lençóis. *Anais*, 26-29.
- ULBRICH, H.H.G.J. & GOMES, C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, 17: 135-154.
- VALENÇA, J.G. 1969. Preliminary note on the geology of the alkaline massif of Rio Bonito (Rio de Janeiro). *An. Acad. Bras. Ciências*, 41(4): 641-645.
- VALENÇA, J.G. 1975. Rochas alcalinas do Estado do Rio de Janeiro correlações geológicas. *Mineração e Metalurgia*, 366: 6-11.
- VALENÇA, J.G. 1976. Correlações geológicas. I, II, III Semanas de Estudos Geológicos. Departamento de Geociências, Instituto de Agronomia, UFRRJ. *Coletânea de trabalhos apresentados*, Parte II, p. 247-259.
- VALERIANO, C.M. & HEILBRON, M. 1993. A zona de transtensão de Volta Redonda e sua implicação na junção entre os *rifts* do Vale do Rio Paraíba e o da Guanabara. *In:* SBG, Núcleos RJ/SP, SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3, Rio de Janeiro. *Atas*, 9-16.
- VALERIANO, C.M.; SIMÕES, L.S.A.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. 1998. Southern Brasília Belt (SE Brazil): Thrust-discontinuities and evolution during the Neoproterozoic Brasiliano orogeny. *In:* IBTA, INTERNATIONAL CONFERENCE ON PRECAMBRIAN AND CRATON TECTONICS/INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14, Ouro Preto. *Abstracts*, 62-65.
- VALLADARES, C.S. 1996. Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul, no segmento central da Faixa Ribeira, com base em geoquímica e em geocronologia U/Pb. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 145 p.

- VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. O granito Getulândia e sua relação com a zona de cisalhamento Taxaquara. *In:* SIM-PÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5. Boletim, 217-218.
- VALLADARES, C.S.; DUARTE, B.P.; HEILBRON, M.; REGATKY, D. 2000. The tectono-magmatic evolution of the occidental terrane and the Paraíba do Sul klippe within the Neoproterozoic Ribeira Orogenic Belt, Southeastern Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 30(1): 1-6.
- VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; FIGUEIREDO, M.C.H.; TEIXEIRA, W. 1997. Geochemistry and geochronology of Paleoproterozoic gneissic rocks of the Paraíba do Sul Complex (Quirino Unit), Barra Mansa region, Rio de Janeiro, Brazil. Rev. Bras. Geociências, 27(1): 111-120.
- VALLADARES, C.S.; HEILBRON, M.; MACHADO, N.; VALERIANO, C.M. 1997. Provenance of central Ribeira Belt metasediments using <sup>207</sup>Pb/<sup>206</sup>Pb ages on zircon by laser-ablation ICPMS. *In:* SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1, Campos do Jordão. *Extended Abstracts*, 323-325.
- VIEIRA, V.S. 1997. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB); Folha Cachoeiro de Itapemirim (SF.24-V-A). Escala 1:250.000. Brasília, CPRM, Texto Explicativo, 99 p. il.
- VIEIRA, V.S. 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (PLGB); Folha Juiz de Fora (SF.23-X-D). Escala 1:250.000. Belo Horizonte, CPRM, Nota Explicativa, 102 p., il., mapas. (inédito)
- VILAS-BOAS, G.S.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; FLEXOR, J.M. 1979. Paleoclimatic and paleogeographic evolution during the Quaternary of the part of the coast of the State of Bahia between Ilhéus and north of Salvador (Brazil). Proceedings of the 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary, São Paulo, p. 254-263.
- WIEDEMANN, C.M. 1993. The evolution of the Paleozoic, late- to post-collisional magmatic arc of the coastal mobile belt, in the State of Espírito Santo, eastern Brazil. *An. Acad. Bras. Ciências*, 65(1): 163-181. IGCP, Project 61. 55 p.
- VILLWOCK, J.A. & TOMAZELLI, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. Nota explicativa para o mapa geológico na escala 1:1.000.000. Notas Técnicas/CECO, UFRGS, Porto Alegre.
- VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, L.J.; LOSS, E.L.; DENHARDT, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.;

- DENHARDT, B.A. 1986. Geology of the Rio Grande do Sul Province. *In:* Rabassa, J. (ed.), INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON SEA LEVEL CHANGES AND QUATERNARY SHORELINES, São Paulo. Quaternary of South America and Antartic Peninsula. Balkema: Rotterdam, v. 4, p.79-97.
- ZIMBRES, E. 1982. Pegmatito mineralizado em safira associado ao maciço alcalino de Canaã. *Min. Metal.*, Ano 46, 439: 17.
- ZIMBRES, E. 1987. Prospecção com bateia no maciço alcalino de Canaã e adjacências, Município de Duque de Caxias, RJ. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 67 p.
- ZIMBRES, E. 1988. Minerais pesados associados ao maciço alcalino de Canaã, Município de Duque de Caxias, Rio de Janeiro. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém. *Anais*, 3: 1412-1424.
- ZIMBRES, E. 1992. *Gnaisses alcalinos. Parte I Os gnaisses alcalinos de Canaã*. Instituto de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento.
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K.; VAN SCHMUS, W.R. 1990a. Evidências de um núcleo transamazônico na região de Cabo Frio, RJ, e sua correlação com o cráton de Angola, África. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Natal. *Anais*, 6: 2735-2743.
- ZIMBRES, E.; KAWASHITA, K.; VAN SCHUMS, W.R. 1990 b. História do soerguimento regional da Faixa Ribeira, com base em datações K-Ar. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal. *Anais* 6: 2735-2743.
- ZIMBRES, E. & KAWASHITA, K. 1996. Idades K/Ar e Rb/Sr das rochas alcalinas de Canaã, município de Duque de Caxias, Estado do Rio de Janeiro. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Salvador. *Boletim*, 6: 505-507.
- ZIMBRES, E. & MOTOKI, A. 1997. Litogeoquímica do nefelina sienito gnaisse pré-cambriano de Canaã, RJ. *In:* SBGq, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 6, Salvador. *Anais*, 787-790.
- ZORITA, M. E. 1979. Geoquímica de las rocas graníticas de la région de Suruí – Município de Magé – RJ. Niterói, 96 p. Tese (Mestrado em Geoquímica) – Instituto de Geoquímica, Universidade Federal Fluminense.
- ZORITA, M.E. & PENHA, H.M. 1980. Geoquímica das rochas graníticas da região de Suruí, Magé, RJ. *In:* SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú. *Anais*, 4: 2391-2399.

## MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

Ministro de Estado José Jorge de Vasconcelos Lima Secretário Executivo Luiz Gonzaga Leite Perazzo Luciano de Freitas Borges

## COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM Serviço Geológico do Brasil

Diretor-Presidente

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Diretor de Administração e Finanças

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Chefe do Departamento de Geologia

Umberto Raimundo Costa

Thales de Queiroz Sampaio

Luiz Augusto Bizzi

Alfredo de Almeida Pinheiro Filho

Paulo Antonio Carneiro Dias

Carlos Schobbenhaus Filho

## SUPERINTENDÊNCIAS REGIONAIS

Superintendente de Belém Xafi da Silva Jorge João Superintendente de Belo Horizonte Osvaldo Castanheira

Superintendente de Goiânia Mário de Carvalho

Superintendente de Manaus Fernando Pereira de Carvalho

Superintendente de Porto Alegre Cladis Antonio Presotto Superintendente de Recife Marcelo Soares Bezerra

Superintendente de Salvador José Carlos Vieira Gonçalves da Silva

Superintendente de São Paulo José Carlos Garcia Ferreira Chefe da Residência de Fortaleza Clodionor Carvalho de Araújo

Chefe da Residência de Porto Velho Rommel da Silva Sousa

#### Departamento de Apoio Técnico

Sabino Orlando C. Loguércio

#### Divisão de Cartografia

Paulo Roberto Macedo Bastos

## Divisão de Editoração Geral

Valter Alvarenga Barradas

## **EQUIPES DE PRODUÇÃO**

## **Cartografia Digital**

Afonso Henrique S. Lobo
Carlos Alberto da Silva Copolillo
Carlos Alberto Ramos
Elcio Rosa de Lima
Hélio Tomassini de O. Filho
Ivan Soares dos Santos
Ivanilde Muniz Caetano
João Batista Silva dos Santos
João Carlos de Souza Albuquerque
Jorge de Vasconcelos Oliveira
José Carlos Ferreira da Silva
José Pacheco Rabelo

Leila Maria Rosa de Alcantara Luiz Cláudio Ferreira Luiz Guilherme de Araújo Frazão Marco Antonio de Souza Maria Luiza Poucinho Marília Santos Salinas do Rosário Paulo José da Costa Zilves Regina de Sousa Ribeiro Risonaldo Pereira da Silva Wilhelm Petter de Freire Bernard Julimar de Araújo

#### Editoração

Antonio Lagarde Jean Pierre Souza Cruz José Luiz Coelho Laura Maria Rigoni Dias Pedro da Silva Sandro José Castro Sergio Artur Giaquinto

## CRÉDITOS DE AUTORIA

#### Equipe Executora:

Marcelo Eduardo Dantas, Carlos Osório Ferreira, Antonio Ivo Menezes Medina, Regina Célia Gimenez Armesto, Pedro Paulo Osório Ferreira, Adriana Gomes Nascimento e Carla Verônica da Silva

> Copidescagem/Revisão: Sueli Cardoso de Araújo e Sergio Artur Giaquinto

> > Coordenação:

Cássio Roberto da Silva Antonio Ivo de Menezes Medina

Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM Departamento de Gestão Territorial – DEGET e Departamento de Informações Institucionais – DEINF

> Coordenação Editorial a cargo da Divisão de Editoração Geral – DIEDIG Departamento de Apoio Técnico – DEPAT

Dantas, Marcelo Eduardo

D192

Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro / Marcelo Eduardo Dantas. — Brasília: CPRM, 2000.

1CD-ROM.

Estudo Geoambiental do Estado do Rio de Janeiro. Executado pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. Departamento de Gestão Territorial e Departamento de Informações Institucionais.

1. Geomorfologia – Rio de Janeiro. 2. Uso do Solo – Rio de Janeiro. I. CPRM – Serviço Geológico do Brasil. II. Título.

CDD 551.41

