

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS RIO DAS OSTRAS E CABO FRIO*

SF.24-Y-A-IV e SF.23-Z-B-VI

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

***Parceria com**



Contrato Nº 017/PR/2007



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

BELO HORIZONTE
2012

CPRM - SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE
AV. BRASIL 1731 – BAIRRO FUNCIONÁRIOS
BELO HORIZONTE – MG – 30140-002
Fax: (31) 3878-0383
Tel: (31) 3878-0307
HTTP://WWW.CPRM.GOV.BR
BIBLIOTECABH@CPRM.GOV.BR

Schmitt, Renata da Silva [et al.]

Geologia e recursos minerais da folha Rio das Ostras SF.24-Y-A-IV e Cabo Frio SF.23-Z-B-VI, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Renata da Silva Schmitt [et al.] ;organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.

202 p. ; Mapa Geológico, escala 1:100.000 (série Geologia do Brasil), versão digital em CD-ROM, textos e mapas.

Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UERJ 017/PR/07.
Trabalho desenvolvido em Sistema de Informação Geográfica – SIG utilizando o GEOBANK – banco de dados geoespacial da CPRM na Internet.
ISBN 978-85-7499-105-4

1.Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro.
I. Schmitt, Renata da Silva. II. Silva, Luiz Carlos da (Org.). III. Título.

CDD 558.153

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DAS FOLHAS RIO DAS OSTRAS
E CABO FRIO*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Renata da Silva Schmitt - UERJ / UFRJ
Monica Heilbron - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ
Júlio C. H. Almeida - UERJ
Luiz Guilherme do Eirado Silva - UERJ
Cláudio Valeriano - UERJ
Beatriz Duarte - UERJ
Claudia Valladares - UERJ
José Renato Nogueira - UERJ
Célia Diana Ragatky - UERJ
Mauro Geraldês - UERJ
Sérgio Valente - UFRRJ
Ambrosina Helena Ferreira G. Pascutti - UERJ
Telma Mendes da Silva - UERJ
Natasha Stanton - UERJ
Natália de Fátima Barroso Góes - UERJ
Juliana Maceira Moraes - UERJ
Josefa Varela Guerra - UERJ
Claudio Limeira Mello - UFRJ

Rute Maria Oliveira de Moraes - UFRJ
Wolfram Tetzner - UERJ
Rudolph Trouw - UFRJ
Alex Santos Ramos - UERJ
Silvia Regina Medeiros - UERJ
Júlio Cezar Mendes - UFRJ
Juliana Maceira Moraes - UERJ
Gilberto da Silva Vaz - UERJ
Artur Corval - UERJ
Valéria Guimarães de Paulo - UERJ
Samuel Viana - UERJ
Ronaldo Pereira Mello - UERJ
Nely Palermo - UERJ
Paulo Vicente Guimarães - DRM-RJ
Felipe de Lima da Silva - UERJ
Clarissa Cavalheiro Skrepnek - UERJ
Kátia Leite Mansur - DRM-RJ
Sabrina Barroso - DRM-RJ
Marcelle Amorim Cerqueda - UERJ



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

BELO HORIZONTE

2012

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS

DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DAS FOLHAS
RIO DAS OSTRAS E CABO FRIO

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão

Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Claudio Scliar

Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica

João Henrique Gonçalves

Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Lindinalva Felipe

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ricardo Vieira Alves de Castro

Reitor

Lélia Araújo Kalil Thiago

Diretora da Faculdade de Geologia

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-Degeo	Gerência de Geologia e Recursos Minerais
Reginaldo Alves dos Santos	Márcio Antônio da Silva
Inácio Medeiros Delgado	Revisão preliminar do Texto
Divisão de Geologia Básica-Digeob	Valter Salino Vieira
Edilton José dos Santos	Organização e editoração dos originais
Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP	Luiz Carlos da Silva
João Henrique Gonçalves	Preparo e controle da editoração final
Responsável pelo Contrato 017/PR/2007	Alan Düssel Schiros
Luiz Carlos da Silva	Colaboração dos estagiários
Superintendência Regional de Belo Horizonte	Guilherme Cotta Gonçalves
Marco Antônio Fonseca	Caroline Cibebe Vieira Soares

Editoração para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - Ernesto von Sperling
Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares
Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP – João Henrique Gonçalves – SIG/GEOBANK

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

DIRETORIA DE GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

CRÉDITOS DE AUTORIA

CAPÍTULO 1 – Introdução

Renata da Silva Schmitt, Monica Heilbron

CAPÍTULO 2 – Arcabouço Regional

Capítulo 2.1 – Arcabouço Tectônico

Monica Heilbron, Miguel Tupinambá, Júlio C. H. Almeida, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Cláudio de Morisson Valeriano, Beatriz Paschoal Duarte, Renata da Silva Schmitt, Claudia Sayão Valladares, José Renato Nogueira, Diana Ragatky, Mauro Cesar Geraldês, Sérgio de Castro Valente

Capítulo 2.2 – Arcabouço Geomorfológico

Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva

Capítulo 2.3 – Compartimentação Tectônica das Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras

Renata da Silva Schmitt, Natasha Stanton

CAPÍTULO 3 – Unidades Litoestratigráficas

Renata da Silva Schmitt, Natália de Fátima Barroso Góes, Juliana Maceira Moraes, Mauro Cesar Geraldês, Josefa Varela Guerra, Claudio Limeira Mello, Rute Maria Oliveira de Moraes, Julio C. Mendes, Monica Heilbron, Julio Almeida e Wolfram Tetzner

CAPÍTULO 4 – Geologia Estrutural e Metamorfismo

Renata da Silva Schmitt, Rudolph Trouw, Natasha Stanton, Alex Santos Ramos

Capítulo 5 – Litogeoquímica, Geoquímica Isotópica e Geocronologia

Renata da Silva Schmitt, Silvia Regina Medeiros, Júlio Cezar Mendes, Juliana Maceira Moraes, Gilberto da Silva Vaz, Artur Corval, Valéria Guimarães de Paulo, Claudia Sayão Valladares e Samuel Viana

CAPÍTULO 6 – Evolução Geotectônica

Renata da Silva Schmitt

CAPÍTULO 7 – Recursos Minerais

Ronaldo Mello Pereira, Nely Palermo, Paulo Vicente Guimarães e Felipe de Lima da Silva

CAPÍTULO 8 – Geomorfologia Costeira e as Ilhas Continentais

Josefa Varela Guerra, Renata da Silva Schmitt e Clarissa Cavalheiro Skrepnek

CAPÍTULO 9 – Geoturismo

Kátia Leite Mansur, Sabrina Barroso, Renata da Silva Schmitt e Marcelle Amorim Cerqueda

Capítulo 10 – Conclusões e Recomendações

Renata da Silva Schmitt

APRESENTAÇÃO

O Programa Geologia do Brasil (PGB), desenvolvido pela CPRM - Serviço Geológico do Brasil é responsável pela retomada em larga escala dos levantamentos geológicos básicos do país. Este programa tem por objetivo a ampliação acelerada do conhecimento geológico do território brasileiro, fornecendo subsídios para mais investimentos em pesquisa mineral e para a criação de novos empreendimentos mineiros, com a conseqüente geração de oportunidades de emprego e renda. Além disso, os dados obtidos no âmbito desse programa também são aplicados em programas de águas subterrâneas, gestão territorial e em outras atividades de interesse social. Destaca-se, entre as ações mais importantes e inovadoras desse programa, a estratégia de implementação de parcerias com grupos de pesquisa de universidades públicas brasileiras, em trabalhos de cartografia geológica básica na escala 1:100.000. Trata-se de uma experiência que, embora de rotina em outros países, foi de caráter pioneiro no Brasil, representando uma importante quebra de paradigmas para as instituições envolvidas. Essa parceria representa assim, uma nova modalidade de interação com outros setores de geração de conhecimento geológico, à medida que abre espaço para a atuação de professores, em geral líderes de grupos de pesquisa, os quais respondem diretamente pela qualidade do trabalho e possibilitam a inserção de outros membros do universo acadêmico.

Esses grupos incluem também diversos pesquisadores associados, bolsistas de doutorado e mestrado, recém-doutores, bolsistas de graduação, estudantes em programas de iniciação científica, dentre outros. A sinergia resultante da interação entre essa considerável parcela do conhecimento acadêmico nacional com a excelência em cartografia geológica praticada pelo Serviço Geológico do Brasil (SGB) resulta em um enriquecedor processo de produção de conhecimento geológico que beneficia não apenas a academia e o SGB, mas a toda a comunidade geocientífica e à indústria mineral.

Os resultados obtidos mostram um importante avanço, tanto na cartografia geológica quanto no estudo da potencialidade mineral e do conhecimento territorial em amplas áreas do território nacional. O refinamento da cartografia, na escala adotada, fornece aos potenciais usuários, uma ferramenta básica, indispensável aos futuros trabalhos de exploração mineral ou aqueles relacionados à gestão ambiental e à avaliação de potencialidades hídricas, dentre outros.

Além disso, o projeto foi totalmente desenvolvido em ambiente SIG e vinculado ao Banco de Dados Geológicos da CPRM (GEOBANK), incorporando o que existe de mais atualizado em técnicas de geoprocessamento aplicado à cartografia geológica e que encontra-se também disponível no Portal da CPRM www.cprm.gov.br.

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Cabo Frio (SF.23-Z-B-VI) e da Folha Rio das Ostras (SF.24-Y-A-IV), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UERJ, através do Contrato CPRM-UERJ No.017/PR/07.

MANOEL BARRETTO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

As folhas 1:100.000 Cabo Frio e Rio das Ostras localizam-se na região dos lagos fluminense, entre as latitudes de 22° 30'S e 23° S, e os meridianos de 42° 30'W e 41° 30'W, iniciando-se aproximadamente a 80 km a leste da cidade do Rio de Janeiro. São folhas contíguas, sendo que mais de 15% da folha Cabo Frio é coberta pela lagoa de Araruama, orientada segundo E-W, e mais de 75% da Folha Rio das Ostras é área marinha submersa, com 12 ilhas costeiras. A área abrange, em parte, onze municípios do Estado do Rio de Janeiro (Arraial do Cabo, Cabo Frio, Araruama, Iguaba Grande, São Pedro D'Aldeia, Saquarema, Armação dos Búzios, Rio das Ostras, Silva Jardim, Casemiro de Abreu e Rio Bonito). Apresenta dados geológicos estratégicos para o entendimento da evolução tectônica precambriana-cambriana e meso-cenozóica desta porção do Brasil e sua correlação com a África. O embasamento rochoso que predomina é formado por para- e ortognaisses, de fácies granulito de média a alta pressão, do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), um terreno geológico acrescido à Faixa Ribeira no Cambriano, durante a orogenia colisional Búzios. O DTCF faz contato tectônico (zona de cisalhamento) com o Terreno Oriental, representado na porção noroeste da Folha Cabo Frio por gnaisses e granitos. Constitui desde o Cretáceo, um alto estrutural *offshore* que segmenta a margem sudeste limitando as bacias petrolíferas de Santos e de Campos. Eventos tectono-magmáticos meso-cenozóicos relacionados ao rifteamento e evolução do Oceano Atlântico Sul são registrados em diques toleíticos e plugs alcalinos, além de zonas de falha ENE-WSW, que formam o Graben de São João. A atividade mineral está fortemente centrada na extração de materiais utilizados na construção civil, tais como: areia, argila, saibro e rocha para brita. Cabe ainda destacar os concheiros na lagoa de Araruama que, no passado, serviram de fonte para a obtenção de calcário e a extração de sal marinho. Ainda podem ser mencionadas: antigas extrações de turfa, ocorrências de minerais de pegmatito, bauxita e barita. É uma região costeira com grande vocação turística e várias áreas de proteção ambiental, conhecida como Região dos Lagos ou Costa do Sol, litoral leste do Estado do Rio de Janeiro. Possui localidades definidas como patrimônio geológico com diferentes conteúdos, utilizações e influência até mesmo internacional, com centros de recepção de visitantes, museus e painéis interpretativos. Uma parcela dos sítios relevantes para a ciência, ensino e turismo, já foi sinalizada através do Projeto Caminhos Geológicos, com painéis interpretativos, nas versões inglês e português. Necessita de apoio geológico ao planejamento ambiental urbano e rural, especialmente no município Armação dos Búzios, que apresenta também sítios geológicos tombados pelo Governo do RJ e aprovados pelo SIGEP.

ABSTRACT

Cabo Frio and Rio das Ostras 1:100.000 geological sheets are located in the region of the lakes, in Rio de Janeiro State, within 22° 30' S and 23° S latitudes and 42° 30' W and 41° 30' W meridians, starting approximately 80 km east of Rio de Janeiro city. These are contiguous sheets, where 15% of Cabo Frio map is covered by Araruama Lagoon, E-W oriented, and more than 75% of Rio das Ostras map is a marine submerged area with 12 coastal islands. The area includes partially eleven municipalities of Rio de Janeiro State (Arraial do Cabo, Cabo Frio, Araruama, Iguaba Grande, São Pedro D'Aldeia, Saquarema, Armação dos Búzios, Rio das Ostras, Silva Jardim, Casemiro de Abreu e Rio Bonito). It presents strategic geological data for the understanding of the Precambrian-Cambrian and Meso Cenozoic tectonic evolution of this region in Brazil and correlation with Africa. The predominant basement rocks are composed of high grade granulite facies (medium to high pressure) para and orthogneisses, from the Cabo Frio Tectonic Domain (CFTD), a geological terrane accreted to the Ribeira mobile belt in the Cambrian, during Búzios collisional orogeny. This terrane shows a tectonic contact (shear zone) with the Oriental Terrane, represented in the NW portion of Cabo Frio map, by gneisses and granites. Since the Cretaceous, the region constitutes a structural high that segment the Brazilian southeastern margin limiting the petroliferous Santos and Campos basins. Tectono-magmatic Meso-cenozoic events related to South Atlantic rifting and it's evolution are registered by toleitic dikes and alkalic plugs, and also ENE-WSW faults, that form the São João Graben. Mineral economic activity is strongly concentrated in extraction of civil construction materials as: sand, Clay, and rock pieces. The Araruama Lagoon also shows shell deposits that, in the past, where calcareous sources and marine salt. One can also mention: organic deposits, occurrence of pegmatites minerals, bauxite and barite. This is a coastal region with great touristic focus and environmental protected areas, known the Region of the Lakes or the Sun Coast, eastern littoral Rio de Janeiro area. It shows several localities designated as geological heritage for distinct reasons, uses and with international influence, with visitors centers, museums and geological signs. Part of these sites is relevant to science, education and tourism, and is already signalized by the Geological Routes Project, with interpretative posters, in Portuguese and English versions. The region claims for geological research and studies regarding an environmental rural and urbanity occupation plan, especially Armação dos Búzios city, that presents several geological points of interest recognized by the federal and state governments, and approved by SIGEP-UNESCO commission.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
2 – ARCABOUÇO REGIONAL	19
2.1 - ARCABOUÇO TECTÔNICO	19
2.1.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana	19
2.1.1.1 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira.....	21
2.1.2 - A Quebra do Supercontinente Gondwana.....	23
2.1.3- O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado	24
2.1.4 - Rochas Alcalinas	25
2.2 - ARCABOUÇO GEOMORFOLÓGICO	26
2.2.1 - Síntese da evolução geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro	26
2.2.2. A compartimentação geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro	28
2.2.3 - Geomorfologia das Folhas Rio das Ostras e Cabo Frio	30
2.2.3.1 - Procedimentos metodológicos	30
2.2.3.2 - Geomorfologia da região mapeada.....	32
2.3 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO DAS FOLHAS RIO DAS OSTRAS E CABO FRIO	32
2.3.1 - A relação estrutural embasamento (Complexo Região dos Lagos)/supracrustais (Grupo Búzios Palmital)	37
2.3.2 - A evolução tectono-metamórfica	38
2.3.3 - Geocronologia do DTCF e do terreno vizinho (Terreno Oriental)	39
2.3.4 - Evolução tectônica no Meso-Cenozóico	44
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	47
3.1 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS PRÉ-SILURIANO	47
3.1.1 - Complexo Região dos Lagos (PP3rl)	47
3.1.1.1 - Histórico.....	47
3.1.1.2 - Descrição litológica.....	48
3.1.2 - Suíte José Gonçalves (PRjg)	52
3.1.2.1 - Histórico.....	52
3.1.2.2 - Descrição litológica.....	53
3.1.3 - Grupo Búzios Palmital	54
3.1.3.1 - Histórico.....	54
3.1.3.2 - Descrição litológica.....	56
3.1.4 - Grupo São Fidélis	62
3.1.4.1 - Histórico.....	62
3.1.4.2 - Descrição Litológica	62
3.1.5 - Complexo Tinguí (NP_gamma_12tg)	63
3.1.5.1 - Histórico.....	63
3.1.5.2 - Descrição litológica.....	63
3.1.6 - Suíte Suruí.....	64
3.1.6.1 - Histórico.....	64
3.1.6.2 - Descrição litológica	65
3.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MESO-CENOZÓICAS	67
3.2.1 - Enxame de Diques Serra do Mar (K1_β_sm)	67
3.2.1.1 - Histórico.....	67
3.2.1.2 - Descrição litológica.....	67
3.2.2 - Rochas alcalinas	68
3.2.2.1 - Histórico.....	68
3.2.2.2 - Maciço Alcalino Morro de São João (K2E1_λsj) e diques associados - sienitos félsicos com granulação grossa (K-feldspato, nefelina, hornblenda, esfeno e pseudoleucita) e melassienitos com K-feldspato, anfibólio e piroxênio	69
3.2.2.3 - Complexo Alcalino Ilha do Cabo Frio e diques associados	70
3.2.2.4 - Maciço Alcalino Morro dos Gatos (K2E1_λmg) e diques associados - sienitos, nefelina sienitos e traquitos com brechas magmáticas de composição traquítica associadas.	73
3.2.3 - Grupo Barreiras (ENb)	73
3.2.3.1 - Histórico	73

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	79
4.1 - INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS POR IMAGENS E GEOFÍSICA	79
4.2 - ESTRUTURAS PRÉ-SILURIANO	83
4.2.1 - Estruturas pré-D1 (Precambrianas)	83
4.2.2 - As fases progressivas D1, D2 e D3 (estruturas NW-SE)	84
4.2.2.1 - Estruturas das fases D1 e D2	84
4.2.2.2 - Estruturas da fase D3	89
4.2.2.3 - Indicadores Cinemáticos das fases D1, D2 e D3	92
4.2.2.4 - Discussão sobre a natureza dos contatos entre o embasamento e as supracrustais	93
4.2.2.5 - Estruturas deformacionais da porção oeste do DTCF	97
4.2.2.6 - Estruturas extensionais pós-D4	101
4.2.2.7 - Resumo da Evolução Estrutural do DTCF	101
4.3 - ESTRUTURAS MESO-CENOZÓICAS	103
4.4 - METAMORFISMO CAMBRIANO	106
4.4.1 - Grupo Búzios-Palmital	106
4.4.1.1 - Metassedimentos Aluminosos	106
4.4.1.2 - Metassedimentos quartzo-feldspáticos	109
4.4.1.3 - Metassedimentos calcissilicáticos	109
4.4.1.4 - Unidade Forte de São Mateus (ortoanfibolitos) e Suíte José Gonçalves	109
4.4.2 - Complexo Região dos Lagos	113
4.4.3 - Evolução Metamórfica do Dtcf	113
5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA	115
5.1 - LITOGEOQUÍMICA	115
5.1.1 - Complexo Região dos Lagos	115
5.1.2 - Suíte José Gonçalves	122
5.1.3 - Grupo Búzios-Palmital (Unidade Forte de São Mateus)	122
5.1.4 - Granito Silva Jardim	133
5.1.5 - Diques de diabásio	134
5.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA	139
5.2.1 - Datação U-Pb	139
5.2.2 - Dados isotópicos Sm-Nd	142
6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	145
6.1 - A ORÓGENIA BÚZIOS E A FORMAÇÃO DO GONDWANA	145
6.1.1 - A Orogenia Búzios - o último evento orogenético brasileiro na Faixa Ribeira	147
6.1.2 - A Orogenia Búzios	148
6.1.3 - A Orogenia Búzios e o Segmento Central da Faixa Ribeira	149
6.1.4 - A aglutinação e a formação do paleocontinente Gondwana	154
6.1.5 - As Orogenias “marginais” cambro-ordovicianas	155
6.1.6 - As Orogenias “internas” cambro-ordovicianas	155
6.1.7 - Conexões para o DTCF	156
7 – RECURSOS MINERAIS	159
7.1 - INTRODUÇÃO	159
7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA	159
7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS	165
7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS	165
8 – GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E AS ILHAS CONTINENTAIS	167
9 – GEOTURISMO DAS FOLHAS CABO FRIO E RIO DAS OSTRAS	173
9.1 - PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOTURISMO	173
9.2 - GEOLOGIA	173
9.3 - ROTEIROS GEOTURÍSTICOS	176
9.3.1 - Roteiro das Lagunas e Salinas	176
9.3.2 - Roteiro dos Costões e Dunas	180
9.3.3 - Roteiro dos Costões e Praias	183
9.3.4 - Roteiro da Pré-História aos Viajantes	185
10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	191
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	193

**GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS
DAS FOLHAS RIO DAS OSTRAS
E CABO FRIO**

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

O Programa Pronageo, que trata da Retomada de Levantamentos Geológicos Básicos do Território Brasileiro, integra a carteira de programas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Este esforço nacional conta com ativa participação das universidades brasileiras. Neste contexto, o presente relatório integra o conjunto de dez folhas na escala de 1:100.000 que constituem o Convênio UERJ/CPRM no âmbito do Programa de retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos (PRONAGEO), na fase 2, desenvolvido no período entre 2008-2009.

Este convênio UERJ/CPRM, executado na universidade, contou com intensa participação de alunos de graduação e pós-graduação da Faculdade de Geologia da UERJ, bem como foi desenvolvido em estreita parceria com o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, co-responsável pela atualização dos bancos de recursos minerais.

Este relatório apresenta uma descrição da geologia de duas folhas 1:100.000 contíguas: Cabo

Frio e Rio das Ostras (Figura 1.1). Geograficamente as folhas localizam-se na porção sudeste-leste do Estado do Rio de Janeiro conhecida como Região dos Lagos, pois apresenta inúmeras lagoas e lagunas características de restingas litorâneas, entre elas a Lagoa de Araruama. É uma área com relevo bastante arrasado com expressiva sedimentação litorânea. Além das praias, apresenta pelo menos treze ilhas costeiras situadas ao largo dos municípios de Arraial do Cabo até Armação dos Búzios. A Região dos Lagos é um forte pólo turístico que engloba famosos balneários como Armação dos Búzios, Cabo Frio, Saquarema, Araruama, Arraial do Cabo e outros. Esta é a região pioneira do lançamento do projeto de divulgação científica *Caminhos Geológicos* do DRM-RJ (Mansur *et al.*, 2004a,b, Schmitt *et al.*, 2004b,c,d,e). É uma região em pleno desenvolvimento econômico com o apoio decisivo dos *royalties* da indústria petrolífera.

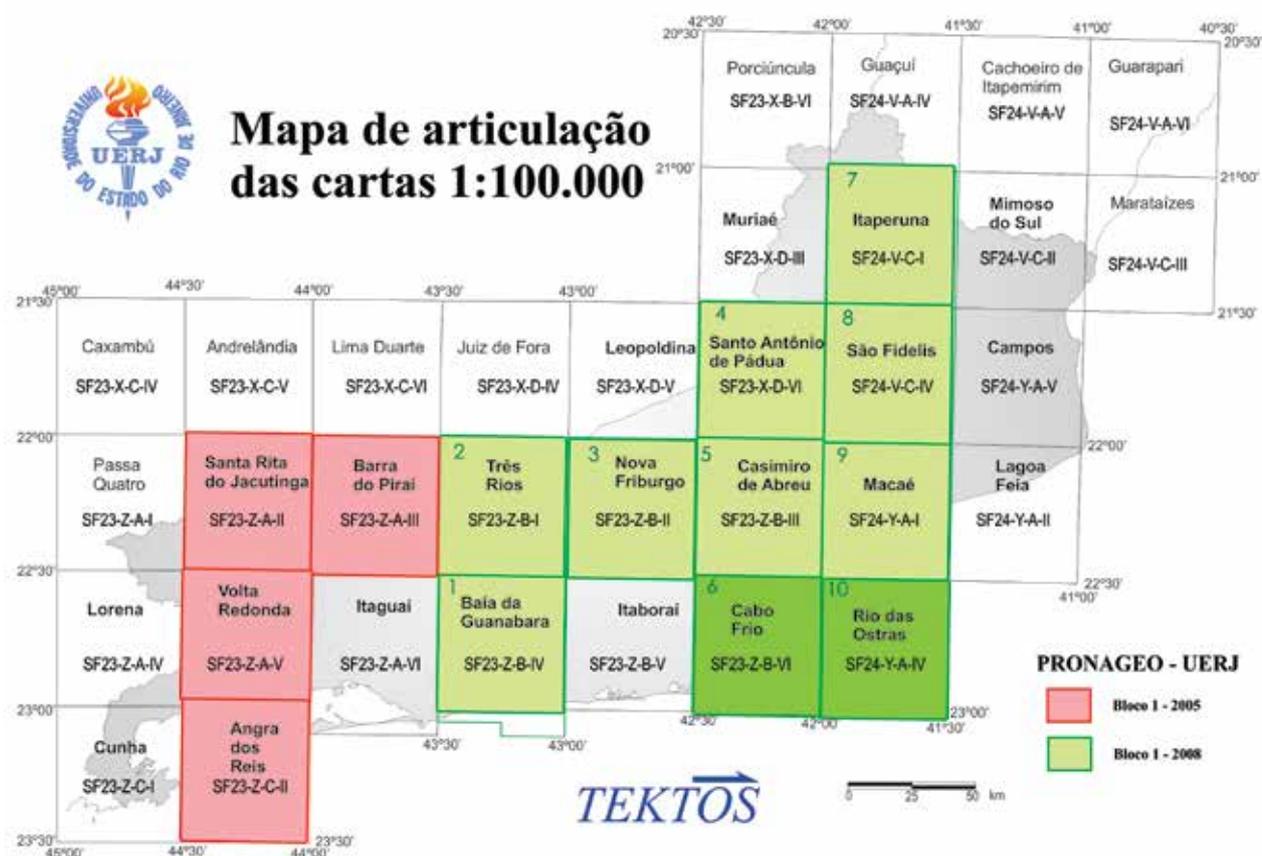


Figura 1.1 – Articulação das folhas 1:100.000 do Estado do Rio de Janeiro, com a folha Cabo Frio

O Cabo Frio assinala uma mudança brusca da orientação da linha de costa do Estado do Rio de Janeiro, que passa de W-E para SW-NE (Figura 1.2). A presença de ilhas ao largo da região costeira situada entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios resulta na alteração dos padrões de circulação na plataforma continental e antepraia (*shoreface*) adjacentes. A distância das ilhas à linha de costa aumenta de SW para NE passando de cerca de 1 km (ilha dos Papagaios) a ~9km (ilha do Breu). As diferentes características litológicas e estruturais das ilhas encontradas na área de estudo (Schmitt *et al.* 2005a) resultaram numa evolução geomorfológica diferenciada e, em conseqüência, as ilhas apresentam direções e formas variadas.

Climaticamente, a região pode ser classificada como quente e semi-árida, em forte contraste com a região a oeste do Cabo Frio, caracterizada por clima tropical com estações secas e chuvosas bem definidas (Barbieri, 1984). A área de estudo encontra-se sob forte influência de ventos de NE, o que se reflete na orientação de extensos campos de dunas observados nas planícies costeiras adjacentes às praias do Forte e Peró. Sob as condições atuais de nível do mar, a área situada entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios não recebe qualquer aporte direto de sedimentos fluviais e a compartimentação dos sistemas praias não favorece a troca lateral de sedimentos (Guerra *et al.*, 2005). Desta forma, a erosão dos afloramentos rochosos constitui, ao lado dos componentes biogênicos, a principal fonte alimentadora das praias, embora seja desconhecido o papel desempenhado pela plataforma continental adjacente.

Geologicamente, a área está situada no Domínio Tectônico de Cabo Frio (DTCF)(Schmitt *et al.*, 2004) ou Terreno Cabo Frio (Heilbron e Machado, 2003), um domínio lito-estrutural diferenciado na Província Mantiqueira, que ocorre a extremo sudeste da Faixa Ribeira. Apenas 20% da Folha Cabo Frio (a NW) é constituída por unidades litoestratigráficas correlatas ao domínio tectônico adjacente (*Terreno Oriental*, vide item geologia regional)(Figura 1.2). A porção NE do DTCF segue para a folha 1:100.000 Macaé e a porção sudoeste segue mais 20 Km para a Folha Itaboraí (1:100.000) (Figura 1.1). Este terreno geológico foi acrescido à Faixa Ribeira no Cambriano (por volta de 500 Ma) durante os episódios colisionais responsáveis pela aglutinação e formação do paleocontinente Gondwana (Trompette, 1994, Unrug, 1997, Schmitt *et al.*, 2008b). Apresenta um embasamento do Paleoproterozóico deformado e metamorfoisado durante o Cambriano, correlacionável com as unidades litoestruturais da costa oeste de Angola, na África (Torquato e Cordani, 1981, Schmitt *et al.*, 2008b). O embasamento rochoso, de natureza gnáissica, foi afetado posteriormente pelos eventos tectônicos relacionados ao rifteamento e abertura do Oceano Atlântico (Chang *et al.*, 1992). As duas folhas mapeadas englobam grande parte da expressão *onshore* do Alto de Cabo Frio, um domínio estrutural que divide *offshore* as bacias petrolíferas de Santos (a oeste – na Folha Cabo Frio) e de Campos (a nordeste- na Folha Rio das Ostras).



Figura 1.2 – Folhas geológicas 1:100.000 de Cabo Frio (a oeste) e Rio das Ostras (a leste).
Perfil da figura 4.22 está marcado em W-E

2 – ARCABOUÇO REGIONAL

2.1 - ARCABOUÇO TECTÔNICO

Três episódios tectônicos marcantes estão registrados na região sudeste brasileira. O primeiro, registrado em por rochas do embasamento cristalino, desenvolveu-se no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, resultando na edificação do Orógeno ou Faixa Ribeira durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. O segundo episódio está associado a ruptura do supercontinente, a abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das Bacias marginais petrolíferas de Espírito Santo, Campos. O terceiro episódio resultou em importante reativação tectônica da margem

sudeste brasileira, resultando na implantação do sistema de Riftes do Sudeste, contemporâneo ao extensivo magmatismo de caráter alcalino de idade Eocretácea a Eocênica.

2.1.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana

O embasamento cristalino da região sudeste brasileira é parte de um importante cinturão orogênico que se estende paralelamente ao litoral, denominado de Faixa Ribeira, que por sua vez integra um sistema orogênico maior, incluso na Província Mantiqueira, Almeida *et al.* (1977, 1981) (Figura 2.1).

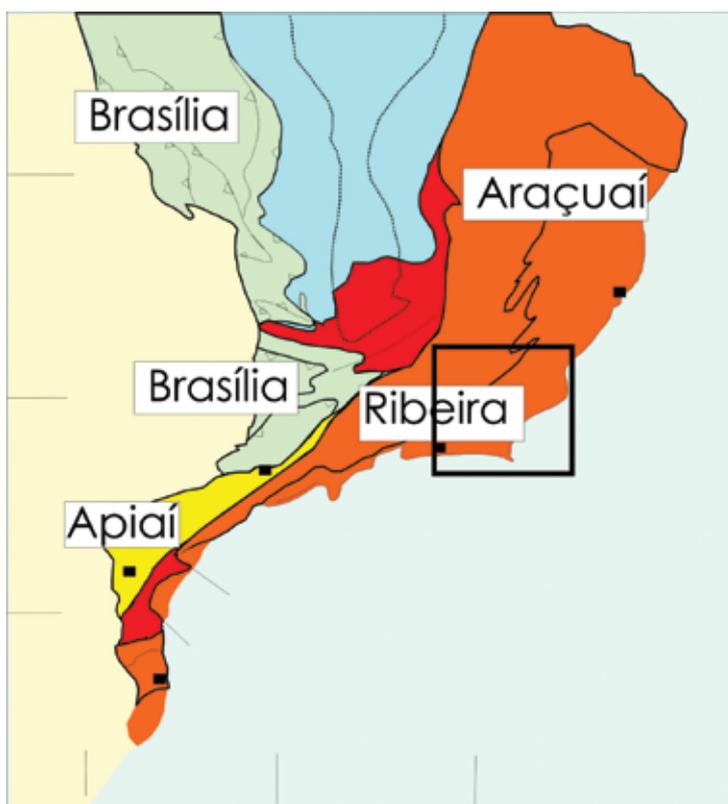


Figura 2.1- Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004,2008; Tupinambá *et al.*, 2007)

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE, que se estende por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, resultado da colisão entre os paleocontinentes (crátons) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola, envolvendo também outras microplacas. A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricana

durante o Neoproterozóico–Cambriano com últimos estágios no Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.*, 2008). A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves (Figura 2.1) (Heilbron *et al.*, 2004).

Os diversos terrenos tectônico-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira são limitados por importantes descontinuidades estruturais: empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente destrais. Estes terrenos tectônicos foram progressivamente acrescidos junto às bordas cratônicas e às faixas móveis (terrenos) colididas previamente, em vários episódios colisionais (ca. 630 Ma; 605 Ma; 580 Ma e 520 Ma).

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira estabelecida no seu setor central compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2.2, Heilbron *et al.*, 2000;2004;2009; Trouw *et al.*, 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite

Tectônico Central-LTC) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul do estado, e mergulhos para SE na porção noroeste. Já o limite basal do Terreno Cabo Frio é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho para SE (Almeida *et al.*, 1998; Tupinambá *et al.*, 2000). Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre ca. 605 e 570 Ma (Machado *et al.*, 1996; Heilbron & Machado, 2003), enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em ca. 530-510 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço back-arc resultou na colisão com a paleoplaca do Terreno Cabo Frio.

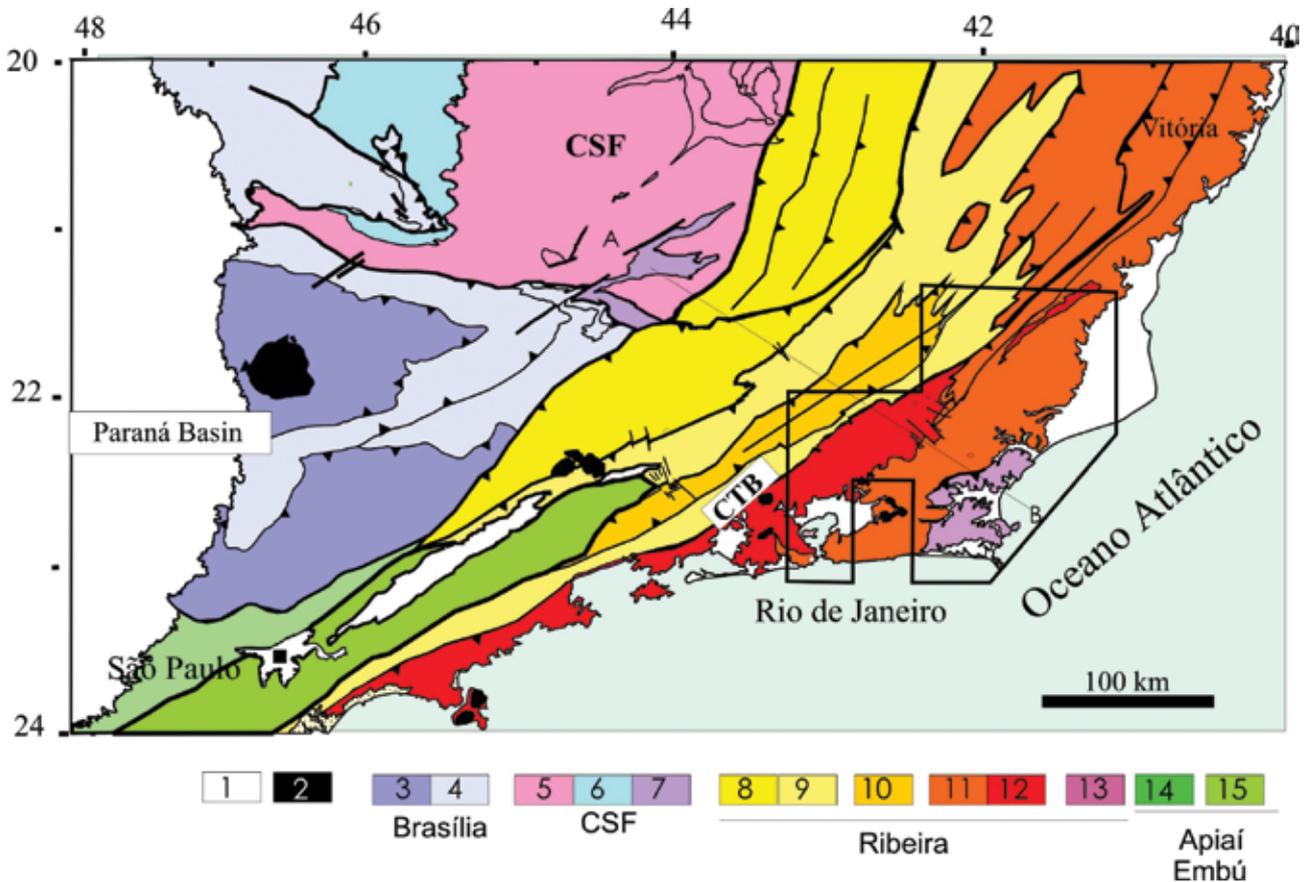


Figura 2.2 - Compartimentação tectônica da Região SE brasileira. Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9-Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12 Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11), 13- Terreno Cabo Frio. Dados de Heilbron *et al.*, (2004, 2009); Tupinambá *et al.* (2007); Schmitt *et al.* (2008a)

As últimas manifestações tectono-magmáticas ligadas a Orogênese Brasileira neste setor da Faixa Ribeira datam do Cambriano Superior ao Ordoviciano Superior (ca. 510-480 Ma) e são interpretadas como sendo relacionadas ao colapso orogênico já em regime transtensivo (Heilbron *et al.*, 2000; 2004; Heilbron & Machado, 2003).

Os terrenos tectônicos são compostos, geralmente, pelas seguintes unidades lito-estratigráficas:

- Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga ;
- Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que in-

cluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica) ou relacionadas ao fechamento oceânico (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);

- Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, portanto contemporâneos a processos de subducção;
- Granitóides neoproterozóicos sin e tardicolisionais;
- Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

2.1.1.1 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

Terreno Ocidental

Terreno Ocidental corresponde à margem passiva retrabalhada do paleocontinente São Francisco, sendo composto por unidades do embasamento paleoproterozóico/arqueno retrabalhado e sucessões sedimentares da margem passiva neoproterozóica. (Trouw *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2004a).

As associações do embasamento compreendem duas unidades distintas: a) ortognaisses migmatíticos com anfíbolitos e, subordinadamente, rochas granulíticas; b) ortogranulitos paleoproterozóicos com ampla variação composicional. Dados geoquímicos e geocronológicos sugerem complexa evolução, com várias unidades litológicas, representadas por granulitos básicos do tipo MORB de 2.4 Ga, rochas com composições variando desde ácidas até intermediárias de um arco magmático juvenil de 2.1-2.0 Ga e granulitos básicos alcalinos de 1.7 Ga.

A margem passiva neoproterozóica (Megassequência Andrelândia) é representada por uma sucessão metassedimentar siliciclástica metamorfisada desde baixo até alto grau. A idade U-Pb de *ca.* 900 Ma dos zircões detríticos mais novos é usada como melhor estimativa para o máximo deposicional da Megassequência Andrelândia (Valeriano *et al.* 2004; Valladares *et al.* 2004).

O Terreno Ocidental é subdividido em dois domínios estruturais principais, Domínios Andrelândia e Juiz de Fora, que apresentam distintos estilos estruturais e associações litológicas. O Domínio Andrelândia é caracterizado por grandes dobras e empurrões de baixo a médio ângulo com vergência para NNW, que deformam a seqüência metassedimentar siliciclástica e seu embasamento arqueano paleoproterozóico. O Domínio Andrelândia está cavalgado sobre o Domínio Autóctone, situado junto a borda do Cráton do São Francisco, e também

sobre a porção meridional da Faixa Brasília, formando uma zona de interferência com a Faixa Ribeira. O Domínio Juiz de Fora é caracterizado pela intensa intercalação tectônica entre os metassedimentos da Megassequência Andrelândia e os ortogranulitos paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora, mostrando, frequentemente, rochas com texturas miloníticas relacionadas a empurrões de alto ângulos, que também indicam movimentação oblíqua dextral. O limite entre os Domínios Juiz de Fora e Andrelândia estabelecido pela Zona de Empurrão do Rio Preto.

O Terreno Ocidental registra vários episódios deformacionais relacionados à amalgamação do Gondwana Ocidental. Assim, a região situada ao sul do Cráton do São Francisco (Sul de MG e NE de SP) é conhecida como zona de interferência, que mostra a superposição do episódio metamórfico principal da Faixa Brasília (*ca.* 640–610 Ma) com os episódios relacionados à formação da Faixa Ribeira, entre *ca.* 605–580 Ma, 580-550 Ma e 530-510 Ma (Trouw *et al.* 2000; Campos Neto & Caby 2004; Valeriano *et al.* 2004; Machado *et al.* 1996a; Heilbron *et al.* 2000, 2004a).

Terreno Paraíba do Sul

O Terreno ou *Klippe* Paraíba do Sul encontra-se, de maneira geral, cavalgado sobre o Terreno Ocidental, sendo constituído por duas principais associações litológicas: a) ortognaisses paleoproterozóicos de composição, predominantemente, granítica a granodiorítica; b) seqüência metassedimentar siliciclástica composta por gnaisses bandados e xistos pelíticos contendo lentes de mármore, calcissilicáticas e gonditos. As rochas do Terreno Paraíba do Sul mostram uma xistosidade de médio ângulo de mergulho, deformada por dobras apertadas e abertas. Rochas com *fabric* milonítico são observadas, especialmente, junto aos contatos com os terrenos Ocidental e Embu (Heilbron *et al.*, 2000, 2004).

Na porção NE deste terreno, ocorre uma zona milonítica de alto ângulo, denominada de Zona de Cisalhamento de Além Paraíba, que é tardia em relação ao episódio colisional principal e situada junto ao contato entre o Terreno Paraíba do Sul e o Domínio Juiz de Fora (Terreno Ocidental).

Terreno Embu

O Terreno Embu é limitado a norte e ao sul por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo com componente de movimentação dextral, como os contatos com os Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, denominado de Zona de Cisalhamento de Cubatão. Indicadores cinemáticos tectônicos sugerem que os Terrenos Paraíba do Sul e Embu foram colados lateralmente aos Terrenos Apiaí-Açunguí e Ocidental

(Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2004). Ao longo de seu *strike* o Terreno Embu acunha junto ao Terreno Ocidental, para leste, e com o Terreno Apiaí-Acunguí, a oeste. Semelhante ao Terreno Paraíba do Sul, o Terreno Embu é composto por duas associações litológicas: a) ortognaisses paleoproterozóicos de composições graníticas a tonalíticas; b) sequência metassedimentar composta por metapelitos, metapsamitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

A maioria dos dados geocronológicos disponíveis indica que o principal período de atividade tectônica e magmatismo sincolisional ocorreu entre 605–580 Ma (Janasi & Ulbrich 1991; Machado *et al.*, 1996b; Janasi *et al.*, 2003; Mendes *et al.*, 2006). No entanto, o Terreno Embu também registra um episódio metamórfico prévio, há *ca.* 790 Ma (Vlach 2001; Cordani *et al.*, 2002).

Terreno Oriental

O Terreno Oriental é formado por três escamas tectônicas (Heilbron & Machado 2003), listadas abaixo da base para o topo, seguindo uma seção NW–SE:

- Domínio Cambuci – composto por granada-biotita gnaisses com lentes de mármore e calcissilicáticas, onde os protólitos sedimentares destas rochas são interpretados como depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco.
- Domínio Costeiro – representa o ambiente aonde se instalou o arco magmático da Faixa Ribeira, denominado de Complexo Rio Negro, sendo constituído também por paragnaisses pelíticos ricos em interações de quartzitos e calcissilicáticas. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro possuem afinidade calcialcalina e composição variando desde tonalítica até granítica, com enclaves dioríticos e gabróicos. Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem pelo menos estágios de desenvolvimento do arco magmático, um mais antigo há *ca.* 790 Ma, e outro com *ca.* 635–620 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.* 2000). Os dados isotópicos também mostram dois diferentes grupos, indicando uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron *et al.* 2005).
- Domínio Italva – composto de uma sucessão metassedimentar de baixo grau rico em rochas carbonáticas plataformais, interpretadas como depositadas em uma margem passiva ou ambiente de bacia retro-arco. A época de deposição desta sucessão é indicada pelas idades U–Pb de *ca.* 840 Ma, registrada em zircões de intercalações anfibolíticas (Heilbron & Machado, 2003).

O CTB – *Central Tectonic Boundary* ou Limite Tectônico Central (Almeida *et al.* 1998; Almeida,

2000) é a principal descontinuidade tectônica, que representa o limite entre os Terrenos Oriental e Ocidental, ou seja, uma zona de sutura entre as duas placas. O CTB é uma zona de cisalhamento dobrada que mostra uma complexa evolução estrutural desenvolvida em condições de alta temperatura. A relação do *fabric* milonítico e as várias gerações de corpos graníticos são utilizadas como marcadores cronológicos dos eventos de deformação e magmáticos.

A deformação principal do Terreno Oriental é caracterizada por dois episódios tectônicos progressivos. O primeiro é representado por uma xistosidade de baixo ângulo subparalela ao bandamento, superposta por uma foliação planoaxial relacionada a dobras isoclinais. Todos os dados U–Pb disponíveis para granitos sin-colisionais e de minerais metamórficos caem dentro do intervalo entre 580–550 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Silva *et al.*, 2005; Tupinambá *et al.*, 2000).

Feições deformacionais e metamórficas superimpostas ao CTB (*Central Tectonic Boundary*), incluindo dobramentos abertos e zonas de cisalhamento subverticais foram causadas pela colagem tardia, associada ao Terreno Cabo Frio.

Terreno Cabo Frio

Dois principais unidades estratigráficas ocorrem no Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 1982): a) ortognaisses paleoproterozóicos (*ca.* 1.9 Ga) com intrusões de anfibolitos (Schmitt *et al.*, 2004); b) e um conjunto mais novo formado por sucessão metassedimentar de alto grau composta de paragnaisses pelíticos a psamíticos com lentes de anfibolitos e calcissilicáticas. Datações U–Pb (SHRIMP) de zircões detríticos revelam fontes arqueanas (*ca.* 2.5 Ga), paleoproterozóicas (*ca.* 2.0 Ga) e neoproterozóicas (*ca.* 1.0 Ga e 800–600 Ma) (Schmitt *et al.*, 2003). Heilbron & Machado (2003) baseados em datações, localização geográfica e composição litológica (pelitos, carbonatos and basaltos) dessas sucessões, interpretam que a sedimentação desta unidade pode está associada a uma bacia retro-arco neoproterozóica relacionada ao arco magmático Rio Negro (Terreno Oriental).

O Terreno Cabo Frio colidiu com a faixa entre 530–510 Ma. Este episódio cambriano tem sido referido como orogenia Búzios (Schmitt *et al.*, 2004) e gerou importantes estruturas de baixo ângulo no Terreno Cabo Frio, destacando as grandes dobras isoclinais (Heilbron *et al.*, 1982). Este último episódio tectônico também resultou na superposição de dobramentos e zonas de cisalhamento destras que afetaram todos os terrenos previamente amalgamados (Oriental, Paraíba do Sul, Embu e Ocidental). Um dos exemplos é a Zona de Cisalhamento de Além Paraíba (Campanha, 1981), de centenas de quilômetros de extensão e com uma espessa faixa milonítica.

2.1.2 - A Quebra do Supercontinente Gondwana

Após uma total falta de registros de eventos no Paleozóico Médio a Superior, no Cretáceo Inferior a região sudeste brasileira experimentou os efeitos tectono-magmáticos relacionados à quebra do Supercontinente Gondwana e a abertura do Oceano Atlântico Sul (Cainelli & Mohriak, 1998; Meisling *et al.*, 2001; Cobbold *et al.*, 2001; Milani *et al.*, 2001). De outro lado, o rifteamento do Gondwana no setor na margem sudeste do Atlântico Sul, entre o Barremiano e Neocomiano, foi marcado por intensa atividade magmática ligada à evolução da pluma mantélica de Tristão da Cunha, que resultou em abundante magmatismo *onshore* e *offshore* (Bueno *et al.*, 2004).

Extensivo magmatismo basáltico, na forma de enxames de diques, como o Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM) de direção NEE, e o Enxame de Diques da Baía da Ilha Grande (EDBIG), de direção NNW, tal como descrito por Almeida, 1976; McKenzie & Bickle, 1988; Valente *et al.*, 1991; 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1994a,b; Garda, 1995; Valente *et al.*, 1995a,b; Valente, 1997; Corval, 2004; Guedes *et al.*, 2005; Dutra, 2006; Dutra *et al.*, 2005; Dutra *et al.*, 2006; Corval *et al.*, 2007). O Enxame da Serra do Mar (ESDM), pode ser subdividido também em dois grupos, o Ocidental de Alto TiO₂ e o Oriental de Baixo TiO₂ (Figura 2.3). Falhas normais e transcorrentes também se desenvolveram *onshore*, ao mesmo tempo em as bacias marginais de Campos e Santos iniciavam sua implantação.

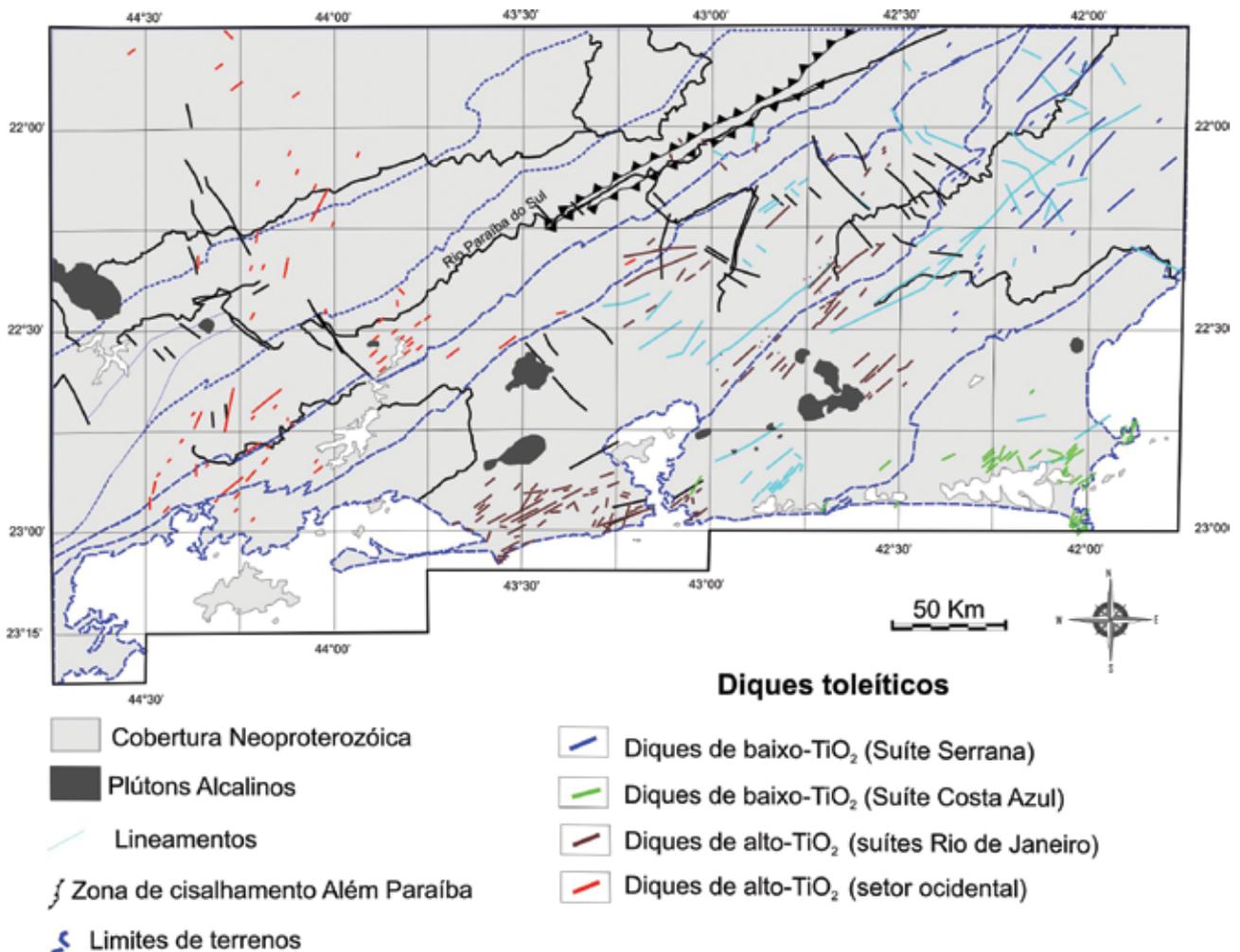


Figura 2.3 – Enxame de diques da Serra do Mar

Os estudos pioneiros dos basaltos toleíticos que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar, região costeira do sudeste do Brasil, foram essencialmente de cunho petrográfico ou relacionados à cartografia básica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Garda, 1995; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1992; Valente, 1997).

As espessuras desses diques variam de 1,0-3,0m até dezenas de metros, e a orientação geral do enxame é N40°-60°E (Almeida, 1986), ou seja, paralela as estruturas das rochas encaixantes associadas as unidades da Faixa Ribeira, um orógeno de idade brasileira (Neoproterozóico a Cambro-ordoviciano). Os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos

mostram que estes diques apresentam um caráter transicional de afinidade toleítica (Valente *et al.*, 1998a, b). Idades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ apontam para idades do Cretáceo Inferior, principalmente, entre 145 e 126 Ma, e poucas outras do Cretáceo Superior (Amaral *et al.*, 1967; Minioli *et al.*, 1971; Guedes *et al.*, 2005; Corval, inédito; tabela 2).

Dados radiométricos obtidos por Guedes *et al.* (2005), evidenciaram que alguns diques do Enxame da Baía da Ilha Grande–Resende é bem mais antiga (161 Ma e 193 Ma $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$; tabela 2) o que sugere que este magmatismo pode ter se iniciado no Jurássico, antes da fase rifte da abertura do Atlântico Sul. Estes diques toleíticos mais antigo, datados do Jurássico, possuem orientação NNW e afloram na região da borda norte da Bacia de Resende. Os diques NNE deste enxame foram datados, em geral, no intervalo entre 145 e 135Ma, sendo correlatos ao Enxame da Serra do Mar.

Na região do Cabo de Búzios (RJ), Tetzner *et al.* (2001) descrevem diques toleíticos, relacionados à porção SE do Enxame da Serra do Mar, orientados nas direções N60E, N30E e, subordinadamente, N10E. Estes autores relatam o baixo conteúdo de TiO_2 destes diques e os correlacionam aos derrames basálticos da Bacia de Campos.

2.1.3- O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado

Outro episódio tectônico marcante está representado pela reativação tectônica que se desenvolveu no período entre o Cretáceo Superior e o Eoceno sistema de Riftes da, que originou o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB; Ricomini, 1989). Compreende de uma faixa alongada e deprimida com cerca de 1000 Km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), no litoral fluminense. Nesta faixa encontram-se instaladas uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas, que podem ser agrupadas em três segmentos: a) ocidental, com a Bacia de Curitiba e os *Grabens* de Cananéia e Sete Barras; b) central, bacias de São Paulo e as do vale do Paraíba do Sul – Taubaté, Resende e Volta Redonda; c) oriental, bacias de Macacu e Itaboraí no *Graben* da Guanabara, e o *Graben* de Barra de São João, na região submersa (Ricomini *et al.*, 2004). A literatura vigente concorda que estas bacias se instalaram, principalmente, sobre descontinuidades pré-cambrianas (Ricomini *et al.* 2004; Zalán & Oliveira, 2005)(Figura 2.4).

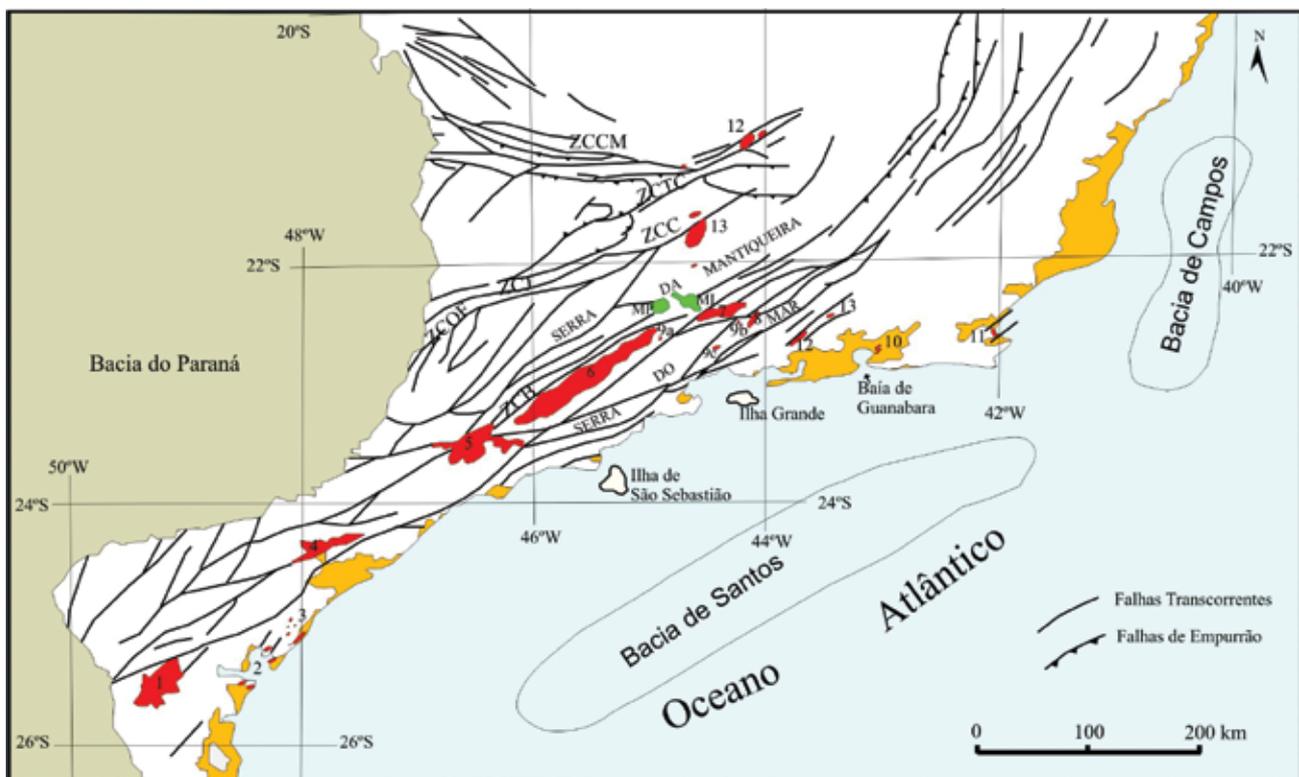


Figura 2.4 – Mapa do Sistema de Riftes continentais do sudeste brasileiro, de Zalan & Oliveira (2005). Riftes: (A) Paraíba do Sul, (B) Litorâneo, (C) Ribeira, e (D) Marítimo

Os riftes do segmento central são, em geral, do tipo hemi-grabens, com a falha mestra de direção ENE situada na borda norte e basculamento do assoalho da bacia para NW. Os depocentros das bacias situam-se junto a essas bordas de falha, que se encontram frequentemente, preenchidas por brechas tectônicas silicificadas. A arquitetura dos riftes também é caracterizada pela presença de altos estruturais internos de direção NW ou NE (Melo *et al.*, 1985; Riccomini 1989). A Bacia de Taubaté, maior depressão do RCSB, possui uma alternância da geometria e dos depocentros ao longo de seu eixo, decorrente dos altos estruturais que segmentam internamente o rifte (Fernandes & Kiang, 2003; Riccomini *et al.*, 2004). As bacias do segmento central do RCSB são separadas entre si, pelos altos de embasamento, são eles: alto de Floriano-Barra Mansa, Queluz e Arujá, que separam, respectivamente, as Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo.

Em relação à sedimentação do segmento central do RCSB, as bacias foram preenchidas por sucessões paleogênicas relacionadas ao Grupo Taubaté (Riccomini 1989), composto pelas seguintes formações: a) Resende, sistemas de leques aluviais e fluviais entrelaçados; b) Tremembé, sistema lacustre; c) São Paulo (mais nova), sistema fluvial meandrante. Posteriormente, foram depositados sedimentos fluviais, de leques aluviais e coluviais de idade neogênica.

A literatura também parece concordar quanto à idade do preenchimento destas bacias. Vertebrados e diques de rochas ankaramíticas de *ca.* 53 Ma determinam a idade paleocênica da Bacia de São José do Itaboraí, no Gráben da Guanabara (Paula Couto 1952, Bergqvist, 1996). Fósseis de mamíferos apontam idade oligocênica/miocênica para a Formação Tremembé na Bacia de Taubaté (Couto & Mezzalira, 1971), enquanto análises palinológicas apontam idade eocênica para as bacias de Resende (Lima & Amador, 1983) e de São Paulo (Melo, 1984), ratificando a proposição de contemporaneidade (Paleógeno) das bacias. Entretanto, Marques (1990) descreve a existência de duas novas unidades sísmicas, sotopostas à Formação Tremembé e com idade provável do Cretáceo Médio-Superior, sugerindo um preenchimento bem mais antigo para a Bacia de Taubaté.

As lavas de ankaramito que afloram no *Graben* da Casa de Pedra (Bacia de Volta Redonda) e se encontram intercaladas aos sedimentos da Formação Resende, datadas em 43 Ma (K-Ar) e 48 Ma (Ar-Ar), permitem balizar uma idade eocênica para a sedimentação da Bacia de Volta Redonda.

Quanto à evolução tectônica do RCSB, Riccomini (1989) propôs que o segmento central foi gerado num regime distensivo NNW-SSE no Paleógeno, reativando antigas estruturas NE da Faixa Ribeira. Nesta época, este setor comporia um único rifte contínuo, desde a Bacia de São Paulo até Volta Redonda. A segmentação desta extensa bacia

ocorreu somente durante as reativações neogênicas, através da formação de altos estruturais. A presença de sedimentos paleogênicos sobre estes altos estruturais também sugere uma ligação pretérita entre as bacias. Outro modelo proposto por Cobbold *et al.* (2001), baseado na integração de dados das áreas *onshore* e *offshore*, indica que as bacias do RCSB seriam do tipo *pull apart*, geradas num regime transtensivo paleogênico. Esta proposta inclui as reativações das zonas de transferências neocomianas NW, responsáveis pelos altos do embasamento que segmentam o RCSB, contemporâneas à sedimentação paleogênica. Ramos (2003), baseado em estudos estratigráficos da Bacia de Resende, também sugeriu que o setor central do RCSB já seria segmentado desde a sua formação. Porém, as bacias pertenceriam a um mesmo sistema hidrográfico regional, de modo similar ao que ocorre atualmente com a bacia do rio Paraíba do Sul.

O Alto Estrutural Floriano-Barra Mansa entre as bacias de Resende e Volta Redonda (Riccomini, 1989), foi também denominado de Zona de Transtensão de Volta Redonda (Valeriano & Heilbron, 1993) ou de Zona de Fraqueza Crustal de Barra Mansa (Almeida *et al.*, 1999), e compreende um enxame de diques toleíticos, falhas e fraturas de direção NNW. A presença de diques jurássicos sugere que esta zona foi ativa anteriormente à abertura do Atlântico Sul, sendo reativada no Paleógeno como uma zona de transferência que conecta os *grabens* do Vale do Paraíba do Sul e o da Guanabara (Almeida *et al.*, 2002).

2.1.4 - Rochas Alcalinas

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, já com ambientes marinhos francos, ocorreu um pulso magmático alcalino. Dezenas de ocorrências de corpos (*plutons*, *stocks*, diques e derrames vulcânicos) são encontradas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo a *Província Serra do Mar* e o Alinhamento Mágmatco de Cabo Frio (Almeida 1983, 1991), bem como alguns corpos na região do Arco de Ponta Grossa. Nos corpos plutônicos principais predominam rochas alcalinas félsicas (sienitos) e suas idades K-Ar e Ar-Ar variam entre *ca.* 86 a 50 Ma. Entretanto, em alguns corpos, foram descritas variedades máficas e até ultramáficas.

Dentre os principais plutons alcalinos, se destacam os de Poços de Caldas, Ilha de São Sebastião, Cananéia, Ponte Nova, Itatiaia, Passa Quatro, Morro Redondo, Serra dos Tomazes, Tinguá, Itaúnas, Tanguá-Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio, Morro de São João.

Enxames de diques alcalinos com direção principal ENE ocorrem próximos aos corpos plutônicos, onde os tipos litológicos comuns são

lamprófiros, fonolitos e traquitos. Na região das Bacias de Resende e Volta Redonda, Guedes *et al.* (2005) separam o magmatismo alcalino em três grupos distintos, baseados em dados geoquímicos e idades K-Ar e Ar-Ar: (i) Lamprófiros com 82 Ma; (ii) Sienitos e Microsienitos com idade entre 70 e 68 Ma; (iii) Diques Fonolíticos e Traquíticos com idades entre 64 e 59 Ma. Já no *Graben* da Guanabara hialoclastitos fonolíticos da Bacia de Macacu forneceram idades Ar-Ar de 66 Ma (Ferrari, 2001).

As rochas mais jovens estão representadas pelos os derrames de ankaramitos (alcalina ultramáfica), intercalados nos sedimentos das bacias de Volta Redonda e Itaboraí, com respectivamente, 48 Ma (Ar-Ar) e 53 Ma (K-Ar) (Riccomini & Rodrigues Francisco, 1992; Riccomini *et al.*, 1983, 2004).

No contexto das bacias marginais, são registrados basaltos relacionados a dois pulsos diferentes, um mais velho com idades Ar-Ar em torno de 85-80 Ma na Bacia de Santos (Szatmari *et al.*, 2000), e outro com idades K-Ar entre 50-40 Ma, no Alto de Cabo Frio que separa as bacias de Campos e Santos (Misuzaki & Mohriak, 1993). Este último parece correlato aos derrames ankaramíticos das bacias *on-shore* citadas acima.

A tendência dos corpos alcalinos relacionados ao Alinhamento Magmático Poços de Caldas–Cabo Frio apresentarem, em geral, idades mais novas em direção a leste (do interior para costa), sugeriram o traçado de um *hot spot* mantélico sob a placa sul-americana (Herz, 1977; Sadowski & Dias Neto, 1981; Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). Este traçado é reforçado pela conexão com as manifestações vulcânicas da área *off-shore*: Bacia de Campos, arquipélago de Abrolhos, montes submarinos e na ilha de Trindade.

A passagem do *Hot Spot* de Trindade como é conhecido, seria também condicionado pelas reativações das zonas de transferências neocomianas da fase-rifte, que conduziriam os magmas mantélicos (Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas a outra zona de transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001). Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo, além de forte condicionamento estrutural pelas zonas de transferência NW, associada ao desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

2.2 - ARCABOUÇO GEOMORFOLÓGICO

2.2.1 - Síntese da evolução geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

O entendimento da evolução e dinâmica da paisagem, que permeia a compreensão do relevo, no

estado do Rio de Janeiro nos faz remeter a eventos ocorridos em distintas escalas espaciais e temporais, e que estão diretamente relacionadas à intrincada e controversa origem e evolução das serras do Mar e da Mantiqueira, o denominado Planalto Atlântico. Ao longo da história geológica que se seguiu à formação do orógeno e da aglutinação do continente Gondwana, entre o Neoproterozóico e o Cambriano (1Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, o intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, se destaca como o mais importante evento tectônico que definiu a paisagem cenozóica da brasileira. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil (Figura 2.5) onde foi mais intenso e gerou um amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de rifteamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformais, Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989; Zalán, 2004 e outros). Nesse contexto, ressalta-se que a elaboração dessa paisagem, tanto em escala regional como local, foi estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos pré-Cambrianos de direção NE (Almeida, 1976; Hasui *et al.*, 1977, 1978; Riccomini *et al.*, 2004; Sadowski & Campanha, 2004), que se ramificam por mais de 2.000 km de extensão entre os estados da região Sul até o Sudeste, reativados como falhas no Cretáceo e no Cenozóico. Assim, compartimentação do relevo bem como a dinâmica fluvial encontram-se controladas preferencialmente por tais estruturas, bem como de outras subsidiárias de direções E-W, N-W e N-S, respectivamente.

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, os intervalos de relativa calma tectônica se sucederam foram fundamentais para que as forças erosivas ou denudacionais esculpisse a paisagem. De maneira geral, a alternância entre eventos tectônicos e fases de quiescências, desde o Mesozóico culminou no que hoje compõe a paisagem da porção costeira do sul e sudeste do Brasil. Os testemunhos mais contundentes destas longas fases erosivas são as superfícies de aplainamento ou erosivas que truncam o embasamento rochoso e os sedimentos que preenchem as bacias sedimentares continentais e plataformais.

As superfícies de aplainamento no estado do Rio de Janeiro tiveram suas primeiras classificações propostas por autores como Moraes Rego (1932), Martonne (1943), Ruellan (1944), Freitas (1951) e King (1956), sendo esse último o mais discutido. De acordo com King (1956) essas superfícies (Figura 2.6) seriam individualizadas em Pós-gondwana, no Cretáceo, Sul-Americana, no Paleoceno, Ciclo Velhas, no Mioceno e Ciclo Paraguaçu. As

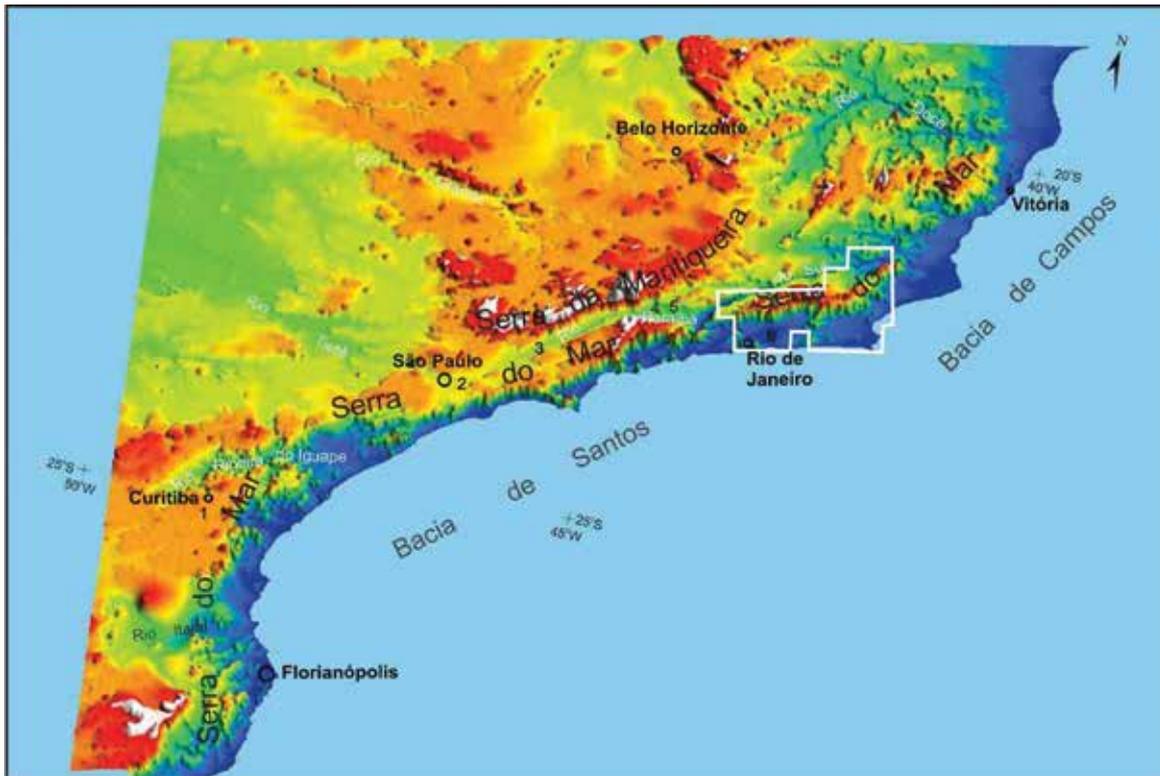


Figura 2.5. Configuração regional do Planalto Atlântico destacando o relevo mesozóico-cenozóico das serras do Mar e da Mantiqueira e algumas bacias sedimentares do Rift Continental do Sudeste do Brasil (1-Curitiba; 2-São Paulo; 3-Taubaté; 4-Resende; 5-Volta Redonda; 6-Baía da Guanabara). Em destaque a área aproximada do programa PRONAGEO/2008-CPRM 17/PR/2007 – UERJ

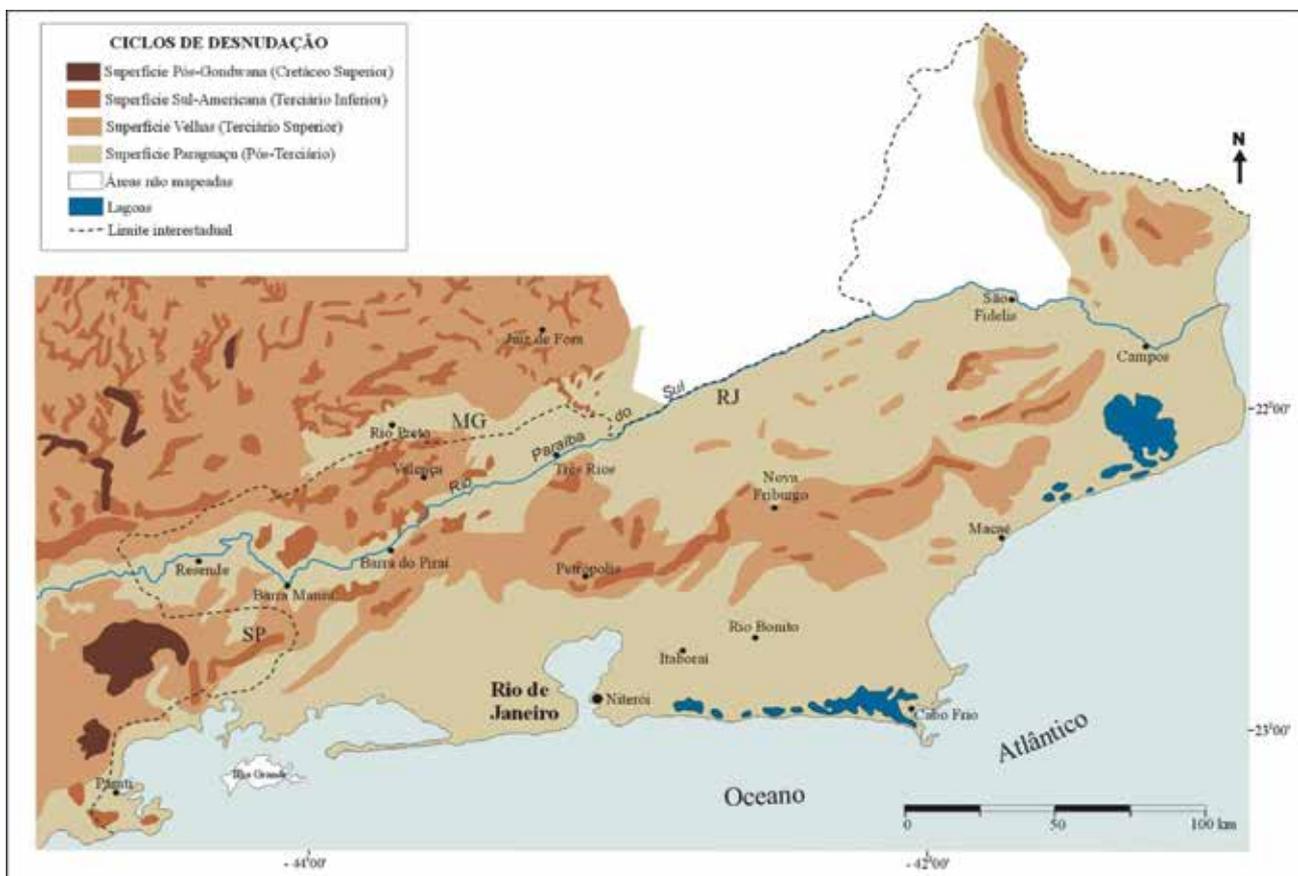


Figura 2.6: Superfícies de aplainamento propostas para o Estado do Rio de Janeiro (modificado de King, 1956)

superfícies de aplanamento têm sido reconhecidas como elementos fundamentais das paisagens continentais, embora muitos aspectos teóricos associados a sua gênese sejam ainda controversos. Atualmente, dados geocronológicos através de Traços de Fissão e Ar/Ar, têm corroborado com o entendimento das superfícies no Planalto Atlântico, reconhecendo fases de soerguimentos tectônicos seguidas de quiescências e intensa denudação ao longo do Mesozóico e do Cenozóico (ex. Guedes *et al.*, 2000; Tello *et al.*, 2003, Hadler *et al.*, 2001; Hackspacher *et al.*, 2003; Carmo *et al.* 2004, 2006; Eirado *et al.*, 2007).

Adentrando ao período geológico do Quaternário, as variações climáticas ocorridas foram responsáveis por um significativo reafeiçoamento da morfologia regional, esculpindo colinas e morros que caracterizam a morfologia de “mar de morros” do Planalto Sudeste do Brasil (Ab’Saber, 1970). Os principais eventos de erosão e deposição ocorridos durante o Quaternário resultaram na conformação de feições morfológicas particulares nos domínios de encosta e vales fluviais como as cabeceiras de drenagem em anfiteatro, onde se desenvolveram os “complexos de rampa”, e os fundos de vale marcados por vários níveis de terraços fluviais (Meis & Moura, 1984). Já na região da depressão da Baía da Guanabara e área costeira no Norte Fluminense, as variações dos paleoníveis marinhos, juntamente com o aporte de materiais provindos da região serrana adjacente, produziram um entulhamento generalizado da paisagem do entorno da Baía da Guanabara, Baixadas de Jacarepaguá, Sepetiba, regiões dos Lagos e Baixada Campista, gerando as extensas planícies flúvio-marinhas, além das morfologias de terraços marinhos, restingas e lagunas costeiras (Silva, 2002).

Neste contexto, o quadro morfológico gerado entre a associação dos balanços das forças tectônicas e erosivas mostra-se, no estado do Rio de Janeiro, bastante diversificado entre um conjunto de formas de relevo que variam desde serras com escarpas pronunciadas, serras e morros reafeiçoados, algumas vezes isolados, morros e colinas e, planícies aluvionares e marinhas (Silva, 2002). O relevo resultante conferiu ao território fluminense uma das mais intrigantes e belas paisagens do território brasileiro, guardiãs de um dos mais importantes registros da história geológica e geomorfológica da região sudeste.

A influência da tectônica na beleza cênica do relevo no estado do Rio de Janeiro, já havia sido descrito desde meados do século passado, como mostram as frases dos renomados pesquisadores abaixo:

- “O vigor do relevo na vertente meridional da serra dos Órgãos não deixa dúvidas. É um escarpamento devido a uma flexura ou uma falha que abaixou os gnaisses e as rochas eruptivas que os penetram” (Francis Ruellan, 1944);

- “a menos impressionante margem oriental é que nos dá, com a sua tectônica, a chave mestra do problema da origem da Guanabara”.... (Alberto Lamego, 1945).
- “a topografia da serra do Mar indica natureza tectônica, por falhamentos escalonados..... as provas de que estes falhamentos são geneticamente tectônicos são: os alinhamentos das escarpas, bordos retilíneos, vales suspensos, assimetria de relevo, contraste entre drenagem, escarpa e planalto, coincidência da topografia com a direção da xistosidade, adaptação da drenagem entre a morfologia e a rocha” (Rui Osório de Freitas, 1951).

2.2.2. A compartimentação geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

As contribuições sistematizadas existentes sobre o reconhecimento de feições geomorfológicas para todo o Estado do Rio de Janeiro referem-se à Folha Rio de Janeiro - SF-23 na escala 1:1.000.000 do Projeto RADAMBRASIL (1983), o mapa síntese apresentado pelo Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro na escala 1:1.500.000 (CIDE, 1992), o mapa realizado junto à CPRM (Dantas, 2001), na escala 1:250.000 e o mapa elaborado por Silva (2002) em escala de semi-detulhe (1:50.000).

O Projeto RADAMBRASIL (1983) subdivide o estado em domínios morfológicos onde prevalecem grandes tipos de arranjos morfoestruturais, combinando elementos estruturais e litológicos, incluindo os processos de erosão e sedimentação que atuaram sobre o arcabouço geológico, sendo reconhecidos os seguintes domínios morfoestruturais: Faixas de dobramentos remobilizados e Remanescentes de cadeias dobradas, resultantes do forte controle estrutural, evidenciado por extensas linhas de falha, blocos deslocados, escarpas e relevos alinhados coincidindo com os dobramentos originais e/ou falhamentos mais recentes, além da resistência das rochas reflete-se nas formas de dissecação, ressaltando filões resistentes, pontões, cristas e sulcos nas zonas diaclasadas e fraturadas; e os Depósitos Sedimentares, que apesar de descontínuo, apresenta uma significativa expressão areal bordejando as áreas escarpadas de Sul a Norte do Estado.

Documento que apresenta um tratamento ainda mais generalizado das unidades morfológicas foi apresentado pela Fundação CIDE (1992) com uma classificação mais simplificada dos domínios morfológicos mapeados, sendo reconhecidas as seguintes unidades de relevo: Planícies Aluviais; Planícies Marinhas; Relevos Colinosos; Relevos de Transição entre Colinas e Montanhas e Relevos Montanhosos. Apesar da utilização de uma classificação morfológica bastante conhecida, esta simplifica, muitas vezes, a complexidade dos

fatos que constituem a dinâmica dos processos geomorfológicos nos diferentes domínios demarcados.

Dantas (2001) estabelece uma subdivisão em unidades morfoestruturais e morfoesculturais (Figura 2.7). Reconheceu a partir da análise integrada a dados geológicos duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. A unidade Cinturão Orogênico do Atlântico corresponde, litologicamente, a rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana, e foi subdividida nas

unidades morfoesculturais: Superfícies Aplainadas nas Baixadas litorâneas, Escarpas Serranas, Planaltos Residuais, Depressões Interplanálticas e Alinhamentos Serranos Escalonados. Estas, por sua vez, foram individualizadas e subdivididas em unidades geomorfológicas distintas por guardarem variações morfológicas próprias. As bacias sedimentares Cenozóicas, caracterizadas por rochas sedimentares cenozóicas e foram subdivididas nas unidades morfoesculturais: tabuleiros de bacias sedimentares, planícies flúvio-marinhas e planícies costeiras.

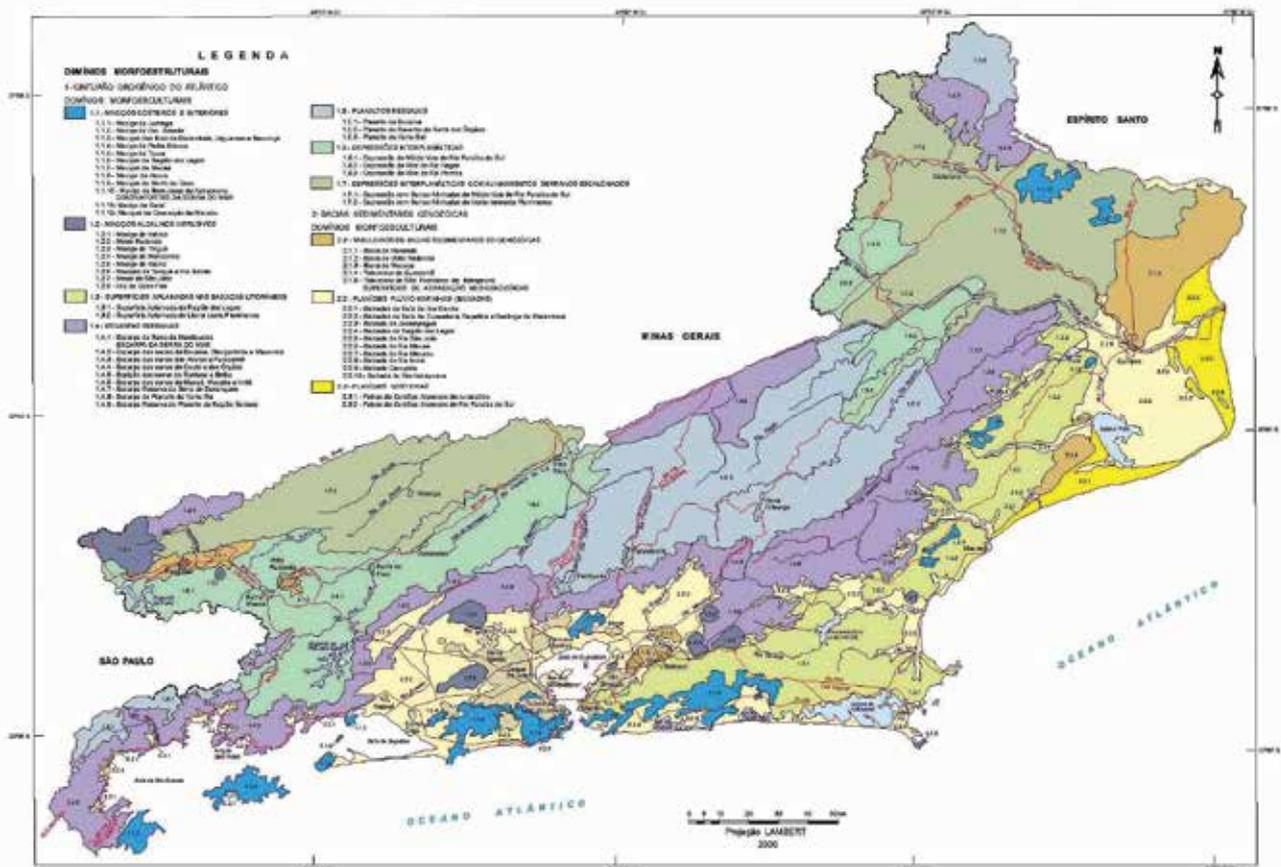


Figura 2.7 - Mapa de unidades geomorfológicas do estado do Rio de Janeiro (Dantas/CPRM (2001)

Silva (2002) reconheceu distintos compartimentos geomorfológicos através da articulação entre os aspectos geomorfológicos e geológicos. Estes compartimentos foram delimitados pelos dados de orientação e contigüidade espacial, levando à identificação dos grandes conjuntos de formas de relevo que estão associados às principais estruturas geológicas regionais denominadas de Domínios Morfoestruturais. Sendo assim, foram definidos dois grandes domínios: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Cenozóicas (Figura 2.8). Para estes domínios foram, ainda, identificadas diferentes feições de relevo que,

devidamente, agrupadas levaram a novos recortes no terreno e que possui significado morfoestrutural, sendo denominadas de Regiões Morfoestruturais, ou apenas compreendem formas de relevo de gêneses distintas.

Para o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico foram identificadas as feições morfológicas de: Planaltos, correspondentes a extensas massas de relevo que foram submetidas a intensos processos de erosão, que são cortadas por inúmeros vales fluviais e possuem altitudes elevadas entre 600 e 1200 m, embora picos possam atingir valores superiores a 2.000 m (ex. Agulhas Negras, 2.792 m; Três Picos, 2.310 m), com topos nivelados a uma altitude

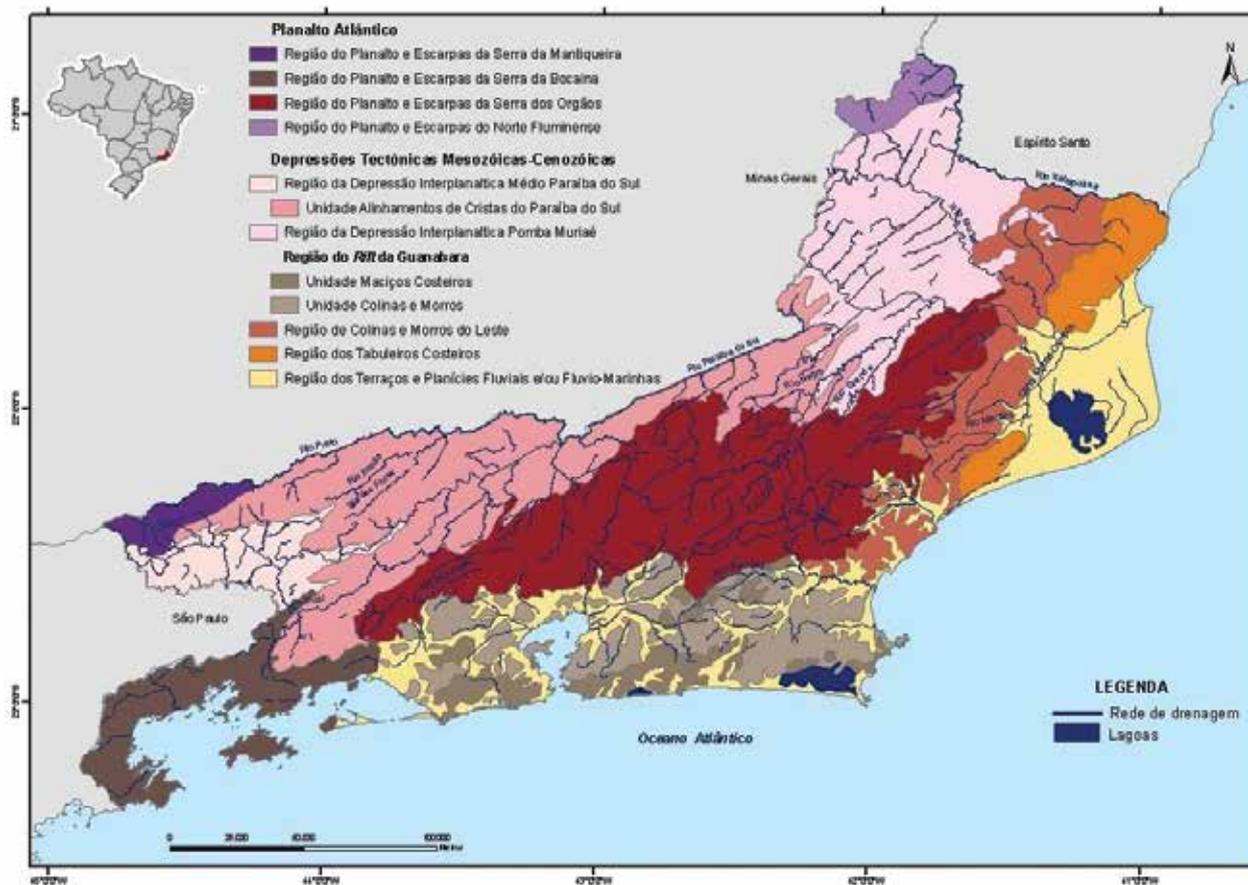


Figura 2.8 - Domínios Morfoestruturais para o estado do Rio de Janeiro (Silva, 2002)

semelhante e, de maneira geral, apresentando-se pouco ondulado e Escarpas, referentes a rampas ou aclives de terrenos que estão localizados nas bordas de Planalto.

No Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas foram delimitadas as Regiões Morfoestruturais das Depressões Interplanálticas: Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul e Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, além do Rift da Guanabara, assim definido por Almeida (1976), que engloba a área de relevo deprimido que se estende desde a Baía de Sepetiba, a oeste, até a localidade de Barra de São João, a leste, fazendo parte do Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989; Riccomini & Francisco, 1992), onde se insere o Graben da Guanabara em sua porção oriental. A região do gráben é bordejada a norte pelas escarpas da Serra do Mar, localmente Serra dos Órgãos, cujas altitudes chegam valores superiores a 2.200m de altitude, e a sul pelas Unidades dos Maciços Costeiros com altitudes médias de 1.000m e pela Unidade de Colinas e Morros com altitudes entre 40 e 100 m.

Foram, ainda, reconhecidas e delimitadas as Regiões de Colinas e Morros do Leste Fluminense, dos Tabuleiros Costeiros e dos Terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas, que se referem a feições

de significativas extensões do terreno, relativamente planos, onde os processos de agradação superam os de degradação.

2.2.3 - Geomorfologia das Folhas Rio das Ostras e Cabo Frio

2.2.3.1 - Procedimentos metodológicos

As folhas geomorfológicas apresentadas mostram as feições morfológicas delimitadas em escala de detalhe (1:50.000) e que foram reconhecidas através da aplicação da metodologia introduzida por Meis *et al.* (1982) e refinada por Silva (2002) e Silva *et al.* (2007), que consiste na realização do cálculo da amplitude altimétrica (Δh) dada pela diferença entre a altitude superior ($\Delta h_{\text{máx}}$) e a inferior ($\Delta h_{\text{mín}}$) para as bacias de drenagem de primeira e segunda ordem até sua confluência com a rede coletora, utilizando-se para tanto cartas topográficas. Estes autores consideram a bacia de drenagem como unidade básica para o reconhecimento de diferentes classes de amplitude altimétrica, e que esta deve ser considerada o recorte espacial fundamental para auxiliar na compreensão da evolução geomorfológica de uma

dada área, subsidiando à compreensão das relações entre área-fonte, zona de transporte e zona de deposição em ambientes geodinâmicos distintos ao longo da bacia.

Após os cálculos dos valores de amplitudes altimétricas foram reconhecidas e individualizadas bacias de drenagem de mesma classe, posteriormente através da delimitação de interflúvios e divisores. Os mapas apresentados refletem o grau de encaixamento fluvial ou entalhamento erosivo das encostas além de destacar íntimas variações lito-estruturais e/ou tectônicas. Enquanto a delimitação de unidades mais suaves da paisagem considerou-se as rupturas de declive existentes entre as encostas e as áreas de baixo declive como critério de delimitação

da área de acumulação ou retenção da sedimentação quaternária (planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas) com as demais feições em que predominavam os processos erosivos ou de dissecação (colinas, morros, serras locais ou serras reafeiçoadas ou serras escarpadas).

As subdivisões das classes de amplitude altimétrica e suas respectivas associações às feições morfológicas utilizadas estão sintetizadas na Tabela abaixo com as classes de Amplitude altimétrica para a definição dos compartimentos topográficos. Após a confecção dos cálculos para as cartas topográficas analisadas foi realizado o escaneamento, georreferenciamento, classificação manual dos polígonos das classes pré-definida.

Tabela 2.1 - Principais denominações propostas para o Domínio Tectônico de Cabo Frio e suas unidades litoestratigráficas pré-silurianas

Classes de Amplitude Altimétrica	Compartimentos Topográficos	Característica Morfológica
0-20m	Planícies fluviais e flúvio-marinhas	feições de topografia plana - horizontal a sub-horizontal
		feições de colinas de topos suavizados caracterizadas pelo entulhamento de vales e reenâncias de cabeceiras de drenagem
20-100m	colinas	
		feições de colinas convexo-côncavas com encosta íngremes e que podem ocorrer isoladas em meio de planícies fluviais
200-400m	serras locais e/ou serras reafeiçoadas	elevações isoladas e feições de transição entre compartimentos diferentes
		encostas escarpadas com topos bem elevados, com mudança abrupta entre os compartimentos
>400m	serras escarpadas	

Para a interpretação morfoestrutural e morfotectônica fez-se o uso de conceitos e métodos da Geomorfologia Tectônica e da Geologia Estrutural, desenvolvidos e utilizados por autores como Bull & Wallace, 1985; Mayer (1986); Summerfield, 1987, 1988; Stewart & Hancock, 1994; Cox, 1989; Keller & Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank & Anderson, 2001. Entre vários procedimentos, destacam os mapeamentos da rede de drenagem, dos lineamentos de drenagem e de relevo, dos lineamentos estruturais, ambos

agrupados em diferentes direções denominadas de feixes de lineamentos (Leary *et al.*, 1976; Liu, 1987; Deffontaines & Chorowicz, 1991; Deffontaines *et al.*, 1993).

Estes dados foram somados aos lineamentos mapeados, como falhas e juntas e enxames de diques, e cruzados com a compartimentação do relevo e das zonas preferenciais de sedimentação e de erosão, a fim de definir a compartimentação morfotectônica e morfoestrutural da área.

Os termos Morfotectônica e Morfoestrutura, introduzido por Gerasi & Mescherikov (1968, *apud* Gontijo, 1999), muitas vezes apresentam diferentes significados na literatura científica, o que torna a tarefa de diferenciá-los muito complexa. Entre os importantes autores que ao longo do século XX vêm definindo a morfotectônica e a morfoestrutura destacam-se Cotton (1968), Summerfield (1991), Doorkamp (1986) e Saadi (1991) os quais argumentam que termo morfotectônica deve ser utilizado apenas quando se verifica que as formas ou paisagens se processam sob o controle da tectônica ainda “ativa”. Já o termo morfoestrutural aplica-se quando há o nítido controle “passivo” do arcabouço geológico onde, o papel “ativo” seria do agente erosivo.

Neste contexto, a abordagem morfotectônica inclui a Neotectônica, cujo termo foi introduzido por Obruchev (1948; *apud* Hasui, 1990), para designar “os movimentos tectônicos recentes ocorridos no fim do Terciário e início do Quaternário, os quais tomaram um papel decisivo na topografia contemporânea”. Autores como Mescherikov (1968), Wallace (1986), Hasui (1990), Saadi (1993), Stewart & Hancock (1994), baseados nos termos propostos pela INQUA (International Union for Quaternary Research), destacam que os movimentos neotectônicos seriam aqueles relacionados ao regime tectônico em vigor desde a última reorganização tectônica regional ou a partir do estabelecimento dos limites das placas atuais. Assim, a idade de início dos movimentos tectônicos poderia variar de acordo com a região e com a posição, se ambiente de borda ou intraplaca. No caso brasileiro Hasui (1990) argumenta que estariam associados à Tectônica Ressurgente, incluindo os eventos que culminaram com a abertura do Atlântico até a atual e, que as manifestações do Neógeno e Quaternário seriam considerados como neotectônicas.

2.2.3.2 - Geomorfologia da região mapeada

A folha Cabo Frio está localizada no mapa de Domínios Morfoestruturais proposto por Silva (2002) a leste do domínio morfoestrutural Região do *Rift* da Guanabara (Figura 2.8), caracterizada pela ocorrência das Unidades Maciços Costeiros e Colinas e Morros.

Neste trecho do estado do Rio de Janeiro foram mapeadas as cartas de Silva Jardim, Morro de São João, Araruama e Cabo Frio na escala 1:50.000 (IBGE), com controle de campo para checagem das feições morfológicas delimitadas em gabinete.

A feição predominante nesta folha (Figura 2.9) corresponde à morfologia de planícies fluviais e flúvio-marinhas que possuem topografia plana - horizontal a sub-horizontal e a presença de cordões litorâneos que fecham a Lagoa de Araruama a Sul da folha e onde se desenvolvem feições costeiras de dunas eólicas. No entanto pode-se observar a ocorrência significativa tanto de colinas amplas como de reduzido tamanho e bastante dissecadas,

que pode ser notado pela irregularidade no traçado dos limites desta unidade morfológica e que estão distribuídas por toda a folha; algumas destas colinas se desenvolveram sobre as coberturas cenozóicas do Grupo Barreiras como pode ser notado por duas ocorrências nas proximidades do segmento central da folha (Figura 1.2). Feições mais elevadas de morros, serras locais ou morfologias de transição e pequenas áreas de serras escarpadas (Figura 2.10) podem ser encontradas a NW e SW da folha que corresponde a borda leste da Unidade de Maciços Costeiros. Ressalta-se, no entanto, que a SE encontra-se uma peculiaridade morfológica desta folha que se refere a área circular escarpada do Morro de São João e que corresponde a uma elevação mantida pela ocorrência de rochas alcalinas (Figuras 2.9 e 2.11).

Esta folha é também caracterizada pela ocorrência de uma forte influência de controles estruturais, haja vista que há uma série de estruturas reconhecidas (falhas, fraturas e diques) que certamente estão ligadas a todo processo de evolução e dissecação da paisagem na área.

A folha Rio das Ostras está localizada no segmento mais a leste da Região do Rift da Guanabara no mapa de Domínios Morfoestruturais do estado do Rio de Janeiro proposto por Silva (2002), e é composta basicamente pelos segmentos denominados de Região dos Terraços e Planícies Flúvio-Marinhas e de Unidade de Colinas e Morros (Figura 2.12).

Este segmento do estado do Rio de Janeiro corresponde as cartas de Barra de São João e Rio das Ostras na escala 1:50.000 (IBGE), que foram cheçadas em campo para definição das feições morfológicas reconhecidas em gabinete. Pela distribuição espacial das feições encontradas pode-se notar o predomínio areal da morfologia de planícies flúvio-marinhas e alguns núcleos isolados de morros e colinas; estas que apresentam morfologia de topo bem suavizadas ou até mesmo planas e que coincidem com a ocorrência das coberturas sedimentares cenozóicas do Grupo Barreiras.

As falhas extensionais mapeadas na figura 2.12 parecem se prolongar pela área emersa a oeste e que provavelmente corresponderiam a estes núcleos elevados presentes na planície costeira.

2.3 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO DAS FOLHAS RIO DAS OSTRAS E CABO FRIO

As folhas Rio das Ostras e Cabo Frio são predominantemente constituídas por unidades litoestratigráficas do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), ou Terreno Cabo Frio (Heilbron e Machado, 2003), com uma pequena área do Terreno Oriental aflorante na porção NW da Folha Cabo Frio (Figura 2.13). O DTCF era considerado um bloco com rochas do Paleoproterozóico muito pouco afetado pelos eventos termo-tectônicos brasileiros. Várias hipóteses foram sugeridas para sua formação:

Compartimentação geomorfológica e cobertura sedimentar cenozóica Folha Cabo Frio, RJ (1:100.000)

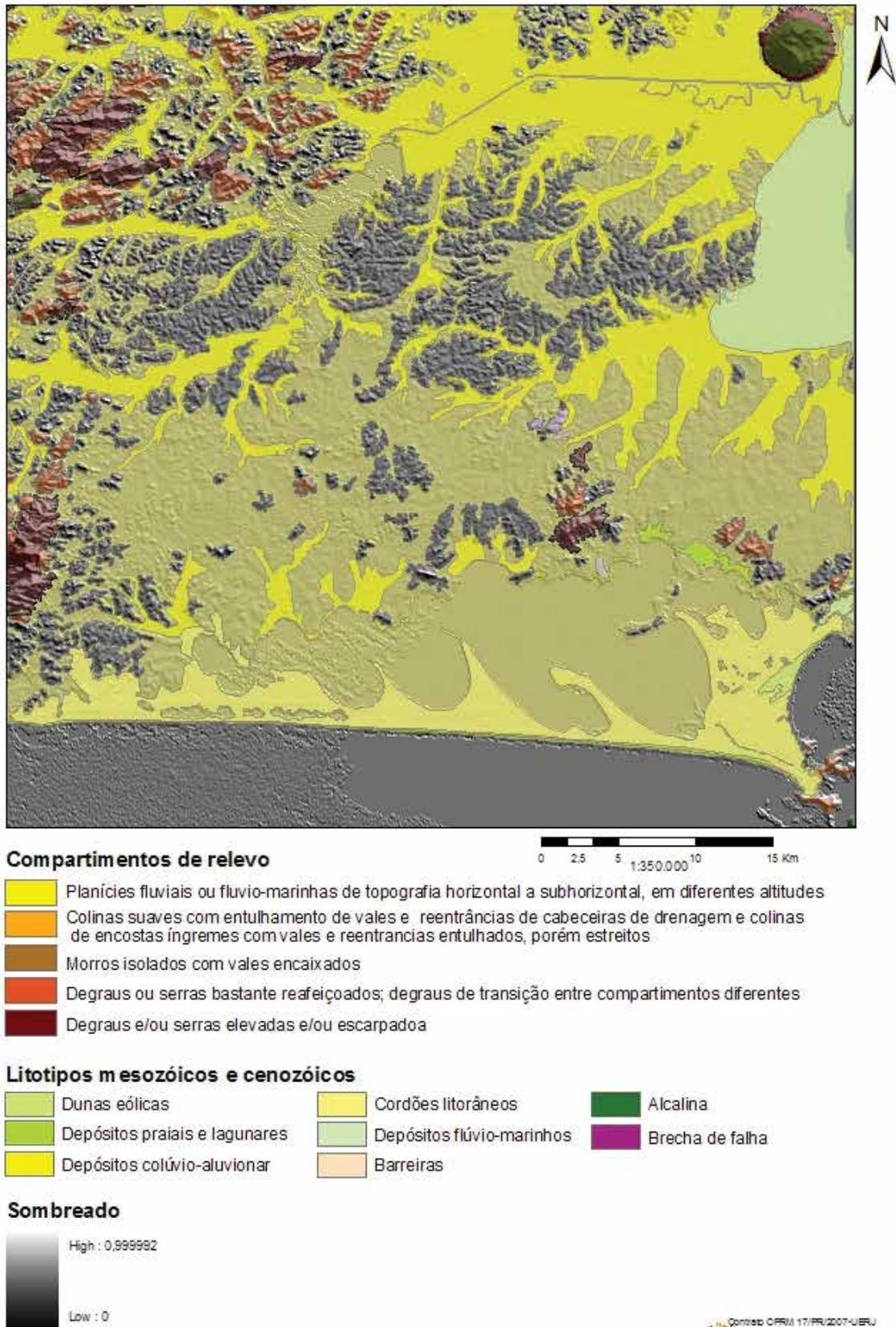


Figura 2.9. –Mapa de compartimentos de relevo associados à cobertura sedimentar cenozóica e às estruturas rúpteis da Folha Cabo Frio (Escala 1:100.000)

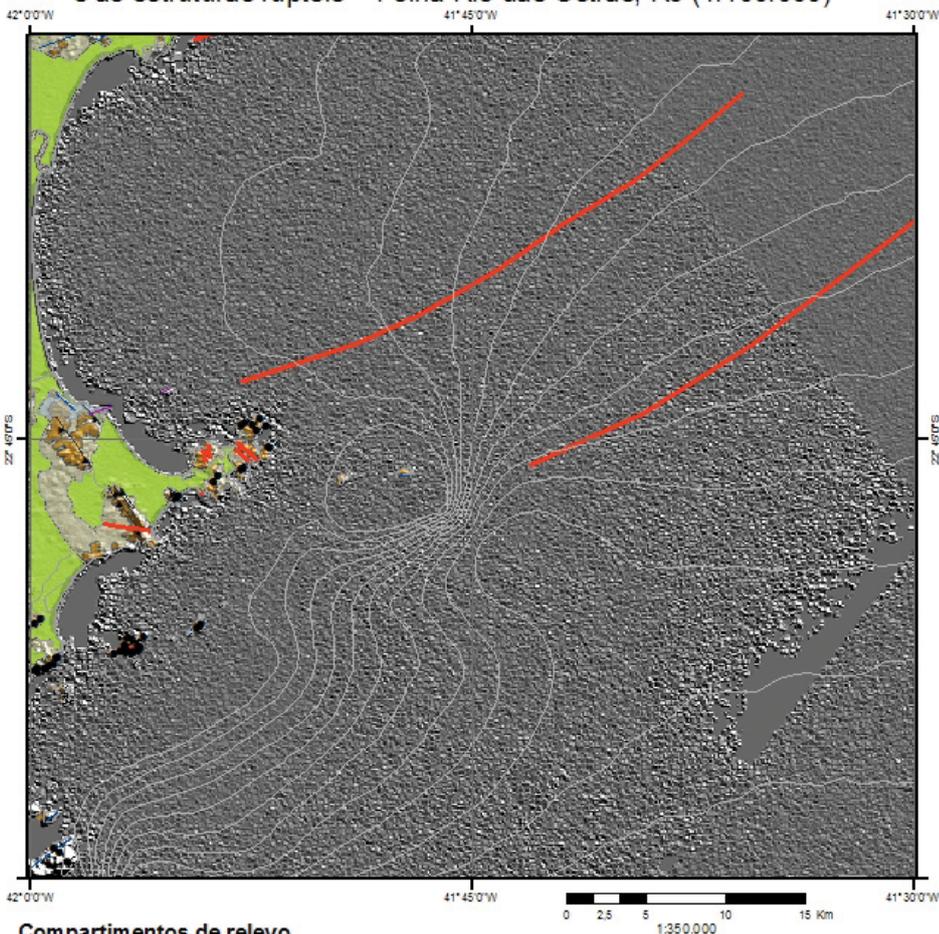


Figura 2.10 – Visão panorâmica do médio curso da bacia do rio São João com visão da morfologia de planícies fluviais, colinas (A), morros (B) e serras (C) que se distribuem por esta parte da bacia fluvial (Foto cedida pelo IBAMA, 2006)



Figura 2.11 - Visão panorâmica do baixo curso da bacia do rio São João com as extensas áreas de planícies flúvio-marinhas em primeiro plano e o Morro de São João ao fundo (Foto cedida pelo IBAMA, 2006)

Compartimentos de relevo associados à cobertura sedimentar cenozóica e às estruturas rúpteis - Folha Rio das Ostras, RJ (1:100.000)



Compartimentos de relevo

- Planícies fluviais ou flúvio-marinhas de topografia horizontal a subhorizontal, em diferentes altitudes
- Colinas suaves com entulhamento de vales e reentrâncias de cabeceiras de drenagem e colinas de encostas íngremes com vales e reentrâncias entulhados, porém estreitos
- Morros isolados com vales encaixados

Cobertura sedimentar cenozóica

- Depósitos litorâneos
- Grupo Barreiras

Sombreado



Estruturas

- Contato
- Dique
- Falha extensional (normal)
- Falha ou fratura
- Falha ou zona de cisalhamento compressional
- Falha transtracional dextral
- Batimetria (5 m)



Figura 2.12 – Mapa de compartimentos de relevo associados à cobertura sedimentar cenozóica e às estruturas rúpteis da Folha Rio das Ostras (Escala 1:100.000)

O DTCF corresponderia à plataforma continental do Cráton do Congo, retrabalhada durante o Brasiliano (Heilbron *et al.*,1995);

O DTCF seria um terreno exótico que foi cavalgado pela microplaca Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo,1995);

O DTCF seria o Cráton do Congo aflorante na Plataforma Sul-Americana, pouco afetado pelo Brasiliano (Fonseca *et al.*,1979, Zimbres *et al.*, 1990, A.C. Fonseca, 1993, Machado & Demange, 1990).

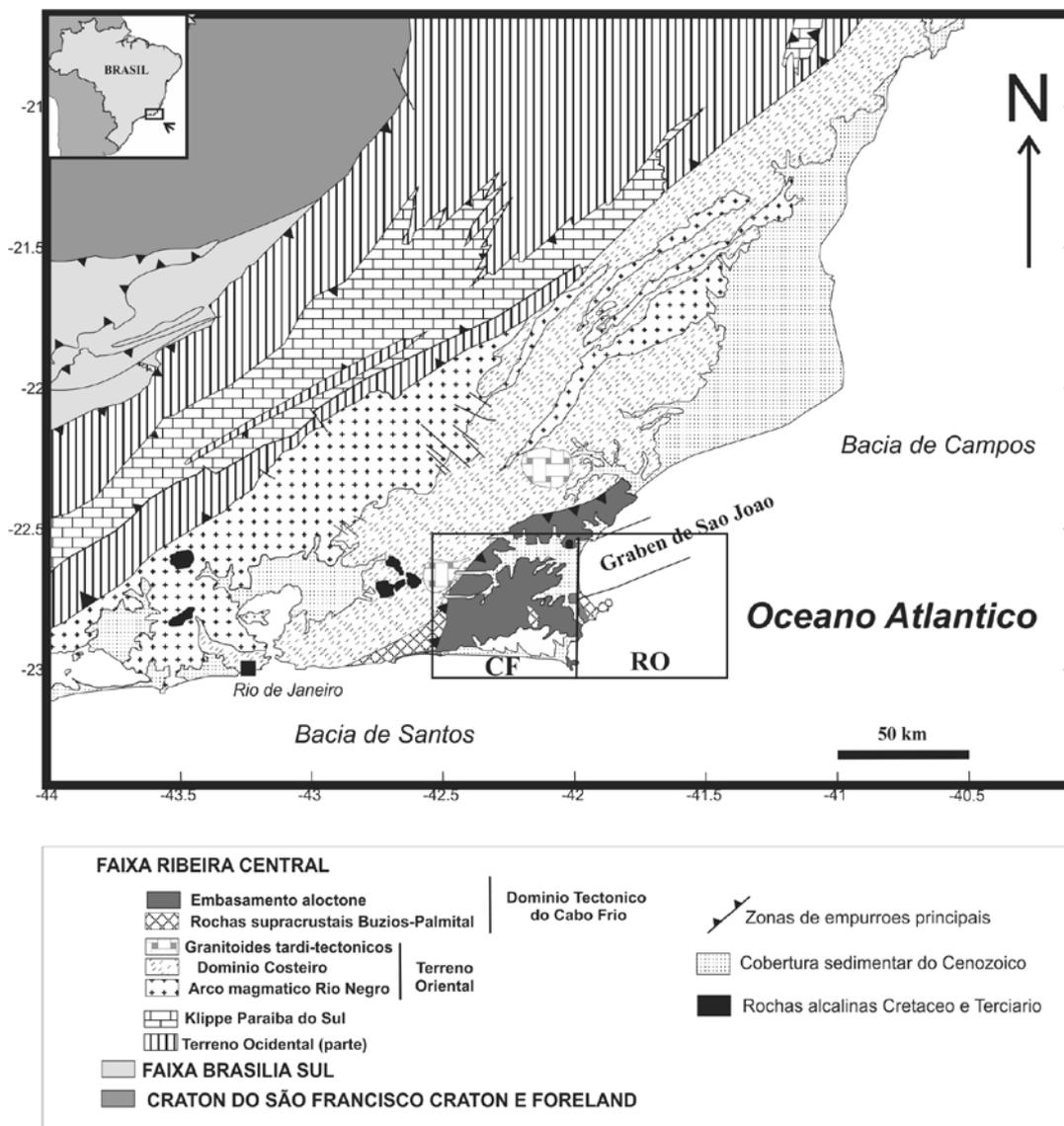


Figura 2.13 – Mapa geotectônico da porção sudeste da Faixa Ribeira, com destaque para o Domínio Tectônico de Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2008a). As folhas Cabo Frio (CF) e Rio das Ostras (RO) estão destacadas

Com os novos dados geocronológicos obtidos no DTCF (Schmitt *et al.*,1998,1999; 2000, 2004), as propostas geotectônicas para a origem deste domínio foram modificadas (Heilbron *et al.*,2000, Campos Neto, 2000, Heilbron e Machado, 2003) e novas hipóteses vêm surgindo.

A principal evidência que sempre distinguiu o DTCF do Terreno Oriental, porção da Faixa Ribeira adjacente que está em contato, é o seu padrão estrutural com direções distintas (Rosier,1957; Fonseca,1979; Liu, 1987).

Nas décadas de 50 e 60, as rochas aflorantes na região de Cabo Frio foram designadas como

constituintes da Faixa Saquarema - Cabo Frio - Macaé (Rosier, 1965; Tabela 2.2). Este “terreno antecambriano” foi considerado pós-país da Orogênese Assíntica, um evento que afetou as rochas do Vale do Paraíba e da Serra dos Órgãos durante o Proterozóico Superior e Eo-Cambriano (Ebert, 1957).

Segundo Rosier (1957): “No triângulo formado pela Baixada Fluminense, entre Maricá, Cabo Frio e Macaé, e uma linha situada um pouco a SE da linha constituída pelo contato entre a nappe do Desengano e a raiz da nappe da Serra dos Órgãos, parece deixar de existir o “regulamento” geral das estruturas

paralelas planas (= foliação das metamorfites) segundo a direção NE-SW, isto é, segundo a direção geral da faixa orogênica assíntica nessa região”.

Com esta evidência, o autor argumentou que a região de Cabo Frio não foi metamorfisada novamente durante a orogênese assíntica, sugerindo que estas rochas pertenceriam provavelmente ao Arqueano.

Delhal *et al.* (1969) realizaram uma análise Rb-Sr numa amostra de gnaiss migmatítico de São Pedro da Aldeia, que plotou aproximadamente sobre uma isócrona de referência do Paleoproterozóico.

Os migmatitos, charnokitos, granulitos, cordierita-sillimanita-gnaisses e augen gnaisses, do Cinturão Atlântico da margem continental brasileira (Faixa Ribeira), considerados então do

Paleoproterozóico, registram um metamorfismo de alto grau de baixa pressão e alta temperatura (Leonardos Jr. & Fyfe, 1974).

A identificação de cianita em metassedimentos no DTCF, aflorantes em Armação dos Búzios (indicando um metamorfismo de pressão mais alta do que o descrito por Leonardos Jr. & Fyfe, 1974), aliada ao dado geocronológico de Delhal *et al.* (1969) e às direções estruturais divergentes descritas por Rosier (1957), permitiram que M.J.Fonseca *et al.* (1979) correlacionassem a área de Cabo Frio com o Craton Angola-Kasai (parte do Cráton do Congo), aflorante na África. Mais tarde, foi sugerido o nome de Cráton de Cabo Frio para o domínio (M.J.Fonseca *et al.*, 1984) (Tabelas 2.2 e 2.3).

Tabela 2.2 – Histórico das denominações aferidas ao Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) e suas unidades litoestratigráficas por diversos autores

Características	BLOCO CABO FRIO	CINTURÃO RIBEIRA
Direções estruturais	NW-SE	ENE-WSW
Magmatismo	Ausente	Abundância de granitóides
Metamorfismo	Pressão intermediária (Búzios)	Sill-cord-alandina Baixa P alta T
Vergência	SE (dobras em Búzios)	NW
Unidades litológicas	Contraste nítido entre o embasamento e as unidades metassedimentares: Búzios e Palmital (ainda pouco conhecida)	Ausência de contrastes litológicos entre as unidades, intensa migmatização produz mascaramento e homogeneização das unidades

Esta hipótese foi reforçada por Zimbres *et al.* (1990) que apresentaram uma idade U-Pb em zircão de 1,98 Ga (intercepto superior) e uma idade isocrônica Rb-Sr de 1,7 Ga para os gnaisses do embasamento aflorantes nos municípios de São Pedro da Aldeia e Araruama. Os autores afirmaram ainda que estas rochas foram aquecidas a uma temperatura acima de 535°C, devido à idade K-Ar de 571 Ma, obtida na hornblenda, mas que não foram aquecidas a temperaturas maiores do que 600°C, do contrário o sistema Rb-Sr rejuvenesceria. Concluíram, portanto, que a área foi pouco afetada pela orogênese brasileira, o que permitiu a preservação das estruturas distintas mais antigas.

M.J. Fonseca (1989) descreveu então dois grandes blocos crustais, com distintas evoluções geológicas (Tabela 2.3), na região sudeste do Estado do Rio de Janeiro: um pequeno segmento do Cinturão Ribeira (zona móvel do evento Brasileiro) e o Bloco de Cabo Frio (zona imóvel no Brasileiro).

Esta visão cratônica ficou questionável com a publicação de dados Sm-Nd do DTCF indicando que os metassedimentos são significativamente mais jovens do que o embasamento Paleoproterozóico (A.C.Fonseca, 1993). Estas rochas supracrustais

estão deformadas e metamorfisadas em alto grau juntamente com o embasamento (Heilbron *et al.*, 1982; Machado & Demange, 1990; Schmitt & Trouw, 1997; Schmitt, 2000; Schmitt *et al.*, 2008).

A primeira forte evidência de que o DTCF foi, ao menos em parte, intensamente afetado pelos eventos termo-tectônicos brasileiros é a datação U-Pb de veios sintectônicos no embasamento e nas supracrustais (Schmitt *et al.*, 1998, 1999). A partir destes dados, o DTCF passa a ser considerado um domínio ativo integrante dos eventos tectônicos neoproterozóicos e eo-paleozóicos.

Estas idades U-Pb equivalem aos períodos Cambriano e Ordoviciano. Considerando que elas refletem o pico metamórfico, constata-se que o metamorfismo e a deformação do DTCF são mais jovens do que o pico metamórfico registrado na Faixa Ribeira. Isto explicaria as diferenças geológicas que o DTCF apresenta em comparação com o restante da Faixa Ribeira (Tabela 2.3). Na verdade, estas diferenças retratam a presença de um evento tectono-metamórfico mais jovem no DTCF do que o Terreno Oriental, hipótese antagônica àquela que descreve um evento mais velho no DTCF, exposta na visão cratônica.

Tabela 2.3 – Características geológicas dos dois blocos crustais do sudeste do Estado do Rio de Janeiro segundo M.J. Fonseca (1989)

PRONAGEO 2010 AUTORES	Terreno Cabo Frio	Complexo Região dos Lagos	Suíte José Gonçalves	Grupo Búzios-Palmital
Rosier (1957, 1965)	Faixa Saquarema-Cabo Frio- Macaé	* Gnaisses granitóides * Gnaisses muito migmatizados		- Biotita gnaisses pouco migmatizados.
M.J.Fonseca et al. (1979)	Faixa Costeira			Seqüência Búzios
Reis et al. (1980)		Unidade Região dos Lagos	Unidade Região dos Lagos	Unidades Búzios e Palmital
Heilbron et al. (1982)		Seqüência Inferior (na região de Armação dos Búzios)		Seqüência Superior (na região de Armação dos Búzios)
M.J. Fonseca et al. (1984)	Cráton de Cabo Frio			
M.J. Fonseca (1989)	Bloco de Cabo Frio	Complexo Região dos Lagos	Complexo Região dos Lagos	
Machado & Demange (1990)	Domínio Litorâneo	Batólito de Araruama: - Suíte Araruama - Suíte São Pedro da Aldeia		Supracrustais: Unidade Inferior (paragnaisses)
A.C.Fonseca (1994)	Fragmento Tectônico de Cabo Frio	Ortognaisses	Ortognaisses	Paragnaisses
Campos Neto & Figueiredo (1995)	Janela estrutural de Cabo Frio			
Schmitt et al. (1999)			Unidade Forte de São Mateus	
M.J. Fonseca (1998)				Faixa Búzios
Heilbron et al. (2000) e Campos Neto (2000)	Terreno de Cabo Frio			
Schmitt (2000)	Domínio Tectônico de Cabo Frio	Embasamento Ortognaisses félsicos Região dos Lagos	Embasamento Ortoanfíbolitos Forte de São Mateus	Seqüência Supracrustal Sucessão Búzios e Sucessão Palmital

2.3.1 - A relação estrutural embasamento (Complexo Região dos Lagos)/supracrustais (Grupo Búzios Palmital)

Heilbron *et al.* (1982), na região da Armação dos Búzios, referiram-se ao embasamento como Seqüência Inferior e às supracrustais, como Seqüência Superior, atentando para a posição estratigráfica entre as duas. Em Ponta Negra, Ferrari *et al.* (1982) também descreveram um contato “normal” entre o embasamento (Unidades Região dos Lagos) e as supracrustais (Unidade Palmital). Os autores consideram a presença de anfíbolitos na primeira unidade e a ausência na segunda como sendo a principal evidência de discordância temporal

entre elas. M.J. Fonseca *et al.* (1984) afirmam que a Unidade Região dos Lagos é o embasamento das Unidades Palmital e Búzios.

Machado & Demange (1990) contestaram estes contatos “normais” entre o embasamento e as supracrustais, sugerindo que o “batólito” (embasamento) apresenta uma estruturação pré-brasiliana, com contatos tectônicos por zonas de cisalhamento de baixo ângulo com as supracrustais, caracterizadas na Serra do Palmital e Serra da Sapiatiba. Propõem para a região uma estruturação em nappes “nappes de cavalgamento”, com transporte tectônico para E-SE. Segundo eles, as supracrustais aflorantes nas serras (Palmital, Sapiatiba e Emerenças) seriam janelas estruturais.

M.J. Fonseca (1998) discorda destes autores com relação às janelas estruturais, enfatizando que o embasamento está por baixo das supracrustais. Rocha *et al.* (1999) caracterizaram um contato invertido com o embasamento sobre as supracrustais na Serra das Emerenças, contudo atribuíram a natureza do contato ao dobramento recumbente (um flanco invertido) e não a uma falha de empurrão.

2.3.2 - A evolução tectono-metamórfica

As estruturas deformacionais observadas no embasamento e nas supracrustais são referentes às mesmas fases de deformação (Heilbron *et al.*, 1982). Por outro lado, Machado & Demange (1990) destacam que o embasamento pode ter sido submetido a uma fase deformacional a mais, sem apresentar evidências para esta suposição.

A evolução estrutural sugerida por Heilbron *et al.* (1982), na região de Armação dos Búzios, envolve quatro fases deformacionais dúcteis. As três primeiras, D1, D2 e D3, são progressivas e desenvolvem direções de eixos de dobras e foliações NW-SE e N-S. A fase D4 refere-se a dobras abertas localizadas, com eixos NE-SW.

Machado & Demange (1990) também descreveram quatro fases deformacionais, neste caso, para toda a região litorânea. Suas fases iniciais, F1 e F2, corresponderiam às fases D1, D2 e D3 de Heilbron *et al.* (1982), em termos das direções e natureza das estruturas. A correlação das suas fases finais, F3 e F4, com a D4, não pôde ser estabelecida. Considerando que as estruturas do embasamento e das supracrustais, tais como lineação de estiramento, são paralelas e que o embasamento apresenta idades paleoproterozóicas (Zimbres *et al.*, 1990), Machado & Demange (1990) afirmam que as duas fases iniciais de deformação (F1 + F2), “fases precoces”, pertencem ao evento termo-tectônico “Transamazônico”. As “fases tardias” (F3 + F4) foram atribuídas ao “ciclo Brasileiro”. Com esta hipótese, as supracrustais deveriam ser mais antigas do que o evento termotectônico Transamazônico. As idades-modelo de Nd mesoproterozóicas das supracrustais de Búzios inviabilizam esta possibilidade (A.C. Fonseca, 1993).

Com base no estudo de indicadores cinemáticos, Schmitt & Trouw (1997) caracterizaram no DTCF uma deformação dúctil não-coaxial com direção de movimento NW-SE, marcado por lineações em zonas de cisalhamento de baixo ângulo, com provável sentido de movimento de topo para NW. Já no limite oeste do DTCF, em Ponta Negra, identificaram uma lineação de estiramento penetrativa com caimento para oeste, com indicadores cinemáticos mostrando sentido de movimento de topo para E, compressional. Segundo eles, as supracrustais aflorantes em Armação dos Búzios registram estas duas gerações de lineação de estiramento: uma mais

antiga, com “trend” N-S, desenvolvida durante o pico metamórfico (fácies granulito), e uma posterior, com “trend” E-W, associada à formação de sillimanita, com sentidos de movimento de topo para W e para E, provavelmente contemporânea ao movimento em Ponta Negra.

Este padrão de superposição de estruturas já havia sido identificado por Ferrari *et al.* (1982), quando descreveram eixos NE-SW de dobras isoclinais com caimento para NE e para SW, com a foliação acompanhando este “trend”, nas supracrustais de Ponta Negra (Unidade Palmital). Segundo eles, esta direção claramente transpõe uma fase anterior com uma foliação de direção NW-SE.

Em termos de evolução metamórfica, o limite oeste do DTCF é marcado por uma mudança das paragêneses minerais. Na região de Maricá, Ferrari *et al.* (1982) identificaram a paragênese Sil+Crd+Grt+Kfs+Pl, nos metapelitos da Unidade São Fidélis (Batista *et al.*, 1977; In: Ferrari *et al.*, 1982) que afloram no Terreno Oriental, perto do contato com o DTCF. Contudo, as supracrustais da Unidade Palmital, pertencentes ao DTCF, não apresentam cordierita. Devido à presença de hiperstênio nos granulitos máficos (Unidade Bela Joana) em Niterói, Terreno Oriental, estes autores descreveram a ocorrência de dois eventos metamórficos: primeiro de fácies granulito, e o segundo de fácies anfíbolito alto (responsável pela anatexia e migmatização). Esta ordem seria evidenciada pela transformação do hiperstênio em cummingtonita, e hornblenda em biotita.

Na região de Armação dos Búzios, Heilbron *et al.* (1982) identificaram um metamorfismo de tipo bórico intermediário, com a coexistência de cianita-K-feldspato-sillimanita-granada e ausência de muscovita, nos metapelitos. Estes autores afirmaram que as estruturas migmatíticas do embasamento e das supracrustais seriam resultantes do mesmo evento metamórfico. Segundo eles, o pico metamórfico foi anterior à fase D3.

Os porfiroblastos de granada apresentam inclusões em “s” e “z” mostrando crescimento sin-cinemático, com duas fases, pré-D3. Descreveram migmatitos estromáticos (paralelos à xistosidade e ao S0), derivados da fusão nos metassedimentos, com leucossoma bordejado por zonas de biotita, granada, plagioclásio e cianita-sillimanita. Observaram ainda o crescimento de fibrolita sobre as cianitas, atribuído a um aumento de temperatura.

Rodrigues *et al.* (1997) enfatizam que a associação cianita-feldspato potássico, nos metapelitos, e diopsídio-granada-plagioclásio, nos anfíbolitos, é indicativa de fácies granulito nas supracrustais de Búzios. Segundo eles, a ocorrência ampla de cianita na presença de sillimanita, em coexistência metaestável, sugere que o auge da temperatura do metamorfismo foi alcançado no campo da cianita, e que a sillimanita é retrógrada, resultado de queda de pressão, provavelmente,

acompanhada de esfriamento. Esta fase retrógrada de metamorfismo é evidenciada também pela substituição de diopsídio por anfibólio, de biotita por muscovita e clorita, e de rutilo por titanita.

As duas principais unidades do DTCF, embasamento e supracrustais, são seccionadas por diques de pegmatitos e aplitos com direções variadas. Menezes (1997) descreveu os pegmatitos da região Niterói- Rio Bonito, limite oeste do DTCF, como corpos tabulares de direções E-W e WNW-ESSE, sendo que 45% têm espessura de até 3 metros, 40% de 3 até 6 metros e os restantes 15 % têm espessura superior a 6 metros. Descreveu também um núcleo rico em quartzo individualizado na maioria dos pegmatitos, classificando-os como do tipo heterogêneo.

2.3.3 - Geocronologia do DTCF e do terreno vizinho (Terreno Oriental)

O Terreno Oriental (Heilbron *et al.*, 2000), domínio que faz contato com o DTCF, apresenta gnaisses de origem sedimentar e uma série de granitóides pré-, sin- e tardi-tectônicos.

Os granitóides mais antigos fazem parte do Arco pré-colisional Rio Negro, constituído por ortognaisses tonalíticos a granodioríticos e quartzodioritos, todos incluídos no Complexo Rio Negro, com uma idade U-Pb em zircão de $633,5 \pm 10$ Ma (MSWD=3,2; n= 4) e idades-modelo T_{DM} entre 1,8 e 1,3 Ga (Tupinambá,1999). Na cidade do Rio de Janeiro, ocorrem migmatitos ortoderivados correlatos que renderam uma idade isocrônica Rb-Sr de: 623 ± 19 Ma (A.C.Fonseca *et al.*, 1984). Os leucogranitóides que intrudem os ortognaisses do Complexo Rio Negro forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, pelo método da evaporação, em torno de 600 Ma, bastante consistentes (599 ± 5 Ma; 592 ± 5 Ma; 588 ± 9 Ma; e 589 ± 6 Ma, Tupinambá,1999). A formação destes leucogranitóides foi relacionada ao evento de colisão entre o Terreno Oriental e o Terreno Ocidental (Tupinambá,1999).

Os metagranitóides granodioríticos a graníticos sin-tectônicos, “megasheets” que intrudem os ortognaisses do Complexo Rio Negro e os leucogranitóides, são referidos como o Batólito da Serra dos Órgãos. Tupinambá (1999) reportou idades U-Pb e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircão nestes metagranitóides: (a)U-Pb – 559 ± 4 Ma (intercepto superior, MSWD= 0.28, n=3) e 546 ± 11 Ma (intercepto inferior, MSWD=1.2, n=3); (b) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - 580 ± 17 Ma.

Silva *et al.* (2000), com o método U-Pb SHRIMP, dataram zircões dos metagranitóides sintectônicos que intrudem os metassedimentos na cidade do Rio de Janeiro e obtiveram os seguintes resultados: (1) “Granito” Pão de Açúcar - 559 ± 4 Ma; (2) “Granito” Corcovado - 560 ± 7 Ma; e ainda na região serrana – (3) Batólito Serra dos Órgãos - 569 ± 6 Ma. O Batólito de Niterói, granitóide sintectônico, apresenta idades Rb-Sr de 644 ± 30 Ma, 564 ± 21 Ma e 531 ± 19 Ma,

com razões iniciais de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ entre 0,711 e 0,713 (Machado,1997 - In: Tupinambá,1999).

No segmento norte do Terreno Oriental, no litoral do Espírito Santo, uma idade U-Pb de 558 ± 2 Ma, em zircões granulíticos de rochas supracrustais, da Suíte Charnockítica da Série Iriri, foi interpretada como a época do auge do metamorfismo nesta área (Söllner *et al.*, 1989). Na mesma região foram datados enderbitos e gnaisses noríticos que forneceram idades U-Pb de 565 ± 5 -12 Ma e 554 ± 6 -7 Ma, respectivamente (Söllner *et al.*,1991 – In: Machado *et al.*,1996).

Os metassedimentos do Terreno Oriental apresentam uma série de idades Rb-Sr que variam de 750 até 480 Ma, portanto de difícil interpretação. Já os dados $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões detríticos revelam uma concentração de idades entre 600 e 1600 Ma, além de um pico menor no intervalo de 1700 a 2100 Ma. Dos 144 grãos analisados, apenas 3 forneceram idades mais antigas do que 2,5 Ga, sendo a mais antiga 2,9 Ga (Valladares *et al.*, 1999). Esta dispersão maior foi interpretada como resultante do rejuvenescimento parcial do sistema U-Pb devido ao metamorfismo de alto grau sofrido pelo Terreno Oriental durante o Brasileiro (Machado & Gauthier,1996; Valladares *et al.*, 1997,1999). Destaca-se que estas idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ mais jovens não são tão expressivas nos demais terrenos da faixa Ribeira, que apresentam uma moda bem marcada de 1,8 Ga, indicando a contribuição do embasamento paleoproterozóico (Valladares *et al.*, 1999). Onze monazitas de um quartzito do Terreno Oriental foram analisadas e forneceram idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ entre 2066 e 660 Ma, mostrando a perda de Pb dos grãos detríticos devido ao metamorfismo (Machado & Gauthier,1996).

Os corpos graníticos pós-tectônicos intrudem o Terreno Oriental no período de 503 a 492 Ma (Machado *et al.*,1996). O granito Sana, aflorante logo ao norte do DTCF, apresenta idades Rb-Sr de 491 ± 12 Ma e 488 ± 4 Ma (Machado,1997 - In: Tupinambá,1999).

O DTCF foi objeto de uma série de trabalhos de datação com os métodos K-Ar, Ar-Ar, Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb. Delhal *et al.*(1969) analisaram uma amostra de gnaiss migmatítico obtida numa pedreira de São Pedro da Aldeia, a 10 km de Cabo Frio. A amostra se ajustou a uma isócrona de referência Rb-Sr do Paleoproterozóico (1923 ± 60 Ma), dos granulitos da série Paraíba do Sul. Apesar disto, os autores ressaltam a semelhança petrográfica destas rochas com os migmatitos e granitos sintectônicos mais jovens do Batólito da Serra dos Órgãos (isócrona de referência Rb-Sr – 620 ± 20 Ma). Obtiveram ainda, na mesma amostra, idades K-Ar de 451 ± 23 Ma em biotita, e de 426 ± 22 Ma, em muscovita, que relacionaram a esta orogênese mais nova (idades K-Ar recalculadas por Tupinambá *et al.*, 1997 – 460 ± 23 Ma e 434 ± 22 Ma, respectivamente).

Zimbres *et al.* (1990) dataram o embasamento na mesma pedreira de Delhal *et al.* (1969) e obtiveram uma idade U-Pb com intercepto superior de 1981 ± 18 Ma com três frações de zircão. Com amostras desta locação e mais amostras de uma pedreira, 5 km a oeste de Araruama, obtiveram ainda uma idade isocrônica Rb-Sr de $1799,6 \pm 62$ Ma. Estas idades foram atribuídas à cristalização dos gnaisses no evento Transamazônico.

Estes autores apresentaram também idades K-Ar de 571 ± 44 Ma em hornblenda e de 474 ± 12 Ma e 494 ± 11 Ma em biotita. Interpretaram estas idades e o intercepto inferior do diagrama da concórdia U-Pb (488 ± 55 Ma), como resultantes dos eventos termo-tectônicos brasileiros. Todavia consideram que a área foi pouco afetada pela orogênese brasileira, pois o sistema Rb-Sr não foi rejuvenescido, com a preservação das estruturas pré-existentes, conforme a interpretação de outros autores. Desta maneira, estes autores aderiram à hipótese de que a área de Cabo Frio seria a extensão do Cráton de Angola no Brasil.

A.C.Fonseca (1993) obteve idades modelo de Nd (T_{DM}) no embasamento de 2,6 a 2,3 Ga, na região de Cabo Frio e Búzios. A autora interpretou este período como a época da colocação de magmas cálcico-alcálicos provenientes da crosta inferior/manto, ou seja, da cristalização do protólito dos ortognaisses. Apenas uma isócrona Rb-Sr no embasamento teve um resultado aceitável: uma idade de 2071 ± 75 Ma foi obtida no afloramento da Ponta do Marisco, em Búzios. Segundo A.C. Fonseca (1993), esta idade isocrônica Rb-Sr paleoproterozóica junto com outras já publicadas (Delhal *et al.*, 1969; Zimbres *et al.*, 1990) indicariam que o embasamento foi metamorfoseado no fácies anfibolito alto e migmatizado no Paleoproterozóico, evento este que teria sido responsável pela geração dos ortognaisses, por deformação de corpos ígneos pré-existentes, no intervalo de 2078 a 1874 Ma.

Entretanto a mesma autora apresentou dados que não se encaixam nesta hipótese. Os paragnaisses das supracrustais de Búzios têm idades-modelo T_{DM} de 1,65 a 1,45 Ga, ou seja, idades máximas da sedimentação desta bacia. A.C.Fonseca (1993) sugere então a existência de uma área-fonte mais jovem para estes sedimentos, além do embasamento do Paleoproterozóico, tendo em vista que as idades modelo T_{DM} são idades mistas.

Considerando que as supracrustais estão metamorfoseadas a alto grau e que as suas estruturas dúcteis são paralelas às estruturas dúcteis do embasamento, pode-se suspeitar que o metamorfismo e a deformação do embasamento são, ao menos em parte, contemporâneos ao metamorfismo e à deformação das supracrustais. Este evento tectono-metamórfico só pode ser mais jovem do que as idades modelo T_{DM} dos metassedimentos. Esta evidência aliada à idade U-Pb em zircão no embasamento comprova que os

metagranitóides cristalizaram no Paleoproterozóico (Zimbres *et al.*, 1990) e não no Arqueano como havia proposto A.C. Fonseca (1993).

O embasamento também apresentou idades neoproterozóicas e cambrianas atribuídas a um retrabalhamento parcial desta unidade durante o evento termo-tectônico Pan-Africano-Brasiliano. Este evento foi diagnosticado igualmente nas supracrustais da Unidade Búzios, através de uma isócrona de referência Rb-Sr de 541 ± 13 Ma, interpretada como a idade do metamorfismo regional de fácies anfibolito alto da seqüência sedimentar pelítica no “Ciclo Brasileiro” (A.C.Fonseca, 1993). Com os dados obtidos nas supracrustais e nos ortognaisses foi delimitado um período de 600-500 Ma para a “orogênese Brasileira” (A.C.Fonseca, 1993). O esfriamento posterior ao evento Brasileiro durou praticamente todo o período Ordoviciano, com base nas idades K-Ar em biotita e muscovita, que variam entre 494 e 434 Ma (Delhal *et al.*, 1969)(Zimbres *et al.*, 1990). Estas idades de esfriamento não são compatíveis com as idades Ar-Ar em biotita de 593 e 507 Ma (A.C.Fonseca, 1993), nem com as idades Ar-Ar em anfibólio, que ficam no intervalo de 570 a 536 Ma (A.C. Fonseca, 1993).

Com base nas idades K-Ar, Zimbres *et al.* (1990) calcularam uma taxa de esfriamento de $2,3^\circ\text{C}/\text{Ma}$ para esta área no período ente 571 e 474 Ma.

Schmitt (2001) e Schmitt *et al.* (2003, 2004, 2008a,b) realizaram várias análises geocronológicas na região, cuja sinopse é apresentada abaixo.

Paleoproterozóico

No período entre 2000 e 1950 Ma é registrada uma atividade magmática que resultou nos litotipos graníticos, tonalíticos e quartzomonzoníticos, protólitos dos ortognaisses. Os dados U-Pb em zircão mostram um intercepto superior do Paleoproterozóico, referentes às idades de cristalização dos protólitos do Complexo Região dos Lagos (Figura 2.14). Estas idades de cristalização são pelo menos 400 m.a. mais novas do que as idades T_{DM} destes ortognaisses, que variam entre 2,4 e 2,6 Ga, comprovando que os mesmos não são magmas juvenis e que se originaram de uma ou mais rochas-fontes arqueanas e paleoproterozóicas.

Schmitt (2001) e Schmitt *et al.* (2004) analisaram zircões nos ortoanfibolitos bandados do Forte de São Mateus (cidade de Cabo Frio), obtendo uma discórdia da amostra BUZ-44, quando concluíram, preliminarmente, que os seus protólitos máficos seriam contemporâneos aos granitóides do Complexo Região dos Lagos. Interpretaram que neste período específico do Proterozóico, o magmatismo intenso teria pelo menos duas composições químicas bem diferentes, sendo bimodal. Porém, ressaltaram que os zircões analisados não apresentavam populações definidas e que os erros nas outras amostras de ortoanfibolitos eram muito grandes (Figura 2.14).

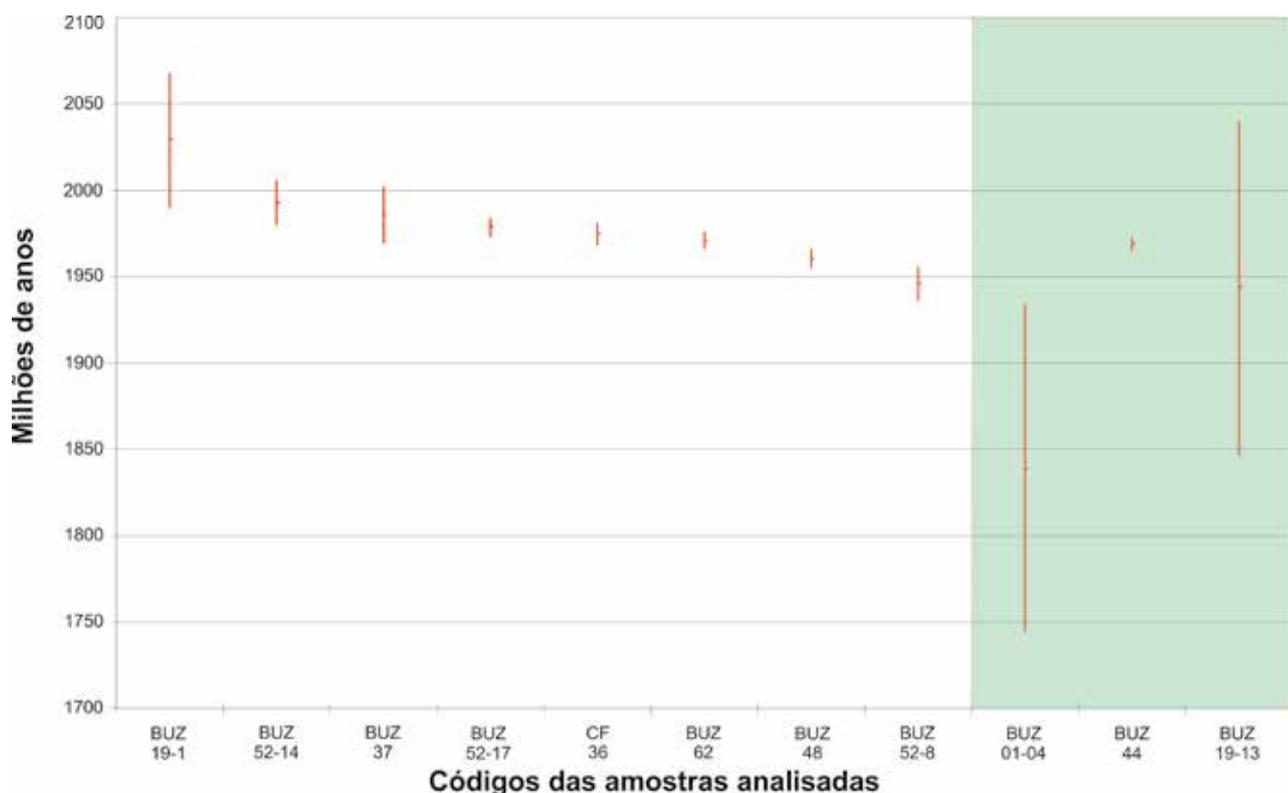


Figura 2.14 - Gráfico com as amostras datadas por Schmitt (2001) e as idades paleoproterozóicas obtidas nos interceptos superiores do diagrama concórdia U-Pb em zircões. Os Ortognaisses félsicos Região dos Lagos estão no campo em branco e os Ortoanfibolitos Forte de São Mateus, no campo em verde. As barras mostram os erros em milhões de anos, e a marca horizontal mostra a idade

Os dados Sm-Nd destes ortoanfibolitos também não fornecem evidências conclusivas que possam corroborar com esta hipótese, pois os protólitos dessas rochas apresentam uma curva de evolução isotópica de Nd subparalela à curva do manto depletado. Esta característica é coerente com os gráficos da abundância dos elementos terras raras nestas rochas, que mostram que seus protólitos máficos têm um padrão muito semelhante aos basaltos de fundo oceânico (Schmitt *et al.*, 1999c). Seja qual for a idade de cristalização destes ortoanfibolitos, o valor de $e_{Nd(0)}$ será sempre positivo, indicando um forte componente juvenil na sua formação.

Mesoproterozóico e início do Neoproterozóico

Os dados deste intervalo de tempo são escassos e representados pelas idades T_{DM} nos metassedimentos e anfíbolitos da Sequência Supracrustal. Conclui-se que, nesta época, a Bacia Búzios-Palmital pode ter começado sua deposição sedimentar. Porém deve se ressaltar que estas idades T_{DM} nos metassedimentos, de 1,7 a 1,0 Ga, são idades máximas de deposição, portanto talvez esta bacia sedimentar seja ainda mais nova.

Uma amostra de ortoanfibolito, intercalada com os metassedimentos da Sucessão Búzios,

apresentou uma T_{DM} de 1,1 Ga, interpretada como idade máxima da cristalização deste magma máfico, provavelmente sindeposicional. Os protólitos dos Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos, nesta época, provavelmente podem ter sido uma das áreas-fontes da bacia sedimentar Búzios-Palmital. Contudo seus contatos atualmente são tectônicos, o que dificulta esta interpretação. As evidências das idades T_{DM} e dos zircões detríticos, analisados na Sucessão Palmital, sugerem que existe mais de uma área-fonte, além da paleoproterozóica (Schmitt *et al.*, 2004, 2008a). A idade máxima de sedimentação da bacia Búzios-Palmital é de 630 Ma, com base no método U-Pb Shrimp em zircões detríticos (Schmitt *et al.*, 2003).

Paleozóico

Durante os últimos milhões de anos do Neoproterozóico e os primeiros períodos do Fanerozóico (Cambriano e Ordoviciano), as unidades litoestratigráficas do DTCF foram submetidas a um evento tectono-metamórfico de altas temperaturas e de média a alta pressão, registrado nos dados isotópicos obtidos em todas estas unidades. Os dados de U-Pb registram que os Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos sofreram este evento térmico e deformacional através dos interceptos inferiores das discórdias em zircões (Figura 2.15). Mas a evidência

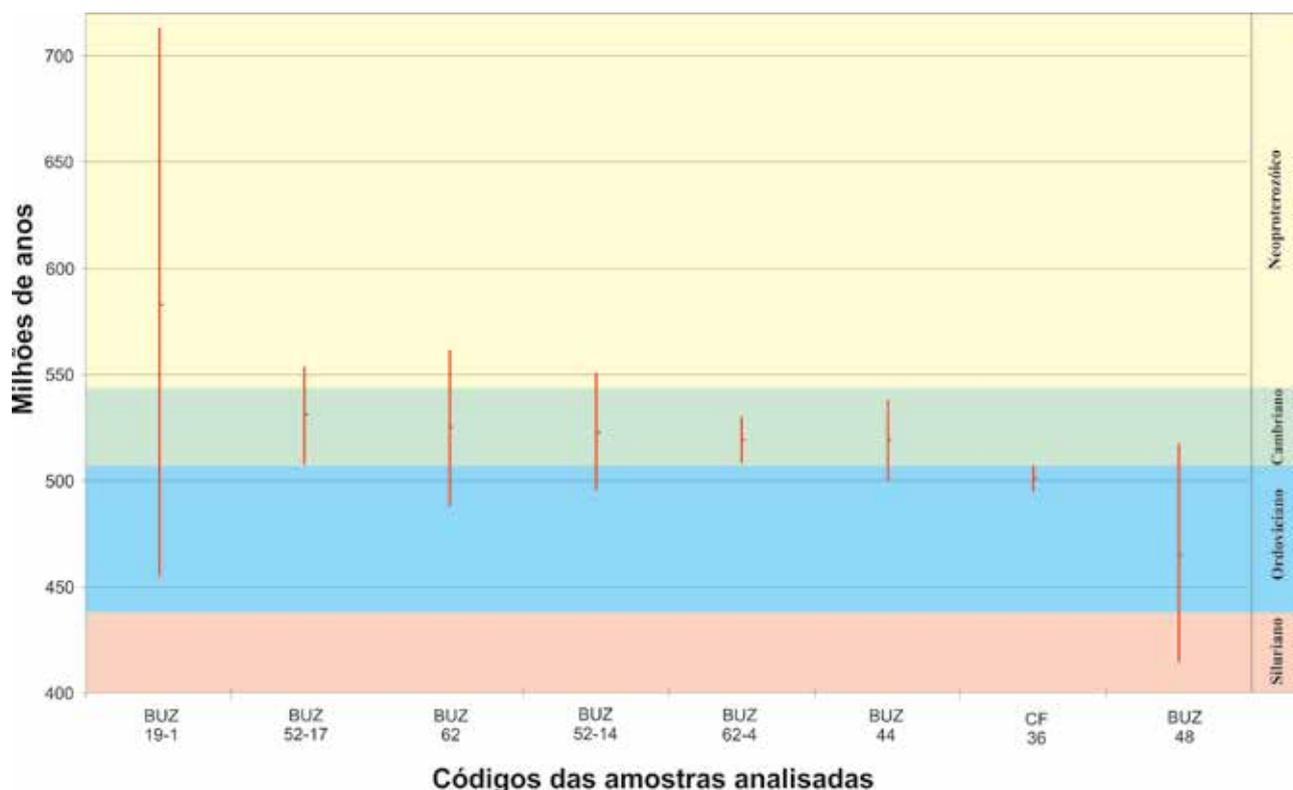


Figura 2.15 - Gráfico com as idades do intercepto inferior U-Pb em zircão nos Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos e Ortoanfíbolitos Forte de São Mateus (amostra BUZ-44)(Schmitt, 2001)

mais conclusiva está documentada em uma geração de zircões cambrianos, datada nos veios quartzo-feldspáticos que seccionam estes ortognaisses e estão deformados pela fase deformacional D3. Estes veios apresentam uma foliação de baixo ângulo e uma lineação de estiramento NW-SE. Portanto, conclui-se que as estruturas observadas no embasamento são relacionadas a esse episódio de deformação do Cambriano. O domínio ortognáissico encaixante, um metagranito paleoproterozóico, provavelmente manteve-se isótopo até então. Este fato não elimina a possibilidade da existência de estruturas deformacionais remanescentes nestas rochas, mas não passíveis de datação até o momento.

A maior parte das idades fanerozóicas do DTCF é oriunda da Seqüência Supracrustal. A quantidade de dados isotópicos obtidos a partir de diferentes minerais (zircão, monazita, rutilo, titanita), e de diferentes métodos (U-Pb em minerais e isócronas Sm-Nd), permite concluir que as estruturas deformacionais dúcteis (fases D1 a D4), os minerais metamórficos e os veios gerados por anatexia, são feições geológicas geradas no evento termo-tectônico durante este período.

Identificou-se dois domínios geocronológicos no DTCF: o setor centro-leste (mais antigo - com idades do Cambriano) e o setor oeste (mais jovem - com idades do Cambriano Superior) (Figura 2.16). A diferença é de apenas cinco a vinte milhões de anos. No setor centro-leste, os minerais de pico

metamórfico (zircão nos leucossomas, derivados de fusão, e monazitas) datam do intervalo de 525 a 510 milhões de anos. Já no setor oeste, os minerais do auge do metamorfismo datam de 505 a 490 Ma, ou seja, do Cambriano Superior (Figura 2.16). Esta diferença pode estar relacionada com o fato de que o domínio oeste sofreu a última fase dúctil de deformação (D4) com mais intensidade sendo restrita a uma zona de cisalhamento neste domínio. Entretanto, em ambos setores, datou-se zircões de diques tardi-tectônicos com idades do final do Ordoviciano e início do Siluriano, comprovando-se que, neste intervalo, o evento termo-tectônico já cedia lugar à estabilização tectônica e ao esfriamento da região.

Outro fato importante foi observado dentro de cada um dos setores, onde os minerais metamórficos apresentaram idades diferentes em alguns milhões de anos, provavelmente como consequência das distintas temperaturas de fechamento dos mesmos para os sistemas químicos. Através das idades obtidas em diversos minerais da mesma seqüência e com base nos dados disponíveis sobre as temperaturas de fechamento dos mesmos, elaborou-se uma curva de esfriamento para cada setor do DTCF (Figura 2.17).

De acordo com este gráfico, na região centro-leste do DTCF, as rochas estiveram sob altas temperaturas (entre 850 e 700°C) durante aproximadamente 20 milhões de anos. Sendo que o pico metamórfico, que atingiu pelo menos 780°C, é registrado nos dados em zircão dos leucossomas, que têm uma alta

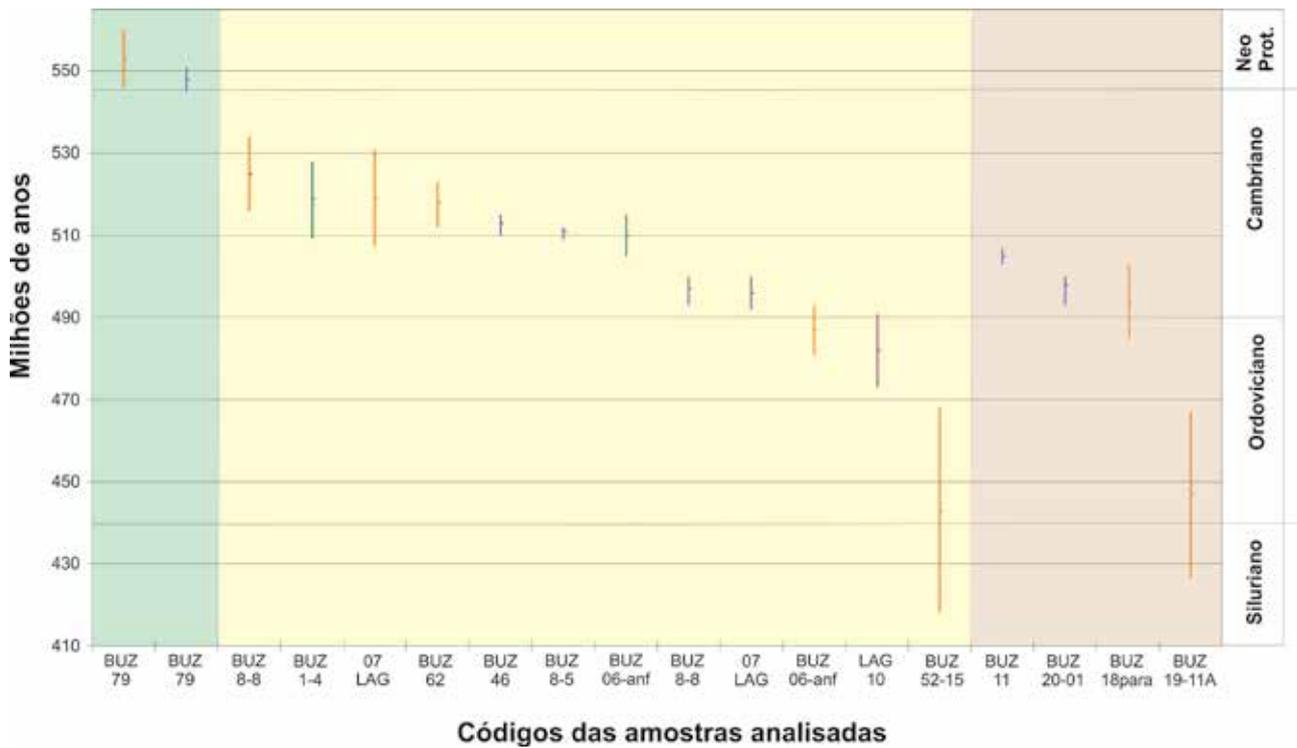


Figura 2.16 - Gráfico com as amostras datadas por Schmitt (2001) e as idades neoproterozóicas e paleozóicas obtidas no “terreno Oriental” (campo verde) e no DTCF (campo amarelo - setor centro-leste; e campo cor areia - setor oeste). As barras mostram os erros em milhões de anos, e a marca horizontal mostra a idade. Os métodos e minerais estão nas seguintes cores: U-Pb em zircão (vermelho), U-Pb em monazitas (azul); U-Pb em titanitas(verde); Sm-Nd isócrona rocha-total (roxo)

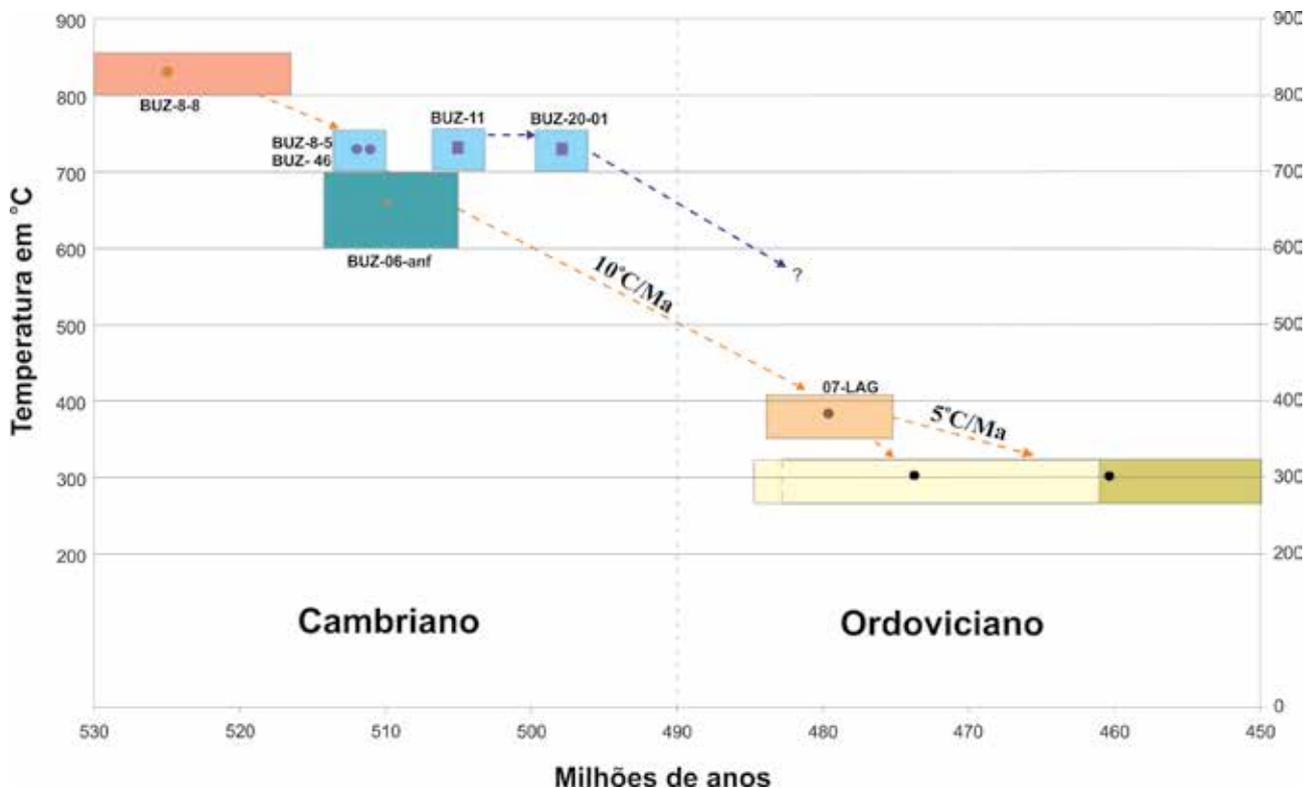


Figura 2.17 - Diagrama de temperatura e tempo de Schmitt (2001) e Schmitt et al (2004), com as prováveis trajetórias de esfriamento para a região centro-leste do DTCF (linha tracejada vermelha) e a região oeste do DTCF (linha tracejada azul). Os minerais analisados com o método U-Pb são: monazita (em azul); zircão (em vermelho); titanita (em verde) e rutilo (em laranja). As frações em amarelo e amarelo ouro são análises K-Ar em biotita de Zimbres et al.(1990) e Delhal et al.(1969), respectivamente. Os quadrados representam os erros das idades em milhões de anos e das temperaturas de fechamento dos minerais.Os códigos das amostras selecionadas estão próximos aos seus respectivos quadrados. Sobre as trajetórias estão as taxas de esfriamento

temperatura de fechamento para o sistema U-Pb. A partir de ± 505 Ma, houve um brusco esfriamento destas rochas, provavelmente associado a um rápido soerguimento. Calculou-se uma taxa de esfriamento de $10^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ no período de 510 a 480 Ma, considerando o valor obtido em rutilo, um dado discordante. Além disto, a isócrona Sm-Nd de 485 Ma indica que talvez estas rochas estivessem a temperaturas um pouco mais altas. Utilizando a idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ do rutilo e as idades K-Ar em biotitas, estas últimas de outros autores (Delhal *et al.*, 1969; Zimbres *et al.*, 1990), calculou-se uma lenta taxa de $5^{\circ}\text{C}/\text{Ma}$ para o período de 480 a 460 Ma. Esta alta taxa de esfriamento está associada a uma rápida exumação do pacote de rochas também indicada por dois argumentos geológicos independentes: preservação parcial da cianita, ou seja, da associação mineral de alta pressão; presença de falhas de empurrão da fase deformacional D3 que colocam o DTCF sobre o Terreno Oriental, trazendo as rochas para níveis crustais mais rasos;

Os valores obtidos são mais altos do que a taxa de esfriamento do escudo grenviliano no Canadá, apresentada por Mezger *et al.* (1991). A baixa taxa de esfriamento naquele caso é aliada a um metamorfismo tardio, com o soerguimento e erosão associados a outros eventos que não a orogênese grenviliana. No caso do DTCF, as idades das monazitas, zircões e titanitas estão bastante próximas, corroborando com a hipótese de um esfriamento rápido logo após o pico metamórfico, seguido de um período com esfriamento relativo mais lento, mas ainda rápido, se comparado com o caso do Canadá. O diagrama com as curvas de esfriamento mostra também porque o setor oeste é considerado mais jovem do que o setor centro-leste no DTCF. Provavelmente o setor oeste estava à mais alta temperatura ($\pm 100^{\circ}\text{C}$ a mais do que o

setor centro-leste) durante o Cambriano Superior, período em que os minerais de mais alta temperatura fecharam-se para o sistema U-Pb. Este fato deve ser relacionado com a zona de cisalhamento, e os plútons sintectônicos associados, que se estabeleceu no setor oeste neste período, podendo ter mantido a temperatura da fácies anfíbolito nesta área.

Schmitt (2001) e Schmitt *et al.* (2004) comprovaram também que o Terreno Oriental teve uma evolução tectono-metamórfica mais antiga do que o DTCF. A única amostra analisada forneceu uma idade U-Pb de 550 Ma para zircões e monazitas metamórficas, concordante com as idades publicadas por outros autores neste segmento da Faixa Ribeira (Heilbron e Machado, 2003).

2.3.4 - Evolução tectônica no Meso-Cenozóico

A região de Cabo Frio compreende um alto estrutural, o Alto de Cabo Frio, que separa duas grandes províncias petrolíferas da margem continental brasileira: a Bacia de Campos, ao norte, e a de Santos, ao sul (Figura 2.18). Estas duas bacias se desenvolveram a partir do Cretáceo Inferior como parte do sistema de riftes resultantes do início da abertura do Oceano Atlântico Sul (Ojeda, 1982). O Alto do Cabo Frio está orientado segundo a direção NW-SE e teria se formado durante a fase rifte, antes do início da implantação das duas bacias, servindo como uma barreira tectono-estratigráfica até pelo menos o Oligoceno (Pedro, 2003). O Alto do Cabo Frio, assim como os demais altos interbaciais da margem continental brasileira, corresponde a uma plataforma de embasamento raso, que corresponde caracteristicamente a uma região de crosta pouco afinada, delimitada pelo traçado das zonas de charneira.

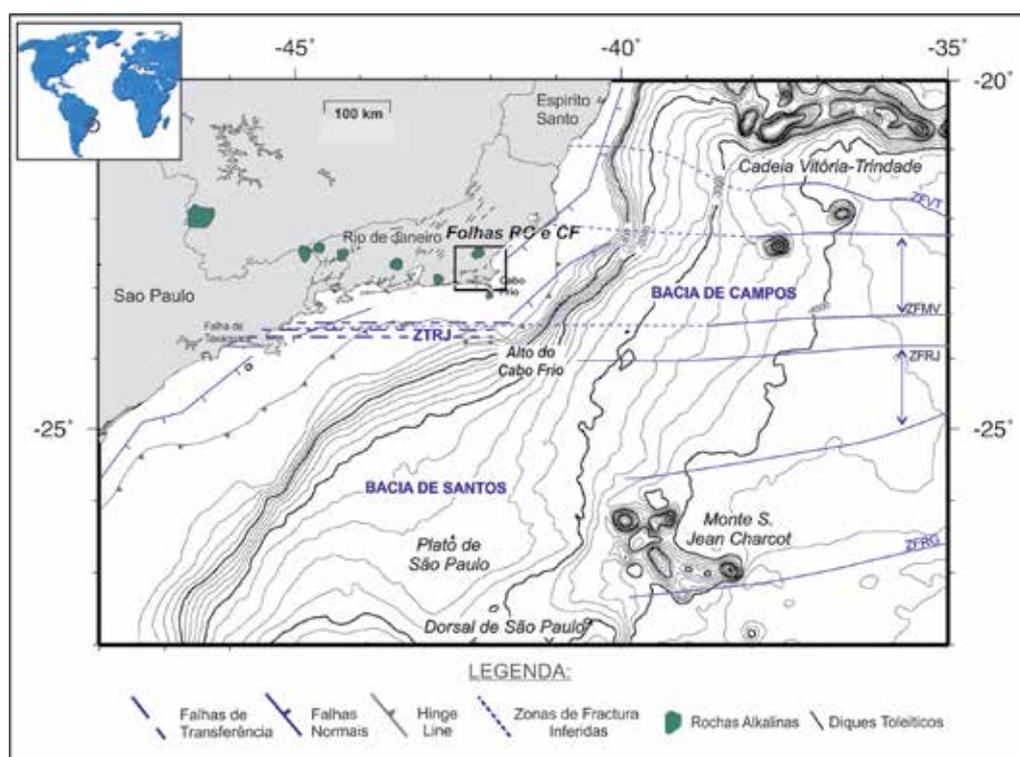


Figura 2.18 - Mapa batimétrico da Margem continental Sudeste Brasileira com as principais feições estruturais. A área do quadrado com linha branca corresponde às Falhas Rio das Ostras e Cabo Frio 1:100.000 (Stanton *et al.*, 2010)

Constitui uma zona de flexura litosférica, cuja estruturação representa um dos principais fatores controladores da evolução tectônica das bacias marginais adjacentes (Macedo, 1989). As estruturas pré-existentes e as estruturas deformacionais pré, sin e pós-rifteamento que se originaram no alto serviram como condicionantes estruturais das bordas norte de Santos e sul de Campos (Macedo, 1989). Seu embasamento é constituído por rochas pré-cambrianas da Faixa Ribeira, principalmente do Domínio Tectônico do Cabo Frio adjacente e registrou, em sua história evolutiva, inúmeros eventos tectônicos com manifestações magmáticas presentes em diferentes níveis estratigráficos (Mizusaki e Mohriak, 1993).

Tem-se sugerido a relação entre a Zona de Transferência Rio de Janeiro, que corresponde a uma zona de falhas submarinas ao norte da Bacia de Santos que se prolonga até a Zona de Fratura Oceânica do Rio de Janeiro (Alves, 1981), e o Alto do Cabo Frio (Asmus, 1975; Souza, 1991. Almeida (1996) descreveu o Alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio e sua possível extensão à margem submersa, que assim como o vulcanismo básico Cretácico acentuado, teria afetado a área do Alto do Cabo Frio no Meso-Cenozóico.

A geologia meso-cenozóica das duas folhas é representada por uma série de intrusões toleíticas e alcalinas e por um tectonismo rúptil que afeta as rochas do embasamento e as supracrustais, com o desenvolvimento de sistemas de falhas normais e transcorrentes e juntas em várias direções. Esta tectônica rúptil é atribuída a esforços tectônicos relacionados ao evento de abertura do Oceano Atlântico Sul desde a fase pré-rift até a evolução tectônica da margem continental passiva recente, com reativação no Cenozóico e o surgimento de pequenas bacias de rifte continentais (ex. Bacia de Resende)(Riccomini *et al.*, 2004).

A variação de intensidade magnética observada no mapa aeromagnético é coerente com a presença de diferentes terrenos tectônicos dispostos lado a lado como observado ao longo da Faixa Ribeira, cujos limites tectônicos dispõem-se segundo a direção N45E-S45W e representam um forte contraste lateral de magnetização. A análise do mapa aeromagnético Continuado para Cima permite a visualização do comportamento dessas anomalias e de suas estruturas associadas em profundidade na crosta, e avaliar sua importância na estruturação do embasamento. Os limites tectônicos regionais como o Limite Tectônico Central (LTC) e o Limite Tectônico do Cabo Frio (LTCF) ficam claramente evidenciados, onde visualiza-se o “embasamento magnético” continental. Além destes limites é possível também notar a existência de uma marcante anomalia negativa que define outro importante limite, nesse caso associado ao contato entre o Domínio Costeiro e o Arco Magmático do Rio Negro, o qual apresenta características magnéticas semelhantes àquelas observadas mais ao norte, para o LTC. É possível também notar, a partir de uma

comparação entre os mapas aeromagnéticos a 150 m e a 5 km de altitude a ampliação lateral da anomalia negativa associada a estes limites tectônicos, indicando que os limites se encontram profundamente incrustados na estrutura crustal da Faixa Ribeira. Pela configuração do embasamento magnético, poder-se-ia estimar que essas descontinuidades abrangem uma faixa superior a 10 km de largura, podendo estender-se verticalmente por pelo menos 5 km de profundidade na crosta (Stanton *et. Al.* 2010).

A delimitação desses terrenos tectônicos a partir do mapa geológico simplificado (Figura 2.13) apresenta algumas diferenças em relação àqueles obtidos a através da análise magnética (Figura 2.19). Isso pode dever-se ao deslocamento da anomalia magnética quando feito o procedimento de continuação para cima, embora a resolução dos dados aeromagnéticos seja de boa qualidade o que minimiza os erros derivados do tratamento matemático. Outra possível explicação seria o fato de que os limites aqui apresentados não estarem relacionados às feições superficiais, como aquelas mapeados em terra, mas refletirem sim a estruturação subsuperficial do embasamento e por isso podem apresentar diferenças lateralmente em profundidade em relação à posição destes na superfície. Nesse contexto, os resultados aqui apresentados por Stanton *et. Al.* 2010 podem servir para aprimorar a delimitação dessas estruturas nas áreas onde não é possível mapeá-las superficialmente devido à cobertura sedimentar ou dificuldade de acesso.

Dessa forma, os terrenos que compõe a Faixa Ribeira à excessão do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF), estão dispostos lateralmente sob a forma de lascas tectônicas alongadas, orientadas N40-50E, que se prolongam verticalmente na crosta, que foi marcada por uma transpressão segundo um eixo NW-SE (Heilbron *et al.*, 2000). A presença de anomalias semi-circulares de alta intensidade, associadas aos granitóides, visíveis até 5 km de profundidade, evidenciam a importância dessas intrusões magmáticas tardi-tectônicas na estrutura crustal continental (Granito Silva Jardim na porção NW da Folha Cabo Frio).

Ao longo da Faixa Ribeira é possível observar um aumento gradativo na intensidade das anomalias de NE para SW o que pode estar relacionado à presença do Arco Magmático do Rio Negro na sua porção SW, caracterizado por rochas metabásicas, possivelmente responsáveis por uma maior intensidade de magnetização do que as metassedimentares do Domínio Costeiro no Terreno Oriental. Segundo Eirado *et al.*, (2007), a partir de perfil tectônico interpretado para essa região, o Terreno Ocidental comporia uma lasca tectônica colocada sob o Arco Magmático do Rio Negro através de uma falha de empurrão com mergulho para NW. Segundo essa hipótese, as rochas do Terreno Oriental estenderiam-se ao longo da crosta que compõe a Plataforma Continental ao sul do Rio de Janeiro sob uma camada de rochas do complexo

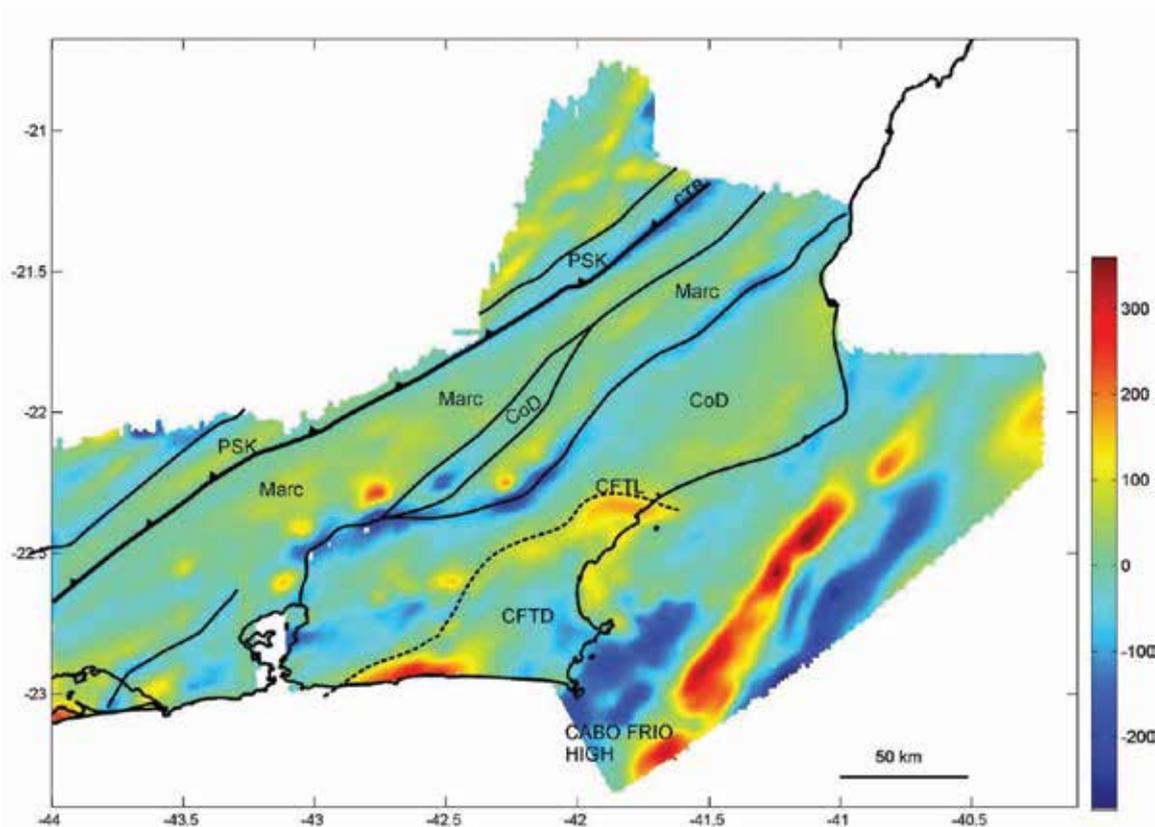


Figura 2.19 – Mapa magnético continuado para cima do campo anômalo a 5 km de altitude (Stanton *et al.*, 2010). Os principais terrenos da Faixa Ribeira e os trends de seus limites tectônicos estão definidos por linhas pretas. SFC- Cráton de São Francisco; PSK- Klippe Paraíba do Sul; ArcM- Arco Magmático Rio Negro; CoD- Domínio Costeiro; CFTD- Domínio Tectônico de Cabo Frio; CTB- Limite Tectônico Central; CFTL- Limite Tectônico de Cabo Frio; CMH- Alto magnético de Campos

Magmático do Rio Negro. Essa proposta não encontra subsídios a partir dos dados magnetométricos regionais, uma vez que o Arco Magmático do Rio Negro apresenta maiores intensidades de magnetização do que os metasedimentos do Terreno Ocidental. Como o mapa de anomalias magnéticas não reflete feições superficiais, a presença de rochas pouco magnetizadas *sob* o Arco Magmático é pouco provável. A presença de anomalias magnéticas altas e positivas nessa região está relacionada a um embasamento magnético de forte contraste magnético, relacionado às variações de intensidade de magnetização das rochas crustais localizadas até 15 km de profundidade. Esse fato descarta a hipótese de rochas pouco magnetizadas localizadas em porções mais inferiores da crosta nessa área (Stanton, 2009).

A história magmática meso-cenozóica é representada por intrusões de diques máficos e “plugs” alcalinos (Valença, 1976). Os diques máficos observáveis na região são toleíticos e fazem parte do Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente *et al.*, 2005). Apresentam, de forma geral, uma orientação preferencial N40-50E, concordante com a direção geral das falhas e fraturas da Faixa Ribeira.

No DTCF afloram três ocorrências alcalinos importantes: (a) Ilha de Cabo Frio (nefelina sienito

com idade Rb-Sr de 54 Ma, Sichel *et al.*, 1997a), ao sul de Arraial do Cabo, em ambas folhas, (b) Maciço Alcalino Morro de São João (idade Rb-Sr de 77 Ma, Sichel *et al.*, 1997) na folha Cabo Frio, e (c) Maciço Alcalino Morro dos Gatos, no NW da folha Cabo Frio. As dimensões destes “plugs”, que variam de 2- 5 km de diâmetro (Valença, 1976), são comparáveis com os “plugs” do Eoceno, reconhecidos em perfis sísmicos na plataforma continental de Cabo Frio (Mohriak *et al.*, 1990, Oreiro, 2006a,b). Estes maciços estão alinhados aproximadamente segundo a direção ESE-WNW desde Poços de Caldas (no estado de Minas Gerais) até a região de Cabo Frio, alinhamento denominado Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida, 1991). Este alinhamento é correlacionado com o das rochas vulcânicas da Cadeia de Vitória-Trindade *offshore*, deslocada para o norte (Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). Este magmatismo é atribuído a atividade de um “hot spot” indicada pelo “younging” dos corpos ígneos no sentido leste (Thomaz Filho & Rodrigues, 1999).

A sedimentação nesta área é restrita à Era Cenozóica, representada por depósitos sedimentares fluviais do Terciário, atribuídos à Formação/Grupo Barreiras, e depósitos sedimentares marinhos e transicionais do Quaternário.

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS PRÉ-SILURIANO

3.1.1 - Complexo Região dos Lagos (PP3rl)

(hornblenda-biotita ortognaisses com enclaves meta-dioríticos e meta-tonalíticos e xenólitos anfibolíticos e granito com megacristais de feldspato potássico)

3.1.1.1 - Histórico

Rosier (1957) identificou três tipos de rochas pré-cambrianas na área do DTFC: (1) Gnaisses granitóides; (2) Gnaisses muito migmatizados; (3) Biotita gnaisses pouco migmatizados. Os dois primeiros litotipos provavelmente são pertencentes ao embasamento ortoderivado, que apresenta uma grande heterogeneidade litológica devido à deformação e metamorfismo que o afetou. Nos domínios pouco deformados, os protólitos ígneos são facilmente identificados (gnaisses granitóides de Rosier), enquanto que nas zonas muito deformadas, a fusão parcial e a deformação transformam este embasamento em migmatitos, cujos protólitos são de difícil reconhecimento (Gnaisses migmatizados de Rosier).

Reis *et al.* (1980) denominaram o embasamento de Unidade Região dos Lagos. De acordo com a metodologia de mapeamento de unidades litológicas no Estado do Rio de Janeiro (Projeto Carta Geológica, Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro- DRM-RJ; 1976 a 1995), a unidade seria uma entidade litológica básica de mapeamento, de fácil reconhecimento na escala adotada (1:50.000) e cunho descritivo (Reis e Mansur, 1995). A Unidade Região dos Lagos foi descrita como migmatitos heterogêneos, representados por biotita-microclínio-plagioclásio gnaisses e hornblenda-biotita-microclínio-plagioclásio gnaisses, cinzentos, de granulação média a fina, com veios leucocráticos, delgados, graníticos e pegmatóides, compondo estrutura estromática, “schlieren” e, mais restritamente, “schollen”. Foram identificados ainda corpos métricos de anfibolitos, estirados e dobrados, com belas estruturas de “boudinagem” (Ferrari *et al.*, 1982).

Apesar do intenso mapeamento realizado no projeto DRM-RJ, a caracterização de unidades puramente descritivas dificultou, em alguns casos, a interpretação geológica da área, que prescinde não somente da descrição petrográfica, mas também da interpretação de prováveis protólitos e da relação estrutural entre as unidades.

Heilbron *et al.* (1982) sugeriram um protólito ígneo para o embasamento, devido a sua homogeneidade e composição. Uma discussão mais aprofundada sobre a origem do embasamento somente veio com Machado & Demange (1990) que descreveram a Unidade Região dos Lagos como uma unidade de granitóides polideformados de idade paleoproterozóica, que denominaram Batólito de Araruama. Dividiram-no em duas suítes:

Suíte Araruama: biotita granitóides foliados de composição granodiorítica a granítica, com textura grossa e fenocristais de K-feldspato, entre 2 e 4 cm de comprimento, sendo seccionados por leucogranitóides finos.

Suíte São Pedro da Aldeia: granitóides com composição granodiorítica a tonalítica, subordinadamente granítica, textura equigranular de média a fina; raramente apresentam domínios porfiríticos. São ricos em biotita, plagioclásio e quartzo, podendo apresentar anfibólio e K-feldspato. O bandamento é marcado pelos corpos anfibolíticos, granitos leucocráticos e veios pegmatíticos intercalados.

A.C. Fonseca (1994) descreveu o embasamento como gnaisses tonalíticos a granodioríticos, com granitos subordinados, para uma área restrita a região de Búzios e Cabo Frio. No DTFC, os metagranitóides predominam em área em relação aos termos mais dioríticos e tonalíticos. A.C. Fonseca (1994) apresentou ainda três análises geoquímicas de elementos maiores nos ortognaisses, classificando-os como uma série metaluminosa cálcio-alcálica de alto K, de composição variando de monzogabro, quartzo-monzodiorito a monzodiorito. A autora flagrou uma incompatibilidade entre os dados geoquímicos e sua petrografia, que classificou-os como granitóides de uma série cálcio-alcálica de baixo-K. Atribuiu esta incoerência a problemas na análise dos álcalis. Todavia, considerando a diversidade litológica do embasamento, as duas séries podem ocorrer.

Viana (2003) e Viana *et al.* (2008) realizaram análises geoquímicas de elementos maiores nos ortognaisses da Região dos Lagos, classificando-as como série subalcalina calcioalcalina, formando dois agrupamentos distintos. O primeiro, denominado *Agrupamento A*, é constituído de biotita gnaisses de médio-K e hornblenda biotita gnaisses, de caráter metaluminoso mais forte e menores teores de SiO₂, total de álcalis e K₂O e o segundo, denominado *Agrupamento B*, é constituído de biotita gnaisses de alto-K e leucognaisses de caráter metaluminosos mais fraco e maiores teores de SiO₂, total de álcalis e K₂O. Os ortognaisses quanto ao ambiente tectônico provavelmente foram gerados em ambiente de arco vulcânico com típico magmatismo calcioalcalino.

Schmitt *et al.* (2004) consideram a Unidade Região dos Lagos como composta predominantemente de metagranitóides, e subordinadamente por corpos de metatonalitos e metaquartzodioritos, cristalizados no período de 2,09 a 1,95 Ga. Em domínios menos deformados, os protólitos ígneos podem ser facilmente identificados, enquanto que em domínios mais deformados, os metagranitóides tornam-se gnaisses bandados com estruturas migmatíticas. Os metaquartzodioritos e metatonalitos mostram textura média a grossa, com anfibólios e biotitas varietais, além de minerais acessórios. Os metagranitóides apresentam predominantemente composição monzogranítica, com variedades sienograníticas, quartzomonzoníticas e granodioríticas. Apresentam duas texturas principais, uma porfirítica e outra equigranular. Os metamonzogranitos porfiríticos têm anfibólios e biotitas, com fenocristais de microclina com comprimentos superiores a 7 cm. Os metagranitóides equigranulares apresentam textura média a grossa. Todos estes litotipos são cortados por veios aplíticos quartzo-feldspáticos hololeucocráticos, localmente com textura pegmatítica. Esses veios têm composição variada, sendo granodioríticos quando dentro de corpos de metatonalitos e metaquartzodioritos, e representados por monzogranitos à alkali-feldspato granitos dentro de metagranitóides.

Vaz *et al.* (2007) realizaram análise petrográfica e de Sm-Nd nos enclaves do embasamento. Estes autores identificaram dois grupos: enclaves microdioríticos (com idades modelo de Nd entre 2,6 e 2,4 Ga) e xenólitos anfibolíticos (com idade modelo de Nd de 3,2 Ga). Com base nestes dados e ainda nos critérios de campo, tais como, a ocorrência de bandamento composicional e a presença de foliação pretérita, sugere-se neste trabalho, que os enclaves anfibolíticos seriam xenólitos. Ou seja, estes enclaves eram a encaixante anfibolítica quando houve a intrusão e cristalização dos corpos ígneos tonalíticos e monzograníticos de 2,0 Ga. A partir desses resultados, será investigada a idade destes xenólitos anfibolíticos pré-2,0 Ga. Embasamento neoarqueano é conhecido em lentes retrabalhadas dentro da Faixa Kaoko na Namíbia (Seth *et al.*, 1998) e em Angola (Delor *et al.*, 2006). Portanto o reconhecimento destes xenólitos no Domínio Tectônico de Cabo Frio é mais uma evidência de que este terreno geológico é parte do continente africano que ficou anexado à América do Sul durante o rifteamento mesozóico.

3.1.1.2 - Descrição litológica

O Complexo Região dos Lagos é predominantemente constituído por ortognaisses graníticos com metaquartzo-dioritos subordinados, com graus variados de deformação, desde domínios pouco deformados, onde o protólito é facilmente reconhecido, até domínios intensamente deformados, onde os metagranitóides transformam-se em gnaisses

finamente bandados com estruturas migmatíticas (Figura 3.1). Em ambas situações, os ortognaisses apresentam sinais evidentes de recristalização metamórfica associados a este evento deformacional. As diversas litofácies do Complexo Região dos Lagos podem ser separadas em mapa nas escalas 1:25.000 e 1:50.000. Neste mapa foi possível distingui-los em alguns locais na escala 1:100.000 (ex. Folha Rio das Ostras, Suíte Araruama). Nas escalas 1:25.000 e superiores, as litofácies são facilmente mapeadas. Contudo, esta unidade predomina como indivisa, pois os litotipos podem estar finamente intercalados e intensamente deformados (Figura 3.2).



Figura 3.1 – Afloramento do Complexo Região dos Lagos no costão das Conchas em Cabo Frio (Folha Rio das Ostras). Notar a direita o ortognaisse com discreta foliação e seus enclaves dioríticos preservados com forma elipsoidal. A esquerda ocorre uma zona de maior strain, onde o ortognaisse é transformado num migmatito com bandamento bem marcado. Esta é uma zona de cisalhamento NW-SE dúctil com componente de movimento dextral e uma componente menor reversa



Figura 3.2 – Afloramento do Complexo Região dos Lagos indiviso no costão da Praia Brava (Cabo Frio), na porção sul da Folha Rio das Ostras. Notar o gnaisse migmatítico a direita (sul) e o nível anfibolítico a esquerda (norte). A foliação tem direção NW-SE e mergulho é subvertical

As principais evidências que permitem classificá-los como orto-derivados são: composição mineralógica, estruturas corta-corta (presentes nos domínios menos deformados) e a gradação dos

domínios menos deformados para domínios mais deformados, comprovando que grande parte dos gnaisses finamente bandados são resultantes de zonas de cisalhamento sobre os metagranitóides.

Foram caracterizados cinco grupos de litotipos: (1) xenólitos anfibolíticos; (2) metaquartzo-dioritos e metatonalitos; (3) enclaves microdioríticos; (4) metagranitóides e (5) veios quartzo-feldspáticos. O grupo (4) pode ser mapeado na escala 1:100.000, sendo identificadas as duas suítes sugeridas por Machado e Demange (1990).

Grupo 1 - Xenólitos anfibolíticos

Os xenólitos anfibolíticos apresentam formas angulosas e um bandamento composicional interno milimétrico constituído pela intercalação do anfibolito com veios leucocráticos de textura fina com quartzo e plagioclásio (Figura 3.3). Os contatos são bruscos, retos ou curvilíneos, com os metatonalitos e metamonzogranitos do embasamento. No domínios menos deformados, os enclaves anfibolíticos apresentam bandamento paralelo a uma foliação tectônica, inexistente na encaixante granítica, sugerindo que estes sejam xenólitos (Figura 3.3). Ao microscópio observam-se os minerais essenciais plagioclásio e anfibólio. O quartzo (0,8-3%) aparece ora como mineral varietal, ora como mineral acessório. Outros minerais acessórios são: a ilmenita, apatita e zircão. As texturas observadas são granoblástica (plagioclásio) e lepidoblástica (anfibólio).



Figura 3.3 – Afloramento de xenólito anfibolítico com foliação e bandamento composicional interno e forma angulosa (triangular). A encaixante, metagranito do Complexo Região dos Lagos, não possui foliação concordante, indicando que trata-se de um xenólito. Praia das Conchas, Cabo Frio (Folha Rio das Ostras)

Grupo 2 - Metaquartzo-dioritos e metatonalitos

Nos domínios menos deformados, os metatonalitos e os metaquartzo-dioritos ocorrem intercalados e apresentam contatos gradacionais

paralelos à foliação tectônica (Figura 3.4). Os litotipos têm granulometria média a grossa e contém anfibólio e biotita como minerais varietal e acessório, respectivamente. A composição modal predominante é a quartzo-diorítica, subordinadamente aparecem composições tonalítica e granodiorítica. Apresentam textura granoblástica, marcada pelo quartzo e feldspato; e textura lepidoblástica, marcada pela biotita. O plagioclásio, do tipo andesina, exibe textura antipertítica. Os litotipos contém localmente óxidos (cristais de ilmenita/magnetita de até 2 cm de diâmetro) circundados por uma coroa de titanita.



Figura 3.4 – Aspecto de campo do metatonalito, cortado por um veio hololeucocrático concordante com a foliação. Pontal do Atalaia, Arraial do Cabo (Folha Cabo Frio)

Nos domínios mais deformados, ocorrem como ortognaisses finamente bandados com veios graníticos hololeucocráticos intercalados. Portanto, o bandamento gnáissico é marcado pela variação composicional de tonalito/quartzo-diorito intercalado com veios leucograníticos. É provável que estes veios representem leucossomas, e que sua encaixante represente material residual de anatexia. Nestes domínios, a identificação dos protólitos ígneos é, no mínimo, questionável. As descrições petrográficas destes ortognaisses finamente bandados, apesar de indicarem composições quartzo-dioríticas, não são definitivas quanto à identificação de protólitos tonalíticos e quartzo-dioríticos. Este grupo litológico exibe também variação composicional em escala microscópica com intercalação de 2 cm até 5 milímetros de lâminas quartzo-feldspáticas e lâminas mais máficas (com biotita e até granada). Observa-se “filmes” de albita nos contatos de quartzo e plagioclásio. Este último é antipertítico. O anfibólio é parcialmente substituído por biotita, que mostra, localmente, uma textura simplectítica.

A mineralogia dos metatonalitos consiste em plagioclásio (29 a 50%), quartzo (18 a 34%), microclina (1 a 5%), anfibólio, biotita e granada, sendo que em alguns casos, anfibólio, biotita, e microclina são encontrados como acessórios. Os minerais acessórios

comumente presentes nesta litologia são titanita, zircão, apatita, minerais opacos e granada. Os minerais secundários observados são muscovita, carbonato, clorita e sericita. As texturas observadas consistem em granoblástica a granolepidoblástica, quando a quantidade de anfibólio e biotita é maior. Em termos de substituição, foi observada tremolita substituindo hornblenda e biotita substituindo anfibólio.

Grupo 3 - Enclaves microdioríticos

Os enclaves dioríticos ocorrem preferencialmente nos metatonalitos do embasamento. Apresentam uma forma predominantemente elíptica (Figura 3.5), com dimensões decimétricas, normalmente orientados e/ou estirados paralelos às estruturas deformacionais da encaixante cuja orientação principal de estiramento é NW-SE. A forma destes enclaves é indicativa da quantidade de deformação sofrida no domínio. Fora das zonas deformacionais, mostram formas lenticulares até angulares, imitando formas geométricas, como quadrados e triângulos. Dentro das zonas deformacionais, suas formas lenticulares são acentuadas, configurando elipsóides alongadas, paralelas às lineações minerais. A foliação interna do enclave também é paralela à foliação da encaixante. Os afloramentos estudados ocorrem nas proximidades da praia das Conchas, em Cabo Frio, RJ. Esta área foi selecionada para o estudo dos enclaves do embasamento por ser uma zona de menor deformação (*low strain*), preservando uma série de estruturas primárias tais como: contatos ígneos e enclaves angulosos (sem estiramento). Os contatos com a encaixante podem ser bruscos, retos ou curvilíneos. Em alguns casos, apresentam contatos difusos, onde são identificados fenocristais de plagioclásio no enclave, semelhantes aos da encaixante, sugerindo uma assimilação parcial do enclave pela mesma (Figura 3.6). Apresentam textura equigranular fina a média. Ao microscópio observam-se os minerais essenciais, plagioclásio (57-68%) e quartzo (3-14%). Os minerais máficos são biotita (5-23%) e anfibólio (4-24%). Os minerais acessórios são K-feldspato, zircão, titanita, muscovita e ilmenita. As texturas observadas são granoblástica, conferida pelos minerais quartzo e feldspato, lepidoblástica dada pela orientação da biotita e anfibólio, mirmequítica, e simplectítica. Tais rochas apresentam composição quartzo-diorítica a tonalítica.

Grupo 4 - Metagranitóides

Os metagranitóides são as rochas mais abundantes do Complexo Região dos Lagos. Apresentam uma composição monzogranítica predominante com termos sienograníticos, quartzo-monzoníticos e granodioríticos subordinados. Com base no critério textural, são caracterizados dois litotipos principais: (1) metagranitóides porfíricos e (2) metagranitóides equigranulares. Existe uma

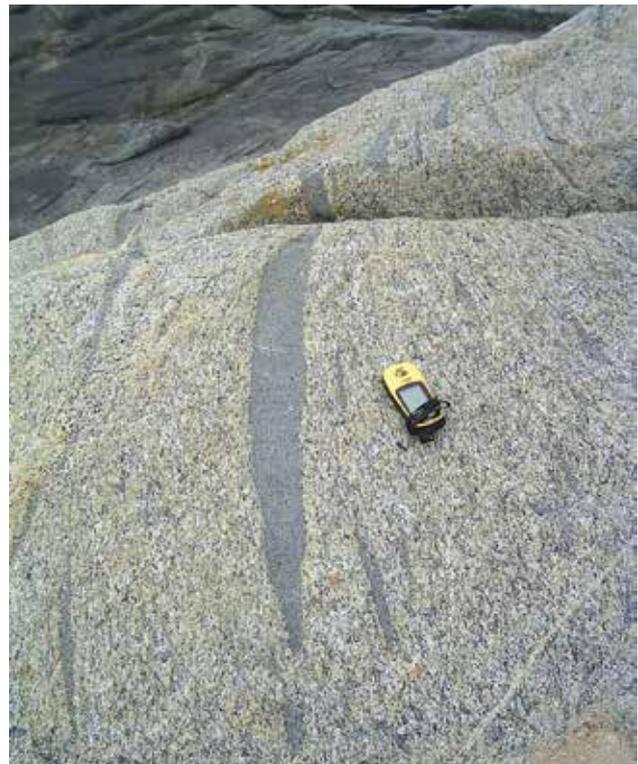


Figura 3.5 – Forma elipsoidal dos enclaves microdioríticos nos metatonalitos do Complexo Região dos Lagos. Costão das Conchas (Folha Rio das Ostras)



Figura 3.6 – Fenocristais da encaixante dentro do enclave microdiorítico sugerindo processos de assimilação magmática. Costão das Conchas (Folha Rio das Ostras)

tendência dos termos porfíroides apresentarem composições mais ricas em K-feldspato, enquanto que os termos equigranulares tendem mais para o campo do granodiorito. Contudo, petrograficamente, ambos são classificados, na sua maioria, como monzogranitos, contendo biotita e anfibólio, como minerais varietais e acessórios, e uma percentagem de quartzo entre 13 e 28%. Os dois litotipos ocorrem intercalados com contatos concordantes com a foliação subhorizontal, não sendo possível determinar a relação corta-corta entre eles. Foram identificadas e mapeadas nesta escala duas suítes.

Suíte Araruama (PP3rlar) hornblenda metagranito com megacristsais de feldspato potássico

Os metagranitóides porfíricos são constituídos por metamonzogranitos com anfibólio e biotita, exibindo megacristsais de microclina (2 até 7 cm de comprimento) e uma matriz com textura média a grossa, de composição monzogranítica a granodiorítica (Figura 3.7). A porcentagem de quartzo varia de 18 a 25%, entrando no campo da composição quartzo-monzonítica. A quantidade de megacristsais de K-feldspato pode diminuir gradativamente, indicando uma variação gradacional para uma litofácies com textura seriada a porfírica (fenocristsais de K-feldspato numa matriz afanítica). Estas litofácies ocorrem como “faixas” de 10 até 60 cm de espessura, dentro dos metagranitóides. Existe a hipótese de que estas faixas fossem zonas de deformação mais intensa (miloníticas) posteriormente recristalizadas. Com freqüência, os metagranitóides porfíricos são seccionados por veios aplíticos.



Figura 3.7 – Metagranitóide com textura porfírica preservada em domínio de menor strain. Suíte Araruama do Complexo Região dos Lagos (afloramento da igreja de Saquarema – Folha Cabo Frio)

Os metagranitóides porfíricos apresentam texturas granoblástica e lepidoblástica (Figura 3.8). O teor de anortita varia de 21 a 36%, correspondendo à composição oligoclásio-andesina. Os cristais de plagioclásio apresentam microestruturas antipertíticas e mirmequíticas.

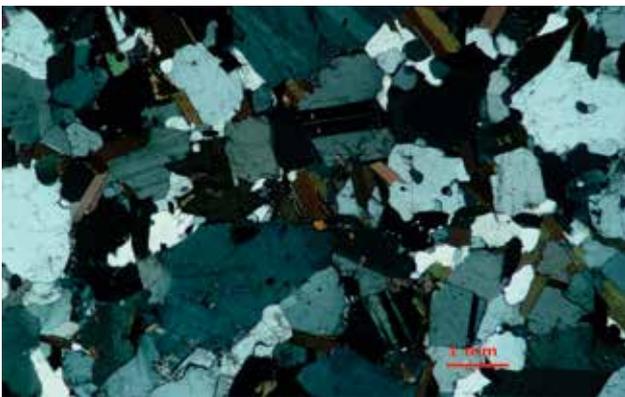


Figura 3.8 - Fotomicrografia mostrando a mineralogia essencial, representada por feldspato potássico, plagioclásio e quartzo, além da textura granoblástica dos metagranitóides porfíricos. Lâmina NA-07B. Nicóis cruzados. Aumento de 2,5x

Os cristais mirmequíticos podem ocorrer como inclusões nos megacristsais de pertita. Observam-se “filmes” de quartzo e microclina preenchendo os espaços intergranulares. O anfibólio e a biotita mostram contatos retos, que sugere a coexistência em equilíbrio. A ilmenita, com até 3 cm de diâmetro, exhibe freqüentemente borda de titanita.

Suíte São Pedro D’Aldeia (PP3rlsp) biotita metagranitóides com magnetita, granulação média a fina textura equigranular e veios aplíticos

Os metagranitóides equigranulares são constituídos predominantemente por monzogranitos a granodioritos com termos quartzo-monzoníticos, com granulometria média a grossa (fina nos domínios mais deformados) (Figura 3.9). São seccionados por veios aplíticos e pegmatíticos. A porcentagem de quartzo varia de 13 a 27%. Apresentam anfibólio e biotita como minerais acessórios, mas podem ser varietais. Na Praia das Conchas (Cabo Frio) um litotipo mais rico em biotita com textura seriada secciona o litotipo com anfibólio. Portanto, outros litotipos poderão ainda ser definidos em estudos mais detalhados.



Figura 3.9 - Afloramento do metagranitóide equigranular em domínio mais deformado, apresentando granulometria fina. Ponto NA-86, costão norte do Pontal do Atalaia

São constituídos principalmente por plagioclásio (41 a 43%), quartzo (15 a 34%), feldspato potássico (9 a 20%), em geral microclina, biotita e anfibólios (hornblenda principalmente, mas também actinolita). O quartzo apresenta extinção ondulante. Os anfibólios aparecem como minerais acessórios, perfazendo menos de 5% da constituição da rocha. Zircão e minerais opacos ocorrem como minerais acessórios. Destaca-se a ocorrência de clorita, carbonato e epidoto como minerais secundários, a partir da alteração de biotitas e anfibólios, no caso da clorita, e de feldspatos, no caso dos demais. Apresentam textura predominantemente granoblástica, embora nas porções ricas em biotita seja observada também textura lepidoblástica (Figura 3.10). O teor de anortita do plagioclásio varia de 21 a 36%, predominando o oligoclásio. A mirmequita encontra-se nos limites intergranulares.

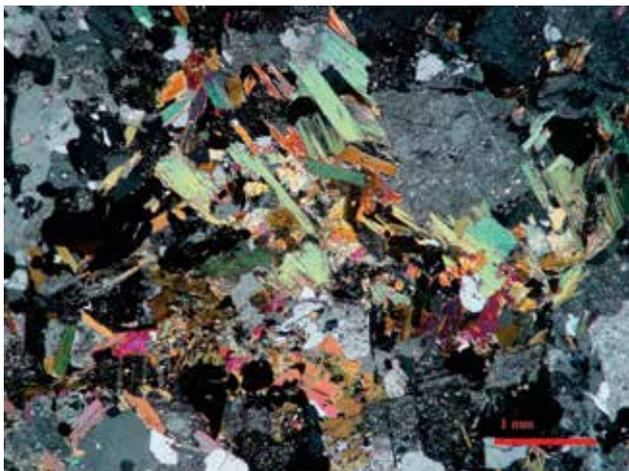


Figura 3.10 - Fotomicrografia mostrando porção com textura lepidoblástica devido a concentração de biotita. Lâmina NA-07A. Nicóis cruzados. Aumento de 2,5x



Figura 3.11 – Veios aplíticos e pegmatíticos hololeucocráticos de várias gerações que recortam s rochas do Complexo Região dos Lagos. Saquarema (RJ)

Subordinadamente, ocorre um metasienogranito hololeucocrático com granulometria fina a média, aflorante na Ponta dos Soares (limite NE do município de Cabo Frio) (Rocha,1999). Os minerais acessórios são a biotita e muscovita (secundária). O plagioclásio é o oligoclásio. Em alguns afloramentos, este metasienogranito parece ser intrudido pelo metagranitóide porfirítico, em outros, a situação parece ser inversa. Nos domínios mais deformados, os contatos ígneos são paralelizados à foliação.

Grupo 5 - Veios quartzo-feldspáticos

Intercalados com todos os litotipos, descritos acima, ocorrem veios hololeucocráticos aplíticos, com textura pegmatítica localizada. Estes veios representam mais de uma geração, pois têm relações diferentes com as fases deformacionais (Figura 3.11). Apresentam uma composição granodiorítica, quando intercalados com os metatonalitos e metadioritos, nos domínios gnáissicos, e uma composição monzogranítica até álcali-feldspato granítica, quando intercalados com os metagranitóides. A biotita é o principal mineral máfico acessório. Apresentam ainda ilmenita/magnetita em cristais de até 2 cm (Figura 3.12) de diâmetro. O plagioclásio é o oligoclásio. Observam-se “filmes” de quartzo, K-feldspato e albita nos limites intergrãos. Os “filmes” albíticos contornam os cristais de plagioclásio preferencialmente. Apesar da presença disseminada da textura granoblástica, observam-se lineações quartzo-feldspáticas, dobras intrafoliais e isoclinais nestes veios em escala de afloramento, comprovando o caráter pré a sintectônico dos mesmos. Ocorrem ainda diques pegmatíticos e aplíticos de tardi-tectônicos que seccionam todas as três unidades litoestratigráficas principais do DTCF e não estão dobrados (vide Cap. 4). Têm uma composição granítica (Menezes, 1997), podendo conter granada localizada.



Figura 3.12 – Cristais de magnetita nos veios hololeucocráticos que recortam os litotipos do Complexo Região dos Lagos. Os metagranitóides deste complexo também apresentam fenocristais de magnetita

3.1.2 - Suíte José Gonçalves (PRjg)

(corpos tabulares de (granada) anfibolitos, boudinados ou não, com granulação média a fina cortando os metagranitos e ortognaisses do Complexo Região dos Lagos)

3.1.2.1 - Histórico

Os diques e lentes boudinadas de anfibolitos intercalados nos gnaisse do embasamento foram descritos por Fonseca *et al* (1984) e Fonseca (1998) como associados geneticamente e incluídos no Complexo Região dos Lagos. Schmitt *et al* (2004) apresentou a possibilidade destes corpos máficos serem diques associados a um evento extensional tardio do Paleoproterozóico, mas não conseguiu obter datações confiáveis e apresentam uma assinatura geoquímica típica de basaltos do tipo MORB. Os diques não cortam a sequência de rochas supracrustais, mas nitidamente cortam os ortognaisses (Figura 3.13). Portanto nesta nota explicativa e no mapa geológico propõe-se separá-

los como uma suíte de idade compreendida entre 1,9 e 0,6 Ga cuja secção-tipo encontra-se na ponta esquerda da Praia de José Gonçalves, no município de Armação dos Búzios, local onde aresentm-se na forma de mega boudins. Estes paleodiques de ortoanfibolitos homogêneos possuem espessuras variáveis de 5 cm até 5 metros. São originalmente corpos tabulares mas, devido à deformação, geralmente estão boudinados e dobrados. Apresentam uma foliação normalmente concordante com a foliação dos ortognaisses. Contudo, devido ao contraste de competência com estes últimos, podem apresentar foliações truncadas, principalmente nas charneiras de dobras recumbentes. Estas estruturas são bastante comuns, uma vez que o contraste reológico com os metagranitóides do embasamento gerou formas geométricas complexas, dobrando e segmentando os corpos tabulares ígneos (Figuras 3.14 e 3.15).



Figura 3.13 – Borda do paleodique de anfibolito maciço da Suíte José Gonçalves mostrando uma textura de corta-corta preservada nos metagranitóides do Complexo Região dos Lagos. Local: Forte de São Mateus, Cabo Frio (Folha Cabo Frio)



Figura 3.14 – Corte da Via lagos, nas proximidades da Serra da Sapiatiba (Folha Cabo Frio). Complexo Região dos Lagos recortado pelos paleodiques da Suíte José Gonçalves. Notar padrão estrutural complexo que aparenta interferência de dobras mas pode ser gerado devido a ramificações dos paleodiques primárias



Figura 3.15 – Megaboudin de ortoanfibolito da Suíte José Gonçalves em charneira de dobra da fase D2. Praia Brava, Cabo Frio (Folha Rio das Ostras). O eixo da dobra tem trend NW-SE e é horizontal. Notar a foliação discordante no ortoanfibolito com relação ao ortognaisse encaixante, devido a provável rotação do boudin

3.1.2.2 - Descrição litológica

Os ortoanfibolitos apresentam granulometria média a grossa e composição homogênea, são constituídos por anfibólio e plagioclásio, como minerais essenciais, e quartzo, titanita, diopsídio e granada, como minerais acessórios. Mais raramente, podem exibir camadas internas trondjhemíticas, de plagioclásio e quartzo, que atingem até 10 cm de espessura.

A textura granoblástica é marcada pelo plagioclásio, e a textura lepidoblástica, pelo anfibólio (Figura 3.16). Os cristais de plagioclásio apresentam intercrescimentos mirmequíticos localizados e contém “filmes” de quartzo preenchendo os espaços intergranulares. O teor de anortita varia de 30 a 52%, indicando a composição andesina-labradorita. A titanita apresenta às vezes rutilo no núcleo. Ocorre ilmenita com borda de titanita. A hornblenda pode mostrar textura poiquiloblástica com inclusões de titanita. Na presença de diopsídio, o mesmo coexiste estavelmente com a hornblenda. Em alguns setores a hornblenda e o diopsídio são parcialmente substituídos por um anfibólio da série tremolita-actinolita. Na região de Ponta Negra, os ortoanfibolitos estão parcialmente “biotitizados” nos contatos com veios leucocráticos (leucossomas). Ao microscópio observa-se que a biotita parece coexistir estavelmente com a hornblenda, mas provavelmente está substituindo parcialmente o anfibólio.

A composição homogênea e a forma de ocorrência desses ortoanfibolitos corroboram com a interpretação de que seus protólitos são diques máficos (Figura 3.17). Nos domínios menos deformados, estão preservadas as estruturas originais, revelando claramente que os diques anfibolíticos seccionam o Complexo Região dos Lagos. Nos domínios de intensa deformação, esta relação pode ser obliterada, sendo

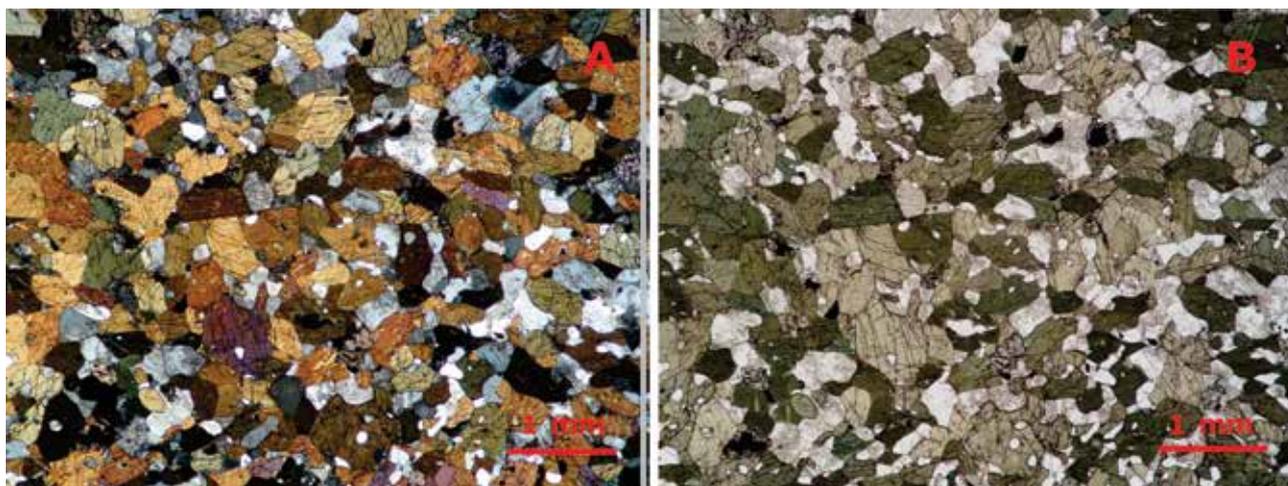


Figura 3.16 – Fotomicrografia de ortoanfibolito homogêneo, onde observa-se granulometria média e os principais constituintes da rocha: anfibólio e plagioclásio. Lâmina NA-09A. Nicóis cruzados (A) e descruzados (B). Aumento de 2,5x

que os ortoanfibolitos podem parecer “enclaves” dentro dos metagranitóides dando a impressão errônea de que os metagranitóides seriam mais novos. Estes aparentes “enclaves” são em realidade lentes anfibolíticas estiradas que devem ter sido apófises de diques maiores quando intrudiram a encaixante. Este tipo de relação corta-corta original é semelhante àquela observada entre os diques básicos meso-cenozóicos e as suas encaixantes nesta mesma área (Figura 3.18).



Figura 3.17 - Ortoanfibolito homogêneo aflorando sob a forma de dique, junto ao metagranitóide porfirítico. Arraial do Cabo



Figura 3.18 - Dique de diabásio do Mesozóico cortando o embasamento do Complexo Região dos Lagos. Notar as ramificações finas laterais do dique e ainda as falhas tardias indicando uma tectônica pós-intrusão. Ilha Comprida (Cabo Frio, RJ), na Folha Rio das Ostras

3.1.3 - Grupo Búzios Palmital

- Unidade Búzios (NP3bpb)- cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisses com intercalações de rochas calcissilicáticas bandadas, granada anfibolitos, cpx-granada anfibolitos e granada quartzitos.
- Unidade Forte de São Mateus (NP3bpsm) - granada-anfibolitos homogêneos, Cpx-granada gnaisses bandados e rochas metaultramáficas subordinadas
- Unidade Palmital (NP3bpp) - (granada)-sillimanita-gnaisses com intercalações de rochas calcissilicáticas e camadas de quartzito

3.1.3.1 - Histórico

Os biotita-gnaisses pouco migmatizados, descritos por Rosier (1957), pertencem ao grupo das Supracrustais. Estas são constituídas por rochas metassedimentares aluminosas e quartzofeldspáticas, com intercalações anfibolíticas e calcissilicáticas subordinadas.

Duas unidades litológicas foram separadas nas Supracrustais no DTCF (Reis *et al.*, 1980, In: Ferrari *et al.*, 1982; Reis e Mansur, 1995): Unidade Palmital – metassedimentos da região de Sapatiba, Saquarema e Ponta Negra, e Unidade Búzios – metassedimentos da região de Armação dos Búzios. Esta divisão teve como critério o conteúdo mineralógico das rochas. A Unidade Búzios apresenta uma predominância de metapelitos com cianita e muita granada, enquanto que a Unidade Palmital apresenta metapelitos sem cianita e com pouca granada.

Ferrari *et al.* (1982) descrevem a Unidade Palmital, em Ponta Negra, como constituída por Grt-sil-bt-pl-gnaisses quartzo-dioríticos, homogêneos, de granulação fina a média, acinzentados, leucocráticos a mesocráticos. São migmáticos, metatexiticos

e raramente diatexiticos, compondo estruturas “schlieren” e estromática. É comum apresentarem veios delgados, quartzo-feldspáticos e, mais restritamente, quartzosos, descontínuos, bordejados por material melanossomático, rico em biotita, sillimanita e, ocasionalmente, granada.

Heilbron *et al.* (1982) descreveram a Unidade Búzios como constituída por Ky-sil-grt-bt-gnaisses migmatíticos com bandas leucossomáticas (com quartzo, ortoclásio e plagioclásio) e intercalações menores de rochas calcissilicáticas e anfíbolitos.

Machado e Demange (1990) englobaram as Unidades Palmital e Búzios, junto com outras unidades que afloram a noroeste do DTCF, numa só unidade de rochas Supracrustais, dividindo-as estratigraficamente em:

Unidade Superior (composta por micaxistos): de natureza pelítica a pelítico-arenosa, constituída por xistos grossos a muscovita, biotita e sillimanita, com intercalações de calcissilicáticas. Ocorrem freqüentes injeções de granitos leucocráticos e de pegmatitos, de pelo menos três gerações: uma mais antiga afetada pelas deformações precoces; outra mais nova que trunca as estruturas anteriores e é afetada apenas por dobras tardias, e a última, que corta as duas gerações anteriores.

Unidade Inferior (composta por paragneisses): de natureza areno-pelítica a grauváquica ou metavulcânica, constituída por gnaisses com estrutura bandada, com intercalações de anfíbolito e calcissilicatadas.

A Unidade Superior de Machado e Demange (1990) aflora na faixa de metassedimentos adjacente ao DTCF. Já a Unidade Inferior, refere-se às supracrustais que fazem parte do DTCF.

Os corpos máficos e ultramáficos intercalados em camadas métricas com a sucessão sedimentar Búzios foram sempre incluídos nesta unidade (Heilbron *et al.*, 1982 e Schmitt *et al.*, 2004). Já as lentes anfíbolíticas e granada-cpx-gnaisses que ocorrem intercalados tectonicamente com os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, especialmente aquele que aflora no Forte de São Mateus, na Praia do Forte em Cabo Frio, foram sempre referidas como sendo parte do embasamento das rochas supracrustais (Fonseca *et al.*, 1984 e Fonseca, 1998). Schmitt *et al.* (1999) apontava a semelhança geoquímica entre estas rochas máficas e aquelas intercalações da Unidade Búzios. Schmitt *et al.* (2008b), Skrepnek *et al.* (2009) e Ramos (2009) comprovam, através de mapeamento detalhado na Ilha dos Papagaios e no costão rochoso de Cabo Frio (Figura 3.19) e de análises de isótopos de Nd, que as rochas aflorantes no Forte de São Mateus são correlacionáveis àquelas intercaladas com as rochas supracrustais. Portanto seriam rochas do Neoproterozóico de origem vulcânica, contemporâneas com a sedimentação dos protólitos da unidade Búzios. Nesta nota explicativa e no mapa, o Grupo Búzios Palmital é então subdividido em três unidades, que poderiam ser chamadas de Formação: Búzios, Palmital e Forte de São Mateus, descritas a seguir.

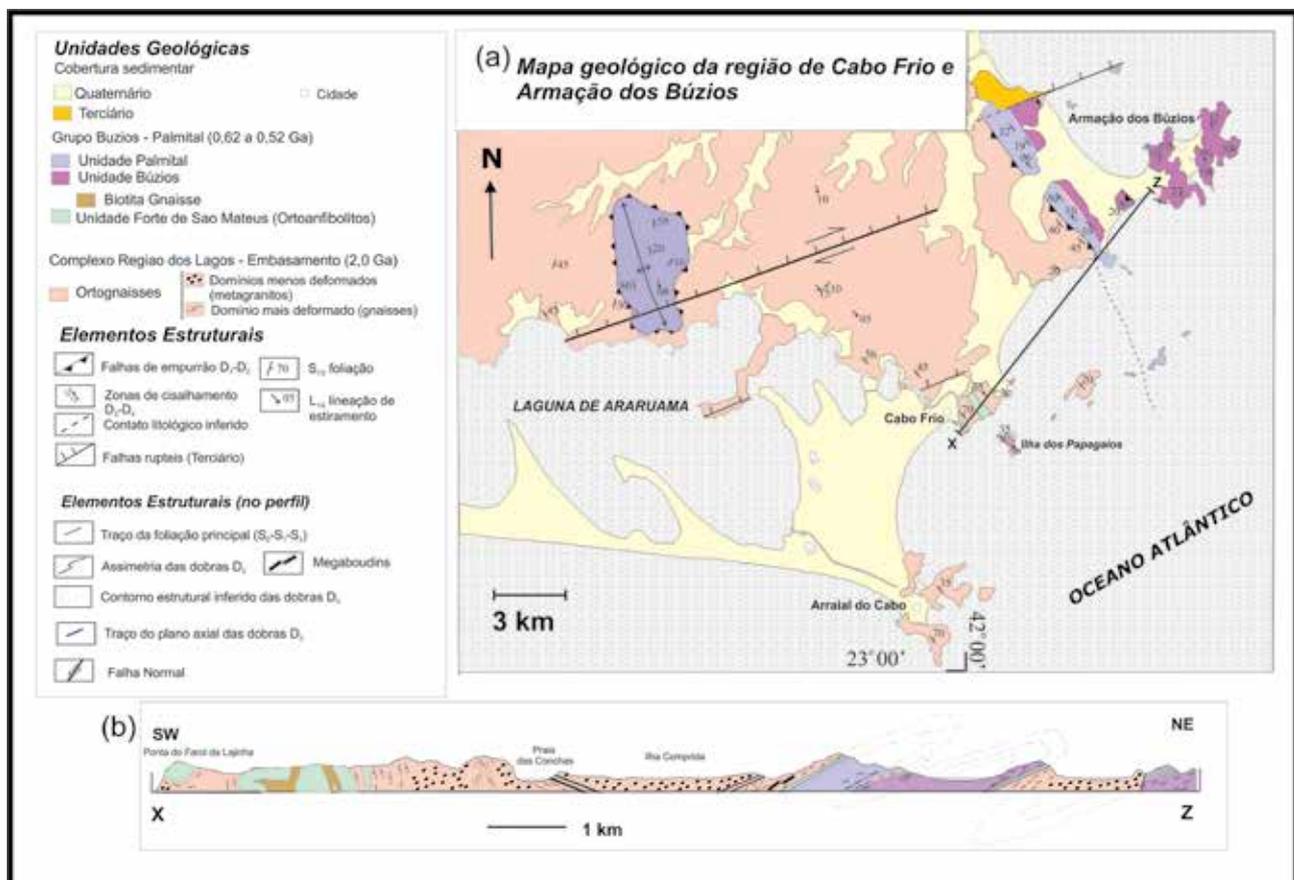


Figura 3.19 – Mapa e perfil geológico da região de Cabo Frio e Armação dos Búzios, inclui Folha Rio das Ostras e porção leste da Folha Cabo Frio (Schmitt *et al.*, 2008b)

3.1.3.2 - Descrição litológica

Três conjuntos de rochas metassedimentares (quartzo-feldspáticos, aluminosos ricos em cianita/sillimanita e calcissilicáticos) perfazem as litofácies das unidades Búzios a Palmital, além de corpos máficos e ultramáficos, designados aqui como Unidade Forte de São Mateus. Os litotipos ocorrem metamorfisados em fácies anfibolito alto até granulito e constituem sucessões com no mínimo 500 metros de espessura (o topo não é definido). Os contatos com os litotipos do Complexo Região dos Lagos estão tectonizados.

Com base na presença ou ausência de cianita, ou seja, nas condições metamórficas, a Seqüência Supracrustal foi anteriormente dividida em duas Unidades: Búzios, onde aparece cianita, e Palmital, onde este mineral não foi encontrado. A Unidade Palmital foi descrita nas Serras do Mato Grosso, Palmital e Sapiatiba (Sá, 2000). A Unidade Búzios aflora no Cabo de Búzios e na Ilha dos Papagaios, em Cabo Frio (Figura 3.19).

Entretanto foram identificados em Búzios, na Ponta das Emerenças, gnaisses semelhantes aos incluídos na Unidade Palmital, mas com cianita localizada. Este fato mostra que a divisão com base no critério de metamorfismo não é confiável para a região. A presença ou ausência de cianita em ambas unidades reflete apenas a variação das condições de P-T às quais estas rochas foram submetidas durante o evento tectono-metamórfico.

O critério mais eficaz para a divisão e descrição do Grupo Búzios-Palmital é aquele baseado na freqüência dos grupos de litotipos e suas associações. Apesar da deformação e metamorfismo elevado, os litotipos preservam uma laminação e/ou bandamento composicional que refletem, ao menos em parte, uma estratificação primária exibindo a variação composicional dos seus protólitos.

Desta maneira, este critério permitiu dividir o grupo em duas sucessões sedimentares: Búzios e Palmital, denominados assim em respeito às designações anteriores. Porém os limites destas sucessões são diferentes daqueles previamente estabelecidos para as Unidades Búzios e Palmital.

A Unidade Búzios é um espesso pacote de rochas metassedimentares aluminosas (sillimanita-cianita-granada-biotita gnaisses) com freqüentes intercalações de camadas de rochas calcissilicáticas e corpos de anfibolitos (Figura 3.20). Intercalações subordinadas de granada-quartzo gnaisses (Figura 3.21) e quartzitos feldspáticos são interpretadas como interdigitações dos litotipos da Unidade Palmital, e as rochas máficas representam a Unidade Forte de São Mateus. A secção-tipo da Unidade Búzios localiza-se na Ponta da Lagoinha, em Armação dos Búzios (Folha Rio das Ostras) (Figura 3.22).

Na Unidade Palmital, predominam rochas metassedimentares quartzo-feldspáticos (paragneisses) com intercalações localizadas de rochas



Figura 3.20 – Afloramento típico do cianita-granada-biotita gnaisse da Unidade Búzios no costão da Praia da Foca em Búzios (Folha Rio das Ostras). Notar as dobras assimétricas com vergência para leste



Figura 3.21 – Camadas de granada-quartzo gnaisse intercaladas com o cianita-granada-biotita gnaisse. Estas camadas formam excelentes camadas-guias e belas dobras da fase D3 cilíndricas com eixos horizontais de trend N-S. Notar os veios leucossomáticos dobrados pela fase deformacional D3 em paragneisse da Unidade Búzios, Ponta da Lagoinha, Armação dos Búzios. A clivagem plano axial S3 é descontínua e ocorre apenas nos níveis biotíticos. Durante a fase D3, a porcentagem de fusão parcial foi muito mais baixa do que durante as fases progressivas D1 e D2. Estes veios sin-D1-2 foram datados em 520 Ma (Schmitt et al., 2004)



Figura 3.22 – Vista geral do afloramento na Ponta da Lagoinha em Búzios, onde fica a secção-tipo da Unidade Búzios e onde foram determinadas as idades mais precisas que sustentam o período da Orogenia Búzios (Schmitt et al., 2004)

metassedimentares aluminosas, rochas calcissilicáticas e quartzitos feldspáticos. Não foram encontrados corpos anfibolíticos de origem ígnea. A secção-tipo deste grupo fica na Serra do Palmital (extremo oeste da Folha Cabo Frio), definida por Ferrari *et al.* (1982) (Figura 3.23).

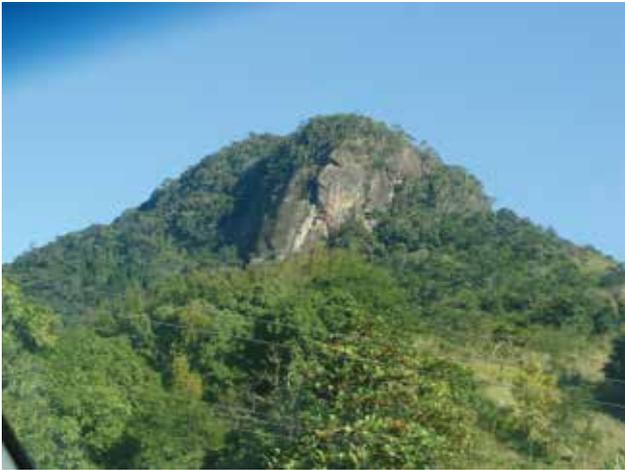


Figura 3.23 – Serra do Palmital, porção oeste da Folha Cabo Frio, secção-tipo da Unidade Palmital definida por Ferrari *et al.* (1982)

Com base na composição e no tipo de estratificação foram caracterizadas três associações de litotipos que perfazem a sedimentação das Unidades Búzios e Palmital: (1) Metassedimentos quartzo-feldspáticos; (2) Metassedimentos aluminosos ricos em cianita/sillimanita; (3) Metassedimentos calcissilicáticos.

(1) Metassedimentos quartzo-feldspáticos

Incluem-se aqui paragneisses, granada-quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos.

Paragneisses

Os paragneisses ocorrem somente na unidade Palmital e formam pacotes homogêneos com mais de 300 metros de espessura, com intercalações muito subordinadas de rochas calcissilicáticas localizadas (Figura 3.24). Apresentam um bandamento composicional, com espessura variável entre 5 e 30 cm, definido por bandas claras, ricas em quartzo-feldspato, e outras mais escuras, devido a maior proporção de biotita. Nestes estratos escuros ocorre também a presença de sillimanita e cianita. Esta estrutura pode ser interpretada como primária da estratificação original do protólito. Além do bandamento composicional, ocorrem ainda níveis compostos por leucossomas quartzo-feldspáticos (ortoclásio e plagioclásio) com sillimanita, circundados por restitos enriquecidos em biotita (material residual), formando migmatitos estromáticos. Estes níveis são interpretados como resultantes de fusão parcial “in situ”.



Figura 3.24 – Sillimanita-paragnaisse típico da Unidade Palmital. Notar variações composicionais com base na percentagem de biotita, atribuída às variações no protólito. Além desta notar níveis de fusão parcial

Os paragneisses apresentam granulometria fina a média. Os minerais essenciais são o K-feldspato (ortoclásio) (~30%), quartzo (~30%), biotita (~20%), plagioclásio (~15%), e sillimanita fibrolítica (~10%), este último como varietal. Os minerais acessórios são: granada, muscovita, apatita, titanita, zircão, grafita e cianita localizada (restrita à Serra das Emerenças). O plagioclásio, do tipo andesina, pode aparecer circundado por “filmes” de albita. A fibrolita ocorre como agregados de até 2 cm de diâmetro, normalmente alinhados paralelamente à lineação de estiramento de quartzo e feldspato. O aspecto dos agregados de fibrolita na rocha lembra a estampa malhada de um tigre. Por este motivo, usou-se o termo “*tigrado*” para descrever esta textura (Figura 3.25). A sillimanita parece também intercrescida com biotita e inclusa em plagioclásio e ainda sendo parcialmente substituída pela muscovita, somente nas rochas do setor oeste do DTCF. A muscovita substitui parcialmente também os cristais de ortoclásio e plagioclásio e está intercrescida com o quartzo e K-feldspato formando a textura simplectítica. A granada ocorre como mineral varietal com inclusões de fibrolita somente nas serras das Emerenças e da Sapatiba, e ainda próximo ao contato com um nível de rochas calcissilicáticas em Ponta Negra (Folha Itaboraí-adjacente à Folha Cabo Frio a oeste).



Figura 3.25 – Textura “tigrada” no paragnaisse da Unidade Palmital formada por aglomerados de sillimanita fibrolítica. Nesta foto a foliação principal determinada pela sillimanita está dobrada

Granada-quartzo gnaisses e quartzitos feldspáticos

Formam camadas contínuas maciças de 15 a 40 cm de espessura. Ocorrem separadas por contatos bruscos, intercaladas com metassedimentos aluminosos e calcissilicáticos dos grupos Palmital e Búzios, sendo mais freqüentes nesta última.

Os quartzitos feldspáticos apresentam textura granoblástica equigranular de granulometria média. São constituídos essencialmente por quartzo e plagioclásio, além dos acessórios biotita, microclina, granada, titanita, zircão, sericita e muscovita, estes dois últimos como minerais secundários.

Os granada-quartzo gnaisses têm granulometria fina a média e são compostos por granada (13-18%), quartzo (40-50%), plagioclásio (35%) e biotita (5-20%). Como minerais acessórios apresentam ortoclásio perítico, microclina, além de traços de rutilo, zircão, apatita, titanita e minerais opacos. A granada mostra-se como porfiroblastos anédricos a subédricos com até cinco milímetros de diâmetro, com inclusões de rutilo. A biotita é parcialmente substituída pela muscovita e clorita.

Ocorre ainda em Búzios uma variedade deste granada-quartzo gnaiss mais enriquecida em granada (25-40%). Como minerais acessórios adicionais contém anfibólio, plagioclásio, escapolita e turmalina.

(2) Metassedimentos aluminosos ricos em cianita e/ou sillimanita

Tratam-se de granada gnaisses, médios a grossos, cuja característica marcante é a presença de acessórios como cianita e sillimanita (Heilbron *et al.*, 1982, Rodrigues, 1997, Schmitt *et al.*, 2008a). Constituem o litotipo predominante no Grupo Búzios. Aparecem em pacotes com até cinco metros de espessura, separados por camadas decimétricas e até métricas de rochas calcissilicáticas ou anfibolitos. Entretanto o acamamento interno nos gnaisses não é bem definido, apenas pode ser inferido por variações sutis na proporção de minerais tais como granada e cianita. Estas variações permitem inferir camadas milimétricas (lâminas) até decimétricas, máximo 25 cm, intercaladas em corpos anfibolíticos e de rochas calcissilicáticas. Aparecem ainda sem cianita, junto com rochas calcissilicáticas numa lente de aproximadamente 700 metros de espessura, encaixada nos paragnaisses da unidade Palmital. Com freqüência formam migmatitos estromáticos.

São constituídos essencialmente por quartzo (~30%), biotita (~20%), granada (~20%) e ortoclásio (~14%), além de uma menor proporção de microclina, plagioclásio (oligoclásio-andesina), sillimanita e

cianita. Cristais de titanita, rutilo, apatita, zircão, turmalina, ilmenita, muscovita e clorita são os minerais-traços. A clorita substitui parcialmente a biotita e a muscovita cresceu secundariamente às custas da cianita, sillimanita e do K-feldspato. A cianita mostra-se como cristais individuais de até 7 cm de comprimento, em equilíbrio com o ortoclásio, plagioclásio e granada. A sillimanita aparece em cristais individuais de até 5 cm de comprimento e como fibrolita substituindo parcialmente a cianita, formando pseudomorfos em escalas macro e microscópica. A fibrolita encontra-se intercrescida com biotita. A biotita apresenta pleocroísmo vermelho forte e é o principal mineral na definição da foliação das rochas. A granada, com composição variada, ocorre em porfiroblastos de até 1 cm de diâmetro, geralmente com inclusões de cianita, rutilo, biotita, quartzo e minerais opacos. As inclusões podem ainda definir uma foliação interna na granada, mais fina do que na matriz da rocha. Ocorrem ainda intercrescimento simplectítico nos contatos entre os cristais de biotita e os porfiroblastos de granada onde se forma plagioclásio, devido à descompressão metamórfica. Os cristais de K-feldspato podem formar porfiroblastos de até 8 mm de diâmetro. O plagioclásio mostra as texturas mirmequítica e antiperítica e está intercrescido com epidoto, zoisita e carbonato, interpretado como resultado da sua descalcificação retrometamórfica.

(3) Metassedimentos Calcissilicáticos

Tratam-se de rochas calcissilicáticas gnáissicas. A variação da porcentagem de clinopiroxênio permite definir dois litotipos: um com 40-70% e outro com 15 a 25% de clinopiroxênio. A primeira variedade, denominada granada clinopiroxenito, ocorre intercalada nos metassedimentos aluminosos e nos corpos anfibolíticos. No primeiro caso, constituem camadas de até 50 cm de espessura, maciças ou com estratificação interna definida por níveis de até 2 cm de espessura, ricos em granada e biotita, e níveis de diopsídio, granada, plagioclásio e quartzo, com espessuras de 5 a 15 cm. Estas camadas aparecem isoladas ou agrupadas em pacotes de até 30 metros de espessura (Heilbron *et al.*, 1982), como por exemplo na Praia Brava, em Búzios. Geralmente quando formam camadas isoladas, tanto na unidade Búzios como na Palmital, apresentam-se na forma de boudins de 5 a 20 cm de espessura e comprimento de 45 cm a 1 metro (Figura 3.26).

Quando interestratificados com os anfibolitos da Unidade Forte de São Mateus, os granada clinopiroxenitos formam níveis de até 2 cm de espessura intercalados com hornblenditos de espessura semelhante. Camadas compostas pela intercalação dos dois litotipos (granada clinopiroxenito e hornblendito), com até 1,5 metro de espessura, ocorrem isoladas nos corpos de anfibolitos.



Figura 3.26 – Boudins de rochas calcissilicáticas nos metapelitos da unidade Búzios

Os granada clinopiroxenitos, em geral, têm coloração clara esverdeada e granulometria média a fina. São constituídos por diopsídio (~50-60%), biotita (~15%), granada (~10-20%), plagioclásio (~7-14%), quartzo (~7-13%). Anfibólio (2%) e escapolita (2%) são acessórios freqüentes. Em quantidades traço, podem ocorrer microclina, muscovita, actinolita/tremolita, calcita, titanita, zircão, minerais opacos e carbonatos. O diopsídio é parcialmente substituído por hornblenda, com calcita associada. A actinolita/tremolita e a calcita ocorrem substituindo parcialmente a hornblenda.

A outra variedade de metassedimento calcissilicático é o diopsídio gnaiss (percentagem de diopsídio entre 15 e 25%). Aparece em pacotes homogêneos de até 6 metros de espessura. Não foi possível reconhecer qualquer acamamento composicional interno nestes pacotes. Apresentam veios de quartzo e diopsídio localizados, orientados paralelamente à foliação formando estruturas do tipo “pinch and swell” ou boudins. Este litotipo ocorre intercalado em metassedimentos quartzo-feldspáticos na unidade Palmital e em metassedimentos aluminosos da unidade Búzios. Nesta última o diopsídio gnaiss apresenta maior proporção de anfibólio. Dentro da associação quartzo-feldspática aflora como lentes, com espessura variável de 15 (na Serra das Emerenças) até 30 metros (em Ponta Negra e Sampaio Corrêa, segundo Reis e Mansur, 1995). Estas lentes apresentam intercalações internas de metapelitos aluminosos e anfibolitos, como ocorrem nos contatos com o embasamento na Serra das Emerenças e na Ponta do Marisco. Na Ponta da Lagoinha, em Búzios, este litotipo apresenta camadas contínuas, com espessuras de até cinco metros, gradando para os metassedimentos aluminosos.

Os minerais que compõem estes gnaisses são: quartzo (20-50%), diopsídio (~15%), biotita (10-20%), plagioclásio (~10%), ortoclásio (~10%), granada (~5%) e anfibólio (~5%). Acessoriamente, encontra-se microclina e calcita. Em quantidades traço ocorrem muscovita, clorita, escapolita,

carbonato, zircão, rutilo, apatita e minerais opacos. A granulometria varia de fina a média. O diopsídio é parcialmente substituído por anfibólio e apresenta calcita como produto da sua descalcificação. O plagioclásio, andesina, apresenta cristais zonados e com textura antipertítica. A actinolita/tremolita substitui parcialmente a hornblenda e a biotita.

Unidade Forte de São Mateus

Esta unidade apresenta-se sob duas formas de ocorrência: (1) como espessos pacotes (até 50 metros) de granada-anfibolitos com níveis calcissilicáticos e (2) como camadas delgadas a espessas (até 5 metros) intercaladas com a unidade Búzios.

Estes pacotes de anfibolitos bandados foram inicialmente denominados Unidade Forte de São Mateus (Schmitt *et al.*, 1999c), cuja seção-tipo está localizada no afloramento do Forte de São Mateus, em Cabo Frio (Folha Cabo Frio) (Figura 3.27). Afloram também no costão da Praia dos Naturalistas e na Ponta do Farol e na Ilha dos Papagaios, em Cabo Frio, na Praia de José Gonçalves, em Armação dos Búzios (Figura 3.19).



Figura 3.27 – Vista da Ponta do Farol da Lajinha (Cabo Frio), a leste do Forte de São Mateus. Notar o contato geológico de baixo ângulo, entre os ortogneisses félsicos do Complexo Região dos Lagos, por baixo a direita, e os ortoanfibilotos da unidade Forte de São Mateus, por cima a esquerda

Esta unidade foi individualizada por ser mapeável na escala 1:50.000 (Cruz *et al.*, 1999; Cruz, 2000) e 1:100.000 (este trabalho) e apresenta contatos tectônicos com o Complexo Região dos Lagos (Figura 3.27), o que dificulta o estabelecimento da relação corta-corta entre os mesmos. Por outro lado, a ausência de metagranitóides dentro dos pacotes anfibolíticos e a presença de diques de anfibolitos (Figura 3.17) seccionando os metagranitóides indicam que os Ortoanfibilotos Forte de São Mateus são mais jovens do que os Ortogneisses do Complexo Região dos Lagos.

A relação estratigráfica entre os ortoanfibilotos bandados e a Seqüência Supracrustal é mais complexa. Os contatos estão normalmente tectonizados. Mesmo assim, percebe-se que a Seqüência Supracrustal, quando está próxima ao contato, mostra intercalações decimétricas de camadas de anfibolitos.

A espessura aflorante dos pacotes de ortoanfibolitos bandados pode chegar a 50 metros (Figura 3.28). Todavia, a presença de dobras isoclinais (Figura 3.29) indica que esta espessura foi modificada pela deformação.



Figura 3.28 – Paredão na praia Brava (Cabo Frio) dos gnaisses máficos da Unidade Forte de São Mateus

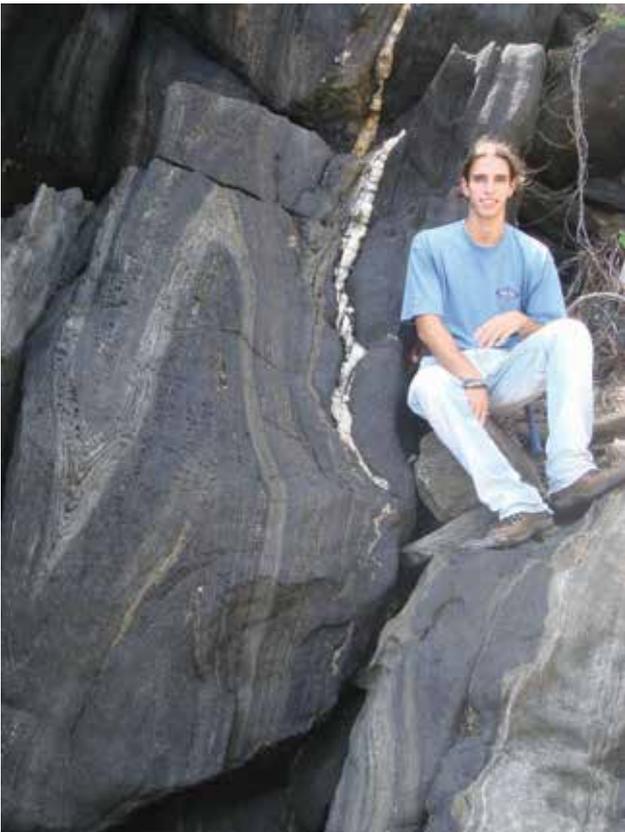


Figura 3.29 – Dobra isoclinal da fase D2 em charneira de dobra recumbente da fase D3 de deformação. A rocha dobrada é constituída por camadas de metaclinopiroxenito e anfibolitos da unidade Forte de São Mateus. Costão da Ilha dos Papagaios, Cabo Frio

Os ortoanfibolitos são compostos pela intercalação de dois litotipos principais: (1) granada ortoanfibolito maciço e (2) anfibólio-granada-diopsídio gnaisse bandado (Figura 3.30).



Figura 3.30 – Granada-cpx-anfibólio gnaisse da unidade Forte de São Mateus. Ilha dos Papagaios, Cabo Frio. Notar dfeormação dúctil dos porfiroblastos de granada. A lineação de estiramento de plagioclásio é subhorizontal com trend NW-SE

O litotipo granada ortoanfibolito maciço apresenta granulação média a grossa e é constituído por anfibólio e plagioclásio, como minerais essenciais, e granada, como mineral varietal, mas nem sempre presente. Apresenta uma discreta foliação. Geralmente ocorre como lentes circundadas pelo litotipo bandado, menos competente.

Pode apresentar evidências de fusão parcial “in situ” localizadas, com veios trondjemíticos, com plagioclásio (andesina) e quartzo, circundados por porções de hornblenditos (vide Cap. 4).

Ao microscópio, são identificados minerais acessórios como titanita, diopsídio e zircão, e minerais secundários, como a biotita e a calcita, substituindo parcialmente a hornblenda e o plagioclásio, e um anfibólio da série tremolita-actinolita, substituindo parcialmente a hornblenda. A hornblenda e o plagioclásio coexistem estavelmente. O teor de anortita fica entre 30 e 40% (andesina). Nos contatos intergranulares dos cristais de plagioclásio, ocorrem “filmes” de albita. A granada apresenta inclusões de diopsídio. O rutilo pode apresentar uma coroa de titanita.

Devido à sua homogeneidade composicional e textura maciça, sugere-se que o protólito deste litotipo seja uma rocha ígnea básica.

O litotipo anfibólio-granada-diopsídio gnaisse bandado ocorre intercalado com o granada ortoanfibolito maciço em padrão anastomosado. O litotipo bandado pode aparecer como camadas isoladas dentro do litotipo maciço. Em outros locais, predomina o litotipo bandado. As camadas têm espessuras variáveis de 0,5 até 10 cm. Podem ser contínuas por alguns metros ou ocorrer como lentes descontínuas.

Os minerais essenciais são o diopsídio e o plagioclásio, enquanto que o anfibólio e a

granada são minerais varietais. Os acessórios são a escapolita, a titanita, a clinozoisita, o quartzo e o rutilo. A variação composicional é marcada por lâminas calcissilicáticas, ricas em plagioclásio, diopsídio e granada, intercaladas com lâminas anfibolíticas ricas em plagioclásio, anfibólio e pouco diopsídio. O plagioclásio apresenta-se zonado com teores de 46% de anortita no núcleo e de 44 a 41% na borda, classificando-o como andesina. Entre os cristais de plagioclásio ocorrem “filmes” de quartzo. O plagioclásio está parcialmente substituído por calcita. Nas lâminas calcissilicáticas, o diopsídio (Wo= 48,6-49%; En=27,8-28,5%; Fs= 22,88-23,2%) é parcialmente substituído pelo anfibólio. Nas lâminas anfibolíticas, a hornblenda também é parcialmente substituída por um anfibólio diferente. A granada, do tipo almandina, não apresenta inclusões. Quimicamente, o mineral é zonado, o núcleo (Uv = 0,05-0,21%; Adr = 4,26-5,72%; Grs = 29,71-31,8%; Prp= 6,64-8,59%; Sps= 4,58-9,25%; Alm= 48,62-50,35%) apresenta teores um pouco mais altos de Ca e Mg, com relação à borda (Uv =0,09-0,25%; Adr = 4,43-5,14%; Grs = 28,42-30,17%; Prp= 6,5-8,04%; Sps = 7,66-10,59%; Alm = 48,22-51,23%) que contém teores relativos de Mn mais elevados. A escapolita mostra uma textura granoblástica.

A caracterização inicial do protólito do litotipo bandado era complicada. Uma hipótese seria a de que esta variação composicional tem origem tectono-metamórfica. As camadas calcissilicáticas registrariam “corredores” de fluxo deformacional, por onde fluidos ricos em cálcio se concentrariam. Contudo esta teoria é considerada pouco provável devido à escala do bandamento composicional, que chega a ser até milimétrico, e pela continuidade das camadas em alguns domínios. O fato de que este litotipo sofre mais deformação do que o litotipo maciço pode estar associado a uma estrutura original acamadada que facilitaria a deformação, ao contrário do que acontece com uma rocha maciça.

A intercalação irregular, desde métrica até centimétrica, com o granada ortoanfíbolito maciço, cujo protólito é uma rocha ígnea básica, é uma forte indicação que o protólito do litotipo bandado também seria ígneo, todavia mais rico em cálcio. Esta sequência poderia ser formada por:

Rocha vulcânica básica alterada por hidrotermalismo derivado de atividade vulcânica submarina. Esta variação composicional poderia ser atribuída à existência de estruturas primárias do tipo “pillow lavas”. A heterogeneidade do protólito geraria o bandamento composicional diante da deformação e metamorfismo de alto grau; e

Rocha plutônica básica com um bandamento composicional ígneo. Seria o caso, por exemplo, dos complexos máficos acamadados.

A ocorrência de finas intercalações de anfíbolitos entre os metassedimentos, marcando contatos aparentemente transicionais dos ortoanfíbolitos bandados com a Sequência

Supracrustal foi observada por Schmitt *et al.* (2008b). As intercalações finas de anfíbolitos refletiriam uma atividade vulcânica durante a sedimentação. Entretanto as intercalações anfíbolíticas poderiam também ser interpretadas como rochas sedimentares clásticas derivadas da erosão de rochas máficas ígneas. Abaixo são descritos os principais litotipos intercalados com a unidade Búzios.

O granada anfíbolito, variedade mais abundante, aparece em camadas tabulares com espessuras de até cinco metros. Apresenta uma laminação centimétrica marcada por níveis com concentração de anfibólio e níveis ricos em plagioclásio, granada e quartzo. A mineralogia essencial é constituída por hornblenda (~60%), plagioclásio (~20%), quartzo (~10%) e granada (~10%), tendo biotita como mineral acessório. Encontra-se ainda, em quantidades traço, actinolita, escapolita, titanita, epidoto, rutilo, clorita, zircão e minerais opacos. A hornblenda encontra-se parcialmente substituída nas bordas por actinolita/tremolita (em quantidades traço), e por biotita. O plagioclásio (oligoclásio - An₂₆₋₂₈) é parcialmente substituído por epidoto e alterado para sericita e carbonato. Apresenta porfiroblastos de granada de até dois centímetros e meio de diâmetro.

O diopsídio-anfíbolito gnaiss apresenta contatos gradacionais com o granada anfíbolito e é caracterizado pelo aumento de quantidade de diopsídio. Ocorre em corpos tabulares de até 5 metros de espessura de aspecto maciço. A mineralogia essencial inclui anfibólio (30-70%), diopsídio (~20%), quartzo (~10%), plagioclásio (~10%) e granada (~10%), por vezes ausente. Como acessórios, encontra-se calcita, actinolita, carbonato e titanita. O diopsídio mostra-se, em grande parte, substituído por hornblenda, actinolita / tremolita e epidoto, e/ou parcialmente alterado para carbonato. A calcita ocorre sempre nas bordas da hornblenda e nos contatos entre a hornblenda e o diopsídio, nas bordas de reação. Pode apresentar inclusões de titanita. A titanita apresenta inclusões de rutilo. Os minerais do grupo do epidoto, como clinozoisita, são encontrados com formas anedrais, substituindo parcialmente o diopsídio e o plagioclásio (do tipo andesina).

O hornblendito ocorre como níveis maciços de até 10 cm de espessura com coloração verde escura a preta, dentro do granada anfíbolito e o diopsídio anfíbolito. Alguns desses níveis encontram-se boudinados, e outros têm formas lenticulares. Ocorrem também associados com granada clinopiroxenitos, descrito acima nos metassedimentos calcissilicáticos. Apresenta textura granoblástica equigranular. Além da hornblenda (95%) como mineral essencial, apresenta diopsídio (5%) e plagioclásio (5%), como minerais acessórios.

Schmitt *et al.* (2008b), com base em perfis estratigráficos, petrologia, litogeoquímica e geoquímica isotópica, concluíram que esta unidade

é francamente ortoderivada e com uma assinatura química de N-MORB a E-MORB. Estes autores interpretaram esta sequência como rochas de litosfera oceânica de 600 Ma, idade fornecida por uma isócrona Sm-Nd em rocha-total.

3.1.4 - Grupo São Fidélis

– sillimanita-biotita gnaiss (NPsfbgn)
(sillimanita)-biotita gnaiss bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas

3.1.4.1 - Histórico

O Complexo São Fidélis – Pão de Açúcar corresponde aos conjuntos originalmente designados de Unidade São Fidélis de Batista *et al.*, (1977, In: Ferrari *et al.*, 1982) (Fonseca, 1998) e Grupo Pão de Açúcar, de Leonardos Jr. (1974) (Fonseca, 1998) e não corresponde a uma unidade estratigráfica. Engloba os termos nitidamente metassedimentares da Unidade São Fidélis e os porfiróides e *augen* do Grupo Pão de Açúcar. Os primeiros têm idades Brasilianas, metamorfoseados em alto grau enquanto os outros têm idades pré-Brasilianas, com textura facoidal e sub-facoidal, subsistindo massas charnokíticas não assimiladas (Fonseca, 1998).

A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis, terminologia amplamente usada na literatura (Silva *et al.* 1978; Batista, 1984, 1986; Reis & Mansur 1995). Esta unidade se estende para nordeste e sudoeste, nas proximidades da cidade de São Fidélis, e compreende biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita. Normalmente estão muito migmatizados, sendo frequentes arranjos metatexíticos e diatexíticos, com leucossomas portadores de granada peritética, e subordinadamente cordierita. Lentes de rochas calcissilicáticas, anfíbolos e quartzitos feldspáticos também podem ocorrer.

No trabalho de Silva *et al.* (2000) os tipos rochosos aflorantes na área são relacionados com a Unidade Santo Aleixo. Esta Unidade é a fácies marginal do batólito Serra dos Órgãos constituída por granada – hornblenda - biotita granodiorito, rico em xenólitos de paragneiss, parcialmente fundidos e assimilados (migmatitos de Injeção). Algumas intrusões tardias de leuco granitos, tipo S, são comuns.

3.1.4.2 - Descrição Litológica

A Unidade São Fidélis aqui empregada será vinculada aos rochas metassedimentares do Domínio Costeiro. Aflora apenas na porção extrema noroeste da Folha Cabo Frio. Essa unidade é formada predominantemente por gnaisses bandados e migmatitos estromáticos, mas podem ocorrer

também migmatitos de estrutura dobrada, flébibtica, schlieren e também migmatitos homogêneos de estrutura nebulíticas. Ocorrem ainda pequenas lentes calcissilicáticas, bancos de quartzitos. Além de tipos litológicos ortoderivados, sob forma de lentes, englobado pelos gnaisses. Ocorrem ainda gnaisses finos, hololeucocráticos, de bandamento pouco desenvolvido, constituídos de microclina, quartzo, plagioclásio e raramente em menor quantidade, biotita, granada e cordierita.

Os gnaisses bandados são finos, biotíticos, com alternância regular de bandas milimétricas a centimétricas, de tonalidade cinza-claro a cinza-escuro e contêm biotita, quartzo, plagioclásio, microclina, sillimanita e granada (Figura 3.31). Estes gnaisses dão lugar a migmatitos estromáticos, com bandas de espessura centimétrica, contendo leucossomas bastante espessos contendo grandes blastos de granada e ocasionalmente ter um caráter pegmatítico, além de grandes blastos de feldspato e exibir uma textura sub-facoidal.



Figura 3.31 – Granada-sillimanita gnaiss do Complexo São Fidélis. Afloramento nas proximidades da BR-101, em Silva Jardim, RJ

Os tipos porfiroblásticos e sub-facoidais são de granulação média a grossa, textura granoblástica, inequigranular, por vezes com cristais xenoblásticos/poiquiloblásticos de granada. A mineralogia deles é constituída por biotita, quartzo, plagioclásio, microclina e ortoclásio. Granada almandina é quase sempre presente e abundante; a cordierita está, geralmente, associada à granada e à sillimanita. Hornblenda e piroxênio ocorrem ocasionalmente e zircão, magnetita, monazita, espinélio e grafita ocorrem como minerais secundários.

Rochas calcissilicáticas são finas, de cor verde e contêm, geralmente, plagioclásio cálcico, augita diopsídica, diopsídio, tremolita-actinolita, granada, hornblenda e carbonato. São de pequenas dimensões, de poucos metros de comprimento e espessura métrica a decimétrica, porém em alguns locais pode chegar a 20m ou mais de espessura. Por vezes aparecem como blocos ou *boudins* alongados ou contorcidos dentro de migmatitos homogêneos.

3.1.5 - Complexo Tinguí (NP_gamma_12tg)

(granada)-plagioclásio-biotita gnaiss
porfiroblástico com intercalações de granada
leucogranito

3.1.5.1 - Histórico

Ferrari *et al.* (1982) foram os primeiros a caracterizar a Unidade Tinguí, no pico do Tinguí (Folha Itaboraí, a oeste da Folha Cabo Frio). É constituída por (hornblenda) biotita gnaisses, cinzas, de granulação média, homogêneos e textura nebulítica. Localmente ocorre granada biotita gnaisses, leucocráticos, de granulação média a grossa, textura schlieren, nebulítica e/ou estromática. Ambos são migmatíticos e diatexitos. Estas rochas possuem enclaves de material básico, comumente diques decimétricos, métricos, que se apresentam deformados e metamorfisados, ocorrendo com hornblenda biotita gnaisses, finos, mesocráticos, com biotitas em aglomerados. Ocorreram duas fases de injeção deste material. Também é característica desta unidade as injeções de materiais graníticos, durante, pelo menos, quatro fases.

3.1.5.2 - Descrição litológica

Esta unidade aflora na porção noroeste da Folha Cabo Frio, em afloramentos do tipo baleia, em contato tectônico com a unidade Palmital (ao sul) e com o Complexo Região dos Lagos na porção norte. Este contato é brusco, evidenciado por um aumento do *strain* nos litotipos. A foliação e bandamento são concordantes com direção variando de N-S para NE-SW com alto mergulho, colocando lado a lado o Complexo Tinguí com as unidades litológicas do DTCF. Os contatos com os paragneisses do Grupo São Fidélis são gradacionais e difíceis de traçar no campo.

O Complexo Tinguí nesta área corresponde a um biotita-granada gnaiss porfiroblástico, com bandamento incipiente e textura granolepidoblástica, composto de porfiroblastos de K-feldspato e plagioclásio de até 2 cm de tamanho e matriz rica em biotita (Figura 3.32). É interessante notar que, macroscopicamente, esses porfiroblastos, de granada e plagioclásio, raramente se tocam e são geralmente totalmente cercados pela biotita, que é um mineral abundante nesta rocha, e forma uma matriz fina, configurando um litotipo mesocrático. A granada ocorre na maioria dos afloramentos e em um deles foi observada sillimanita, que poderia atribuir ao gnaiss caráter para-derivado, contudo isto ocorreu muito próximo ao contato com a unidade Pamital. Apresenta geralmente textura protomilonítica a milonítica, com estiramento dos feldspatos e do quartzo (Figura 3.33). Observa-se também, lentes de granada leucognaiss milimetricamente bandado, com forte estiramento

mineral, variando de espessura desde centimétricas até métricas (também pertencente à unidade Tinguí). Essas porções poderiam representar leucossomas oriundos de fusão da unidade metassedimentar, sendo que a maioria dos afloramentos encontra-se muito alterado (Figura 3.34). Os contatos entre os dois litotipos são paralelos à foliação principal marcada pelos agregados minerais estirados e pela biotita.



Figura 3.32 – Aspecto do granada-biotita gnaiss porfiroblástico do Complexo Tinguí



Figura 3.33 – Nível de maior strain dentro do biotita gnaiss do Complexo Tinguí. O estiramento dos porfiroblastos de feldspato tem orientação NE-SW



Figura 3.34 – Bolsões pegmatíticos feldspáticos com evidência de fusão parcial do biotita gnaiss do Complexo Tinguí

Na microscopia, constitui-se de K-feldspato (11-33%), plagioclásio (6-19%), biotita (13-21%), quartzo (48-55%) e como acessórios, granada, zircão e muscovita. Os porfiroblastos são granada, plagioclásio e microclina com quartzo (Figuras 3.35 e 3.36). A matriz é constituída por biotita, quartzo, microclina e os acessórios. Observa-se que a rocha apresenta a textura granolepidoblástica. Os plagioclásios, como todos os cristais desta rocha, possuem hábito xenomórfico. É comum a alteração para muscovita, menos comum a alteração para hornblenda; também podem ocorrer inclusões de zircão nas biotitas. O quartzo possui extinção ondulante; nas zonas miloníticas está estirado, paralelo ao um alinhamento dos cristais de biotita. O K-feldspato apresenta textura mimerquítica, localmente. A muscovita ocorre como produto secundário, associado com quartzo, sobre plagioclásio, K-feldspato.

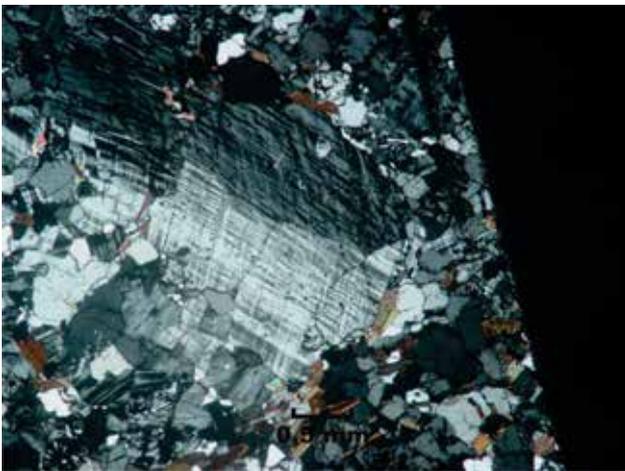


Figura 3.35 – Porfiroblasto de microclina do biotita gnaíse do Complexo Tinguí

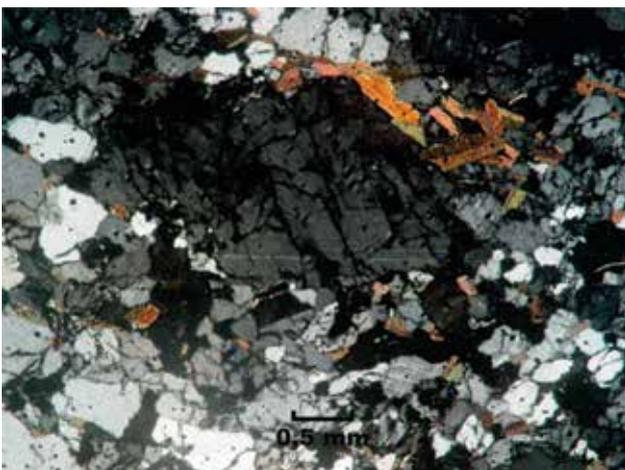


Figura 3.36 – Porfiroblasto de plagioclásio do biotita-gnaíse do Complexo Tinguí

Apesar da natureza do protólito ainda ser motivo de debate, evidências de campo tais como homogeneidade de composição granítica e ausência de minerais diagnósticos de origem sedimentar, permitem deduzir que o protólito do Complexo Tinguí

seria uma rocha ígnea plutônica. A idade deste gnaíse ortoderivado ainda não foi determinada. Ferrari *et al.* (1982) sugerem que sejam paleoproterozóicos e pertencentes ao Complexo Região dos Lagos. Todavia petrograficamente são gnaíses bem distintos. Além disto, a alta percentagem de fusão do Complexo Tinguí sugere que este corpo ígneo foi submetido a um metamorfismo de temperatura mais alta e/ou pressão mais baixa do que os gnaíses do DTCF (vide discussão no Cap 6).

3.1.6 - Suíte Suruí

Granito Silva Jardim ($\epsilon_{3\gamma_{5su-sj}}$) - granito porfirítico (K-feldspato) com fácies equigranulares locais. Subordinadamente ocorre um corpo diorítico de granulação fina com feições de “comingling”. Todos são recortados por veios aplíticos leucocráticos. Corpos menores correlatos ao Granito Sana ($\epsilon_{2\gamma_{5su-as}}$) - granito leucocrático equigranular, localmente porfirítico.

3.1.6.1 - Histórico

O Granito Silva Jardim é uma intrusão monzogranítica que ocorre no limite do Terreno Oriental com o Domínio Tectônico de Cabo Frio (DTCF), na região sudeste da Faixa Ribeira. O granito porfirítico Silva Jardim intrude os paragnaíses e ortognaíses do Terreno Oriental e apresenta uma orientação preferencial NE-SW. Os poucos trabalhos de pesquisa realizados neste granito (Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998, Ribeiro, 2006) abordaram petrografia e geoquímica. O mesmo possui composição monzogranítica com fenocristais de K-feldspato brancos a rosados envolvidos em matriz leucocrática fina a média de composição granodiorítica a granítica. São encontrados subordinadamente granitos inequigranulares médios e equigranulares finos que cortam a litofácies principal. Nos mapas geológicos mais recentes do estado do Rio de Janeiro, Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, DNPM (Fonseca, 1998) e o Mapa Geológico do Rio de Janeiro, CPRM (Silva, 2000) não houve um consenso em relação à área de ocorrência do Granito Silva Jardim e de suas rochas encaixantes, além das diferentes denominações das unidades que envolvem o granito.

Fonseca (1998) situa o corpo granítico a poucos quilômetros a noroeste da cidade de Silva Jardim. Ele é caracterizado como um “corpo de caráter tardi-tectônico e porfiróide, de cor cinza e composição de sieno a monzogranítica, constituído de microclina, oligoclásio, quartzo, biotita e como minerais acessórios apatita, zircão, allanita, titanita e opacos, aparecendo ainda muscovita, clorita e epidoto-clinozoisita como secundários”. Segundo o autor, possui aproximadamente 20 km de eixo maior e é cortado por um granito mais novo,

provavelmente pós-tectônico, de granulometria fina e leucocrático. Fonseca (1998) descreve ainda que ao sul o Granito Silva Jardim é intrusivo nos gnaisses e migmatitos do Complexo Região dos Lagos, estando o contato algumas centenas de metros da localidade de Caatinga, a sudoeste de Silva Jardim. Ao norte é intrusivo nos gnaisses feldspáticos do Complexo São Fidélis. Estes gnaisses são relatados pelo autor como rochas grossas, porfiroblástica a subfacoidal e variavelmente migmatizadas, podendo conter proporções variadas de granada e cordierita e possuindo intercalações de lentes calciosilicáticas.

Segundo o Texto Explicativo do Mapa Geológico do Rio de Janeiro da CPRM (Silva *et al.*, 2000), o granitóide Silva Jardim é separado em duas porções, uma mais externa chamada de Silva Jardim e uma mais interna denominada Cesário Alvim. Não há no texto uma explicação para esta separação. Estes granitóides foram caracterizados como rochas porfíroides, com plagioclásio oligoclásio e microclina, em formato eudral tabular, chegando a ter 5cm de comprimento. Allanita, titanita, apatita, opacos e zircão são minerais acessórios comuns nesta rocha. Segundo os autores, o contato, a norte e a sul, se dá com os paragnaisses da unidade São Fidélis, do Complexo Paraíba do Sul. À leste o contato é com as rochas do Complexo Búzios. Ao oeste, as rochas encaixantes são consideradas como pertencentes ao pluton Tinguí (gnaisse), pertencente ao Complexo Rio Negro (Silva *et al.*, 2000).

Moraes (2009) realizou trabalho detalhado neste pluton enfatizando a presença de um fluxo ígneo orientado paralelamente com a foliação metamórfica da encaixante. No mapeamento, reconheceu que o Granito Silva Jardim corta o contato entre os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (do DTCF) e os gnaisses porfiroblásticos do Complexo Tinguí (Terreno Oriental). Esta autora também diferenciou o granito Cesário Alvim, um corpo ígneo de textura média a fina equigranular, leucocrático com muscovia e biotita. Este corpo secciona o Granito Silva Jardim e aflora presomamente na folha geológica adjacente à folha Cabo Frio a oeste.

3.1.6.2 - Descrição litológica

O granito Silva Jardim aflora entre os municípios de Rio Bonito e Silva Jardim, em uma área aproximada de 40 Km², sendo grande parte de afloramentos a beira da BR – 101. Sua forma é alongada, com eixo maior NE – SW e, parte do corpo, está coberta por sedimentos aluviais e seus contatos são com gnaisses orto e paraderivados. Por ser uma área degradada, a observação dos contatos está muito encoberta por sedimentos recentes, impedindo assim uma localização exata destes contatos. A composição do granito Silva Jardim varia de quartzo sienito / sienogranito a monzogranito. Trata-se de um granito porfirítico, subordinadamente um granito inequigranular de granulometria média e

granito fino. Estas fácies são relacionadas à matriz do granito porfirítico, cuja mesma é composta por K-feldspato, oligoclásio, quartzo e biotita, e tem como minerais secundários, titanita, allanita, zircão. Estas fácies mais finas aparecem como veios locais.

Sua porção NE adentra a folha Cabo Frio e corta os gnaisses do Complexo Tinguí, Grupo São Fidélis, Grupo Búzios-Palmital e Complexo Região dos Lagos.

O Granito Silva Jardim aflora sob a forma de blocos, lajes e encostas e sua estruturação apresenta uma notável orientação do corpo num trend NE-SW (Figura 3.37). Foliações e lineações de fluxo são evidentes em quase todos os afloramentos e alguns possuem indícios de orientação e estiramento mineral, oriunda de deformação.



Figura 3.37 – Encosta norte da Serra da Caatinga, noroeste da Folha Cabo Frio, exibindo lagedos do Granito Silva Jardim

Notam-se, a princípio, duas fácies distintas pertencentes a este corpo: uma fácies essencialmente porfirítica de granulometria muito grossa e coloração rosa, cujos porfiros de K-feldspato possuem até cerca de 4 cm de comprimento e hábito tabular, por vezes amendoados, quando deformados e matriz de granulação grossa composta essencialmente por feldspato, quartzo e biotita (Figura 3.38). Uma fácies de matriz isotrópica média a grossa, acinzentado com pórfiros esparsos de K-feldspato e de mesma composição mineralógica. Ambas ocorrem normalmente associadas, como variação de um mesmo corpo, não existindo contatos abruptos entre as duas.



Figura 3.38 – Fácies porfirítica típica do Granito Silva Jardim

Na maioria dos afloramentos visitados observa-se que o corpo granítico é cortado por duas famílias

de veios aplíticos. Uma delas possui direção de strike NE-SW e “corta” outra família de veios de direção de strike NW-SE, que são subparalelos a algumas zonas proto-miloníticas encontradas (Figura 3.39). Os veios são compostos por rocha de granulometria fina, coloração branca e composição granítica. A textura é homogênea e não apresenta orientação mineral nem indícios de deformação. Esses veios possuem direção NE/SW, sub-paralela a orientação do granito, quando presente, e cortam outra família de veios, de mesma composição e de direção NW-SE.



Figura 3.39 – Veios aplíticos e pegmatíticos com mais de uma direção recortando o granito Silva Jardim

Além do corpo granítico, também foi encontrada uma rocha de granulometria fina à média, composição diorítica rica em biotita e anfibólio, com contato abrupto com o granito, envolta por ele na forma de enclaves decimétricos a métricos. Na maioria das vezes ela se apresenta bastante alterada, com coloração esbranquiçada. Os fenocristais são orientados, e às vezes estirados, concordantes com a orientação do granito Silva Jardim. Ocorrem fenocristais isolados de microclina dentro do diorito, ao mesmo tempo em que ocorrem enclaves do diorito dentro do granito. Estas podem ser evidências de um *mingling* (Figura 3.40). Por sua ocorrência localizada, esta rocha não aparece individualizada no mapa geológico.



Figura 3.40 – Enclave microdiorítico no Granito Silva Jardim. Notar fenocristais de feldspato potássico no enclave, provavelmente originário de um processo de “mingling”

Microscopicamente, as fácies porfíritico e seu correspondente rico em matriz possuem as mesmas características. São compostos basicamente por K-feldspato, quartzo, biotita e piroxênio. Como acessórios, é comum a presença de zircão, em grandes quantidades e apatita. Ao microscópio, o Granito Silva Jardim apresenta predominante textura porfírica com megacristais de microclina comumente geminados e exibindo micropertitas. A matriz é hipidiomórfica granular, de granulação fina a média composta pelos minerais essenciais, quartzo, oligoclásio (An_{26}), microclina e biotita. O K-feldspato aparece comumente muito fraturado, exibe geminação tartan e muitos cristais exibem porções sericitizadas. São frequentes intercrescimentos mirmequíticos no contato entre K-feldspato e plagioclásio. O quartzo apresenta extinção ondulante e em algumas lâminas apresentam localmente bordas recrystalizadas, o que evidencia que a rocha ou o magma em cristalização foi submetido a uma deformação de baixa intensidade, pois nos feldspatos não são observados tais efeitos deformacionais. A biotita ocorre como lamelas isoladas, mas aparece principalmente em agregados máficos junto de minerais opacos, titanita, allanita e apatita (Figura 3.41). O plagioclásio ocorre na matriz como grãos subbedrais, com geminação polissintética bem desenvolvida e menos alterados e menores que a microclina.

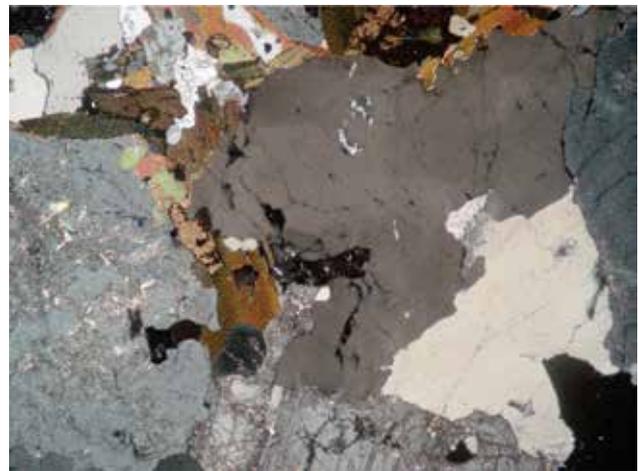


Figura 3.41 - Textura consertal em cristal de quartzo e aglomerados máficos com biotita e titanita (campo de visada 2,5 mm)

Os minerais acessórios observados foram titanita, minerais opacos, apatita, zircão, allanita e pontualmente epidoto. As alterações dos feldspatos originaram principalmente sericita, caulinita e calcita. Minerais opacos são substituídos por titanita, geralmente das bordas para o núcleo, mas também observa-se a substituição do núcleo dos grãos para as bordas.

A mineralogia acessória mostra importantes feições texturais, tais como agregados máficos com biotita, titanita e apatita associada e marcante

substituição de ilmenita/Ti-magnetita por titanita, a partir da borda dos grãos. Titanita anédrica pode perfazer até 2% do total da rocha. Apatitas possuem tamanhos variados e tanto são cristais prismáticos individualizados como estão aleatoriamente inclusos noutros minerais. Cristais de allanita geralmente mal formados e metamícticos associam-se geralmente à biotita, mas também estão inclusos nas fases essenciais. Zircões euedrais a subedrais são encontrados como inclusões principalmente nas biotitas. Epidoto é raramente observado nos agregados máficos. Mineral de coloração marrom acastanhada e de difícil identificação, possivelmente rutilo, origina titanita, o que indica prévia desestabilização desse óxido.

Observou-se que a maioria das amostras contém indícios de deformação, variando de muito deformadas até amostras que não apresentam sinais de deformação ou orientação. Nos domínios mais deformados, apresenta foliação tectônica (Figura 3.42), estiramento mineral, lineação mineral, extinção ondulante em quartzo, partição de grãos e subgrãos, gerados por recristalização. Nos domínios menos deformados os minerais não apresentam orientação preferencial nem texturas de deformação, com exceção da extinção ondulante, no quartzo e no feldspato.



Figura 3.42 – Fenocristais de K-feldspato orientados de acordo com um fluxo ígneo no Granito Silva Jardim. Notar que as bordas dos fenocristais estão arredondadas, podendo indicar indícios de deformação dúctil dando à rocha uma textura protomilonítica

Na porção centro-oeste do plúton, ocorre um leucogranito médio a fino, não orientado nem deformado, com fenocristais arredondados de quartzo e matriz feldspática fina. O mineral máfico encontrado em pequena quantidade é a biotita. Esta rocha foi relacionada ao granito Cesário Alvim, mapeado por DRM-RJ (1980) na escala 1:50.000, portanto, foi individualizado no mapa geológico. Seus afloramentos são muito intemperizados (Figura 3.43). Regionalmente foi associada aos corpos ígneos menores do Granito Sana, cuja secção-tipo ocorre na folha Casemiro de Abreu, contígua ao norte da Folha Cabo Frio.



Figura 3.43 – Afloramento em corte de um leucogranito intrusivo no Granito Silva Jardim

3.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS MESO-CENOZÓICAS

3.2.1 - Enxame de Diques Serra do Mar (K1_B_sm)

diques de diabásio, micro-gabro e gabros toleíticos

3.2.1.1 - Histórico

Os diques máficos são basaltos toleíticos de baixo-TiO₂ (Dutra *et al.*, 2005; Dutra, 2006; Valente, 2005) que apresentam orientação preferencial NE-SW (Teztner e Almeida, 2003; Schmitt *et al.*, 2005). Estes cortam as estruturas mais antigas que ocorrem na área e, em alguns casos, estão encaixados em falhas normais de mesma orientação.

3.2.1.2 - Descrição litológica

Os diques máficos que afloram na área consistem essencialmente em diabásios, que apresentam espessura variando de poucos centímetros até algumas dezenas de metros (Figuras 3.44 e 3.45). Em relação às demais litologias aflorantes na área, estes diques cortam o Complexo Região dos Lagos e o Grupo Búzios-Palmital e são cortados por diques alcalinos de idade terciária (na região de Arraial do Cabo)(Góes, 2007).

No campo, os diques máficos são caracterizados pelo índice de cor mesocrático a melanocrático, sendo afaníticos a subfaneríticos. Alguns exemplares apresentam textura porfirítica, com fenocristais de plagioclásio na matriz. Também é notável o zonamento destes diques em alguns locais, onde na borda predomina uma textura mais fina, devido ao resfriamento rápido, e no centro uma textura mais grossa. Apresentam-se intensamente fraturados e diaclasados, o que facilita a ação intempérica e resulta em afloramentos bastante alterados em alguns locais.



Figura 3.44 – Alguns dos 36 diques de diabásio que afloram na Ilha dos Papagaios, costa de Cabo Frio (Folha Rio das Ostras). Notar o padrão de fraturamento ortogonal à parede dos diques resultante do resfriamento do mesmo



Figura 3.46- Fotomicrografia mostrando a mineralogia essencial dos diabásios, representada por ripas de plagioclásio e cristais de augita. Lâmina NA-56B. Nicóis cruzados. Aumento de 2,5x



Figura 3.45 - Dique de diabásio cortando metagranitóide do Complexo Região dos Lagos, em Arraial do Cabo. Notar o zomamento do diabásio, provavelmente ligado ao resfriamento

A mineralogia dessas rochas básicas consiste essencialmente em plagioclásio e augita (Figura 3.46). Os minerais acessórios são opacos e apatita, esta acicular dentro da augita. Devido ao grau de alteração de algumas amostras, observam-se minerais secundários, sendo o principal a saussurita. Ocorrem ainda raros anfibólios (uralita) e biotitas, também resultantes de processos secundários. Um pouco de vidro, esverdeado e amorfo, foi observado na matriz desses diabásios. Ao microscópio nota-se que ocorrem duas gerações de pórfiros de plagioclásio, uma com os fenocristais mais desenvolvidos e intensamente saussuritizados; e outra que apresenta fenocristais menores que a primeira, na forma de ripas bem presevadas.

Ocorre o predomínio de trama intergranular (grãos nos interstícios), embora trama intersertal (vidro nos interstícios) seja identificada em algumas amostras. Os plagioclásios ocorrem em ripas que variam de tamanho de amostra para amostra, sem nenhuma

orientação marcante. De acordo com os critérios de classificação, pode-se admitir que estas rochas tratam-se de diabásios transicionais, visto a ausência de pigeonita (clinopiroxênio) e de olivina na matriz.

3.2.2 - Rochas alcalinas

3.2.2.1 - Histórico

As duas folhas mapeadas apresentam algumas intrusões ígneas alcalinas, separadas em Complexos (Ilha do Cabo Frio, Morro de São João e Morro dos Gatos), e uma série de diques alcalinos do Terciário. Este magmatismo no sudeste brasileiro é representado por intrusões alcalinas, que englobam Poços de Caldas, Passa Quatro, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Tanguá, Rio Bonito, Itáuna, Mendanha, Soarinho além das intrusões supracitadas (Almeida e Carneiro, 1989, Almeida, 1996, Hembold, 1968, Hertz, 1977, Klein *et al.*, 1980). Estas intrusões ígneas, alinhadas na direção leste-oeste, formam o denominado “Lineamento Sismo-Magmático Alcalino de Poços de Caldas - Cabo Frio- Monte submarino Almirante Saldanha” (LCF) (Alves, 2002), que começa em Poços de Caldas (MG). Segundo alguns autores, a ocorrência destas rochas alcalinas se deu por uma reativação tectônica (Alves *et al.*, 1997, Sichel *et al.*, 1997; Oreiro, 2006a), enquanto que outros autores apontam para uma gênese ligada à ação de uma pluma mantélica nessa região (Thomaz Filho e Rodrigues, 1999; Thomaz Filho *et al.*, 2005). O LCF compreende uma série de intrusões e diques relacionados que consistem principalmente de rochas sódicas alcalinas diferenciadas variando de sienitos a fonolitos, insaturadas em sílica e a maioria com MgO < 1% (Sichel *et al.*, 2005). Estes corpos magmáticos foram formados a partir de uma anomalia térmica no manto, sendo a Ilha do Cabo Frio a manifestação mais jovem do magmatismo alcalino

no continente. Almeida (1991) sugeriu que tanto as ilhas vulcânicas brasileiras como o alinhamento magmático Poços de Caldas – Cabo Frio apareceram em vastas zonas de fratura, a ascensão do magma aproveitou a reativação de falhas profundas. Por outro lado, a teoria de que tais alinhamentos seriam devidos a *hotspots* vem sendo sustentada por vários autores (por exemplo, Thomaz Filho *et al.*, 2005).

3.2.2.2 - Maciço Alcalino Morro de São João (K2E1_λsj) e diques associados - sienitos félsicos com granulação grossa (K-feldspato, nefelina, hornblenda, esfeno e pseudoleucita) e melassienitos com K-feldspato, anfibólio e piroxênio

O complexo alcalino do Morro São João é uma intrusão localizada a sudeste do Estado do Rio de Janeiro, no município de Casimiro de Abreu. Este corpo do Cretáceo Superior (56-72 Ma, Amaral *et al.*, 1967; Cordani e Teixeira, 1979; Sonoki e Garda, 1988) é intrusivo no Complexo Região dos Lagos (Figuras 3.47 e 2.11).



Figura 3.47 – Vista sul do Morro de São João, uma intrusão ígnea alcalina. Perfaz a maior elevação em cota da área mapeada (localizado a leste da Folha de Cabo Frio), atingindo 800 metros acima do nível do mar

A área de ocorrência está localizada na folha Morro de São João 1:50.000 (SF23-Z-B-VI-2) e seus arredores. O Morro de São João dista 8 Km da cidade de Rio das Ostras – RJ, e tem de 4 a 5 Km de diâmetro e cota máxima de 806 m, sobre uma planície com cota de 20-25 m.

Lamego (1940) caracterizou os processos genéticos das zonas de restinga entre Rio das Ostras e Barra de São João, entre esta cidade e a ponta dos Búzios, e das embocaduras dos rios das Ostras e São João. Em 1952, Oliveira cita o Morro de São João, denominando de Morro Grande de São João, atribuindo-lhe rochas de composição sienítico-nefelínicas. Citou ainda a presença de aluviões quaternários, “sedimentos barreiras” e “zonas

arqueanas” nos arredores. Rosier (1965) apresenta dados esparsos de litologia, foliação do gnaisse e rochas no envoltório do Morro de São João. Amaral *et al.* (1967) apresentam dados geocronológicos de duas amostras do Morro de São João, codificadas pelos autores de SPK-230 e SPK-304, Casimiro de Abreu, RJ, com idades de 58,7 Ma para um malignito e 60 Ma para um nefelina sienito.

Segundo Almeida (1976 e 1986), na região sudeste, este magmatismo representado pelo Morro do São João faz parte da “Província Serra do Mar” ou Rift Brasileiro do Sudeste, conforme Riccomini (1991). São observadas, aproximadamente, 30 intrusões formando uma faixa desde a cidade de Poços de Caldas (MG) até a Ilha de Cabo Frio (RJ). A maioria destas intrusões é formada por rochas de composição sienítica e monzonítica e seus equivalentes subsaturados, com variações texturais desde plutônicas a vulcânicas.

O DRM-RJ, em convênio com o INPE, lançou em 1976 o mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1:400.000, baseado em imagens de satélite, delimitando o Morro de São João e colocando as rochas metamórficas encaixantes no chamado “Complexo do Litoral Fluminense”. O texto explicativo da região do Morro de São João, elaborado por Antônio Pereira dos Reis em 1998, representa o mais completo estudo das rochas alcalinas na área, complementado por Valença (1975) com descrições petrográficas, geoquímicas e de datação K-Ar, com idades entre 72 e 56 Ma.

Estudos de detalhe permitiram delinear o contato entre a intrusão alcalina e depósitos de blocos rolados e matacões métricos, especialmente dentro das reentrâncias do relevo, que coalecem ao atingir a base da encosta, encobrendo o contato do corpo alcalino com a rocha encaixante, sendo possível observar o contato somente em um ponto na encosta SE do morro. Utilizando imagens aéreas foi delineada a estruturação do relevo no Morro de São João e nas redondezas. Ao norte do corpo alcalino, nota-se um lineamento com direção N-S e lineamentos com direção NE-SW, enquanto que, à oeste do corpo, a direção de lineamento mais acentuada é E-W. Esses lineamentos ressaltam uma quebra em degraus na topografia da região, decrescendo para sul até a planície onde está posicionado o morro. No morro é possível observar lineamentos com direção preferencial E-W, porém esta estruturação não foi observada na escala de afloramento.

O mapeamento na escala de detalhe (1:10.000) no interior do corpo alcalino resultou na identificação de litotipos félsicos e máficos, porém a densidade de pontos (afloramentos) estudados não permitiu cartografá-los nesta escala de trabalho. Dois tipos de rochas félsicas foram caracterizadas quanto a composição mineralógica e textural. O primeiro tipo é composto por rochas félsicas de granulometria grosseira e possuem mineralogia definida por k-feldspato, que se encontram em forma de ripas com geminação Carlsbad, alguns apresentam

sericita como produto de alteração; nefelina em grãos equidimensionais, prismáticos, xenomórficos, não orientados. Os minerais máficos definem cerca de 20% do total da rocha e são representados por hornblendas idiomórficas e esverdeadas. Observou-se também titanita idiomórfica, com forma losangular, de coloração marrom-parda. Pseudoleucitas de tamanho entre 1-2 cm e 15 cm são comuns neste litotipo e também em proximidade com as rochas máficas.

Um segundo grupo de rochas félsicas ocorre na forma de diques de traquito (geralmente porfiríticos), micronefelina sienito e tinguaito, cortando todos os outros tipos plutônicos. Os tinguaitos em certos locais são portadores de pseudoleucita. Em adição, diques de composição fonolítica podem ser observados cortando as rochas alcalinas félsicas e básicas do maciço.

As rochas máficas ocorrem em menor proporção em relação às félsicas, sendo encontradas distribuídas pelo maciço, ou na forma de brechas magmáticas envolvidas pelas rochas félsicas, conforme observado nos trabalhos de campo (Figura 3.48). Grandes cristais de pseudoleucita são usuais nos afloramentos em todo o maciço, sendo que afloramentos de brechas magmáticas são encontrados no perímetro do maciço, em contato com as rochas encaixantes (Figura 3.49). Estas brechas possuem granulometria grossa com plagioclásio e anfibólio, com grãos medindo até 1 cm a maioria xenomórficos, porém alguns prismáticos. Rochas indicando misturas entre magmas félsicos e máficos também são observados localmente, sugerindo que ambos os magmas foram contemporâneos. Em adição às fácies aqui descritas, foram descritas as seguintes litologias neste corpo alcalino: sienitos félsicos e foialitos, nefelina monzosienitos, anfibólio malignito, anfibólio shonkinito, anfibólio fergusito, pseudoleucita gabro.



Figura 3.48 – Bloco de brecha (borda W do Morro, próx. Faz. Trimonte). Partes claras são nefelina sienito (matriz), as escuras são fragmentos de malignito e/ou shonkinito. Foto do Relatório do DRM (1980)



Figura 3.49 - Grande bloco de fergusito. Na encosta Leste do Morro de São João, próximo à Fazenda da Boa Vista. Notar as grandes pseudoleucitas. Foto do Relatório do DRM (1980)

3.2.2.3 - Complexo Alcalino Ilha do Cabo Frio e diques associados

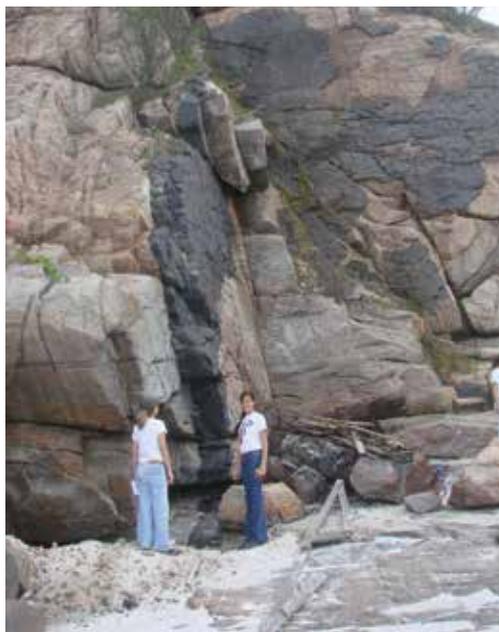
- Sienito - K2E1_λcf1 - nefelina sienito e álcali-sienito; piroclásticas - K2E1_λcf2 - corpo piroclástico suportado por clasto e matriz, com clastos de 1mm a 40 cm de traquito, ortognaisse e tufo soldado

Na região de Arraial do Cabo, a Ilha do Cabo Frio é a representação em superfície do magmatismo alcalino de idade variando entre 52 e 59 milhões de anos, além dos diques alcalinos que ocorrem em toda a porção continental (Figura 3.50). No limite da intrusão magmática com os ortognaises do embasamento ocorrem brechas de contato, que representam fragmentos da rocha encaixante que foram quebrados pelo magma na sua ascensão à superfície. Bennio *et al.* (2003) dataram três amostras de basaltos toleíticos coletadas em Arraial do Cabo e obtiveram idades em torno de 55 Ma, ou seja, estes basaltos seriam penecontemporâneos às rochas alcalinas da Ilha de Cabo Frio e aos basaltos toleíticos e alcalinos do Eoceno Inferior/Médio da área do Alto de Cabo Frio. Oreiro (2006b - inédito) obteve, através de datações radiométricas Ar-Ar em quatro amostras de basaltos toleíticos em Arraial do Cabo, idades um pouco mais antigas que as reportadas por Bennio *et al.* (2003), variando de 58,1 a 65,2 Ma, entretanto idades que também comprovam o caráter penecontemporâneo dessas rochas com as alcalinas da Ilha de Cabo Frio.

A Ilha do Cabo Frio (em Arraial do Cabo) é importante por ser a primeira expressão alcalina emersa da Zona de Fratura de Martim Vaz. Este lineamento tem sua continuidade submersa, representada por montes submarinos Almirante Saldanha e São Tomé. O Oligoceno marca o encerramento de todas as atividades magmáticas não só no Alto de Cabo Frio, como também em todo o Sul-Sudeste do Brasil (Mizusaki & Thomaz Filho, 2004).



Figura 3.50 - Vista aérea NW da Ilha do Cabo Frio. Foto do Comandante Geólogo Davi Canabarro Savi (Marinha do Brasil)



Os diques alcalinos aflorantes na área consistem em três litologias principais: fonolitos (Figura 3.51), lamprófiros (Figura 3.52) e traquitos (Figura 3.53), sendo os últimos os mais abundantes (Góes, 2007). Os diques alcalinos apresentam-se com espessura métrica, atingindo 50 metros, e freqüentes mergulhos subhorizontais. Estes diques cortam todas as litologias aflorantes na área. A relação entre eles pôde, em parte, ser estabelecida através dos afloramentos. Foi observado que os diques traquíticos cortam os demais diques alcalinos (Figuras 3.54 e 3.55) e a maioria dos diques máficos, embora tenha sido observado um dique de diabásio cortando um dique traquítico e outro fonolítico.



Figura 3.52a,b – (a) Dique de lamprófiro ultramelanocrático aflorante na Praia Grande; (b) Detalhe do dique de lamprófiro, destacando textura porfirítica, com xenocristais de feldspato potássico e amígdalas preenchidas por carbonato



Figura 3.51 - Dique de fonolito de coloração cinza, mesocrático e com textura porfirítica, dada pelas ripas de feldspato potássico orientadas, cortando metagranitóide do embasamento;



Figura 3.53 – Dique de traquito com coloração creme claro

Os diques de fonolito apresentam coloração verde escura à cinza, tendo índice de cor mesocrático. Apresentam textura porfirítica, com



Figura 3.54 – Vista do Pontal do Atalaia, Arraial do Cabo (Folha Cabo Frio). A seta aponta para um dique subhorizontal de traquito que corta o dique de diabásio



Figura 3.55 – Detalhe da Figura 3.53. Notar o diabásio (rocha escura) que corta o embasamento e é recortado por um dique de traquito (rocha clara que ocorre atravessando-o)

ripas de feldspato potássico em geral apresentando-se orientadas. A mineralogia dos fonolitos inclui aegirina-augita (piroxênio sódico), nefelina, sanidina e anortoclásio, além de minerais opacos como acessórios, dispostos numa matriz vítrea. A aegirina-augita apresenta-se euédrica, zonada e em equilíbrio com a matriz, sob a forma de ripas ou pórfiros. Xenocristais de biotita, olivina e augita são observados, provavelmente oriundos do magma lamprofírico, o que sugere a ocorrência de mistura magmática. As augitas e biotitas formam *clots*, enquanto as olivinas apresentam-se completamente alteradas e substituídas por serpentina e clorita, sendo identificadas apenas pela sua forma euédrica.

Os diques de lamprófiro que ocorrem na área apresentam coloração preta, tendo índice de cor melanocrático a ultramelanocrático. São rochas afaníticas a subfaneríticas, que apresentam textura porfirítica. A mineralogia principal dos lamprófiros observados inclui augita (clinopiroxênio), olivina, biotita e kaersurtita, um anfibólio rico em TiO_2 e pobre

em SiO_2 característico de lamprófiros, imersos numa matriz vítrea. Os minerais acessórios são aegirina-augita e minerais opacos, e os minerais secundários, carbonato, clorita e serpentina. Feldspato potássico ocorre como xenocristal.

As olivinas ocorrem tanto como pórfiros em cristais eudrais e fraturados (Figura 3.56), como disseminadas na matriz. As fraturas que ocorrem no cristal apresentam preenchimento por um material de alteração de cor verde. Assim como nos fonolitos, as olivinas encontradas na matriz dos lamprófiros apresentam-se frequentemente substituídas por clorita ou serpentina, sendo identificadas apenas por sua forma euédrica.

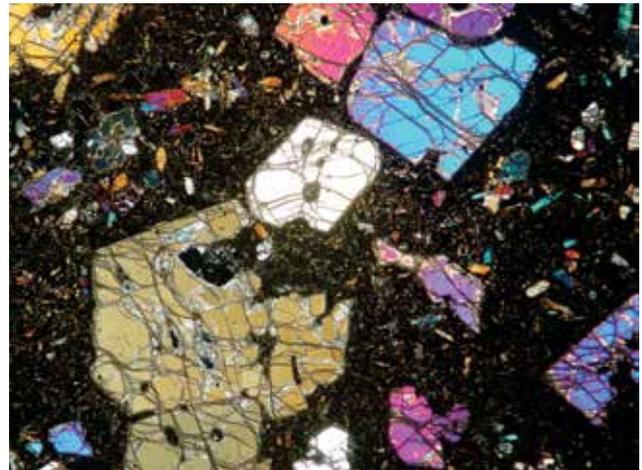


Figura 3.56 - Fotomicrografia de monchiquito mostrando pórfiros de olivina euédricos e fraturados em matriz vítrea. Lâmina NA-45A. Nicóis cruzados. Aumento de 2,5x

As augitas ocorrem em cristais eudrais porfiroblásticos ou confinadas na matriz. Apresentam-se zonadas de diferentes formas, entre elas a do tipo ampulheta, e com extinção ondulante. Frequentemente este mineral ocorre mantendo aegirina-augitas anédricas, textura resultante de uma suposta mistura entre os magmas fonolítico e lamprofírico. Este núcleo de aegirina-augita apresenta-se em desequilíbrio por ter sido cristalizado possivelmente num magma fonolítico, menos magnésiano e, portanto, com temperatura menor. Sua preservação no magma lamprofírico, mais rico em Mg e com temperatura mais elevada, se deve exatamente ao crescimento da augita sobre este núcleo.

A kaersurtita, um anfibólio de cor marrom devido ao elevado teor de TiO_2 , ocorre em ripas na matriz, e também como fenocristal, assim como as biotitas. Estas ripas por vezes apresentam incipiente orientação de fluxo. Feldspatos potássicos, entre eles sanidina e anortoclásio, ocorrem com forma anédrica como xenocristais.

Ocorre ainda carbonato preenchendo amígdalas, estrutura indicativa de escape de gases, e sob a forma de veios cortando a matriz e os pórfiros.

A presença de olivina e ausência de melilita permitem classificar estes lamprófiros como

alcalinos, visto que os lamprófiros calcialcalinos (minettes e kersantitos) não contêm olivina e os lamprófiros ultramáficos (alnóitos) à contem, porém apresentam melilita em sua constituição. Estes lamprófiros alcalinos são monchiquitos, visto a ocorrência de matriz vítrea (Góes, 2007).

Os diques de traquito apresentam-se bastante alterados, com coloração rosada, tendo índice de cor leucocrático. São afaníticos a microcristalinos, com cristais finos misturados com frações vítreas. No campo são observadas texturas características destas rochas. Os traquitos são rochas efusivas que não diaclasam como os diabásios, resultando em superfícies pontiagudas e cortantes.

Os traquitos são os correspondentes vulcânicos dos sienitos, sendo constituídos essencialmente por feldspato alcalino (sanidina, ortoclásio) e quantidades menores de plagioclásio (oligoclásio). Pode haver ainda a presença de albita, biotita, hornblenda, quartzo, anfibólios sódicos e piroxênios em álcali-traquitos. Como minerais acessórios podem ocorrer apatita, zircão, óxidos de ferro, magnetita, titanita e allanita. No contato entre os diques de traquito e os metagranitóides do embasamento é observado nos metagranitóides feições semelhantes à fusão, geradas possivelmente durante a intrusão dos diques a altas temperaturas. Também ocorrem lentes do embasamento, ainda com aspecto de fusão, no interior desses diques traquíticos.

3.2.2.4 - Maciço Alcalino Morro dos Gatos (K2E1_λmg) e diques associados - sienitos, nefelina sienitos e traquitos com brechas magmáticas de composição traquítica associadas.

A ocorrência alcalina do Morro dos Gatos se constitui, em mapa, de duas áreas (a maior com cerca de 2,0km² e a menor com 0,5km²) mais ou menos dispostas ENE-SSW, separadas por uma faixa de granitos. A área total de rochas alcalinas expostas, apesar de sua pequena dimensão, exibe uma razoável variedade de litologias, descritas originalmente por Martins e Borgui (1982) e detalhadas por Carmo (1995), em monografia orientada pelo prof. Joel Gomes Valença da UFRJ (Figura 3.57). No campo, a principal característica utilizada para a separação das litologias alcalinas foi fundamentalmente, a textura, uma vez que as mineralogias das mesmas são muito semelhantes. Carmo (1995) identificou sete grupos de rochas pertencentes ao Complexo Alcalino Morro dos Gatos: monzodioritos, monzonito, sienitos, latitos/andesitos, traquitos/fonolitos. As rochas plutônicas apresentam nefelina como mineral acessório. Os traquitos e fonolitos apresentam K-feldspato como fenocristais predominantes além de nefelina, e uma textura poequirítica (Figura 3.58). A matriz é constituída por feldspatos e tem cor verde clara. Os latitos e andesitos têm como fenocristais

plagioclásio, biotita e pirobólio, com matriz natural feldspática de cor cinza escuro. Foi identificada uma brecha magmática, formada por litoclastos e fenocristais. Estes últimos perfazem apenas 3% dos clastos e são formados por sanidina e opacos. Os litoclastos variam de 1 até 50 mm de comprimento e são formados pelo próprio material da rocha, segundo Carmo (1995).



Figura 3.57 – Foto extraída do trabalho de Carmo (1995), mostrando o Professor Joel Gomes Valença ao lado de um boulder de traquito/fonolito do Complexo alcalino Morro dos Gatos

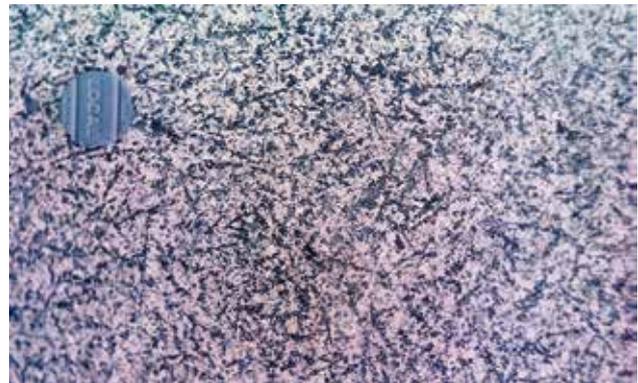


Figura 3.58 – Sienito com textura poequirítica, notar as placas poequiríticas de biotita dando o padrão reticulado de grãos. Fonte: Carmo (1995)

3.2.3 - Grupo Barreiras (ENb)

– arenitos, conglomerados, diamictitos, siltitos e argilitos.

3.2.3.1 - Histórico

O termo Barreiras, de origem fisiográfica, ganhou ampla divulgação na literatura geológica a partir de Oliveira & Leonardos (1943), sendo utilizado para se referir, de maneira geral, a depósitos sedimentares clásticos cenozóicos de ocorrência ao longo de tabuleiros e falésias da costa brasileira, desde o Amapá até o Rio de Janeiro. Esses depósitos são constituídos principalmente de areias e argilas de coloração variada (vermelhas, amarelas, brancas

ou mosqueadas), com destaque para a presença de concreções ferruginosas. Foram considerados, inicialmente, afossilíferos. Sua idade tem sido normalmente atribuída ao Mioceno-Plioceno.

Várias foram as tentativas de subdividir esta unidade estratigráfica, principalmente em estudos realizados na região nordeste (Bigarella & Andrade, 1964; Campos e Silva, 1966; Mabesoone *et al.*, 1972), porém nenhuma divisão litoestratigráfica tem sido formalmente aceita. Há controvérsias sobre o uso dos termos “Grupo” ou “Formação”, sendo este termo preferido no presente trabalho por não existir uma subdivisão estratigráfica destes depósitos na área de estudos.

A maior parte dos trabalhos sobre esta unidade vem sendo realizada no norte e nordeste do País, havendo uma carência grande de estudos estratigráficos e sedimentológicos na região sudeste, principalmente no Rio de Janeiro. Nesta região, os sedimentos atribuídos à Formação Barreiras estendem-se desde o litoral norte do Espírito Santo até as vizinhanças da baía de Guanabara, tendo recebido maior atenção as áreas de ocorrência localizadas no estado do Espírito Santo (Amador & Dias, 1978; Amador, 1982; Tamara, 1995).

As ocorrências da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro, entre Maricá e Barra de Itabapoana, foram recentemente revistas por Morais (2001) e Morais *et al.* (2006). Estes autores elaboraram uma análise faciológica detalhada destes depósitos, discutindo, ainda, uma provável correlação entre os depósitos da Formação Barreiras de ocorrência no Rio de Janeiro e unidades estratigráficas presentes nas bacias cenozóicas de Macacu, Resende e Volta Redonda.

3.2.3.2 - Descrição

Os depósitos da Formação Barreiras estão associados a feições geomorfológicas de colinas suaves, de topo aplainado, ou a tabuleiros, com as principais ocorrências registradas na região de Búzios e de São Pedro d’Aldeia.

Na região de Búzios, a Formação Barreiras aflora principalmente na área da Praia Rasa (Figuras 3.59 e 3.60), onde se constitui, predominantemente, por depósitos conglomeráticos muito grossos, polimíticos, maciços, exibindo aspecto de deposição caótica (Morais, 2001). O tamanho dos clastos do arcabouço varia de seixo a matacão, podendo atingir cerca de 1 m de eixo maior. Os clastos mostram baixos graus de arredondamento, conferidos principalmente por esfoliação esferoidal relacionada ao intemperismo ocorrido na área fonte. A disposição caótica dos clastos nesses depósitos indica deposição rápida e próxima à área fonte, por processos gravitacionais (fluxos de detritos). As camadas conglomeráticas ocorrem intercaladas por arenitos muito grossos,

com matriz argilosa, avermelhados, maciços. Ainda na Praia Rasa, em afloramento exposto à beira da praia, afloram lamitos intensamente ferruginizados, possuindo cor branca-acinzentada de fundo, com forte mosqueamento avermelhado a arroxeado, formando crostas ferruginosas irregulares (Figura 3.61). Estes lamitos encontram-se associados a camadas lenticulares a subtabulares de arenitos maciços e com estratificações cruzadas e conglomerados quartzosos estratificados, também bastante ferruginizados. Já no trevo de acesso a Búzios, na rodovia RJ-106, afloram sedimentos predominantemente arenosos, feldspáticos, com forte mosqueamento avermelhado, com presença pouco expressiva de lamitos e conglomerados quartzosos.

No cruzamento das rodovias RJ-106 (Amaral Peixoto) com a Via Lagos (RJ-124), próximo à entrada para São Pedro da Aldeia, afloram conglomerados quartzosos estratificados, com seixos e blocos arredondados, intercalados a arenitos com estratificações cruzadas e lamitos (Figura 3.62). Estes depósitos apresentam camadas com geometria lenticular estendida, cor geralmente branco-acinzentada, podendo variar em função do mosqueamento associado à ferruginização. Estão em contato sobre rochas do embasamento (Complexo Região dos Lagos). Medidas de paleocorrentes em seixos imbricados e em estratificações cruzadas indicam sentido de fluxo para sudoeste.

As características observadas nos depósitos da Formação Barreiras indicam sedimentos gerados por processos trativos de alta energia e por fluxos de detritos, podendo ser relacionados a um ambiente fluvial entrelaçado, dominado por cascalhos, associado a leques aluviais do tipo dominado por fluxos gravitacionais de sedimentos. Pode ser considerado um controle tectônico sinsedimentar na origem dos depósitos conglomeráticos observados nas falésias da Praia Rasa, em situação adjacente a uma importante falha regional (Falha do Pai Vitório)(vide capítulo 4).

3.2.4 - Depósitos do Quaternário

De acordo com os mapas da CPRM (2000) e do DRM-RJ (Reis e Mansur, 1995), ocorrem nesta região sedimentos marinhos e sedimentos colúvio-aluvionares. Os sedimentos marinhos podem ser divididos em: depósitos de planícies costeiras (depósitos de areias quartzosas desagregadas, que incluem campos de dunas recentes) e depósitos praias (areias quartzosas e, ocasionalmente, argilas de coloração cinza-escura por vezes sílticas a arenosas, podendo ou não conter fragmentos de conchas e organismos, além de concentrações locais de minerais pesados).

Os depósitos colúvio-aluvionares são camadas areno-siltico-argilosas com níveis de cascalheiras associados a depósitos de tálus, e sedimentos lacustrinos e de manguezais retrabalhados.

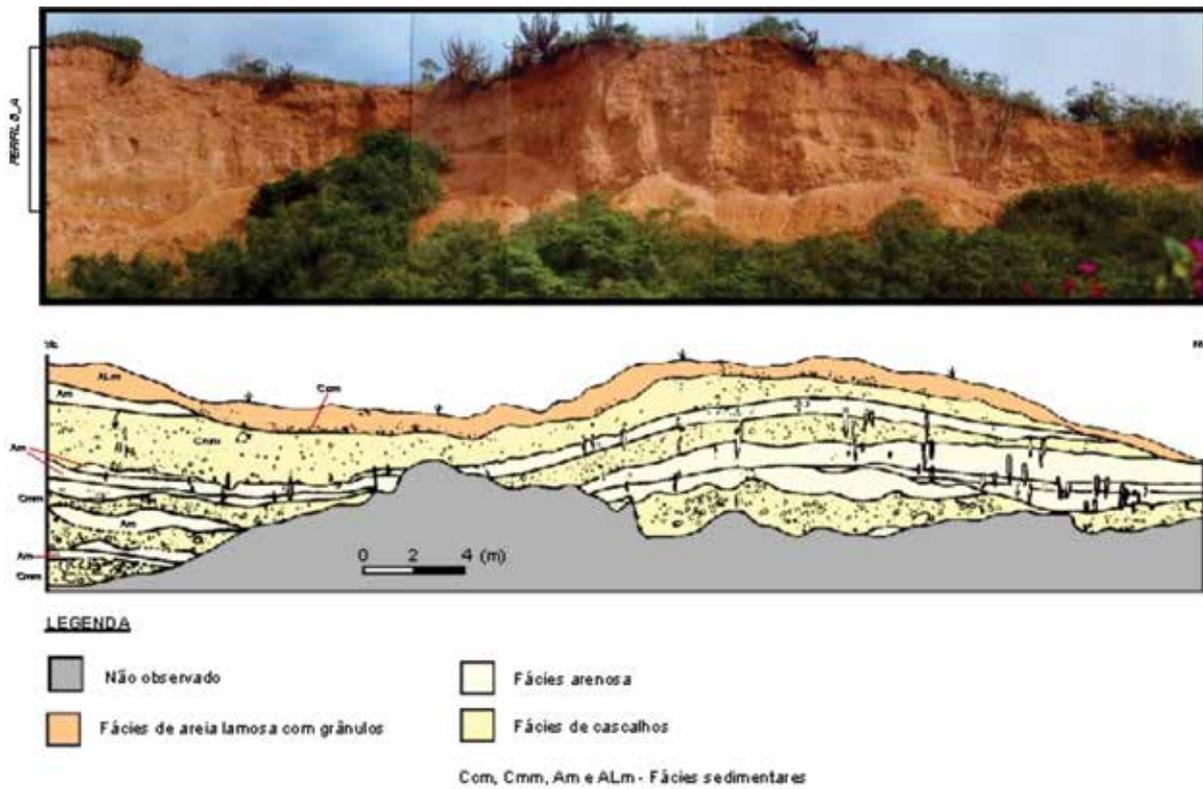


Figura 3.59- Afloramento da Formação Barreiras em falésia na Praia Rasa, Búzios, exibindo camadas tabulares de conglomerados polimíticos maciços (fácies Cmm), intercalados por camadas tabulares de arenitos argilosos maciços (fácies Am) – Morais (2001)



Figura 3.60- Detalhe do afloramento da Formação Barreiras em falésia na Praia Rasa, Búzios, destacando o padrão de intercalação entre camadas de conglomerados polimíticos maciços e camadas de arenitos argilosos maciços – Morais (2001)



Figura 3.61 - Aspecto dos depósitos da Formação Barreiras em afloramento na Praia Rasa, Búzios, destacando o padrão de ferruginização, com a formação de crostas lateríticas – Morais (2001)



Figura 3.62- Afloramento da Formação Barreiras no cruzamento das rodovias RJ-106 (Amaral Peixoto) e RJ-124 (Via Lagos), destacando a intercalação entre ortoconglomerados quartzosos e arenitos mosqueados

Na área leste das folhas 1:100.000, folha Morro de São João e Rio das Ostras (1:50.000), o DRM (1980) identificou que os sedimentos quaternários, constituídos por aluviões fluviais e sedimentos marinhos, estão presentes em cerca de 50% da região. Os primeiros são representados pelos sedimentos das baixadas atuais dos rios, em parte alagáveis nas marés altas ou nas épocas de chuvas, e ocasionalmente, sujeitos à transposição por ondas, quando da ocorrência de tempestades (Muehe *et al.*, 2005). Trata-se de material argilo-arenoso com elevados teores de matéria orgânica e em parte assentado sobre as restingas. Estes depósitos estão restritos às bacias dos rios São João, das Ostras e Una.

Uma parte dos sedimentos marinhos é representada por planícies costeiras de cristas de praias, aqui denominadas restingas. Estes depósitos estão restritos às áreas fora do alcance das inundações atuais. São constituídos, essencialmente, por areias moderadamente selecionadas que, às vezes, estão localmente misturadas a pequenas quantidades de argila e matéria orgânica. É muito comum, também, o aparecimento de alguns leitos de seixos intercalados nessas areias (Figura 3.63).

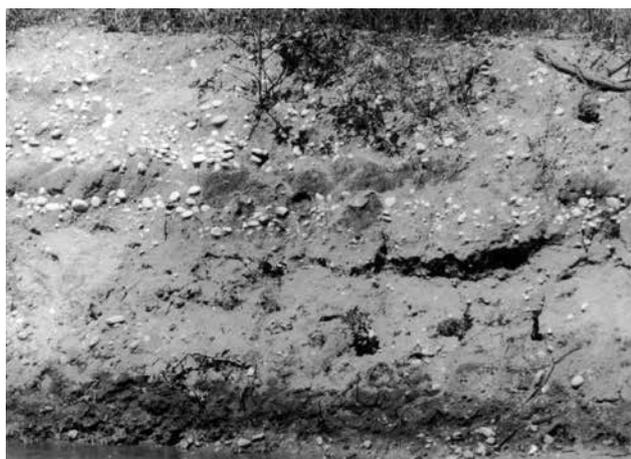


Figura 3.63 - Sedimentos quaternários da planície do Rio Una. Leitos de seixos intercalados com areias da restinga. Próximo à ponte da RJ/106. Folha Morro de São João (DRM-RJ- 1976)

A cidade de Barra de São João e o Arraial de Rio das Ostras estão assentados sobre sedimentos arenosos. A praia que as conecta é uma restinga que se apoia num pontal da margem esquerda do Rio São João e num pequeno morro na foz do Rio das Ostras.

As valas de saneamento nas restingas dão nítida demonstração de uma deposição marinha. Encontram-se expostos leitos de conchas marinhas alternando-se com areias finas moderadamente selecionadas. Por outro lado, encontram-se, localmente, material de coloração preta superficial com areia medindo, às vezes, mais de 1 m de espessura, fenômeno comum nas proximidades dos cursos d'água e nas antigas lagoas de restingas, atualmente colmatadas. Nas áreas do baixo curso dos rios São João, das Ostras e

Una, observa-se localmente a presença de lâminas muito finas de sedimentos argilosos recobrendo os sedimentos de origem marinha.

De Barra de São João até a Ponta do Pai Vitório encontra-se o prolongamento dessa faixa de restingas com as mesmas características da anterior. O contato entre o conjunto dos sedimentos quaternários foi distinguido dos afloramentos cristalinos por fotointerpretação e com boa margem de segurança. Procurou-se, no campo, confirmar a maioria das linhas de contatos entre sedimentos e cristalino.

Nas folhas Rio das Ostras e Cabo Frio, os principais depósitos mapeados foram:

- Depósito Colúvio-aluvionar (Qca): depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica (Figura 3.64).



Figura 3.64 – Sedimentos aluviais do Rio São João típicos das baixadas atuais dos rios, com partes alagáveis e sujeitas à ação da maré, nas proximidades da cidade de Barra de São João

- Depósitos litorâneos (Unidade maior Cordão litorâneo)(Qli): areias, silte, argila e material orgânico (Figura 3.65).



Figura 3.65 – Sedimentos quartzosos na Praia Brava, cidade de Cabo Frio. A faixa de areia é intermitente, pois ocasionalmente é removida durante períodos de tempestade e ressaca

- Depósito flúvio-marinho (*Qfm*): depósitos indiscriminados de pântanos e mangues, flúvio-lagunares e litorâneos indiscriminados
- Depósitos praias marinhos e/ou lagunares (*Q2pm*): depósitos de areia de praia. Estas areias são, em geral moderadamente bem selecionadas.
- Depósitos eólicos litorâneos (*Q2el*): areias quartzosas finas, bem selecionadas, formando campos de dunas em migração (Figura 3.66).



Figura 3.66 – Campo de dunas do Perú em Cabo Frio. Este campo juntamente com o campo de dunas de Arraial do Cabo e Praia de Tucuns (em Búzios) perfazem as únicas ocorrências de campos de dunas ainda com mobilidade interna no sudeste do Brasil

A folha Rio das Ostras também compreende uma série de ilhas costeiras orientadas aproximadamente segundo a direção SW-NE e limitadas por profundidades entre 20 e 30 metros. Nessas ilhas foram encontrados depósitos sedimentares em pequeno número e de extensão bastante limitada. Na ilha dos Papagaios, a face norte-nordeste abriga uma pequena praia de areia quartzosa e depósitos de blocos retrabalhados pelas ondas. Na face norte-noroeste foram encontrados afloramentos de arenito de praia (*beach-rock*) bastante friável e em rápido processo de erosão pelas ondas. Na ilha Comprida, observa-se uma acumulação de fragmentos de conchas na face sudoeste.

A região entre Cabo Frio e Saquarema é caracterizada pela ausência de desembocaduras fluviais e as trocas de água entre o oceano e o continente são realizadas apenas através de alguns canais de maré como, por exemplo, o canal de Itajuru, que conecta a Laguna de Araruama ao oceano, e o canal da laguna de Saquarema (Muehe & Valentini, 1998). A planície costeira é constituída por cordões litorâneos compostos por areias quartzosas; em geral são duplos e separados por uma depressão (Muehe *et al.*, 2005) onde podem ser observadas pequenas lagoas costeiras. Uma idade holocênica foi atribuída ao cordão externo enquanto o cordão mais interno é de idade pleistocênica, possivelmente associado à transgressão ocorrida por volta de 123 000 anos A.P. (Turcq *et al.* 1999; Dias e Kjerfve, 2007).

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Este capítulo é compartimentado em quatro partes principais. O item 4.1 faz um apanhado geral das estruturas tectônicas de escala regional, obtidas através da geofísica e análise de imagens. Estas estruturas são relacionadas com aquelas mapeadas no campo. O item 4.2 aborda a deformação pré-Siluriano, que afeta todas as unidades contemporâneas e tem como características um comportamento reológico dúctil a dúctil-rúptil, resultante dos eventos termo-tectônicos que culminaram com a amalgamação do Gondwana (Heilbron *et al.*, 2008, Schmitt *et al.*, 2008a). O item 4.3 trata das estruturas meso-cenozóicas resultantes da formação da margem continental, desde o rifteamento do oceano Atlântico Sul até a evolução da margem passiva atual e estabelecimento das bacias costeiras de Campos e Santos. São estruturas que revelam um comportamento reológico predominantemente rúptil, com formação de brechas e cataclastos em zonas de falha de épocas distintas. Por fim, o item 4.4 descreve as evidências de um evento metamórfico de

alta temperatura e média a alta pressão que atingiu as unidades litoestratigráficas do DTCF há 525 Ma.

4.1 - INTERPRETAÇÃO DOS LINEAMENTOS POR IMAGENS E GEOFÍSICA

Imagens de satélite Landsat e de relevo sombreado, e mapas geofísicos aeromagnéticos de primeira derivada e gama-espectrometria, para a identificação de feições estruturais regionais foram disponibilizadas para a descrição e interpretação da trama estrutural regional das duas folhas mapeadas. De uma maneira geral, a região apresenta poucos lineamentos destacados em imagem Landsat e de relevo sombreado, em comparação com áreas adjacentes ao norte (Terreno Oriental – Folha Casemiro) e a oeste (Folhas Itaboraí e Baía da Guanabara). É uma região bastante arrasada com elevações máximas isoladas com cerca de 300 metros de altitude (Serras das Emerências, de Sapiatiba e do Palmital) (Figuras 4.1 e 4.2).



Figura 4.1 – Imagem geocover das folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, fornecida pela CPRM

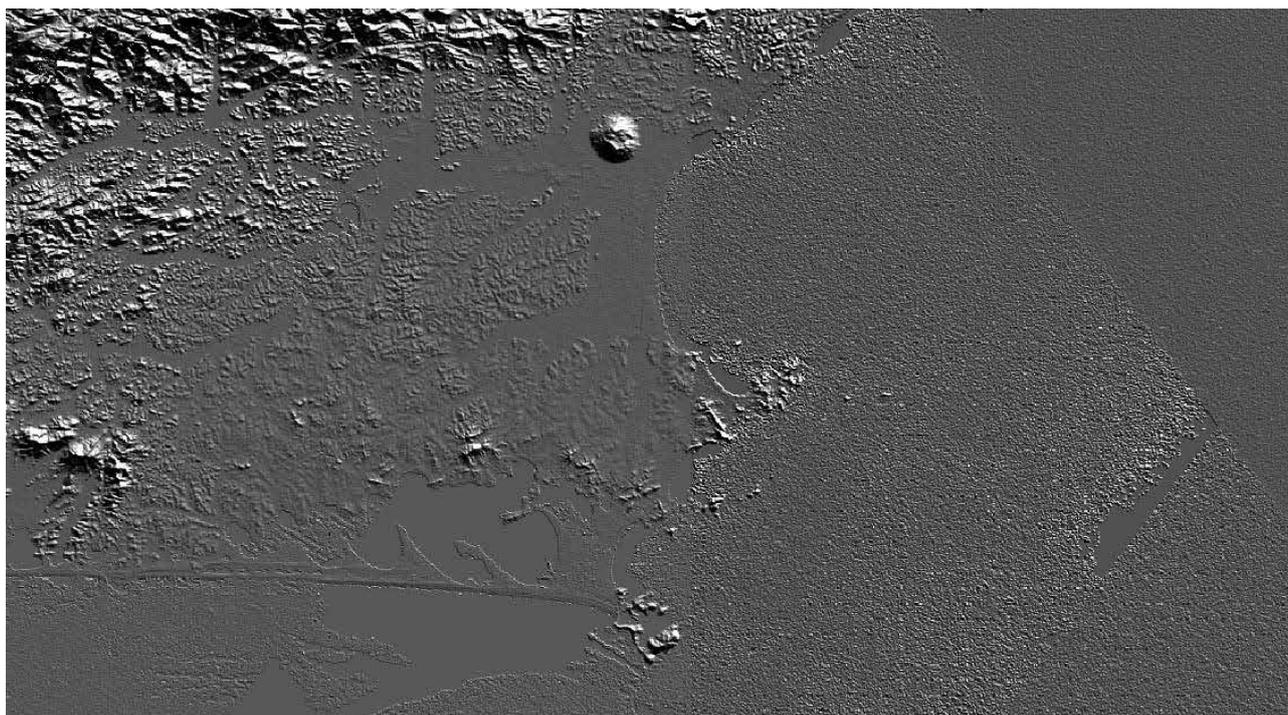


Figura 4.2 – Imagem de relevo sombreado das folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, fornecida pela CPRM

Tabela 4.1 – Interpretação dos Lineamentos observados nas imagens de acordo com mapeamento de campo

Conjunto de Lineamentos	Evidência geológica	Hipótese
N70-80E – S70-80W	Brechas tectônicas e planos de falha. Deslocam contatos no mapa e também os diques de diabásio.	Coincidem com falhas normais destróginas mapeadas como Sistema do Pai Vitório (Schmitt <i>et al.</i> , 2005).
N70-80W – S70-80E	Brechas tectônicas e planos de falha.	Coincidem com falhas normais levóginas.
N40-60E – S40-60W	Diques de diabásio com mais de 20 metros de espessura.	Coincidem com os diques toleíticos. A segmentação destes lineamentos está relacionada à morfologia dos diques. Podem ser deslocados pelo sistema de falhas ENE-WSW.
N30W-S30E	Algumas falhas transtensionais destróginas e levóginas em Búzios. Contatos entre as unidades litoestratigráficas pré-cambrianas.	Alguns lineamentos coincidem com os contatos entre supracrustais de composição distinta e com as zonas de cisalhamento de empurrão do embasamento sobre as supracrustais.
Estruturas radiais	Estrutura circular com juntas radiais em Araruama (centro sul da Folha Cabo Frio)	Poderia ser uma intrusão alcalina com diques associados. O mapeamento não revelou a presença destas rochas.
N-S (menos abundantes)	Localizados na porção oeste da Folha Cabo Frio.	Coincidem com os contatos entre as supracrustais e o embasamento e com algumas falhas N-S relacionadas ao evento de rifteamento.
E-W	Concentrados na porção NW da Folha Cabo Frio, alta frequência.	Podem representar falhas e/ou juntas associadas a uma zona de cisalhamento transtensional no contato do Domínio Tectônico de Cabo Frio, que permitiu a entrada dos corpos ígneos.

As imagens Geocover e de Relevô Sombreado revelaram uma trama de lineamentos que foi classificada segundo direção e espaçamento (Tabela 4.1):

Além da identificação e caracterização destes conjuntos de lineamentos, é possível, através do mapeamento, o estudo da cronologia relativa destas estruturas. Um exemplo clássico desta região ocorre em Búzios onde diques de diabásio NE-SW (toleíticos, presumidamente de 130 Ma) são brechados e seccionados por falhas ENE-WSW ativas no Terciário. Outra evidência já observada no Pontal do Atalaia (Arraial do Cabo) é que os diques alcalinos de 50 Ma também são deformados por este sistema de falhas (Góes, 2007).

Com relação às texturas do terreno e às zonas homólogas identificadas nas imagens, muito pouco pode ser dito. As serras da Folha Rio das Ostras e da porção centro sul da Folha Cabo Frio (Emerências, Sapiatiba e Palmital) são sustentadas pelos paragnaisses e anfíbolitos do Grupo Búzios-Palmital. Esta morfologia está relacionada à antifórmas sinclinais (Schmitt *et al.*, 2008a), que representam as janelas estruturais de Machado e Demange (1990) (vide item 4.2).

Quanto às feições de hidrografia, destaca-se o sistema lagunar da área de restinga formado pela Laguna de Araruama e suas subsidiárias (Lagoa de Saquarema e outras menores) (Figura 4.1). Este sistema está orientado segundo a direção da costa E-W. Até o momento observou-se que as falhas do

conjunto N70-80E – S70-80W ocorrem nas margens deste sistema de lagunas sustentando muitos dos esporões de areia. Um exemplo clássico é a Falha da Ponta da Baleia em São Pedro d'Aldeia (Reis e Mansur, 1995). Os maiores sistemas fluviais são as bacias dos rios Una e São João. O Rio Una tem uma orientação aproximada E-W, nascendo no centro da Folha Cabo Frio e desembocando na Folha Rio das Ostras no mar (ao norte de Búzios, no bloco sul do graben de São João- Mohriak e Barros, 1990). O Rio São João é maior e tem uma orientação E-W com comportamento meandrante na parte leste quando desemboca também no mar na região de barra da São João. Entre seus afluentes mais importantes estão os rios Capivari e Bacaxá, que se encontram na Lagoa de Juturnaíba, importante reservatório de água doce na região de Silva Jardim (norte da folha Cabo Frio). Esta orientação predominante E-W das drenagens da região coincide com o sistema de restinga-laguna e pode estar associado ao arcabouço estrutural desenvolvido no Terciário.

Os mapas aerogeofísicos dos seguintes temas geofísicos (magnetometria e gamaespectrometria): Intensidade de Campo Magnético Total, Urânio, Tório, Potássio, Contagem Total e Ternário; foram fornecidos pela CPRM no formato de imagem GEOTIFF (Tif georeferenciado). Dentre as principais feições dos mapas de Potássio destacam-se uma série de anomalias circulares relacionadas a corpos graníticos e intrusivas ultramáficas (Figura 4.3).

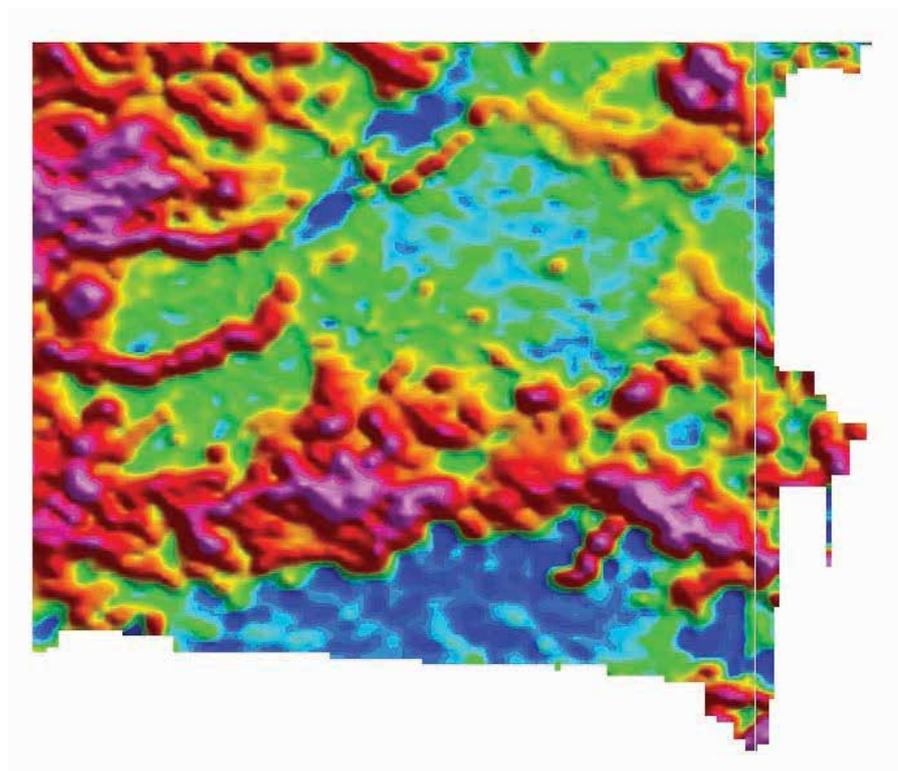


Figura 4.3 – Imagem de gamaespectrometria, com canal de potássio (K) para folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, fornecida pela CPRM

A área deste relatório apresenta fortes anomalias magnéticas na direção NE-SW persistentes e contínuas (Figura 4.4). Na área das bacias hidrográficas do Rio São João e Rio Una, as anomalias ficam menos intensas. Até o momento, pode atribuir este conjunto de anomalias NE-SW ao enxame de diques máficos (diabásios), estando os lineamentos relacionados a grupos de diques. Podem ser destacados um exemplo desta correlação, a forte anomalia NE-SW ao largo da costa de Cabo Frio na folha Rio das Ostras. Esta anomalia coincide com as

ilhas costeiras ao largo. Estas ilhas são formadas por rochas do embasamento cambriano recortadas por um enxame de diques toleíticos com espessuras de um até 20 metros (Schmitt *et al.*, 2005). A orientação deste enxame coincide com a orientação das anomalias. Distintamente, lineamentos magnéticos em curva, de direção geral NE-SW, são observados na região e sugerem como origem as estruturas dúcteis do embasamento da Faixa Ribeira, como zonas de cisalhamento e miloníticas. Esses não são observados no DTCF.

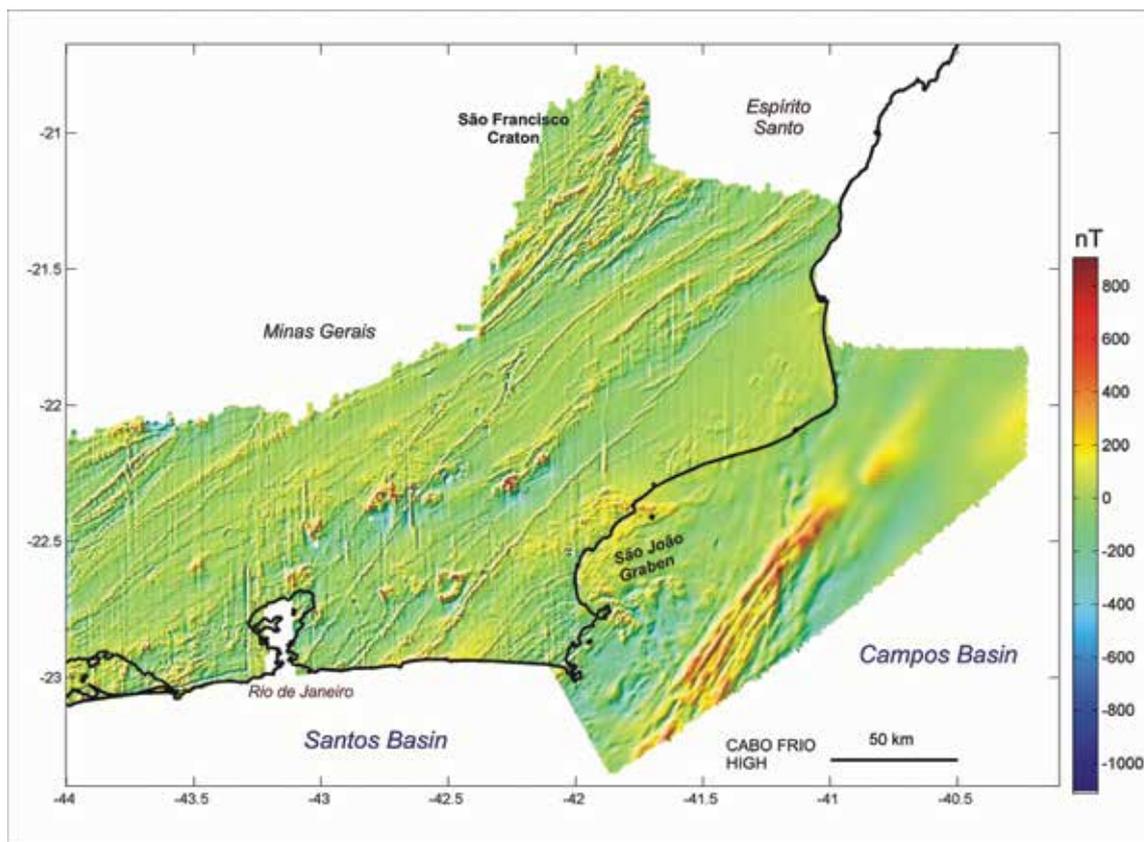


Figura 4.4 – Mapa de anomalias magnéticas reduzido ao pólo (Stanton, 2009, e Stanton *et al.*, 2010), a uma elevação de 150 metros num intervalo de grid de 500 x 500 m. Iluminação de NW

Outro conjunto de anomalias magnéticas, de caráter negativo, está orientado segundo a direção subordinada NW-SE e está provavelmente associado à presença de discontinuidades. Este conjunto é mais proeminente na região de Armação dos Búzios, seguindo da folha Rio das Ostras para a folha Cabo Frio. Neste município um conjunto de falhas transtensionais destróginas e levóginas foi mapeado com esta direção. Este sistema é interpretado como a borda nordeste do Alto de Cabo Frio (Stanton e Schmitt, 2007).

A região do Domínio Tectônico do Cabo Frio (DTCF) apresenta uma estruturação diferenciada do restante da Faixa Ribeira, com um embasamento caracterizado por estruturas orientadas segundo as direções NW-SE (Figura 2.9). Entretanto,

semelhante ao que ocorre ao longo da FR são observados lineamentos magnéticos de direção N45E-S45W principalmente concentrados em sua porção SW, e na região ao longo do cabo peninsular de Arraial do Cabo, Cabo Frio e Búzios. Esses lineamentos magnéticos, como discutido anteriormente, estão associados aos sistemas de falhas e diques mesozóicos (Schmitt *et al.*, 2005; Stanton *et al.*, 2007). Na ponta NE desse domínio, em contrapartida, observa-se a ausência destes lineamentos NE-SW, notando-se um padrão de anomalias magnéticas caótico, sem estruturação definida, que constitui o embasamento do DTCF. A presença de duas sequências crustais intercaladas tectonicamente através de falhas de empurrão subhorizontais pode ser responsável pelo padrão

magnético observado. De acordo com os recentes mapeamentos terrestres (este mapeamento) praticamente não são observados diques ao longo dessa região do DTCF. Isso poderia explicar o padrão magnético observado. A diminuição da presença das estruturas crustais rasas responsáveis pelos lineamentos magnéticos de alta frequência no mapa, torna visível o padrão magnético-estrutural do embasamento. De acordo com as anomalias magnéticas, o padrão do embasamento desse domínio é caracterizado por uma assinatura não-linear, que se estende até pelo menos 5 km de profundidade crustal, e o distingue estruturalmente do restante da Faixa Ribeira (Stanton, 2009). Essa interpretação é coerente com a história tectônica desse domínio, que não participou dos eventos colisionais iniciais que deram origem ao Gondwana associados à compressão dos terrenos da Faixa Ribeira, mas foi tardiamente amalgamado no Cambriano (Schmitt *et al.*, 2004). Seu arcabouço magnético-estrutural diferenciado estaria, portanto, relacionado à presença de diferentes sequências crustais interlaminaadas, compostas por metassedimentos, ortognaisses e anfíbolitos (Stanton, 2009).

4.2 - ESTRUTURAS PRÉ-SILURIANO

A história deformacional cambro-ordoviciana das unidades pré-silúricas das folhas Cabo Frio e Rio das Ostras pode ser subdividida em três fases principais de deformação dúctil registradas tanto no embasamento (Complexo Região dos Lagos), nos ortoanfíbolitos (Suíte José Gonçalves), como nas rochas supracrustais (Grupo Búzios Palmital), unidades litoestratigráficas correspondentes ao Domínio Tectônico de Cabo Frio. Estas fases atuaram associadas ao metamorfismo principal de fácies anfíbolito alto até granulito (descrito no item 4.4). Na porção noroeste da Folha Cabo Frio, afloram unidades que correspondem ao Terreno Oriental de Heilbron & Machado (2003), Complexo Tinguí e Complexo São Fidélis. Nesta região, uma quarta fase de deformação é identificada através do estudo do Granito Silva Jardim, que é pré-D4 e que corta o contato entre os dois terrenos tectônicos.

As três primeiras fases deformacionais – D1, D2, D3 - geraram uma lineação de estiramento/mineral de direção predominante NW-SE, com baixo ângulo de caimento para os dois quadrantes, e uma foliação tectônica subhorizontal, em todas as unidades litoestratigráficas. Estas estruturas indicam um regime tectônico tangencial com transporte tectônico para NW ou para SE.

A fase deformacional mais nova – D4 – afetou intensamente apenas a porção oeste do Terreno Cabo Frio (oeste da Folha Cabo Frio), na Serra do Palmital, bem como na folha adjacente Itaboraí (Serra

do Mato Grosso e em Ponta Negra), e o seu limite oeste com o Terreno Oriental. As estruturas geradas incluem uma lineação mineral de direção NE-SW com caimento médio de 30° para SW. A foliação tectônica predominante apresenta mergulhos que variam de 50° até 90° para SE e NW. Estas estruturas indicariam um regime tectônico transcorrente transpressivo, com fluxo deformacional de direção NE-SW.

As fases deformacionais D1, D2 e D3 são provavelmente progressivas. A passagem da fase D3 para a fase D4 pode ter sido progressiva, como também pode ter ocorrido um hiato de tempo entre elas.

4.2.1 - Estruturas pré-D1 (Precambrianas)

A intensidade da deformação e o alto grau metamórfico tendem a obliterar estruturas pré-existentes. Contudo, uma série de estruturas primárias foram identificadas nos protólitos das unidades litoestratigráficas do DTCF.

No caso do embasamento, Complexo Região dos Lagos e Suíte José Gonçalves, identifica-se vestígios de estruturas remanescentes nos domínios menos deformados. Uma dessas estruturas é a relação corta-corta entre os protólitos ígneos (Figuras 3.13 e 4.5).

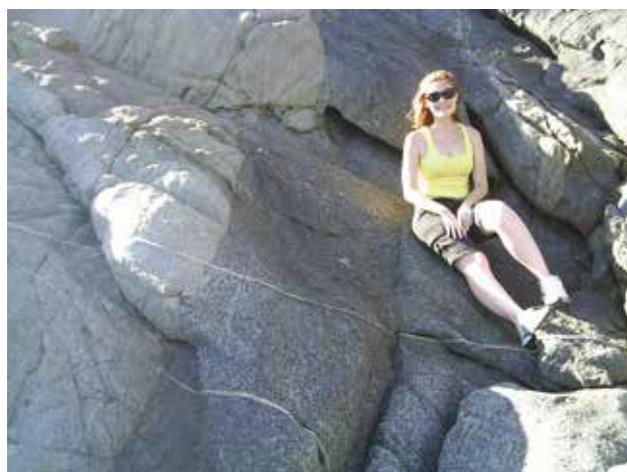


Figura 4.5 – Contato ígneo primário entre metatonalito e metagranito leucocrático do embasamento (Complexo Região dos Lagos). Domínio estrutural de baixo strain. Pontal do Atalaia, Arraial do Cabo (Folha Cabo Frio)

Foram identificados ainda alinhamentos de fenocristais de K-feldspato nos metagranitóides porfiríticos segundo a direção 105° – 285° em Arraial do Cabo e na Praia das Conchas (Figura 4.6). Esta lineação preexistente é girada para a direção 140°-320° nas zonas de cisalhamento e nos domínios migmatíticos durante as fases deformacionais progressivas D1, D2 e D3. Este alinhamento E-W dos cristais de K-feldspato nos metagranitóides poderia ser uma estrutura relacionada ao fluxo magmático, de origem primária.



Figura 4.6 – Alinhamento de fenocristais de K-feldspato em metagranitóide da Suíte Araruama, Complexo Região dos Lagos. Orientação dos fenocristais aproximadamente ESE-WNW. Arraial do Cabo, RJ

Portanto, o significado das lineações de K-feldspato e de anfibólio de direção ESE-WNW nos ortoanfibolitos e ortognaisses félsicos, sempre afastadas dos domínios de maior deformação, pode ser interpretado pelo menos de duas maneiras:

- (1) A lineação foi desenvolvida durante um episódio tectono-metamórfico mais antigo que afetou estas rochas, quando elas ainda não estavam em contato com a Seqüência Supracrustal;
- (2) A lineação foi desenvolvida nos primeiros estágios deformacionais da fase D1 e somente foi preservada nos ortognaisses.

Nas rochas supracrustais do Grupo Búzios Palmital, a principal estrutura primária é o acamamento composicional (Figuras 3.24 e 3.26), denominado S_0 neste capítulo de estrutural.

4.2.2 - As fases progressivas D1, D2 e D3 (estruturas NW-SE)

As estruturas deformacionais geradas nas fases D1, D2 e D3, contemporâneas ao metamorfismo de fácies mais alto estão preservadas em todo DTCF. A lineação de estiramento de direção NW-SE, tão expressiva que gerou L tectonitos localizados, foi interpretada como indicativa de um transporte tectônico nesta mesma direção durante estas fases deformacionais progressivas.

4.2.2.1 - Estruturas das fases D1 e D2

Os ortognaisses são compartimentados em domínios mais e menos deformados com contatos relativamente bruscos, marcados por zonas de transição de até poucos metros de espessura (Figura 3.1). A foliação mais antiga encontrada (S_1)

ficou apenas preservada em dobras intrafoliais localizadas na foliação da fase D2, com eixos de direção NW-SE e com uma foliação S_2 ao longo do plano axial (Figura 4.7). Como em muitos locais não existem dobras D2 que permitam uma clara distinção entre S_1 dobrada e S_2 , optou-se por atribuir à D1 e D2 juntas o desenvolvimento da foliação principal, denominada $S_{1/2}$. Da mesma forma, a lineação de estiramento destas duas fases foi denominada $L_{1/2}$.



Figura 4.7 – Bandamento composto mostrando a foliação $S_{1/2}$, Notar a direita do martelo uma dobra intrafolial e isoclinal no nível mais escuro. Unidade Forte de São Mateus no Forte de São Mateus. Cabo Frio, RJ

No Complexo Região dos Lagos, a foliação $S_{1/2}$ tem mergulho de baixo ângulo chegando a ser horizontal em alguns locais (Figura 4.8). Nos domínios menos deformados, a foliação é mais discreta, marcada pela orientação preferencial de biotita e por agregados minerais lentiformes de quartzo e feldspato (Figura 3.7). Nos domínios mais deformados, a $S_{1/2}$ é caracterizada adicionalmente por um bandamento composicional definido pela intercalação dos diferentes litotipos graníticos entre si e ainda com os ortoanfibolitos (Figura 3.2), paralela à foliação.



Figura 4.8 – Ortognaisse do Complexo Região dos Lagos com a foliação $S_{1/2}$ de baixo ângulo no afloramento do costão rochoso da Igreja de Saquarema (Folha Cabo Frio)

Este subparalelismo dos litotipos é gerado pela deformação pois as estruturas ígneas primárias de corta-corta, preservadas nos domínios menos deformados, são progressivamente paralelizadas onde a deformação foi mais intensa. Os veios quartzo-feldspáticos aplíticos e pegmatíticos mais antigos intrudem o embasamento paralelamente ao bandamento gnáissico (Figura 3.1) e ocorrem com mais frequência nos domínios mais deformados.

Os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos apresentam uma lineação de estiramento de

quartzo e feldspato e alinhamento de anfibólio, com caimento médio de até 15° para os quadrantes SE e NW (Figura 4.9). Em certos setores, os ortognaisses exibem apenas uma forte lineação de quartzo e feldspato, NW-SE, sem a presença de uma foliação, formando tectonitos L. Os enclaves dioríticos são progressivamente estirados próximos às zonas de maior deformação, alinhando-se paralelamente à lineação de estiramento mineral (Figura 3.5).

Os ortoanfibolitos homogêneos (Suíte Jose Gonçalves) têm uma foliação marcada por cristais

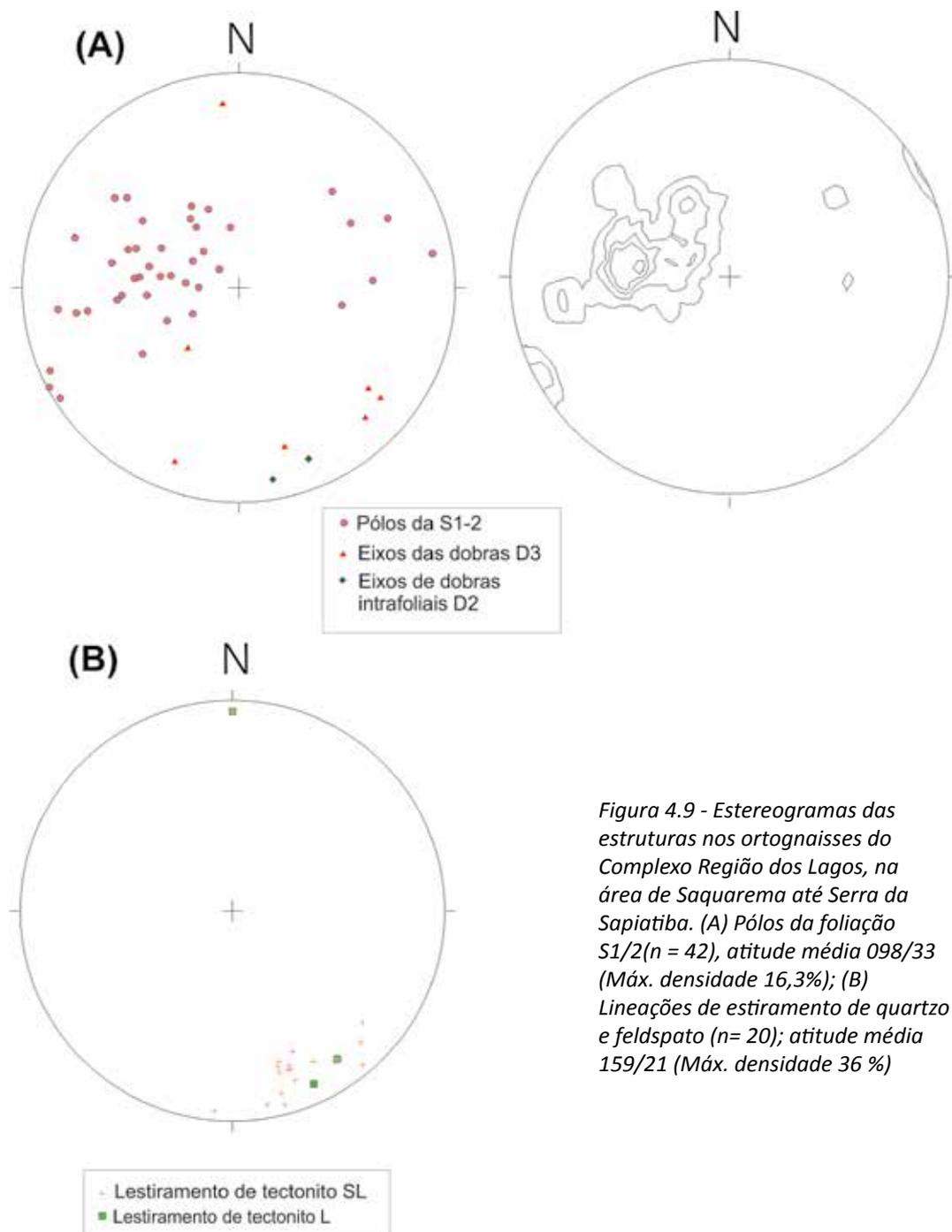


Figura 4.9 - Estereogramas das estruturas nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, na área de Saquarema até Serra da Sapiatiba. (A) Pólos da foliação S1/2 (n = 42), atitude média 098/33 (Máx. densidade 16,3%); (B) Lineações de estiramento de quartzo e feldspato (n= 20); atitude média 159/21 (Máx. densidade 36 %)

tabulares de plagioclásio e pela intercalação milimétrica a centimétrica de lâminas ricas em anfibólio com lâminas mais ricas em plagioclásio (Figura 4.10). Em escala macroscópica, de 10 a 100 metros, os corpos anfibolíticos estão intercalados com os Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos paralelos ou subparalelos à $S_{1/2}$ (Figura 3.17). Apresentam um alinhamento NW-SE dos cristais alongados de anfibólio e de plagioclásio. Quando a estrutura linear predomina sobre a foliação tendem a gerar L-tectonitos. Os corpos anfibolíticos formam dobras fechadas a isoclinais nas áreas de maior deformação com eixos paralelos à lineação estiramento/mineral (Figuras 3.29 e 4.11). Os flancos destas dobras mostram boudinagem. Os “necks” dos boudins, preenchidos por material quartzo feldspático, são ortogonais à lineação de estiramento mineral.



Figura 4.10 – Foliação $S_{1/2}$ nos ortoanfibilitos da Suíte José Gonçalves, marcada pelo estiramento dos cristais de plagioclásio e alinhamento do anfibólio. Praia Brava, Cabo Frio, RJ

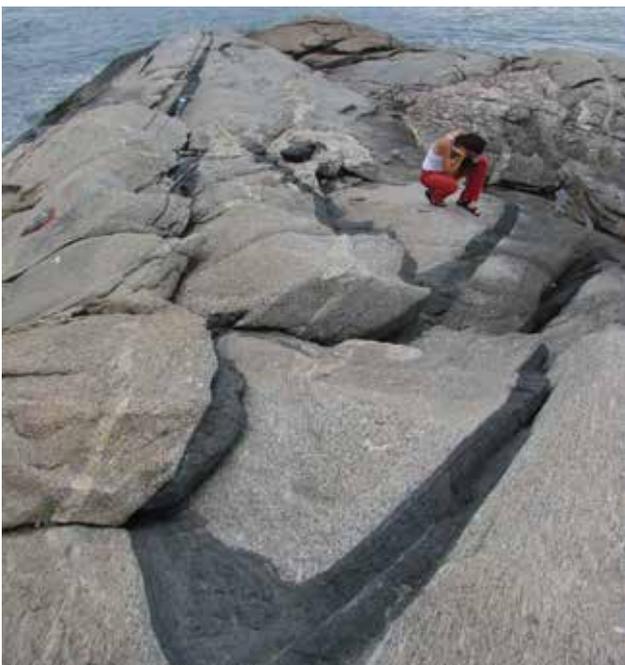


Figura 4.11 – Dobra apertada num paleodique de ortoanfibilito da Suíte José Gonçalves, com eixo paralelo à lineação de estiramento de K-feldspato na encaixante (ortognaisses do Complexo Região dos Lagos). Forte de São Mateus, Cabo Frio

Ao contrário do embasamento, as supracrustais (Grupo Búzios Palmital) não podem ser divididas em domínios mais e menos deformados, porque todos os seus litotipos foram deformados intensamente. Uma foliação marcada pela orientação preferencial de minerais tabulares desenvolveu-se paralelamente ao S_0 , este último definido como estratificação composicional, interpretado como de origem sedimentar. A presença de dobras intrafoliais de uma foliação metamórfica subparalela ao S_0 indica que se formou primeiro um S_1 que foi transposto durante uma deformação subsequente gerando a foliação principal S_2 , geralmente paralela ao S_0 (Heilbron *et al.*, 1982). Portanto, a principal foliação é uma composição $S_0//S_1//S_2$, denominada então $S_{1/2}$. Entretanto, nos raros domínios onde dobras D2 encontram-se preservadas, o S_2 se diferencia do $S_1//S_0$.

Esta foliação $S_{1/2}$ é subhorizontal e mergulha para quadrantes diversos dependendo do domínio estrutural. Por exemplo, em Armação dos Búzios a foliação predominante mergulha de 1° até 25° para WSW (Figura 4.12). Já na Serra da Sapatiba, mergulha de 15° a 70° para ESE (Figura 4.13). Esta variação na atitude da $S_{1/2}$ é interpretada como resultante da atuação da fase deformacional subsequente D3.

As lineações minerais $L_{1/2}$ de cianita, sillimanita e anfibólio, e de alongamento de quartzo e feldspato são geralmente paralelas. Apresentam uma direção variável de NW-SE (nas regiões da Sapatiba, Cabo Frio e oeste de Armação dos Búzios) para N-S (na região leste de Búzios) com caimento baixo para os dois quadrantes (Figura 4.13 e 4.14).

As camadas de rochas calcissilicáticas e anfibilotos, intercaladas com os metapelitos, são freqüentemente boudinadas em direções ortogonais formando estruturas do tipo “tablete de chocolate”, sendo difícil observar uma direção de maior extensão (Foto 3.26). Ao menos em um local, no contato de um pacote de metapelitos com um pacote de anfibilotos, na Ponta de Geribá, observa-se um “neck” de boudins alongado na direção NE-SW, perpendicular à lineação de estiramento.

Os veios leucossomáticos, compostos de quartzo e feldspato, paralelos à foliação principal $S_{1/2}$, são interpretados como produtos da fusão parcial das supracrustais durante o pico metamórfico e fornecem um aspecto de migmatito estromático.

Os ortoanfibilotos bandados (Unidade Forte de São Mateus) apresentam a foliação $S_{1/2}$ e a lineação $L_{1/2}$ de anfibólio e de feldspato alongado normalmente paralelas às dos Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos (Figuras 4.15 e 4.16). A heterogeneidade litológica do pacote anfibolítico, com a presença de ortoanfibilotos maciços e bandados, gerou estruturas do tipo “pinch and swell” com lentes maciças preservadas entre zonas foliadas. As ondulações suaves da foliação geralmente estão associados a estas estruturas e não devem ser confundidas com dobras de fases mais tardias.

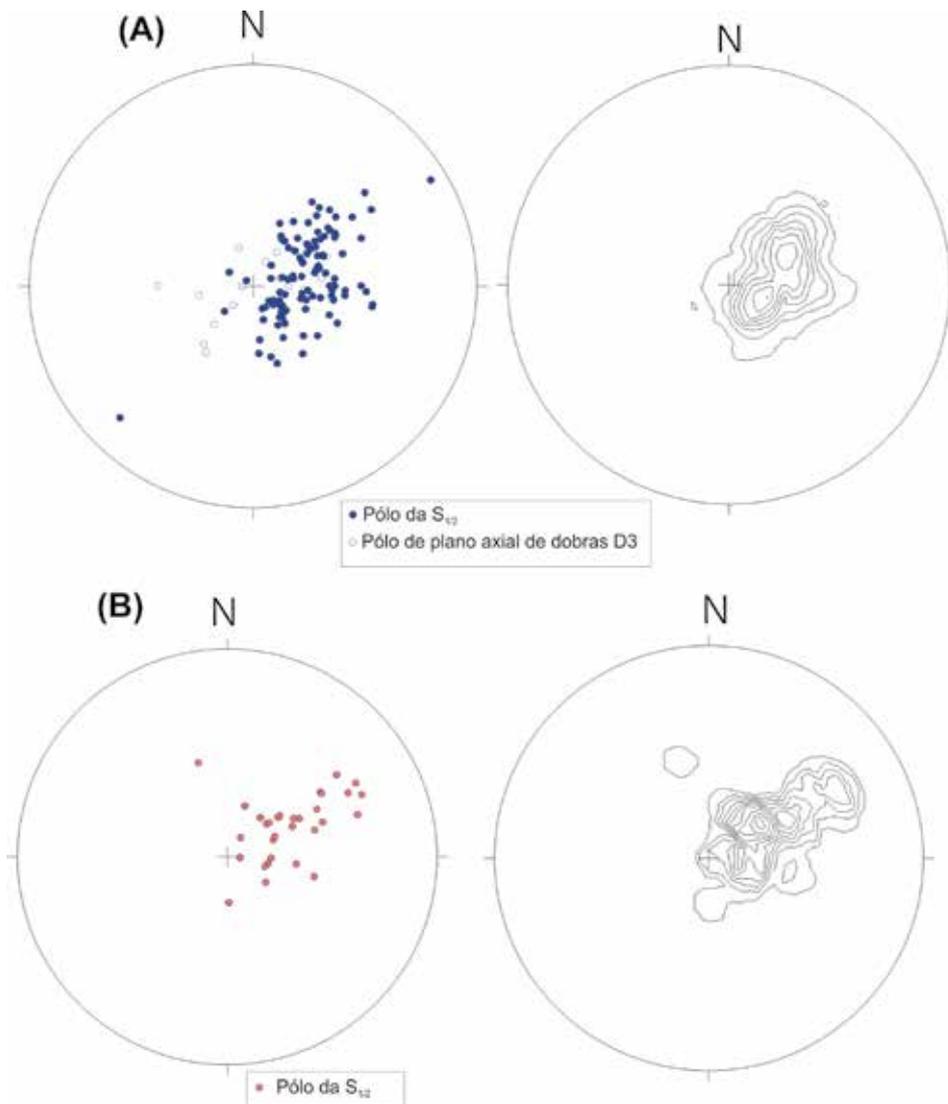


Figura 4.12 - Estereogramas das estruturas das rochas aflorantes em Armação dos Búzios. (A) Nos paragneisses da Unidade Búzios - Pólos da foliação $S_{1/2}$ ($n = 133$); atitude média 288/15 (Máx. densidade 24,2%); (B) Nos Ortogneisses Félsicos Região dos Lagos, pólos da foliação $S_{1/2}$ ($n = 33$); atitude média 233/24 (Máx. densidade 32,3%)

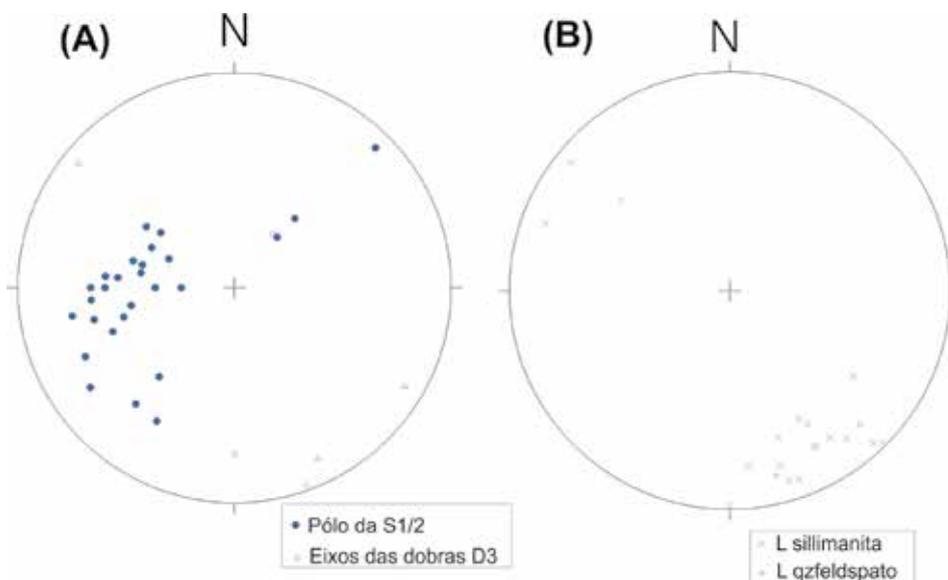


Figura 4.13 - Estereogramas das estruturas dos metassedimentos da Sucessão Palmital na região de Saquarema a São Pedro da Aldeia. (A) Pólos da foliação $S_{1/2}$ ($n = 27$), atitude média (104/33); (B) Lineações de estiramento de quartzo e feldspato, e de alinhamento de sillimanita ($n = 20$), atitude média (158/15)

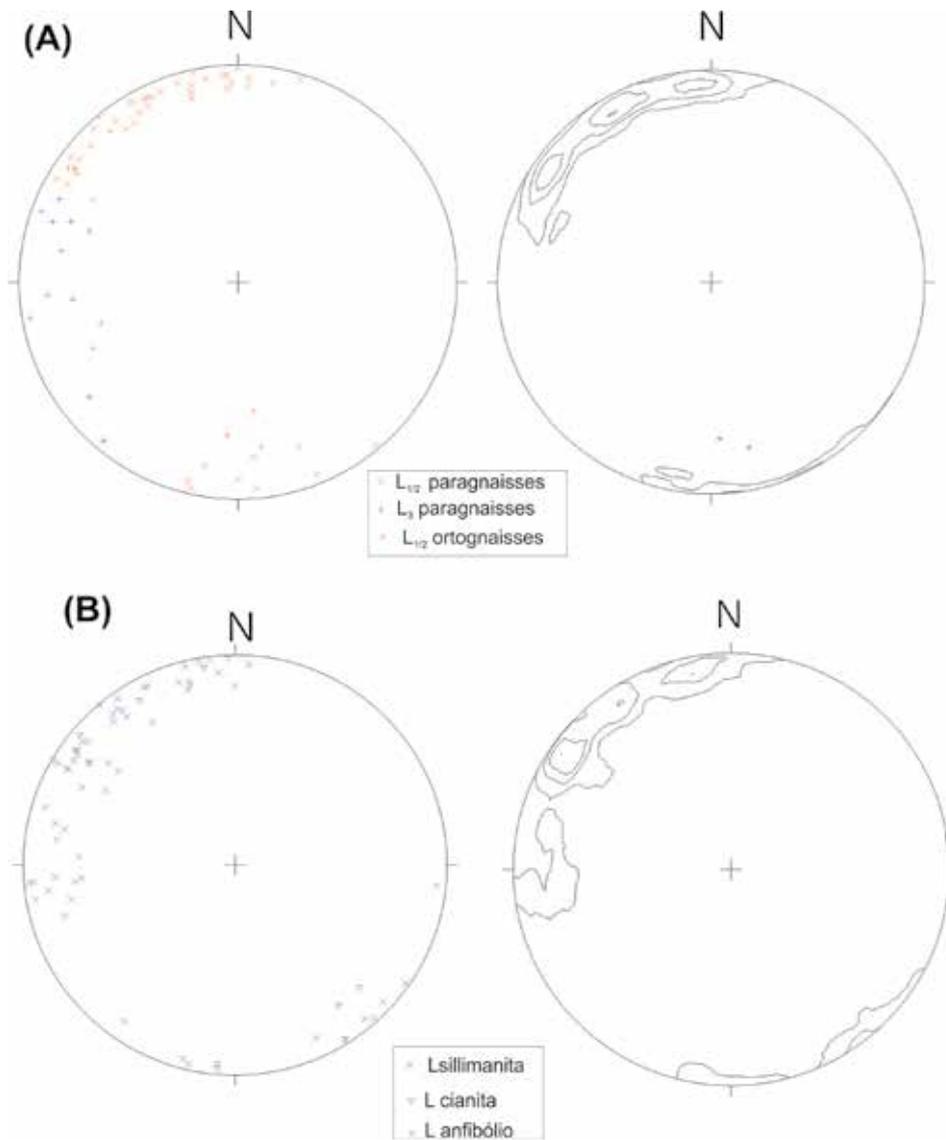


Figura 4.14 - Estereogramas das lineações minerais das rochas aflorantes em Búzios. (A) Lineações de quartzo e feldspato (L_{1/2} e L₃) na Seqüência Supracrustal (paragneisses) e nos Ortogneisses Félsicos Região dos Lagos (n =64); atitude média da L_{1/2} = 329/09 (Máx. densidade 12,2%); (B) Lineações de sillimanita, cianita e anfibólio na Seqüência Supracrustal (n= 69); atitude média 304/06 (Máx. densidade 12%)

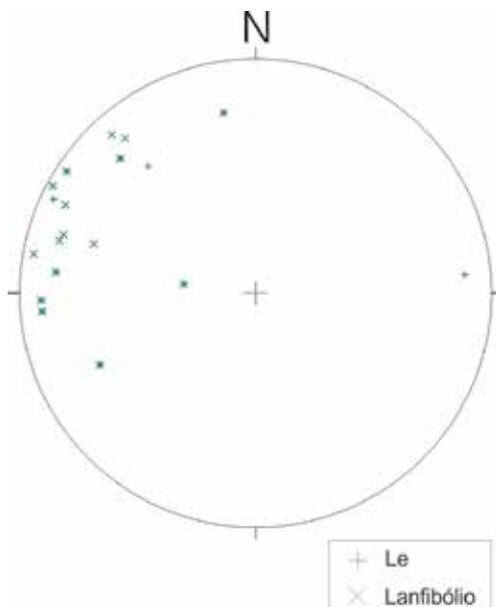


Figura 4.15 - Lineações de anfibólio (Lanf) e de estiramento de plagioclásio (Le) nos Ortoanfibolitos Forte de São Mateus (n= 28)

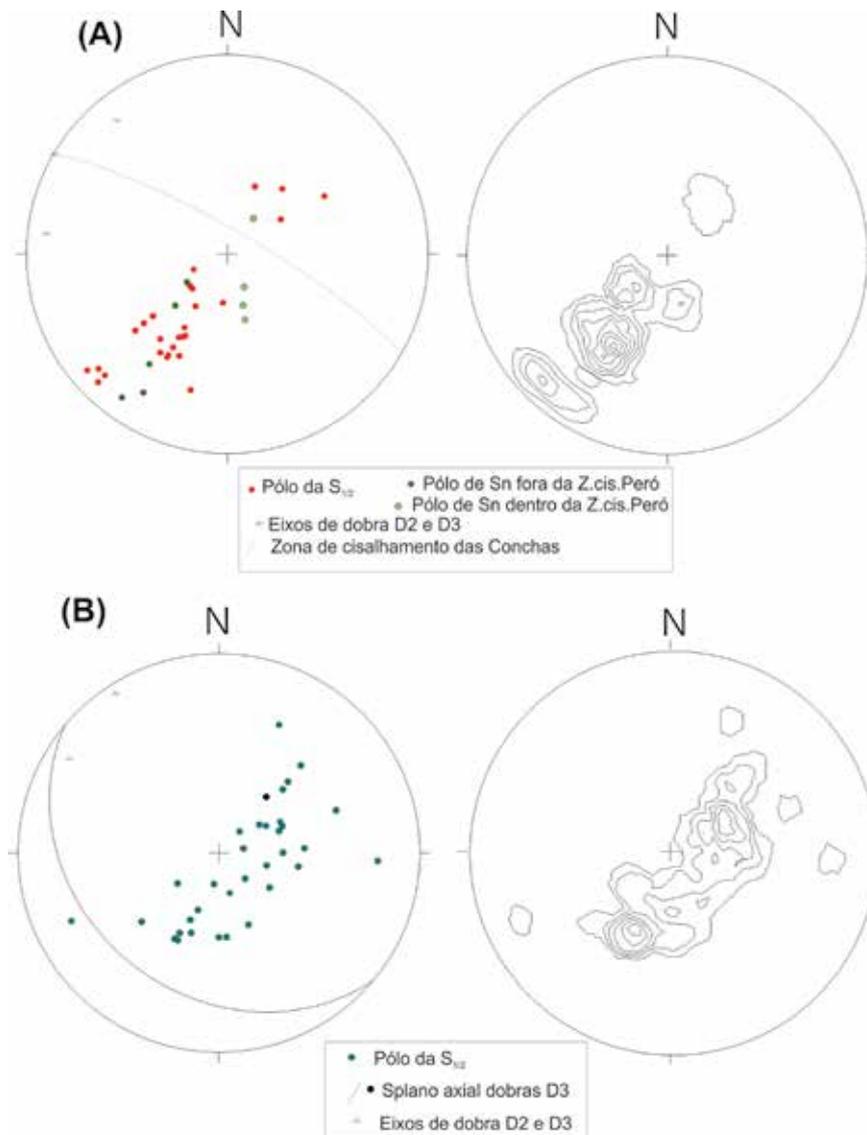


Figura 4.16 - Estereograma com os pólos da foliação $S_{1/2}$ nos Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos, em Cabo Frio (vide localização na figura 3.5)($n=38$); atitude média $032/45$ (Máx. densidade 24,4%); (B) Estereograma com os pólos da foliação $S_{1/2}$ nos Ortoanfibolitos Forte de São Mateus em Cabo Frio ($n=36$); atitude média $025/36$ (Máx. densidade 19,3%)

4.2.2.2 - Estruturas da fase D3

A foliação principal $S_{1/2}$ ($S_0//S_1//S_2$) apresenta-se geralmente dobrada. Estas dobras isoclinais a apertadas com plano axial horizontal a subhorizontal foram geradas durante a fase D3 (Figura 3.20). Os eixos são geralmente paralelos à lineação mineral ($L_{1/2}$), com direção NW-SE e caimento de baixo ângulo para ambos quadrantes (Figura 4.14). As zonas de charneira apresentam preferencialmente a estrutura de L-tectonito nos metagranitóides.

Os veios quartzo-feldspáticos (aplitos) formam dobras abertas a fechadas com eixos paralelos à lineação de alinhamento e estiramento mineral. Internamente apresentam uma foliação plano-axial marcada por agregados de biotita. Os flancos das dobras mostram estruturas "pinch and swell".

Em alguns locais, os flancos podem estar rompidos sobre planos subparalelos à foliação

plano-axial formando zonas de cisalhamento, de 2 cm até 2 metros de espessura, com lineação fraca ou ausente, parcialmente preenchidos por veios quartzo-feldspáticos (Figura 4.17).

Os ortoanfibolitos homogêneos, boudinados nas fases D1 e D2, são também dobrados em dobras D3. Devido ao contraste de comportamento mecânico diante do dobramento, ocorrem contatos com foliação truncada entre ortoanfibolitos e metagranitóides (Figura 3.15)

A fase D3 gerou numerosas dobras recumbentes a inclinadas, isoclinais a apertadas nesta seqüência. A maioria é do tipo 1C de Ramsay & Huber (1987), chegando aos tipos 1B, 2 e 3. A amplitude, em escala de afloramento, varia de 5 a 50 cm (Figura 3.21). Estas dobras mesoscópicas são parasíticas de dobras maiores com amplitude que varia de decamétrica a quilométrica de difícil mapeamento devido à erosão dos pacotes-guias (Figura 3.19).



Figura 4.17 – Dobra da Fase D3 nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Notar o flanco rompido sugerindo uma vergência para NW. Contudo a lineação de estiramento é paralela ao eixo. Folha Morro de São João (1:50.000), na Folha Cabo Frio

Os eixos das dobras D3 são paralelos à lineação mineral $L_{1/2}$ e a “rods” de quartzo. Os planos axiais têm mergulho variável de 1 a 20° para os quadrantes E e W, sendo horizontais em alguns domínios, como na Serra da Sapiatiba e na Praia de Tucúns. Ao longo dos planos axiais desenvolveu-se uma clivagem/xistosidade nos litotipos ricos em biotita. Alguns destes planos apresentam lentes leucossomáticas, sugerindo que o grau metamórfico durante D3 era suficientemente alto para permitir ainda a anatexia. Contudo a maioria dos veios leucossomáticos é gerada nas fases D1/D2 e encontra-se dobrada nas dobras D3 (Figuras 3.21 e 4.18).

Nos flancos das dobras D3, ocorrem lineações de sillimanita fibrolítica e de estiramento de quartzo e feldspato com direção ortogonal aos eixos e às lineações geradas nas fases D1/D2 (Figura 3.25). Estas lineações, denominadas L_3 , com caimento de 5 a 20° para oeste, são restritas aos domínios migmatíticos dos paragnaisses e desenvolvem-se mais precisamente sobre planos axiais das dobras D3 que interceptam a foliação S2 (Figura 4.19).

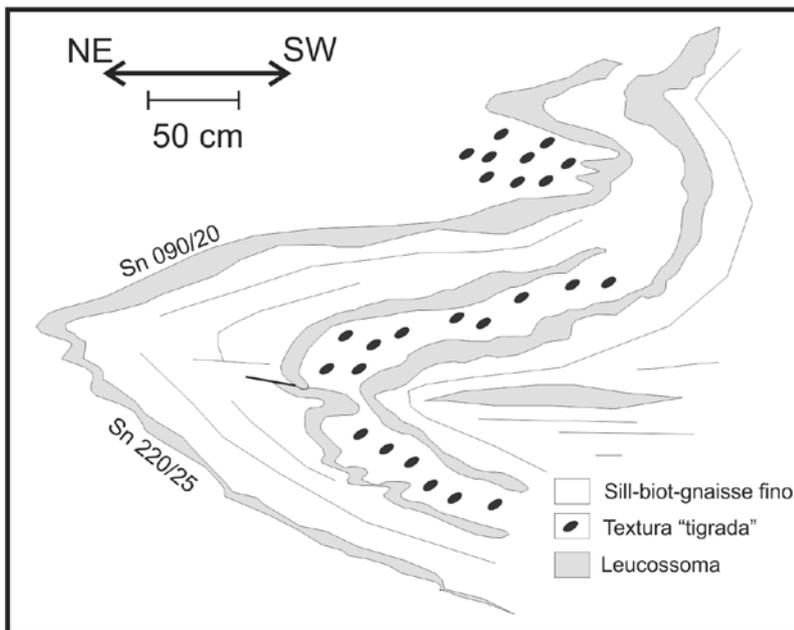


Figura 4.18 - Desenho de uma dobra D3 recumbente nos metassedimentos quartzo-feldspáticos da Unidade Palmital na Serra da Sapiatiba. Os veios quartzo-feldspáticos (leucossomas) estão dobrados nesta fase, mas também ocorrem preenchendo as superfícies plano-axiais. A textura “tigrada” é formada por agregados de sillimanita. O eixo desta dobra tem atitude 152/10



Figura 4.19 – Clivagem plano-axial em flanco de dobra D3, interceptando a foliação S1-2, dando um aspecto de estrutura SC. Nestes planos “C” cresce uma sillimanita fibrolítica L_3 com orientação E-W, ortogonal às lineações de estiramento e aos eixos das dobras D2 e D3

Contudo a direção de estiramento principal relacionada à D3 parece ser N-S e NW-SE, paralela ao eixo das dobras D3. Na Seqüência Supracrustal isto é evidenciado nas camadas de granada-quartzo gnaiss que apresentam dobras D3 paralelas e aproximadamente cilíndricas, que sofreram boudinagem com “necks” ortogonais aos eixos, indicativo de estiramento na direção do eixo. Os boudins de anfibolitos e rochas calcissilicáticas, gerados durante D1/D2, são dobrados e encurtados na fase D3.

Os ortoanfibilotos bandados apresentam dobras recumbentes com eixos subhorizontais

NW-SE. Estas dobras podem ser intrafoliais nos pacotes mais espessos ou podem dobrar camadas inteiras de até 12 metros de espessura (Figura 4.20). O espesso pacote aflorante na Ponta do Farol e Forte de São Mateus, em Cabo Frio (Figura 4.21), apresenta um contato tectônico com os Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos, marcado por uma zona de cisalhamento subparalela à foliação dos metagranitóides com fraturas paralelas preenchidas por veios de quartzo e feldspato. Este truncamento é interpretado como vinculado à D3.



Figura 4.20 – Dobras recumbentes da fase deformacional D3 em paragnaisses (Unidade Búzios) e ortoanfibilotos (Unidade Forte de São Mateus) na Ponta das Dobras, costão da Ilha dos Papagaios, Cabo Frio

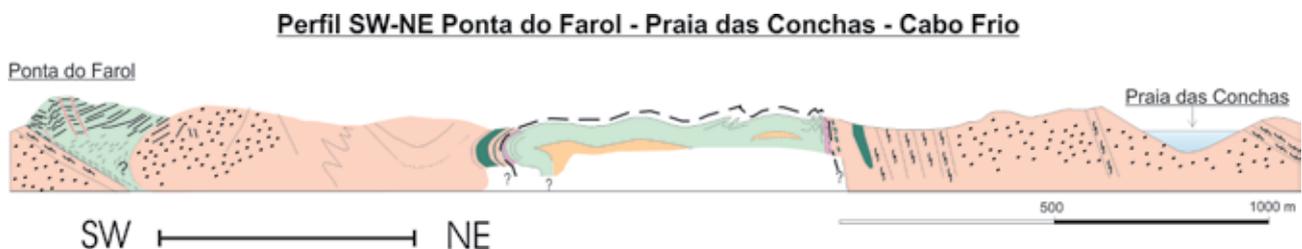


Figura 4.21 – Secção geológica SE-NW da Ponta do Farol até a Praia das Conchas em Cabo Frio (Ramos, 2009). Localização na figura 3.19

As grandes dobras recumbentes D3 dos ortognaisses são redobradas coaxialmente formando dobras abertas com plano-axial subvertical e com comprimento de onda variável de 3 até 30 metros ou mais (Figura 4.21). Estas dobras são as responsáveis pelos mergulhos variados da foliação $S_{1/2}$ e por variações na orientação de S_3 e apresentam eixo com direção NW-SE.

Os ortognaisses são recortados ainda por zonas de cisalhamento inclinadas de direção NW-SE com mergulho para NE e SW, com caráter dúctil subparalelas ao plano-axial destas dobras tardias. Estas zonas apresentam indicadores de movimento dextrógiro no plano horizontal (Figura 3.1). São preenchidas por veios pegmatíticos sintectônicos.

4.2.2.3 - Indicadores Cinemáticos das fases D1, D2 e D3

O alto grau metamórfico resultando em intensa recristalização torna difícil a preservação de bons indicadores cinemáticos e milonitos. Considerando que as lineações minerais e de estiramento representam direções de movimento tectônico, conclui-se que o principal fluxo deformacional foi NW-SE durante as fases D1/D2/D3, com variações locais para N-S, como por exemplo na ponta NE de Armação dos Búzios. Nos ortognaisses a lineação mineral de quartzo e feldspato é especialmente bem desenvolvida nos domínios sem foliação, resultando em verdadeiros tectonitos L. Em escala de lâmina petrográfica, a alongação mineral é discreta e geralmente não é possível identificar indicadores cinemáticos de fluxo deformacional devido à intensa recristalização estática que estas rochas sofreram após a deformação, conferindo uma textura granoblástica para todos os minerais.

Comparando os cortes de lâmina paralelos à lineação mineral com aqueles perpendiculares pode-se afirmar que:

Em corte paralelo à lineação, o quartzo é lenticular e até fitado, porém sem extinção ondulante, já no corte perpendicular, ele aparece como cristais com textura granoblástica;

O feldspato apresenta-se levemente alongado paralelamente à lineação e equidimensional perpendicular à mesma;

A biotita mostra também uma tendência de estar mais alongada paralelamente à lineação.

O fluxo deformacional NW-SE nos ortognaisses é indicado pela lineação mineral paralela aos eixos das dobras recumbentes e intrafoliais. Contudo o sentido deste movimento não é óbvio.

O melhor indicador cinemático encontrado é um boudin de anfibólito com veios quartzo-feldspáticos internos deformados de acordo com sua orientação em relação ao elipsóide de strain (Passchier, 1990). Alguns veios de orientação semelhante estão dobrados como resultado do seu encurtamento e outros, com orientação ortogonal aos primeiros, estão estirados. Esta disposição revela a posição oblíqua do elipsóide de

“strain”, que, por sua vez, indica sentido de cisalhamento de topo para NW. No mesmo afloramento, ocorrem dobras assimétricas D3, com plano axial mergulhando 45° para SE, com vergência para W/NW e rompimento dos flancos curtos (Figura 4.17). Portanto o indicador de movimento de topo para NW é interpretado como relativo, ao menos em parte, à fase D3.

A maior parte das dobras da fase D3 do embasamento tem vergência para W e NW. Porém este parâmetro não pode ser utilizado como indicador de movimento nesta área, pois o eixo é geralmente paralelo à lineação de estiramento mineral, que coincide com a direção de transporte tectônico.

A partir da orientação dos planos de foliação $S_{1/2}$ e das lineações $L_{1/2}$ no contato invertido (ortognaisses sobre supracrustais) na Serra da Sapatiba pode-se inferir que a compressão regional foi na direção NW-SE. Nesta área, os ortognaisses estão intensamente deformados com uma lineação de estiramento de quartzo e feldspato bem definida e com orientação de 131/20 sobre o plano de foliação com atitude 100/26. Em Arraial do Cabo, ocorre uma zona mais deformada nos ortognaisses definida por um plano com atitude 085/35 e lineação de estiramento 165/07. Em ambos casos a direção de compressão foi estimada como NW-SE durante D1 e D2. Estes planos de movimento são paralelos aos planos axiais das dobras D3, portanto esta direção de compressão é estimada também para a D3.

Na Seqüência Supracrustal, os indicadores cinemáticos também são escassos. O melhor indicador é um nível com vários porfiroblastos de granada com sombra de pressão assimétrica na direção NW-SE paralela à lineação mineral/estiramento (Figura 4.22). Interpretando esta estrutura como parecida com a estrutura “sigma” em zonas de cisalhamento (Hanmer & Passchier, 1991; Passchier & Trouw, 1996), esta indicaria movimento de topo para NW que é o mesmo sentido que foi inferido para os ortognaisses. Todavia, no caso das supracrustais, este indicador pode registrar o movimento relacionado às fases D1 e D2. Ocorrem ainda planos de cisalhamento com atitude 325/30 que podem ser planos do tipo C' corroborando com a vergência de topo para NW.

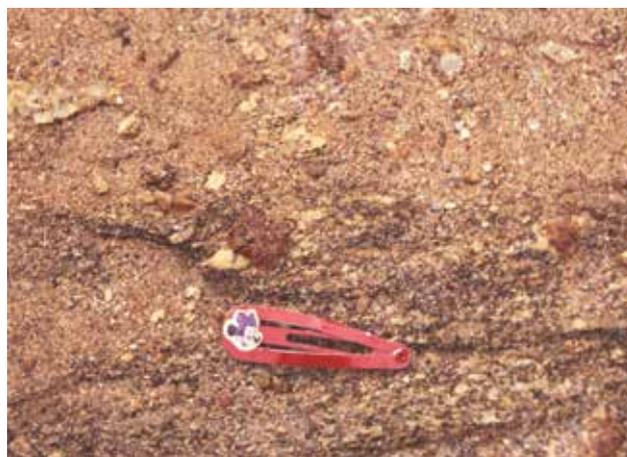


Figura 4.22 – Porfiroblasto de granada com estrutura em sigma, corte SE-NW, exibindo assimetria de topo para NW. Paragneisse da Unidade Búzios

Schmitt (2001) e Schmitt *et al.* (2004), na região de Macaé, mostra que no contato norte do DTCF com o Terreno Oriental, entre os Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos e as rochas supracrustais da Unidade São Fidélis, os paragnaisses apresentam uma lineação de sillimanita e quartzo-feldspática com caimento de 20° para SE. Esta lineação ocorre em planos de cisalhamento com mergulho de 20° para SE e, julgando pelo rompimento de flancos de dobras invertidos, indicaria um movimento de topo para NW. Os metassedimentos mostram também planos C' corroborando com este sentido de movimento. Estas estruturas no limite norte do DTCF podem ser relacionadas à fase D3, pois estruturas da mesma natureza e atribuídas a esta fase são encontradas nos ortognaisses.

Considerando o mergulho do plano axial e a variação em espessura e comprimento dos flancos das dobras D3, conclui-se que a vergência das dobras é para leste na Seqüência Supracrustal, em Armação dos Búzios, e para oeste na Serra da Sapiatiba (Figura 4.23). Contudo as lineações minerais principais indicam um movimento paralelo ao eixo destas dobras, de maneira que esta vergência não teria o significado de coincidir com a direção de transporte tectônico principal.

As lineações minerais E-W de sillimanita fibrolítica e quartzo e feldspato (L₃), identificadas nas supracrustais de Armação dos Búzios, foram interpretadas como relacionadas com um movimento invertido em flancos alternados destas dobras. Conclui-se portanto que a direção de movimento E-W existiu apenas por algum mecanismo de fluxo flexural relacionado ao dobramento D3. pois o sentido de movimento inverte claramente em flancos alternados nas dobras mesoscópicas D3.

4.2.2.4 - Discussão sobre a natureza dos contatos entre o embasamento e as supracrustais

(Complexo Região dos Lagos e Suíte José Gonçalves)(embasamento) e o Grupo Búzios Palmital

Durante as fases progressivas D1 e D2, o embasamento (Complexo Região dos Lagos e Suíte José Gonçalves) e a seqüência supracrustal (Grupo Búzios Palmital) desenvolveram estruturas geometricamente concordantes. O estiramento mineral tem orientação NW-SE e a foliação é sempre de baixo ângulo e paralela aos contatos. O embasamento apresenta-se ainda mais migmatítico e deformado ao longo dos contatos com as supracrustais. Portanto estes contatos são interpretados como tectônicos (Figura 4.24). Em alguns locais, as supracrustais estão sobre embasamento e, em outros, a situação é inversa, mostrando uma clara intercalação destas duas unidades.

O fato destas intercalações embasamento/supracrustais serem deformadas pelas fases

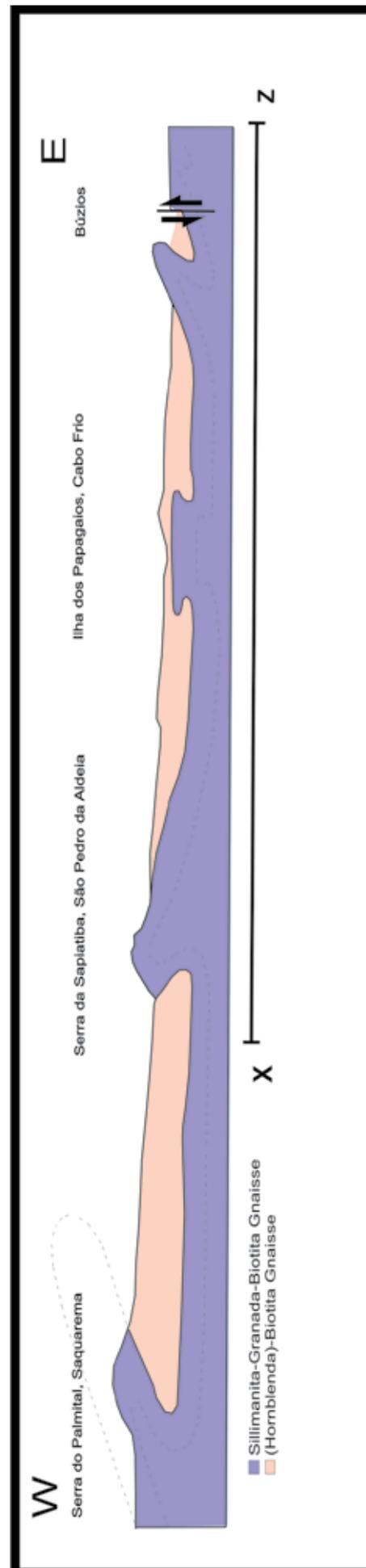


Figura 4.23 – Seção geológica E-W simplificada (localização na figura 1.2), mostrando o inversão estratigráfica regional que coloca os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos sobre as rochas supracrustais do Grupo Búzios Palmital. As regiões antiformais das serras das Emerências, Sapiatiba e Palmital são janelas estruturais



Figura 4.24 – Contato entre os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (abaixo) e os paragnaisses da Unidade Búzios. Notar que ambas unidades estão miloníticas, retratando um contato tectônico. Ponta do Marisco, Praia de Geribá (Búzios). Localização na Figura 3.19. Notar no perfil desta figura que este é um flanco invertido de uma dobra D3

subseqüentes D3 e D4 nos indica que as duas unidades já estavam intercaladas a partir das fases D1 e D2 e que foram deformadas conjuntamente depois.

A melhor evidência da natureza do contato entre ortognaisses e supracrustais está na Praia dos Naturalistas, em Cabo Frio (Figura 4.23). Aqui pode-se observar que os ortognaisses estão estruturalmente por cima das rochas supracrustais. O contato está dobrado pelas fases D3 e D4 mas, tirando estas dobras, fica claro que se trata de um plano de movimento desenvolvido durante as fases D1/D2 em que os ortognaisses foram empurrados sobre as rochas supracrustais.

A direção dos empurrões D1/D2 deve ser NW-SE, paralela às lineações minerais/estiramento, porém o sentido do movimento não pode ser determinado com firmeza devido à ausência de indicadores cinemáticos preservados no local. Durante a D3, o fluxo deformacional continua sendo na direção NW-SE, paralelo ou subparalelo aos eixos das dobras, tanto nos ortognaisses quanto nas

supracrustais. O principal problema é determinar se estas intercalações, duplicadas pelo dobramento quase isoclinal, representam flancos invertidos ou flancos normais. As áreas com este problema, estudadas em detalhe (Figuras 3.19 e 4.23), são discutidas a seguir separadamente.

Serras da Sapiatiba e Sapiatiba Mirim (Folha Cabo Frio)

A relação estratigráfica entre as supracrustais e os ortognaisses na Serra da Sapiatiba (Figura 3.19), em São Pedro da Aldeia, tem sido motivo de debate por um longo período. Machado & Demange (1990) interpretaram que o embasamento (ortognaisses) estaria sobreposto aos paragnaisses, portanto as serras seriam “janelas estruturais”. Em contrapartida, M.J.Fonseca (1998) mostra os paragnaisses sobre o embasamento. Schmitt (2001) concluiu que os paragnaisses estão intercalados com os ortognaisses. No contato leste, os ortognaisses estão sobre as supracrustais e no contato oeste a relação é inversa (Sá, 2000). As estruturas deformacionais principais, como foliação e lineação, são paralelas nas duas unidades. A foliação $S_{1/2}$ mergulha 30° para ESE.

Com mapeamento detalhado nesta área, relacionado ao Pronageo, a hipótese de Machado e Demange (1990) parece ser a mais correta (Figuras 4.25 e 4.26).

A assimetria das dobras D3, no contato leste, e o paralelismo da foliação principal dos paragnaisses, a oeste, com a foliação plano-axial indicam que este é o flanco normal de uma megantiforme com plano axial mergulhando para leste. A parte central da Serra da Sapiatiba é interpretada como uma zona de charneira, baseado nas dobras menores com tendência à simetria. Seguindo este modelo, o contato a oeste estaria no flanco invertido. Entretanto os ortognaisses a oeste apresentam dobras assimétricas do tipo “s”, observando no sentido norte, o que pode indicar que o flanco invertido da megantiforme está omitido por falhamento.

Perfil José Gonçalves- Geribá (Folha Rio das Ostras)

No perfil NE-SW, da Praia de José Gonçalves até a Ponta de Geribá, em Armação dos Búzios, a situação é semelhante com fatias do embasamento intercaladas com a Seqüência Supracrustal, sendo que a foliação mergulha, em média, 25° para WSW (Figura 4.27).

O contato invertido (embasamento sobre supracrustais), na Serra das Emerenças, foi anteriormente interpretado como resultante de uma falha rúptil tardia, denominada Falha de Tucúns (Heilbron *et al.*, 1982). Esta hipótese foi descartada com a realização de mapeamento detalhado na área (Rocha, 1999) que comprovou a existência

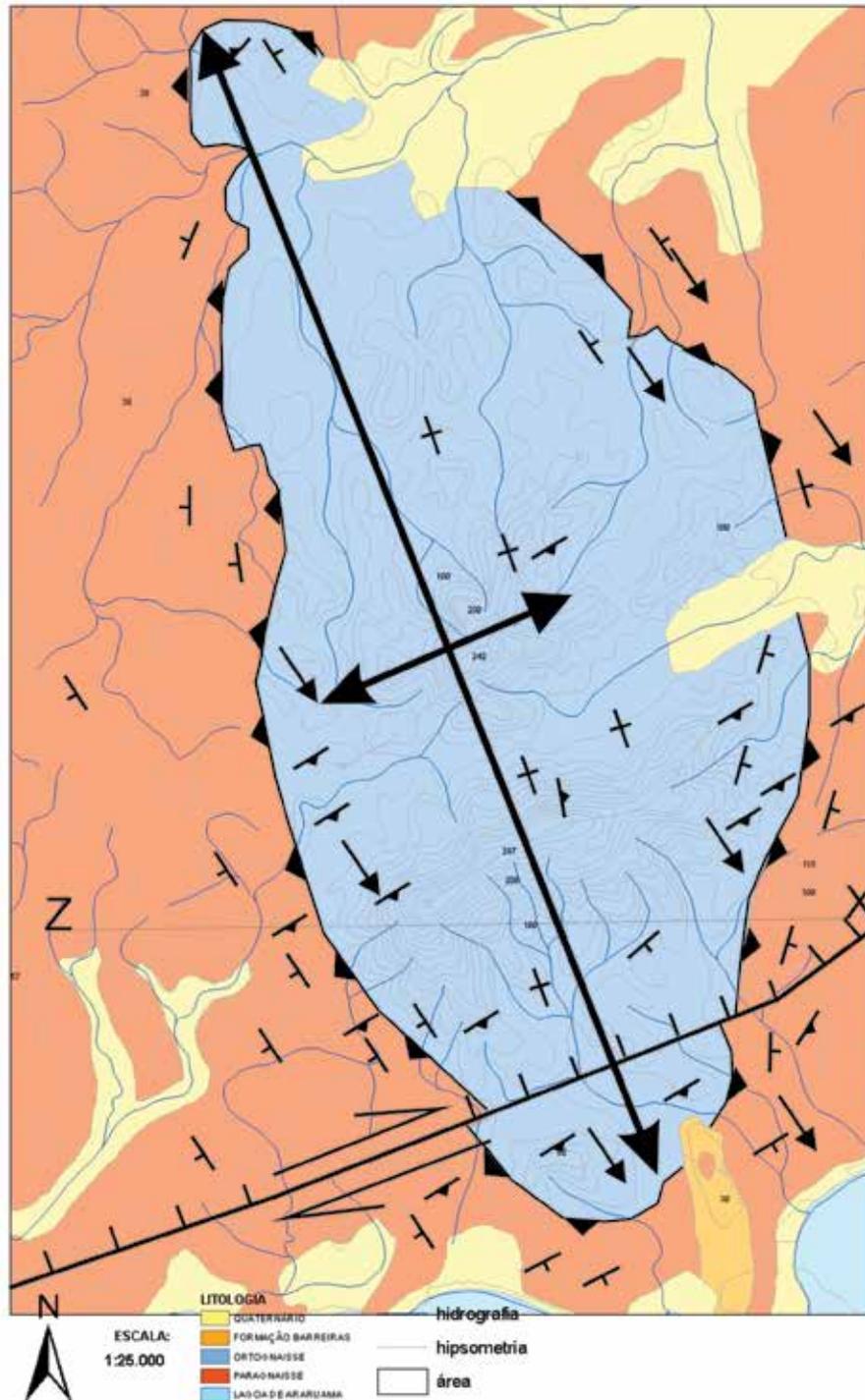


Figura 4.25 – Mapa geológico detalhado 1:25.000 do braquianticlinal das Serras de Sapatiba e Sapatiba Mirim

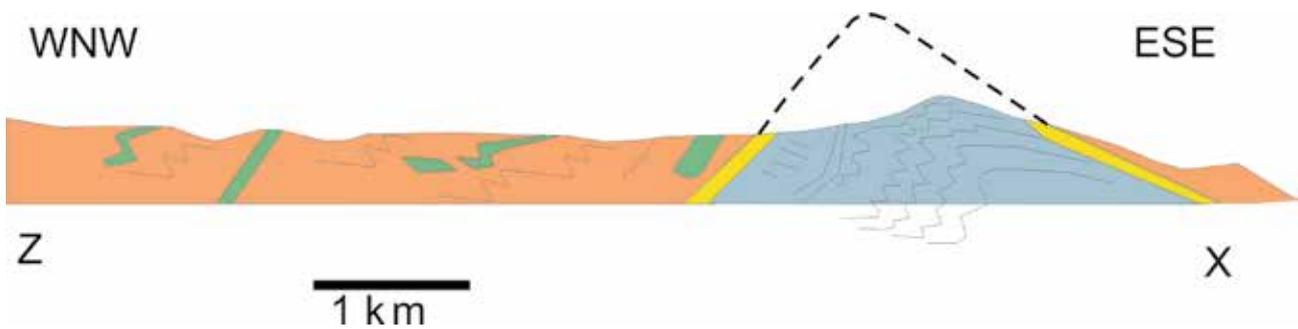


Figura 4.26 – Secção geológica Z-X da Figura 4.25, mostrando a janela estrutural das Serras da Sapatiba e Sapatiba Mirim, Folha Cabo Frio

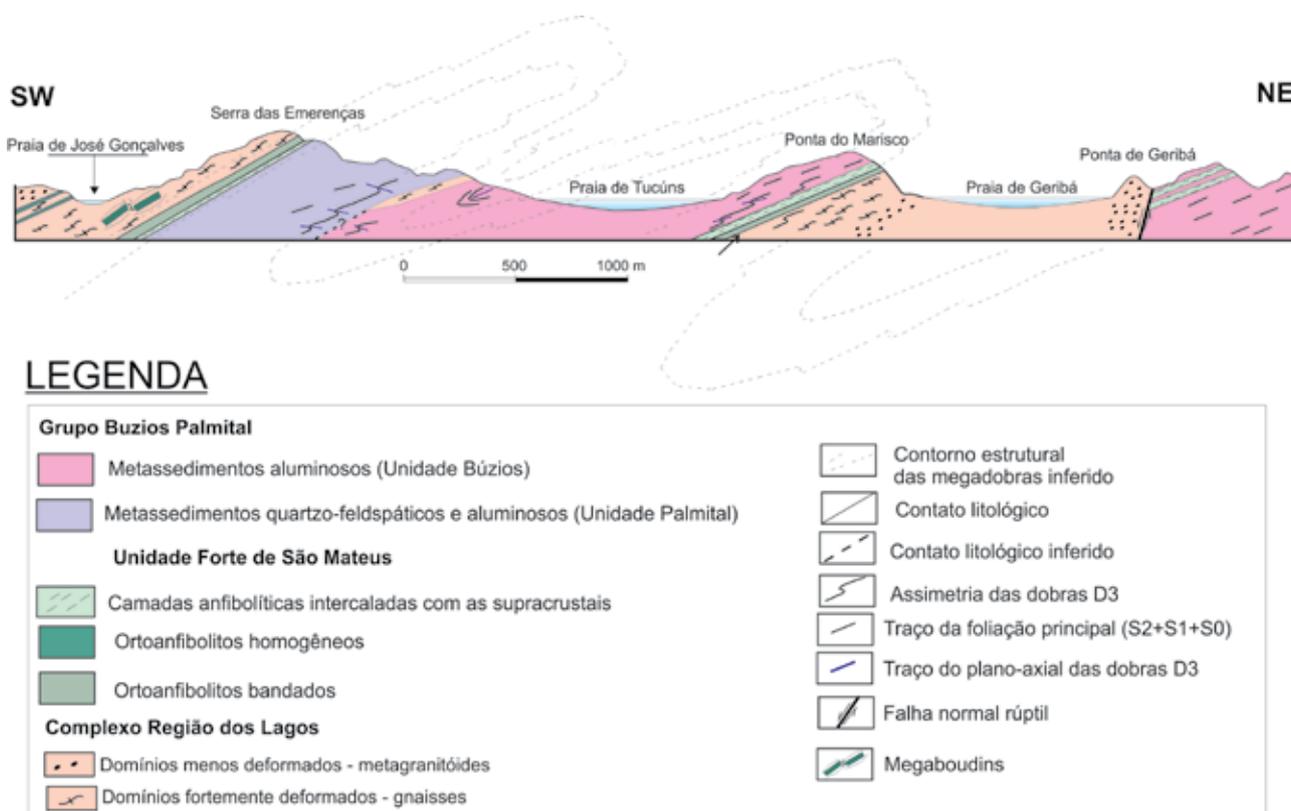


Figura 4.27 - Perfil geológico SW-NE da Praia de José Gonçalves a Ponta de Geribá (Armação dos Búzios). Perfis C-C' e D-D' da Figura 3.19

deste contato, não reconheceu qualquer falha na Serra das Emerenças e ainda mapeou uma lente de embasamento menor dentro das supracrustais na base da serra a leste.

Rocha *et al.* (1999) consideraram três hipóteses para a presença desta pequena lente de embasamento nas supracrustais:

Por dobramento, sendo que o embasamento estaria, antes do dobramento, por baixo das supracrustais, portanto a fatia do embasamento representaria um anticlinal revirado;

Por dobramento, sendo que o embasamento estaria, antes do dobramento, empurrado sobre as supracrustais, conseqüentemente a fatia do embasamento representaria um sinclinal revirado. Esta hipótese envolve uma fase prévia de empurrão, responsável pelo posicionamento do embasamento sobre as supracrustais;

Por várias falhas de empurrão, ao longo das quais lascas dos ortognaisses seriam colocadas intercaladas com o pacote de supracrustais.

Para determinar qual das três hipóteses é a mais indicada, é necessário interpretar o perfil geológico completo (Figura 3.19). Outro contato polêmico que aflora neste perfil é o da Ponta do Marisco, um contato aparentemente "normal" entre embasamento e supracrustais (Figura 4.24).

Considerando que tanto o embasamento como as supracrustais apresentam dobras D3

mesoscópicas recumbentes, que seriam parasíticas de dobras maiores, interpreta-se que estes contatos estão dobrados pela fase D3. O tipo de assimetria das dobras, o mergulho dos planos axiais e a atitude do envoltório dobrado foram os parâmetros geométricos utilizados para determinar a geometria das megadobras.

Na Ponta do Marisco, as supracrustais e o embasamento mostram dobras mesoscópicas com assimetria do tipo "S" (olhando para o norte). Estes parâmetros indicam que o contato "normal" da Ponta do Marisco pode ser o flanco invertido de uma antiforme com plano axial mergulhando suavemente para SW (Figura 4.27).

Já a oeste da Praia de Tucúns, ocorre uma zona de charneira de uma estrutura sinformal, comprovada também pela relação da atitude do envoltório das dobras do tipo "S" (mais para oeste) e dos seus planos axiais. Estas estruturas indicam que o contato "invertido" da Serra das Emerenças pode ser o flanco normal de uma antiforme.

Ambas interpretações implicam na existência de uma fase de empurrão anterior a esta fase de dobramento D3, que colocaria o embasamento sobre as supracrustais formando um contato "invertido". Uma outra evidência que sustenta esta hipótese é a variação do grau de deformação nos ortognaisses (embasamento). Tanto na Serra das Emerenças como na Ponta de Geribá, os ortognaisses estão intensamente deformados no contato. Afastando-

se aproximadamente uns 300 metros do mesmo, para dentro do embasamento, os ortognaisses apresentam estruturas ígneas de corta-corta preservadas, ou seja, uma deformação quase que incipiente. Este é o caso da Ponta do Soares, a oeste do contato das Emerenças e da Ponta de Geribá, a leste do contato da Ponta do Marisco.

A pequena lente de embasamento, mapeada por Rocha (1999), aflora exatamente no que foi interpretado como o contato entre a Unidade Palmital e a Unidade Búzios, na base leste da Serra das Emerenças (Figura 4.27). Considerando este contato como uma superfície de descolamento durante a deformação dúctil, interpreta-se esta lente como uma fatia de embasamento empurrada no interior da Seqüência Supracrustal. Esta hipótese corresponderia à hipótese (3) levantada por Rocha *et al.* (1999).

4.2.2.5 - Estruturas deformacionais da porção oeste do DTCF

As estruturas NW-SE (lineação e foliação) estão redobradas na porção oeste do DTCF. Esta sobreposição de estruturas com trend NE-SW pode ser interpretada como uma fase de deformação D4. Contudo, a separação das estruturas associadas às primeiras fases, D1 até D3, das estruturas da fase D4 é uma tarefa árdua e às vezes impossível no setor oeste do DTCF, área que foi atingida mais intensamente pela fase deformacional D4, pois a mesma se deu sob metamorfismo de grau relativamente alto. Ferrari *et al.* (1982), Rocha (2002), Schmitt (2001) e Schmitt *et al.* (2004) descreveram estas estruturas de redobramento em detalhe na região de Ponta Negra, Serra do Mato Grosso, nos municípios de Maricá e Saquarema. Esta área fica a oeste da Folha Cabo Frio, na Folha de Itaboraí, escala 1:100.000 (Figura 1.1). Ferrari *et al.* (1982) e Schmitt *et al.* (2004) descreveram cinco fases deformacionais dúcteis nesta área. Schmitt *et al.* (2008b) reduziu para quatro fases deformacionais. Após o mapeamento neste Pronageo aventou-se duas possibilidades:

- Este redobramento localizado na área oeste pode ser mesmo atribuído a uma fase deformacional D4;
- Este redobramento localizado na área oeste é concomitante com a fase D3 prologada na região leste.

Primeiro os dados serão apresentados como sendo estruturas D4, a fim de facilitar a separação descritiva. A seguir, as hipóteses acima serão discutidas.

Apenas a porção oeste da Folha Cabo Frio (Serra do Palmital e região do Granito Silva Jardim) é afetada por esta fase deformacional D4. A foliação apresenta um *trend* predominante NE-SW com mergulhos que variam de 20° até 90° para ambos

quadrantes (Figura 4.28). Esta atitude é resultante do dobramento da antiga $S_{1/2}$ durante a D4 neste setor, que gerou dobras abertas até apertadas, com plano axial inclinado entre 40 e 80° e eixo com caimento médio de 30° para o quadrante SW (Figura 4.29). Em alguns locais desenvolve-se uma clivagem plano-axial denominada S_4 . As lineações de estiramento/mineral têm caimento de 30° para SW, em média, e são interpretadas como desenvolvidas durante a D4, portanto denominadas L_4 . A presença de leucossomas nas rochas supracrustais e veios leucocráticos sintectônicos nos ortognaisses com estiramento mineral indicam que a fase D4 desenvolveu-se em grau metamórfico de fácies anfífolito (Figura 4.30).

Na região de Silva Jardim, a 100 km leste do Rio de Janeiro, o redobramento é evidente no mapa e secção geológica (Figura 4.31), exatamente onde passa o limite entre os terrenos geológicos Oriental (TO), a NW, e Cabo Frio (DTCF), a SE, da Faixa Ribeira.

Foram caracterizadas cinco unidades litoestratigráficas pré-silúricas. No DTCF, identificou-se ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (embasamento paleoproterozóico) e granada-sillimanita paragnaisses, correlacionáveis ao Grupo Búzios-Palmital (Schmitt *et al.* 2004). As unidades correspondentes ao TO são: (a) (granada) plagioclásio-biotita gnaisses (Unidade Tingui) com intercalações métricas de granada leucognaisses, e (b) sillimanita biotita gnaisses (Unidade São Fidélis). Ambas apresentam estruturas migmatíticas com veios quartzo-feldspáticos de várias gerações (Tupinambá *et al.* 2007). Todas as unidades descritas são cortadas pelo Granito Silva Jardim, constituído por biotita granitos com textura porfírica, localmente com foliação de fluxo magmático NE-SW.

Foram identificados dois domínios estruturais (Figura 4.32). Ao sul, um domínio com dobras apertadas a abertas e eixos NE-SW, cuja foliação metamórfica tem alto mergulho para noroeste, paralela ao contato tectônico entre os terrenos. Ao norte, ocorre um domínio com foliação predominante NW-SE de médio a baixo ângulo. A lineação de estiramento tem médio a baixo caimento para NW e SE, sendo que no contato dos terrenos apresenta trend NE-SW.

Em Silva Jardim, o contato do TO e DTCF tem direção NE-SW, subvertical, sofrendo uma inflexão da posição original em que se encontra na região de Macaé, onde apresenta baixo mergulho para sudeste, com o DTCF sobreposto ao TO. Esta inflexão poderia ser apenas relacionada à geometria dos blocos, que colidiram no Cambriano, sendo que em Macaé deu-se uma colisão frontal e em Silva Jardim, uma colisão oblíqua. Outra hipótese poderia estar relacionada ao Granito Silva Jardim, que trunca este contato e coincidentemente separa os dois domínios estruturais identificados. Esta evidência poderia sugerir que o mesmo posicionou-se como um obstáculo ainda durante a colisão dos terrenos que possuía sentido NNW (Vide discussão capítulo 6).

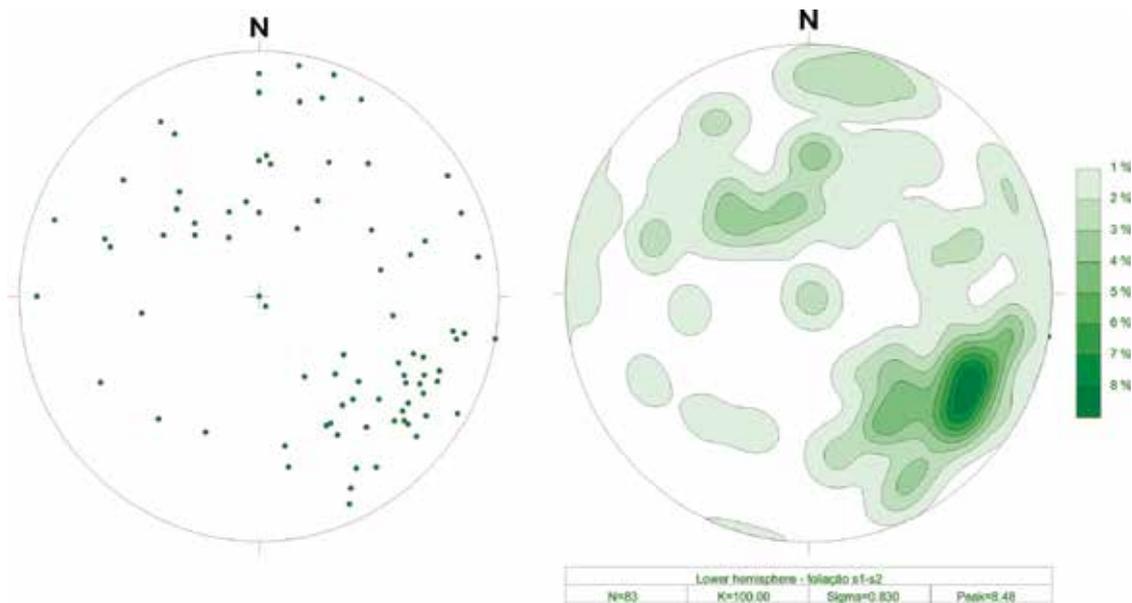


Figura 4.28 – Estereogramas com medidas de pólo da foliação metamórfica principal na porção noroeste do DTFC em contato com o Terreno Oriental. Na rede de contagem de Karlsbeek, a atitude máxima é 300/65 a partir de 85 medidas



Figura 4.29 – Dobra reclinada, plano axial com mergulho 70 graus para NW e eixo com caimento de 30 graus para SW, típica da fase deformacional D4, nos gnaisses do Complexo Tinguí, próximo ao Granito Silva Jardim, ao sul do mesmo

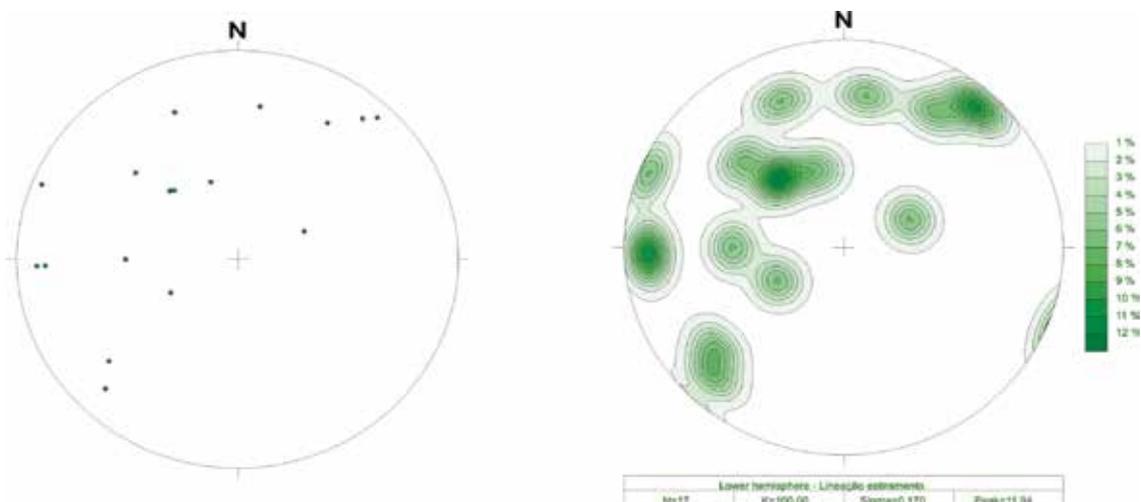


Figura 4.30 – Estereograma com medidas de lineação de estiramento na porção noroeste do DTFC em contato com o Terreno Oriental. Foram obtidas apenas 18 medidas

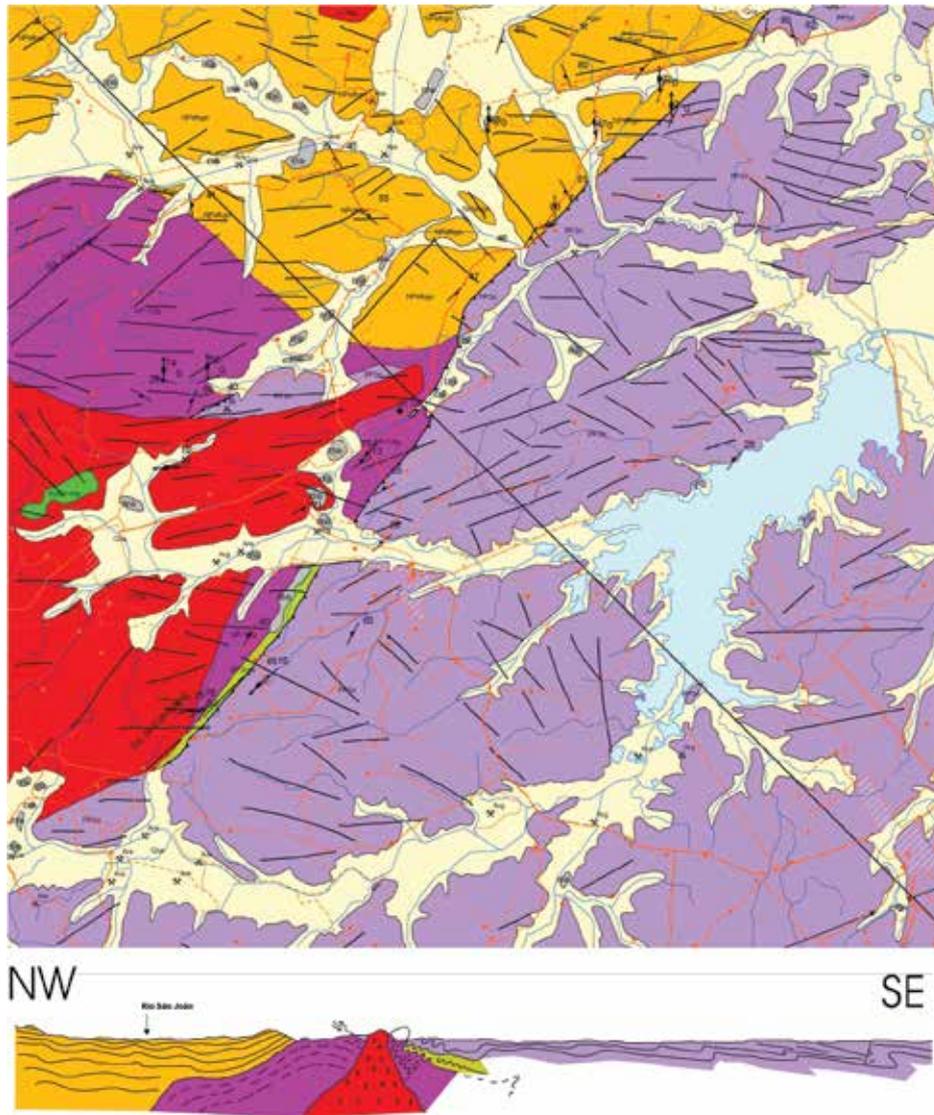


Figura 4.31 - Mapa geológico da porção noroeste da Folha Cabo Frio (ampliado) e secção NW-SE, mostrando os domínios estruturais separados pelo Granito Silva Jardim

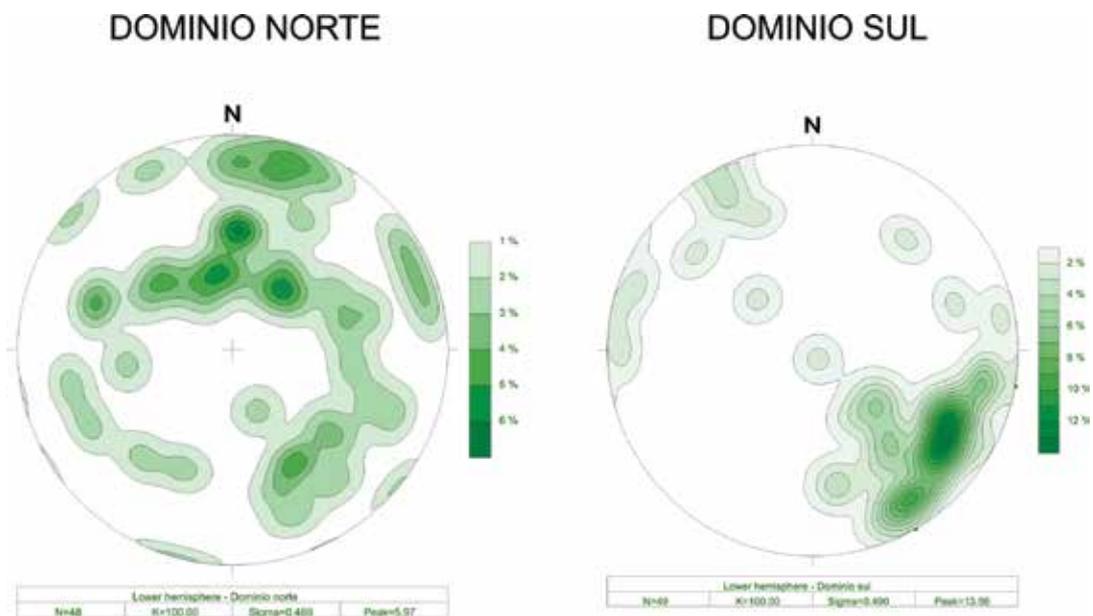


Figura 4.32 – Domínios estruturais ao norte e ao sul do Granito Silva Jardim. Diagramas contagem de Karlsbeek para pólos da foliação metamórfica principal

Seguindo para sul do Granito Silva Jardim, na Serra do Palmital, fica mais difícil atribuir este redobramento a uma fase deformacional D4. A Serra do Palmital tem orientação N-S e é sustentada pelos paragneisses da unidade Palmital que estão por cima dos ortogneisses do Complexo Região dos Lagos, no contato leste, e por baixo dos gnaisses do Complexo Tingüí, a oeste. Regionalmente, a Serra do Palmital seria mais uma janela estrutural (Figura 4.23), contudo o padrão de redobramento e o desenvolvimento de uma lineação de estiramento NE-SW e redobramento da lineação subhorizontal NW-SE indica a atuação de mais uma fase deformacional.

Todas as unidades litológicas gnáissicas apresentam um complexo padrão estrutural

de dobramento. O bandamento e foliação metamórficos contém dobras intrafoliais, evidenciando que esta estrutura planar é uma trama composta por S_0 , S_1 e S_2 . Esta foliação ocorre tanto no embasamento quanto nas supracrustais e se caracteriza por ser uma foliação metamórfica penetrativa quase sempre paralela ao S_0 (exceto nas zonas de charneiras já citadas). O bandamento é definido pela textura estromática, pela orientação dos veios leucossomáticos paralelos e, a foliação, pela orientação da biotita e aglomerados de quartzo-feldspato. Esta foliação possui uma grande variação de orientação. Góis (2010) apresenta uma atitude máxima de 280/55 para $S_0//S_1//S_2$ e um submáximo em 108/30 (Figura 4.33).

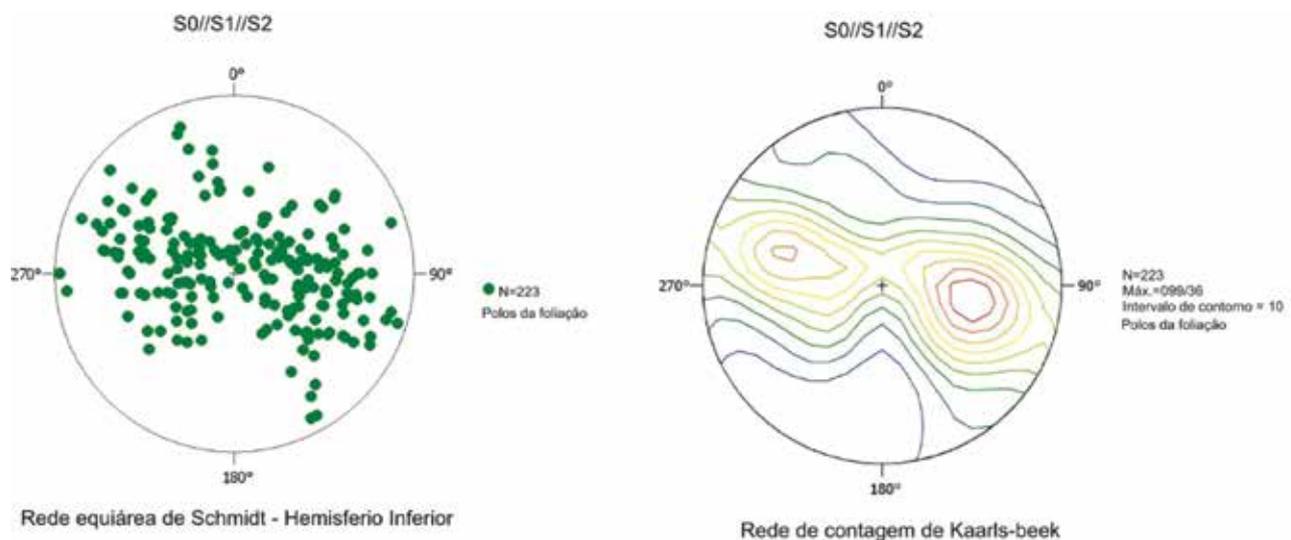


Figura 4.33 – Pólos da principal foliação tectônica das unidades litoestratigráficas aflorantes na região da Serra do Palmital, oeste da Folha Cabo Frio. $S_0//S_1//S_2$ tem 223 medidas e mostram uma guirlanda associada a uma fase de dobramento com eixo aproximado de NNE-SSW

Nas supracrustais, as medidas de $S_0//S_1//S_2$ distribuem-se na rede formando uma guirlanda com máximo de mergulho 78 graus para SE, já a $S_0//S_1//S_2$ do embasamento possui uma guirlanda cujo máximo mergulho 32º para SW. Isto indica que a $S_0//S_1//S_2$ está dobrada, por dobras de uma fase D_3 ou D_4 . Estas dobras são abertas, geralmente simétricas e reclinadas. Os eixos de dobra possuem uma distribuição que cuja direção preferencial se encontra no quadrante S-SW, assim como a lineação mineral. A lineação de estiramento possui uma distribuição de direção cujo espectro é maior, as quais variam desde o quadrante S-SE (onde está se encontra o máximo das medidas desse tipo de estrutura na área), até W (Figura 4.34). É interessante notar que a lineação de estiramento que possui um sentido preferencial de caimento para SE na porção leste da área (e no resto do Complexo Região dos Lagos), muda sua direção preferencial de caimento para SW na Serra do Palmital, além do ângulo de caimento

ser mais acentuado na serra do que na porção leste da área, onde o caimento raramente passa dos 10º de inclinação. Apesar da maior variação de direção, os eixos de dobra também tendem a se alinhar nesta direção na Serra do Palmital. A lineação de estiramento e a lineação mineral são paralelas e devem estar associadas.

A direção do caimento da lineação mineral da silimanita distribui-se nos quadrantes NW, SE e SW, o que não ocorre na lineação da biotita cuja orientação é mais homogênea, e possui caimento somente nos quadrantes SW e NE.

No setor leste-central do DTCF (Folha Rio das Ostras e leste da Folha Cabo Frio), as rochas foram pouco afetadas pela D4. Na região de Macaé, ocorrem dobras abertas com eixo NE-SW, em escala de afloramento. Esta ondulação tardia pode ser responsável pela variação das atitudes de lineações nos ortogneisses félsicos, com caimento para NW e para SE. Nas rochas

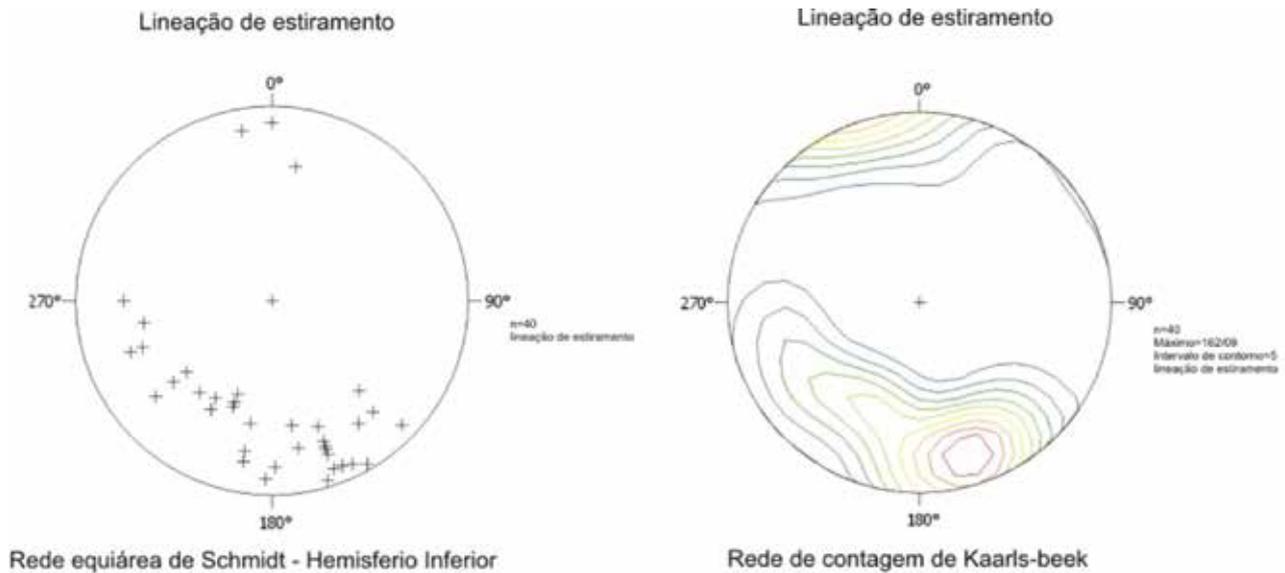


Figura 4.34 – Quarenta medidas de lineação de estiramento de quartzo e K-feldspato na Serra do Palmital. A atitude máxima (162/09) coincide com a atitude das lineações do DTCF, contudo as variações para SW expostas na rede evidenciam o redobramento na Serra do Palmital

supracrustais, em Armação dos Búzios, foram também descritas dobras abertas tardias, com eixos NE-SW e planos axiais íngremes (Heilbron *et al.*, 1982). Estas dobras, que podem ser correlacionadas à D4, parecem ser localizadas e em escala de afloramento parecidas com as dos ortognaisses.

4.2.2.6 - Estruturas extensionais pós-D4

Os ortognaisses apresentam um conjunto de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de baixo ângulo extensionais, ou seja, com movimento “down dip” (Figura 4.35). Estas estruturas são atribuídas a uma fase de deformação extensional ainda dúctil que se sucedeu à fase deformacional D4.



Figura 4.35 – Zonas de cisalhamento extensionais com mergulho para SE nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos

Estas zonas de cisalhamento apresentam mergulho de 10° a 30° para leste e sudeste. O sentido

de movimento predominante é de topo para SE, evidenciado por estruturas S/C. Em São Pedro da Aldeia, estes planos S/C com movimento “down-dip” são paralelos aos planos axiais das dobras D3, e representam provavelmente uma reativação. Os veios pegmatíticos que seccionam a área preenchem fraturas subverticais de direções NW-SE e W-E. Estas direções podem ser reativações de fraturas de extensão associadas aos movimentos tectônicos dos episódios deformacionais anteriores. Estes diques não mostram deformação nítida e são, portanto, considerados tardi-tectônicos. Schmitt *et al* (2004) dataram estes veios através do método U-Pb em zircão e obtiveram uma idade de 440 Ma.

4.2.2.7 - Resumo da Evolução Estrutural do DTCF

As unidades litológicas do DTCF foram submetidas primeiramente a um episódio de deformação (D1, D2, D3) num regime tectônico tangencial com fluxo deformacional de direção NW-SE. As estruturas que registram este episódio são as lineações minerais de direção NW-SE, com baixo ângulo de caimento para os dois sentidos, a foliação tectônica subhorizontal e as dobras recumbentes.

Durante as fases D1 e D2, foram geradas falhas de empurrão dúcteis que levaram fatias dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos por cima das rochas supracrustais do Grupo Búzios Palmital num regime de fluxo dúctil penetrativo. As superfícies de descolamento e as zonas de cisalhamento se localizam preferencialmente ao longo de anisotropias composicionais marcadas pelo contraste das litologias e por estruturas preexistentes tais como o acamamento sedimentar.

No contato da Praia dos Naturalistas, os ortognaisses estão sobre uma camada de supracrustais de 10 metros de espessura, que serviu de zona de cisalhamento dúctil.

A principal evidência que indica que os demais contatos ortognaisses/supracrustais, também podem envolver inversões por empurrão é a distribuição heterogênea da deformação nos ortognaisses. Na Serra das Emerenças, na Ponta do Marisco e Serra da Sapiatiba, os ortognaisses estão mais intensamente deformados próximo aos contatos com as supracrustais. Ao longo destes contatos ocorrem faixas gnáissicas de 50 a 150 metros de espessura que gradam para domínios menos deformados longe do contato.

As escamas de empurrão de ortognaisses apresentam também deformação interna marcada por faixas miloníticas recristalizadas isoladas e L-tectonitos. Contudo, normalmente mostram uma discreta foliação e preservam estruturas primárias nos núcleos localizados. Nas bordas das escamas, os ortognaisses estão sempre estirados.

Estas escamas cristalinas de empurrão são interpretadas como comparáveis às escamas de empurrão do tipo F, na classificação de Hatcher & Hooper (1992), ou seja, escamas tectônicas que se formam abaixo da zona de transição dúctil-rúptil na crosta média a inferior, sob condições de metamorfismo de médio a alto grau envolvendo grandes movimentos horizontais (Hatcher & Hooper, 1992).

Estas escamas de empurrão do tipo F são formadas a partir de dobramentos recumbentes que sofrem a atenuação de um flanco comum entre uma antifôrme e sinfôrme em dobramento passivo ou de fluxo, sendo que o transporte será controlado pelo fluxo dúctil. No caso do DTCF, as dobras das fases D1 e D2 estão preservadas como intrafoliais com eixos paralelos à direção do estiramento. Estas dobras provavelmente eram parasitas das dobras que geraram os empurrões. Com a progressão da deformação, foram transpostas com a rotação do eixo na direção do transporte tectônico.

Nos contatos tectônicos, os ortognaisses do DTCF não apresentam textura milonítica, apenas uma foliação metamórfica e uma lineação mineral bem desenvolvida. Isto se deve ao aumento de temperatura após a colocação da escama de embasamento que aparentemente recristalizou e obliterou as texturas miloníticas. Todavia, em algumas zonas de cisalhamento observa-se porfiroblastos com sombras de pressão preservadas (Figura 4.36).

Durante a fase progressiva D3, a foliação $S_{1/2}$ e os contatos por falha de empurrão foram dobrados em meso e macrodobras recumbentes com eixos paralelos ao movimento principal NW-SE, registrado pelas lineações de estiramento e com alguns indicadores cinemáticos de topo para noroeste (Figura 4.23).



Figura 4.36 – Porfiroblasto de K-feldspato com sombra de pressão preservada apesar da intensa recristalização dinâmica observada em lâmina petrográfica. O sentido de movimento destal. Ortognaisses do Complexo Região dos Lagos

No perfil da Serra das Emerenças e em Armação dos Búzios, estas dobras apresentam vergência para ENE enquanto que na Serra da Sapiatiba e em São Pedro da Aldeia a vergência é para WSW. Estas vergências opostas podem estar relacionadas com a geometria da escama de ortognaisses que foi empurrada sobre as supracrustais. O fato de que D3 ainda mostra a mesma direção de transporte tectônico que D1 e D2, nos leva a deduzir que esta fase pode representar a continuidade progressiva da deformação D1 e D2.

Desta maneira, a estrutura megasinformal aberta descrita por M.J. Fonseca *et al.* (1984) seria relacionada à fase D3 e resultante da forma e espessura da escama tectônica do embasamento (Figura 3.19).

Ainda na fase D3, ocorrem movimentos de direção E-W, quase ortogonais à direção principal de fluxo, registrados por lineações minerais (L_3) desenvolvidas localmente na foliação plano-axial nos flancos das dobras D3. Indicadores cinemáticos mostram que este movimento tem sentido inverso em flancos alternados de dobras D3 e, portanto, deve ser relacionado ao mecanismo de dobramento e não de transporte tectônico regional. O dobramento dos leucossomas e a ocorrência de sillimanita fibrolítica marcando esta lineação indicam que a fase D3 ocorreu após o pico do metamorfismo de fácies granulito, mas ainda em condições metamórficas de fácies anfíbolito.

A aglutinação do DTCF ao Terreno Oriental deve ter ocorrido durante a fase D3, pois as estruturas encontradas próximas ao contato norte, nas circunvizinhanças de Macaé (Folha Macaé 1:100.000 Pronageo), são coerentes com a cinemática descrita para a fase D3 com movimento de topo para NW. A preservação de indicadores cinemáticos de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil, no contato destes dois domínios, sugere que este empurrão seria transicional entre os tipos F e C de Hatcher &

Hooper (1992). Neste caso, a escama cristalina de empurrão se descola abaixo da transição dúctil-rúptil e é transportada atravessando este limite, colocando-se num nível crustal mais raso. As supracrustais do Terreno Oriental próximas ao contato exibem uma lineação de sillimanita paralela à direção de mergulho de zonas de cisalhamento enriquecidas em biotita. Isto sugere que as condições metamórficas ainda eram altas, pelo menos na fácies anfibolito, durante o transporte do DTCF por sobre o Terreno Oriental. Como não houve um aumento de temperatura após o desenvolvimento deste empurrão, as estruturas cinemáticas foram preservadas, ao contrário do que aconteceu com os empurrões gerados durante as fases D1 e D2.

Machado & Demange (1990) já haviam proposto para a região uma estruturação em “nappes de cavalgamento”, porém com transporte tectônico para E-SE, provavelmente baseados na vergência das dobras D3. Considera-se aqui que a penetrabilidade da lineação de estiramento e de alinhamento mineral NW-SE tanto no embasamento quanto nas supracrustais e a presença de indicadores cinemáticos nesta direção são evidências para transporte tectônico para NW. Estes autores foram os primeiros e únicos a defender a hipótese de que os ortognaisses são alóctones no DTCF.

Logo a seguir da aglutinação do DTCF à Faixa Ribeira, ocorreu a fase deformacional D4 que afetou principalmente a parte SW do contato do DTCF com o Terreno Oriental deformando ambos domínios. Esta fase é marcada por um regime tectônico transpressivo, com fluxo deformacional de direção NE-SW. As principais estruturas geradas são lineações minerais de direção NE-SW com caimento médio de 30° para SW paralelas aos eixos das dobras apertadas com planos axiais verticais e a foliação tectônica com mergulhos de 50° até 90° para SE e NW.

Como resultado deste dobramento, as dobras geradas na fase D3 são redobradas gerando um padrão de interferência do tipo 3 (Ramsay & Huber, 1987). A vergência das dobras D3, na região de Ponta Negra, é para oeste enquanto que a vergência das dobras D4 é para leste. Esta vergência é coerente com os indicadores cinemáticos de movimento com topo para E-SE, presentes ao longo do contato entre as supracrustais da unidade Palmital e os ortognaisses na Serra do Palmital. A atitude da lineação de estiramento nas supracrustais, tanto nas charneiras como nos flancos, indica que na fase deformacional D4 desenvolveu-se uma lineação de estiramento própria (L_4) NE-SW e não apenas uma rotação da lineação $L_{1/2}$. Esta lineação de estiramento (L_4) é paralela à lineação de sillimanita e anfibólio, indicando que o metamorfismo durante D4 era também relativamente alto, provavelmente de fácies anfibolito.

Ao longo desta zona de cisalhamento transpressiva, ocorrem plútons graníticos alinhados paralelamente à zona de cisalhamento no contato do

DTCF em Maricá e cortando o Complexo Tingui no Terreno Oriental, região de Silva Jardim. Interpreta-se que a presença destes plútons possa estar relacionada com a zona de cisalhamento, entre eles o Granito Silva Jardim, nesta área de mapeamento.

A sobreposição da fase D4 também afetou o contato original de baixo ângulo do DTCF com o Terreno Oriental que, na região de Silva Jardim, passa a mergulhar 75° para NW (Figura 4.23 e 4.31). Considerando a possibilidade do dobramento deste limite, o contato entre os ortognaisses e as supracrustais em Ponta Negra e na Serra do Palmital seria então um contato invertido. Como a fase D4 se deu sob condições metamórficas da fácies anfibolito, as estruturas cinemáticas das fases D1, D2 e D3 podem ter sido obliteradas. Esta pode ser a razão porque ficaram apenas preservadas estruturas cinemáticas indicativas para movimentos de empurrão de oeste para leste, associadas à D4.

As estruturas relacionadas à fase D4 são essencialmente restritas ao limite oeste do DTCF. Entretanto, as dobras abertas tardias com eixo NE-SW, descritas no restante do DTCF, podem representar um reflexo desta deformação marginal no centro do domínio.

4.3 - ESTRUTURAS MESO-CENOZÓICAS

Durante o Mesozóico e o Cenozóico, esta região sofreu várias reativações tectônicas de caráter rúptil em decorrência dos processos de rifteamento e expansão do oceano Atlântico iniciado há 130 Ma no sudeste brasileiro (Figura 4.37). Foram identificados dois sistemas principais de falhas rúpteis nas duas folhas mapeadas: (1) falhas normais com direção NW-SE e mergulho de alto ângulo para NE, e (2) falhas normais com direção NE-SW e ENE-WSW.

As falhas NW-SE são bem desenvolvidas em Armação dos Búzios (Figura 4.38). Uma delas é a falha que coloca os ortognaisses em contato com as supracrustais da Unidade Búzios na Ponta de Geribá (Figura 4.27). Esta zona de falha de direção NW-SE é marcada por uma faixa com 15 metros de espessura de brechas de falha, sem indicadores cinemáticos presentes. Deduz-se que seja uma falha normal com alto mergulho para SW, do mesmo sistema de falhas menores registradas na Ponta do Marisco. Assim, o teto da falha seria o flanco leste da sinformal de Geribá que coloca os metassedimentos que estão por baixo do embasamento lado a lado com o núcleo do mesmo sem deformação dúctil. Esta falha é ortogonal à direção da falha do Pai Vitório que faz parte do sistema NE-SW.

As falhas NE-SW e ENE-WSW são as mais proeminentes na região, especialmente porque desenvolvem espessas zonas de brechas e cataclastos, resistentes ao intemperismo sustentando o relevo (Figuras 2.9 e 2.12). Um exemplo de uma estrutura deste sistema NE-SW é

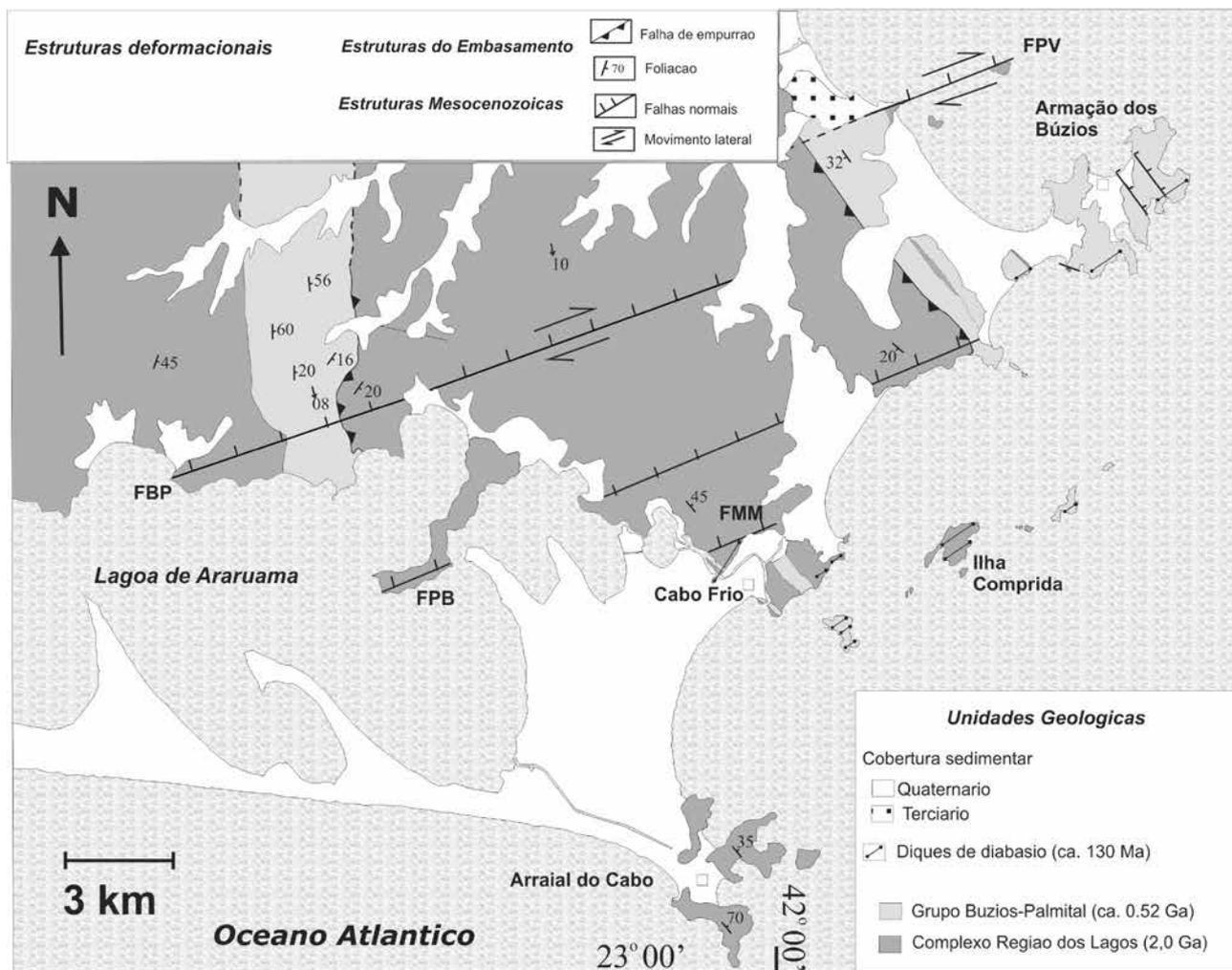


Figura 4.37 – Mapa geológico simplificado da região de Búzios e Cabo Frio, com ênfase nas principais feições estruturais meso-cenozóicas, modificado de Schmitt et al. (2007). FPV – Falha do Pai Vitório; FBP – Falha do Bico Preto; FPB – Falha da Ponta da Baleia; FMM – Falha do Morro do Mico



Figura 4.38 – Falha normal NW-SE na região de Armação dos Búzios (Praia da Foca). Notar a componente destrel, pelo abatimento do bloco na caixa de falha. A falha mergulha para NE

a Falha do Pai Vitório (DRM inédito; Reis e Mansur, 1995) (Figura 4.39). Esta falha apresenta uma zona cataclástica com aproximadamente 10 metros de espessura que coloca o embasamento (Complexo Região dos Lagos) em contato lateral com sedimentos

cenozóicos (Grupo Barreiras), entre as praias Rasa e de Manguinhos em Búzios (Figura 4.37). A Falha do Pai Vitório é a provável continuação no continente de uma falha normal antitética caracterizada em linhas sísmicas, formando um domínio estrutural dentro da bacia costeira marginal de Campos, que controla o depocentro da Bacia de Barra de São João, um gráben assimétrico (Mohriak et al., 1990; Mohriak e Barros, 1990, Almeida et al., 2003, Schmitt et al., 2005). Segue offshore, formando uma espetacular escarpa de falha na Ilha Feia, costa noroeste de Armação dos Búzios (Figuras 4.37 e 4.39).

Um conjunto de falhas faz parte deste sistema de falhas normais com componentes destrais, denominado Sistema Pai Vitório por Schmitt et al. (2005). Apresentam estrias oblíquas (Figura 4.40) associadas a vários indicadores cinemáticos como sucros e ressaltos em planos estriados.

Os diques de diabásio observados na região fazem parte do Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente et al., 2005; Corval et al., 2007), com idade entre 120 e 130 Ma. e direção preferencial N40-50E. Esses diques concordam com a direção preferencial das falhas observadas, podendo-se observar, em

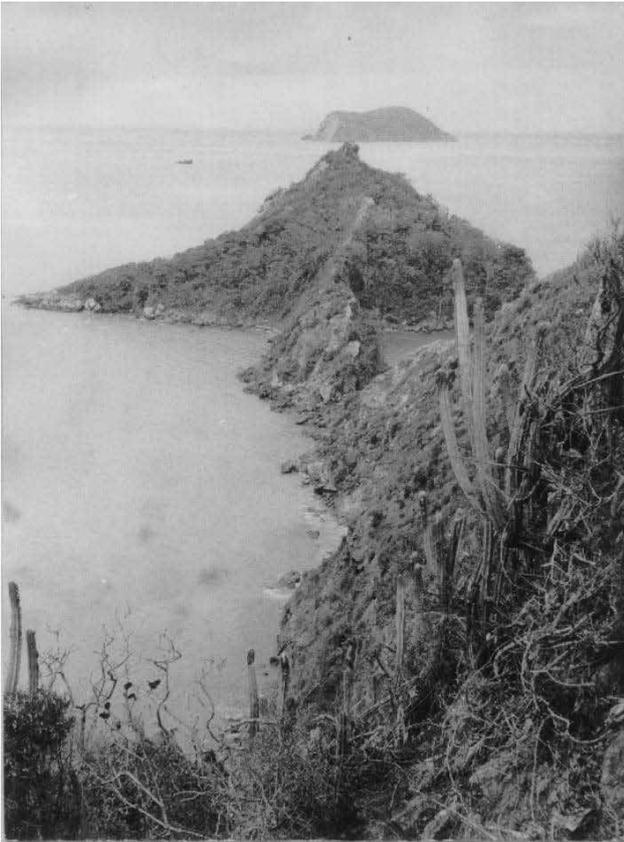


Figura 4.39 - Vista da falha do Pai Vitório no continente e seguindo para a Ilha Feia ao fundo. Foto de A. Reis, primeiro geólogo a descrever a falha e publicar no Relatório do DRM (1976) sobre a Folha Rio das Ostras



Figura 4.40 – Plano estriado na Falha do Bico Preto, normal com componente dextral

diversos pontos da Praia das Conchas em Cabo Frio, os diques aproveitando os condutos das falhas para propagarem-se. Alguns diques são cortados por fraturas N-S e ainda aproveitam tais fraturas para segmentarem-se (Figura 3.18). Entretanto, esses diques se apresentam cortados e cataclados pelas falhas N80E-S80W.

De acordo com Stanton e Schmitt (2007), a forma das fraturas-conduto apresenta-se em sua maioria em zigue-zague para a direita e em alguns

pontos foram observados diques *en echelon*, sugerindo um campo de esforços distensivo não-linear, com possível componente transcorrente sinistral, concordante com o observado por Tetzner (2002). Da mesma forma, diversos diques apresentam fraturas internas de resfriamento oblíquas e apófises rotacionadas.

No DTCF ocorrem diques relacionados à fase de rifteamento do Gondwana com algumas datações indicando 120-130 Ma (Amaral *et al.*, 1967; Minioli *et al.*, 1971; Guedes *et al.*, 2005; Corval, inédito). De forma geral, os diques apresentam-se como corpos tabulares com colocação subvertical. Menos frequentemente são observados também sob a forma de soleira. A orientação preferencial é N40-50E (40% das medidas) e N20-30E (30% das medidas). Foram observados isoladamente diques com orientação N-S e N70E. A geometria destes é variada, com a presença de apófises, estruturas em ponte, tocos, diques *en echelon* e sob a forma de pequenos enxames, de poucos centímetros de espessura. Em geral a espessura varia de alguns centímetros até 50 metros (Figura 3.44).

Na Ilha Comprida foi realizado um levantamento de maior detalhe (Figura 4.37), cujos resultados mostram algumas diferenças com relação ao que havia sido reportado em trabalhos anteriores na região (Tetzner, 2002; Valente *et al.*, 2005). Nesta, os diques máficos têm orientação preferencial N60-70E (66% das medidas), estando alguns diques orientados segundo E-W (20% das medidas) com a presença de diques orientados N-S (20% das medidas). Estes intrudem obliquamente ou subparalelamente a foliação gnáissica, e apresentam-se fortemente segmentados, possuem espessura de poucas dezenas de centímetros a um metro e apresentam-se fortemente segmentados, formando inúmeras pontes e apófises. No ponto IC-15 foi observado um dique sendo cortado por outros dois, podendo indicar a reativação do conduto no mesmo evento magmático ou um novo evento magmático posterior.

Em alguns pontos, os diques exibiam estruturas indicativas de cisalhamento, com estruturas em toco, zigue-zague e ponte com extremidades aparentemente rotacionadas. A análise cinemática dos diques aponta para uma componente transtensiva, segundo classificação de Corrêa Gomes (2001). A forma em zigue-zague e escalonada preferencialmente para a direita observada para a maioria dos diques da região indica um ambiente tectônico transcorrente dextral durante a intrusão dos mesmos.

Dessa forma, no DTCF a orientação geral dos diques, falhas e fraturas é preferencialmente N40-50E, apresentando alta concordância entre si. O mesmo ocorre com suas orientações subordinadas. Tal concordância entre as estruturas rúpteis sugere serem estas contemporâneas, possivelmente pertencendo a um mesmo evento tectônico. Pelas

idades sugeridas para os diques, tais estruturas são relacionadas ao processo de extensão crustal da fase rifte no Cretáceo Inferior. Contudo os sistemas de falhas que cortam os diques de diabásio e, inclusive, traquitos e fonolitos mais jovens (Góes, 2007), devem datar do Terciário, sendo contemporâneos aos eventos do rift do sudeste brasileiro (Riccomini, 2004).

4.4 - METAMORFISMO CAMBRIANO

As unidades litoestratigráficas do Terreno Cabo Frio foram submetidas a um metamorfismo de alto grau durante as fases deformacionais D1 a D4. Na área leste, Folha Rio das Ostras e leste da Folha Cabo Frio, as associações minerais indicam condições metamórficas do campo de transição entre a fácies anfíbolito e a fácies granulito. No setor centro-oeste (regiões da Serra da Sapiatiba e Serra de Palmital), as condições de pressão e temperatura não ultrapassaram os limites da fácies anfíbolito.

O metamorfismo é bem caracterizado pelas associações minerais dos metapelitos, metassedimentos calcissilicáticos e metabasitos. As rochas quartzo-feldspáticas (os metassedimentos quartzo-feldspáticos da Sequência Supracrustal e os Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos) não apresentam associações diagnósticas para uma determinada fácies. Portanto o grau metamórfico no DTCF foi deduzido, principalmente, a partir das associações minerais nos paragneisses e nas rochas máficas (ortoanfíbolitos).

4.4.1 - Grupo Búzios-Palmital

4.4.1.1 - Metassedimentos Aluminosos

Na região leste do DTCF (Búzios-Cabo Frio-Folha Rio das Ostras e leste da Folha Cabo Frio), os metassedimentos aluminosos apresentam uma associação mineral com Cianita + Sillimanita + K-feldspato + Granada + Biotita + Plagioclásio (Oligoclásio/Andesina) + Rutilo, com evidência de fusão parcial na forma de leucossomas quartzo-feldspáticos.

A cianita apresenta contatos retos com granada, plagioclásio, ortoclásio e biotita, mostrando-se claramente em equilíbrio com esta associação (Figura 4.41). Normalmente não apresenta um alinhamento preferencial muito nítido. Em alguns locais pode se orientar segundo a direção NW-SE e N-S, paralela e subparalela à $L_{1/2}$.

A sillimanita ocorre sob duas formas: como cristais prismáticos de até 7 cm de comprimento, alinhados segundo a direção NW-SE, logo paralelos à $L_{1/2}$, e como fibrolita, presente nos níveis restícticos de migmatitos, alinhada segundo uma orientação preferencial E-W. Esta lineação de sillimanita



Figura 4.41 – Cianita-granada biotita paragneisse da unidade Búzios. A coexistência de cianita e K-feldspato com a presença de fusão parcial e ausência de muscovita são as principais evidências para as condições mínimas de pico metamórfico na área, fácies granulito média a alta pressão

fibrolítica, denominada L_3 , juntamente com as lineações de mesma orientação em feldspato e quartzo, foi relacionada a um movimento cisalhante em flancos alternados das dobras D3. Neste setor leste do DTCF, a sillimanita normalmente aparece substituindo parcialmente cristais de cianita formando belos pseudomorfos (Figura 4.42).

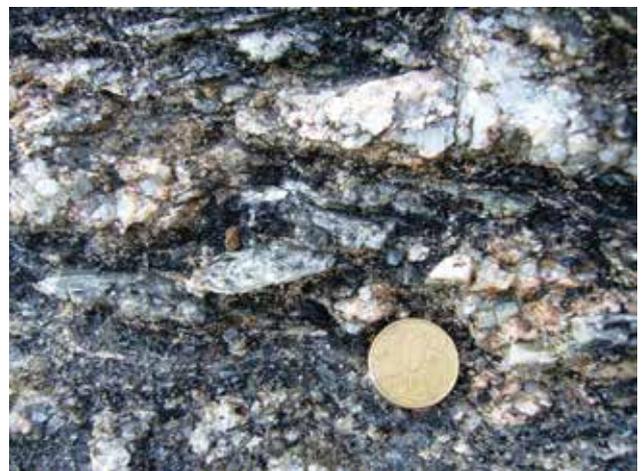


Figura 4.42 – Pseudomorfo de cianita com sillimanita fibrolítica a substituindo na região de Armação dos Búzios (Folha Rio das Ostras). Esta textura é observada na meso e microscopia e indica uma trajetória horária de metamorfismo

A granada apresenta inclusões de cianita, rutilo, biotita e quartzo. Sua composição é variada: UV= 0-0,12 %; AD= 0-0,57%; GR=3,36-7%; PY=22 - 34%; SP= 1,8- 15,4%; AL= 54 - 67,2%. Uma amostra de metapelito da Ponta de Geribá (BUZ-06-02) apresentou granadas com percentagens do componente piropro (PY) $(Mg_3Al_2\{SiO_4\}_3)$ muito elevadas no núcleo, entre 31 e 33% (Schimitt, 2001).

Os leucossomas, presentes em todos os domínios, formando migmatitos estromáticos (Figura

4.43), são constituídos por quartzo (~40%), feldspato (microclina, 20% - ortoclásio, 17% - oligoclásio, 3%) (~40%) e granada (~8%). Os minerais acessórios são biotita e sillimanita. Como minerais traços ocorrem zircão e óxidos de ferro (ilmenita/magnetita). Estes leucossomas apresentam texturas porfiroblástica e milonítica incipientes juntamente com o material restítico, este representado por um granada-sillimanita-biotita xisto. O xisto (restito) apresenta como minerais acessórios, além da sillimanita, ortoclásio, plagioclásio (oligoclásio), muscovita e cianita. Em quantidades traço, podem ocorrer clorita, zircão, cianita, rutilo, turmalina e minerais opacos.

Estima-se uma percentagem de 10 a 20% de fusão parcial "in situ" nos domínios migmatíticos. Alguns domínios metamórficos, de até 3 metros de espessura, apresentam uma percentagem de fusão parcial mais elevada em torno de 30%. Alguns veios são constituídos quase que exclusivamente de quartzo. Estes são interpretados como resultantes de segregação metamórfica.

Com base na associação de minerais, essencialmente na coexistência de cianita e K-feldspato em mesossomas, e nos níveis fundidos, estima-se que o pico metamórfico no setor leste do DTCF ocorreu a uma pressão igual ou maior do

que 9 kbar e a uma temperatura igual ou superior a 780°C (Figura 4.44). Estas condições mínimas são delimitadas tomando-se a reação da "quebra" da muscovita dentro do campo de estabilidade da cianita (curva 2 de Spear *et al.*, 1999):

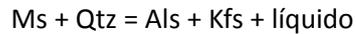


Figura 4.43 – Níveis leucossomáticos com K-feldspato, quartzo e granada. O paragneisse da Unidade Búzios adquire uma textura estromática, já que o pico metamórfico foi concomitante com o desenvolvimento das foliações S1 e S2. Afloramento na Ilha dos Papagaios, Cabo Frio

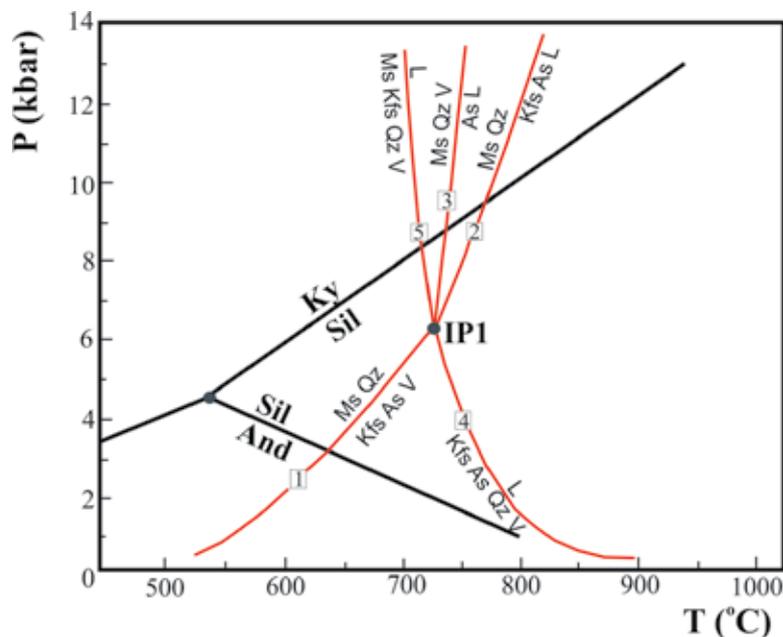


Figura 4.44 - Diagrama de Pressão e Temperatura para o sistema KASH em metapelitos com as respectivas reações 1,2,3,4 e 5, segundo Spear *et al.* (1999). Sil - sillimanita; And - andaluzita; Ky - cianita; Ms - muscovita; Kfs - K-feldspato; Qtz - quartzo; V - vapor; L - líquido; As - aluminossilicato; IP1 - ponto invariante

A ausência de muscovita em equilíbrio com a associação mineral do pico metamórfico, a presença de fusão parcial "in situ" e a coexistência estável entre a cianita e o ortoclásio são as principais evidências para se concluir que o pico metamórfico foi atingido nesta área após ultrapassar a última curva da quebra

da muscovita e dentro do campo da cianita. A composição das granadas (enriquecidas em Mg) é consistente com estas condições metamórficas.

A ocorrência ampla de cianita reliquiar na presença de sillimanita, em coexistência metaestável, sugere que o auge da temperatura do

metamorfismo foi alcançado no campo da cianita, e que a sillimanita seria mais nova, resultante provavelmente da queda de pressão (Figura 4.45).

A existência de sillimanita pseudomórfica sobre a cianita é portanto coerente com uma trajetória P-T-t horária (Figura 4.35).

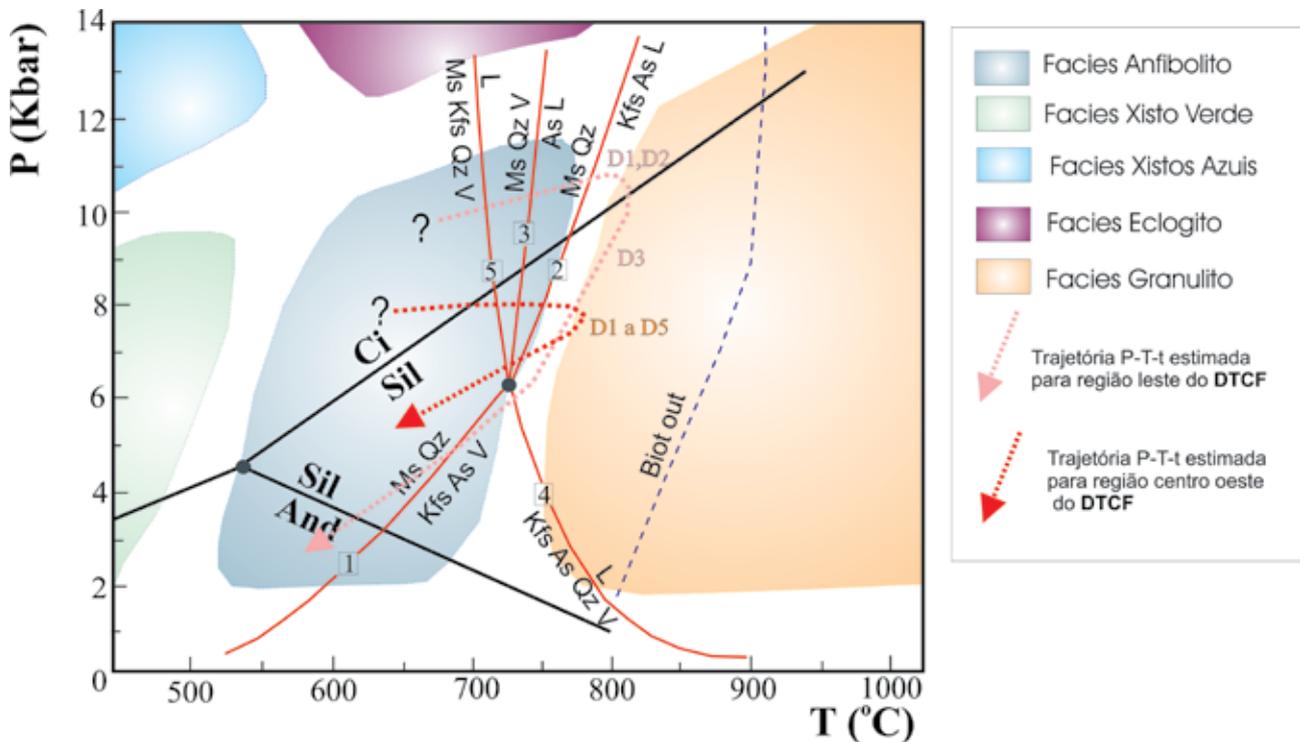


Figura 4.45 - Trajetórias P-T-t para os metapelitos do DTCF sobre o diagrama de PT para o sistema KASH em metapelitos (Spear et al., 1999), com os campos das fácies metamórficas ao fundo (Bucher & Frey, 1994). As estimativas indicam condições mínimas de pressão e temperatura. Cada trajetória é correlacionada com as fases deformacionais contemporâneas com as condições metamórficas. A trajetória em rosa é estimada para os metassedimentos da região centro-leste do DTCF. A trajetória em vermelho é estimada para a região oeste do DTCF

A ausência de muscovita retrógrada indica que a trajetória de “volta” passou por baixo do ponto invariante (Figuras 4.44 e 4.45). Este retorno envolve uma descompressão maior do que a queda de temperatura e seria responsável pela formação de texturas como o intercrescimento simplectítico nos contatos entre porfiroblastos de granada e cristais de biotita, formando plagioclásio, e ainda a presença de bordas de titanita crescidas sobre rutilo e ilmenita. Esta descompressão deve ter sido relativamente rápida para preservar a associação de pico metamórfico de alta pressão.

Associadas a esta fase retrógrada de metamorfismo, ocorrem outras reações tais como a substituição parcial de granada por biotita e o intercrescimento de plagioclásio com epidoto, zoisita e carbonato, interpretado como resultado da sua descalcificação retrometamórfica. Outras substituições parciais, como a da biotita por mica branca e clorita e a do K-feldspato por mica, poderiam ser interpretadas como de caráter intempérico.

As rochas metapelíticas da região centro-oeste do DTCF apresentam uma associação mineral semelhante a região leste mas com a ausência da cianita. Isto permite o traçado de uma isógrada de

direção aproximada NW-SE inferida em algum lugar a leste da Serra da Sapiatiba e a oeste do Forte de São Mateus. Esta isógrada de *cianita-in* passa, mais ou menos, sobre o município de São Pedro da Aldeia.

Além da ausência de cianita, as rochas metapelíticas apresentam outras características que permitem concluir que, neste setor centro-oeste, as condições metamórficas apresentaram pressões inferiores àquelas das associações minerais do setor leste: a sillimanita ocorre como inclusão na granada (no setor leste somente a cianita aparece como inclusão em granada); a granada não apresenta os teores elevados de pirope (UV= 0-0,08 %; AD= 0-0,78%; GR=2,17 – 3,2%; PY=17,6 – 24,7%; SP= 2,2-4%; AL= 70,7 – 75,2%) comparativamente às granadas do setor leste (PY=22 - 34%); a granada ocorre apenas como mineral varietal e acessório nos metapelitos;

Mesmo assim, as rochas desta área também apresentam evidências de fusão parcial devido à “quebra” de muscovita e geração de sillimanita em equilíbrio com ortoclásio e produção de líquido fundido. Portanto o pico metamórfico deve ter ocorrido depois da curva da “quebra” da muscovita, dentro do campo da sillimanita, no campo da fusão mínima, e acima de 4 kbar (Figura 4.45).

A presença disseminada de muscovita retrometamórfica substituindo parcialmente a sillimanita, o K-feldspato e o plagioclásio indica que o trajeto de “volta” do metamorfismo para esta região ocorreu acima do ponto invariante (Figuras 4.44 e 4.45). Este trajeto horário permitiu também o crescimento simplectítico de muscovita e quartzo às expensas do K-feldspato.

4.4.1.2 - Metassedimentos quartzo-feldspáticos

Os metassedimentos quartzo-feldspáticos apresentam minerais diagnósticos de fácies metamórficas específicos somente nas camadas enriquecidas em biotita. Estes níveis mais aluminosos podem conter sillimanita e/ou cianita. Esta última ocorre especificamente na Serra das Emerenças, em Búzios, onde é parcialmente substituída pela sillimanita.

Nas regiões das Serras do Palmital e da Sapiatiba, setores oeste e central do DTCF, os paragnaisses apresentam uma associação mineral de Granada + Biotita + Sillimanita + K-feldspato + Plagioclásio (Andesina) + Quartzo com a presença de leucossomas. As estruturas indicativas de fusão parcial “in situ” são formadas por migmatitos estromáticos constituídos por veios de quartzo, K-feldspato e granada (leucossoma) circundados por um material enriquecido em biotita e sillimanita (Figura 4.46).



Figura 4.46 – Níveis de fusão parcial in situ em paragnaisses com crescimento de granada no leucossoma

A sillimanita pode aparecer inclusa no plagioclásio e na granada estando em equilíbrio também com o ortoclásio. Uma lâmina petrográfica, analisada na microsonda, apresentou granadas (UV= 0-0,1%; AD= 0-0,45%; GR=3,1-4,4%; PY=8,98-12,39%; SP= 25,5 – 32,17%; AL= 54,9 – 58,03%) com núcleos mais enriquecidos em Mg e Fe com relação às bordas, que são, por sua vez, relativamente mais enriquecidas em Mn. A muscovita aparece como um mineral retrógrado e substitui parcialmente a sillimanita e os feldspatos e apresenta crescimento simplectítico com o quartzo e a albita.

A ausência de muscovita na associação mineral principal dos metassedimentos quartzo-feldspáticos indica que o pico metamórfico foi atingido após a reação resultante da “quebra” da muscovita para a geração dos aluminossilicatos e K-feldspato. Se o aluminossilicato gerado é a sillimanita, caso dos setores oeste e central do DTCF, as condições metamórficas necessárias para a formação desta associação envolvem temperaturas maiores do que 730°C dentro do campo de estabilidade da sillimanita no sistema KASH, considerando a presença de leucossomas formados por fusão parcial (Figura 4.45). Portanto as condições metamórficas indicam no mínimo a fácies anfibolito alto para estas rochas.

Considerando ainda o sistema químico KFASH, a ausência de cordierita e presença de granada nestas rochas indicam que as pressões foram maiores do que 3 kbar (Bucher & Frey, 1994).

4.4.1.3 - Metassedimentos calcissilicáticos

Os metassedimentos calcissilicáticos apresentam uma associação mineral em equilíbrio constituída por Diopsídio (WO=48%; EN=42%; FS=10%) + Quartzo + Granada + Plagioclásio (labradorita/bytownita) + Escapolita nos litotipos granada clinopiroxenitos. O diopsídio gnaisse tem uma associação mineral com Quartzo + Diopsídio + Biotita + Plagioclásio + Granada + Hornblenda.

As rochas calcissilicáticas não são boas marcadoras de condições de pressão e temperatura altas. O aparecimento do diopsídio (zona do diopsídio), junto com água e dióxido de carbono, é decorrente da “quebra” do anfibólio cálcico a partir da sua reação com a calcita e o quartzo (Yardley, 1989). Esta reação ocorre num largo campo de pressão e temperatura e depende da composição e quantidade de fluídos presentes na rocha. Yardley (1989) correlaciona o aparecimento do diopsídio com a zona da sillimanita nos metapelitos.

No caso do DTCF, esta associação mineral dos metassedimentos calcissilicáticos é coerente com as condições metamórficas mais precisamente definidas nas rochas metapelíticas. As reações minerais retrógradas nas calcissilicáticas são representadas pela substituição parcial do diopsídio por anfibólio e calcita, e do anfibólio e da biotita por actinolita/tremolita e calcita.

4.4.1.4 - Unidade Forte de São Mateus (ortoanfibolitos) e Suíte José Gonçalves

Os ortoanfibolitos homogêneos (diques) e os granada ortoanfibolitos maciços (intercalados nos ortoanfibolitos bandados) são constituídos por uma associação mineral com Hornblenda + Plagioclásio (andesina/labradorita) + Quartzo ± Diopsídio ± Granada ± Biotita. Os cristais de diopsídio, granada

e biotita ocorrem raramente nos ortoanfibolitos homogêneos. Onde aparecem juntos, mostram-se em equilíbrio, como é o caso da granada com inclusões de diopsídio (Figura 4.47). Já os granada ortoanfibolitos apresentam a granada como mineral varietal.



Figura 4.47 – Paragênese granada-diopsídio-quartzo nos granulitos de alta pressão das rochas máficas da Unidade Forte de São Mateus. O diopsídio aparece abem como inclusão na granada, mostrando equilíbrio

O granada anfibolito apresenta a associação mineral Granada (AL=58%; SP= 3%; PY=13%; GR=24%) + Plagioclásio (labradorita) + Hornblenda + Quartzo. O diopsídio-anfibólio gnaisse apresenta a mesma associação com a adição do diopsídio (FS=20%; EN=32%; WO=47%) (~20%). O hornblendito é constituído por Hornblenda + Diopsídio + Plagioclásio.

Os anfibolitos com clinopiroxênio e granada são típicos de condições metamórficas mínimas da fácies anfibolito superior em pressões médias a altas. Esta associação de pico é coerente com as condições metamórficas determinadas a partir dos metapelitos.

As reações minerais associadas ao metamorfismo retrógrado são marcadas pela substituição parcial de:

- diopsídio por hornblenda, actinolita / tremolita, clinozoisita e calcita;
- hornblenda por actinolita/tremolita (em quantidades traço) e biotita;
- plagioclásio (oligoclásio e andesina) por clinozoisita.

O anfibólio-granada-diopsídio gnaisse bandado (parte dos ortoanfibolitos bandados) apresenta a associação mineral Clinopiroxênio + Granada + Plagioclásio (Andesina) + Escapolita + Titanita, nas lâminas verde claras, e Hornblenda + Plagioclásio + Quartzo, nas lâminas verde escuras. Em uma lâmina petrográfica, verificou-se que o plagioclásio mostra um zonamento químico, sendo mais cálcico no núcleo (46% An) do que na borda (41% An). Todos os minerais apresentam textura granoblástica predominante.

Os granada ortoanfibolitos maciços apresentam veios trondjemíticos (andesina+quartzo) circundados por concentrações de hornblenditos (hornblenda) (Figura 4.48). Esta estrutura é interpretada como indicativa de fusão parcial “*in situ*” nos anfibolitos. Em escala microscópica, filmes de quartzo entre os cristais de plagioclásio podem ser interpretados como texturas de fusão parcial mas, neste caso, no nível intercrystalino.



Figura 4.48 – Fusão parcial *in situ* em ortoanfibolito da unidade Forte de São Mateus. O material leucossomático tem composição trondjemítica

Na região de Ponta Negra e Saquarema, os ortoanfibolitos homogêneos (Suíte José Gonçalves) sofreram um processo de “biotitização” nos contatos com os leucossomas gerados nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Os anfibolitos reagiram com os leucossomas e seus cristais de hornblenda foram parcialmente substituídos por biotita. Como esta substituição parcial ocorreu em altas temperaturas, em escala microscópica os dois minerais parecem estar em equilíbrio. A transformação de anfibólio em biotita requer água e potássio que provavelmente foram trazidos juntos com os leucossomas.

Algumas feições indicam reações que ocorreram na “volta” do metamorfismo sobre a associação mineral do pico metamórfico como a presença de corona de titanita em torno de cristais de rutilo e de ilmenita. Os cristais de plagioclásio e de diopsídio são parcialmente substituídos por calcita e Ca-epidoto. O diopsídio e a hornblenda são parcialmente substituídos por um anfibólio da série actinolita-tremolita.

A associação mineral Granada + Diopsídio + Plagioclásio + Anfibólio + Quartzo em metabasitos é estável na fácies anfibolito alto e também em fácies granulito de alta pressão, provavelmente indica a transição entre estas duas fácies (Yardley, 1989). A ausência de ortopiroxênio não significa que a fácies granulito não foi atingida, pois os ortopiroxênios são diagnósticos desta fácies somente em pressões médias a baixas, formando os piroxênio-granulitos (Bucher & Frey, 1994) (Figura 4.49).

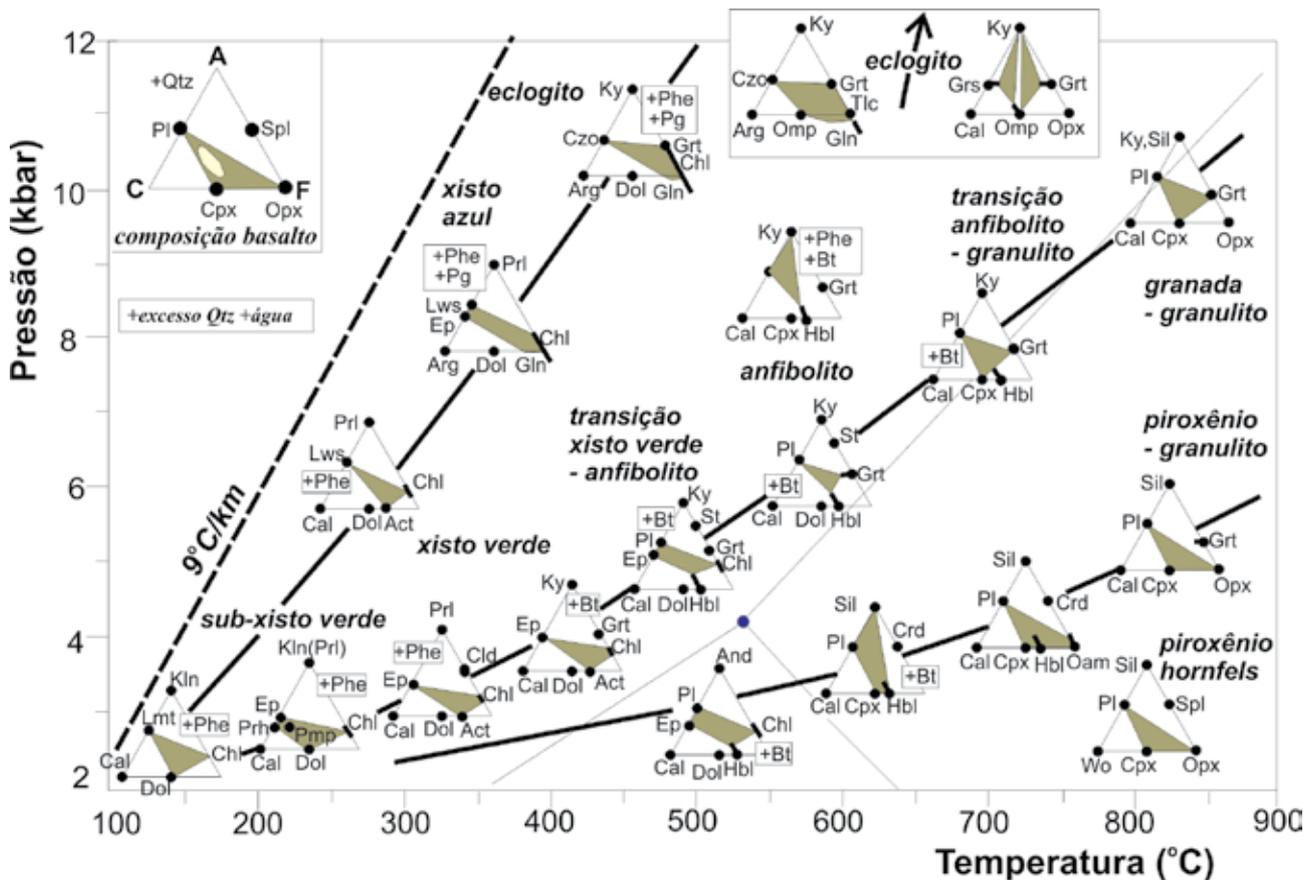
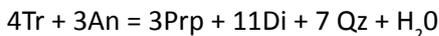


Figura 4.49 - Metamorfismo das rochas máficas representado por diagramas ACF, segundo Bucher & Frey (1994)

Em condições de pressões superiores a 7 kbar, abaixo da fácies eclogito, os granulitos formados são denominados granada-granulitos (Bucher & Frey, 1994)(Figura 4.49). A presença de granada em metabasitos indica condições de pressão intermediária a alta.

No metamorfismo progressivo de rochas básicas, o clinopiroxênio aparece em torno de 650° C, no campo da cianita, ainda na fácies anfibolito, resultante das seguintes reações(Bucher & Frey,1994):



Estas duas reações mostram a primeira “quebra” do anfibólio (desidratação) para gerar o piroxênio. A zona de “Cpx in” marca o início do fácies anfibolito alto (Bucher & Frey, 1994). A associação de minerais Cpx+Grt+Plg é comum na fácies anfibolito, portanto não pode ser considerada uma associação mineral diagnóstica das condições de fácies granulito. As reações que produzem esta associação mineral são contínuas e o intervalo de temperatura é bastante amplo (~200°C). Com o aumento da temperatura, a hornblenda gradualmente decresce na quantidade modal, deixando espaço para a associação anidra da fácies granulito. Se as condições de pressão são muito altas para a formação de Opx, então as condições granulíticas definitivas somente serão alcançadas quando o último cristal

de anfibólio desaparecer da rocha. A hornblenda marrom de alto grau é extremamente estável, sendo necessárias temperaturas muito altas para destruir a última fase hidratada das rochas máficas. Muitos granulitos máficos ainda podem apresentar hornblenda progressiva, em oposição à hornblenda retrógrada (pós-fácies granulito). Granulitos máficos completamente anidros se formam normalmente acima de 850° C (Bucher & Frey,1994).

Nos ambientes saturados com água, aparecem as primeiras feições de fusão parcial “in situ”, pela fusão de quartzo, plagioclásio e biotita. Os metabasitos migmatíticos produzem leucossomas enriquecidos em plagioclásio e quartzo. A desidratação do anfibólio geralmente é catalisada pela interação da rocha com fluidos externos escassos em água; mas também pode ser acelerada pela fusão parcial que removerá a água para a fase fundida. A biotita é uma fase hidratada secundária em anfibolitos de alto grau. O K presente na biotita passará para o piroxênio e para o feldspato ternário ou será usado para formar o Kfs-Ab-Qtz fundido no processo de produção de migmatito nas rochas máficas. A quantidade total de água que pode ser armazenada em anfibolitos de alto grau é muito pequena, na ordem de 0,4% ou até menos. Conseqüentemente, as rochas máficas são as menos suscetíveis a fundir parcialmente em comparação com os metapelitos e os metagranitóides. A primeira

fusão em rochas máficas ocorre na presença de uma fase fluída de água pura. Com o aumento da temperatura, os migmatitos se formam com fluídos cada vez menos enriquecidos em água.

A quantidade e a composição dos fluídos regem as reações minerais. Considerando um

diagrama para condições isobáricas (6 kbar) (Figura 4.50), observa-se que a 750°C podem ser encontrados, intimamente associados, num mesmo terreno metamórfico, migmatitos máficos, anfibolitos e granulitos máficos, dependendo da composição da fase fluída presente.

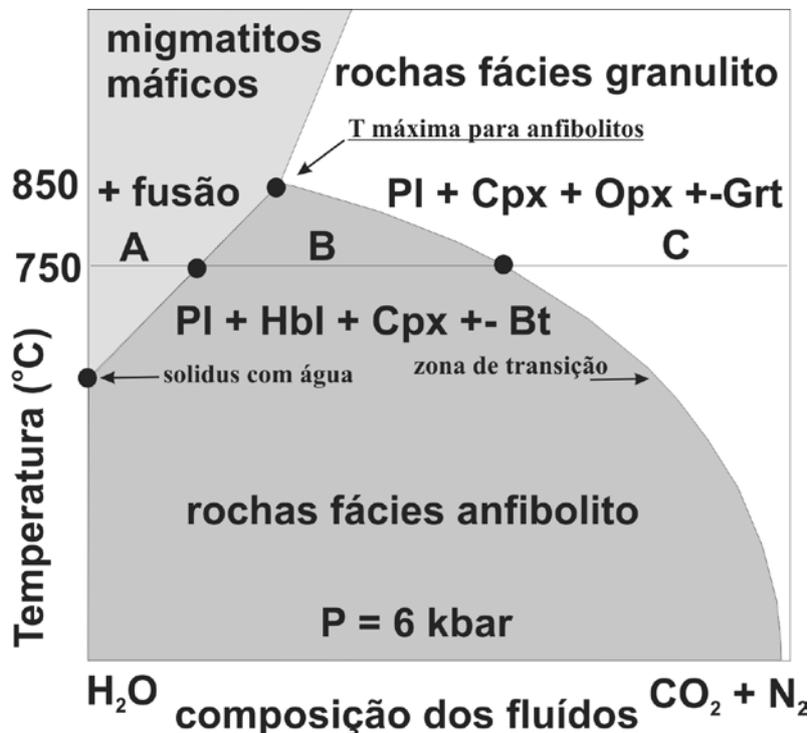


Figura 4.50 - Diagrama esquemático isobárico de temperatura versus composição de fluídos mostrando a relação entre as fácies anfibolito e granulito para rochas máficas, segundo Bucher & Frey (1994). Na isoterma de 750°C, três campos se intersectam: (A) Campos rico em fluídos com água, logo a rocha tende a fundir parcialmente; (B) Fluídos de composição intermediária mantém as rochas na fácies anfibolito; (C) Fluídos com pouca água coexistem com rochas de fácies granulito

Segundo Yardley (1989), na maior parte dos casos, quando ocorrem rochas de fácies anfibolito junto com rochas de fácies granulito, as primeiras são retrógradas, originárias da infiltração de fluídos e retrabalhamento tardio. Se durante o esfriamento muita água está presente, as associações de minerais granulíticas podem ser completamente obliteradas por esse processo de anfibolitização. Se este fosse o caso dos Ortoanfibolitos Forte de São Mateus, todos os cristais de anfibólio seriam substituições de cristais de clinopiroxênio. Não foram encontradas feições que sugerissem este processo. As substituições parciais de anfibólio sobre clinopiroxênio ocorrem juntamente com as substituições parciais de hornblenda por outro anfibólio, sugerindo que ambos (hornblenda e clinopiroxênio) eram minerais preexistentes que foram submetidos à substituição por anfibólio relacionada com a “volta” do metamorfismo.

Logo, a ocorrência disseminada de anfibólio progressivo, aparentemente em equilíbrio com os cristais de diopsídio e granada, sugere que a fácies granulito não foi plenamente atingida no

DTCF. A boa preservação da associação mineral de pico de condições metamórficas de alto grau e alta pressão não é somente observada nos ortoanfibolitos mas também nas demais unidades litoestratigráficas do DTCF.

Em altas pressões, a definição do limite da transição das fácies anfibolito e granulito é praticamente impossível considerando-se as rochas máficas isoladamente. Granulitos máficos de alta pressão somente foram identificados em outras áreas como metabasitos com clinopiroxênio, granada e plagioclásio, na ausência de ortopiroxênio, porque estavam associados a pelitos com cianita e K-feldspato (Green & Ringwood, 1967; In: Yardley, 1990).

Este é o mesmo caso do DTCF. A ocorrência da associação Cianita+K-feldspato nos metapelitos da Sequência Supracrustal define com maior precisão as condições do pico do metamorfismo (Figura 4.45). Os Ortoanfibolitos Forte de São Mateus apresentam associações minerais típicas da transição da fácies anfibolito para a fácies granulito em pressões médias a altas, coerentes com as condições determinadas

nos metapelitos. A presença de feições de fusão parcial nos ortoanfibolitos, provavelmente associadas a presença de água no sistema, é mais uma evidência para estas condições metamórficas de alta temperatura.

4.4.2 - Complexo Região dos Lagos

Os ortognaisses félsicos são constituídos predominantemente por minerais que poderiam ser tanto de origem ígnea como metamórfica. Contudo, algumas estruturas, em escala de afloramento, e texturas, em lâmina petrográfica, indicam que esta unidade litoestratigráfica foi submetida a um evento metamórfico de pressão e temperatura elevadas. A associação mineral mais comum é K-feldspato + Plagioclásio (oligoclásio/andesina) + Quartzo + Hornblenda + Biotita. Os minerais principais estão, em muitos locais, alinhados marcando uma lineação deformacional e uma xistosidade. No centro-leste do DTCF, a lineação ($L_{1/2}$) e a xistosidade ($S_{1/2}$) são interpretadas como sintectônicas às fases deformacionais D1, D2 e D3. Estas estruturas deformacionais são melhor evidenciadas macroscopicamente. Em lâmina petrográfica, os minerais alongados formam bandas recristalizadas internamente com textura granoblástica predominante. Se houve anteriormente microestruturas deformacionais, elas foram obliteradas pela recristalização estática. Alguns cristais de quartzo e plagioclásio granoblásticos apresentam extinção ondulante indicando que, mesmo após a recristalização, estas rochas sofreram deformação tardia.

Os ortognaisses félsicos apresentam leucossomas quartzo-feldspáticos deformados que são aqui interpretados como derivados da migmatização por fusão parcial "in situ" dos metagranitóides.

Em escala microscópica, os metagranitóides apresentam "filmes" de albita, microclina e quartzo nos limites entre os cristais de quartzo e feldspato com textura granoblástica. Brown & Rushmer (1997) descrevem uma textura semelhante em migmatitos estromáticos, onde cristais de quartzo intersticiais formam "filmes" ao longo dos contatos dos cristais de plagioclásio. Segundo estes autores, estes "filmes" poderiam ser indícios de fusão parcial "in situ" a nível microcristalino. Alguns leucossomas também apresentam estes "filmes" intercristalinos. Neste caso, os "filmes" também podem ser interpretados como originários de líquidos residuais do processo de cristalização dos leucossomas.

Uma reação retrometamórfica ainda em condições de altas temperaturas é identificada nos ortognaisses félsicos pelo crescimento simplectítico de quartzo e biotita às expensas do anfibólio. Portanto existem pelo menos duas gerações de biotita: (1) os cristais de biotita em equilíbrio com a associação do

pico metamórfico (preservados nos metagranitóides) e (2) os cristais de biotita em desequilíbrio com a associação do pico (presentes nos metaquartzodioritos), resultantes da substituição do anfibólio. Outra textura retrometamórfica é a presença de coronas de titanita em torno de cristais de ilmenita.

Ocorrem ainda substituições minerais típicas de temperaturas mais baixas, mostrando o desequilíbrio de alguns minerais destas rochas durante o esfriamento da unidade. É o caso da substituição parcial de biotita por clorita, de K-feldspato por muscovita, de plagioclásio por calcita, epidoto, albita e muscovita.

Apesar de não apresentarem uma associação mineral diagnóstica de condições mais específicas de metamorfismo, os ortognaisses félsicos apresentam feições de fusão parcial "in situ" e estruturas deformacionais que corroboram com a hipótese de um pico metamórfico na transição das fácies anfibolito e granulito. No contato com a Sequência Supracrustal, os ortognaisses félsicos apresentam granada como um mineral varietal. Neste caso, a granada deve ser decorrente da percolação de fluídos ricos em íons dos metassedimentos para os ortognaisses. Considerando o fato de que estes contatos são tectônicos, zonas de empurrão desenvolvidas nas fases D1 e D2, pode-se concluir que esta "contaminação" ocorreu provavelmente após estas duas unidades serem "colocadas" uma sobre a outra tectonicamente.

4.4.3 - Evolução Metamórfica do DTCF

Os minerais metamórficos do pico, incluindo os minerais dos leucossomas das três unidades litoestratigráficas, estão alinhados e estirados segundo a direção NW-SE, marcando a $L_{1/2}$. Portanto pode-se deduzir que o auge do metamorfismo foi atingido no DTCF durante as fases de deformação D1 e D2 (Figura 4.45).

As unidades litoestratigráficas do DTCF mostram associações minerais condizentes com um pico metamórfico a pelo menos 9 kbar e acima de 780° C, ou seja na transição da fácies anfibolito para a fácies granulito de alta pressão. Porém estas condições metamórficas não foram atingidas homoganeamente em todo o DTCF. Do centro (Serra da Sapiatiba) para oeste (Serra do Palmital), os metapelitos da unidade Palmital indicam condições metamórficas máximas de fácies anfibolito alto no campo de estabilidade de sillimanita na ausência de muscovita.

A fase de deformação D3 atingiu o DTCF durante a "volta" da trajetória horária do metamorfismo. Esta conclusão é evidenciada pelo alinhamento da sillimanita pseudomórfica sobre a cianita segundo a direção E-W, denominada L_3 , e pelo dobramento dos leucossomas por dobras D3.

Depois da fase deformacional D3, os setores oeste e centro-leste do DTCF continuaram a apresentar evoluções tectono-metamórficas distintas.

A região centro-leste não apresenta associações minerais metamórficas relacionadas às fases D3 e D4, e provavelmente já estava em estágio de esfriamento durante a ação destas fases. A ausência de muscovita substituindo os aluminossilicatos nos metapelitos indica que o esfriamento deste setor se deu por uma descompressão relativamente rápida. Este fato também é evidenciado pela excelente preservação das associações minerais de pressão mais elevada.

Entretanto, a região oeste do DTCF provavelmente esteve sob condições de fácies

anfibolito alto durante todas as fases deformacionais, inclusive durante a fase de deformação D4, que afetou intensamente esta área. O estiramento de quartzo e feldspato (nos ortognaisses félsicos, ortoanfibolitos e na Sucessão Palmital) e o crescimento orientado de sillimanita (na Sucessão Palmital), marcando a L_4 , são as principais evidências para tal conclusão. A presença de muscovita substituindo parcialmente a sillimanita indica uma “volta” do metamorfismo distinta da “volta” do setor centro-leste. O setor oeste claramente demorou mais para esfriar conforme mostram também as idades dos minerais metamórficos.

5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

5.1 - LITOGEOQUÍMICA

Foram analisadas 70 amostras para litogeoquímica. A preparação e seleção das amostras para análise litogeoquímica respeitaram os seguintes critérios: a) ausência de feições macroscópicas de intemperismo; b) volume de amostra proporcional ao volume do maior cristal da rocha. As amostras inalteradas, representativas, de cada unidade foram, então, transformadas em pó através da pulverização em moinho de tungstênio.

As análises foram realizadas no Activation Laboratories (ACTLABS), Canadá, pelo pacote 4litho, com análise de elementos maiores por ICP-AES (plasma) após fusão da amostra com metaborato ou tetraborato de lítio. Os elementos traços são analisados por ICP-MS. O método analítico ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*) é capaz de medir os elementos maiores e traços, incluindo a maior parte dos elementos terras raras (ETR). A preparação das amostras requer a produção de soluções e demanda mais tempo que a preparação de amostras para a fluorescência de raio-X. Uma vez separadas as soluções, as análises podem ser feitas em questão de minutos e simultaneamente, o que reduz bastante os custos e o tempo das análises. O método é basicamente de “chama”. A solução é passada como um aerosol através de um nebulizador dentro de um plasma de Argônio. O ICP é uma onda aquecida de átomos de Ar que excita os vários elementos que compõem a amostra. A excitação produz linhas espectrais que são detectadas por vários fotomultiplicadores e convertidas em concentrações pela comparação com padrões internacionais. No método ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) os íons são extraídos do plasma através de um pequeno orifício em condições de vácuo e colimados em direção a um espectrômetro de massa. O método produz análises com baixos limites de detecção, comparáveis ao método de ativação neutrônica. É utilizado especialmente na análise de elementos traços e especialmente ETR.

Os dados geoquímicos produzidos incluem: elementos maiores (SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃t, MnO, MgO, CaO, Na₂O, K₂O, P₂O₅ e a PF (perda ao fogo), elementos traços incompatíveis móveis (Ba, Rb e Sr), incompatíveis imóveis (Zr, Y e Nb), compatíveis (Ni, Cr, V, Co) e elementos de terras raras (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu) e U, Th, Hf, Ta e Pb. Os elementos maiores foram expressos em percentagem de peso (%peso) enquanto que os elementos traços foram expressos em partes

por milhão (ppm). A interpretação geoquímica foi baseada, fundamentalmente, na utilização de softwares (Newpet) adequados à discriminação de séries e classificação de rochas.

Para controle analítico, foi analisada a porcentagem total dos óxidos que ficaram num intervalo de 98 a 101%. Para o tratamento dos dados, optou-se por trabalhar as amostras em base anídrica. Esse procedimento não altera os resultados relativos e permite a análise qualitativa e quantitativa dos dados de modo satisfatório. O ferro das amostras foi analisado como ferro total expresso sob a forma de ferro férrico (Fe₂O₃t).

5.1.1 - Complexo Região dos Lagos

Trinta e quatro amostras dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos foram analisadas (Tabela 5.1), com o intuito de verificar se as diferentes litofácies mapeadas apresentam assinatura geoquímica distinta. Além destas, foram analisados nove amostras de enclaves, para compreender a sua origem, se autólitos ou xenólitos (Tabela 5.2).

Nos diagramas classificatórios e discriminantes para ambientes tectônicos foram utilizados símbolos diferentes para agrupar litotipos de acordo com intervalos de valores para as razões La/Yb_N. Os critérios serão discutidos mais adiante quando serão reportados os resultados para os elementos terras raras, com a justificativa para tal critério. Para as discussões iniciais os grupos serão tratados conjuntamente.

No diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) para rochas plutônicas, as amostras dos ortognaisses plotam predominantemente no campo das rochas subalcalinas, com variedades graníticas, quartzodioríticas, granodioríticas (Figura 5.1). Os enclaves plotam próximo a linha de transição subalcalino-alcálico. Já no diagrama triangula AFM (Irvine e Baragar, 1971), os ortognaisses definem um perfeito alinhamento paralelo à série cálcio-alcálica (Figura 5.2). No diagrama de Myashiro (1974) (Figura 5.3), as amostras dos ortognaisses também predominantemente plotam no campo cálcio-alcálico. Todavia o grupo de amostras dos enclaves e um grupo menos diferenciado dos ortognaisses (gnaisses tonalíticos e dioríticos), plotam no campo da série toleítica.

No diagrama de Shand (1943) os ortognaisses se distribuem no campo do magma metaluminoso com tendência para peraluminoso (Figura 5.4). Os enclaves e o grupo menos diferenciado do embasamento são francamente metaluminosos.

Tabela 5.1 – Dados geoquímicos de rocha-total para os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos

Sample	BUZ-60-2	FC-1B	NA-37	BUZ-15-9	GV 09-C	SJ-46 B	AR-6F	FC-1G	SJ-38 D	48-9	NA-35A	BUZ 3-10
SiO ₂	52,82	60,38	52,42	53,43	65,03	76,04	66,98	62,78	67,9	69,19	49,36	55,03
TiO ₂	1,554	0,634	1,374	1,15	0,543	0,748	0,477	0,627	0,529	1,084	2,079	0,518
Al ₂ O ₃	15,99	17,8	16,67	14,89	16,08	10,78	15,52	16,18	14,67	13,48	15,46	15,31
Fe ₂ O ₃	11,44	5,65	9,51	10,53	4,6	4,11	3,58	5,34	4,04	4,91	13,37	7,39
MnO	0,224	0,13	0,141	0,192	0,114	0,05	0,065	0,112	0,077	0,083	0,2	0,19
MgO	4,39	2,37	3,2	5,13	1,89	1,7	1,35	2,45	1,19	1,28	3,62	5,57
CaO	6,62	5,57	6,83	7,51	4,46	1	3,35	4,93	3,06	3,37	7,13	6,98
Na ₂ O	3,89	4,21	3,99	3,52	4,37	2,24	4,02	3,85	3,76	3,35	4,08	3,12
K ₂ O	2,75	2,66	1,55	1,35	2,1	2,05	3,39	2,08	2,52	3,79	1,49	4,16
P ₂ O ₅	0,49	0,25	0,75	0,16	0,19	0,09	0,16	0,21	0,16	0,3	0,88	0,17
LOI	1,2	1,34	1,89	1,22	0,79	1,5	0,52	1,33	1,07	1	1,04	1,04
Total	101,4	101,0	98,3	99,1	100,2	100,3	99,4	99,9	99,0	101,8	98,7	99,5
Ba	708	1324	559	486	893	268	778	1162	363	1327	550	2118
Rb	104	66	45	33	67	138	135	50	158	82	21	97
Sr	473	686	770	309	507	109	389	588	129	390	759	635
Cs	1,8				0,5	4,5	1,5		5,5			
Ga	26	22	24	18	21	13	20	19	18	20	25	17
Tl	0,7	0,3	0,3	0,2	0,3	1	0,8	0,3	0,9	0,3		0,5
Ta	1,1	1	1,1	0,5	0,6	1,3	2	0,6	1,5	1,8	1,2	0,5
Nb	22	15	21	6	10	10	16	8	13	20	15	7
Hf	9,3	5,9	8,8	3,6	4,6	6,8	6,4	4,8	5,8	9	3,9	2,1
Zr	310	224	346	116	190	223	230	187	179	328	173	75
Y	76	46	55	26	29	23	29	16	21	44	40	12
Th	4,7	7,5	2,5	7,7	3,6	11,8	15,7	3,5	11,5	11,5	2,3	2,3
U	1,6	0,7	0,3	1	0,4	2,5	2,9	0,5	2,2	0,9	0,4	0,7
Cr	30		30	90		50						190
Ni	50		30	50		30						80
Co	33	18	38	38	21	29	15	22	24	24	34	48
Sc	26	20	20	29	16	10	11	13	11	10	24	20
V	230	102	178	215	81	76	51	107	63	76	267	136
Cu	50	30	50	350		20	20	10		20	70	
Pb	10	13	8		16	13	23	15	12	10		23
Zn	160	90	140	80	90	60	70	90	50	40	90	100

Sample	BUZ-60-2	FC-1B	NA-37	BUZ-15-9	GV 09-C	SJ-46 B	AR-6F	FC-1G	SJ-38 D	48-9	NA-35A	BUZ 3-10
La	40,3	39,6	58,1	33,9	39,7	35,1	53	27,7	24,6	83,1	78,1	29
Ce	107	94,3	157	62,9	80,5	66,9	107	59,9	49,7	189	188	59,9
Pr	17,5	12,1	24,2	7,71	10,1	8,36	11,6	7,15	6,36	25,9	21,4	7,04
Nd	73,1	47,9	90,4	26,7	35	28,9	37,8	25,2	22,5	90,2	91	21,3
Sm	17,4	11,1	18	5,5	7,2	6	7,4	5,4	5,4	15,4	16	3,7
Eu	2,76	2,01	3,11	1,35	1,45	1,36	1,03	1,49	0,94	2,47	4,01	1,59
Gd	15,5	8,9	13,7	4,8	6,3	4,8	5,4	4,1	4,6	11,2	11,1	3
Tb	2,6	1,4	2	0,9	1	0,9	0,9	0,6	0,8	1,7	1,7	0,4
Dy	13,7	7,7	10,4	4,7	5,3	4,3	4,8	3	4	8,3	8,1	2,2
Ho	2,6	1,5	2	0,9	1	0,8	1	0,6	0,7	1,6	1,5	0,4
Er	8,2	4,4	6	2,9	2,8	2,4	3	1,6	2	4,8	4,5	1,2
Tm	1,23	0,67	0,9	0,45	0,4	0,36	0,48	0,24	0,25	0,71	0,62	0,17
Yb	7,2	4,3	5,3	2,7	2,5	2,2	3,1	1,6	1,3	4,2	3,9	1,2
Lu	0,98	0,59	0,71	0,37	0,38	0,32	0,42	0,23	0,18	0,57	0,54	0,2
La/Yb(N)	3,79	6,24	7,43	8,51	10,76	10,81	11,58	11,73	12,82	13,40	13,57	16,37

Tabela 5.2 – Dados geoquímicos de rocha-total para os enclaves do Complexo Região dos Lagos

Amostra	GV 06-A	GV 09-A	FC 03-E	FC 03-D	GV 08-B	GV 07-B	GV 04-A	GV 03-A	GV 03-C
SiO ₂	57,22	56,12	54,8	54,22	56,69	58,64	55,47	56,46	54,64
TiO ₂	0,848	0,746	0,913	0,888	0,884	0,736	1,886	1,787	1,695
Al ₂ O ₃	17,12	17,45	17,4	17,09	17,45	18,34	16,84	16,56	15,99
Fe ₂ O ₃	7,6	7,46	8,06	7,99	7,62	6,19	9,51	8,95	8,58
MnO	0,191	0,191	0,152	0,145	0,152	0,125	0,161	0,177	0,168
MgO	3,66	4,07	3,76	3,72	3,6	2,75	3,2	3,14	3,16
CaO	6,31	7,12	6,97	6,85	5,91	5,76	5,7	4,99	5,04
Na ₂ O	4,53	4,74	4,7	4,38	4,89	4,64	4,29	4,49	4,35
K ₂ O	1,68	1,68	1,38	1,6	1,85	2,13	2,1	1,64	1,59
P ₂ O ₅	0,24	0,26	0,27	0,28	0,26	0,27	0,87	0,89	0,92
LOI	1,16	0,89	1,62	1,31	0,99	0,41	0,89	1,9	2,42
Ba	497	559	463	558	719	802	654	566	568
Rb	59	50	37	46	67	82	114	93	91
Sr	530	619	654	659	651	687	784	635	636
Cs					0,6	0,7	1		0,5
Ga	22	22	22	20	22	22	27	26	26
Tl	0,4	0,2	0,2	0,3	0,3	0,4	0,7	0,6	0,5
Ta	0,7	0,5	0,7	0,6	0,5	0,7	1,3	1,3	1,2
Nb	11	10	8	7	8	9	24	21	22
Hf	4,2	3,2	4	3,6	4	4,6	8	8	8,5
Zr	161	122	153	164	153	199	383	373	388
Y	33	26	20	20	19	14	18	15	16
Th	3,5	1,7	3,4	2,7	3	7	6,7	7,5	8,4
U	0,6	0,5	0,8	0,6	0,9	0,7	1,2	1,7	1,9
Cr	30	50	20				40	30	30
Ni		40		30					
Co	42	32	48	38	32	22	31	31	26
Sc	23	20	23	23	21	14	12	11	11
V	153	153	173	181	163	113	179	168	157
Cu	40		90	70	50				
Pb	16	16	14	16	13	17	19	13	13
Zn	130	120	120	90	120	100	180	170	170
La	37	34,7	37,8	33,4	36,4	48,3	100	99,5	110
Ce	87	81,3	77,6	67,2	71,6	90,3	192	189	207
Pr	11,9	11,2	9,67	8,23	8,75	9,86	22,8	22,6	24,5
Nd	42,6	38,8	32,3	27	28,3	29,4	65,8	63,4	71,3
Sm	8,8	7,8	6	5,2	5,6	5,1	11,1	10,6	11,3
Eu	2,4	1,75	1,86	1,53	1,67	1,38	2,46	2,59	2,75
Gd	7,7	6,7	5,2	4,3	4,8	3,7	7,3	6,2	6,9
Tb	1,1	1	0,7	0,6	0,7	0,5	0,9	0,7	0,8
Dy	6	5	3,9	3,4	3,6	2,9	3,9	3,3	3,5
Ho	1,1	0,9	0,7	0,6	0,7	0,5	0,7	0,5	0,6
Er	3,2	2,6	2	1,7	1,9	1,5	1,8	1,3	1,4
Tm	0,47	0,37	0,3	0,25	0,27	0,21	0,24	0,18	0,19
Yb	3	2,3	1,9	1,6	1,7	1,4	1,5	1,1	1,1
Lu	0,47	0,35	0,29	0,25	0,27	0,23	0,22	0,16	0,16
La/Yb(N)	8,35	10,22	13,48	14,14	14,50	23,37	45,16	61,28	67,74

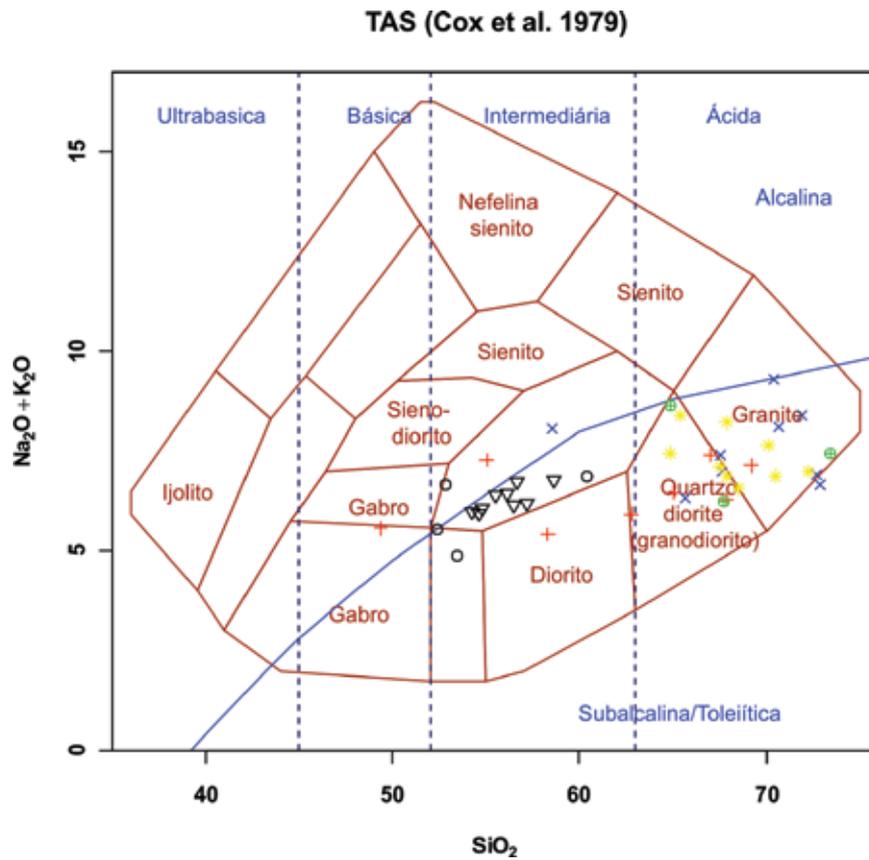


Figura 5.1 – Diagrama TAS de Cox et al. (1979) para as amostras do Complexo Região dos Lagos. Os enclaves apresentam a simbologia de triângulo invertido. Os ortognaisses do embasamento foram agrupados nas seguintes simbologias: círculo preto vazio, cruz vermelha, x azul, asterisco amarelo, e círculo e cruz verde; que correspondem a grupo com afinidades geoquímicas diferentes

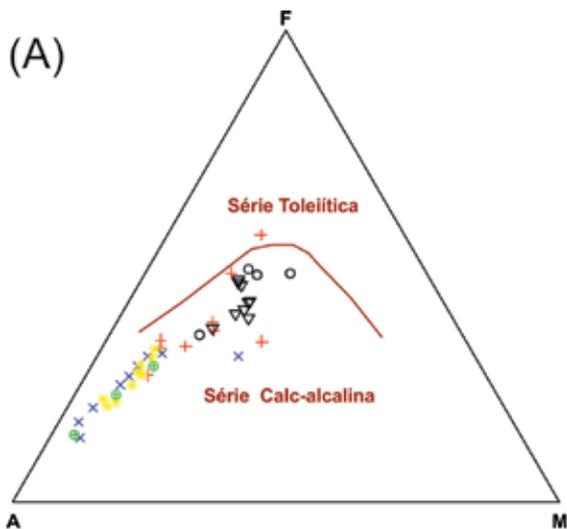


Figura 5.2 – (a) Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) com as amostras do Complexo Região dos Lagos. (b) Gráfico proposto por Myashiro (1974) com as amostras do Complexo Região dos Lagos

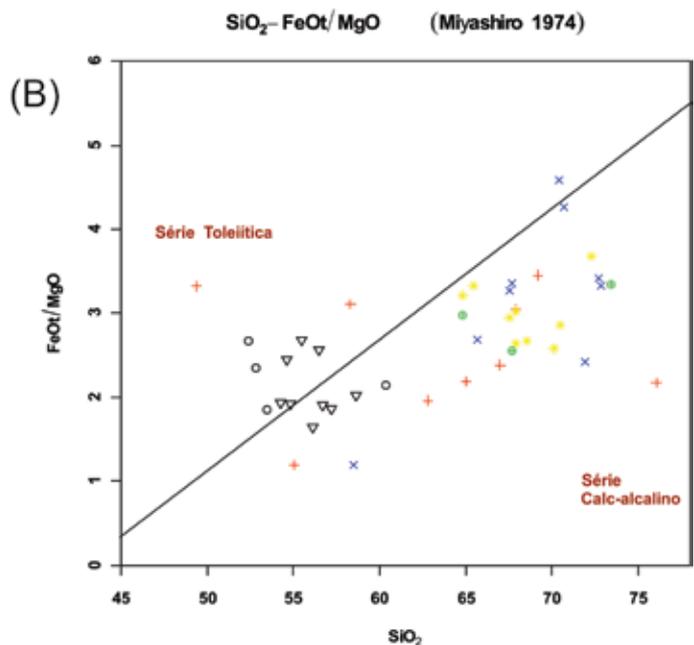


Figura 5.3 – Diagrama da Shand (1943) com as amostras do Complexo Região dos Lagos

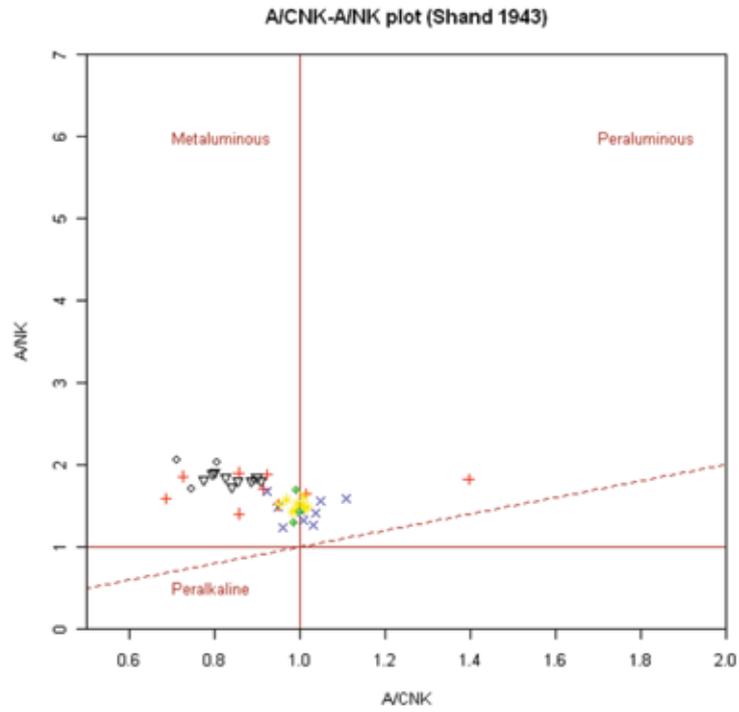


Figura 5.4 – Diagramas bivariantes de Harker para Ti, Al, Fe e P, com as amostras do Complexo Região dos Lagos

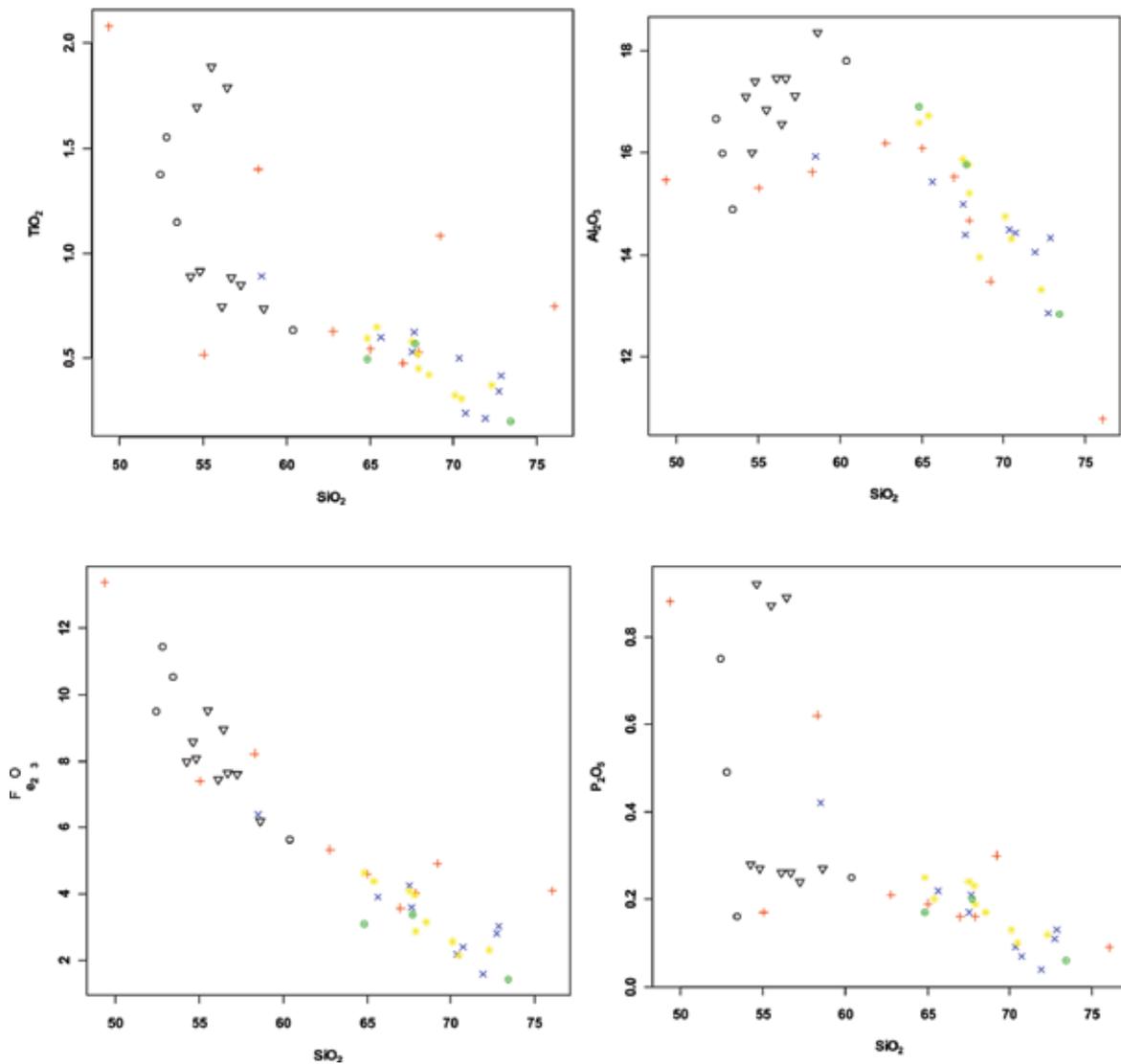


Figura 5.5 – Diagramas bivariantes de Harker para Mg, Ca, Na e K, com as amostras do Complexo Região dos Lagos

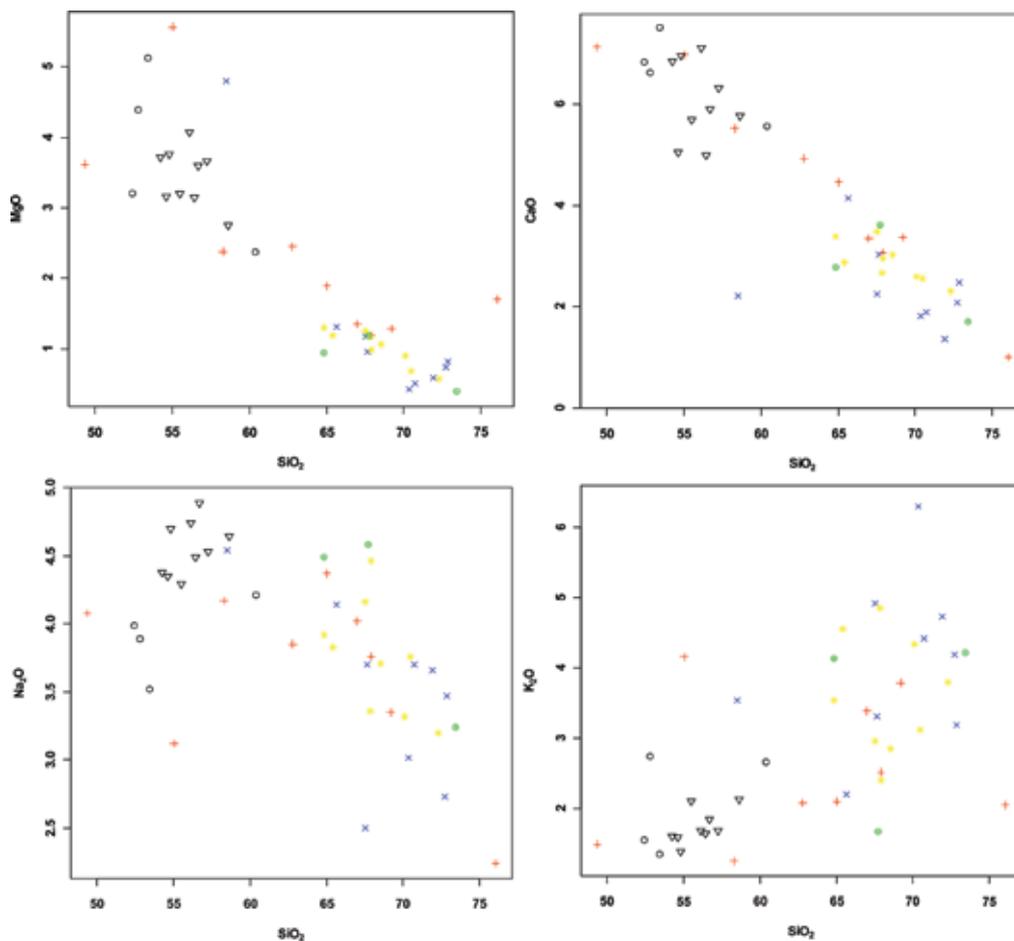


Figura 5.6 - Diagramas bivariantes de Harker para Ba, Rb, Sr e Zr, com as amostras do Complexo Região dos Lagos

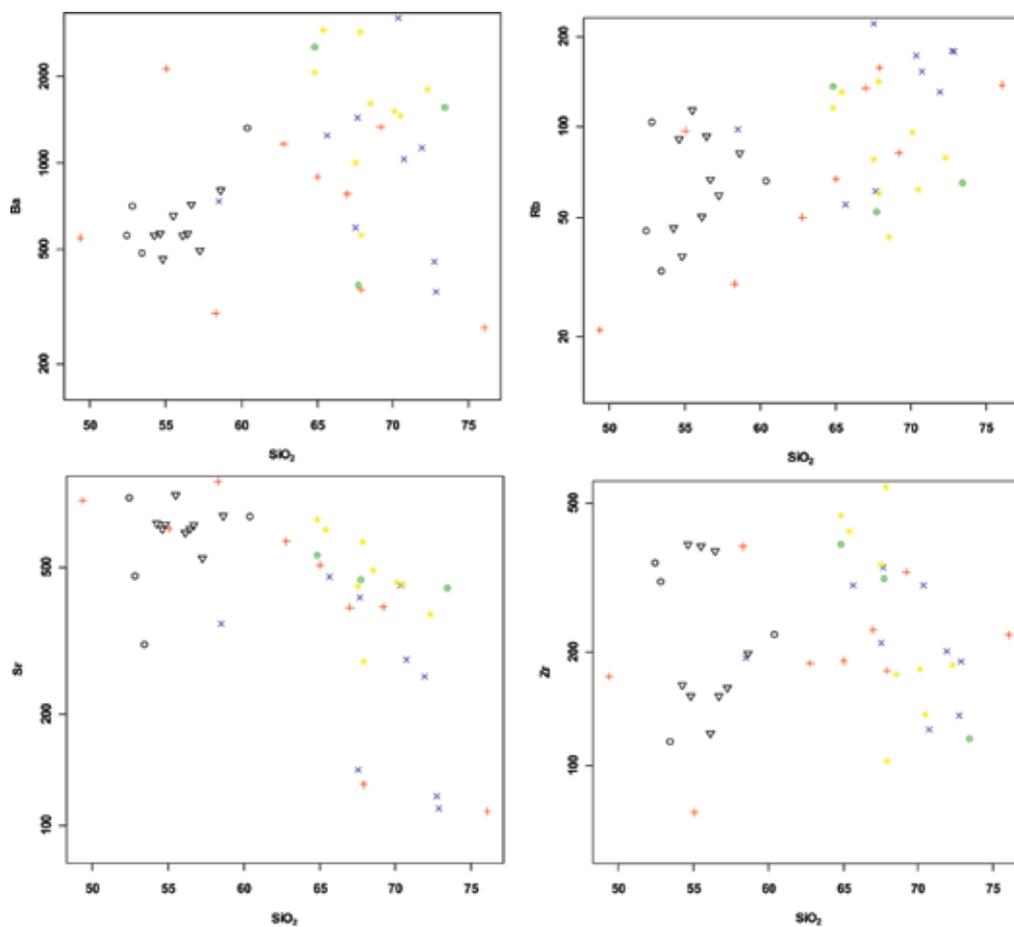


Figura 5.7 - Diagramas bivariantes de Harker para Y, V, Zn e Th, com as amostras do Complexo Região dos Lagos

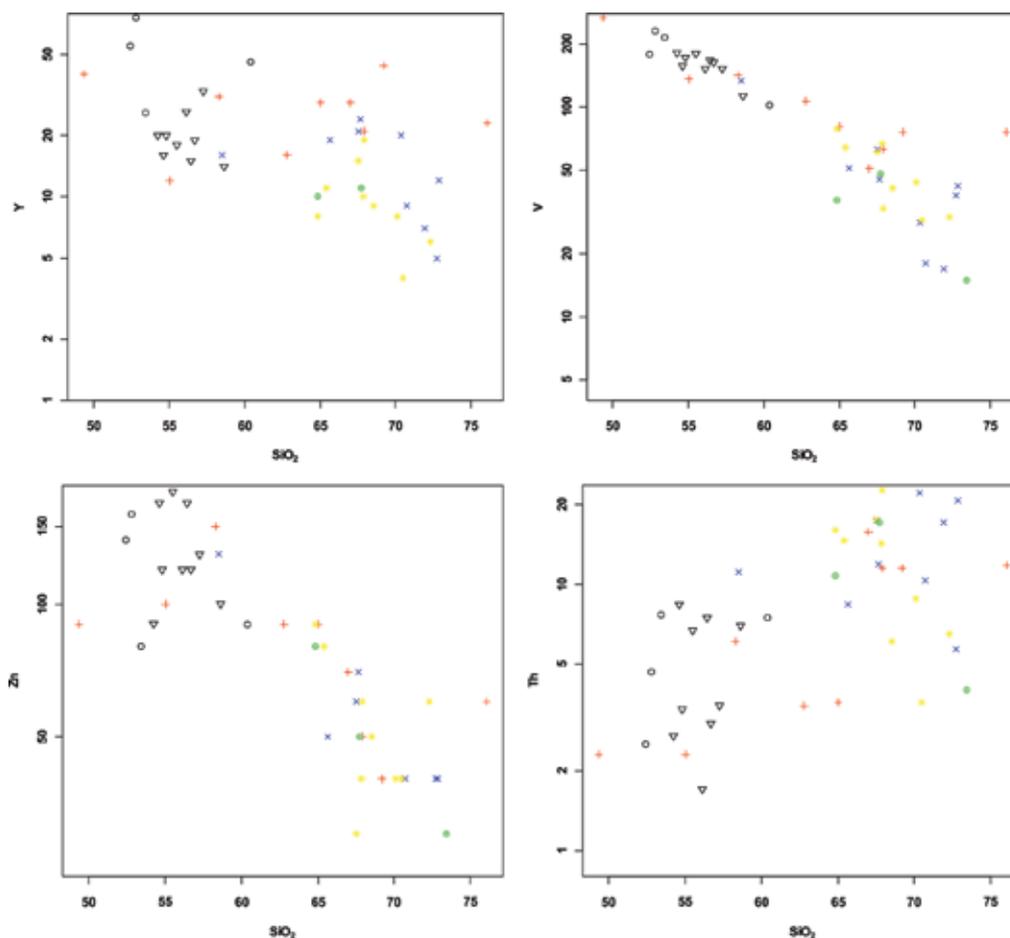


Figura 5.8 - Diagramas bivariantes de Harker para Y e Th, com as amostras do Complexo Região dos Lagos

Nos diagramas bivariantes de Harker (Figuras 5.5, 5.6, 5.7 e 5.8), as amostras com teores de sílica acima de 60% perfazem trends lineares bem delineados em agrupamentos para quase todos os elementos. Já as amostras menos diferenciadas e o grupo dos enclaves têm um comportamento distinto. Esse comportamento fica claro nos diagramas de sílica versus Ti, Al e P, (Figura 5.5), Na, K (Figura 5.6), Ba, Rb, Sr, Zr (Figura 5.7), Y e Th (Figura 5.8).

Apesar dos elementos maiores anteriormente estudados apontarem para a existência de, pelo menos, dois agrupamentos calcioalcalinos (um de médio a alto-K e outro de alto-K) para os ortognaisses estudados, o comportamento dos elementos traços, incluindo os ETR, têm sido amplamente utilizado no estudo petrogenético. Investigações do comportamento das TR durante o metamorfismo (Cullers *et al.*, 1974; Muecke *et al.*, 1979) indicam que, embora já se tenha observado mobilidades das TR durante eventos metassomáticos, geralmente há pouca modificação dos padrões de TR durante o evento metamórfico, o que permite usá-los no estudo do protólito. Tendo em vista que as rochas estudadas não apresentam allanita e granada, minerais que retêm respectivamente La e Yb, e não há qualquer evidência que leve a considerar que estes minerais estiveram presentes no protólito,

os mesmos são considerados como incompatíveis e, portanto, a razão $(La/Yb)_N$ foi selecionada para o estudo de cogeneticidade, seguindo a mesma abordagem metodológica de Viana *et al.* (2008) para os mesmo ortognaisses. As razões entre elementos incompatíveis não variam substancialmente em processo de cristalização fracionada, sendo esperadas variações em até 1,5 vezes dentre rochas cogenéticas (Cox *et al.*, 1979). Em uma tentativa de correlação entre os valores de SiO_2 e a razão $(La/Yb)_N$ para o conjunto das amostras, foi constatado que o aumento de SiO_2 (que expressa a diferenciação magmática em suítes granitóides) não corresponde a um aumento ou diminuição de $(La/Yb)_N$. Essa falta de correlação direta indica que nem todas as amostras do Complexo Região dos Lagos são cogenéticas. Em termos de $(La/Yb)_N$, a análise da razão permite reconhecer 5 grupos, cujas características são distintas.

O grupo 1, onde predominam gnaisses tonalíticos com teores de SiO_2 baixos a médios (52,4 a 60,3%), é constituído de 4 amostras. O padrão de ETR (Figura 5.9) é pouco fracionado com $(La/Yb)_N$ entre 3,7 a 8,5. Este grupo apresenta anomalia negativa de Eu e é empobrecido em ETR tanto leves quando pesadas comparativamente aos outros grupos investigados.

O grupo 2 é constituído por hornblenda-biotita gnaisses com termos mais graníticos. Os teores de SiO₂ variam entre 49,3 a 76,0%. Os ETR (Figura 5.10) apresentam fracionamento moderado, com as razões (La/Yb)_N variando entre 10,7 a 16,3. Algumas amostras apresentam anomalia negativa para Eu e, ainda, padrão subhorizontal para os TRP.

O grupo 3 compreende rochas desde metatonalitos até leucognaisses com teores de SiO₂ entre 58,4 a 72,8%. As amostras são fortemente fracionadas em TRP (Figura 5.11) com razões (La/Yb)_N variando entre 18,8 a 31,3. As anomalias de Eu são discretas para algumas amostras e pronunciadas para outras.

O grupo 4 compreende gnaisses diversificados com biotita como mineral máfico predominante. Os teores de SiO₂ estão no intervalo de 65,4 a 72,3% e assim como o grupo 3 são fortemente fracionados nos TRP (Figura 5.12) com a razão (La/Yb)_N variando entre 34,7 a 49,5. Entretanto, anomalia negativa de Eu é claramente presente em apenas uma amostra, as demais ou não apresentam anomalia negativa ou possuem anomalia positiva para o Eu.

O grupo 5 compreende apenas 3 amostras, que petrograficamente se assemelham ao grupo anterior, com teores de SiO₂ no intervalo de 64,8 a 73,4%. O padrão de ETR (Figura 5.13) mostra-se bastante fracionado com razões (La/Yb)_N variando entre 75,2 a 102,8, e da mesma forma que o grupo anterior também não apresenta anomalia negativa para Eu para duas amostra e uma amostra exibe anomalia positiva.

Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos têm sido utilizados com cautela para rochas pré-cambrianas, uma vez que foram elaborados com base em eventos do Fanerozóico. Para estudar o conjunto de ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, foram utilizados os diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986). A análise dos diagramas (Figuras 5.14 e 5.15) mostra que os cinco grupos aqui definidos, mais os enclaves, ocupam predominantemente o campo de granitos de arco vulcânico. O diagrama triangular de Harris *et al.* (1986) (Fig. 5.14) confirma o comportamento das rochas investigadas, observa-se, entretanto, uma tendência que acompanha uma diminuição no grau de fracionamento dos elementos terras raras dos grupos mais fracionados para os menos fracionados em direção ao campo dos granitos intra-placa (do grupo 4, mais fracionado, passando pelo grupo 1, mais os enclaves, depois pelo grupo 3 e 2, menos fracionados). Esta tendência pode ser parcialmente verificada nos diagramas de Pearce *et al.* (1984) (Fig. 5.15), uma vez que neste diagramas o grupo menos fracionado (grupo 1) plota quase na totalidade das amostras investigadas no campo intra-placa. As correlações e tendência observadas sugerem que os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos formaram-se em ambiente de arco magmático e, ainda, que os litotipos amostrados e investigados

mostram uma evolução natural de amadurecimento deste arco.

5.1.2 - Suíte José Gonçalves

Seis amostras dos ortoanfibolitos da Suíte José Gonçalves foram analisadas (Tabela 5. 3) com o intuito de verificar sua assinatura geoquímica. O conteúdo de SiO₂ das amostras varia entre 46,1 a 54,3%, os teores de TiO₂ são entre 1,0 e 2,1, teores de CaO e MgO respectivamente entre 5,5 a 11,5 e 3,2 a 7,7. No diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) (Figura 5.16) para rochas plutônicas as amostras plotam no campo do gabro, o mesmo diagrama delimita os campos para suítes de rochas alcalinas e rochas subalcalinas/toleíticas, parte das amostras investigadas migra para o campo alcalino. Mesmo comportamento é observado no diagrama triangular AFM (Irvine e Baragar, 1971) (Figura 5.17), entretanto, no diagrama proposto por Myashiro, 1974 (Figura 5.18) envolvendo as porcentagens de FeO_T/MgO x SiO₂ todas as amostras plotam no campo da série toleítica. No diagrama da Figura 5.19 de Shand (1943) as amostras plotam no campo metaluminoso.

Normalizando os ETR para o condrito proposto por Boynton (1984) (Figura 5.20) fica claro o fracionamento distinto de três grupos: o primeiro com três amostras com razão (La/Yb)_N entre 0,7 a 1,0, um segundo grupo com duas amostras e razões de 2,1 e 2,9 e um último com apenas uma amostra com razão igual a 60,8. Os dois primeiros grupos exibem padrão horizontal do tipo N-MORB e a amostra do terceiro grupo um padrão fortemente fracionado denotando origem distinta e necessitando de investigação complementar. Para confirmar a tendência observada no padrão dos ETR foi testado o diagrama triangular para ambientes tectônicos de Wood, 1980 (Figura 5.21) que utiliza os elementos imóveis HFS, tais como o Hf, o Th e o Ta para classificar os tipos de basaltos. O plote das três amostras menos fracionadas com padrão N-Morb caem no campo dos basaltos toleíticos de arco de ilha (IAT) e as demais nos campos N-Morb e basaltos cálcio-alcalinos (CAB).

5.1.3 - Grupo Búzios-Palmital (Unidade Forte de São Mateus)

Para a investigação geoquímica dos ortoanfibolitos da unidade Forte São Mateus foram analisadas 13 amostras cujos resultados são apresentados na Tabela 5.4. O conteúdo de SiO₂ das amostras varia entre 44,8 a 63,1%, os teores de TiO₂ são entre 0,6 e 2,7, teores de CaO e MgO respectivamente entre 3,8 a 17,4 e 3,7 a 8,9.

No diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979) (Figura 5.22) para rochas plutônicas as amostras plotam no campo do gabro, o mesmo diagrama delimita os campos

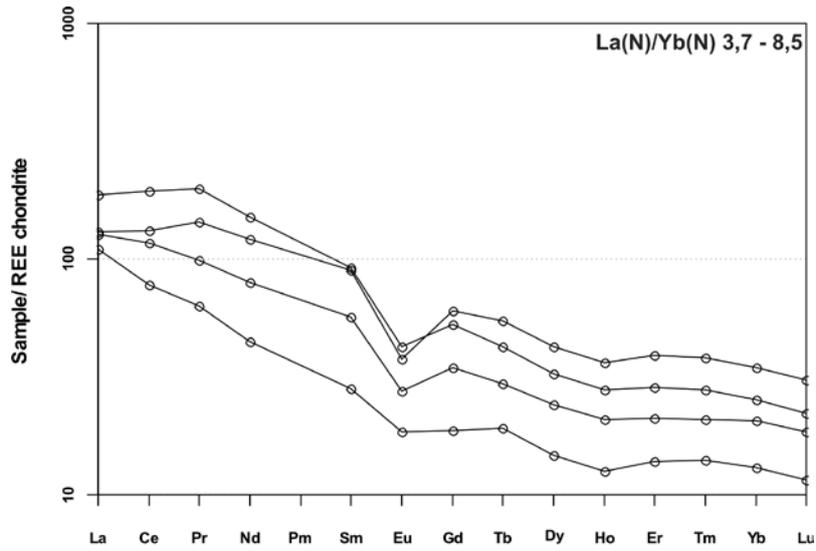


Figura 5.9 – Padrão ETR para ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Grupo 1

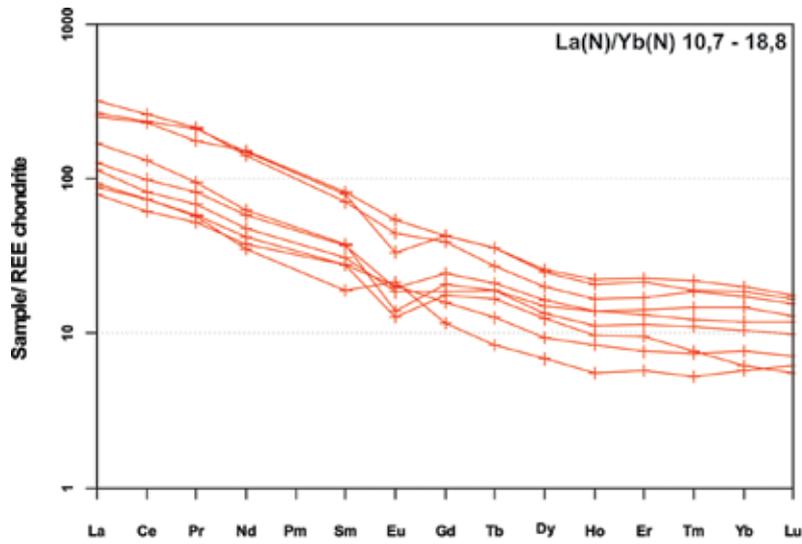


Figura 5.10 - Padrão ETR para ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Grupo 2

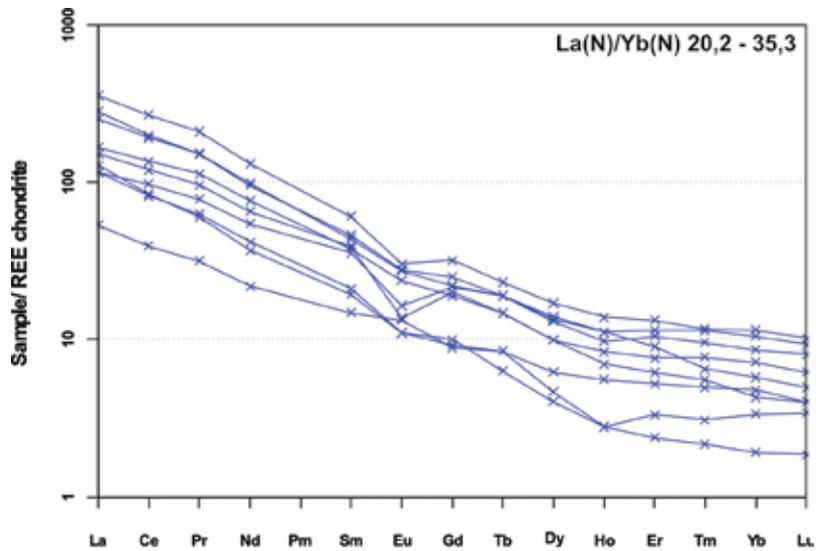


Figura 5.11 - Padrão ETR para ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Grupo 3

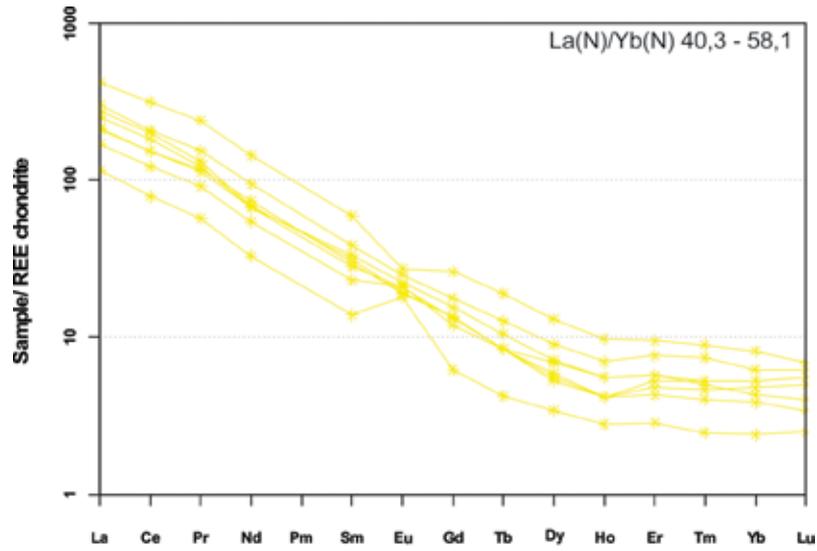


Figura 5.12 - Padrão ETR para ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Grupo 4

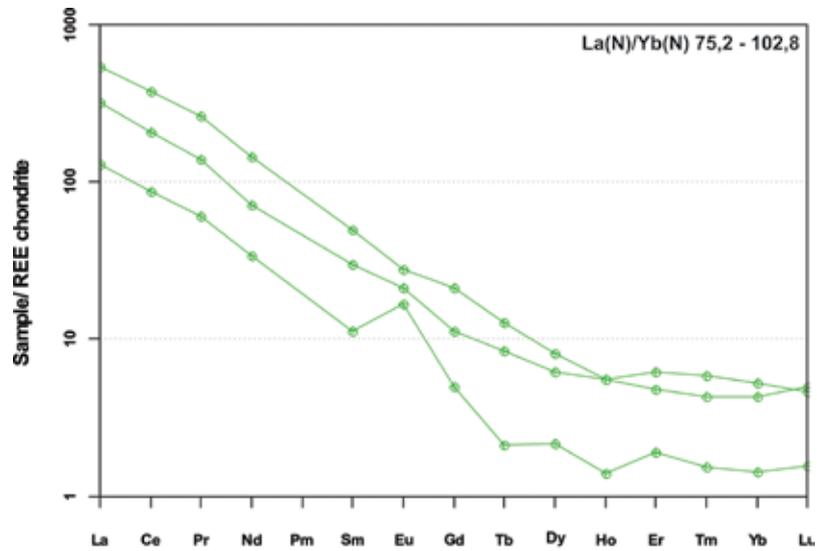


Figura 5.13 - Padrão ETR para ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Grupo 5

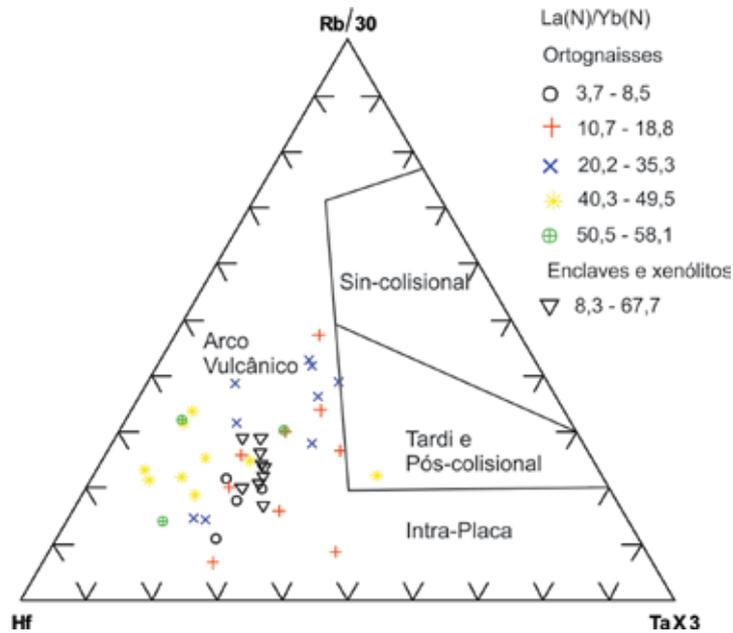


Figura 5.14 – Diagrama discriminante tectônico de Harris et al. (1986)

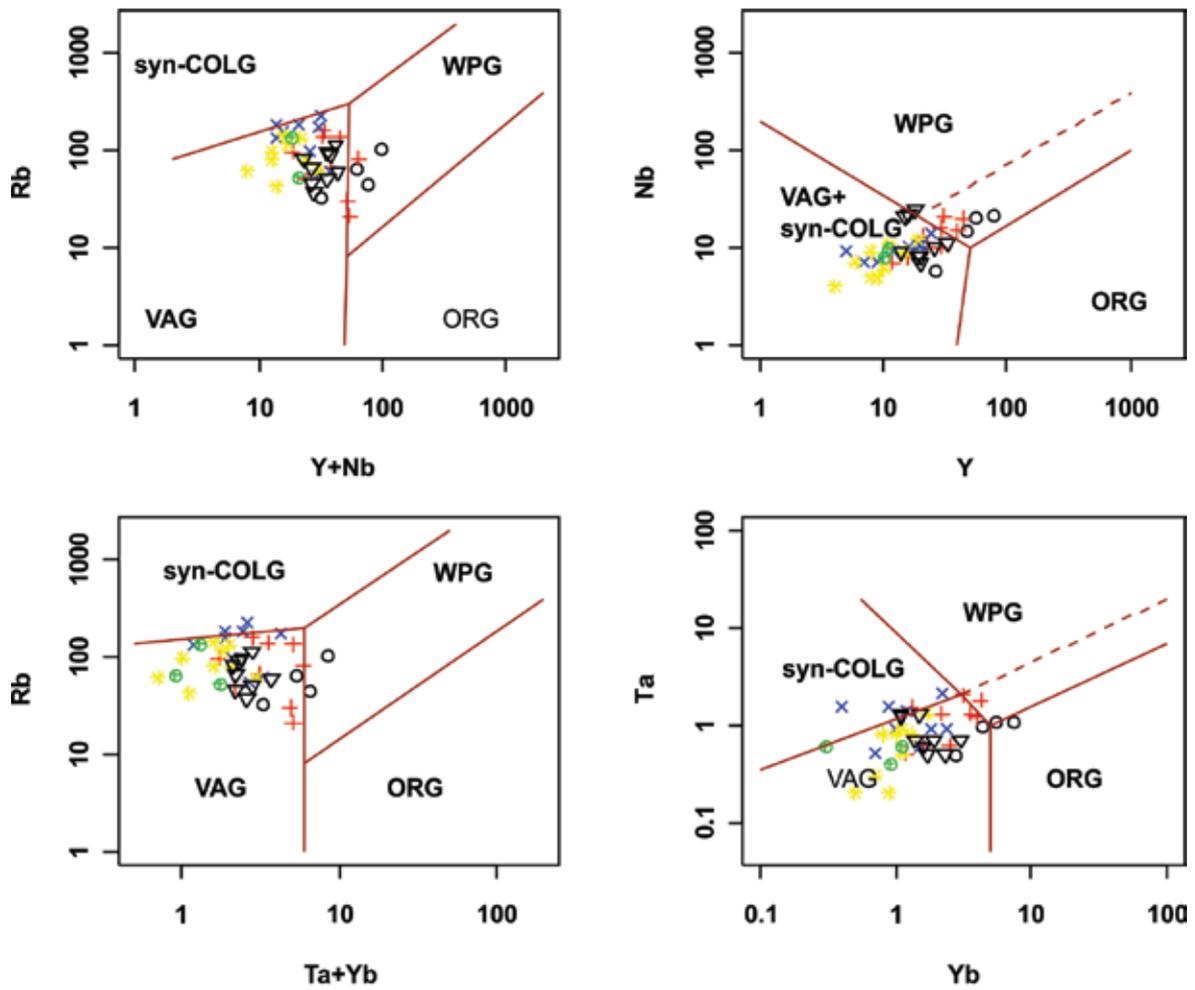


Figura 5.15 – Diagrama discriminante tectônico de Pearce et al (1984)

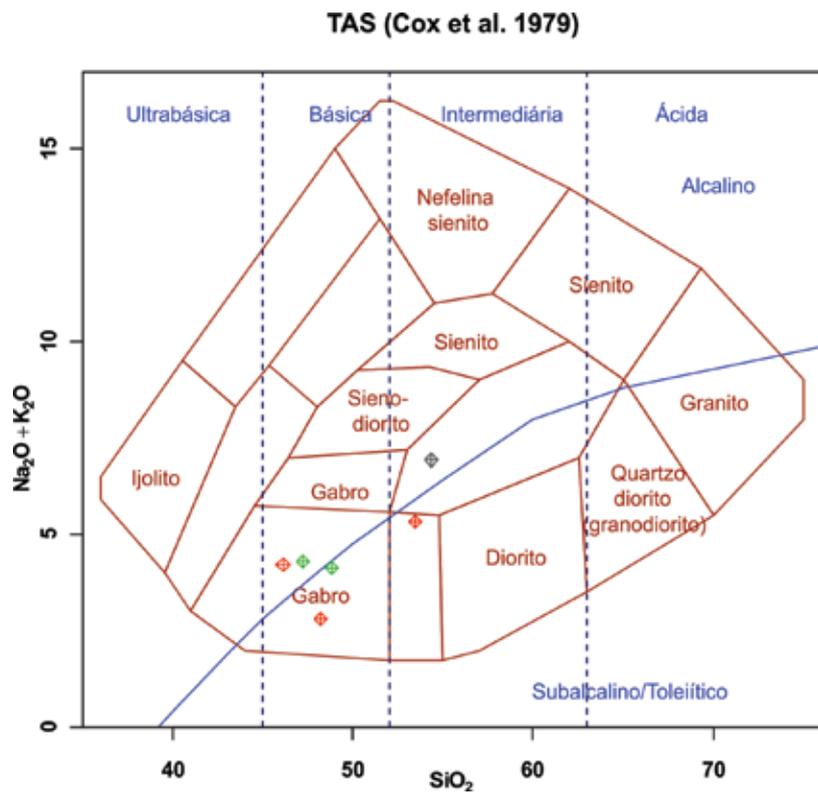


Figura 5.16 – Diagrama TAS de Cox et al. (1979) para ortoanfíbolitos da Suite José Gonçalves

Tabela 5.3 – Dados geoquímicos de rocha-total para os ortoanfibolitos da Suíte José Gonçalves

<i>Sample</i>	<i>CF-72</i>	<i>49-2</i>	<i>BUZ-5-2</i>	<i>BUZ-15-04</i>	<i>52-18</i>	<i>BUZ-02-05</i>
<i>SiO2</i>	53,44	48,18	46,11	47,21	48,79	54,33
<i>TiO2</i>	1,30	1,61	2,17	2,00	1,03	1,77
<i>Al2O3</i>	17,23	13,98	13,45	15,16	16,47	16,48
<i>Fe2O3</i>	9,95	14,36	17,03	12,78	10,51	9,05
<i>MnO</i>	0,12	0,23	0,27	0,18	0,17	0,14
<i>MgO</i>	3,82	6,67	6,50	5,52	7,71	3,20
<i>CaO</i>	7,58	10,76	8,89	11,48	10,25	5,58
<i>Na2O</i>	3,83	2,47	3,02	3,20	3,45	4,59
<i>K2O</i>	1,51	0,33	1,20	1,11	0,69	2,34
<i>P2O5</i>	0,69	0,14	0,21	0,20	0,09	0,99
<i>LOI</i>	0,74	0,79	1,32	1,03	1,52	1,64
Total	100,2	99,5	100,2	99,9	100,7	100,1
<i>Ba</i>	1095	83	231	114	255	945
<i>Rb</i>	9	8	29	15	13	83
<i>Sr</i>	927	133	157	291	316	1136
<i>Cs</i>						1,3
<i>Ga</i>	23	19	20	14	16	26
<i>Tl</i>			0,2			0,4
<i>Ta</i>	0,2	0,2	0,2	0,6	0,2	1,1
<i>Nb</i>	2	2	3	8	2	18
<i>Hf</i>	4,2	2,8	3,8	3,4	2,5	8,3
<i>Zr</i>	298	70	123	113	80	348
<i>Y</i>	21	37	44	31	20	15
<i>Th</i>	0,7	0,4	0,7	1,1	1,1	7,3
<i>U</i>	0,3		0,2	0,3	0,2	0,9
<i>Cr</i>	70	90	130	130	100	30
<i>Ni</i>	40	70	90	50	120	30
<i>Co</i>	51	58	56	25	51	41
<i>Sc</i>	17	48	48	41	31	11
<i>V</i>	217	396	428	341	210	182
<i>Cu</i>	60	80	70	10	60	10
<i>Pb</i>		9				8
<i>Zn</i>	160	80	170	120	50	110
<i>La</i>	5,4	5,1	7,2	10,2	8,5	89,7
<i>Ce</i>	16,1	11,1	16,6	24,4	17,0	176,0
<i>Pr</i>	2,6	2,0	2,9	3,3	2,4	22,5
<i>Nd</i>	15,4	9,9	13,7	16,0	10,0	76,8
<i>Sm</i>	5,3	3,4	4,7	4,8	2,6	11,1
<i>Eu</i>	1,9	1,3	1,7	1,8	1,0	2,8
<i>Gd</i>	7,5	4,8	6,0	5,9	3,2	6,7
<i>Tb</i>	1,3	1,0	1,3	1,0	0,6	0,8
<i>Dy</i>	8,4	5,9	7,8	5,8	3,5	3,3
<i>Ho</i>	1,8	1,3	1,7	1,2	0,7	0,5
<i>Er</i>	6,0	4,0	5,2	3,7	2,2	1,4
<i>Tm</i>	0,9	0,6	0,8	0,5	0,3	0,2
<i>Yb</i>	5,4	3,8	4,9	3,3	2,0	1,0
<i>Lu</i>	0,8	0,6	0,7	0,5	0,3	0,1
La/Yb(N)	0,7	0,9	1,0	2,1	2,9	60,8

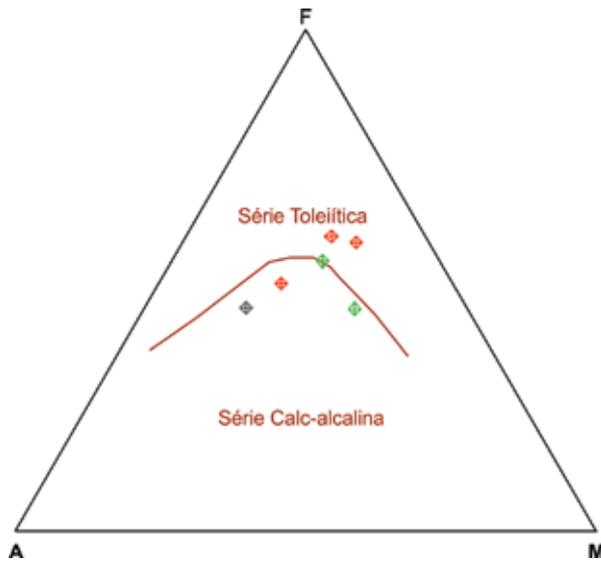


Figura 5.17 – Diagrama triangular AFM (Irvine e Baragar, 1971) para ortoanfibolitos da Suite José Gonçalves

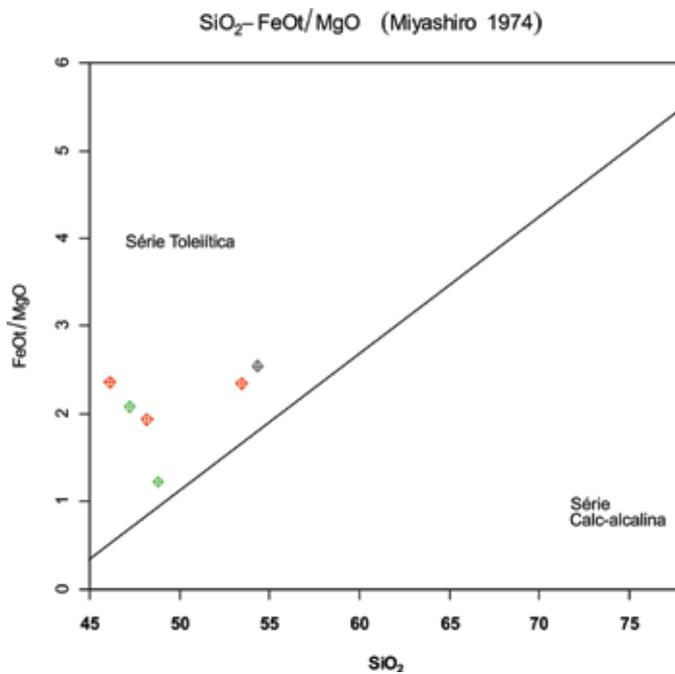


Figura 5.18 - Diagrama de Myashiro, 1974 de FeOt/MgO x SiO₂ para ortoanfibolitos da Suite José Gonçalves

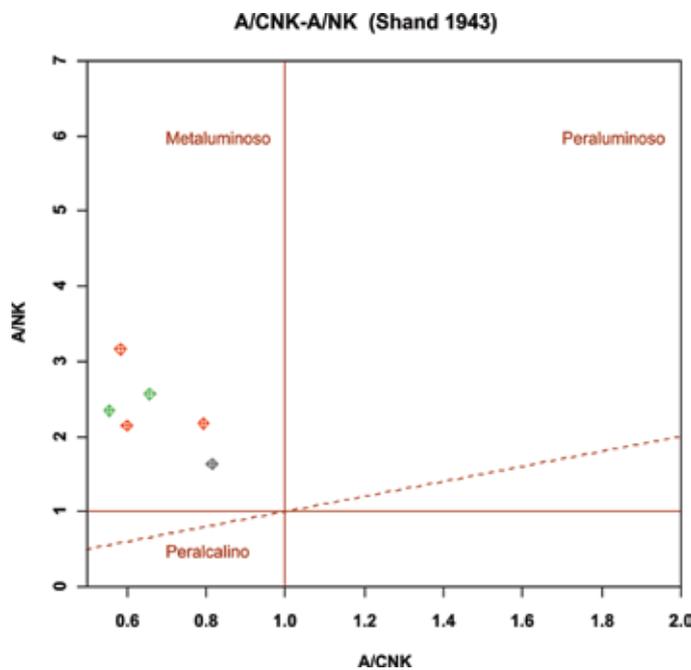


Figura 5.19 – Diagrama de Shand (1943) com classificação para teor de alumina para ortoanfibolitos da Suite José Gonçalves

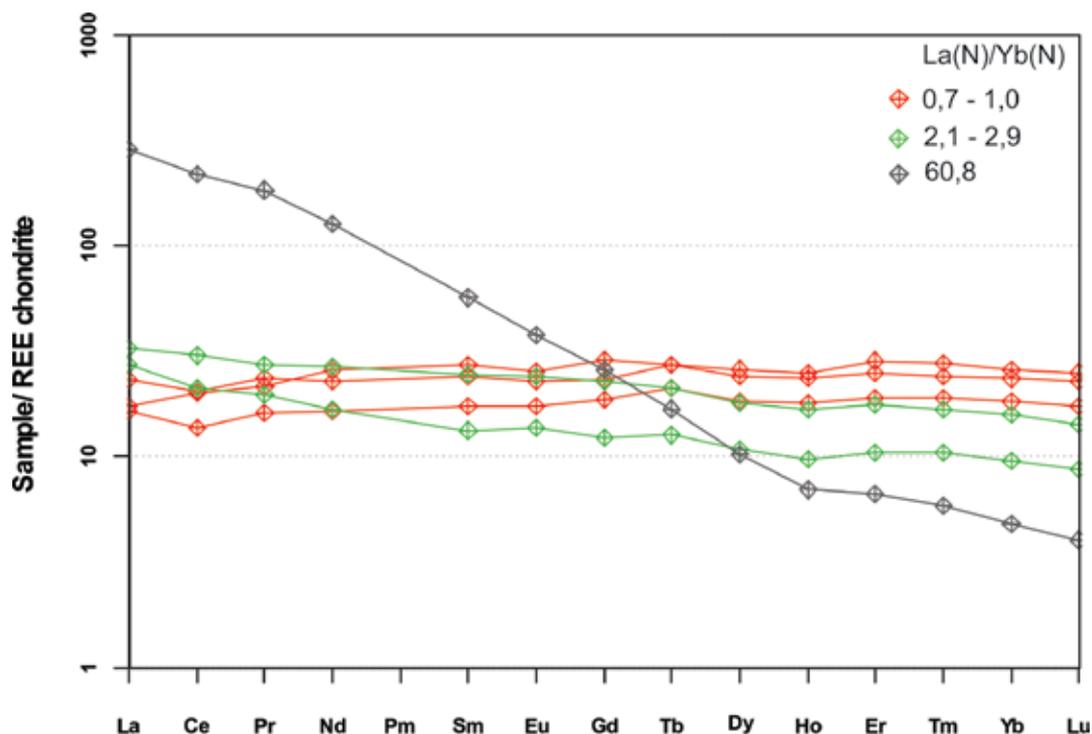


Figura 5.20 - Padrão ETR para o condrito proposto por Boynton (1984), para ortoanfibolitos da Suite José Gonçalves

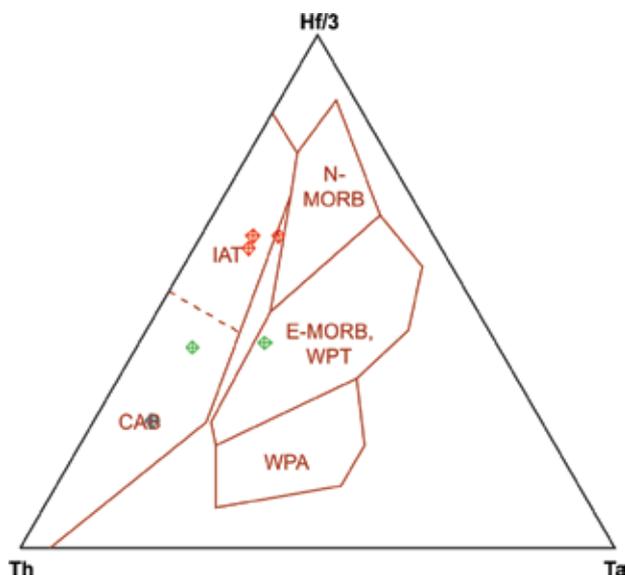


Figura 5.21 - Diagrama triangular para ambientes tectônicos de Wood (1980) para ortoanfibolitos da Suite José Gonçalves

para suítes de rochas alcalinas e rochas subalcalinas/toleíticas, parte das amostras investigadas migra para o campo alcalino. No diagrama triangular AFM (Irvine e Baragar, 1971) (Figura 5.23), entretanto, a quase totalidade das amostras plota no campo da série toleítica com apenas duas amostras migrando para o campo cálcio-alcalino. O diagrama proposto por Myashiro, 1974 (Figura 5.24) envolvendo as porcentagens de $FeO_4/MgO \times SiO_2$ confirma a assinatura toleítica das amostras. O diagrama da

Figura 5.25 de Shand (1943) mostra que as amostras investigadas são metaluminosas, com exceção apenas de uma amostra que plota no campo peraluminoso.

Normalizando os ETR para o condrito proposto por Boynton (1984) (Figura 5.26) fica claro o fracionamento distinto de três grupos: o primeiro com sete amostras com razão $(La/Yb)_N$ entre 0,6 a 1,0, um segundo grupo com três amostras e razões de 5,1 e 5,4 e um último com quatro amostras

Tabela 5.4 - Dados geoquímicos de rocha-total para os ortoanfibolitos da unidade Forte de São Mateus – Grupo Búzios Palmital

Amostra	IP-27 A	IP-30 B	IP-28 E	CNS-10	BZ-41-5	IP-6 H	CF-30
SiO ₂	48,88	47,47	50,50	63,10	45,63	44,83	45,26
TiO ₂	2,15	1,44	2,24	0,65	2,26	2,58	2,74
Al ₂ O ₃	14,63	12,06	14,91	10,53	12,93	18,36	14,48
Fe ₂ O ₃	12,01	10,67	10,88	3,93	10,72	12,69	16,70
MnO	0,19	0,15	0,15	0,16	0,14	0,17	0,25
MgO	6,41	8,97	3,75	4,67	4,78	6,54	5,59
CaO	11,90	17,47	14,11	11,10	17,40	3,87	10,49
Na ₂ O	2,43	1,32	1,54	0,75	1,43	2,88	2,99
K ₂ O	0,35	0,27	0,33	1,19	0,50	5,75	0,55
P ₂ O ₅	0,18	0,08	0,17	0,14	0,38	0,71	0,23
LOI	1,79	0,73	1,13	2,55	3,06	1,45	1,63
Ba	182	52	52	315	146	1668	116
Rb	7	7	5	46	16	276	36
Sr	364	691	476	237	523	376	208
Cs						7,7	
Ga	19	17	26	12	20	21	23
Tl				0,2	0,4	1,9	
Ta	1,0	1,1	1,4	5,4	1,1	0,6	0,6
Nb	13	8	14	15	16	11	10
Hf	3,6	2,4	3,9	6,2	2,8	5,7	4
Zr	116	81	111	236	87	200	147
Y	22	14	19	23	16	29	49
Th	1,4	1,3	1,5	7,7	1,3	6,5	2,2
U	0,5	5,1	0,9	2	0,7	1,5	0,5
Cr	160	960	180	50	280	< 20	70
Ni	50	300	50	30	120	30	40
Co	36	59	35	32	51	39	29
Sc	41	33	30	10	21	16	51
V	317	248	313	75	286	209	553
Cu	50	10	50		50	10	80
Pb		7				16	
Zn	80	60	70	30	70	170	70
La	13,6	8,7	12,9	24,0	16,4	53,5	74,9
Ce	28,5	18,5	29,3	48,0	30,9	103,0	161,0
Pr	4,3	2,8	4,4	6,3	4,1	13,0	18,5
Nd	17,5	11,5	18,3	21,7	15,7	45,8	58,8
Sm	4,4	2,9	4,6	4,5	3,6	8,0	10,9
Eu	1,6	1,1	1,8	1,1	1,3	2,7	2,7
Gd	4,7	3,1	4,8	3,9	3,7	7,0	7,2
Tb	0,8	0,5	0,8	0,7	0,6	1,1	0,9
Dy	4,3	2,7	4,1	3,9	3,1	5,8	4,2
Ho	0,8	0,5	0,7	0,8	0,6	1,1	0,8
Er	2,3	1,4	2,1	2,4	1,6	3,3	2,3
Tm	0,3	0,2	0,3	0,4	0,2	0,5	0,3
Yb	1,8	1,1	1,6	2,3	1,3	2,8	1,9
Lu	0,3	0,2	0,2	0,3	0,2	0,4	0,3
La/Yb (N)	5,1	5,4	5,5	7,1	8,5	12,9	26,7

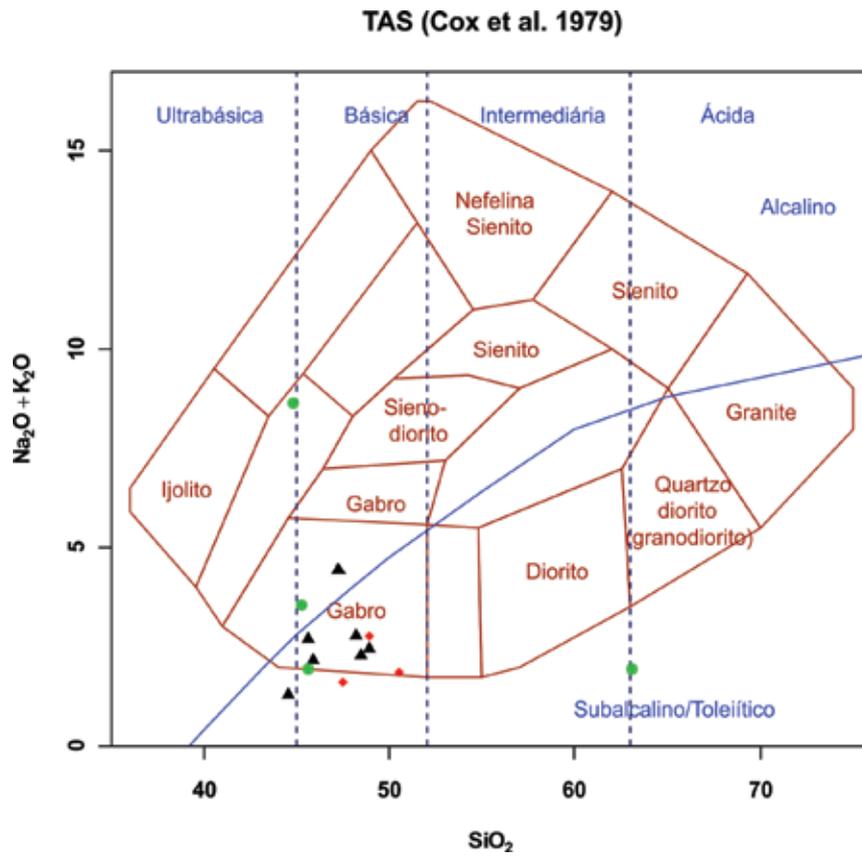


Figura 5.22 - Diagrama TAS (Cox et al., 1979) para gnaisses máficos da unidade Forte de São Mateus

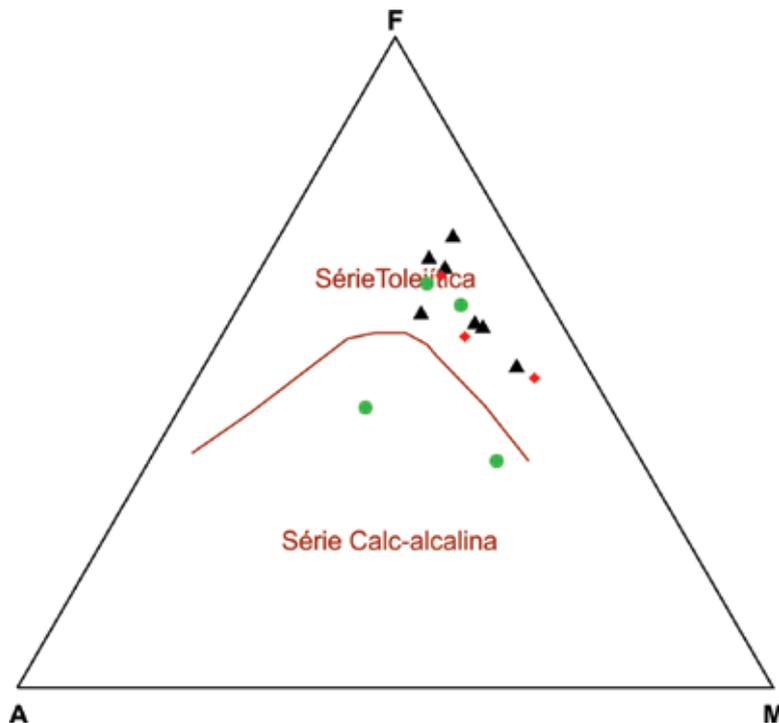


Figura 5.23 – Diagrama triangular AFM (Irvine e Baragar, 1971) para gnaisses máficos da unidade Forte de São Mateus

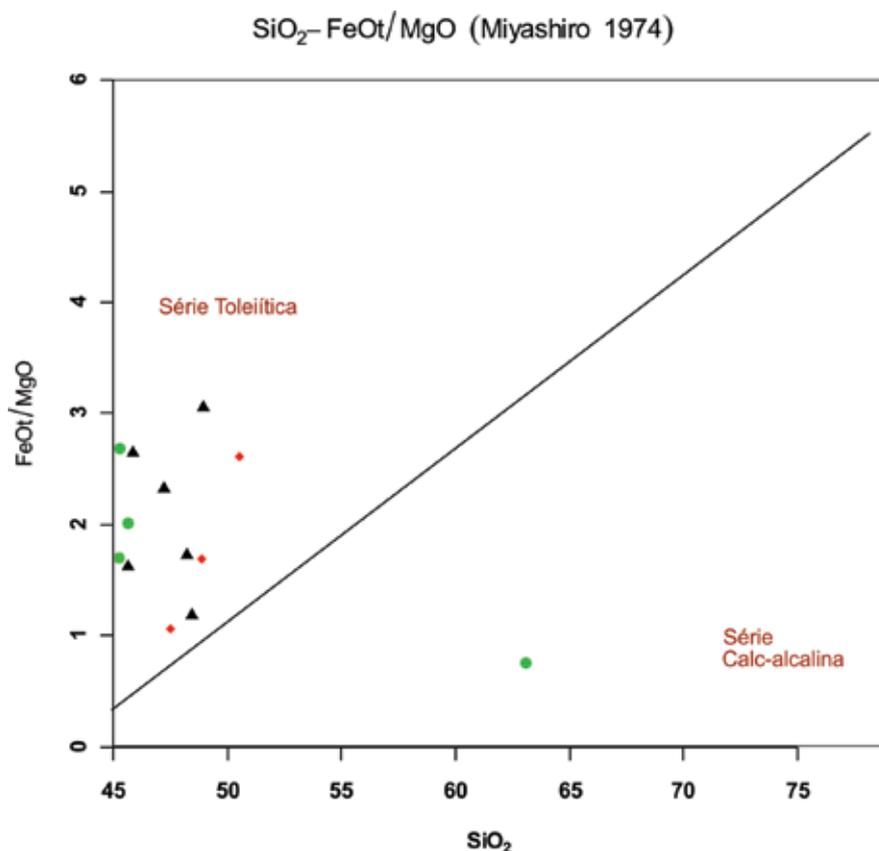


Figura 5.24 – Diagrama proposto por Myashiro, 1974 envolvendo as porcentagens de FeOt/MgO x SiO₂ para gnaisses máficos da unidade Forte de São Mateus

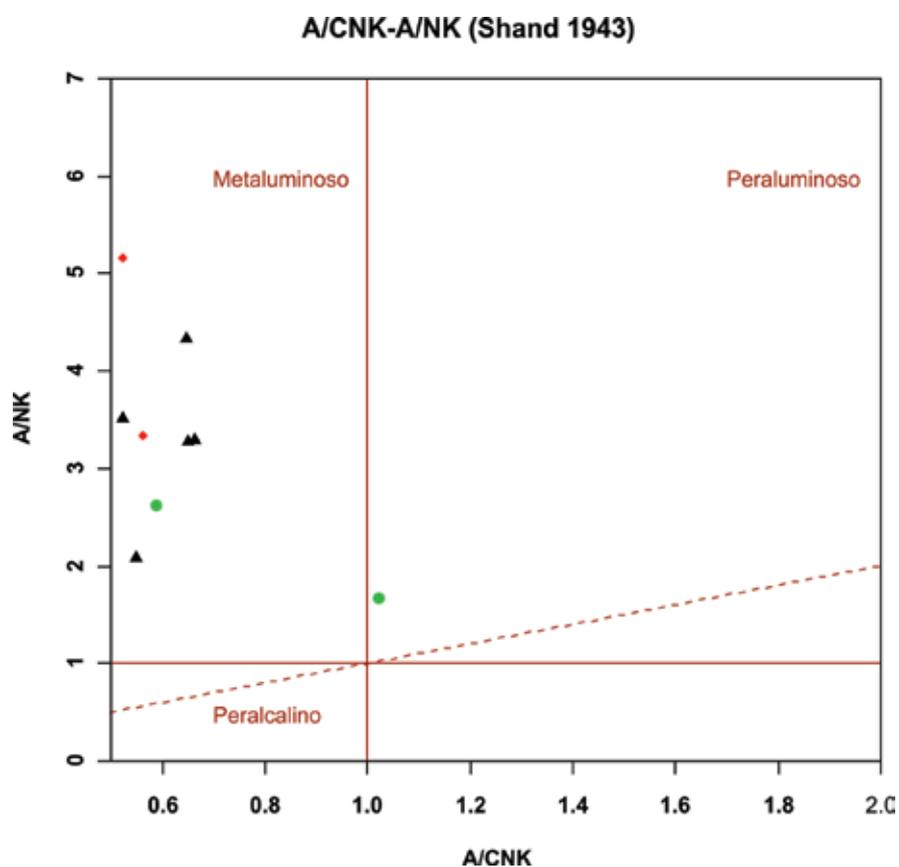


Figura 5.25 – Diagrama de Shand (1943) mostra que as amostras investigadas são metaluminosas, com exceção apenas de uma amostra que plota no campo peraluminoso. Gnaisses máficos da unidade Forte de São Mateus

com razões entre 7,0 a 23,7. O primeiro grupo exibe padrão horizontal do tipo N-MORB e as amostras do segundo e terceiro grupo um padrão moderadamente fracionado denotando origem distinta do primeiro grupo.

Para confirmar a tendência observada no padrão dos ETR foi testado o diagrama triangular para ambientes tectônicos de Wood, 1980 (Figura 5.27) que utiliza os elementos imóveis HFS, tais como

o Hf, o Th e o Ta para classificar os tipos de basaltos. O plote das sete amostras menos fracionadas com padrão N-Morb caem nos campos dos basaltos do tipo Morb (E-Morb e N-Morb), bem como no campo dos basaltos toleííticos de arco de ilha (IAT), as demais amostras se distribuem nos campos dos basaltos intra-placa toleííticos (WPT) e alcalinos (WPA), e ainda, duas amostras plotando no campo dos basaltos cálcio-alcalinos (CAB).

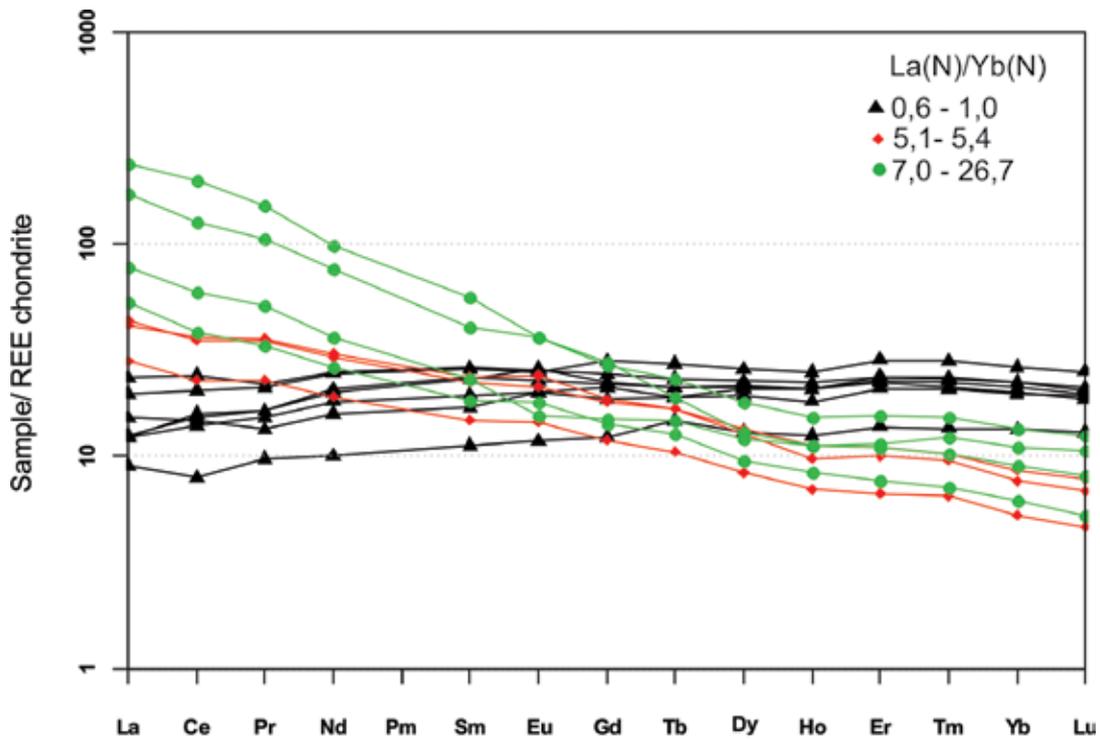


Figura 5.26 – Padrão ETR para o condrito proposto por Boynton (1984), para gnaisses máficos da unidade Forte de São Mateus

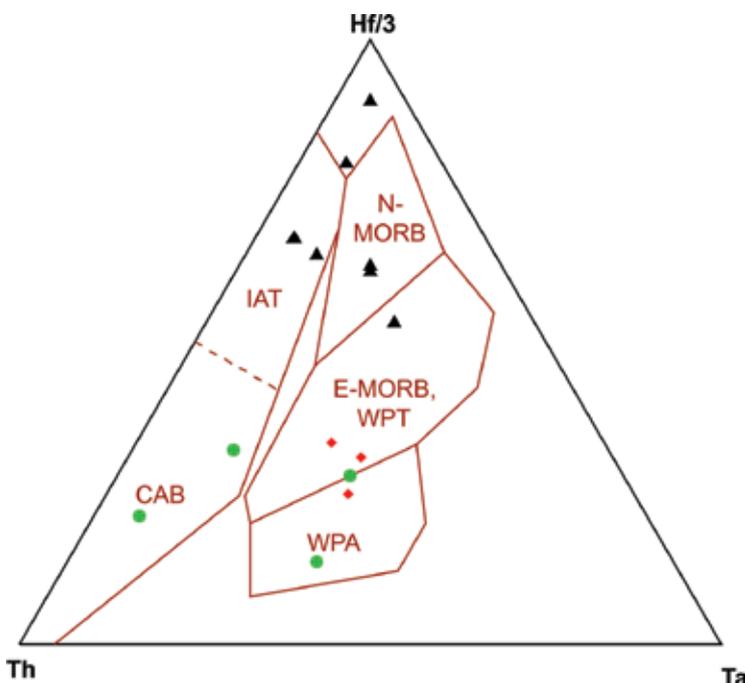


Figura 5.27 - Diagrama triangular para ambientes tectônicos de Wood (1980) para gnaisses máficos da Unidade Forte de São Mateus

5.1.4 - Granito Silva Jardim

Em função da escassez de afloramentos e blocos de granito não alterado, apenas sete

pontos foram amostrados e forneceram material para as análises geoquímicas. Os resultados são apresentados na Tabela 5.5.

Tabela 5.5 – Dados geoquímicos em Rocha-total para as amostras do Granito Silva Jardim

Amostra	SJ-112 A	SJ-JM-68	SJ-12 B	RB-3A	RB-10A	RB-21	RB-22
SiO ₂	72,40	61,19	71,29	68,46	70,60	69,16	64,70
TiO ₂	0,58	1,12	0,71	0,65	0,41	0,60	0,97
Al ₂ O ₃	14,40	15,36	12,37	14,60	14,62	14,39	15,52
Fe ₂ O	0,00	0,00	0,00	2,61	2,01	2,38	3,72
Fe ₂ O ₃	2,93	6,94	3,10	2,90	2,23	2,65	4,13
MnO	0,03	0,09	0,05	0,40	0,05	0,04	0,06
MgO	0,65	1,79	0,84	0,88	0,49	0,71	1,24
CaO	1,33	3,64	1,99	1,87	1,28	1,73	2,63
Na ₂ O	2,53	3,22	2,66	2,86	3,27	2,92	3,01
K ₂ O	5,77	4,73	5,47	5,95	5,97	6,16	6,00
P ₂ O ₅	0,20	0,49	0,25	0,22	0,11	0,19	0,35
LOI	0,91	1,37	1,07	1,08	0,61	0,97	0,94
Ba	773	2939	1363	2054	1331	1466	2838
Rb	295	130	128	122	179	126	98
Sr	141	973	450	675	316	466	868
Cs	0,9	1,6	1,0				
Ga	24	24	16	15	16	15	15
Tl	1,7	0,7	0,5				
Ta	1,0	1,6	3,1				
Nb	14	21	21	15	13	20	16
Hf	11,9	18,7	10,8				
Zr	394	669	410	352	261	329	435
Y	20	34	37	36	39	41	30
Th	91,5	20,4	12,8				
U	2,6	2,6	1,5				
Cr							
Ni							
Co	24	32	27	62	69	82	62
Sc	6	11	5				
V	29	95	46	61	27	42	82
Cu							
Pb	20	18	15				
Zn	50	90	40	32	29	33	37
La	188	177	119				
Ce	407	334	268				
Pr	48,3	37,1	32,8				
Nd	155	123	107				
Sm	23,2	18,7	18,3				
Eu	1,5	3,9	2,8				
Gd	11,6	10,9	11,0				
Tb	1,3	1,5	1,6				
Dy	5,0	6,5	7,5				
Ho	0,7	1,1	1,3				
Er	1,8	3,2	3,7				
Tm	0,2	0,5	0,6				
Yb	1,2	2,5	3,1				
Lu	0,2	0,4	0,4				

No diagrama de classificação TAS (Cox *et al.*, 1979) para rochas plutônicas, as amostras plotam no campo dos granitos e dentro do limite para a série de rochas subalcalinas (Figura 5.28).

Comparando os resultados obtidos com os valores médios propostos por Le Maitre (1976) e Nockolds (1954) para rochas granitóides, podem-se fazer as seguintes considerações para o Granito Silva Jardim. As amostras analisadas apresentam teores de SiO₂ entre 61,20% e 72,40% em peso. Os teores de K₂O são altos, variando entre 4,7 a 6,2% em peso, o que caracteriza a rocha como sendo representante de magmatismo de alto-K, no diagrama de Peccerillo & Taylor, 1976 (Figura 5.29). Os teores de Na₂O são moderados, bem como os demais elementos maiores. Entretanto, apresenta teores mais elevados de TiO₂ do que a média esperada para granitos, principalmente na amostra RB-22, que apresenta resultados anômalos em alguns óxidos (TiO₂ e Fe₂O₃T) e elementos traços. Dentre estes últimos, merecem atenção os valores acentuados de Ba, onde na amostra RB-22 eles atingem quase o dobro de outras duas amostras. Teores elevados deste elemento certamente associam-se a maiores proporções modais de K-feldspato e biotita. Notáveis também são as concentrações de Sr e Zr, associadas às proporções modais de feldspatos e zircão na rocha. Através dos dados geoquímicos foi possível classificar este granito com um granito do tipo-I

No diagrama ACNK - Al₂O₃/(N₂O+CaO+K₂O) da Figura 5.30 de Shand (1943) parte das amostras do granito Silva Jardim plotam no campo metaluminoso com algumas amostras migrando para o campo peraluminoso. Ao se fazer analogia com os dados petrográficos, atesta-se a coerência desta classificação, uma vez que o Granito Silva Jardim contém biotita e titanita na moda, portanto, não apresentando qualquer evidência de mineralogia peraluminosa e, logicamente, não evoluindo para composições peralcalinas. Ao se interpretar os dados de campo, da petrografia e da geoquímica conclui-se que tal granito é típico representante de magmatismo tipo-I, com a observação de xenólitos no campo, de hornblenda, biotita e titanita modal e seu posicionamento no campo metaluminoso.

Os diagramas de Harker (1909) apresentam o comportamento de diferentes óxidos quando plotados contra o teor de SiO₂. Foi observada uma relativa diminuição dos teores de TiO₂, Fe₂O₃, Ca₂O, MgO e P₂O₅ com o aumento do teor de SiO₂. O óxido K₂O apresenta valores dispersos. Apesar do pequeno volume e dados em quase todos os gráficos, foi possível observar *trends*, o que pode estar evidenciando parentesco genético entre as rochas estudadas.

Para os elementos ETR foi testada a normalização proposta por Boynton, 1984 (Figura 5.31) e o padrão obtido mostra o forte fracionamento dos terras raras leves para os pesados com a presença de anomalia negativa para o Eu.

No diagrama Y + Nb x Rb proposto por Pearce *et al.* 1984, Figura 5.32, as amostras do Granito Silva Jardim plotam no campo dos granitos de arcos vulcânicos, mas próximo do limite com os dos granitos intra-placas. Tal granito foi gerado provavelmente em ambiente tectônico tardi a pós colisional. Tal posicionamento serve para indicar a maior maturidade química dos magmas geradores das rochas estudadas, conferindo a elas tal assinatura mais evoluída, em direção a campos de granitos anorogênicos.

5.1.5 - Diques de diabásio

Oito amostras de rochas basálticas aflorantes nas ilhas localizadas dentro da Folha Rio das Ostras foram selecionadas. As amostras IP-1F, IP-13A, IP-15E, IP-17B e IP-1G correspondem a Ilha dos Papagaios. IPG-6A corresponde a Ilha dos Pargos, enquanto as amostras IC-1J e IC-1A foram coletadas na Ilha Comprida.

O diagrama de discriminação de séries utilizado neste trabalho (Figura 5.33) foi o TAS (Total de Alkalis x Sílica; Irvine & Baragar, 1971).

As amostras estudadas caracterizam uma série subalcalina (Figura 5.33). As amostras de diabásio constituem uma série toleítica (Figura 5.34) no diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971). A afinidade toleítica da série é corroborada pela presença de hiperstênio (e ausência de nefelina) na norma CIPW na maioria das amostras estudadas (Tabela abaixo).

Na Tabela 5.6, estão expostos os valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW das amostras estudadas. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são os seguintes: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopísídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita.

As concentrações de hiperstênio normativo variam de 0,00%peso a 19,75%peso, com valor médio de 6,28 ± 7,10%peso (Tabela 5.6). A grande maioria das amostras é olivina-toleítica (8,86<olivina<13,34%peso). Apenas uma amostra, num total de oito, classifica-se como quartzo-toleítico, com teor de quartzo normativo igual a 0,26%peso. Vale ressaltar que a amostra IC-1J apresentou nefelina normativa. A referida amostra é plotada próximo ao limite da linha que separa os campos alcalino e subalcalino do diagrama TAS de discriminação de séries (Irvine & Baragar, 1971), o que aponta para um caráter transicional da mesma, o que explicaria esta presença de nefelina na norma CIPW da amostra IC-1J (Figura 5.33).

Os diabásios estudados neste trabalho foram classificados com base na sua composição química. A classificação química foi feita num diagrama TAS (LeMaitre, 1989). As amostras classificaram-se como basaltos (Figura 5.35).

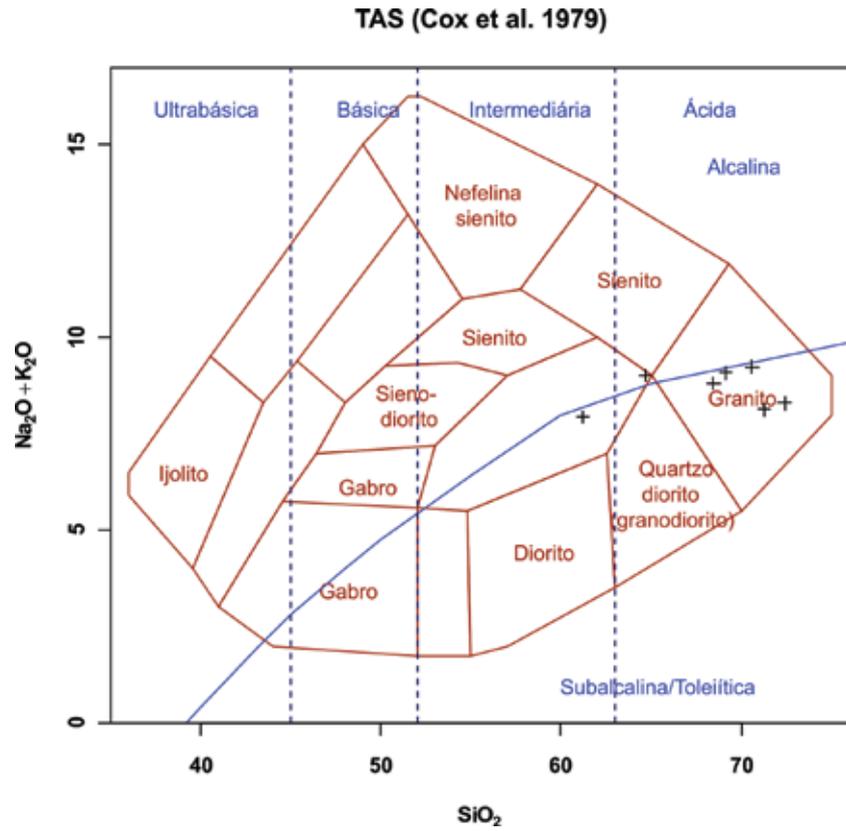


Figura 5.28 - Diagrama de classificação TAS (Cox et al., 1979) para rochas plutônicas, com as amostras do Granito Silva Jardim

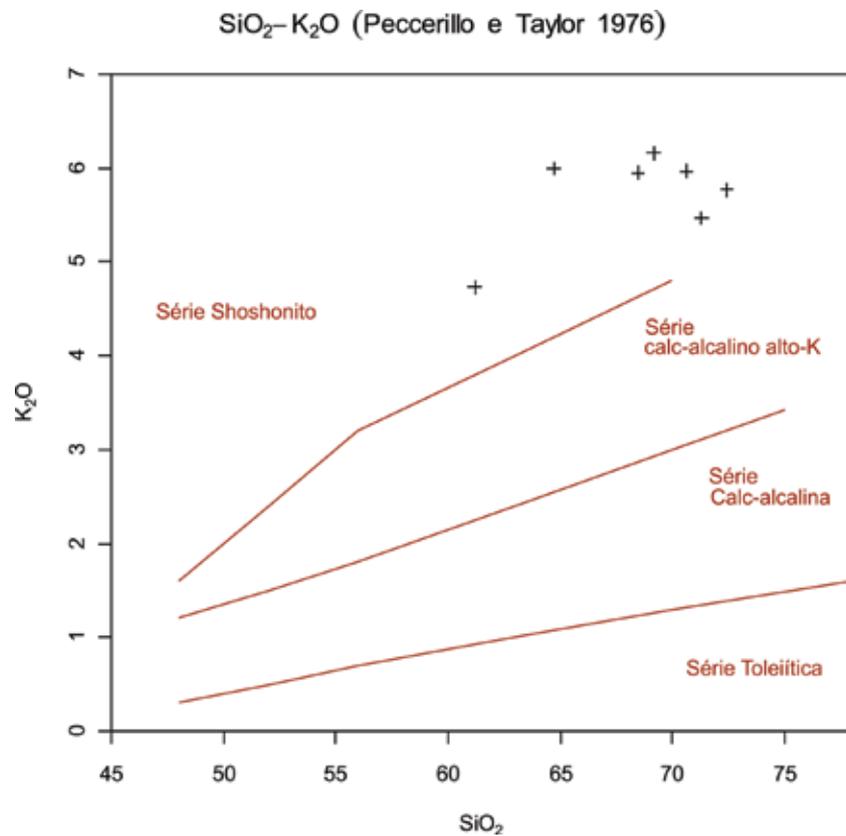


Figura 5.29 - Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) com as amostras do Granito Silva Jardim

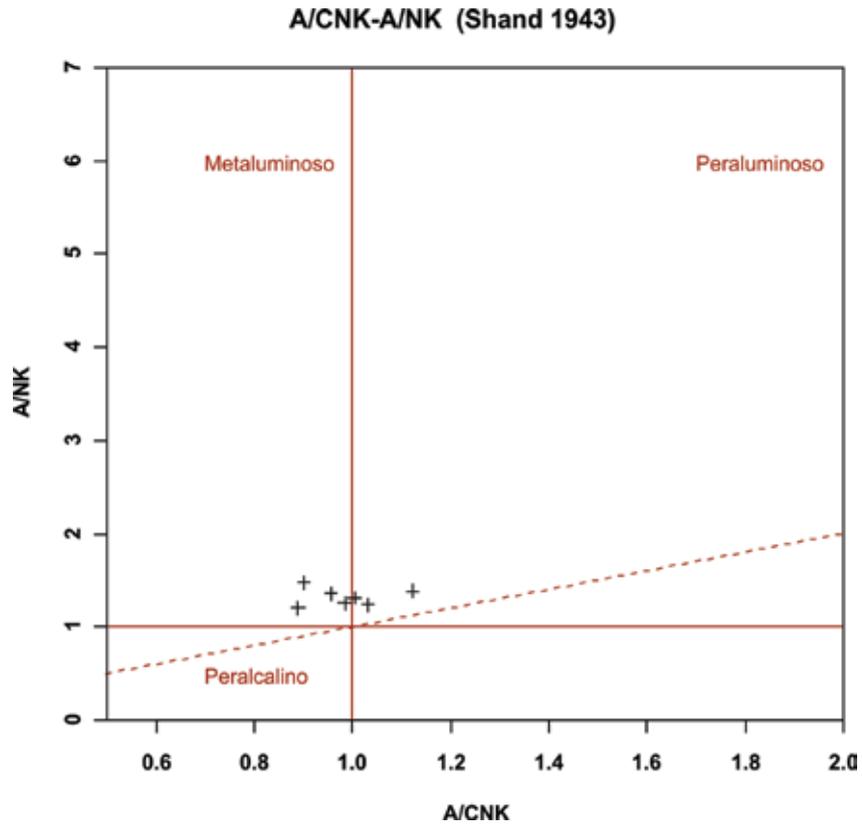


Figura 5.30 - Diagrama ACNK - $Al_2O_3/(N_2O+CaO+K_2O)$ de Shand (1943) com as amostras do Granito Silva Jardim

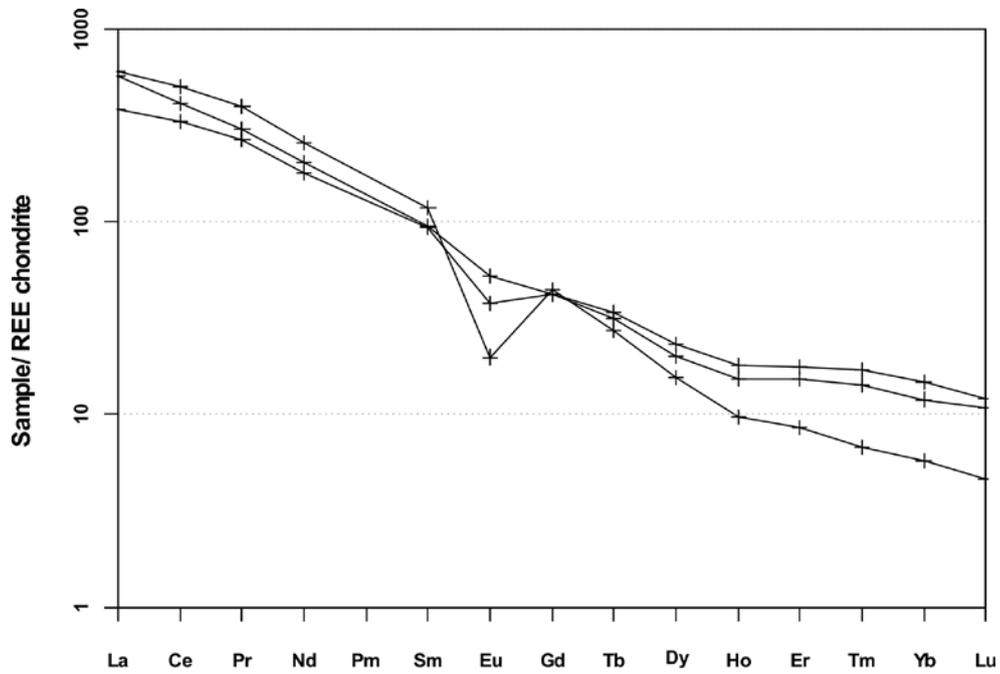


Figura 5.31 – Padrão elementos ETR proposto por Boynton (1984), com as amostras do Granito Silva Jardim

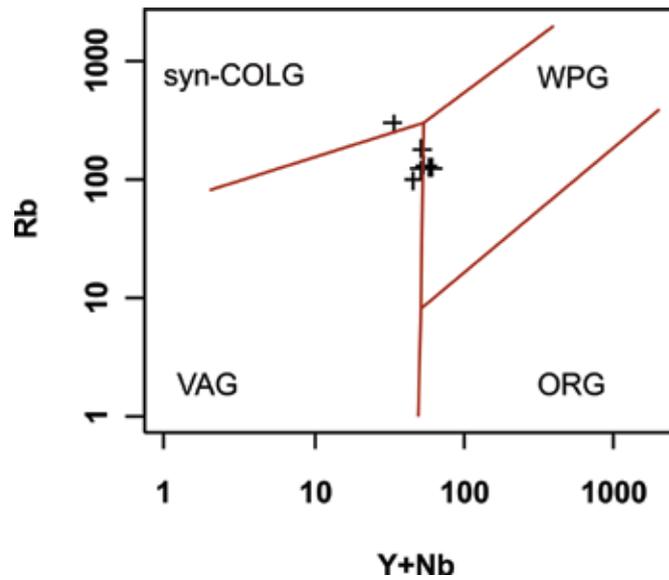


Figura 5.32 - Diagrama Y + Nb x Rb proposto por Pearce et al. (1984), com as amostras do Granito Silva Jardim

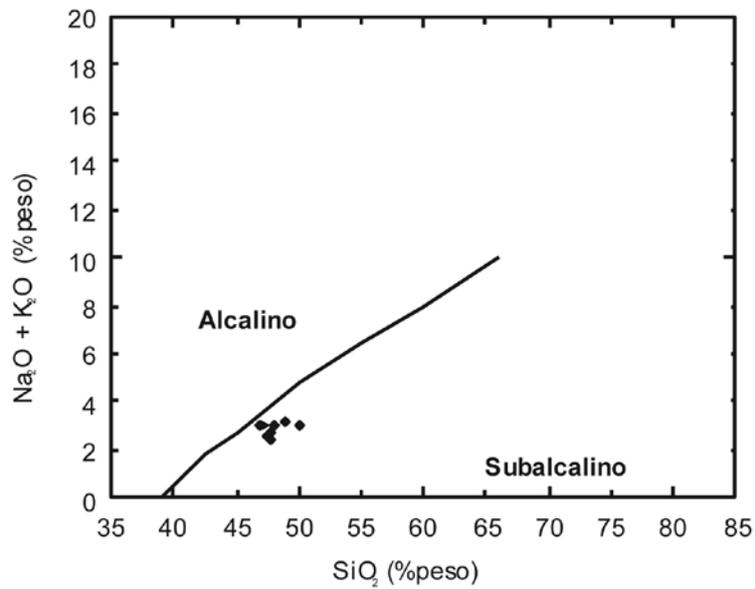


Figura 5.33 – Diagrama TAS de discriminação de séries (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica

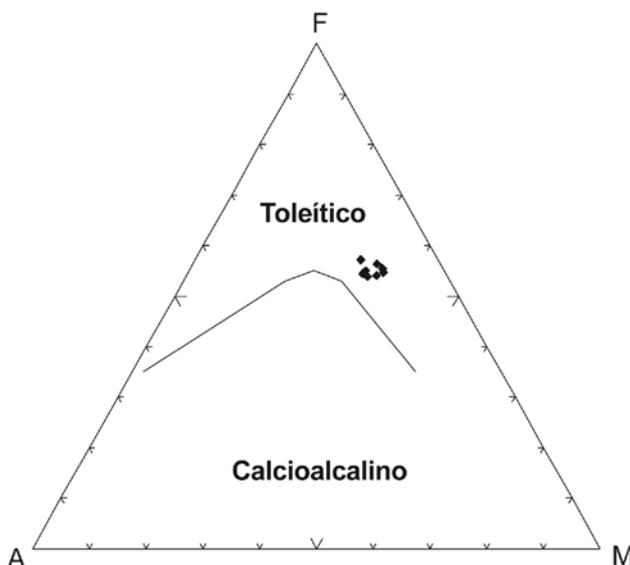


Figura 5.34 – Diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcioalcalina (Irvine & Baragar, 1971) para os diabásios estudados. A = Na₂O + K₂O; F = Fe₂O₃; M = MgO (em % peso). Dados recalculados para 100% em base anídrica

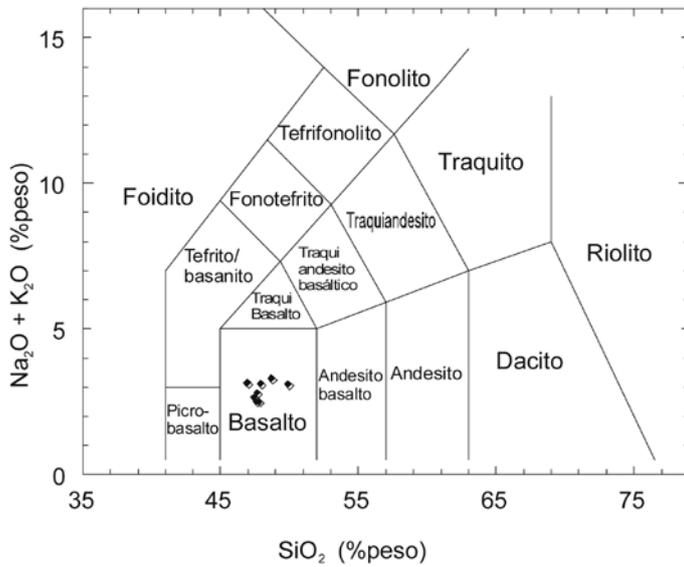


Figura 5.35 – Diagrama de classificação de rochas (LeMaitre, 1989) para os diabásios estudados. Dados recalculados para 100% em base anídrica

Vale notar, porém, que os álcalis são elementos relativamente móveis durante a atuação dos processos secundários (ação intempérica e/ou hidrotermais). Assim sendo, as amostras também foram plotadas em diagramas

de classificação que se baseiam em elementos considerados imóveis, tais como o Zr, Nb, Y e TiO_2 (Winchester & Floyd, 1977). Nestes diagramas (Figura 5.36a,b), as amostras também foram classificadas como basaltos.

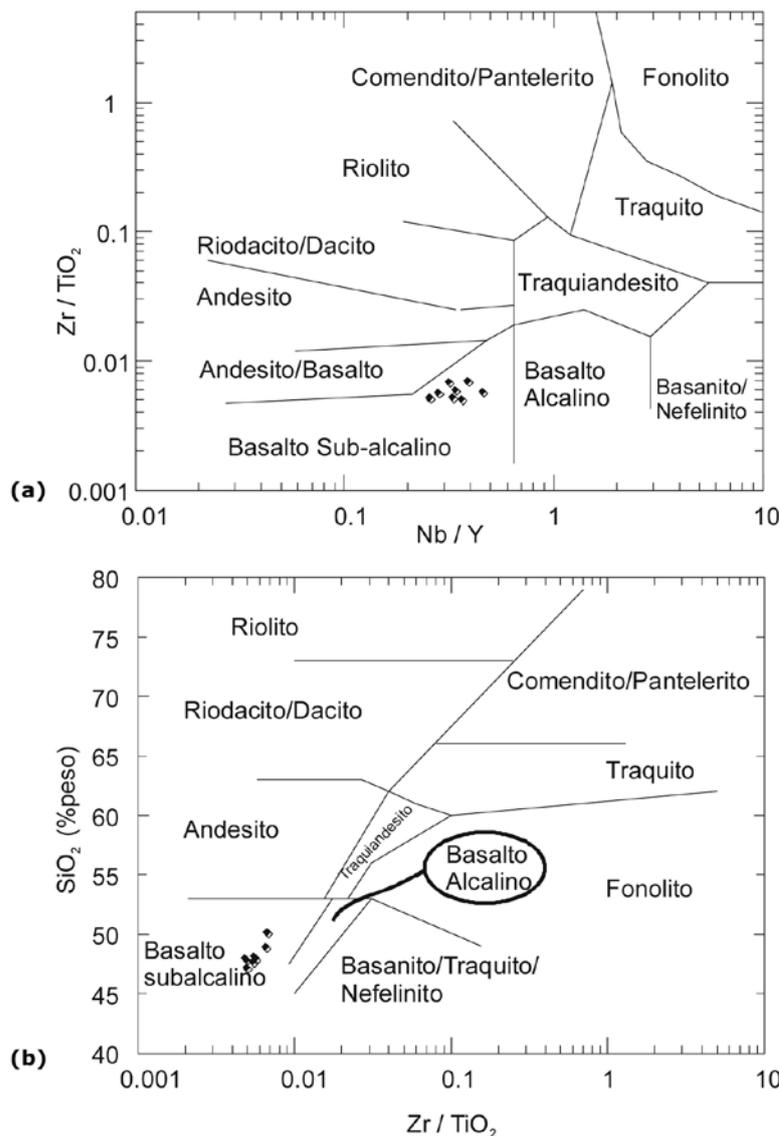


Figura 5.36 - Diagramas de classificação de rochas para as amostras estudadas (Winchester & Floyd, 1977). (a) - Nb/Y versus Zr/TiO₂; (b) - Zr/TiO₂ versus SiO₂

Tabela 5.6 - Valores máximos, mínimos, médias e desvios-padrão da norma CIPW das amostras estudadas. Todos os valores são expressos em %peso. Os minerais normativos são: Q=quartzo, Hy=hiperstênio, Ol=olivina, Ne=nefelina, Or=ortoclásio, Ab=albita, An=anortita, Di=diopisídio, Mt=magnetita, Il=ilmenita e Ap=apatita

Valores	Q	Hy	Ol	Ne	Or	Ab	An	Di	Mt	Il	Ap	Total
Máximo	0,26	19,75	13,34	2,03	4,45	21,12	30,08	28,92	4,25	3,15	0,53	100,11
Mínimo	0	0	0	0	1,28	18,41	26,46	21,51	3,78	2,44	0,31	100,07
Média	0,05	6,28	9,29	0,41	2,65	19,83	28,4	26,05	4	2,87	0,42	100,09
Desvio-padrão	0,1	7,1	4,86	0,81	1,18	1,11	1,36	2,57	0,17	0,25	0,07	0,02

5.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

5.2.1 - Datação U-Pb

O Granito Silva Jardim foi selecionado como a principal unidade a ser datada. Este granito corta o limite entre o Domínio Tectônico de Cabo Frio e o Terreno Oriental, e apresenta um fluxo ígneo orientado paralelo ao contato entre estes terrenos. Com o objetivo de determinar a idade máxima de justaposição entre estes dois terrenos, foram selecionadas duas amostras para fins de datação. Para o Granito Silva Jardim foi selecionada a amostra SJ-12, cuja rocha é típica de sua fácies porfirítica, predominante. A amostra SJ-12 é um biotita granito porfirítico, com fenocristais de k-feldspato com até 5 cm de tamanho e matriz composta predominantemente por biotita, além de quartzo e plagioclásio. O concentrado de zircões mostrou uma população homogênea de cristais idiomórficos de origem ígnea. No ICP-MS foram analisados 20 cristais de zircões desta amostra (Tabela 5.7). Cinco zircões concordantes

apontaram para uma idade de 505 ± 2 Ma, com MSWD de 0.72 (Figura 5.37). Foi amostrado também um veio granítico que corta o pluton. A população de zircões desta amostra também apresentava cristais idiomórficos provavelmente de origem ígnea. Foram analisados 20 zircões que mostraram um espalhamento sem um alinhamento preferencial. Houve dispersão das razões isotópicas dos zircões utilizados para datação deste veio de aplito que está, provavelmente, associada aos seguintes fatores: (a) contaminação de zircões da encaixante, pois os veios têm espessuras de até 40 cm; (b) metamictização dos zircões pelo alto teor de U, típico dos veios tardios em plutons, gerando um maior grau de discordância, devido à perda de Pb associada à destruição da rede cristalina pela radioatividade. Por essa razão, os grãos com elevado conteúdo de Pb comum foram eliminados dos cálculos e utilizados somente os demais grãos (Figura 5.37). Optou-se, então, por calcular a média da idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dos grãos concordantes que se encontram entre 470 e 500 Ma, para estimar o período de formação destes veios. O resultado encontrado foi a idade média de 486,2 Ma.

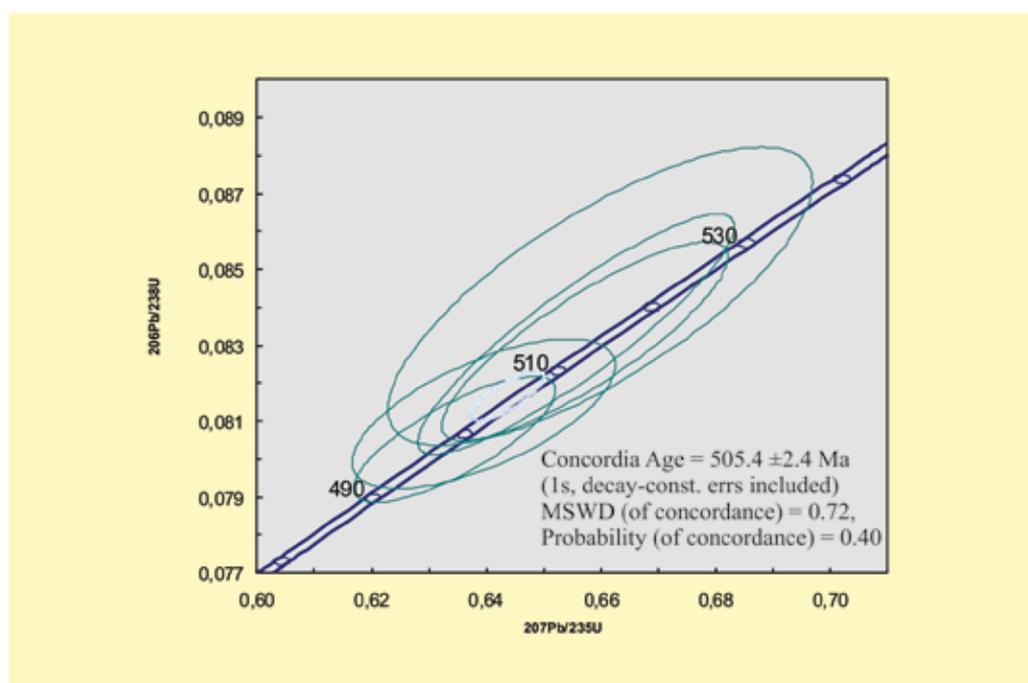


Figura 5.37 – Diagrama U-Pb para os zircões do Granito Silva Jardim. A idade concordante de 505 ± 2 Ma foi calculada para um MSWD de 0.72

Tabela 5.7 – Dados U-Pb para 21 zircões analisados por ICP-MS laser ablation no Laboratório da Universidade de Brasília. Amostra SJ-12 do Granito Silva Jardim

Sample	Age 7/6	1s (Ma)	2s (Ma)	Ratio 7/6	1s (%)	2s (%)	Age 6/8	1s (Ma)	2s (Ma)	Ratio 6/8	1s (%)	2s (%)	Age 7/5	1s (Ma)	2s (Ma)	Ratio 7/5	1s (%)	2s (%)	Age 7/6	1s (Ma)	2s (Ma)
003-Z1	431,6	25,9	49,8	0,0555	1,16	2,24	499,4	8,4	339,8	0,0805	1,75	70,72	487,4	8,1	273,9	0,6161	2,10	70,75	391,2	60,4	1392,8
004-Z2	352,3	31,0	60,3	0,0536	1,37	2,67	529,8	9,2	372,9	0,0857	1,82	73,30	497,7	9,0	288,6	0,6325	2,28	73,35	299,6	65,6	1444,0
005-Z3	571,9	19,5	36,5	0,0591	0,90	1,68	473,6	3,8	65,1	0,0762	0,84	14,27	490,8	4,8	55,9	0,6215	1,23	14,37	543,8	32,3	390,6
006-Z4	439,1	27,7	31,2	0,0557	1,24	1,40	515,4	11,3	310,8	0,0832	2,29	62,74	501,6	10,3	248,4	0,6389	2,60	62,75	427,3	75,5	1278,7
009-Z5	496,5	23,8	45,5	0,0571	1,08	2,06	503,2	4,8	97,7	0,0812	0,99	20,19	502,0	5,8	80,4	0,6395	1,46	20,29	476,1	38,8	532,8
010-Z6	495,1	16,3	29,5	0,0571	0,74	1,34	515,7	7,7	272,0	0,0833	1,55	54,88	511,9	6,9	220,7	0,6556	1,72	54,90	482,7	50,5	1157,4
011-Z7	381,255	28,35849	54,92221	0,054245	1,26	2,44	524,0425	6,491032	183,2116	0,084688	1,29	36,40	498,218	7,103493	143,6531	0,63341	1,80	36,48	304,3139	50,41149	881,1301
012-Z8	431,3388	58,17218	59,50483	0,055473	2,61	2,67	424,0397	82,71868	24521,99	0,067991	20,16	5975,23	425,1757	70,60321	20756,99	0,520036	20,32	5975,23	374,7917	542,0497	6944,669
015-Z9	429,7939	28,80427	55,87266	0,055435	1,29	2,51	480,584	6,346416	206,4522	0,0774	1,37	44,58	471,8839	7,109004	168,5171	0,591592	1,88	44,65	324,1993	52,95369	1022,906
016-Z10	497,2931	16,73399	30,45749	0,057149	0,76	1,38	499,1901	4,035299	67,5881	0,080514	0,84	14,07	498,8506	4,463753	55,72418	0,634428	1,13	14,14	475,0299	30,9948	389,5912
017-Z11	256,3616	51,2567	101,4865	0,051345	2,23	4,42	507,7528	10,04627	490,1085	0,08195	2,06	100,38	464,5678	11,311129	374,5676	0,580165	3,03	100,47	144,2861	85,56323	1792,833
018-UQZ	1138,32	18,88411	22,86273	0,077665	0,95	1,15	1107,741	20,68799	224,2898	0,187486	2,03	22,04	1118,111	15,20549	149,5665	2,007687	2,24	22,07	1132,454	59,15405	520,9962
021-Z12	431,2372	32,80032	64,08239	0,055471	1,47	2,88	512,1809	7,729296	266,2141	0,082694	1,57	54,07	497,6295	8,465559	213,001	0,632464	2,15	54,15	348,2237	59,93186	1169,688
022-Z13	690,0378	73,3588	146,1016	0,062464	3,44	6,85	519,1729	16,20531	1209,373	0,083869	3,25	242,45	552,0374	20,14677	1032,855	0,722323	4,73	242,55	656,7252	119,2717	2664,848
023-Z14	430,0592	32,88134	64,24762	0,055441	1,48	2,88	516,4544	8,369528	241,4298	0,083412	1,69	48,65	500,8303	8,85801	192,6542	0,637618	2,24	48,73	340,2884	63,1258	1086,804
024-Z15	1035,361	59,56555	61,03742	0,073777	2,95	3,02	509,9425	13,21692	432,8226	0,082318	2,70	88,28	617,6888	18,48838	408,7479	0,837362	4,00	88,33	782,2828	103,7701	1539,373
027-Z16	418,9365	43,34056	85,53292	0,055165	1,94	3,83	523,7026	14,63101	771,5079	0,08463	2,91	153,38	504,6055	13,90486	610,1136	0,643718	3,50	153,43	253,5417	103,2385	2235,649
028-Z17	448,7958	24,1996	46,33345	0,055591	1,09	2,09	554,2221	10,68218	313,0856	0,089778	2,01	58,95	534,052	9,499939	244,9926	0,692084	2,29	58,99	378,2989	67,5185	1236,039
029-Z18	482,8393	28,15896	54,57382	0,056776	1,27	2,47	521,6766	9,539882	340,8057	0,08429	1,90	68,01	514,517	9,248359	274,6939	0,659841	2,29	68,05	432,2116	65,40755	1350,428
030-Z19	424,8861	60,08347	62,94981	0,055313	2,69	2,82	528,795	12,64342	368,3232	0,085488	2,49	72,55	509,6923	14,69975	290,9493	0,651973	3,67	72,60	358,0739	98,29866	1423,643
033-Z20	505,2464	19,04788	35,48751	0,057356	0,87	1,61	514,6052	6,367467	185,4566	0,083101	1,29	37,50	512,8888	6,247082	151,1242	0,657182	1,55	37,53	498,4389	43,83493	873,5723
034-UQZ	1137,446	13,08021	22,96608	0,077631	0,66	1,15	1179,902	11,93308	121,4638	0,200853	1,11	11,27	1165,016	8,921373	78,47994	2,149884	1,29	11,32	1133,522	33,44382	288,9655

Tabela 5.7 – Continuação

Ratio 7/6*	1s (%)	2s (%)	Age 6/8	1s (Ma)	2s (Ma)	Ratio 6/8*	1s (%)	2s (%)	Age 7/5	1s (Ma)	2s (Ma)	Ratio 7/5*	1s (%)	2s (%)	204Pb cps	Frac Pb/corr. (Ma)	Sample Pb ©	ρ (rho)	Th/U	206Pb/204Pb	Concordancia		yes=1, 2=no
																					sem corr. Pb	com corr. Pb	
0,054487	2,74	100,19	498,6	8,398249	331,2	0,1	1,75	70,72	479,9	8,0489	240,2	0,6042	2,11	70,86	4,3	0,002	499,4	1,00	0,68	11776	116	127	2
0,052325	2,93	103,90	528,9	9,242253	362,5	0,1	1,82	73,30	487,9	8,8695	251,0	0,6168	2,30	73,49	3,1	0,002	529,8	1,00	0,67	4219	150	177	2
0,058373	1,49	20,27	473,1	3,81651	64,8	0,1	0,84	14,27	485,4	4,7549	54,0	0,6129	1,24	14,38	5,3	0,001	473,6	0,99	0,44	15660	83	87	2
0,055373	3,47	88,77	515,2	11,31071	303,5	0,1	2,29	62,74	499,4	10,2289	221,6	0,6352	2,61	62,78	4,2	0,000	515,4	1,00	0,31	39242	117	121	2
0,056602	1,77	28,65	502,8	4,791196	97,0	0,1	0,99	20,19	498,0	5,7802	77,0	0,6331	1,47	20,31	9,6	0,0	503,2	0,99	0,38	22085	101	106	2
0,056771	2,32	77,66	515,5	7,697094	266,4	0,1	1,55	54,88	509,5	6,8817	199,2	0,6516	1,72	54,92	12,1	0,0	515,7	1,00	0,40	37782	104	107	2
0,052432	2,25	51,69	522,6158	6,489201	180,6958	0,084448	1,29	36,40	483,8781	7,047824	131,897	0,610504	1,84	36,59	6,643031	0,002834	524,0425	0,997755	0,26	6308	137	172	2
0,05409	28,69	8468,49	423,1559	82,20366	10117,98	0,067844	20,16	5975,23	415,7406	67,23642	3097,088	0,505977	20,38	5988,13	10,24366	0,002153	424,0397	1	0,22	8378	98	113	2
0,052893	2,37	63,35	478,784	6,345065	203,2711	0,077099	1,37	44,58	453,0043	7,03063	151,8832	0,562272	1,93	44,83	12,18887	0,003886	480,584	0,998423	0,38	4619	112	148	2
0,056576	1,42	19,97	498,7649	4,034302	67,24066	0,080443	0,84	14,07	494,5408	4,4465	53,94579	0,627506	1,14	14,15	9,607726	0,00885	499,1901	0,995208	0,26	16114	100	105	2
0,048926	3,74	142,66	505,5849	10,04182	472,5242	0,081586	2,06	100,38	445,2423	11,19195	310,9427	0,550375	3,12	100,93	11,16918	0,004439	507,7528	0,999034	0,46	4033	198	350	2
0,077437	3,03	31,20	1107,392	20,65598	220,4879	0,187422	2,03	22,04	1115,881	15,0885	139,4285	2,00109	2,25	22,07	15,51537	0,000343	1107,741	0,998643	0,08	49165	97	98	2
0,053457	2,70	76,76	510,6643	7,726482	260,9242	0,082439	1,57	54,07	482,0602	8,38438	189,6024	0,607624	2,19	54,32	8,603377	0,00308	512,1809	0,998589	0,39	5811	119	147	2
0,061499	5,78	343,41	518,4957	16,18668	1108,489	0,083755	3,25	242,45	544,8618	19,93085	708,167	0,710195	4,77	242,88	9,550806	0,001357	519,1729	0,999601	0,35	16845	75	79	2
0,053269	2,84	69,09	514,7924	8,366255	237,0786	0,083132	1,69	48,65	483,9316	8,757307	172,6854	0,610589	2,28	48,90	17,64383	0,003348	516,4544	0,998249	0,55	5343	120	151	2
0,05246	5,11	126,66	503,0749	13,21745	419,344	0,081165	2,70	88,28	556,6556	18,31118	325,6532	0,730174	4,31	89,60	46,1396	0,014	509,9425	0,999415	0,35	1279	49	64	2
0,051282	4,64	218,26	520,6993	14,62124	729,0436	0,084125	2,91	153,38	473,95	13,5229	461,7082	0,594834	3,59	154,36	11,28895	0,005969	523,7026	0,999688	0,61	2995	125	205	2
0,054174	3,07	83,63	552,7979	10,67569	305,7863	0,089537	2,01	58,95	519,9824	9,352885	216,011	0,6688	2,31	59,15	9,560879	0,002682	554,2221	0,999375	0,94	6114	123	146	2
0,055495	3,00	96,40	520,6888	9,53429	332,152	0,084124	1,90	68,01	504,5828	9,147209	240,3205	0,643681	2,31	68,19	9,07328	0,001971	521,6766	0,999341	0,45	9073	108	120	2
0,05369	4,49	102,90	527,5185	12,63354	358,2543	0,085273	2,49	72,55	496,8781	14,56142	251,9892	0,631256	3,73	72,79	10,27237	0,002514	528,795	0,999244	0,54	7108	124	147	2
0,057179	2,02	53,07	514,4692	6,364459	182,8428	0,083078	1,29	37,50	511,5342	6,222486	140,652	0,654973	1,55	37,54	12,25396	0,000275	514,6052	0,999076	0,37	65074	102	103	2
0,077478	1,70	15,98	1179,653	11,9225	120,3382	0,200807	1,11	11,27	1163,49	8,88228	75,56192	2,145155	1,29	11,33	10,59853	0,00023	1179,902	0,994791	0,08	53907	104	104	2

5.2.2 - Dados isotópicos Sm-Nd

Considerando os dados pretéritos do embasamento e a identificação de dois grupos principais de enclaves, optou-se por analisar os mesmos utilizando a ferramenta Sm-Nd para fins de comparação e confirmação da existência dos dois grupos. As cinco amostras coletadas foram analisadas no Laboratório de Geocronologia do Instituto de Geociências da UnB seguindo-se metodologia de Gióia & Pimentel (2000) (Tabela 5.8). As amostras dos enclaves dioríticos apresentam uma variação mínima nas idades modelo T_{DM} , entre 2,57 e 2,75 Ga, com valores de $\epsilon_{Nd}(2,0)$ entre -5,3 e -6,7 (Figura 5.38). A amostra GV-4A apresentou um erro maior na razão $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, 30 ppm, contudo a idade modelo T_{DM} de 2,65 Ga é coerente com as demais amostras do grupo. A amostra GV-08B é a única representativa do grupo dos enclaves anfibolíticos. Em relação às outras quatro amostras, ela apresenta uma idade modelo T_{DM} mais alta, em torno de 3 Ga, e um valor de $\epsilon_{Nd}(2,0)$ de -8,3.

Os resultados Sm-Nd corroboraram com a separação observada no campo pois os dois grupos de enclaves apresentaram uma distinta curva de evolução do Nd. As idades modelo T_{DM} obtidas nos

enclaves dioríticos oscilaram entre 2,6 e 2,7 Ga e concordam com aquelas obtidas para os ortognaisses félsicos do embasamento Região dos Lagos, realizadas anteriormente (Fonseca, 1993, Schmitt *et al.*, 2004). As feições de campo, tais como as indicações de crescimento do mesmo mineral tanto no enclave quanto na encaixante, os contatos difusos entre ambos e o fato da composição e textura do enclave assemelhar-se com a matriz da encaixante, poderiam indicar que estes são cogenéticos ao anfibólio metatonalito, ou seja, seriam autólitos. Entretanto, ainda são necessárias análises químicas em ambas as unidades para confirmar esta sugestão. A amostra de enclave anfibolítico analisada apresentou uma idade modelo T_{DM} de 3 Ga, mais antiga do que as idades modelo do embasamento, sendo que sua curva de evolução de Nd está menos inclinada do que o envelope do embasamento. Com base nestes dados e ainda nos critérios de campo, tais como, bandamento composicional e a presença de foliação pretérita, sugere-se neste trabalho, que este grupo de enclaves seria representante de xenólitos. Ou seja, estes enclaves eram a encaixante anfibolítica quando houve a intrusão e cristalização dos corpos ígneos tonalíticos e monzograníticos de 2,0 Ga. A partir desses resultados, será investigada a idade destes xenólitos anfibolíticos pré-2,0 Ga.

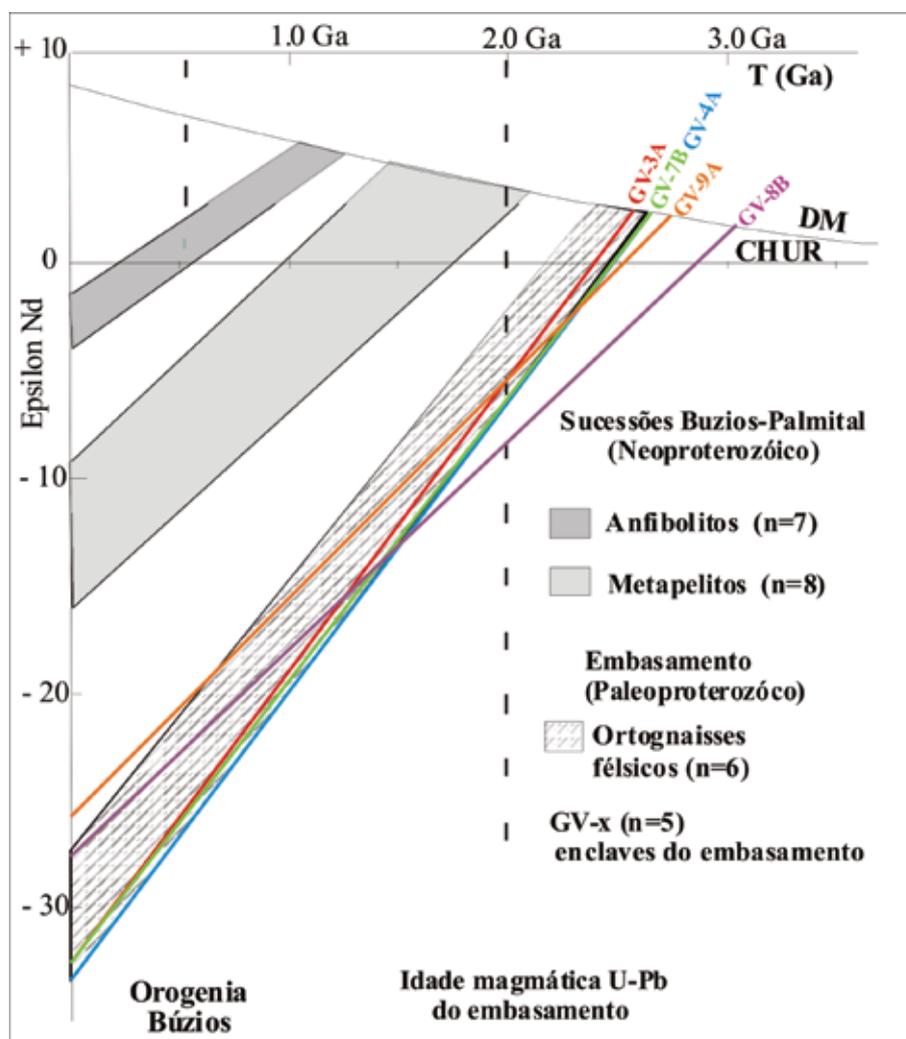


Figura 5.38 - Curva de evolução do Nd das principais unidades litoestratigráficas do Domínio Tectônico de Cabo Frio. (n= número de amostras analisadas) (Vaz *et al.*, 2007). As amostras dos enclaves estão destacadas em linhas coloridas. Os envelopes da seqüência supracrustal e do embasamento foram extraídos de Schmitt *et al.* (2008a)

Tabela 5.8 - Dados geocronológico Sm-Nd das amostras analisadas na UnB. Idades modelo (T_{DM}) e e_{Nd} .

Amostra	Litotipo	Coordena- das GPS	Sm(ppm)	Nd(ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	e(0)	T_{DM}	e(t)
						\pm ES2		(Ga)	
GV 3A	Anfibólio meta quartzodiorito	0194232 e 7467650	12,98	86,25	0,091	0,510972+/-11	-32,5	2,57	-5,37
GV 4A	Biotita metatona- nalito	0194227 e 7467673	12,23	80,43	0,0919	0,510918+/-30	-33,55	2,65	-6,67
GV 7B	Anfibólio meta quartzodiorito		5,51	35,14	0,0947	0,510974+/-14	-32,45	2,65	-6,29
GV 8B	Enclave diorítico bandado	0194221 e 7467682	6,68	33,09	0,1221	0,511230+/-13	-27,47	3,03	-8,35
GV 9A	Anfibólio meta- quartzo diorito	0193921 e 7467421	9,29	47,16	0,1191	0,511339+/-13	-25,34	2,75	-5,43

* Amostras em vermelho: erro alto.

* t = 2000 Ma									
---------------	--	--	--	--	--	--	--	--	--

6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

6.1 - A OROGENIA BÚZIOS E A FORMAÇÃO DO GONDWANA

Quando são conhecidas as estruturas e as associações de minerais metamórficos de uma determinada área, pode-se definir fases deformacionais e eventos metamórficos. É necessário então compreender até que ponto estas fases e eventos correspondem a eventos tectônicos e ciclos metamórficos, que são eventos em uma escala maior associados a movimento de placas e colisões (Passchier & Trouw, 1996).

As orogenias podem englobar vários eventos tectônicos e ciclos metamórficos. A orogênese abrange um processo tectônico complexo que inclui sedimentação, deformação, metamorfismo regional e magmatismo (Brown, 1993). Segundo Sengör (1991), uma orogênese é um termo coletivo para os processos que ocorrem nas margens de placas convergentes.

Do ponto de vista geodinâmico, a orogênese engloba todos os processos relacionados a um espessamento crustal, que resulta no soerguimento e, conseqüentemente, na topografia mais elevada (formação de montanhas)(Burg & Ford, 1997).

Este espessamento pode ser decorrente de distintos eventos tectônicos, tais como (1) ascensão de plútons devido a uma intensa atividade magmática (ex. arcos de ilha e arcos vulcânicos continentais); (2) acreção de terrenos exóticos trazidos por uma placa em subducção; (3) obducção de material oceânico; (4) colisão continental, resultando num “empilhamento” de material crustal sobre o continente parcialmente subductado, por falhas de empurrão e nappes; (5) formação de um prisma acrecionário; entre vários outros.

Sendo assim, os orógenos, estruturas produzidas pelo conjunto dos processos de margens convergentes, podem ser classificados, de uma maneira geral, em transpressionais, acrecionários, relacionados com obducção e colisionais (Sengör,1991; Brito Neves, 1995).

Um ambiente geotectônico convergente apresenta espessamento crustal como resultado da ação de um ou mais destes processos. Um exemplo é a atual margem convergente da costa oeste da América do Sul, onde se formou a cordilheira andina. Esta cadeia de montanhas é decorrente de vários eventos tectônicos como o empilhamento de escamas de crosta continental (principalmente onde a zona de subducção tem baixo ângulo de mergulho), adição de plútons e acreção de terrenos. A distribuição espacial desta diversidade de processos é um dos principais aspectos a se definir num orógeno.

Adicionando-se o fator tempo geológico a esta diversidade de eventos, o quadro torna-se muito mais complicado, pois uma margem convergente ativa pode durar centenas de milhões de anos. Este é o aspecto temporal da orogênese (Sengör,1991). Alguns geólogos defendem que uma orogenia pode realmente durar centenas de milhões de anos e que se desenvolve gradualmente; outros argumentam que, durante períodos muito longos, várias orogenias se sucedem com transições gradacionais entre si. Por exemplo, várias orogenias podem se desenvolver em função de uma margem convergente oceano-contidente, sendo que um orógeno acrecionário pode ser transformado em um orógeno colisional, caso o processo culmine com uma colisão continental.

Uma das alternativas utilizadas para subdividir os cinturões orogênicos e desvendar sua evolução é a “análise de terrenos”. Os terrenos são entidades geológicas limitadas por falhas regionais, caracterizadas por histórias geológicas distintas dos seus terrenos vizinhos (Schermer *et al.*, 1984, In: Sengör, 1991). Estes terrenos, também chamados de terrenos exóticos ou suspeitos, são geralmente interpretados como resquícios de microcontinentes, platôs marinhos, arcos de ilha e outras estruturas, que sobram de um processo de subducção de uma placa predominantemente oceânica.

A reunião de vários continentes para a formação de uma só massa continental ou a incorporação de vários terrenos a um continente resulta numa colagem orogênica, comparável a uma colcha de retalhos. A formação progressiva de uma colagem poderia ser subdividida em várias fases orogênicas numa margem tectônica ativa de longa duração (Miyashiro *et al.*,1982).

Com base no exposto acima, considera-se aqui uma orogenia como um evento tectono-metamórfico definido no tempo geológico que, em virtude de uma série de processos tectônicos (alguns supracitados) ligados a uma margem convergente, resulta no espessamento crustal de uma região. No aspecto temporal, a orogenia é um evento relativamente curto que pode refletir, por exemplo, uma colisão específica. Uma região localizada numa margem convergente de longa duração pode sofrer várias orogenias a medida em que terrenos de grande porte vem sendo docados (exemplo clássico da margem cordilherana – Burchfiel *et al.*,1992) e novos limites de placas surgem. Estas várias orogenias, separadamente, marcam etapas do processo de convergência. O processo global de junção de placas por convergência, que resulta na colagem, pode durar centenas de milhões de anos, enquanto que uma orogenia pode durar apenas 30 milhões de anos.

Quanto mais evolui o conhecimento na direção dos processos formadores dos orógenos recentes, mais complicada se afigura a análise dos prováveis processos que geraram os orógenos do passado. As faixas móveis, ou faixas orogênicas, pan-africanas-brasilianas exemplificam isto. Elas foram geradas pela aglutinação dos paleocontinentes pré-cambrianos para a formação do paleocontinente Gondwana e são resultantes de margens convergentes de diferentes

naturezas. Estas faixas hoje contornam os crátons pré-cambrianos, que sobram como núcleos dos continentes aglutinados (Figura 6.1). A aglutinação ocorreu em um período não inferior a 300 milhões de anos (~780-480 Ma). Portanto as faixas orogênicas pan-africanas-brasilianas registram várias fases orogenéticas neste período, que seriam etapas de evolução no processo global de convergência que culminou com a formação do Gondwana.

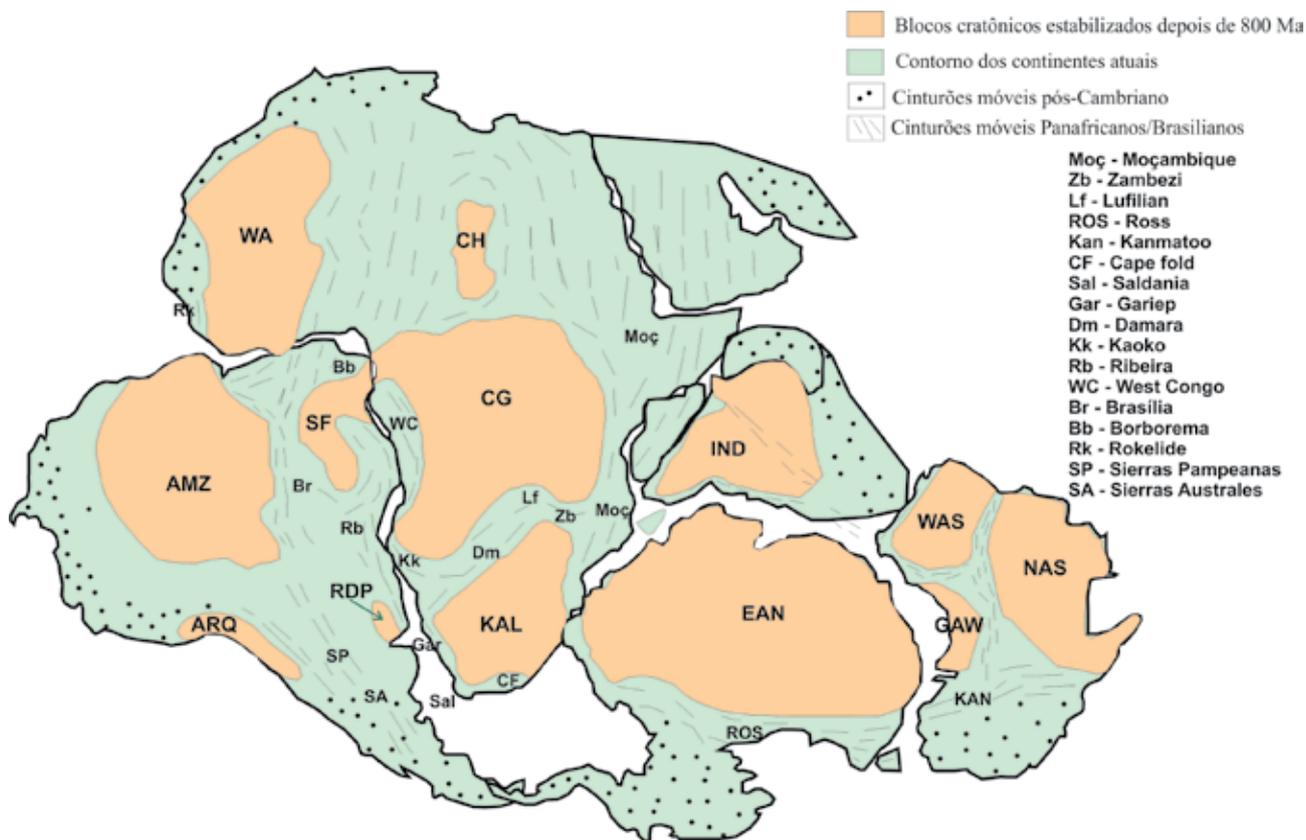


Figura 6.1 - Esquema tectônico do Gondwana mostrando os blocos cratônicos estabilizados antes do Proterozóico Superior e os cinturões móveis Panafricanos. Crátons: RDP = Rio de La Plata; AMZ = Amazonas; ARQ = Arequipa; WA = West African; CH = Chad; SF = São Francisco; CG = Congo; KAL = Kalahari; EAN = Leste da Antártica; IND = Indiano; WAS = Oeste Australiano; NAS = Norte Australiano; GAW = Gawler. (modificado de Powell, 1993; In: Unrug et al., 1993)

Existe uma grande mistura de conceitos e nomenclaturas que se referem aos eventos pan-africanos e brasilianos. A denominação de Ciclo Brasileiro (Almeida, 1971) foi inicialmente concebida seguindo a antiga filosofia de ciclo orogênico, que engloba uma etapa inicial de sedimentação. Depois do advento da tectônica de placas, este conceito foi adaptado para o Ciclo de Wilson que consiste no início da abertura de um oceano, envolvendo uma primeira fase de sedimentação de rift e após, de margem passiva. O fechamento do oceano se dá através da subsequente subducção espontânea da placa oceânica envelhecida, levando ao desenvolvimento de margens convergentes. Para o Ciclo Brasileiro, estimou-se um período de 900 a 570 Ma. Mais tarde, para separar a fase "orogênica" propriamente dita da fase sedimentar, definiu-se então o evento termo-

tectônico Brasileiro, que inclui somente os processos relacionados com a convergência, como deformação, metamorfismo e atividade ígnea, reduzindo-se para o período de 700 a 450 Ma (Almeida et al, 1978). Outros termos foram propostos para definir os acontecimentos deste intervalo: Ciclo tectono-magmático Brasileiro, Ciclo Orogrênico Brasileiro (Brito Neves & Cordani, 1991), Orogenia Brasileira, Episódio termo-tectônico Brasileiro (Heilbron et al., 2000), Colagem Brasileira, entre outros.

O termo "Orogenia Brasileira" refere-se a um intervalo de tempo de 250 Ma. O termo orogenia foi definido principalmente com a observação dos orógenos colisionais do Fanerozóico. Estes orógenos têm uma duração em média de 40 Ma (ex. Orogenia Alpina, Orogenia Himalaiana, Orogenia Herciniana, Orogenia Caledoniana).

Seja qual for o nome designado para este intervalo pré-Gondwana da atividade de margens convergentes, o que mais importa é a compreensão dos processos envolvidos. A medida em que as evoluções tectono-metamórficas dos vários domínios tectônicos (ou “terrenos”, para alguns), que compõem estas faixas orogênicas, forem compreendidas, as etapas orogenéticas ou fases serão mais facilmente identificadas e subdivididas.

A Faixa Ribeira, na qual o DTCF se insere, é uma faixa móvel brasileira com uma história tectônica complexa que provavelmente resultou de vários eventos colisionais, cada um representado por um orógeno próprio. O evento tectono-metamórfico identificado nas unidades litoestratigráficas das Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras é denominado Orogenia Búzios e é considerado um destes orógenos (Schmitt *et al.*, 2004, 2008a).

6.1.1 - A Orogenia Búzios - o último evento orogenético brasileiro na Faixa Ribeira

O evento tectono-metamórfico que atingiu o DTCF no Cambro-Ordoviciano é apenas um entre os vários eventos responsáveis pela aglutinação do paleocontinente Gondwana. Entretanto este evento tem importância singular devido a sua idade, deveras jovem em comparação com as idades nos demais cinturões móveis pan-africanos-brasileiros, e a sua localização, na região central do bloco denominado Gondwana Oeste (Figura 6.1). Estes dois aspectos sugerem que o Gondwana Oeste somente se consolidou há aproximadamente 500 milhões de anos.

As unidades litoestratigráficas do DTCF são as principais “testemunhas” da Orogenia Búzios, portanto é preciso compreender suas origens e significados tectônicos.

Os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos formam o embasamento do DTCF, cujos protólitos são granitóides e quartzo-dioritos cristalizados no Paleoproterozóico (idades U-Pb entre 2,03 e 1,96 Ga), no período Orosiriano (2050 a 1800 Ma). Estes granitóides integram um grupo de rochas ígneas com idades semelhantes às que ocorrem em outras regiões brasileiras como o Cráton de São Francisco e o Cráton Amazônico (Figura 6.1), cuja geração é associada à Orogenia Transamazônica, definida entre 2,16 e 2,0 Ga (Teixeira & Figueiredo, 1991). Entretanto, deve-se ressaltar que os granitóides do DTCF estão entre os corpos mais jovens neste agrupamento. Nestas regiões, o período Orosiriano é considerado um intervalo de tempo pós-colisional com magmatismo tardi- a pós-tectônico (Teixeira *et al.*, 2000). Os Ortognaisses Félsicos Região dos Lagos apresentam foliações e lineações deformacionais que são atribuídas à Orogenia Búzios. Portanto, não foi possível caracterizar qualquer estrutura deformacional do Paleoproterozóico. Este aspecto induz a interpretação de que estes granitóides tenderiam a ser tardi- a pós-tectônicos.

Dados geoquímicos nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos indicam uma origem relacionada a um arco magmático continental (Paulo, 2006; Viana *et al.*, 2008). Petrograficamente, os metagranitos porfiríticos apresentam uma mineralogia semelhante a granitóides cálcico-alcalinos de alto potássio. Estes litotipos são os mais abundantes entre os demais, cuja afinidade geoquímica também ainda está para ser determinada. Todavia, pode-se afirmar que o magma original teve uma forte contribuição de material crustal, fato evidenciado também pelos dados isotópicos de Nd (Schmitt *et al.*, 2004). Além disto, destaca-se que os litotipos quartzo-dioríticos forneceram idades mais antigas do que os granodioríticos que, por sua vez, são alguns milhões de anos mais velhos do que os sienogranitos. Portanto, esta unidade litoestratigráfica apresenta mais de um pulso magmático, resultantes de um evento tectono-termal. A referência “*Batólito de Araruama*”, conferida por Machado & Demange (1990) a esta unidade, é bastante exata considerando que estes metagranitóides abrangem uma área maior do que 100 km² e são compostos por litotipos de variadas composições. É importante frisar que este termo refere-se ao protólito destas rochas, ou seja, à forma e à colocação dos granitóides durante o Paleoproterozóico. Ressalta-se que, devido ao evento tectono-metamórfico que se sucedeu no Fanerozóico, muitos domínios do embasamento são possivelmente alóctones.

A questão é conseguir correlacionar estas escamas tectônicas do Paleoproterozóico com unidades litoestratigráficas contemporâneas e afins em outras regiões. Os granitóides paleoproterozóicos brasileiros são normalmente mais antigos do que os aflorantes no DTCF, entretanto dados do continente africano indicam uma similaridade com os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Na região do Rio Hoanib, NW da Namíbia, na faixa móvel Kaoko (Figura 6.1) afloram rochas arqueanas (2,6 a 2,5 Ga) intrudidas por granitóides paleoproterozóicos. Estes granitóides foram datados pelo método U-Pb convencional, pelo SHRIMP e por evaporação, fornecendo idades bem precisas no intervalo de 1980 a 1960 Ma (Seth *et al.*, 1998). Segundo estes autores, esta atividade ígnea também é registrada no sudoeste de Angola e ao norte da Namíbia. Esta área específica era muito próxima do DTCF antes da abertura do oceano Atlântico, portanto estes granitóides poderiam ter participado do mesmo bloco crustal dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos há 2,0 Ga. Entretanto, não foi identificada no DTCF a encaixante arqueana dos granitóides paleoproterozóicos.

Os protólitos dos ortoanfibolitos da Unidade Forte de São Mateus eram rochas ígneas máficas cujo magma original tinha uma contribuição juvenil mostrada pela evolução isotópica do Nd nestas amostras, semelhante à curva do manto depletado (Schmitt *et al.*, 2008b). Além disso, gráficos de

abundância de terras raras mostram um padrão horizontal semelhante aos basaltos gerados em cordilheiras meso-oceânicas (Schmitt *et al.*, 1999c). Estas duas evidências indicam que estes protólitos ígneos máficos podem representar crosta oceânica antiga, contudo esta hipótese ainda deve ser testada. A concordância entre os dados obtidos nos paleodiques, ortoanfibolitos homogêneos (Suíte José Gonçalves), que seccionam os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, e nos espessos pacotes de ortoanfibolitos individualizados (ortoanfibolitos bandados) permite inferir que ambos fazem parte da mesma unidade. Portanto, o centro de geração deste magma básico localizava-se próximo à crosta continental, a julgar pela presença dos diques (ortoanfibolitos homogêneos). Infelizmente, as idades obtidas nos ortoanfibolitos ainda são consideradas preliminares.

A partir da idade de cristalização obtida através de isócrona Sm-Nd em rocha total nos ortoanfibolitos da Unidade Forte de São Mateus (Schmitt *et al.*, 2008b), eles são assumidos neste trabalho como parte do substrato e intercalados com a Bacia Búzios-Palmital, ou pelo menos relacionados com a abertura da mesma.

Os metassedimentos e metabasitos caracterizam depósitos de fundo marinho e depósitos de leques submarinos, respectivamente Unidades Búzios e Palmital. A Unidade Búzios intercala-se com um grupo de litotipos anfíbolíticos que foram interpretados como resultantes de uma atividade vulcânica contemporânea à sedimentação ou posterior, agrupados na Unidade Forte de São Mateus. As idades T_{DM} dos metassedimentos indicam uma idade máxima para a sedimentação da bacia Búzios-Palmital de 1,0 Ga (T_{DM} do anfíbolito calcissilicático), ou seja, é uma bacia do Neoproterozóico. Os zircões dos metassedimentos quartzo-feldspáticos mostram idades discordantes $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ neoproterozóicas e ainda U-Pb em zircões detríticos que indicam que a 620 Ma a sedimentação persistia na bacia (Schmitt *et al.*, 2004).

6.1.2 - A Orogenia Búzios

Entre 525 e 490 milhões de anos atrás, as unidades litoestratigráficas do DTCF foram deformadas e metamorfasadas em altas temperaturas sob pressões médias a altas. Este evento tectono-metamórfico, durou pelo menos 35 m.a., iniciando-se no Cambriano Inferior e diminuindo de intensidade no início do Ordoviciano. Este é denominada Orogenia Búzios porque a associação mineral de pico metamórfico datada foi amostrada na localidade de Armação dos Búzios (Schmitt *et al.*, 2004).

Este evento tectônico se inicia com o transporte dos sedimentos e das rochas vulcânicas, depositados e cristalizados na bacia neoproterozóica Búzios-Palmital, para grandes profundidades, registrado com o pico metamórfico na transição

entre as fácies anfíbolito e granulito, a pressões mínimas de 9 kbar e temperaturas acima de 780° C (Figura 4.45). Este campo de metamorfismo é bem definido com base nas associações minerais dos metassedimentos e ortoanfibolitos, sintectônicas às fases deformacionais D1 e D2, resultantes de uma tectônica tangencial com direção principal de transporte tectônico NW-SE. Durante estas fases, os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos foram empurrados por sobre o Grupo Búzios Palmital, como escamas tectônicas de escala quilométrica (Figura 4.23). A deformação D1 e D2 e o pico metamórfico ocorreram há aproximadamente 525 Ma (idade U-Pb em zircões nos leucossomas de Schmitt *et al.*, 2004)(Figura 3.21).

Considerando-se um gradiente geotérmico normal (30°C/km), estes protólitos sedimentares e vulcânicos precisariam ter atingido profundidades de, no mínimo, 27 km para sofrerem estas transformações mineralógicas. O processo tectônico mais eficaz para transportar rochas sedimentares a estas profundidades normalmente envolve a subducção. O tipo de metamorfismo e o caminho P-T-t horário indicam um evento colisional com considerável espessamento crustal. Isto justificaria o empilhamento de metassedimentos oceânicos entre fatias de crosta continental (Ortognaisses do Complexo Região dos Lagos). Portanto a idade de 525 Ma deve representar o fim do processo de subducção.

Após o pico do metamorfismo, as unidades, já empurradas umas sobre as outras, são dobradas por megadobras recumbentes na fase D3, com eixos paralelos à direção de transporte NW-SE. Alguns indicadores cinemáticos nos ortognaisses e nos metassedimentos sugerem que o sentido de transporte foi de SE para NW. Este movimento é compatível com a falha de empurrão observada no limite norte do DTCF com o seu vizinho Terreno Oriental, portanto presume-se que, durante a D3, as rochas do DTCF são empurradas por sobre o Terreno Oriental, caracterizando uma colisão local (Figura 6.2). Esta deformação desenvolveu-se na “volta” da trajetória horária do metamorfismo, como indica a formação de sillimanita fibrolítica nos flancos das megadobras D3 e também por sillimanita pseudomórfica sobre cianita, nos metapelitos. Esta fase deformacional D3 ocorreu por volta de 510 Ma (idade U-Pb em monazitas e titanitas nos metassedimentos e anfíbolitos, obtidas por Schmitt *et al.*, 2004).

Após 510 Ma, a porção centro-leste do DTCF adquiriu uma estabilidade tectônica e foi apenas fracamente deformada pela fase deformacional subsequente D4. De acordo com idades obtidas em minerais metamórficos de mais baixa temperatura, obteve-se uma taxa de esfriamento de 10°C/Ma para este setor do DTCF até 480 Ma. Esta taxa de esfriamento relativamente rápida é condizente com a preservação da mineralogia de alta pressão nos

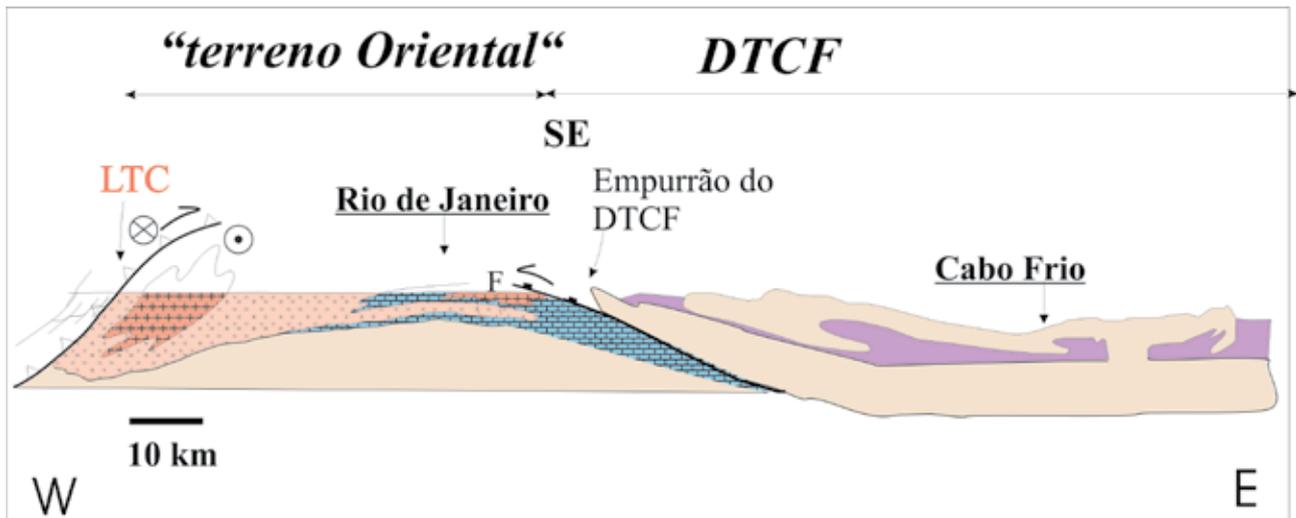


Figura 6.2 - Perfil geológico esquemático com o contato entre o DTCF e o "terreno Oriental" durante a fase D3. No DTCF, em rosa claro está o embasamento (Ortoanfibolitos do Complexo Região dos Lagos e Ortoanfibolitos da Suíte José Gonçalves) e em lilás estão representadas as rochas supracrustais (Grupo Búzios Palmital). As cidades de Cabo Frio e do Rio de Janeiro estão indicadas

metassedimentos da Sucessão Búzios (Ky+K-feldspato) e, provavelmente, representa uma exumação veloz da crosta continental por colapso orogênico.

Nos Himalaias são descritos metassedimentos com uma mineralogia semelhante. Segundo Liu & Zhong (1997), granulitos himalaianos eram rochas sedimentares que foram transportadas para dentro do manto superior e se equilibraram a condições mantélicas para formarem granulitos de alta pressão, que foram então rapidamente exumados. Durante esta exumação, as associações minerais de alta pressão primárias foram superpostas por associações de média a baixa pressão tardias. Ao mesmo tempo, estas rochas sofreram anatexia para formar uma grande quantidade de migmatito ou granito. No caso do DTCF, a fusão parcial é de 10 a 20% e os granitos gerados por fusão são representados como veios e bolsões leucossomáticos de até 4 metros de diâmetro.

Durante o período de exumação e esfriamento na parte centro-leste, desenvolveu-se no setor oeste do DTCF uma zona de cisalhamento transcorrente NE-SW destrógrica, responsável pela fase D4 e paralela ao contato do DTCF com o Terreno Oriental. A idade da fase de deformação D4 é estimada entre 500 a 490 Ma (idade U-Pb em monazitas e zircões nos metassedimentos da Sucessão Palmital). A Sequência Supracrustal, os ortognaisses e os ortoanfibolitos estavam ainda experimentando condições metamórficas de grau médio a alto durante a fase D4.

Esta zona de cisalhamento pode ser resultante de um ajuste tectônico do Terreno Oriental e do DTCF, quando estes são colocados lado a lado, provavelmente após a fase D3.

No setor centro-leste do DTCF, após 480 Ma, a taxa de esfriamento baixou para 5°C/Ma como resultado de um soerguimento e possível colapso

orogênico até o final do Ordoviciano (Figura 2.17). A melhor evidência da idade mínima para o início da estabilidade tectônica é obtida através da datação dos diques pegmatíticos que seccionam as demais unidades litoestratigráficas e não apresentam estruturas deformacionais. Os zircões dos diques forneceram uma idade U-Pb de 440 Ma. Nesta época o DTCF pode então já pode ser considerado como um domínio tectônico estável.

Portanto, a Orogenia Búzios é definida com precisão no tempo geológico (525 a 490 Ma-fase colisional e de 490 a 440 – fase de colapso orogênico) e está registrada no DTCF por cinco fases deformacionais e uma trajetória de metamorfismo horária. O grande desafio é compreender até que ponto este evento afetou o restante da Faixa Ribeira.

6.1.3 - A Orogenia Búzios e o Segmento Central da Faixa Ribeira

A elaboração de uma teoria para a evolução tectônica do Segmento Central da Faixa Ribeira no Neoproterozóico-Paleozóico encontra-se ainda na fase inicial. Os avanços alcançados nos últimos 20 anos são impressionantes, embasados em uma série de dados científicos confiáveis. Contudo, persiste a escassez dos estudos geológicos detalhados, inclusive de mapeamentos geológicos básicos neste setor da Faixa Ribeira. Por este motivo, as hipóteses discutidas a seguir, envolvendo a reconstituição de margens tectônicas cambro-ordovicianas, dependem dos dados científicos disponíveis que ainda não são suficientes para a confecção de teorias plenamente confiáveis.

Os dados geológicos e geocronológicos deste setor Faixa Ribeira indicam que os domínios tectônicos

a oeste do DTCF foram gerados e deformados, em grande parte, no final do Neoproterozóico (Brito Neves *et al.*, 1999; Heilbron *et al.*, 2000; Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto, 2000). De acordo com a maioria dos autores, a margem sul-sudeste do Cráton do São Francisco era uma margem continental passiva com uma sedimentação de plataforma, antes da aglutinação do Gondwana.

À sudeste desta margem, desenvolvia-se um arco magmático de grandes proporções, denominado Arco Rio Negro, com atividade magmática datada de 630 Ma (Tupinambá *et al.*, 1998; Tupinambá, 1999) (Figura 2.2). A origem deste arco ainda é objeto de discussão. Uma das hipóteses é a de que este seria um arco magmático continental resultante da subducção para sudeste de uma crosta oceânica (que pertencia à mesma placa do futuro Cráton do São Francisco) por baixo de uma crosta continental a leste, que poderia ser um microcontinente (Campos Neto & Figueiredo, 1995), ou mesmo a margem passiva do paleocontinente Congo (Heilbron *et al.*, 2000). Outra hipótese sugerida é a de que o Arco Rio Negro seria um arco de ilhas oceânicas, gerado pela subducção da mesma crosta oceânica, para leste, por baixo de uma outra crosta oceânica (Tupinambá, 1999). Esta hipótese é sustentada pela composição química das rochas do arco e também pelo fato de que, até o momento, não foi identificado embasamento mais antigo neste setor da faixa. A presença de unidades litológicas com características químicas de arco continental é explicada como devido a um longo tempo de subducção que geraria um aumento no grau da maturidade do arco de ilhas (Tupinambá, 1999).

Após o consumo total da crosta oceânica subductada, o arco colidiu com a margem do Cráton do São Francisco, por volta de 600 Ma, idade obtida nos leucogranitos-gnaisses gerados durante o espessamento da crosta (Tupinambá, 1999). Os sedimentos e as rochas vulcânicas da margem passiva foram metamorfisados e deformados, sendo empurrados sobre a região cratônica, localizada a NW, junto com lascas de embasamento paleoproterozóico, provavelmente porções da crosta continental estirada do paleocontinente São Francisco. Estas rochas estão preservadas e expostas hoje configurando os Domínios Juiz de Fora e Andrelândia, e apresentam idades de pico metamórfico por volta de 590 a 570 Ma (Machado *et al.*, 1996). O evento metamórfico associado é denominado por estes autores como M1, relacionado a condições de altas temperaturas e médias pressões. Durante esta colisão, os sedimentos associados ao arco (“fore arc”) são empurrados por sobre os sedimentos plataformais do paleocontinente São Francisco, formando a klippe Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 2000).

A provável sutura desta colisão é denominada *Limite Tectônico Central*, uma zona milonítica que hoje tem mergulho para noroeste e lineações de estiramento oblíquas com caimento para nordeste (Almeida *et al.*, 1999). A cinemática desta zona

milonítica é atribuída, em parte, à forma do arco que pode ter gerado um movimento oblíquo na sua “chegada” por compressão frontal.

Após esta colisão, a região do arco e dos metassedimentos é intrudida por diversos plútons (entre eles o Batólito Serra dos Órgãos) de caráter metaluminoso e cálcico-alcálico atribuídos por Heilbron *et al.* (2000) a um estágio tardi-colisional, entre 565 e 540 Ma. Porém, outras hipóteses aventam que este magmatismo pode ser relacionado a um processo de subducção de uma crosta oceânica para oeste, ou seja, por baixo do Arco Rio Negro (Tupinambá, 1999, Campos Neto, 2000). Brito Neves *et al.* (1999) aventam a possibilidade da existência de uma zona de subducção mais a leste e com mergulho para oeste, por baixo do Terreno Oriental. Eles atribuem a presença de estruturas de vergência para leste nos metassedimentos aflorantes na faixa do Congo Oeste, hoje na África (Figura 6.1), ao fechamento do oceano Adamastor entre 540 e 530 Ma. A região que hoje abriga as rochas do Arco Rio Negro, os metassedimentos e os granitóides “pós-colisionais” é chamada Terreno Oriental por Heilbron *et al.* (2000) e “*terreno Serra do Mar*” por Campos Neto (2000) (Figuras 2.1 e 2.3). Este último autor atribui este estágio de subducção para oeste à Orogenia Rio Doce.

Entre 535 e 520 Ma foi caracterizado um metamorfismo de baixa pressão e alta temperatura no Terreno Oriental, chamado M2 (Heilbron *et al.*, 2000; Machado *et al.*, 1996). O período que se segue, de 520 a 480 Ma, é considerado um estágio transicional marcado pelo desenvolvimento de zonas transtensionais associadas a um relaxamento térmico do orógeno e à intrusão de plútons de granitóides cálcico-alcálicos associados a rochas toleíticas (Heilbron *et al.*, 2000; Junho *et al.*, 1993; Wiedemann, 1993). Este magmatismo é interpretado como originário da fusão de rochas crustais e mantélicas devido às condições de altas temperaturas e ao soergimento após a colisão, associado ao início de um período extensional que vigora durante todo o Fanerozóico e foi responsável pela formação da bacia do Paraná (Heilbron *et al.*, 2000).

Durante este período pós-colisional e transicional, ao contrário do que ocorria no restante da Faixa Ribeira, o DTCF estava no auge do metamorfismo principal de pressão média a alta e com temperaturas acima de 780°C. São nítidas as diferenças geológicas entre o DTCF e o Terreno Oriental (M.J.Fonseca, 1989, 1998). Destaca-se a abundância de plútons brasileiros no segundo, que caracterizam-no como um domínio que sofreu metamorfismo regional de alta temperatura e baixa pressão.

A correlação entre estes dois importantes domínios tectônicos ainda é muito difícil devido à escassez de dados geológicos na região leste do Terreno Oriental, parte adjacente ao DTCF. Recentemente foi identificado um corpo granítico de dimensões batolíticas nos municípios de

Niterói e Maricá, denominado Granito Cassorotiba (Penha, 1997), dentro do Terreno Oriental. Este granito e os vários outros desta área estão alinhados segundo a direção NE-SW (paralelos ao limite do DTCF com o Terreno Oriental) e apresentam estruturas deformacionais que os caracterizam como granitóides pré- a sin-tectônicos (Penha, *comunic. verbal*), mas ainda estão em fase preliminar de pesquisa. Portanto, a interpretação de modelos geotectônicos para a evolução do DTCF é bastante limitada tanto pela ausência de dados nesta sua porção vizinha a noroeste, como pela sua continuidade para sudeste, submersa no oceano Atlântico e sotoposta às bacias sedimentares marginais brasileiras.

Mesmo assim, com os dados obtidos pode-se aventar algumas hipóteses que encaixam a Orogenia Búzios na evolução tectônica da Faixa Ribeira. Considera-se que, inicialmente, o Arco magmático Rio Negro, interpretado como um arco de ilhas (Tupinambá, 1999), foi gerado durante a subducção da crosta oceânica da placa do São Francisco (formada pelo Cráton do São Francisco, sua plataforma continental e uma crosta oceânica) para sudeste. Quando esta crosta oceânica foi totalmente consumida, as rochas ígneas do Arco Rio Negro, os seus sedimentos contemporâneos e a crosta oceânica que o abrigou, formariam uma outra placa (Terreno Oriental ou “*terreno Serra do Mar*”) que colidiu com o paleocontinente do São Francisco.

Após esta colisão (ca. 600 Ma), o DTCF começa a entrar no cenário da Faixa Ribeira sendo que duas hipóteses se encaixam melhor com os dados obtidos até o momento.

A primeira hipótese (Figura 6.3) assume que a crosta oceânica do lado “africano” começa a entrar em subducção, mas desta vez no sentido oposto, para oeste, por baixo do paleocontinente São Francisco aumentado (o Terreno Oriental, já faz parte dele). O movimento da placa do São Francisco na direção do paleocontinente Congo é atenuado pela colisão do arco, desenvolvendo-se grandes zonas de cisalhamento transcorrentes. Esta atenuação é compensada pelo movimento da placa do Congo para oeste, que vai forçar a crosta oceânica remanescente a se “descolar” do Terreno Oriental e entrar em subducção por baixo do mesmo. Esta nova subducção, desenvolvida entre 590 e 530 Ma, vai gerar o magmatismo cálcico-alcalino do batólito Serra dos Órgãos e os plútons correlatos, denominados regionalmente de Arco Magma Rio Doce (Campos Neto & Figueiredo, 1995). Esta intensa atividade magmática está associada a um metamorfismo regional de alta T e baixa P (M2 de Heilbron *et al.*, 2000). Sugere-se aqui que a idade de M2 no Terreno Oriental seja modificada e restrita à ~550 Ma, mais antiga do que o intervalo inicialmente proposto de 540 a 520 Ma (Machado *et al.*, 1996), considerando os novos dados obtidos em granitóides sintectônicos, e em minerais metamórficos nos metapelitos na parte leste do Terreno Oriental (Silva *et al.*, 2000 e

Schmitt *et al.*, 2004). O calor responsável por estas condições metamórficas e pela geração de vários plútons poderia ser atribuído à antiga pluma que gerou inicialmente o oceano Adamastor (Hartnady *et al.*, 1985), ca. 800 Ma (Pedrosa Soares *et al.*, 1998, Campos Neto, 2000), quando as margens entre as placas Congo e São Francisco eram divergentes.

Desta forma, os granitóides de 560 Ma (ex. Batólito Serra dos Órgãos) seriam resultantes de uma subducção de uma crosta oceânica por baixo do antigo Arco de Rio Negro. Neste caso, parte dos sedimentos, hoje dentro do Terreno Oriental (Bacia Italva - Domínio Costeiro), seriam de “*fore arc*” continental. Mais para o interior do oceano, a leste da subducção, os sedimentos depositados sobre a crosta oceânica formaram as rochas sedimentares das Sucessões Búzios e Palmital do DTCF. Esta Seqüência Supracrustal seria então transportada para a zona de subducção, sendo submetida a um metamorfismo de média a alta pressão e baixa temperatura, cujas associações minerais produzidas são obliteradas em seguida pelo metamorfismo de alta temperatura e alta pressão, no momento da sua obducção. A chegada da crosta continental africana estirada (paleocontinente do Congo) na zona de subducção “estanca” o processo antes das supracrustais serem consumidas. Estas rochas continentais mais antigas são então empurradas na forma de “*thrust sheets*” sobre a Seqüência Supracrustal formando o DTCF. Este evento teria ocorrido há 525 Ma correspondendo às fases deformacionais D1 a D2 e início da Orogenia Búzios. Portanto, esta idade marcaria o fechamento do oceano que separava os paleocontinentes São Francisco e Congo e a formação de um novo orógeno colisional.

Durante este período, o restante da Faixa Ribeira desenvolveu estruturas extensionais. Um recurso para se entender a coexistência de um regime extensional no domínio tectônico vizinho do DTCF (Terreno Oriental) é assumir que o DTCF somente foi colocado em contato com o Terreno Oriental após este período, durante a D3. Esta hipótese é coerente com a datação de uma zona de cisalhamento no setor oeste do DTCF, ca. 495 Ma, responsável pela fase deformacional D4 e que deforma também as unidades do Terreno Oriental, demonstrando que, neste período, os domínios já estavam em contato. Mesmo assim, esta zona de cisalhamento, desenvolvida no contato entre estes dois domínios tectônicos, é de caráter transpressivo e não transtensional. Para conhecer a influência da Orogenia Búzios na região leste do Terreno Oriental é necessária ainda a realização de muitos estudos detalhados de mapeamento e datação isotópica nesta área.

A segunda hipótese (Figura 6.4) postula uma subducção para leste da crosta oceânica, provavelmente por baixo da placa do Congo. Neste caso, deveria se identificar atualmente a presença de

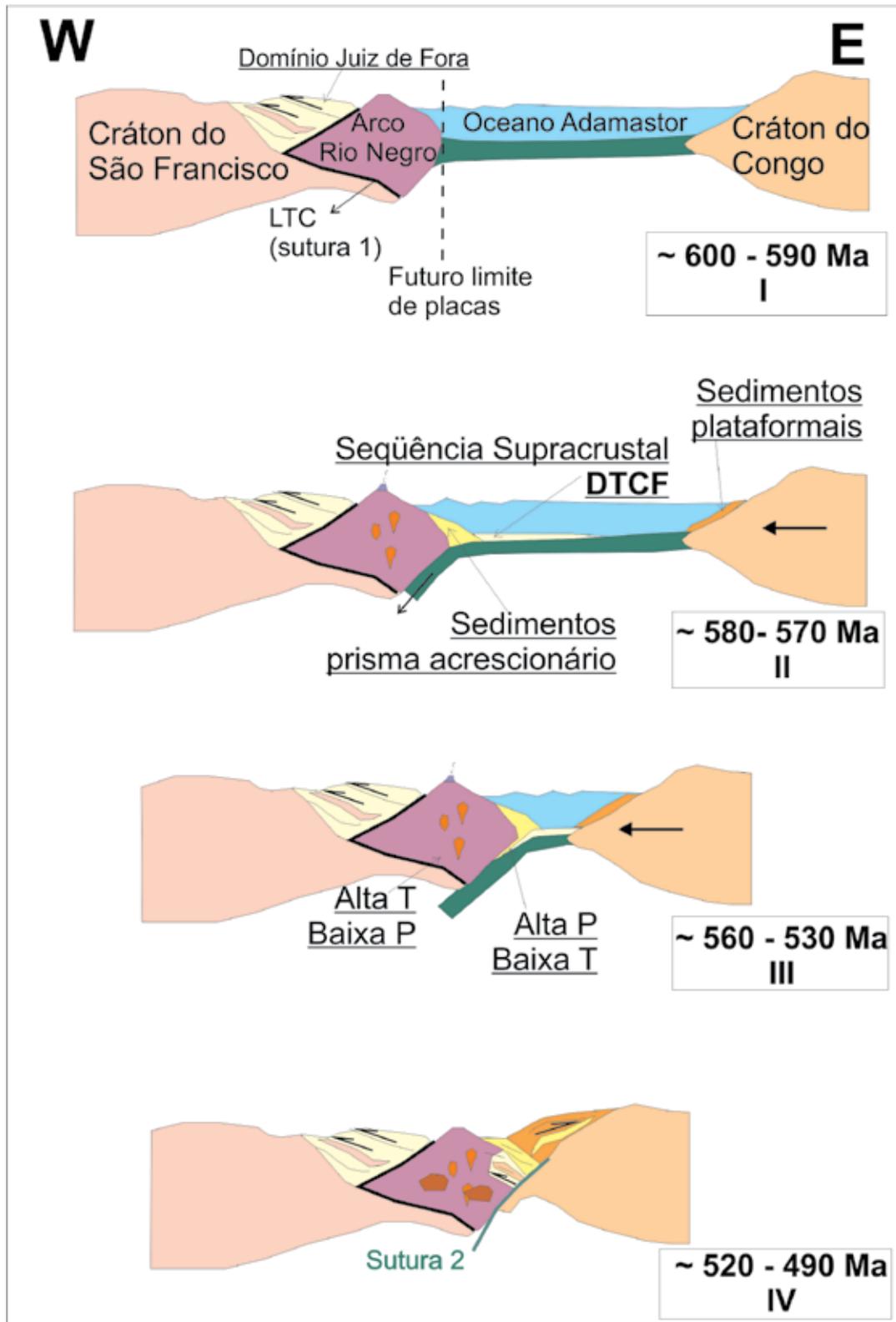


Figura 6.3 - Desenho esquemático da evolução tectônica do Segmento Central da Faixa Ribeira após a colisão do Arco Rio Negro (~600 Ma) - Hipótese 1. I - Formação do Limite Tectônico Central (LTC); primeira sutura; II - Subducção para oeste da litosfera oceânica da placa do Congo, arco magmático secciona o antigo Arco Rio Negro; III - Subducção das supracrustais do DTCF; IV - Colisão continental e obdução das supracrustais do DTCF. Fases de deformação D1 e D2 da Orogenia Búzios. Formação da Sutura 2

um arco magmático no lado africano ou submerso. Nesta hipótese, as rochas da Seqüência Supracrustal também são obductadas para o interior da crosta continental quando a subducção da crosta oceânica termina. O sentido de movimento tectônico documentado no DTCF é mais compatível com este mecanismo de obducção. Quando o processo de

subducção termina, devido ao consumo total da crosta oceânica, a crosta continental estirada da plataforma do Congo é parcialmente empurrada por sobre a placa São Franciscana. Neste caso, o contato do DTCF com o Terreno Oriental é interpretado como uma sutura, e marca este empurrão da placa do Congo sobre a placa do São Francisco.

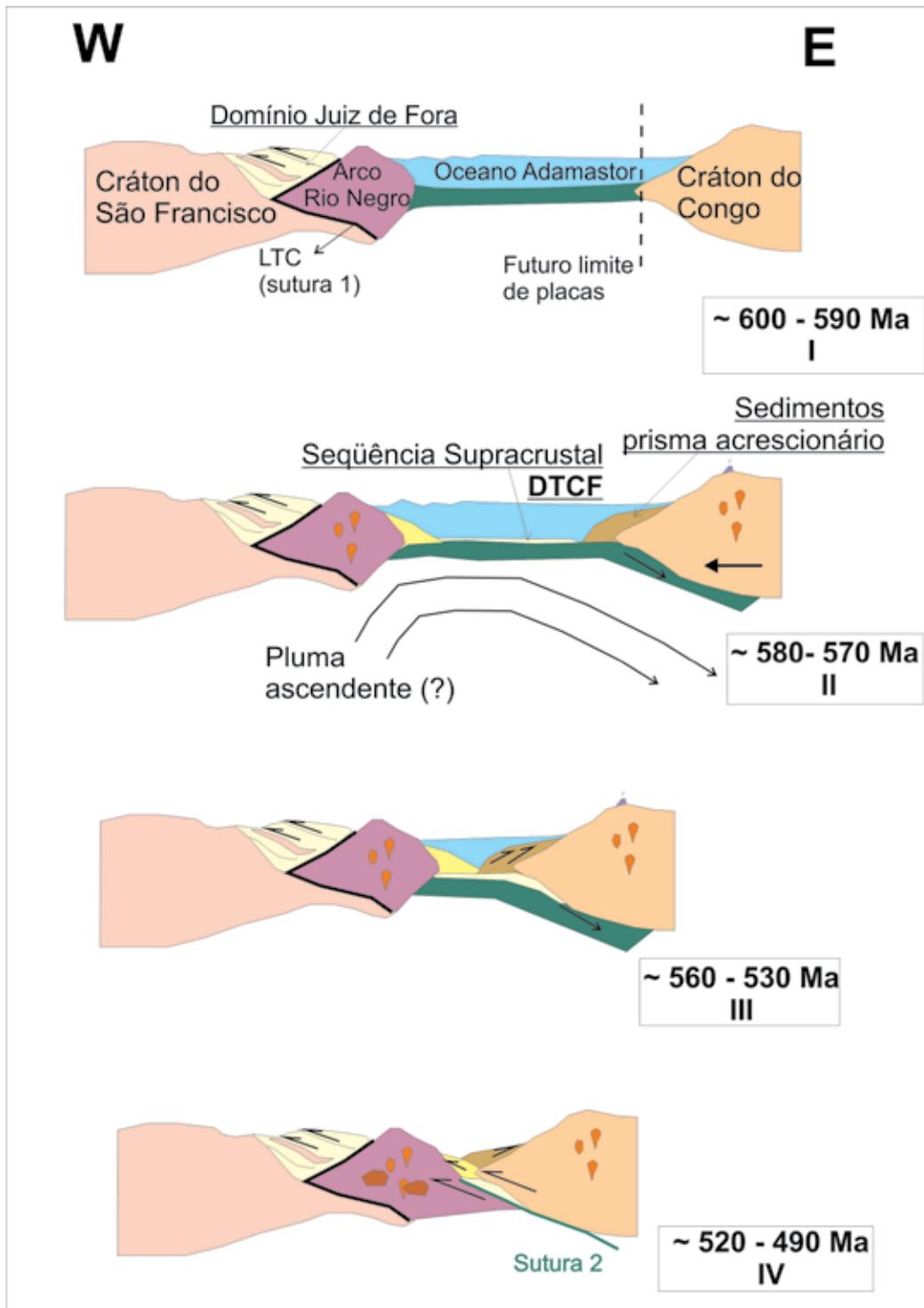


Figura 6.4 - Desenho esquemático da evolução tectônica do Segmento Central da Faixa Ribeira após a colisão do Arco Rio Negro (~600 Ma) - Hipótese 2. I - Formação do Limite Tectônico Central (LTC); primeira sutura; II - Subducção para leste da litosfera oceânica por baixo do paleocontinente do Congo; III - Subducção das supracrustais do DTCF; IV - Colisão continental e obducção das supracrustais do DTCF. Formação da Sutura 2

Em ambas hipóteses considera-se que a Seqüência Supracrustal do DTCF representaria uma seqüência de fundo oceânico que, após ser obductada, foi cavalgada por material de crosta continental durante a formação de um orógeno colisional, logo após o final da zona de subducção.

Destaca-se que estas duas hipóteses são bastante simplificadas e até mesmo limitadas. Heilbron *et al.* (2000) consideram que os sedimentos do DTCF foram depositados numa bacia "back arc", desenvolvida durante a intrusão do Arco magmático Rio Negro na placa africana do Congo. Com a aglutinação final do Gondwana, esta bacia foi fechada e cavalgada pelo embasamento que formava o cráton. Esta hipótese de Heilbron *et al.* (2000) assume que o Arco Rio Negro é resultante de uma subducção do tipo oceano-contidente. Campos Neto (2000) considera que as supracrustais do "terreno Cabo Frio" seriam depósitos da margem passiva do cráton do Congo, deformados e metamorfisados no momento da colisão Congo e São Francisco. Neste último caso, acrescenta-se que se as sucessões sedimentares Búzios e Palmital são associadas a uma margem continental passiva, devem representar as porções mais distais da mesma, depois do talude continental.

Em todas as hipóteses consideradas, a Orogenia Búzios é o evento tectono-metamórfico mais jovem preservado neste setor da Faixa Ribeira, resultante da convergência do Gondwana nesta área, que se iniciou por volta de 630 Ma atrás (idade do arco magmático Rio Negro) e terminou no Ordoviciano Médio, no final do desenvolvimento deste orógeno colisional documentado no DTCF.

6.1.4 - A aglutinação e a formação do paleo-contidente Gondwana

A maior parte dos cinturões orogênicos pan-africanos-brasilianos foi formada entre 725 e 500 Ma por eventos colisionais resultantes da convergência de microplacas litosféricas criadas após a quebra do Rodínia (Unrug, 1997). O Rodínia (Hoffman, 1991) foi um supercontinente que supostamente existiu há 1,0 Ga após o amalgamento de crátons arqueanos e paleoproterozóicos em colisões que produziram cinturões mesoproterozóicos de 1,4 a 1,0 Ga.

Entre 1,0 e 0,7 Ga, antes e durante a defragmentação do Rodínia, uma série de eventos ocorreram relacionados a tectônica de escape e cisalhamento, magmatismo pós-tectônico, rift, extensão e formação de cinturões intracontinentais em praticamente todos os fragmentos continentais (Pallister *et al.*, 1988; Kröner *et al.*, 1992; Busch, *et al.*, 1997, Unrug, 1997; Weil *et al.*, 1998). Um exemplo disto é a separação da Laurentia dos crátons da Austrália e Antártica a 725 Ma (Powell *et al.*, 1994; Su *et al.*, 1994).

As faixas móveis brasilianas apresentam localmente alguns vestígios de rochas oceânicas

como evidências desta tafrogênese global, e ainda indícios da existência de margens convergentes intra-oceânicas (Pedrosa-Soares *et al.*, 1998; Babinsky *et al.*, 1996; Pimentel & Fuck, 1992).

Depois deste período, uma série de margens convergentes iniciaram suas atividades para a aglomeração das várias massas continentais dispersas pela quebra do Rodínia. Estas massas continentais formaram o Gondwana no início do Fanerozóico. Hoffman (1991) considera que a quebra do Rodínia gerou um pólo de rotação cujo centro seria o paleocontinente Laurentia. A partir deste pólo, os continentes à sua direita iniciaram uma trajetória horária e formaram o Gondwana Oeste (paleocontinentes pré-cambrianos da América do Sul e África), enquanto que os continentes à sua esquerda iniciaram uma jornada anti-horária e formaram o Gondwana Leste (integrando massas continentais que hoje formam a Austrália, Antártica Leste, Índia e Madagascar) (Figura 6.1).

Esta divisão foi feita em virtude das diferentes histórias evolutivas entre estes dois blocos. Unrug (1997) sugere que se utilize o termo Pan-Africano – Brasileiro somente para eventos colisionais de sutura do Gondwana Oeste. Estes eventos tiveram seu auge há aproximadamente 550 Ma (Trompette, 1994).

A sutura entre os dois blocos é formada por milonitos e granulitos no cinturão de Moçambique do leste da África, passando por Madagascar, sul de Índia, Sri Lanka e Antártica Leste, os quais se desenvolveram entre 550 Ma e 450 Ma (Rodgers, 1995). Todavia, o conceito de uma só colisão entre o Gondwana Leste e Oeste no Neoproterozóico é, para alguns autores, ainda uma "supersimplificação" (Unrug, 1997). Outros argumentam que estas idades estão associadas a eventos de charnockitização atribuídos a um regime tectônico distensional ou transcorrente e delaminação da litosfera mantélica (Unrug, 1997).

A formação do Gondwana não foi o único grande evento neste intervalo de tempo geológico. Os dados paleomagnéticos e geológicos indicam que o paleocontinente Laurentia (América do Norte), além de induzir a formação inicial do Gondwana teve participação no momento das colisões finais. Unrug (1997) sugere que a Laurentia (incluindo a Sibéria e a Baltica) teve contato com os crátons Amazônico e o Rio de La Plata, quando o Gondwana Oeste já estava unido. Este contato formou o supercontinente chamado de Pannotia (Powell, 1995), destruído a partir de 540 Ma.

Dalziel (1991) defende que a Laurentia foi justaposta ao leste da Antártica e à Austrália no final do Proterozóico antes da transição rift-drift no início do Cambriano (545 Ma). A Laurentia era uma peça-chave na existência de um supercontinente no Eo-Cambriano. Sua porção leste estava conectada ao proto-Andes e sua porção leste conectada à Antártica e Austrália.

Segundo Dalziel (1991), a Laurentia separa-se do Gondwana no Cambriano. Este processo

de rifteamento implica que o Gondwana não se consolidou pelo menos até 500 Ma. O espalhamento de fundo oceânico no Cambriano, após este rifteamento, pode ter sido balanceado pela subducção de litosfera oceânica pré-cambriana ao longo da sutura de Moçambique.

O recente reconhecimento de eventos termo-tectônicos cambro-ordovicianos nos cinturões pan-africanos e brasileiros costeiros (Dürr & Dingeldey, 1996; Schmitt *et al.*, 2004) e os novos dados paleomagnéticos (Li & Powell, 1993; Powell *et al.*, 1993) reforçam a hipótese de que o paleocontinente Gondwana ainda estava em formação no início do Cambriano, não somente na região da sutura entre o Gondwana Leste e Oeste, mas também internamente no Gondwana Oeste.

As faixas móveis aflorantes hoje na costa leste do Brasil e oeste da África eram localizadas na porção interna do bloco Gondwana Oeste (Figura 6.1). Neste período, o paleocontinente não somente era rodeado por margens convergentes como também desenvolvia orogenias na região que veio a se tornar a sua parte interna.

A caracterização da Orogenia Búzios tem implicações fundamentais na história do amalgamento interno do paleocontinente Gondwana, principalmente por ter sido identificada justamente no centro do bloco Gondwana Oeste (Figura 6.1). Para compreender melhor esta relação é preciso conhecer os eventos cambro-ordovicianos, contemporâneos à Orogenia Búzios preservados no Gondwana.

6.1.5 - As Orogenias “marginais” cambro-ordovicianas

O contorno sul do Gondwana é marcado por vários cinturões móveis fanerozóicos com eventos termo-tectônicos iniciados no Cambriano Inferior, referidos aqui como orogenias “marginais”, por se localizarem nas margens externas do paleocontinente (Figura 6.1).

A atual costa oeste da América do Sul, que abriga a cordilheira dos Andes, chamada de margem gondwânica proto-andina, registra duas orogenias cambro-ordovicianas (Rapela *et al.*, 1998a). Na região das Sierras Pampeanas, centro-norte da Argentina, foi identificada uma seqüência de rochas de margem passiva do Eo-Cambriano, intrudida por granitóides de 530 Ma, relacionados a uma subducção de uma placa oceânica para oeste (Rapela *et al.*, 1998b). Este processo de subducção é atribuído ao início da Orogenia Pampeana, que evolui para um espessamento crustal, obducção de um ofiolito, culminando com a colisão do terreno Pampeana a 525 Ma, que gerou condições metamórficas de 8,6 kbar e 810°C (idade obtida com análise U-Pb em monazitas de metassedimentos) (Rapela *et al.*, 1998b). A Orogenia Famatiniana sucedeu a

Orogenia Pampeana sendo registrada por um arco magmático do início do Ordoviciano (~490 Ma) associado à subducção de uma placa oceânica para oeste devido à chegada do terreno precordilheirano (Pankhurst *et al.*, 1998). Este último é considerado um bloco continental que se desprende da costa leste da América do Norte (Laurentia) (Rapela *et al.*, 1998a). Após a anexação da *Precordilheira* à margem do Gondwana, no Siluriano, começou a formação do proto-Pacífico a oeste.

Seguindo o contorno do Gondwana no sentido anti-horário (Figura 6.1), está o cinturão Saldania (Scheepers, 1995), que aflora na África do Sul. Esta faixa de pequena área aflorante é formada por metassedimentos e rochas metavulcânicas do Neoproterozóico, divididas em três terrenos orientados segundo NW-SE. Foram identificados três estágios de magmatismo: I – Fase com magmas máficos de 600 a 540 Ma relacionados a uma subducção; II – Fase tardi-orogênica com granitos do tipo “I” de 560 a 520 Ma; III – Fase pós-orogênica com rochas alcalinas entre 520 e 500 Ma. A faixa Saldania seria mais antiga do que as orogenias proto-andinas, contudo deve-se ressaltar que esta é uma região costeira, portanto esta faixa poderia ser mais larga e estar submersa.

A Antártica e Austrália preservam uma faixa orogênica marginal contínua que abrigou, no limite entre o Cambriano e o Ordoviciano, as Orogenias Ross e Delameriana, denominadas assim respectivamente em cada continente. Estas orogenias estão relacionadas com a subducção da placa oceânica do Pacífico, gerada após o despreendimento do paleocontinente Laurentia (Dalziel, 1991).

6.1.6 - As Orogenias “internas” cambro-ordovicianas

As orogenias “internas” referem-se àquelas desenvolvidas nas porções internas do Gondwana, mais especificamente no Gondwana Oeste (Figura 6.1), onde fica o DTFC.

As faixas móveis internas brasileiras mostram muitos dados isotópicos cambro-ordovicianos, associados a eventos pós-tectônicos pela maioria dos autores. Na faixa Araçuaí, ocorreu um período de magmatismo do tipo S- e I- entre 535 e 490 Ma, interpretado como originário de magma mantélico colocado por baixo da plataforma sul-americana, como resultado do colapso orogênico (Pedrosa Soares & Wiedemann- Leonardos, 2000). Este aquecimento pode ter sido responsável pelo *resetting* das idades Pb-Pb obtidas nos calcários do Grupo Bambuí no Cráton do São Francisco, que indicam idades de 530 a 500 Ma (Babinsky *et al.*, 1999; Campos Neto, 2000). Na faixa Dom Feliciano, região sul, por volta de 600 Ma inicia uma atividade magmática relacionada a eventos extensionais e a formação de bacias sedimentares do tipo *foreland*. Os sedimentos da

Bacia de Itajaí, localizada no estado de Santa Catarina, estão deformados por uma tectônica de baixo ângulo, do tipo “thin skinned”, interpretada como ocorrida há 535 Ma (Basei *et al.*, 1999; 2000).

A continuidade da Faixa Ribeira no continente africano ao sul é representada pelo cinturão Kaoko, faixa móvel da costa oeste da Namíbia e sul de Angola interpretada como uma ramificação do Cinturão Damara contornando o cráton do Congo ao norte. A continuação ao sul da faixa Damara, contornando o Cráton do Kalahari, é chamada faixa Gariep, correlacionada com a faixa Dom Feliciano, no sul do Brasil.

Na costa da Namíbia, o cinturão Kaoko consiste de rochas metassedimentares e metavulcânicas (metabasitos) que ocorrem sobre um embasamento granitóide-gnáissico ambos deformados e metamorfisados no Neoproterozóico, sendo que as condições metamórficas gradam de fácies xisto verde no leste até fácies anfíbolito superior a granulito no setor oeste, região costeira (Dürr & Dingeldey, 1996). Segundo estes autores, os protólitos dos metassedimentos foram depositados numa bacia estreita com o *trend* norte-sul (atual) sobre uma crosta continental atenuada. Portanto não consideram a hipótese de haver grandes oceanos entre os crátons do Congo e São Francisco e Rio de La Plata, mas apenas pequenas bacias orientadas segundo N-S, sobre uma crosta continental atenuada, como grabens e horsts. A hipótese de que as fossas do Kaoko, Dom Feliciano e Ribeira tenham estado de alguma forma ligadas durante o Neoproterozóico é sustentada pelo fato de que as rochas do embasamento em ambas as áreas tem uma história tectonotermal semelhantes com eventos a 2,0, 1,4 e 0,9 Ga, indicando uma crosta continental contínua para a região Ribeira-Dom Feliciano e Kaoko (Dürr & Dingeldey, 1996, Passchier *et al.*, 2002, 2009). O modelo intracontinental é suportado também pela ausência de ofiolitos e metamorfismo de alta pressão. Esta hipótese pode ser colocada à prova com a identificação das unidades litoestratigráficas do DTCF, que indicam associações metamórficas de relativa alta pressão.

A deformação mostra uma cinemática levógira transpressional, marcada por zonas de transcorrência NNW-SSE, no setor oeste, gradando para zonas de empurrão com vergência E-SE, no setor leste. No setor costeiro ocorre uma foliação fraca com mergulho de baixo ângulo com raras lineações minerais NW-SE. No setor central as rochas estão dobradas formando dobras com até 5 km de amplitude com vergência para leste, sendo que a lineação mineral é paralela aos eixos. No setor leste, a foliação penetrativa mergulha suavemente para oeste, e a lineação tem *trend* WNW-ESE. Os indicadores de deformação não-coaxial mostram cisalhamento de topo para E-SE. Para leste, o cinturão Kaoko é limitado pela falha de empurrão chamada *Sesfontein*. Os eixos de dobras e as lineações formam um ângulo de até

90°, indicando um grau menor de fluxo plástico, ao contrário do que ocorre no setor central, onde os eixos e as lineações minerais estão paralelizados, sugerindo a rotação dos eixos das dobras. As estruturas deformacionais são interpretadas como resultantes de uma estrutura em flor associada à transcorrência levógira (Dürr *et al.*, 1995). A leste do empurrão ocorrem sedimentos plataformais neoproterozóicos compostos principalmente por calcários com metamorfismo de baixo grau a incipiente. Idades K-Ar de 540 Ma ; 490 Ma e 460 Ma (Ahrendt *et al.*, 1983; In: Dürr & Dingeldey, 1996) foram interpretadas como de esfriamento de dois eventos tectono-metamórficos a 550-530 e 460 Ma. Dürr & Dingeldey (1996) consideram a deformação principal relativa ao período de 550 a 530 Ma.

Seth *et al* (1998) dataram alguns granitos sin a tardi tectônicos do setor oeste. O mais antigo forneceu idade de 656 Ma; os mais novos estão entre 567 e 552 Ma. Segundo estes autores, este pulso tardio é associado ao último pico metamórfico de alto grau na Faixa Kaoko e também no cinturão Damara, indicando que as orogenias são contemporâneas.

A Faixa Damara também apresenta algumas idades cambro-ordovicianas. Jung *et al.* (2000) caracterizaram granitos do tipo “S” sintectônicos de 526 a 516 Ma, associados ao pico metamórfico na região central do Damara. Nesta mesma área, dataram corpos graníticos alcalinos considerados pós-tectônicos de 494 e 488 Ma. Kock (1992) estudou em detalhe a unidade estratigráfica mais jovem da Zona de Khomas, uma bacia de “fore arc” na Faixa Damara, a Formação Hureb. Os protólitos eram sedimentos de sistemas de leques turbidíticos desenvolvidos durante a convergência entre o cráton do Kalahari, ao sul, em direção ao cráton do Congo, ao norte, através de uma zona de subducção desenvolvida por baixo do último. Com a colisão continental, no período entre 550 e 485 Ma, os sedimentos da Formação Hureb são empurrados por sobre o cráton do Kalahari e metamorfisados até o fácies anfíbolito.

A continuidade da Faixa Ribeira no continente africano ao norte é representada pelo cinturão do Oeste Congo (Figura 6.1). Alguns autores chamam este cinturão de Oeste Congo-Araçuai pela correlação com a faixa brasileira ao norte (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). O limite sul deste cinturão aflora na região norte de Angola, portanto poderia ser comparado em parte com o DTCF. Poucos dados foram publicados sobre esta região, onde afloram ortognaisses de alto grau tectonicamente intercalados com paragnaisses, tal como ocorre na área costeira do cinturão Kaoko e no DTCF (Prof. Luc Tack, *comunic. verb.*).

6.1.7 - Conexões para o DTCF

Considerando as reconstituições do Gondwana, a continuidade do DTCF na África fica na região central de Angola, ponto de ligação entre as faixas

do Kaoko e do Oeste Congo (Torquato, 1976, 1977; Salgueiro, 1977; Silva, 1977; Torquato *et al.*, 1979; Torquato & Cordani, 1981). A continuação da Faixa Kaoko para o norte é um ponto ainda polêmico, devido à ausência de dados na região de Angola que

permitam ou não esta ligação (Figura 6.1). Torquato (1977) apresenta um mapa que mostra um cinturão pan-africano descontínuo na costa de Angola, com uma única interrupção de cerca de 150 km na região de Moçamedes (Figura 6.5).



Figura 6.5 – Foto dos ortogneisses e ortoanfíbolitos aflorantes na região de Moçamedes, costa de Angola, África ocidental. A escala é o Prof. Torquato autor de uma tese de doutorado na região (extraído de Torquato, 1974). Datações por Delor *et al* (2006), revelam ser estas rochas, ortogneisses do Paleoproterozóico, metamorfisados no Cambriano

A correlação transatlântica deve ser feita com muita cautela. A porção submersa da crosta continental restaurada (ou seja, o estiramento da fase rift é calculado e subtraído) na margem do Rio de Janeiro, na região do DTFC, tem uma largura de pelo menos 100 km, na Bacia de Campos, ao norte do alto de Cabo Frio, e 220 km na Bacia de Santos, ao sul do mesmo (Chang *et al.*, 1992). Na margem africana, dados da região costeira central da Namíbia indicam uma largura de 150 km de crosta continental submersa (Austin & Uchupi, 1982). Portanto, considerando uma margem submersa de mesma grandeza na costa angolana, estima-se que até 400 km de faixa móvel pan-africana-brasileira reside hoje embaixo dos sedimentos das plataformas continentais juntas. O Segmento Central da Faixa Ribeira tem uma largura aproximada de 400 km. Logo uma faixa de mesmas dimensões pode estar sob o Atlântico.

A ocorrência de rochas metamórficas de alto grau nos cinturões costeiros da África e do Brasil (Kaoko, Congo Oeste, Ribeira) e a existência de idades cambro-ordovicianas nestes podem ter uma conexão com o processo de rifteamento do Gondwana e a formação do oceano Atlântico sul no Cretáceo. A Faixa Ribeira apresenta um “younging” dos seus domínios tectônicos para leste, sendo que as idades orogênicas mais jovens são obtidas no DTFC, região costeira. Esta polaridade é coerente com a hipótese de que a abertura do oceano Atlântico Sul ocorreu aproximadamente na sutura mais jovem do Gondwana Oeste e que talvez

este somente tenha se consolidado realmente no final do Ordoviciano, quando as seqüências sedimentares das bacias paleozóicas africanas e brasileiras começam a se assemelhar. Neste sentido, a hipótese de que os depósitos sedimentares ordovicianos da Bacia do Paraná (bacia paleozóica da região centro-sul do Brasil), seriam afetados pelas orogenias da região pampeana (Milani & Zalán, 1999) pode ser modificada, pois a leste desta bacia estava em atividade uma colisão continental de grandes proporções.

O proto-Gondwana neste período estava sob compressão nas suas margens (ex. Orogenias Pampeana, Ross). Estas orogenias, induzidas ou não pela interação entre o paleocontinente Laurentia e o Gondwana, podem ter provocado o fechamento dos blocos continentais Leste e Oeste (Grunow, 1996), mas também outros blocos menores, gerando os orógenos colisionais como o resultante da Orogenia Búzios. Os paleocontinentes neoproterozóicos que ainda não haviam se amalgamado ficaram presos em uma “armadilha” montada pelas orogenias marginais, que terminaram por catalisar os orógenos colisionais finais para a aglutinação do Gondwana. Entre estes eventos gerados está a Orogenia Búzios.

O intervalo de tempo da Orogenia Búzios coincide com as orogenias marginais o que reforça esta hipótese. Estas idades cambro-ordovicianas nas faixas internas parecem muito jovens e isoladas mas podem ser pequenas partes aflorantes de faixas maiores (“pontas de um iceberg”), que estariam

submersas atualmente. As interpretações devem ser cautelosas neste aspecto. Prave (1996) defende, por exemplo, que a sutura entre o Cráton do Congo e o Cráton do Kalahari é mais jovem do que a sutura entre o Congo e o Rio de La Plata. Este tipo de comparação não se aplica pois o limite entre Congo e Kalahari está totalmente exposto na faixa Damara, portanto os estágios colisionais podem ser definidos. Já a outra sutura pode estar submersa no Atlântico, portanto pode ser bem mais jovem e inclusive “ligar” com a Orogenia Búzios.

Se a hipótese da colisão entre o Gondwana Oeste e o Gondwana Leste for confirmada, então este evento deve ter ocorrido no máximo durante o Ordoviciano, período em que, aparentemente, o Gondwana Oeste estava consolidado. Se os orógenos colisionais da Faixa de Moçambique forem mais antigos do que este período, então não se trata mais de uma colisão entre Gondwana Oeste e o Gondwana Leste, mas apenas mais um amalgamento interno de paleocontinentes pré-cambrianos para a formação do Gondwana.

7 – RECURSOS MINERAIS

7.1 - INTRODUÇÃO

Os recursos minerais localizados nas Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil, assumindo um papel significativo na economia mineral da região, há a produção de águas minerais. De modo geral, os insumos utilizados na construção civil, excetuando-se petróleo e gás natural, representam a quase totalidade da produção mineral do Estado do Rio de Janeiro.

A produção de rochas e minerais industriais depende, dentre outros fatores, da proximidade com o centro consumidor, o que torna a extração desses bens errática e sazonal, dificultando sobremaneira a tentativa de catalogação dos mesmos. Nesse sentido faz-se necessário discutir a seguir os critérios adotados no presente relatório, para o cadastramento desses bens, com a finalidade de expor o panorama mineral da área em questão.

O cadastramento dos bens minerais seguiu as seguintes etapas: coleta de informações bibliográficas e em banco de dados de órgãos afins, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação do banco de dados georreferenciados.

As informações bibliográficas sofreram uma revisão criteriosa relacionada principalmente às coordenadas geográficas, pois que poucas eram as numericamente referenciadas, a maioria das ocorrências estava assinalada em mapas de caminhamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1:50.000. Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 2007 e feita atualização da situação funcional das empresas além de ajustes nas coordenadas geográficas. No Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de dezembro de 2008, foram selecionadas as áreas com requerimentos e concessões de lavra e de licenciamento para o confronto com os dados existentes em outras fontes. Para a integração desses dados no banco georeferenciado foram calculadas as coordenadas geográficas do centróide das poligonais dos títulos minerários. Os requerimentos de pesquisa e de licenciamento não foram considerados no banco de dados como indicadores de recursos minerais, sendo utilizados apenas como parâmetro para verificação do interesse no setor mineral do estado.

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georeferenciados que serviu de

base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. Os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.), o que gerou por vezes uma imprecisão dos dados e a duplicidade de pontos catalogados em fontes distintas. Nesse caso, a localização principalmente de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite fornecidas pelo programa GoogleEarth forneceram maior precisão geográfica.

O trabalho de campo foi essencial para obtenção dos dados referentes à descrição geológica nas frentes de lavras, depósitos ou ocorrências, bem como a obtenção com precisão das coordenadas geográficas das mesmas. Na ocasião, foram registrados os dados de produção, matéria prima e produto comercializado, mercado consumidor, quantidade de empregados etc. a fim de obter informações acerca da importância econômica das empresas para a economia local.

Na consolidação final do banco de dados dos recursos minerais foi verificada a possível duplicidade de pontos oriundos de diferentes fontes e adicionadas informações de campo.

A partir daí, foi definido o grau de importância de cada ponto cadastrado, considerando as categorias mina ativa e paralisada, garimpo ativo e paralisado, ocorrência e indício, as quais estarão assinaladas no mapa anexo a este relatório, conforme normas fornecidas pelo requerente. A maioria das extrações paralisadas principalmente de areia, argila e saibro não deixam vestígios, sendo consideradas para efeito do banco de dados, as indicações fornecidas pela fonte bibliográfica.

A lista de substâncias minerais apresentada nesse relatório, bem como no mapa e no banco de dados, segue a nomenclatura estabelecida pela requerente. Nesse caso vale ressaltar que na ausência de denominação específica para rocha de cantaria optou-se pela denominação rocha ornamental, distinguindo-a quando necessário no texto.

7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA

No cômputo geral, na região abrangida pela Folha Cabo Frio observa-se uma atividade mineral fortemente centrada na extração de materiais utilizados na construção civil, tais como: areia, argila, saibro e rocha para brita. Dos demais bens minerais arrolados na região, cabe ainda destacar os concheiros na lagoa de Araruama que, no passado, serviram de

fonte para a obtenção de calcário e a extração de sal marinho. Ainda podem ser mencionados, dentre os recursos minerais da região: antigas extrações de turfa, ocorrências de minerais de pegmatito, bauxita e barita. No geral, correspondem a jazidas exauridas ou a ocorrências e indícios que, até o momento, não suscitaram um maior interesse econômico.

Na região da Folha Cabo Frio foram cadastrados 161 localidades com a presença de recursos minerais, estando 36 em atividade, 116 inativas, 8 ocorrências e 1 depósito não explorado. Os processos protocolados no DNPM em dezembro de 2008 correspondem a cerca de 35 requerimentos e concessões de lavra, 30 licenciamentos e 86 autorizações de pesquisa e requerimentos de licenciamento e pesquisa.

A área delimitada pela Folha Rio das Ostras apresenta uma reduzida área em terras emersas, além de várias áreas de proteção ambiental. É um pólo turístico por excelência, como as cidades de Búzios e Rio das Ostras. Por esses motivos a atividade mineral nessa região é bem reduzida. Existem apenas sete registros de recursos minerais, estando apenas duas minas em atividade no momento. Esses registros referem-se a antigas extrações de areia, aréola, rocha para cantaria e sal marinho. Os processos protocolados no DNPM até dezembro de 2008 correspondem a cerca de duas áreas de licenciamentos e quatro autorizações de pesquisa e requerimentos de licenciamento e pesquisa.

A seguir, a descrição dos recursos minerais da região que abrange as Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, listados por ordem alfabética.

Água mineral

O Estado do Rio de Janeiro, apesar de ser o quarto maior produtor nacional de águas minerais, somente tem parte da demanda anual de 400 milhões de litros coberta pela produção interna que gira em torno de 250 milhões de litros. Esse tipo de atividade de exploração desperta um enorme interesse conforme indicam os dados colhidos junto ao DNPM (2008) onde se verificam mais de 1.500 pedidos de pesquisa, 500 autorizações e 35 concessões de lavra no estado do Rio de Janeiro.

Foram cadastrados dois locais de produção de água mineral na região da Folha Cabo Frio. A região de Saquarema produz água mineral da marca AcquaZally, classificada como fluoretada, litinada, vanádica e hipotermal na fonte, sendo produzida na fonte Zally. A vazão estimada é de apenas 48 mil l/dia.

Em Silva Jardim, produz-se a água mineral da marca Vale do Sol, pela empresa Princesinha de Macaé, fonte homônima, classificada como fluoretada. A vazão estimada é de 480 mil l/dia.

Vale ressaltar, que no estado do Rio de Janeiro, a maioria das fontes de água mineral é do tipo fissural, no entanto o posicionamento dessas jazidas em

relação às estruturas rúpteis não esta bem definida em mapa devido à escala (regional) de trabalho.

Esses depósitos estão associados ao domínio das rochas do Grupo Búzios-Palmital (AcquaZally) e Grupo São Fidelis (Vale do Sol).

Areia

As áreas de extração de areia na região se dão em geral sob regime de licenciamento. No entanto, é comum a extração ilegal de areais devido à variação da disponibilidade de material no leito dos rios. Os areais exploram nas margens e nos leitos ativos de rios e nas planícies aluvionares.

Essa atividade depende diretamente dos períodos de chuva que pode intensificar a capacidade de transporte de sedimento nos leitos dos rios, além dos atributos físicos das drenagens como largura, profundidade em outros. Por esse motivo, essa atividade tem um caráter intermitente e raramente deixa vestígios ao final do processo.

Na região que recobre a Folha Cabo Frio existem 62 locais de extração de areia, estando 19 em operação atualmente. Desses depósitos, 12 correspondem a depósitos de aréola, que foram nesse relatório incorporados na classificação areia para seguir as normas da contratante.

Os depósitos de areia localizam-se predominantemente nos distritos de Tamoios (município de Cabo Frio) e de Boa Esperança. Verifica-se que a porção centro-sul entre os municípios de Araruama, Iguaba Grande, São Pedro de Aldeia e Cabo Frio tem predomínio de depósitos de aréola em região arrasada na planície litorânea.

As áreas de extração de areia estão concentradas nas baixadas das bacias dos rios Boa Esperança e Bacaxá, próximos as lagoas de Araruama e Saquarema e nas áreas de restinga, abundantes na região.

Nesta região, a areia é derivada de depósitos fluviais e fluvio-lacustres (Figura 7.1). Em geral, a areia apresenta-se em níveis com espessura média de 4 metros podendo atingir até 10 metros, localizada abaixo de um nível de argila com espessura inferior a 2 metros. A granulometria varia de fina a grossa, as camadas são aparentemente tabulares ou lenticulares estendidas.

Na região de Tamoios, o potencial para areia é importante. A área sedimentar teve influência marinha e esta inserida no contexto da Bacia do Rio São João. A leste do Morro de São João, existem dois areais de grande porte, estando um em atividade (Figura 7.2). O depósito apresenta intercalações de níveis espessos de areia grossa e conchífera, e menos espessos (Figura 7.3). Ao sul do Morro São João existem dois areais ativos, sendo o maior deles conhecido como Tosana (Figura 7.4), engloba duas empresas do mesmo dono. A areia é predominantemente grossa subangulosa, e mais raramente com níveis superficiais de areia fina de pouca espessura (80 cm).



Figura 7.1 - Imagem de satélite destacando explorações de areia em cavas nas planícies aluvionares do rio Bacaxá, no município de Rio Bonito. Imagens Google Earth, dezembro 2008



Figura 7.4 – Exploração de areia em cava utilizando draga, município de Cabo Frio



Figura 7.2 – Exploração de areia com draga em cava, leste do Morro de São João, município de Casimiro de Abreu



Figura 7.5 – Separação granulométrica de areia, extração em cava, município de Cabo Frio



Figura 7.3 – Exploração paralisada de areia conchifera, município de Casimiro de Abreu

A extração de areia em geral, se processa através de bombas de sucção em dragas e posteriormente classificadas por granulometria (Figura 7.5).

Nas áreas de extração de areia, o material apresenta aspecto compacto com mistura de areia fina a média com muito material argiloso, com espessura inferior a 1 metro. As áreas de extração são em regiões de pequenas elevações, com gradientes topográficos inferiores a 10 metros de altura, e em baixadas. Normalmente estas extrações são itinerantes, ao esgotar o depósito os mineradores abandonam a área. Causam grande dano ambiental ao retirar a camada superficial do terreno com a delgada camada de solo orgânico e não recompondo o terreno.

Além disso, essa área fica sujeita a inundações quando a extração encerra em camada argilosa não permeável. Em campo, antigas extrações são reconhecidas pelas pequenas elevações de até um metro de altura em torno das raízes de árvores (Figura 7.6).



Figura 7.6 – Extração abandonada de areola, município de São Pedro da Aldeia. Pequenas elevações com árvores remanescentes indicam o topo do terreno antes da exploração

É extraída por intermédio de tratores e escavadeiras e comercializada localmente para a composição de argamassa para emboço.

Ao norte da sede municipal de Cabo Frio há uma baixada próximo ao litoral com solo arenoso onde existem dois registros antigos para extração de areia, entretanto sem indício de exploração.

Na região que abrange a Folha Rio das Ostras existem cinco locais de extração de areia, estando duas em operação atualmente, localizadas na região litorânea nos municípios de Casimiro de Abreu e Armação de Búzios. As paralisadas estão próximas a região urbana de Cabo Frio.

Os depósitos em atividade retiram areia principalmente de cava em depósitos fluvio-marinhos relacionados à Bacia do Rio João. Os depósitos constituem-se pela alternância entre níveis mais ricos em sedimentos fluviais (quartzofeldspáticos) e níveis com contribuição marinha (presença de conchas). Antigas escavações retiravam areia quartzosa de restingas.

O depósito em Armação de Búzios extrai material superficial de aproximadamente um metro de espessura constituído de areia subangulosa de granulometria média a fina misturada com argila e matéria orgânica (Figura 7.7). Trata-se de um material denominado comumente de areola. Esse depósito esta inserido na unidade quaternário indiviso.



Figura 7.7 – Extração de areola, Armação de Búzios Argila

A argila é explotada na região da Folha Cabo Frio por empresas de médio a pequeno porte totalizando seis empresas em atividade e apenas uma paralisada. Esse material é utilizado pelas indústrias cerâmicas locais na fabricação de telhas e tijolos, devido à grande demanda local do setor imobiliário.

Geralmente, a argila ocorre nas zonas de baixadas, associada aos terraços aluvionares cenozóicos dos rios Boqueirão (em Rio Bonito), das Moças (município de Saquarema), Capivari (município de Silva Jardim) e Bacaxá (município de Araruama) que cortam a região (Figura 7.8). Existem alguns depósitos associados a rochas saprolíticas derivadas de ortognaisses do Complexo Região dos Lagos e/ou paragnaisses do Grupo Búzios-Palmital em Bacaxá (município de Saquarema). Essas últimas são geralmente utilizadas para a fabricação de telhas de coloração mais esbranquiçada enquanto que as de terraços aluvionares ou de solo residual maduro apresentam coloração avermelhada e são usadas para a fabricação de telhas e tijolos.



Figura 7.8 – Imagem de satélite destacando exploração de argila, Bacaxá, município de Saquarema. Imagens Google Earth, dezembro 2008

No município de Silva Jardim, próximo aos rios Bacaxá e do Ouro, encontra-se uma lavra em atividade desde 2007, explorando argila caulínica para fabricação de pisos e azulejos. A mina esta inserida na área de uso sustentável do Rio São João do Mico Leão Dourado.

As argilas são transformadas em olarias situadas próximo às extrações, e que utilizam em geral forno de lenha. A extração é feita com auxílio de tratores e retroescavadeiras.

Rocha para Brita

Segundo Mello e Calaes (2006), a competitividade da produção de brita encontra-se condicionada ao acesso a propriedades minerais de rocha dura com características compatíveis com as especificações de demanda, além de localização que assegure o seu aproveitamento econômico. Os fatores condicionantes para a localização dessas

jazidas são: a facilidade de acesso, a proximidade de centro consumidor, a disponibilidade de infraestrutura e de mão-de-obra.

A região dos Lagos representa um dos pólos de desenvolvimentos do Estado do Rio de Janeiro sendo a vocação econômica dos diversos municípios (principalmente, Cabo Frio, Araruama, São Pedro da Aldeia) aí localizados, fundamentalmente, calcada no setor de serviços e turismo.

Há nessa região uma forte demanda por moradia o que torna florescente a indústria da construção civil local. Soma-se a isso, os programas de infraestrutura básica (calçamento, saneamento básico, etc.) implementados pelas prefeituras locais.

Consequentemente, devido à demanda da indústria da construção, a produção de insumos básicos empregados nesse tipo de atividade é economicamente expressiva. Destaca-se, dentre os materiais utilizados, a brita e a areia que abastecem não só o mercado local bem como diversos outros municípios do Estado.

Esses produtos são, no geral, comercializados no varejo por intermédio das lojas de materiais de construção e utilizados pelas empresas que fornecem concreto pronto e pelos fabricantes de pré-moldados tais como lajes, manilhas e blocos de cimento.

Na região da Folha Cabo Frio, ocorrem quatro pedreiras de extração de brita atualmente em atividade de um total de 23 cadastradas. As pedreiras em atividade localizam-se na região de Araruama (2) (Figura 7.9) e São Pedro d'Aldeia (2). As paralisadas estão ao longo da rodovia Amaral Peixoto e Via Lagos que ligam as cidades de Bacaxá e Cabo Frio, além de Arraial do Cabo e Silva Jardim. Estão provavelmente paralisadas por exaustão da jazida. As empresas em atividade atendem a grande demanda de consumo local, já que esta é uma área turística importante no estado. No entanto, as pedreiras apresentam sérios problemas quanto ao aspecto visual dessas instalações (Figura 7.10).



Figura 7.9 – Imagem de satélite destacando pedreira de brita, município de Araruama. Imagens Google Earth, dezembro 2008



Figura 7.10 – Exploração de brita, município de São Pedro da Aldeia

Dentre as ativas, vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região. Na área de Araruama-Morro Grande, as pedreiras concentram-se em rochas ortognáissicas do Complexo Região dos Lagos assim como as localizadas em São Pedro de Aldeia. É comum a presença de lentes de anfífolito e diques de diabásio que cortam os ortognáisses e que são aproveitadas igualmente como brita.

Rocha ornamental

Trata-se de informação obtida no Cadastro do DNPM, relatando uma lavra já paralisada (ultimo relatório anual de lavra – RAL - em 2005) para a extração de sienito como rocha ornamental na região da Folha Cabo Frio. O primeiro pedido de lavra data de 1981. Esta relacionada ao complexo alcalino de Morro de São João.

Saibro

A extração de saibro na região da Folha Cabo Frio encontra-se concentrada principalmente nos municípios de São Pedro de Aldeia e Cabo Frio ao longo da Via Lagos totalizando 13 pontos cadastrados, sendo quatro minas ativas.

As minas ativas estão localizadas nos municípios de: São Pedro da Aldeia (2), associadas a rochas do Complexo Região dos Lagos (Figura 7.11), Saquarema (1) associada a rochas do Grupo Búzios-Palmital e, Casimiro de Abreu (1) associada a sedimentos quaternários.

A exploração desse material atendeu a necessidade das prefeituras para obras de estradas locais e em geral, foram extraídos de barrancos, sem deixar vestígios.

Os depósitos de areia, argila e saibro na planície litorânea da região dos Lagos estão controlados pela tectônica meso-cenozóica que formou o Grabén de Barra de São João, gerando uma sedimentação intensa ao longo da bacia hidrográfica do Rio São João.



Figura 7.11 – Exploração de saibro, município de São Pedro da Aldeia

Sal marinho

Os depósitos de sal marinho estão situados na borda da Lagoa de Araruama totalizando 20 registros (Figura 7.12). Muitos estão paralisados devido à restrição ambiental e concorrência com as salinas do nordeste principalmente as de Rio Grande do Norte. Anteriormente, as empresas que retiravam sal serviam ao mercado nacional, como por exemplo, a marca Sal Cisne.



Figura 7.12 – Imagem de satélite destacando salina, município de São Pedro da Aldeia. Imagens Google Earth, dezembro 2008

Na região de Cabo Frio foram identificadas pelo menos três salinas em atividade. O método de recuperação do sal é totalmente manual. O sal é concentrado a partir da evaporação da água salgada da lagoa por insolação e/ou pela ação dos ventos. A água é bombeada com auxílio de cataventos para um sistema de cavas rasas retangulares para facilitar a evaporação. Posteriormente o sal é recolhido com auxílio de pás, estocado e ensacado para comercialização. O subproduto da evaporação de sal é a gipsita que se precipita como finas camadas sob a água salgada antes da precipitação do sal.

Atualmente, as poucas salinas em atividade atendem ao mercado de ração para gado e mais raramente comercializam o subproduto para a fabricação de gesso. A produção de sal deve variar de uma a duas toneladas de sal por semana.

Recursos minerais de menor importância na Folha Cabo Frio :

- **Barita:** Duas ocorrências de barita foram descritas. A primeira está localizada no município de Rio Bonito, não tendo sido identificada em campo, porém no local assinalado existe um dique de rocha alcalina por vezes de textura brechada, de direção E-W, com extensão de até 300 metros e largura de aproximadamente 5 metros, o que leva a inferir uma relação desta ocorrência com o magmatismo alcalino meso-cenozóico. A outra está situada na planície próxima a lagoa de Juturnaíba em Silva Jardim (Fonseca 1998).
- **Bauxita:** Essa ocorrência está relacionada possivelmente às rochas alcalinas de Morro de São João no município de Casimiro de Abreu.
- **Concha :** Os depósitos de concha estão paralisados devido a restrições ambientais já que estão localizados ao redor e dentro da Lagoa de Araruama que é uma zona de proteção ambiental integral. Foram cadastrados 21 depósitos que extraíam conchas das areias lacustres. Esse material foi utilizado na obtenção de cal, no fabrico de barrilha e soda para fábrica de álcalis localizada em Araruama e no fabrico de rações para animais.
- **Minerais de Pegmatito:** Dados históricos relatam a ocorrência de feldspato em pegmatito na localidade de Silva Cunha, no município de Silva Jardim. Esta ocorrência está relacionada ao Granito Silva Jardim, e no local foi relatado presença de quartzo e columbita-tantalita (Menezes, 1982).
- **Quartzo:** Foram cadastradas 16 ocorrências na região de Araruama e São Pedro de Aldeia. Estão associados a veios do Complexo Região dos Lagos. Formam matacões dispersos em áreas planas numa extensão decamétrica e espessura métrica (Figura 7.13). Formam grandes massas de quartzo leitoso, de aspecto maciço a sacaroidal, localmente com coloração rósea a violácea (uma ocorrência em São Pedro da Aldeia) (Figura 7.14). Estão provavelmente relacionados ao evento tectônico rúptil do Meso-Cenozóico.
- **Turfa:** Segundo dados históricos, uma ocorrência de turfa foi identificada próximo ao Brejo das Marrecas na localidade de Nogueiras, às margens da Lagoa de Araruama, no município de Cabo Frio. O teor estimado foi de 3480 a 3730 Kcal/kg.



Figura 7.13 – Campo com matações de quartzo, município de São Pedro da Aldeia



Figura 7.14 – Bloco de quartzo rosa, município de São Pedro da Aldeia

Vale ressaltar ainda na Folha Rio das Ostras, citação bibliográfica de antigas explorações de rocha para cantaria e de sal marinho na área urbana de Cabo Frio, ambas não reconhecíveis em campo devido à expansão urbana.

7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

De acordo com dados do IBGE, os municípios que compõem a área estudada têm as suas atividades voltadas essencialmente para o turismo. Alguns deles, pouco a pouco vão se transformando em cidades de médio porte o que faz com que haja a médio e longo prazo boas perspectivas para o crescimento da produção dos insumos utilizados na construção civil. A inivialização dos areais e pedreiras situados na cidade do Rio de Janeiro e seu entorno, em virtude de problemas ambientais, estão conferindo um papel estratégico para alguns dos municípios da região, principalmente no fornecimento de areia.

Os recursos minerais em exploração na área da Folha Cabo Frio não tiveram suas reservas rigorosamente avaliadas. Entretanto, pode-se, estimar que com relação aos materiais de construção haja um volume bastante expressivo desses bens

minerais, garantindo a demanda por período seguramente superior a vários anos.

Apesar de essa região corresponder, no Estado do Rio de Janeiro, a um dos principais pólos de produção desse tipo de material, dados de arrecadação do IUM não foram encontrados o que pressupõe uma pequena contribuição desse tributo para o montante da renda desses municípios.

Do exposto, projeta-se uma situação bastante estável com relação à produção e fornecimento dos atuais insumos produzidos na região.

7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS

Um dos problemas mais conspícuos gerados pela atividade de mineração na região corresponde à degradação da paisagem e do terreno em função da exploração das pedreiras para a produção de brita e do decapeamento para a extração de areia.

Os impactos decorrentes, fruto da atividade extrativa que se processa nas pedreiras, correspondem à modificação da paisagem em função das cavas abertas e, principalmente, pela enorme quantidade de rejeitos (pó de pedra) gerados.

Nas pedreiras visitadas a supervisão da lavra é efetuada por engenheiros de minas, o que significa que há um efetivo controle da deposição dos rejeitos e planos de manejos adequados para a recuperação das áreas degradadas.

A retirada de areia por dragas de sucção provoca, momentaneamente, a turbidez das águas dos rios e córregos, impactando diretamente o leito ativo dessas correntes, em função de comprometerem o equilíbrio das populações faunísticas que os habitam. Como os rios dragados têm porte razoável, os impactos decorrentes estão restritos a pequenos trechos dos cursos d'água.

Já a remoção da areia e da areola, são efetuados sem que haja uma preocupação com a recuperação ambiental (recomposição e replantio) e/ou aproveitamento para outros fins das cavas resultantes (Figura 7.15). Estas cavas, apesar de rasas, contribuem para impactar visualmente os locais de extração.



Figura 7.15 – Desmatamento causado pela extração de areola, município de Araruama

8 – GEOMORFOLOGIA COSTEIRA E AS ILHAS CONTINENTAIS

A evolução geomorfológica de áreas costeiras rochosas ocorre através do recuo contínuo de falésias e a formação de plataformas costeiras (*shore platforms*), e é fortemente influenciada pelas características litológicas e estruturais dos afloramentos, bem como por sua resposta ao intemperismo e à erosão (Stephenson & Kirk, 2000, Trenhaile, 2002, Dickson & Woodroffe, 2005, Thornton & Stephenson, 2006). A natureza e a intensidade dos processos intempéricos dependem, em grande parte, das características climáticas de uma determinada região sendo que em áreas costeiras tropicais são mais significativos os processos ligados à alternância de condições contrastantes de umidade e temperatura, à ação solubilizadora da água da chuva, à cristalização de sais, à intensidade da bioerosão e à ação mecânica das ondas. Quando as falésias são constituídas por rochas resistentes, sua evolução morfológica é extremamente lenta e uma parte substancial das feições observadas pode ser herdada de períodos anteriores de estabilização do nível do mar (Trenhaile 2001, 2002).

Alguns trabalhos recentes procuram modelar esses sistemas costeiros extremamente complexos em que, além dos processos costeiros normalmente considerados (p. ex. altura e período das ondas,

características da maré, propriedade dos sedimentos), devem ser incluídos fatores que influenciam a resistência das rochas (p. ex. composição, ângulo de mergulho, orientação, padrão e densidade de juntas e fraturas, grau de intemperização) e a combinação de feições atuais e pretéritas (Trenhaile 2001, 2004).

Uma parcela significativa do litoral fluminense apresenta morfologia irregular devido à existência de inúmeros contatos entre o oceano e os afloramentos rochosos resistentes à erosão, formando falésias e promontórios rochosos ocasionalmente interrompidos por baías e planícies costeiras ocupadas por corpos lagunares, campos de dunas e praias arenosas.

O estudo geológico e geomorfológico da Ilha dos Papagaios, localizada na costa de Cabo Frio, sudeste do Estado do Rio de Janeiro, é um exemplo de integração entre os fatores geológico-estruturais e os geomorfológicos. Esta ilha faz parte de um conjunto de ilhas ao largo de Cabo Frio (Figura 8.1), que estão incluídas no Domínio Tectônico de Cabo Frio, formado no Cambriano (Schmitt *et al.* 2004). Desde o Mesozóico esta área atua como alto estrutural que divide as bacias costeiras de Campos e Santos, sendo denominada Alto Estrutural de Cabo Frio (Mohriak & Barros, 1990).

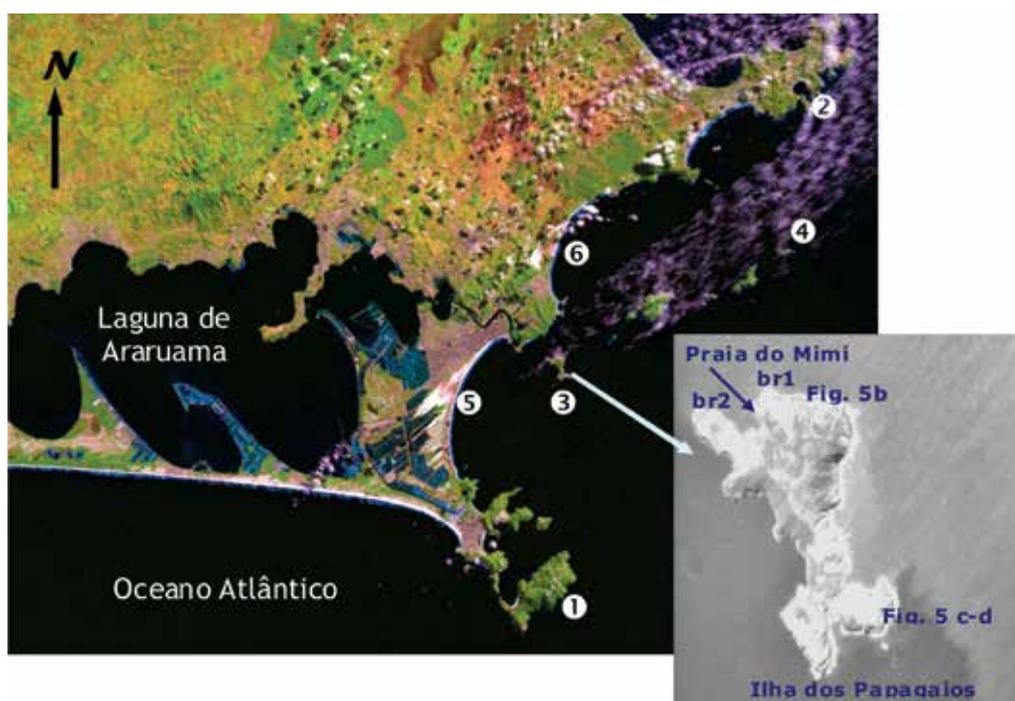


Figura 8.1 - Imagem de satélite mostrando a região costeira do Alto de Cabo Frio. (1) Ilha do Cabo Frio; (2) Cabo de Búzios; (3) Ilha dos Papagaios; (4) Ilha do Breu; (5) praia do Forte; (6) praia do Perú. Notar na foto aérea em detalhe a Ilha dos Papagaios com a praia do Mimi e os pontos de coleta das amostras de arenitos de praia (beach rocks, br1 e br2)

O Cabo Frio assinala uma mudança brusca da orientação da linha de costa do Estado do Rio de Janeiro, que passa de W-E para SW-NE (Figura 8.1). Na área de estudo, os costões rochosos são predominantemente constituídos por rochas pré-cambrianas (ortognaisses Região dos Lagos e ortoanfíbolitos Forte São Mateus). No Cabo de Búzios ocorrem rochas neoproterozóicas (paragnaisses) da Sucessão Búzios e Palmital (Figura 4.1; Schmitt *et al.* 2004). Estas litologias se repetem nas ilhas situadas ao largo, à exceção da ilha do Cabo Frio, constituída por rochas ígneas alcalinas bem mais jovens que as demais (~54 milhões de anos). A presença de ilhas ao largo da região costeira entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios resulta na alteração dos padrões de circulação na plataforma continental e antepraia (*shoreface*) adjacentes. A distância das ilhas à linha de costa aumenta de SW para NE passando de cerca de 1 km (ilha dos Papagaios) a ~9km (ilha do Breu; Figuras 8.1 e 4.1). As diferentes características litológicas e estruturais destas ilhas (Schmitt *et al.* 2005) resultaram numa evolução geomorfológica diferenciada e, em consequência, as ilhas apresentam direções e formas variadas (Figuras 8.1 e 4.1).

Climaticamente, a região pode ser classificada como quente e semi-árida, em forte contraste com a região a oeste do Cabo Frio, caracterizada por clima tropical com estações secas e chuvosas bem definidas (Barbieri, 1984). A área de estudo encontra-se sob forte influência de ventos de NE, o que se reflete na orientação de extensos campos de dunas observados nas planícies costeiras adjacentes às praias do Forte e Però (Figura 8.1). Sob as condições atuais do nível do mar, a área situada entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios não recebe qualquer aporte direto de sedimentos fluviais e a compartimentação dos sistemas praias não favorece a troca lateral de sedimentos. Desta forma, a erosão dos afloramentos rochosos constitui, ao lado dos componentes biogênicos, a principal fonte alimentadora das praias, embora seja desconhecido o papel desempenhado pela plataforma continental adjacente.

O principal objetivo do trabalho é descrever a distribuição das feições morfológicas resultantes da interação entre os agentes intempéricos e erosivos e os principais litotipos e estruturas geológicas encontrados na ilha. Um mapa geológico-estrutural da Ilha dos Papagaios, na escala 1:10.000, foi confeccionado com base em trabalhos de campo realizados entre junho de 2004 e março de 2006 (Skrepnek *et al.*, 2009). O mapeamento geológico consistiu na descrição dos afloramentos com a coleta de amostras dos litotipos e medição das estruturas deformacionais. Os locais de difícil acesso foram mapeados a partir de uma embarcação e análise de fotografias. Também foram coletadas amostras de sedimentos superficiais que foram analisados quanto à sua granulometria e mineralogia. Um mapa batimétrico foi preparado a partir da digitalização de folhas de bordo e da carta náutica 1505 publicada pela Marinha do Brasil.

A Ilha dos Papagaios tem aproximadamente 2 km de comprimento ao longo de seu eixo maior, apresenta uma linha de costa irregular e com várias reentrâncias; é estruturalmente orientada e alongada na direção NW-SE (Figura 8.2). A Ilha dos Papagaios é formada por rochas supracrustais neoproterozóicas das unidades Búzios e Forte de São Mateus. Todas as unidades litológicas se encontram intrudidas por diques de idade meso-cenozóica, relacionados aos eventos de abertura do oceano Atlântico e à formação do Alto de Cabo Frio (Mohriak & Barros, 1990, Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). Os litotipos mapeados foram: Granada-cianita-silimanita-biotita-gnaisses; Anfíbolitos; Granada-clinopiroxênio-gnaisses (calcissilicáticas); Biotita-gnaisse. As unidades litológicas estão intercaladas tectonicamente e dobradas por estruturas recumbentes com eixo NW-SE subhorizontal. Os contatos entre os litotipos são paralelos e têm direção NW-SE (Figura 8.2). A foliação das rochas é subvertical com mergulhos de 50° a 80° para NE e SW, e a lineação de estiramento mineral é subhorizontal com orientação NW-SE. Foram identificados cerca de 36 diques máficos meso-cenozóicos, com espessuras que variam entre 10 cm e 15 m, orientados primariamente segundo NE-SW e, secundariamente, segundo NW-SE (Figura 8.2; Schmitt *et al.* 2005).

As características climáticas vigentes propiciam as condições para a ação lenta dos processos intempéricos subaéreos, que levam à formação incipiente de solo apenas nas áreas com menor declividade, situadas no topo da ilha. A complexa morfologia da Ilha dos Papagaios reflete a interação entre suas características litológicas e estruturais e os processos erosivos associados à ação das ondas, particularmente aquelas provenientes de S-SW e NE, que ocorrem com maior frequência e intensidade nesta região. As faces da ilha voltadas para a plataforma continental são formadas por falésias íngremes, que mergulham abruptamente em direção ao oceano; a linha batimétrica de 20 metros está muito próxima ao costão (Figura 8.2). Os diques apresentam-se intensamente fraturados e tendem a fragmentar-se na forma de blocos cúbicos e losangulares (Figura 8.3). Por outro lado, a face NNW da ilha, voltada para o continente, abriga a única região de acumulação de sedimentos arenosos encontrada até o momento, a Praia do Mimi (Figuras 8.1 e 8.4). Esta praia de enseada está protegida da ação direta das ondas e, aparentemente, recebe os sedimentos carregados pelo escoamento superficial durante os raros episódios de chuva; a porção central é constituída por areias médias enquanto as laterais são ocupadas por blocos de basalto com graus variáveis de retrabalhamento. Nas faces N e NE-E foram localizadas duas zonas de acumulação de fragmentos de tamanho bloco a matacão, associadas a zonas de fraqueza como contatos litológicos e presença de diques (Figura 8.5). Nestas faces ocorrem reentrâncias com direção NE-SW, que coincidem com os diques máficos, menos resistentes

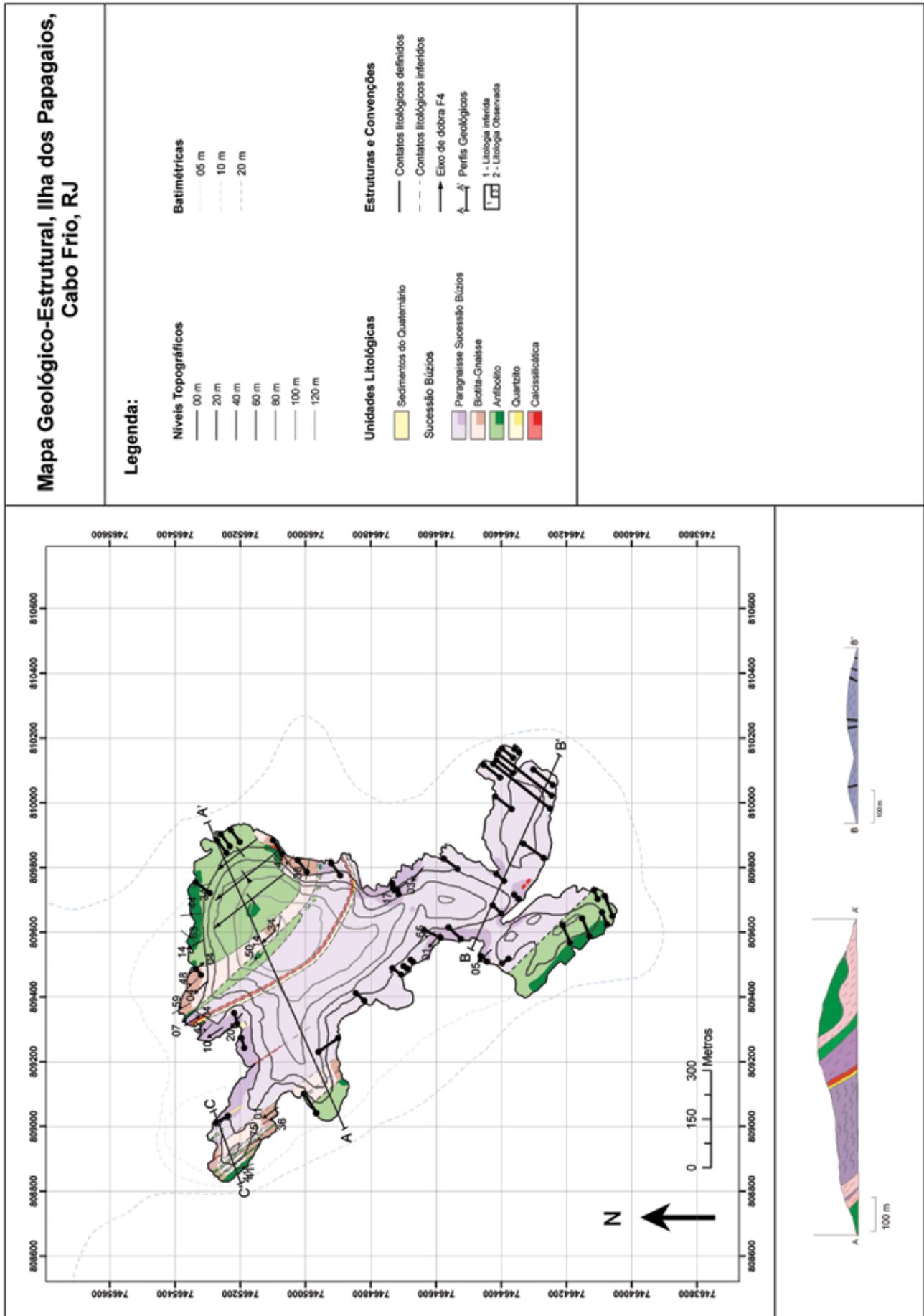


Figura 8.2 – Mapa geológico da Ilha dos Papagaios, costa de Cabo Frio (Folha Rio das Ostras) (Skrepnek et al., 2009)

aos processos de intemperismo e erosão. Na porção sudeste da ilha, observa-se a formação incipiente de uma caverna marinha (Figuras 8.6 e 8.7).

Na face da ilha que se estende de NW a NE também é observada a formação de tálus na base das falésias, protegendo-as do ataque direto das ondas. Finalmente, merecem menção vestígios de arenitos de praia (*beach-rocks*) encontrados nas faces norte e noroeste da Ilha dos Papagaios (Figuras 8.1 e 8.8); são afloramentos extremamente vulneráveis ao ataque das ondas e de pequena extensão, indicativos de antigas posições do nível do mar.

A Ilha dos Papagaios apresenta as condições ideais para a condução de estudos que buscam compreender os papéis relativos da litologia e dos processos geomórficos na configuração de uma linha de costa. O fato de os contatos entre os

litotipos serem paralelos e direcionados segundo o eixo NW-SE (Figura 8.2) permite a documentação simultânea da evolução geomorfológica das faces NE-NW, voltadas para o continente, e das faces NE-E, E-S e S-SO, expostas a condições mais energéticas associadas à ação de ondas provenientes dos diferentes quadrantes. Por outro lado, a presença de grande número de diques máficos, adiciona complexidade ao cenário. A morfologia e a constituição da Ilha dos Papagaios distinguem-se das demais ilhas que ocorrem para nordeste, constituídas pelas rochas graníticas do embasamento com foliação incipiente. A presença da Sucessão Búzios na Ilha dos Papagaios torna esta ilha semelhante à morfologia do Cabo Búzios (Figuras 8.1 e 4.1), com as estruturas dos costões (fendas, cavernas, vales) encaixadas nos diques NE-SW e paralelas aos contatos metamórficos NW-SE.



Figura 8.3 - Dique com orientação NE-SW localizado na face NNE da Ilha dos Papagaios. Localização na Figura 8.2



Figura 8.4 – Praia do Mimi na Ilha dos Papagaios

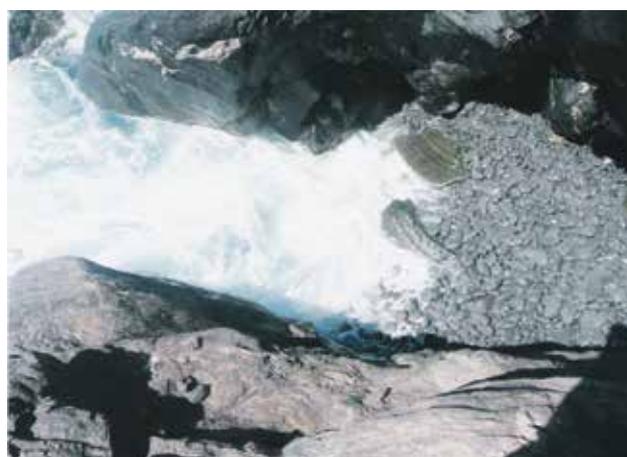


Figura 8.5 – Acumulação de blocos e matações na borda NW da Ilha dos Papagaios, Cabo Frio



Figura 8.6 – Dique de diabásio na face NW da Ilha dos Papagaios



Figura 8.7 – Caverna incipiente na face SE da Ilha dos Papagaios



Figura 8.8 - Afloramento de arenito de praia (beach rock) encontrado na face norte da Ilha dos Papagaios, indicado por br1 na Figura 8.1

9 – GEOTURISMO DAS FOLHAS CABO FRIO E RIO DAS OSTRAS

9.1 - PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOTURISMO

Por Patrimônio Geológico entende-se os locais onde partes da história da Terra podem ser contadas pela interpretação da evolução geológica a partir das rochas, minerais, fósseis, estruturas e paisagens. Envolvem sítios com valor científico, didático-pedagógico, turístico, cultural ou outro. Podem ser representados por ocorrências raras, por locais onde o fenômeno ou processo foi descrito pela primeira vez ou, mesmo, se podem ser considerados como modelos (exemplos) para explicação de um evento ou processo geológico (Muñoz & Suarez, 1996; Carvajal & González, 2003; Brilha, 2005).

O Patrimônio Geológico é classificado (Garcia-Cortés, 1996) por: (a) conteúdo: Estratigráfico, Paleontológico, Tectônico, Hidrogeológico, Petrológico, Geotécnico, Mineiro, Mineralógico, Geomorfológico, Geofísico, Geoquímico e Museus e coleções; (b) utilização: Turística, Científica, Didática e Econômica; (c) influência: Local, Estadual, Nacional e Internacional.

Sua divulgação é considerada como uma importante ferramenta para proteção. No entanto, atividades humanas, como a visitação e o uso inadequado, podem ameaçá-los. A metodologia para geoconservação (Brilha, 2005) pressupõe que o patrimônio seja inventariado, tenha seu valor quantificado, protegido por normas legais, seja conservada sua integridade, divulgada a importância e monitorado contra danos naturais ou antrópicos.

Com o crescimento da divulgação, a visitação focada no patrimônio geológico vem crescendo do mundo e recebendo atenção dos empresários e entidades governamentais do setor de turismo. Neste aspecto, o Geoturismo pode ser conceituado como sendo um tipo de ecoturismo ou turismo relacionado aos sítios e feições geológicas e geomorfológicas (Joyce, 2006) e, de uma maneira mais completa, como sendo a prestação de serviços e implantação de facilidades interpretativas que permitam aos turistas adquirirem conhecimento e entendimento da geologia e geomorfologia de um sítio (incluindo sua contribuição para o desenvolvimento das ciências da Terra), além do nível da mera apreciação estética (Hose, 1995).

Nesta perspectiva, a região, compreendida pelas Folhas Cabo Frio e Rio das Ostras, possui localidades que são muito bem definidas como patrimônio geológico com diferentes conteúdos, utilizações e influência até mesmo internacional.

Também, uma parcela dos sítios relevantes para a ciência, ensino e turismo da região já foi sinalizada por meio do Projeto Caminhos Geológicos, cujos painéis interpretativos foram implantados com versões na língua inglesa, além do português. Desta forma, está em condições de receber geoturistas nacionais e estrangeiros.

Localidades visitadas por Charles Darwin, em 1832, também estão sinalizadas pelo projeto Caminhos de Darwin. Fazem parte do roteiro que o naturalista seguiu quando passou pelo interior do Rio de Janeiro em sua célebre viagem a bordo do HMS Beagle.

Alguns outros pontos também foram selecionados porque possuem facilidades interpretativas e estão relacionados a ciências que têm área de contato com a Geologia, como é o caso da Oceanografia, Arqueologia e Biologia. São centros de recepção de visitantes, museus e painéis interpretativos.

9.2 - GEOLOGIA

Há 520 milhões de anos, no período geológico Cambriano, a Região dos Lagos fazia parte de uma gigantesca cadeia de montanhas, tão alta quanto o Himalaia que existe hoje na Ásia. A semelhança entre as rochas himalaianas atuais e as antigas rochas do Terreno Cabo Frio sustenta esta teoria. Ambas são constituídas por minerais que cresceram sob pressões e temperaturas muito elevadas, condições extremas que são atingidas quando massas continentais colidem entre si. O Himalaia brasileiro ancestral também foi gerado por colisão entre blocos continentais. Naquela época, as terras da América do Sul, África, Austrália, Índia e Antártica se uniram gerando um grande continente denominado Gondwana.

As rochas mais abundantes em Búzios, na Ilha dos Papagaios e na Praia Brava de Cabo Frio, são os paragnaisses, rochas metamórficas, de origem sedimentar, formadas em condições de altas pressões e temperaturas. Seus minerais metamórficos foram analisados quimicamente e forneceram idades entre 520 e 500 milhões de anos, intervalo de tempo relativo à consolidação do Gondwana. A cianita é um exemplo de mineral de média a alta pressão. É um aluminossilicato de cor azul ciano que aparece na forma de prismas tabulares de até 5 cm de comprimento. Observa-se também no gnaiss Búzios o mineral granada,

na cor vermelha e rosa púrpura, arredondado, podendo atingir até 10 cm de diâmetro. Através da composição química destes minerais pode-se também estimar a origem da rocha. Os gnaisses de Búzios são de origem sedimentar. Foram depósitos de argila e areia sedimentados no fundo de um oceano muito antigo há 610 milhões de anos. Ao mesmo tempo nesta bacia oceânica, ocorria uma intensa atividade vulcânica submarina que gerou rochas vulcânicas intercaladas a esses sedimentos. Este é chamado de oceano Búzios-Palmital, um análogo do mar de Tethys, pré-Himalaia asiático. Com o início do processo de convergência das placas, a crosta do Oceano Búzios-Palmital começa a afundar por baixo do continente. Com o fim do oceano, os blocos continentais colidem e as rochas sedimentadas e cristalizadas no fundo do mar são

carreadas a profundidades cada vez maiores, a pressões e temperaturas elevadas. Seus minerais vulcânicos e sedimentares sofrem o processo de metamorfismo e transformam-se nos minerais que constituem os gnaisses Búzios. Em paralelo a estas modificações de temperatura e pressão, as forças colossais da colisão geram deformação nestas rochas. Esta deformação é registrada através de estruturas tais como dobras, falhas e uma forte orientação preferencial dos minerais. De acordo com a orientação das estruturas deformacionais, os geólogos podem inferir a direção e até mesmo o sentido do movimento dos blocos ancestrais, compondo o quadro paleogeográfico da época. Este episódio de colisão continental foi denominado Orogenia Búzios, e foi um dos eventos colisionais mais jovens do escudo brasileiro (Figura 9.1).

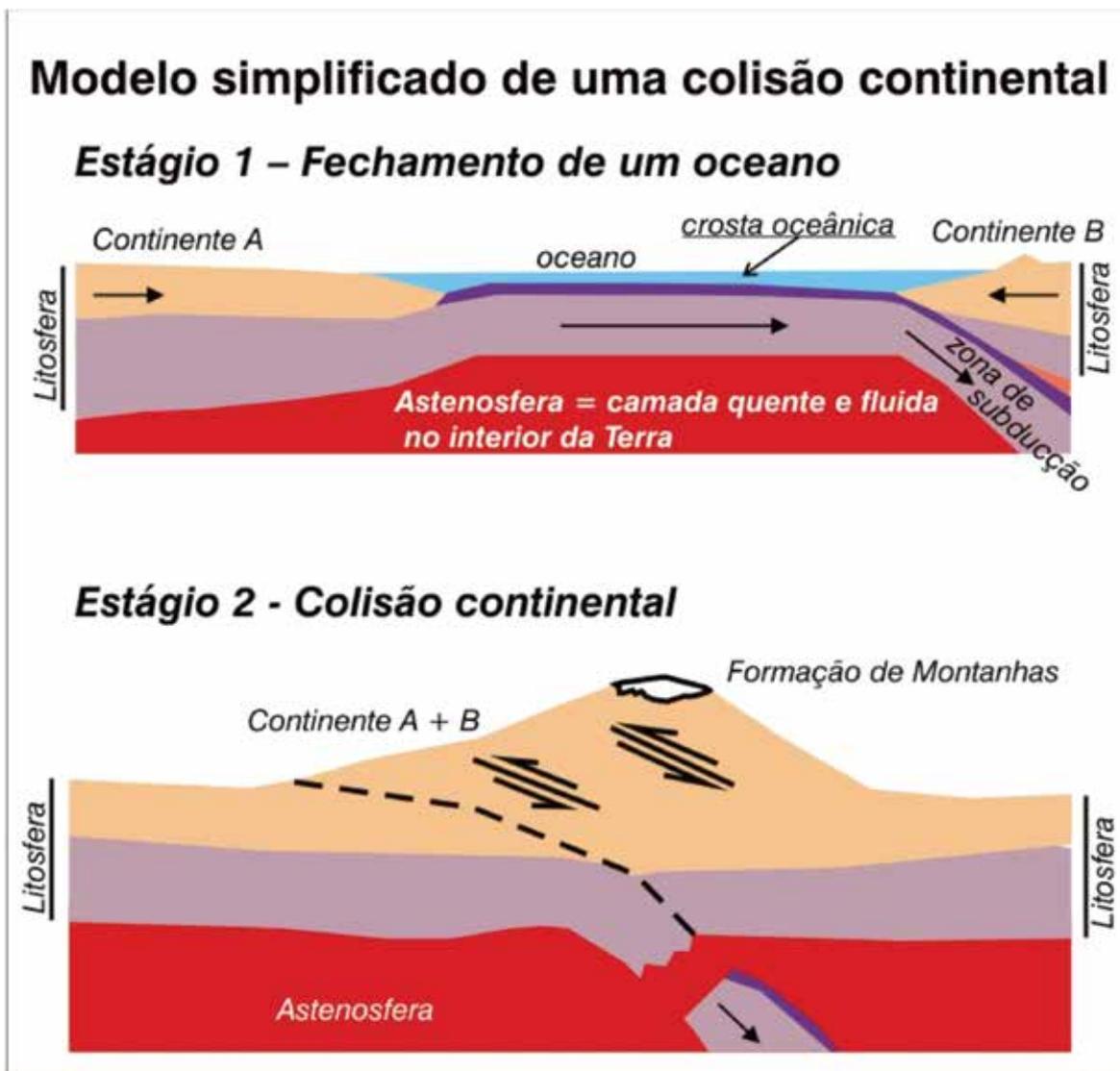


Figura 9.1- Esquema simplificado de uma colisão de placas continentais (diagrama mostrado nas placas explicativas de Armação dos Búzios)

Somente há 130 milhões de anos, no período Cretáceo, o Gondwana começou a se fragmentar dando origem ao oceano Atlântico e separando novamente o Brasil da África (Figura 9.2). A região sofreu grandes transformações ao deixar de ser uma área intracontinental para ser uma zona costeira. As evidências do início desta separação podem ser observadas nas faixas de rochas vulcânicas muito bem expostas na Ponta do Marisco, em Geribá. Estes diques de basalto cortam as rochas mais antigas,

sendo formados a partir do magma (rocha fundida) que subia pelas fraturas do continente fragmentado. As fraturas que promovem deslizamento entre os blocos rochosos são chamadas falhas tectônicas. A Falha do Pai Vitório, que aflora na Ponta de mesmo nome e na Ilha Feia, foi ativa há algumas dezenas de milhões de anos. Seu movimento relativo trouxe as rochas buzianas para cima do nível do mar. Ou seja, a Armação dos Búzios existe hoje graças a este deslocamento da falha.

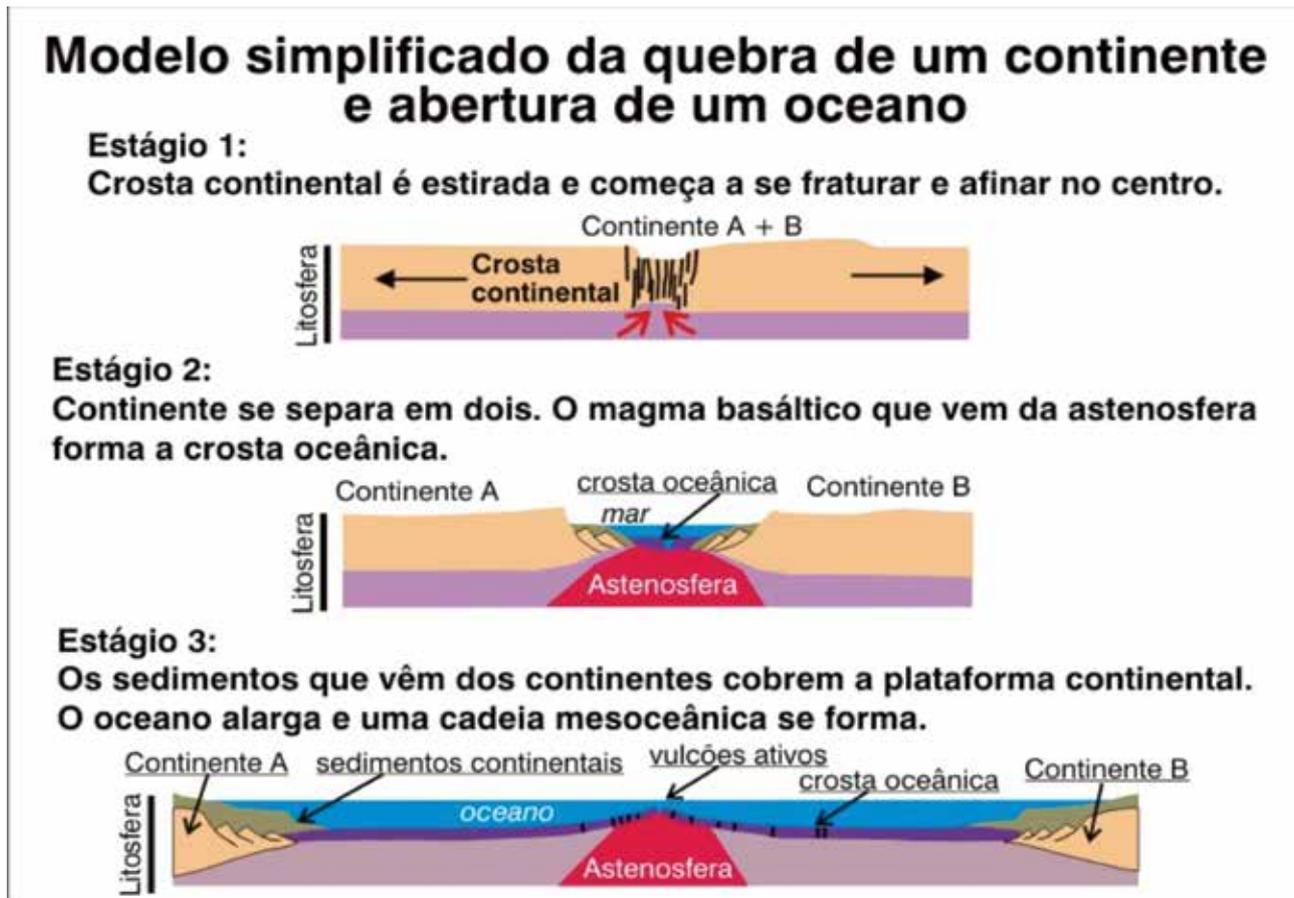


Figura 9.2 – Esquema simplificado de uma quebra continental e do nascimento de um oceano

Com a quebra do continente, nasce o Oceano Atlântico e as bacias costeiras brasileiras, entre elas, a Bacia de Campos. Nesta bacia, que começa na região de Arraial do Cabo e continua para o norte de Campos, milhares de organismos marinhos se acumularam junto com areia e argila e, com o soterramento, geraram petróleo.

Mesmo com a separação continental, os desdobramentos do Himalaia brasileiro podem ser traçados na rota transatlântica. Atualmente na costa sudoeste da África, foi identificada uma seqüência de rochas com as mesmas características das rochas da região de Búzios e Cabo Frio, constituição, idade e estruturas. Da mesma forma, na costa leste do Uruguai e no sul da África, a história geológica se repete e as idades semelhantes mostram que existe

muito mais por debaixo do oceano Atlântico. As margens continentais sul-americana e africana são recobertas por sedimentos que escondem uma grande parte do que um dia foi o Himalaia brasileiro. Especula-se que a própria fratura principal que abriu o Atlântico se deu na antiga cicatriz que fundiu os blocos continentais e formou o Gondwana. Assim pequenos “icebergs” rochosos foram preservados nas regiões costeiras, revelando uma história geológica cambriana parcial.

Mesmo depois da separação dos continentes, forças internas do planeta continuaram a agir quando, há cerca de 60 milhões de anos, um magma de composição alcalina, portanto rico em sódio e potássio, cortou as rochas pré-existentes. Uma anomalia de calor no interior da Terra provocou a

subida deste material fundido, gerando as rochas do Morro de São João e da Ilha de Cabo Frio. Se este magma chegou à superfície na forma de vulcões, não restaram evidências geológicas para comprovar, porque a erosão já destruiu alguns quilômetros de cobertura de rochas ao longo do tempo.

Hoje a Região dos Lagos é uma área costeira cuja maior altitude não ultrapassa 200 metros acima do nível do mar. Neste substrato rochoso, o homem construiu sua morada, mal sabendo que estas rochas presenciaram episódios como colisões continentais, o nascimento do oceano Atlântico ou até mesmo a explosão da vida nos mares mais remotos da Terra.

Mas, nosso planeta é dinâmico, tanto no seu interior, com a movimentação das placas tectônicas, quando na sua zona de contato com a atmosfera, biosfera e hidrosfera. A ação da água, vento, chuva, gelo e organismos, também se associam aos movimentos internos para moldar uma paisagem nova a cada momento. Assim a região também

possui depósitos que testemunham antigos cursos de rios, avanços e recuos do nível do mar, formação das lagunas litorâneas, como Araruama e seu colar de pequenas lagunas, cuja construção foi presenciada pelos homens pré-históricos que construíram seus sambaquis na restinga.

9.3 - ROTEIROS GEOTURÍSTICOS

São sugeridos 4 roteiros na região (Figura 9.3). Cada um deles pode ser feito pelo menos em um dia:

- Roteiro das Lagunas e Salinas – desde Saquarema até Arraial do Cabo
- Roteiro dos Costões e Dunas – Cabo Frio
- Roteiro dos Costões e Praias - Armação dos Búzios e Cabo Frio
- Roteiro da Pré-História aos Viajantes – desde Araruama até Rio das Ostras

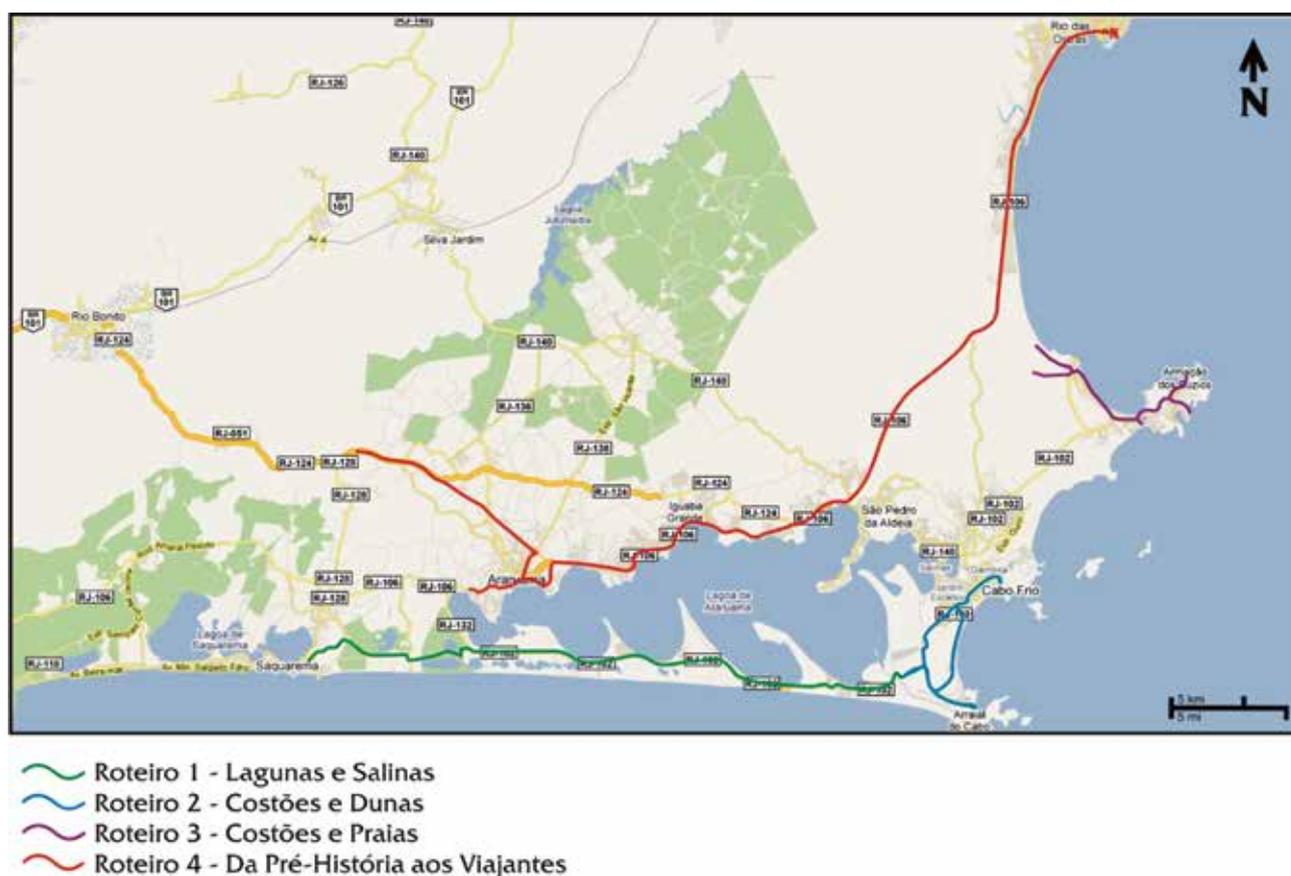


Figura 9.3 – Mapa de localização dos quatro roteiros propostos

9.3.1 - Roteiro das Lagunas e Salinas

Este roteiro passa pela restinga da Massambaba, faixa de areia que separa a lagoa de Araruama do mar (Figura 9.4). Observe que existem pequenas lagunas entre a de Araruama e o mar. Os cientistas estudaram que Araruama começou a se

formar há cerca de 120 mil anos, como resultado de variações no nível relativo do mar. As pequenas também foram formadas neste contexto geológico, porém iniciaram sua evolução há cerca de 7 mil anos.

O sistema lagunar de Araruama apresenta, ainda, uma outra característica importante: o predomínio de corpos hipersalinos, ou seja, as águas

possuem mais do que 5% de sais dissolvidos. A hipersalinidade é causada pelo pequeno aporte de água doce proveniente dos rios, alta evaporação, baixa precipitação pluviométrica e um forte vento de

quadrante nordeste. Há, ainda, pequena troca com o oceano pelo canal de Itajuru, promovendo uma lenta renovação da água. A hipersalinidade é a razão da existência das salinas da região.

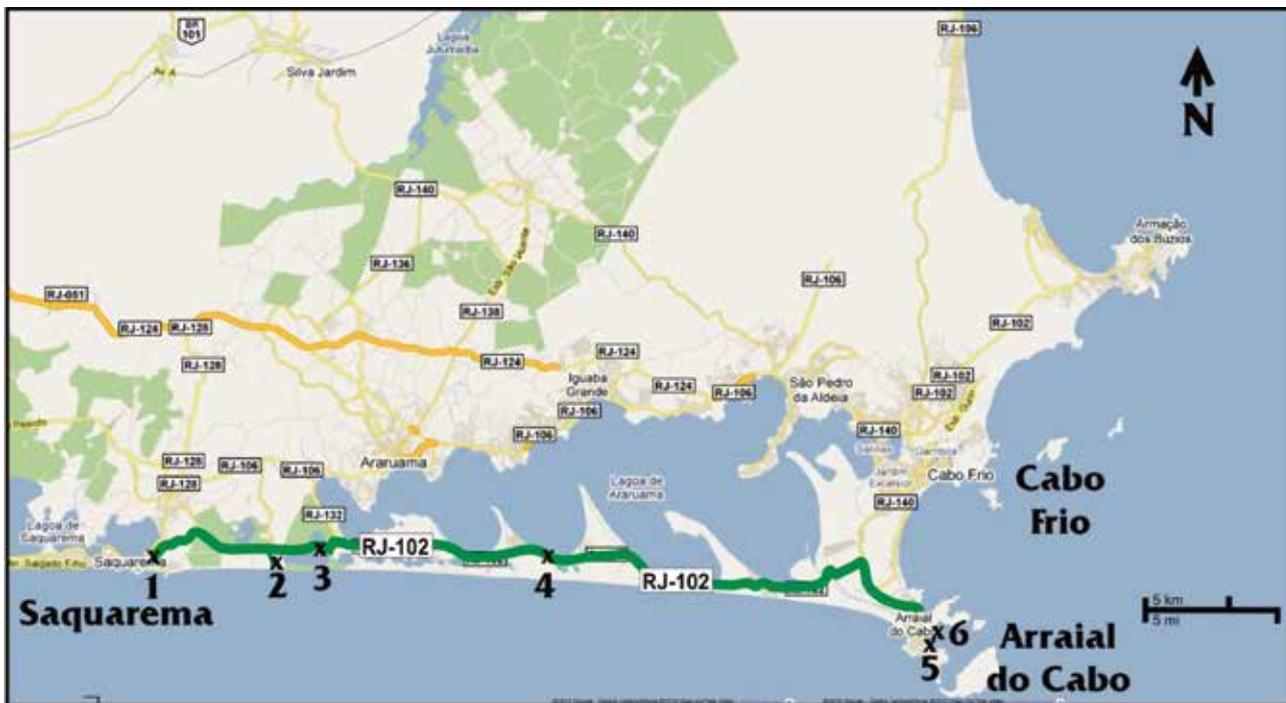


Figura 9.4 – Mapa do Roteiro das Lagunas e Salinas, com indicaçao dos pontos de visitaçao

1ª Parada: SAQUAREMA

ACESSO E LOCALIZAÇAO: no pátio da “Casa da Pedra”, próximo ao costao, junto ao Promontório da Igreja de Nossa Senhora de Nazaré, em Saquarema (Figura 9.5).



Figura 9.5 – Foto do painel geológico de Saquarema (RJ)

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.935874° / -42.493983°

DESCRIPÇAO: este painel descreve os tipos de rocha e estruturas geológicas que podem ser

visualizadas no costao próximo, totalizando 2 bilhões de anos de história. São apresentadas as rochas metamórficas com 2 bilhões de anos e magmáticas com 500 e 130 milhões de anos, e, ainda, os sedimentos da restinga. Entenda porque os cientistas dizem que o promontório no passado foi uma ilha. Por fim, os visitantes são chamados a conhecer o Sambaqui da Beirada, espaço transformado em museu ao ar livre, localizado a cerca de 6 km da igreja.

2ª Parada: VILATUR - SAQUAREMA

ACESSO E LOCALIZAÇAO: O acesso a Vilatur, que pertence ao município de Saquarema, se faz Rodovia Amaral Peixoto ou por estrada não pavimentada, pela restinga, desfrutando da beleza da Lagoa de Jacarepiá, de águas doces. No final da rua da praia, a leste, se encontra a Lagoa Vermelha (Figura 9.6).

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.935874° / -42.493983°

DESCRIPÇAO: A Lagoa Vermelha é hipersalina, assim como a Lagoa de Araruama. Ela possui características especiais que ocorrem em poucos lugares do mundo, como a formaçao atual do mineral dolomita, precipitado pela açao de cianobactérias que, também, constroem estruturas denominadas

estromatólitos (stroma = tapete e lithos = rocha, em grego). A descoberta deste processo na Lagoa Vermelha tem atraído a atenção de cientistas estrangeiros e a transformou em um laboratório natural para pesquisa. A importância desta

descoberta está, principalmente, no entendimento da evolução da vida na Terra, uma vez que os estromatólitos estão entre as mais antigas evidências da vida primitiva no nosso planeta e a dolomita é um mineral muito abundante em camadas muito antigas.



Figura 9.6 – Localização do painel em Vilatur – Saquarema (RJ)

3ª Parada: PRAIA SECA (SALINA CARVALHO) - ARARUAMA

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: O acesso se faz pela estrada para Praia Seca, saindo da Rodovia Amaral Peixoto. Entrando numa estrada vicinal a direita, quase ao fim da grande reta antes de chegar a Praia Seca. Possui sinalização do Projeto Caminhos Geológicos para indicação da entrada. O painel está localizado na entrada da Salina Carvalho (Figura 9.7).

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.923056° / -42.373232°

DESCRIÇÃO: O painel deste local é igual ao que foi implantado em Vilatur. No entanto, aqui é possível ver de perto as esteiras microbianas nos tanques da salina e apreciar a técnica da retirada do sal e a arquitetura e paisagem típica com cataventos. Relatos do século 16 já mencionavam a extração de sal na região pelos índios, mas a primeira salina foi implantada somente em 1823 (<http://www.lagossaojoao.org.br/la-usos.htm>). O processo de obtenção do sal é resumidamente o seguinte: evapora-se a água até que o sal chegue ao ponto de precipitar. Os cataventos servem para bombear água para os tanques. A água vai passando em tipos diferentes de tanque conforme a evaporação vai ocorrendo e o processo chegando ao final. A gipsita, sulfato de cálcio, utilizado, por exemplo, para produção do gesso, precipita-se antes do sal (cloreto

de sódio) e para cada tonelada de sal são obtidos cerca de 76 kg de gipsita.



Figura 9.7 – Foto da salina Carvalho, Araruama (RJ)

4ª Parada: BREJO DO ESPINHO / ARRAIAL DO CABO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: O acesso se faz pela RJ 102, que liga Praia Seca a Arraial do Cabo. Possui sinalização do Projeto Caminhos Geológicos para indicação da entrada.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.931458° / -42.238736°

DESCRIÇÃO: Uma importante descoberta científica realizada na região foi a identificação de que o processo de formação do mineral dolomita se dá a partir da precipitação, na superfície da Terra, com a participação microbiana (bactérias redutoras de sulfatos) em ambiente hipersalino. O Brejo do Espinho, assim como a Lagoa Vermelha, é

um destes locais especiais para estudar a história da vida na Terra. Vale observar o ambiente de dunas e vegetação de restinga em excelente estado de conservação (Figura 9.8). Nestes locais podem ser avistados pássaros endêmicos e ameaçados de extinção, como o Formigueiro-do-Litoral (*Formicivora litorallis*).



Figura 9.8 – Brejo do Espinho. As manchas brancas alinhadas correspondem às dunas

5ª Parada: ALTO ESTRUTURAL DE CABO FRIO / AMAZÔNIA AZUL / MUSEU OCEANOGRÁFICO DE ARRAIAL DO CABO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Os painéis localizam-se na Praia dos Anjos, em frente ao Museu Oceanográfico da Marinha. O Museu está aberto de terça a sexta-feira das 9 às 17 horas e aos sábados e feriados das 13 às 18 horas. Entrada paga. Mais informações em www.leappm.mar.mil.br/museu.htm e (22) 2622-9089 e 2622-9087.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos; painel colocado pelo Ministério da Marinha; e Museu Oceanográfico

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.970641° / -42.020691°

DESCRIÇÃO: Neste ponto existem 3 atrativos: (a) Geologia: o painel descreve uma feição geológica importantíssima o Alto Estrutural de Cabo Frio, uma proeminência (como uma cadeia de montanhas no subsolo e no fundo do mar) que separa as bacias de Campos e de Santos, as maiores produtoras de petróleo e gás do Brasil; (b) Amazônia Azul: painel que explica as pesquisas e recursos do mar (Figura 9.9); e (c) Museu: com importante acervo sobre oceanografia da região. Vale ressaltar que na área ocorre o fenômeno da ressurgência, ou seja, afloramento à superfície de águas frias e ricas em nutrientes, gerando alta produtividade pesqueira e águas límpidas propícias ao mergulho.

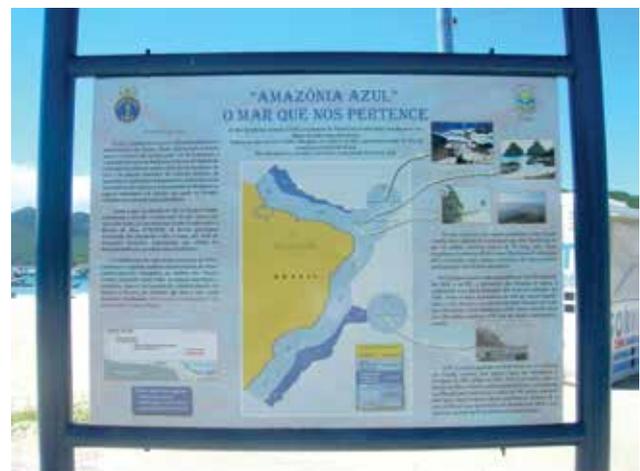


Figura 9.9 – Painel sobre a Amazônia Azul, colocado ao lado do que trata do Alto Estrutural de Cabo Frio

6ª Parada: ILHA DO CABO FRIO – ARRAIAL DO CABO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na entrada do terminal da Praia dos Anjos, de onde saem os barcos que fazem passeios turísticos.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.968989° / -42.01902°

DESCRIÇÃO: A geologia da Ilha é caracterizada por rochas ígneas alcalinas, com cerca de 50 milhões

de anos em contato com rochas metamórficas com 2 bilhões de anos. Na praia da ilha pode-se conhecer um tipo de rocha sedimentar típico de ambiente de praia, além de dunas e um sítio arqueológico. No continente predominam as rochas metamórficas, cortadas pelas ígneas, com espetaculares feições no Pontal do Atalaia. Este painel descreve a origem da variada geologia que se pode ver na Ilha e no continente, inclusive os monumentos visitados nos passeios de barco, como a Fenda de Nossa Senhora e a Gruta Azul, por exemplo (Figura 9.10).



Figura 9.10 – Ilha do Cabo Frio vista do continente no Pontal do Atalaia

9.3.2 - Roteiro dos Costões e Dunas

Este roteiro envolve as belas e históricas paisagens de Cabo Frio, um dos primeiros pontos a serem ocupados pelos portugueses no litoral brasileiro, logo após o descobrimento. Antes disto, o homem pré-histórico, desde os sambaquieiros até os tamoios, deixaram também seus registros. Além dos sítios geológicos descritos nas paradas sugeridas a seguir,

não se pode visitar Cabo Frio, sem deixar de conhecer o sítio arqueológico das pedras sulcadas do Itajuru, no Morro da Guia, o bairro colonial da Passagem e o Museu de Arte Religiosa e Tradicional de Cabo Frio, todos tombados pelo IPHAN – Instituto do Patrimônio Histórico e Artístico Nacional. Muito próximo de Cabo Frio, porém no município de São Pedro da Aldeia, é obrigatória uma visita à Casa da Flor (Figura 9.11), tombada pelo INEPAC – Instituto Estadual do Patrimônio Artístico e Cultural que a descreve da seguinte forma: “A Casa da Flor é obra de arquitetura e escultura de seu Gabriel dos Santos, nascido em 1893, filho de escravo e trabalhador nas salinas de São Pedro d’Aldeia. Montada durante décadas, pelo acúmulo de restos, no dizer do autor “coisinhas de nada” – búzios, conchas e outros depósitos da lagoa, detritos industriais, pedaços de azulejos e faróis de automóveis – a construção, ainda nas palavras de Gabriel, é uma “casa feita de caco transformado em flor”” (www.inepac.rj.gov.br/modules.php?name=Guia&file=consulta_detalle_bem&idbem=418).



Figura 9.11 - Casa da Flor em São Pedro da Aldeia (Foto: INEPAC)



Figura 9.12 – Mapa do Roteiro dos Costões e Dunas, com indicação dos pontos de visita

Seguindo o mapa do Roteiro dos Costões e Dunas (Figura 9.12), em Cabo Frio, poderão ser visitados oito pontos onde a informação científica está disponível, sendo sete de caráter geológico e um ecológico, o Dormitório das Garças.

1ª Parada: AEROPORTO INTERNACIONAL DE CABO FRIO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: No saguão do terminal do Aeroporto, na parede, há um painel do Projeto Caminhos Geológicos. Na parte exterior, em frente à porta de acesso ao terminal, há um outro painel que trata do Campo de Dunas da Dama Branca.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.925734° / -42.079328°

DESCRIÇÃO: Este painel tem a função de orientar aos viajantes sobre a existência de painéis interpretativos do Projeto Caminhos Geológicos na região. Possui um mapa geológico simplificado com a localização e uma breve descrição de cada ponto sinalizado, buscando atrair potenciais geoturistas. O painel sobre o campo de Dunas da Dama Branca explica a origem deste patrimônio natural tombado pelo INEPAC.

2ª Parada: CAMPO DE DUNAS DA DAMA BRANCA ou DUNAS DE CABO FRIO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: entrada do Parque das Dunas entre Cabo Frio e Arraial do Cabo.

TIPO: visitação para apreciar a paisagem eólica descrita no painel do Projeto Caminhos Geológicos localizado na saída do Aeroporto.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.908904° / -42.036047°

DESCRIÇÃO: A Duna Dama Branca, a maior duna isolada do sudeste do Brasil. Este campo de dunas é alimentado pelas areias trazidas pelo vento e que passam pela Praia do Forte, das Dunas e do Foguete. Caminhando pelo Parque das Dunas (Figura 9.13) é possível observar as lagoas interdunas e a fauna e flora típicos associados a este ambiente. Seguindo em direção a Cabo Frio, nota-se que a estrada corta o campo de dunas e existe sempre muita areia sendo lançada pelo vento na pista.



Figura 9.13 - Vista do alto da Duna Dama Branca: lagoas interdunas e vegetação típica

3ª Parada: ALTO ESTRUTURAL DE CABO FRIO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: na Praia do Forte, em frente à Secretaria de Turismo.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.886424° / -42.020186°

DESCRIÇÃO: Este painel é semelhante ao implantado em Arraial do Cabo e trata da estrutura que separa as bacias de Campos e de Santos. Mostra as ferramentas utilizadas pelos geólogos para desvendar o interior da Terra.

4ª Parada: FORTE DE SÃO MATEUS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na praça na Praia do Forte ao lado da saída do Canal de Itajuru, que liga a Lagoa de Araruama ao mar. O painel está localizado próximo à passagem que dá acesso ao Forte São Mateus.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.884537° / -42.006989°

DESCRIÇÃO: é ressaltada a diferença entre as rochas que existem nas proximidades do Forte, patrimônio tombado pelo IPHAN, que construído no século XVII. As cores muito distintas das rochas permite ao visitante identificar cada tipo existente. Também, é explicado o método utilizado para datação dessas rochas, que mostrou sua cristalização há 2 bilhões de anos (Figura 9.14).



Figura 9.14 – Vista norte do Forte de São Mateus, seção tipo dos ortoanfíbolitos da Bacia Búzios-Palmítal

5ª Parada: ILHAS DE CABO FRIO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: No Boulevard Canal, em frente ao terminal de acesso aos barcos que fazem o passeio até às ilhas.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.876969° / -42.016842°

DESCRIÇÃO: é apresentada a origem geológica das ilhas do Breu, Pargos (Figura 9.15), Capões, Comprida, Redonda, Dois Irmãos e dos Papagaios,

e das principais rochas e estruturas que podem ser vistas durante o passeio de barco. Pequenas praias de cascalho, diques e dobras podem ser observadas, mas é preciso atenção para vê-los e, por isto, é importante ler o painel antes do passeio.



Figura 9.15 - Ilhas oceânicas de Cabo Frio. Em primeiro plano observa-se a Ilha dos Papagaios. Foto: Agência Tropic Produções

6ª Parada: PARQUE DA BOCA DA BARRA

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Ilha do Japonês, na entrada do estacionamento.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.881021° / -42.002739°

DESCRIÇÃO: O painel sintetiza a quebra do Gondwana e a formação do Oceano Atlântico. A região possui rochas do embasamento que datam de 2 bilhões de anos e diques de diabásio mais jovens, com 130 milhões de anos. O Parque da Boca da Barra inclui toda a área que vai desde o início da salina na Pousada Porto Veleiro, passando pela Ilha do Japonês, até a ponta do farol da Lajinha, Praia Brava (Figura 9.16) e todo o costão além da Ponta do Chapéu, a região é de máxima exuberância e um museu geológico a céu aberto.



Figura 9.16 – A beleza da Praia Brava em Cabo Frio, com sua faixa de areia

7ª Parada: DORMITÓRIO DAS GARÇAS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na estrada que liga Cabo Frio a São Pedro da Aldeia, no trecho entre a Ponte Feliciano Sodré e a entrada para a Estrada Velha de Búzios.

TIPO: Centro de recepção de visitantes.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.864800° / -42.032980°

DESCRIÇÃO: centro informativo sobre o ecossistema de manguezais, com trilhas e painéis informativos. O melhor horário para observação das garças é no fim da tarde, quando elas voltam para seu dormitório. Do ponto de vista da geologia, vale observar na estrada, em frente à entrada do parque, uma falha geológica (Figura 9.17). A linha que marca o movimento entre os dois blocos de rocha é bem evidente. Não há um painel interpretativo no local, mas vale a pena tentar identificar esta estrutura.



Figura 9.17 - Falha do Dormitório das Garças: movimento de deslizamento entre dois blocos de rocha

8ª Parada: CAMPO DE DUNAS DO PERÓ

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: No início do calçadão da Praia do Perú, na altura da rua dos Pescadores (última rua na direção da Praia das Conchas)

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.862798° / -41.985816°

DESCRIÇÃO: O campo de Dunas do Perú é um dos mais importantes cartões postais de Cabo Frio. Além do registro eólico, possui fauna e flora endêmica, importância para formação de lagoas e brejos no seu entorno e sítios arqueológicos. Ocupa uma ampla faixa de terra entre a Ponta do Perú (Figura 9.18), na divisa com o município de Búzios até a belíssima Praia das Conchas.



Figura 9.18 - Vista das Dunas do Perú e da lagoa produzida pela descarga de água da chuva que se acumula entre os grãos de areia

9.3.3 - Roteiro dos Costões e Praias

Este roteiro percorre as praias e costões rochosos de Armação dos Búzios (Figura 9.19), bem como antigas praias e falésias em Cabo Frio, testemunhas da variação do nível relativo do mar nos

últimos 7 mil anos. Destaque deve ser dado para a paisagem única, formada pela beleza das rochas que lembram “mil folhas” e da vegetação de cactáceas, bromélias e de árvores retorcidas e “penteadas” pelo vento. Esta vegetação característica deve-se ao clima local, onde a precipitação pluviométrica média é de 800 mm/ano no trecho entre Arraial do Cabo, Cabo Frio e Armação dos Búzios. Os cientistas explicam este clima especial pela ressurgência (subida) de águas frias do sul do continente sul-americano na região da Ilha do Cabo Frio. A localização deste fenômeno parece ser condicionada por uma combinação de diversos fatores, como a mudança brusca na direção da linha de costa e a correntes marinhas. Porém, os ventos parecem ser os fatores determinantes porque deslocam as águas superficiais aquecidas, favorecendo a subida das águas frias. Este processo inibe a formação de nuvens de chuva (Turcq *et al.*, 1999; Borher *et al.*, 2009). Com isto, a região possui águas frias, com muitos peixes e límpidas, sendo estes últimos aspectos especiais para realização de mergulhos esportivos. Também, face aos ventos constantes, a região tornou-se um dos principais pólos de esportes à vela e *kite surf* do estado. Todos os pontos desse roteiro são sinalizados pelo projeto caminhos geológicos.



Figura 9.19 – Roteiro numero 3

1ª Parada: PALEOFALÉSIAS DA PRAIA RASA – LIMITE CABO FRIO / ARMAÇÃO DOS BÚZIOS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na estrada que liga a Rodovia Amaral Peixoto a Búzios, ao lado do quiosque. Está sinalizada por placa de estrada indicando o Ponto de Interesse Geológico.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.731052° / -41.972696°

DESCRIÇÃO: Antigas falésias (Figura 9.20) que foram ativas quando o nível do mar esteve cerca de 4 metros acima do atual há cerca de 5.100 anos. Estes depósitos foram formados pela movimentação da Falha do Pai Vitório, localizada nas proximidades. Vale a pena conhecer a Falha do Pai Vitório e o mangue de pedra da Praia Gordá, localizados após a colônia de pescadores da Rasa.



Figura 9.20 – Paleofalésias da Praia Rasa

3ª Parada: PALEOLAGUNA DA RESERVA DE TAUÁ – CABO FRIO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: O acesso se faz por estrada que sai da praça de igreja da Rasa, seguindo, então, por estrada sem pavimentação até a Reserva. Trata-se de área particular, onde são desenvolvidas pesquisas e educação ambiental na área de botânica e geologia por sua proprietária.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude):
-22.753245° / -41.997641°

DESCRIÇÃO: Antiga laguna como a de Araruama, existente há cerca de 5.100 anos. O painel é semelhante ao das falésias da Rasa, porém referem-se ao depósito de conchas desta paleolaguna (Figura 9.21). A Reserva de Tauá abriga fauna e flora típica de restinga preservada (http://www.reservataua.com.br/index_m.htm). No local foi, ainda, construída uma escultura em espiral, representando o tempo geológico.



Figura 9.21 – Paleolaguna da Reserva Tauá

3ª Parada: PÓRTICO TURÍSTICO DE ARMAÇÃO DOS BÚZIOS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: No centro de turismo localizado no trevo que une as estradas que vêm de Cabo Frio e do Rio de Janeiro / Macaé.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.
COORDENADAS (latitude / longitude):
-22.774051° / -41.929713°

DESCRIÇÃO: O painel explica de maneira resumida a Orogenia Búzios, evento de colisão continental ocorrido há cerca de 500 milhões de anos e que formou o paleocontinente Gondwana. Posteriormente, há cerca de 130 milhões de anos, este continente se fragmentou fazendo nascer o oceano Atlântico. Indica os locais da cidade onde podem ser encontrados outros painéis mais detalhados (Figura 9.22 e 9.23).



Figura 9.22 - Praia do Forno: a cor rosada da areia é dada pela presença do mineral granada, presente nestas rochas

4ª Parada: ORLA BARDOT - ARMAÇÃO DOS BÚZIOS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: painel localizado próximo ao monumento aos pescadores, na Armação, em direção à Praia dos Ossos.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude):
-22.74624° / -41.881601°

DESCRIÇÃO: O painel é semelhante e tem o mesmo propósito que aquele implantado no Pórtico Turístico.



Figura 9.23 - Dique de diabásio decamétrico na Ponta das Poças – registro da abertura do oceano Atlântico em Armação dos Búzios (Foto: Carlos A. Muniz)

5ª e 6ª Paradas: PONTA DA LAGOINHA – ARMAÇÃO DOS BÚZIOS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Dois painéis implantados nos costões. A Lagoinha fica entre a Praia da Ferradura e as Praias da Foca e do Forno.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.77057° / -41.877867°

DESCRIÇÃO: As rochas deste local foram decisivas para a proposição da Orogenia Búzios. São foliadas e dobradas, demonstrando as altas pressões e temperaturas a que foram submetidas no episódio de colisão. Alguns minerais que a compõem também atestam esta afirmação, porque só podem se formar quando estas condições estão vigentes. O painel localizado no costão, ajuda a reconhecer minerais e estruturas. Estas rochas foram sedimentos em um mar que se fechou entre 500 e 520 milhões de anos, período da colisão continental nesta área, parte do paleocontinente Gondwana. Esta região é das mais belas de Búzios e não deve-se deixar de conhecer a Praia do Forno, com suas areias rosadas pela presença do mineral granada, muito abundante nas rochas do costão (Figura 9.24).



Figura 9.24 - Ponta da Lagoinha: rochas com as evidências da Orogenia Búzios

7ª Parada: PONTA DO MARISCO / GERIBÁ - ARMAÇÃO DOS BÚZIOS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: A Ponta do Marisco é acessada na porção sul da Praia de Geribá, no limite com a Praia de Tucuns.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.781982° / -41.915697°

DESCRIÇÃO: O painel apresenta os dois principais tipos de rocha do local: uma mais antiga, com cerca de 2 bilhões de anos, presente em muitos locais da região, metamórfica, com foliação bem marcada; e a outra, mais recente, ígnea, representada por diques de basalto, rochas típicas do fundo oceânico, com idade de aproximadamente

130-120 milhões de anos, que representam a quebra do antigo continente Gondwana e formação do oceano Atlântico e a consequente separação entre a América do Sul e da África (Figura 9.25).



Figura 9.25 - Dique de diabásio na Ponta do Marisco: o painel existente explica o processo de formação e estruturas e detalhes deste afloramento rochoso

9.3.4 - Roteiro da Pré-História aos Viajantes

Este roteiro percorre a região que vai de Araruama a Rio das Ostras, seguindo um antigo caminho que sai do Rio de Janeiro e segue para o norte do Estado. Nele também são encontrados registros do homem pré-histórico que construiu os sambaquis, e do índio que ocupou, posteriormente, o lugar destes precursores. Este caminho foi usado pelos jesuítas na catequese dos índios e por naturalistas viajantes, como Charles Darwin, Saint-Hillaire e pelo Príncipe Maximiliano, por exemplo. Ao longo deste trajeto, além de pontos sinalizados pelos Caminhos de Darwin (Figura 9.26), considerados marcos da história da ciência, podem ser encontrados patrimônios geológicos como a Serra da Sapatiba, o Morro de São João e os belos costões de Rio das Ostras, todos parte dos Caminhos Geológicos. Foram selecionados, ainda, duas paradas em museus arqueológicos em Araruama e Rio das Ostras e uma na APA da Lagoa de Iriry, em Rio das Ostras, onde existem painéis interpretativos sobre a fauna e flora da restinga. Este roteiro geológico, ecológico e cultural mostra um pouco das vias de ocupação do território brasileiro e fluminense (Figura 9.27).

1ª Parada: MUSEU DE ARQUEOLOGIA DE ARARUAMA

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Rodovia Via-Lagos, logo após o pedágio, sentido Rio de Janeiro para Araruama. Aberto de Terça a domingo, das 9:00 às 17:00 horas. Entrada franca. Mais informações museu@araruama.rj.gov.br e (22) 2764-6350.

TIPO: Museu de Arqueologia.



Figura 9.26 - Placa de estrada, indicativa de marco comemorativo do Projeto Caminhos de Darwin em Araruama

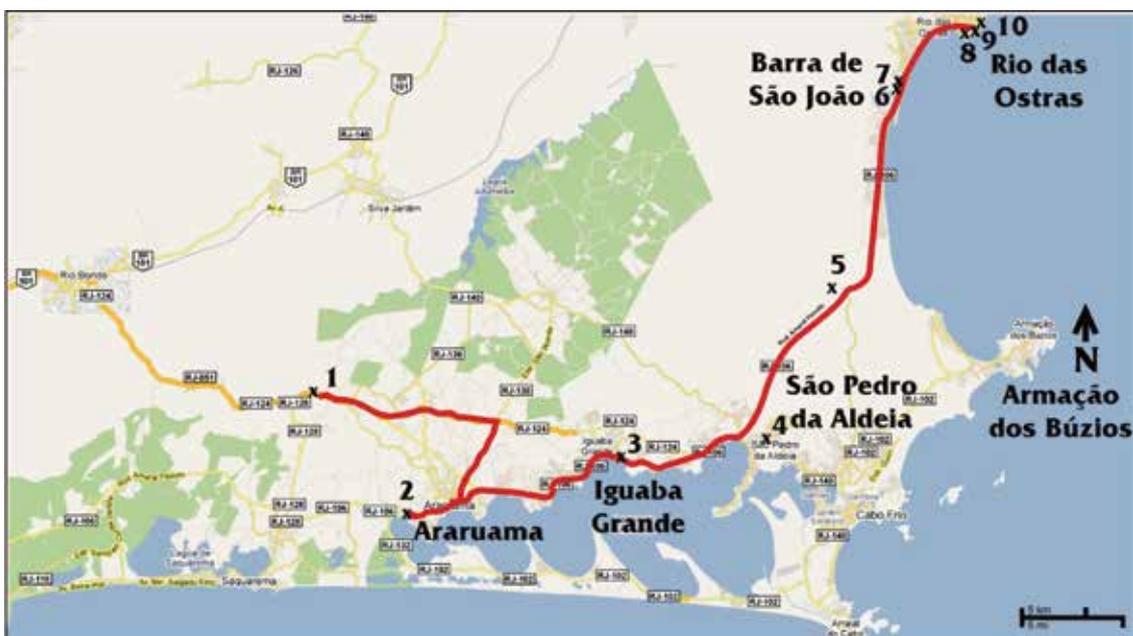


Figura 9.27 – Roteiro pré-histórico

COORDENADAS (latitude / longitude):
-22.801988° / -42.414908°

DESCRIÇÃO: O museu foi criado para resgatar a cultura relacionada aos cerca de 20 sítios arqueológicos cadastrados no município, com especial destaque à cultura tupinambá (Figura 9.28). Seu acervo é composto por urnas funerárias, louças, peças cerâmicas e utensílios diversos (ABC MC, 2009). O prédio do museu é datado de 1862 e tombado pelo INEPAC.



Figura 9.28 - Museu de Arqueologia de Araruama (Foto: INEPAC)

2ª Parada: CAMINHOS DE DARWIN - ARARUAMA

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: A partir da Rodovia Amaral Peixoto, antes de chegar a Araruama, para quem saiu do Rio de Janeiro, na localidade de Ponte dos Leites. Há placa de estrada indicando a entrada para a antiga estação ferroviária, onde foi implantado o marco comemorativo da passagem de Charles Darwin (Figura 9.29).

TIPO: Painel do Projeto Caminhos de Darwin.

COORDENADAS (latitude / longitude):
-22.885251° / -42.370381°

DESCRIÇÃO: Trecho do diário de Charles Darwin sobre Araruama, por onde passou no dia 9 de abril de 1832 — “[...] Enfim adentramos a floresta. As árvores eram muito altas e o que havia de notável nelas era a brancura de seus troncos, o que as tornava muito impressionantes à distância. Vejo em meu caderno: “maravilhosos parasitas fluorescentes”. [...] Na estrada passamos por grandes extensões de pastagem, muitas delas marcadas por imensos

ninhos de formigas com cerca de 12 pés [3,7 m] de altura e forma cônica. [...] Chegamos a Ingetado quando já estava escuro, após dez horas no lombo dos cavalos.”



Figura 9.29 - Painel dos Caminhos de Darwin em Araruama

3ª Parada: SERRA DA SAPIATIBA E SAPIATIBA MIRIM – IGUABA GRANDE

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: na Rodovia Amaral Peixoto entre Iguaba e São Pedro da Aldeia, na altura da Ponta da Farinha. Possui placa de estrada para sinalização.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.845471° / -42.199453°

DESCRIÇÃO: As rochas da Serra de Sapiatiba e Sapiatiba Mirim são metamórficas e de origem sedimentar, ou seja, foram geradas pela acumulação de sedimentos num antigo mar que existiu antes da colisão continental que formou o Gondwana (Figura 9.30). Seu alto conteúdo de minerais de alumínio revela que os principais detritos sedimentares eram lamias. Esta bacia sedimentar oceânica certamente durou até 600 milhões de anos atrás. Foi denominada de Bacia Búzios-Palmital e compreende as rochas da região de Búzios e das serras da Sapiatiba, Mato Grosso e Palmital.



Figura 9.30 – A Serra da Sapiatiba formada por rochas supracrustais da Unidade Palmital

4ª Parada: CAMINHOS DE DARWIN – SÃO PEDRO DA ALDEIA

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na praça Agenor Santos, no centro da cidade, ao lado do coreto.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos de Darwin.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.83834° / -42.103153°

DESCRIÇÃO: Trecho do diário de Charles Darwin sobre São Pedro da Aldeia, por onde passou no dia 10 de abril de 1932: “Partimos animados antes que clareasse, mas as 15 milhas [24 km] de areia pesada antes de tomarmos o café da manhã em Aldeia de São Pedro praticamente destruíram os bons modos do nosso grupo.” São Pedro da Aldeia possui um centro histórico tombado pelo IPHAN e pelo INEPAC (Figura 9.31).



Figura 9.31 - Igreja dos Jesuítas, concluída em 1783, localizada na Praça Agenor Santos (Foto: [www.saopedro-daaldeia.com/?item=MTeBY08y&Imd=Ecoturismo\[igreja_dos_jesuítas\]](http://www.saopedro-daaldeia.com/?item=MTeBY08y&Imd=Ecoturismo[igreja_dos_jesuítas]))

5ª Parada: CAMINHOS DE DARWIN – FAZENDA CAMPOS NOVOS / CABO FRIO

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na entrada da Fazenda Campos Novos, na Rodovia Amaral Peixoto, km 124, próximo ao trevo de Armação dos Búzios. Possui placa de estrada sinalizando a entrada.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos de Darwin.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.717467° / -42.030814°

DESCRIÇÃO: Trecho do diário de Charles Darwin sobre a Fazenda Campos Novos (Figura 9.32), onde dormiu nas noites de 10 e 20 de abril de 1832: “[...] Em Campos Novos, comemos suntuosamente com arroz, frango, biscoito, vinho e aguardente no almoço, café à noite e café com peixe para o desjejum. [...] Saí para coleta e encontrei algumas conchas de água doce.” A Fazenda Santo Inácio dos Campos Novos é tombada pelo INEPAC, foi construída pela Companhia de Jesus no final do século XVII. Com a expulsão dos jesuítas em 1759, a área foi incorporada aos bens da Coroa Portuguesa e hoje pertence à Prefeitura Municipal. Junto ao sítio histórico existe um sambaqui.



Figura 9.32 - Igreja da Fazenda Campos Novos

6ª Parada: MORRO DE SÃO JOÃO – BARRA DE SÃO JOÃO / CASIMIRO DE ABREU

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na Avenida Beira-Rio, em frente ao Batalhão de Polícia Florestal. Possui placa na Rodovia Amaral Peixoto sinalizando a entrada.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.590369° / -41.994632°

DESCRIÇÃO: Este painel trata do contexto de formação das rochas do Morro de São João (Figura 9.33), formado por rochas ígneas ricas em sódio e potássio (alcalinas) há 60 milhões de anos apesar de ser frequentemente associado a um vulcão, por sua forma arredondada, vista em imagem de satélite, suas rochas mostram que se consolidaram em profundidade. Se um dia foi um vulcão, milhões de anos de erosão apagaram estes vestígios. Sugere-se um passeio turístico de barco ao longo do rio São João, quando se chega bem próximo ao morro. O pier de embarque localiza-se quase ao lado do painel.



Figura 9.33 – Morro de São João

7ª Parada: CAMINHOS DE DARWIN – BARRA DE SÃO JOÃO / CASIMIRO DE ABREU

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na Avenida Beira-Rio, quase em frente ao centro gastronômico. Possui placa de estrada sinalizando a entrada (Figura 9.34).

TIPO: Painel do Projeto Caminhos de Darwin.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.586406° / -41.992363°

DESCRIÇÃO: Trecho do diário de Charles Darwin sobre Barra de São João, onde passou nos dias 11 e 20 de abril de 1832. “*Passamos por várias aglomerações de mata densa. Senti-me indisposto, com um pouco de calafrios e enjôo. Cruzei a barra de São João de canoa, ao lado de nossos cavalos. [...] Viajamos até escurecer.*”



Figura 9.34 - Casario colonial da Avenida Beira-Rio

8ª Parada: MUSEU DO SÍTIO ARQUEOLÓGICO SAMBAQUI DA TARIOBA / RIO DAS OSTRAS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: Na rua Bento Costa Junior, 70, no centro de Rio das Ostras. Visitaçã de terça a sexta de 9:00 às 18:00 horas e sábados e domingos de 14:00 às 18:00 horas. Entrada paga. Maiores informações em www.culturariodasostras.com.br.

TIPO: Museu Arqueológico.

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.528688° / -41.940808°

DESCRIÇÃO: Trata-se de museu, onde a escavação do sambaqui foi feita de forma a preservar as diversas camadas para que o visitante possa entender a distribuição dos achados arqueológicos no tempo e no espaço (Figura 9.35). O acervo é explicado através de painéis, vitrines e pelos depósitos escavados.



Figura 9.35 - Parte da exposição in situ do Sambaqui da Tarioba

9ª Parada: MONUMENTO NATURAL DOS COSTÕES ROCHOSOS – RIO DAS OSTRAS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: no costão cujo acesso está ao lado da Praça da Baleia, na Praia de Costa Azul.

TIPO: Painel do Projeto Caminhos Geológicos

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.528287° / -41.923263°

DESCRIÇÃO: O painel explica como se formaram estas rochas há quase 2 bilhões de anos e sua evolução até cerca de 520 milhões de anos, quando houve o evento colisional de formou o continente ancestral Gondwana. Explica, também, como as rochas são erodidas e se emplilham de forma harmoniosa. Hoje este local é uma Unidade de Conservação municipal (Figura 9.36).



Figura 9.36 - Monumento Natural dos Costões Rochosos em Rio das Ostras

10ª Parada: APA – ÁREA DE PROTEÇÃO AMBIENTAL DA LAGOA DE IRIRY – RIO DAS OSTRAS

ACESSO E LOCALIZAÇÃO: ao final da Praia de Costa Azul, em direção a Macaé.

TIPO: Unidade de Conservação municipal

COORDENADAS (latitude / longitude): -22.508260° / -41.913722°

DESCRIÇÃO: No local foram implantadas trilhas (Figura 9.37), um mirante e painéis interpretativos sobre a restinga, brejos e dunas e sua fauna e flora. A lagoa possui água salobra e sua cor característica deve-se à matéria orgânica presente na turfa que ocorre na região.



Figura 9.37 - Painel interpretativo na APA da Lagoa de Iriry

10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

As duas folhas mapeadas apresentam um registro geológico de extrema relevância para o entendimento dos processos de formação e ruptura do paleocontinente Gondwana. Os dados geológicos e geocronológicos caracterizam uma orogenia cambro-ordoviciana registrada nas unidades litoestratigráficas aflorantes no Domínio Tectônico do Cabo Frio, setor sudeste da Faixa Ribeira, atualmente localizado na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, Brasil.

As principais conclusões são:

- Durante o Cambriano Inferior, rochas sedimentares e vulcânicas foram transportadas para grandes profundidades e submetidas a condições de pico metamórfico com pressões acima de 9 kbar e temperaturas maiores do que 780°C, desenvolvendo Ky+Kfs nos metapelitos e Cpx+Grt+Qz nos anfibolitos, associações minerais típicas da zona de transição entre as fácies granulito e anfibolito;
- Durante este pico metamórfico, ortognaisses e ortoanfibolitos paleoproterozóicos (cristalizados no período entre 2,03 e 1,96 Ga – U-Pb em zircão) foram empurrados por sobre as rochas supracrustais, durante as fases deformacionais progressivas D1 e D2, com movimento tectônico de sudeste para noroeste, marcado pelo estiramento dos minerais sintectônicos;
- Este período de pico metamórfico e de tectônica de empurrão ocorreu entre 525 e 520 Ma, datado com análises U-Pb em zircões de leucossomas nos ortognaisses e nos metapelitos;
- Após esta intercalação tectônica das unidades litoestratigráficas, a deformação progressiva avançou para a fase D3, quando as rochas foram dobradas formando megadobras recumbentes com eixos paralelos à direção do estiramento;
- Durante a D3, estimada em 510 Ma (análises U-Pb em monazitas e titanitas nas supracrustais e ortoanfibolitos), cresceram sillimanitas pseudomórficas sobre os cristais de cianita do pico, configurando uma trajetória P-T-t horária;
- O DTCF foi colocado por sobre o Terreno Oriental (domínio tectônico vizinho a NW na Faixa Ribeira) por uma falha de empurrão com movimento de topo para NW, associada à D3;
- Como resultado deste empurrão, as rochas de alto grau subiram em nível crustal e começaram a esfriar a uma taxa de 10°C/Ma, suficientemente rápida para permitir a preservação da associação mineral de pico metamórfico;
- Enquanto isto, na região oeste do DTCF, próximo ao contato com o Terreno Oriental, desenvolveu-se uma zona de cisalhamento transcorrente dextrógira, que afetou ambos domínios tectônicos, com movimento tectônico principal de direção NE-SW, marcado pela lineação de estiramento de minerais metamórficos ainda sob condições de fácies anfibolito;
- Esta deformação é associada à fase D4, datada entre 500 e 490 Ma, com base em análises U-Pb em monazitas e zircões dos metassedimentos dentro da zona de cisalhamento;
- Em seguida, este orógeno colisional começou a esfriar a uma taxa de 5°C/Ma, calculada com base em idade de U-Pb em rutilo e K-Ar de outros autores;
- As idades mais jovens relacionadas a esta orogenia são de diques pegmatíticos tardi-tectônicos cujas análises U-Pb em zircões fornecem uma idade por volta de 440 Ma, do final do Ordoviciano;
- A orogenia, que teve seu auge entre 525 e 490 Ma (35 m.a.) e gerou um encurtamento crustal de grandes proporções com a colocação de escamas de embasamento sobre rochas sedimentares de fundo oceânico a profundidades maiores do que 27 km, é denominada aqui Orogenia Búzios;
- A Orogenia Búzios representa um orógeno colisional que sofreu um colapso com esfriamento no intervalo de 490 a 440 Ma.
- A Orogenia Búzios é o evento tectônico mais novo registrado nos cinturões pan-africanos – brasileiros internos que formaram o paleocontinente Gondwana. Logo, este paleocontinente não foi consolidado antes do Ordoviciano;
- Duas hipóteses são sugeridas para a evolução tectônica da Orogenia Búzios: (1) Este episódio orogênico foi resultante do final da subducção de uma crosta oceânica para noroeste por baixo do paleocontinente São Francisco e colisão continental deste último com um paleocontinente a sudeste, que poderia ter sido o paleocontinente do Congo; (2) Este episódio orogênico foi resultante do final da subducção de uma crosta oceânica para sudeste por baixo de um paleocontinente, que poderia ser o Congo,

e da colisão continental deste último com o paleocontinente do São Francisco, a noroeste;

- Em ambas hipóteses, o desenvolvimento da zona de cisalhamento da fase D4 é relativo ao ajuste tectônico entre os dois domínios, Terreno Cabo Frio e Terreno Oriental, após sua justaposição;
- A Orogenia Búzios é contemporânea às orogênias marginais do Gondwana (ex. Pampeana) que podem ter catalisado a aglutinação final interna deste paleocontinente;

O reconhecimento de outros eventos termotectônicos cambro-ordovicianos nos cinturões pan-africanos costeiros correlatos (Faixa do Kaoko e Faixa Damara) sugere que o registro dos últimos pulsos orogênicos, responsáveis pela aglutinação final do Gondwana, estariam, atualmente, submersos nas plataformas abaixo do oceano Atlântico;

A correlação “transatlântica” entre os domínios tectônicos cambro-ordovicianos deve

ser efetuada com muita cautela, pois a crosta continental não aflorante pode ter de 250 até 400 km de largura e possuir vários outros domínios tectônicos ainda mais jovens;

Sendo assim, a sutura da colagem final do Gondwana Oeste serviu de zona de fraqueza durante sua fragmentação, 350 milhões de anos mais tarde, para a geração do oceano Atlântico Sul;

O entendimento dos eventos pan-africanos-brasileiros depende da realização de datações em diferentes minerais metamórficos utilizando vários sistemas isotópicos, a fim de se determinar a história térmica e deformacional dos domínios litotectônicos que compõem estes cinturões de centenas de milhões de anos;

Estes longos períodos de tempo podem ser subdivididos em fases orogênicas, ou simplesmente orogênias, relacionadas aos processos de margens convergentes.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE CENTROS E MUSEUS DE CIÊNCIA. **Centros e Museus de Ciências do Brasil 2009**: ABCMC, Casa da Ciência – UFRJ, Museu da Vida – Fiocruz. Rio de Janeiro, 2009. 232 p.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Almeida de. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 26, n. 3, p. 125-138, 1996.
- _____. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 16, p. 325-349, 1986.
- _____. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG – Núcleo SP, 1991. p. 423-428.
- _____. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 48, p. 15-26, 1976.
- _____. de et al. The Precambrian evolution in South American Cratonic Margin, South of Amazon River. In: NAIRN, Alan E.M.; STELHI, Francis G. (Ed.). **The ocean basin and margins**. New York : Plenum Press, 1973. v. 1, p. 411-416. 1973.
- _____.; CARNEIRO, C. D. R. Magmatic occurrences of post-permian age of the South American Platform. **Boletim do Instituto de Geociências. USP - Série Científica**, v. 20, p. 71-85, 1989.
- _____.; HASUI, Yociteru; BRITO NEVES, Benjamin B. The Upper Precambrian of South America. **Boletim do Instituto de Geociências. USP**, v.7, p. 45-80, 1976.
- ALMEIDA, Julio Cesar Horta de et al. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Geologia e Desenvolvimento; Anais...** Belo Horizonte: SBG – Núcleo Minas Gerais, 1998. 529 p. p. 32. 1998
- _____. et al. Tectônica rúptil no Terreno Cabo Frio. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro, 2003. p. 432-434.
- ALVES, E. C. **Zonas de Fraturas Oceânicas e suas Relações com a Compartimentação Tectônica do Sudeste do Brasil**. 2002. 247 p. Tese (Doutorado em Geologia) - Departamento de Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- _____.; SICHEL, Susanna Eleonora; SPERLE, Marcelo Dias. Compartimentação tectônica da margem continental sudeste e área oceânica adjacente e suas implicações com o bordo continental. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo, Itatiaia, RJ. **Atas...** Rio de Janeiro : SBG; ABGE, 1997. p. 40-42.
- AMARAL, Gilberto et al. Potassium-argon ages of alkaline rocks from southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 31, p. 117-142, 1967.
- AVALIAÇÃO regional do setor mineral. **Boletim DNPM**, n. 43, Brasília, 1977. 196 p.
- BARBIERI, E. B. Cabo Frio e Iguaba Grande, dois microclimas distintos a um curto intervalo espacial. In: SIMPÓSIO DE RESTINGAS BRASILEIRAS, 1., 1984, Niterói. **Anais...** Niterói, RJ, UFF, Niterói, RJ, 1984. 475 p. p. 3-12.
- BASEI, Miguel A. S. et al. The Dom Feliciano belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de La Plata Craton —framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of southwestern Africa. In: CORDANI, U.G. (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro : 31st IGC, 2000. p. 311-334
- BATISTA, Job Jesus. **Caracterização dos processos geológico-evolutivos pre-cambrianos na região de São Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro**. 1984. 123 p.+1 mapa. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1984.
- BATISTA, Job Jesus; KAWASHITA, Koji Contribuição ao acervo geocronológico da porção setentrional do cinturão Ribeira. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985, São Paulo. **Atas...** São Paulo : SBG Núcleo São Paulo, 1985. v. 1, p. 187-200.
- BENNIO, L. et al. The tholeiitic dyke swarm of the Arraial do Cabo península (SE Brazil): Ar-Ar ages , petrogenesis, and regional significance. **Journal of South American Earth Science**, v. 16, p. 163-176, 2003.
- BIRD, Eric. **Coastal Geomorphology: an introduction**. Chichester: John Wiley & Sons, 2000. 322 p.
- BRASIL. Departamento De Produção Mineral. **Cadastro Mineiro**. isponível em: <<http://sistemas.dnpm.gov.br/SCM/extra/site/admin/Default.aspx>>. Acesso em: dez. 2008.
- BRILHA, José. **Património Geológico e Geoconservação: a conservação da natureza na sua vertente geológica**. Braga, Portugal : Palimage Editores, 2005. 190 p.

- BRITO NEVES, Benjamin Bley de; CORDANI, Umberto Giuseppe. Tectonic evolution of South America during Late Proterozoic. **Precambrian Research**, v. 33, p. 23-40, 1991.
- CAMPOS NETO, M. C. Orogenic Systems from Southwestern-Gondwana: an approach to Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern-Brazil. In: CORDANI, U.G. (Ed.) et al. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro : 31st International Geological Congress, 2000. p. 335-365.
- _____; FIGUEIREDO, M. C. H. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 8, n. 2, p. 143 -162, 1995.
- CARMO, J. R. M. **Geologia e petrologia da intrusão alcalina Morro dos Gatos – Silva Jardim – RJ**. Rio de Janeiro : UFRJ, 1995. 38 p. (Monografia de Graduação, curso de Geologia da UFRJ).
- CARVAJAL, D. J.; GONZÁLEZ, A. La contribución del patrimonio geológico y minero al desarrollo sostenible. In: VILLAS-BOAS, R.C.; MARTÍNEZ, A.G.; ALBUQUERQUE, G.A.S.C. (Ed.). **Patrimonio Geológico y minero en el contexto del Cierre de Minas**. Rio de Janeiro: CNPq/CYTED. p. 27-49.
- CHANG, H. K. et al. Tectonics and stratigraphy of the east Brazil rift system: an overview. **Tectonophysics**, v. 213, p. 97-138, 1992.
- CONDET. **Estudo setorial de rochas ornamentais do estado do rio de janeiro**: sumário executivo. Rio de Janeiro: FIRJAN, 1999. 27p.
- CONSÓRCIO INTERMUNICIPAL PARA GESTÃO AMBIENTAL DAS BACIAS DA REGIÃO DOS LAGOS, DO RIO SÃO JOÃO E ZONA COSTEIRA. **Dados do meio físico e biótico e informações econômico-sociais**. [s.l.], [s.d]. Disponível em: www.lagossaojoao.org.br/la-usos.htm. Acesso em: 26 jul. 2010.
- CORDANI, Umberto Giuseppe; TEIXEIRA, Wilson. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguapé. In: BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguapé (SF.23)**. Brasília, 1979. 240 p., Apêndice 1, p. 175-207.
- CORDEIRO, Pedro Aurélio C. et al. Mineral Resource Database of Rio de Janeiro State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro : SBG. Núcleo RJ, 2000.
- CORVAL, A. et al. Plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in The Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal, RJ. **Anais...** Natal, RN: SBG, 2007. p. 280-281. Simultaneamente International Symposium on Tectonics, 5., 2007, Natal.
- CRUZ, M. M. et al. 1999. Mapeamento estrutural detalhado da sinformal de Cabo Frio (RJ)- escalas 1:500 e 1:2000. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro (SP). **Boletim de Resumos...** São Pedro, SP : SBG, 1999. p. 21.
- CRUZ, M. M. **Mapeamento estrutural detalhado da sinformal do Forte de São Mateus – escalas 1:500 e 1:2000**: Relatório de Estágio de Campo IV. Rio de Janeiro : Departamento de Geologia, UFRJ, 2000. 73 p.
- COX, K. G.; BELL, J.D.; PANKHURST, R.T. **The interpretation of the igneous rocks**. London: Univ. Chicago Press, 1979. 450 p.
- DARWIN. In: Projeto Caminhos de Darwin no Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: UFRJ, 2008. Disponível em: <http://www.casadaciencia.ufrj.br/caminhosdedarwin>. Acesso em: 26 jul. 2010.
- DELHAL, Jacques; LEDENT, Dolly; CORDANI, Umberto Giuseppe. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de Formations Métamorphiques et Granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et Minas Gerais). **Annales de la Société Géologique de Belgique**, v. 92, p. 271-283, 1969.
- DELOR, C. et al. Unravelling precambrian crustal growth of Central West Angola: Neoproterozoic to Mesoproterozoic inheritance main Osirian accretion and discovery of the “Angolan” Panafrican Belt. In: COLLOQUIUM OF AFRICAN GEOLOGY, 21., 2006, Mocimboa da Praia, Moçambique. **Abstract Book**. Maputo, Moçambique, 2006. p. 40-41.
- RIO DE JANEIRO (Estado). Departamento de Recursos Minerais. **Banco de dados do Registro Mineral**. Niterói, 2007. Disponível em: < <http://www.drm.rj.gov.br/>> Acesso em: 15 maio 2008.
- _____. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro – Folhas Morro da São João e Barra de São João – 1:50.000**. Niterói, 1980. 64 p. + Mapa e relatório.
- PARTE II
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Projeto RADAMBRASIL. Folha SF. 22/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 1983**. v.32. 780 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- DIAS, G. T. M.; KJERFVEE, B. Barrier and Beach Ridge Systems of the Rio de Janeiro Coast. In: DILLENBURG, S.; HESP, P. (Org.). **Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil**. , Springer Verlag, 2007. p. 225-252.

- DICKSON, M.E., Woodroffe, C.D. Rock coast morphology in relation to lithology and wave exposure, Lord Howe Island, southwest Pacific. **Zeitschrift Geomorphologie**, v. 49, n.2, p. 239-251, 2005.
- DUTRA, T. et al. Os diques de Búzios e os basaltos da bacia de Campos; relações petrogenéticas e modelos geodinâmicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., jun. 2005, Curitiba (PR). **Boletim de Resumos...** Curitiba (PR), SBG. p. 81-83. 2005. Simultaneamente INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 4. 2005, Curitiba.
- _____. **Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ**. Rio de Janeiro, 2006. 111p. Dissertação (Mestrado), UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- EBERT, Heinz. Beitrag zur Gliederung des Präkambriums in Minas Gerais. **Geologische Rundschau**, Stuttgart, v. 45, n. 3, p. 471-521, 1957.
- _____.; HASUI, Yociteru. Transpressional tectonics and strain partitioning during oblique collision between three plates in the Precambrian of southeast Brazil. **Geological Society. Special Publications**, London, v.135, p. 231-252, 1998.
- ERTHAL, Flávio et al. **Diretrizes Públicas Para uma Mineração Sustentável no Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2008. 1 CD-ROM.
- _____. et al. **Catálogo de Rochas Ornamentais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2003.
- FELTON, E.A. Sedimentology of rocky shorelines: 1. A review of the problem, with analytical methods, and insights gained from the Hulopoe Gravel and the modern rocky shoreline of Lanai, Hawaii. **Sedimentary Geology**, v. 152, p. 221-245, 2002.
- FERRARI, André Luiz. **Evolução tectônica do Graben da Guanabara**. São Paulo, SP, 2001. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 2001. 412 p.
- FERRARI, André Luiz et al. O Pré-cambriano das folhas de Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA: SBG. Núcleo Nordeste, 1982. v.1, p.103-114.
- FONSECA, Ariadne do Carmo. **Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro**. 1994. 186 f. Tese (Doutorado)- Departamento de Geologia, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.
- _____. Fragmento tectônico Cabo Frio: aspectos de campo, petrografia e geoquímica. **Anuário do Instituto de Geociências da UFRJ**, n. 17, p. 109-131, 1994.
- FONSECA, Mário Jorge Gesteira. **Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**: texto explicativo. Rio de Janeiro: DNPM, 1998. 141p. Escala 1:400.000.
- _____. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Atas**. Rio De Janeiro; São Paulo: SBG, 1989. p. 132-133.
- _____. **Texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: DNPM, 1998. 141 p. Escala 1:400.000
- _____. et al. **Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Folhas Rio de Janeiro (SF23), Vitória (SF24) e Iguape (SG23)**. Brasília: DNPM, 1979. Texto explicativo, 240p.
- _____.; HEILBRON, Mônica; CHRISPIM, Salvador. Geologia estrutural da área de Cabo Frio e Armação dos Búzios. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 12, p. 5393 - 5424.
- FROES ABREU, Sylvio. **Recursos Minerais do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1973. 324 p.
- GARCÍA-CORTÉS, A. G. Inventario del Patrimonio Geológico. In: ESPANHA. Ministerio de Obras Públicas, Transportes y Medio Ambiente, Sociedad Española de Geología Ambiental y Ordenación del Territorio. **El patrimonio geológico: bases para su valoración, protección, conservación y utilización**. Madrid: Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España, 1996. p 53-60. (Serie monografías)
- GOMES, Benedito de Souza et al. **Projeto carta geologica do estado do Rio de Janeiro: folhas Renascença, Conceição de Macabu, Macaé, Dores de Macabu, Carapebus, Cabiunas**. Niterói: DRM/Triservice, 1981. 5v. (Falta o volume consultado)
- GÓES, N.F.B.. **Geologia do Pontal do Atalaia, em Arraial do Cabo/RJ**. 2007. 90 f. Monografia (Graduação em Geologia)- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.
- GOOGLE Earth, version 4.0 (beta): free satellite's image software. 2008. Disponível em: <<http://earth.google.com/intl/pt/>>. Acesso em: 02 jun. 2008; 14 dez. 2008.
- GUERRA, J. V. et al. Sedimentologia das praias arenosas situadas entre o Cabo Frio e o Cabo Búzios: resultados preliminares. In: SIMPÓSIO DA ABEQUA, 10., 2005, Guarapari (ES). **Boletim de Resumos Expandidos**. Guarapari, ES, 2005.
- GUIA de Bens Tombados. In: INEPAC – Instituto Estadual do Patrimônio Cultural. Disponível em: <http://www.inepac.rj.gov.br/modules.php?name=Guia>. Acesso em: 26 jul. 2010.
- HEILBRON, Monica. Tectonic map of the central Ribeira orogenic belt (1:250.000). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., aug. 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts**. Rio de Janeiro, 2000.

- HEILBRON, Monica et al. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 4, p. 249-266, 1995.
- _____ et al. An evolutionary tectonic model for the central segment of the Ribeira Belt: from the Tranzamazonian collage to Gondwana amalgamation. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis (BA) **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1999. p. 58-61.
- HEILBRON, Monica et al. From collision to extension: The roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: Talwani, Manik; Mohriak, Webster Ueipass (Ed.). **Atlantic Rifts and continental margins** Washington: American Geophysical Union. 2000. p. 1-32. (Geophysical Monograph 115)
- _____ et al. Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, p. 553-562, 1982.
- _____ et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasileiro collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. In: International Conference on Precambrian and Craton Tectonics International Conference on Basement Tectonics, 14., 1998, Ouro Preto. **Extended Abstracts**. Ouro Preto, 1998. p. 15-17.
- _____ ; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira belt SE Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 125, p. 87-112, 2003.
- HEILBRON, R. Basic and alkaline intrusions in the State of Guanabara, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, p. 183-185, 1968. Suplemento
- HERTZ, Norman. Time of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. **The Geological Society of American Bulletin**, New York, n. 88, p. 101-112. 1977.
- HOFFMAN, Paul F. Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? **Science**, Washington, v. 252, p. 1409-1412, 1991
- HOSE, T. A. Selling the story of Britain's stone. **Environmental Interpretation**, v.2, n. 10, p. 16-17, 1995.
- IRVINE, T. N.; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Canadá, v. 8, p. 523-548, 1971.
- SHINTAKU, Isao; CORDEIRO, Pedro Aurélio Cerveira; ARANTES, José Luiz Gonçalves. **Os recursos minerais e a economia mineral do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2000. 21 p.
- JOYCE, E. B. Geological heritage of Australia: selecting the best for Geosites and World Heritage, and telling the story for geotourism and Geoparks. In: The Australian Earth Sciences Convention - AESC2006, 18., 2006, Melbourne, Australia. **Extended Abstract**. Melbourne: Geological Society of Australia, 2006. p. 1-3
- KLEIN, Victor de Carvalho; VIEIRA, André Calixto. Vulcões do Rio de Janeiro: breve geologia e perspectivas. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 419, p. 44-46, 1980.
- LEONARDOS JUNIOR, Othon Henry; FYFE, William S. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro Region, Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, v. 46, n. 3, p. 201-214, 1974.
- LIU, Chan Chiang. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro; Espírito Santo: SBG, 1987. p. 164 - 188.
- LUZ, Adão Benvindo da; LINS, Fernando Antonio Freitas (Ed.). **Rochas e minerais industriais: usos e especificações**. Rio de Janeiro: CETEM; MCT, 2005. 720 p.
- MACHADO, N.; GAUTHIER, G. Determination of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb ages on zircon and monazite by laser-ablation ICPMS and application to a study of sedimentary provenance and metamorphism in southeastern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 60, n. 24, p. 5063-5073, 1996.
- MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 79, p. 347-361, 1996.
- MACHADO, R.; DEMANGE, M. Reinterpretação estrutural e tectônica da região leste da Baía da Guanabara e a definição do Batólito de Araruama (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 36., 1990, Natal (RN). **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 2744-2754.
- MANIAR, P.D. ; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoides. **Geological Society of American Bulletin**, Washington: v. 101, p. 635-643, 1989.
- MANSUR, D. et al. **Serra da Sapiatiba, patrimônio geológico, ecológico, e cultural da Região dos Lagos**. Iguaba Grande: IPEDS; Centro de Pesquisa Zen, [s.d.]. 60 p.
- MANSUR, K. L. et al. Project Caminhos Geológicos: popularization of the geological heritage of Rio de Janeiro State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 32., 2004, Florença, Itália. **Abstracts**. Florença: [s.n.], 2004. v.1, p. 580.

- MARTINS, A. M. ; SILVA, A. Caracterização das Ocorrências de Turfa do estado do Rio de Janeiro. **Boletim Técnico DRM**, Niterói,4, 1982. 34p.
- _____ et al. **Águas Minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2006. 182p.
- MARTINS, C. R., BORGHI, G.S.N. Morro dos Gatos-Foco de rochas alcalinas em Silva Jardim-Rio de Janeiro. Rio de Janeiro, **Mineração Metalurgia**. 46 (439): 18 – 20. 1982.
- MELLO, E. F.; CALAES, G.D. **A indústria de brita na Região Metropolitana do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 218 p.
- MENDES, J. C. et al Calc-Alkaline magmatism in a Low Pressure High Temperature Neoproterozoic Terrane, se Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2006, Punta del Este, Uruguay. **Expanded Abstracts...** Punta del Este: [s.n.], 2006. v. 1, p. 123-125.
- MENEZES, Sebastião de Oliveira. **Catálogo dos principais pegmatitos do estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: DRM, 1982. 134 p.
- _____. Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil: rochas e minerais industriais**. Brasília: DNPM, 1997. v.4, parte B, p. 405-414.
- _____; SANTOS, Moisés Soares dos. **Principais recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói: DRM, 1977. 35 p.
- MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; MOHRIAK, Webster Ueipass. Seqüências vulcânico-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio. (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG/NRJ-SP, 1993. p. 52-56.
- _____; THOMAZ FILHO, A. O Magmatismo Pós-Paleozóico no Brasil In: Mantesso-Neto, V. et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: BECA, 2004. p. 281-291.
- MOHRIAK, Webster Ueipass; BARROS, Ana Zélia Nunes de; FUJITA, Adhemar. Magmatismo e tectonismo cenozóico na região de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Nata. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 2873-2885.
- _____; _____. Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: o gráben de Barra de São João na plataforma continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.20, n. 1-4, p. 187- 196, 1990.
- _____ et al. Salt tectonics and structural styles in the deep-water province of the Cabo Frio region, Rio de Janeiro, Brazil. **AAPG Memoir**, Tulsa, v. 65, p. 273-304, 1995.
- MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel. Recursos energéticos associados à ativação tectônica meso-cenozóica da América do Sul. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 293-318.
- MORAES, Juliana Maceira. **Geologia do Granito Silva Jardim, RJ: implicações na evolução tectônica dos terrenos Oriental e Cabo Frio**. 2009. 68 f. Dissertação (Mestrado em Geologia)- Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.
- MORAIS, R. M. O. et al. Fácies sedimentare e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. **Revista do Instituto de Geociências**, São Paulo, v. 6, n. 2, p. 19-30, 2006.
- MUEHE, Dieter; LIMA, C. F.; LINS-DE-BARROS, F. M. Rio de Janeiro. In: _____ (Org.). **Erosão e Progradação do Litoral Brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente, 2005. p. 265-296.
- _____; VALENTINI, E. **O litoral do estado do Rio de Janeiro: uma caracterização físico-ambiental**. Rio de Janeiro: FEMAR, 1998. 123 p.
- MUÑOZ, E. E.; SUÁREZ, J. P. Valoración de Puntos y/o Lugares de Interés Geológico. In: MINISTERIO DE OBRASPÚBLICAS,TRANSPORTESY MEDIO AMBIENTE, SOCIEDAD ESPAÑOLA DE GEOLOGIA AMBIENTAL Y ORDENACIÓN DEL TERRITORIO. **El patrimonio geológico: bases para su valoración, protección, conservación y utilización**. Madrid: Comisión de Patrimonio Geológico de la Sociedad Geológica de España, 1996. p 61-77. (Serie monografías)
- NOGUEIRA, C. E. C. **Os Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro: Dados Históricos e Explorações Recentes**. 2004. 28 f. Monografia (Graduação em Geologia)- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.
- OREIRO, Sérgio Goulart. Magmatismo e sedimentação em uma área na Plataforma Continental de Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil, no intervalo Cretáceo Superior – Terciário. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 14, n.1, p. 95-112. 2006.
- _____. **Interpretação sísmica dos eventos magmáticos pós-aptianos no Alto de Cabo Frio, sudeste do Brasil, gênese e relação com os lineamentos pré-sal**. Tese (Doutorado em Geologia)- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- _____ et al. **Cadastro dos Recursos Minerais da Área Continental do Estado do Rio de Janeiro**. 2. ed. Rio de Janeiro: [s.n.], 2006. 1 CD-ROM.

- _____ et al. Distribuição da Exploração de Minerais Industriais no Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Resumo**. Rio de Janeiro: SBG, 2001.
- _____ et al. Industrial Mineral Mining Activity at Rio de Janeiro State, Brazil. In: SYMPOSIO ISTANBUL TURQUIA, 2003, Istanbul. **Abstract**. Istanbul: IMBS, 2003.
- O PROJETO. In: Projeto Caminhos Geológicos. Rio de Janeiro: DRM, 2001. Disponível em: <http://www.caminhosgeologicos.rj.gov.br>. Acesso em: 26 jul. 2010.
- PEARCE, Andrew J.; HARRIS, N. B. W.; TIDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, *Journal of Petrology Journal of Petrology*, Oxford, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.
- PEDROSA SOARES, Antonio Carlos et al. Neoproterozoic oceanic remnants in eastern Brazil: further evidence and refutation of an exclusively ensialic evolution for the Araçuaí-West Congo orogen. **Geology**, Boulder, v. 26, n. 6, p. 519-522, 1998.
- _____; WIEDMANN-LEONARDOS, Cristina Maria. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, eastern Brazil. In: Eds: Cordani, Umberto G. **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro: [s.n], 2000. p. 265-285.
- PIMENTEL, Marcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. **Geology**, Boulder, v. 20, p. 375-379, 1992.
- PIMENTEL, Marcio Martins; FUCK, Reinhardt Adolfo; BOTELHO, N. F. Granites and the geodynamic history of the neoproterozoic Brasília belt, Central Brazil: a review. **Lithos**, Amsterdam, v. 46, n. 3, p. 463-483, 1999.
- PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K. J. (Ed.): **Mountain Building Process**. London: Academic Press, 1983. p. 19-40
- REIS, A. P. et al. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**: Geologia e Recursos Minerais das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo. Niterói: DRM-RJ, 1980.
- _____. **[Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro]: Sinopse geológica do Estado do Rio de Janeiro**: mapa geológico 1:400.000. Niterói: DRM, 1995. 60 p.
- RIBEIRO, R. **Estudo geológico e geoquímico preliminar do granito Silva Jardim, Rio de Janeiro**. 2006. 45 f. Monografia (Graduação em Geologia)- Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- RICCOMINI Claudio. **O Rift continental do Sudeste do Brasil**. 1991. 256 f. Tese (Doutorado)- Universidade de São Paulo, São Paulo, 1991.
- _____; SANT'ANNA, L. G.; FERRARI, A. L., Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V. et al. **Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: BECA, 2004. p. 383-406.
- ROCHA, D. S. **Prospecção para água mineral: estudo de caso na região serrana do estado do Rio de Janeiro**. 2008. 57 f. Monografia (Graduação em Geologia)- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.
- ROCHA, F. P. et al. Caracterização de um contato invertido embasamento/supracrustais na Serra das Emerenças, Armação dos Búzios, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro (SP). **Boletim de Resumos...** São Paulo: SBG, 1999. p. 20.
- _____. **Geologia da região da Serra das Emerenças, município de Armação dos Búzios, estado do Rio de Janeiro**. 1999. 87 f. Relatório Final de Estágio de Campo IV, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1999.
- RODRIGUES, Analuiza Costa Pereira; SCHMITT, Renata da Silva; TROUW, Rudolph Allard Johannes. Caracterização dos paragneisses pré-cambrianos na Armação dos Búzios, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo(RJ). **Atas...** Rio de Janeiro: SBG, 1997. v. 1, p. 109-111.
- _____. **Caracterização dos paragneisses pré-cambrianos na Armação dos Búzios, Rio de Janeiro**. 1997. Relatório Final de Estágio de Campo IV, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 1997.
- ROSIER, Georges F. **A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano**: Estado do Rio de Janeiro: Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1957. 58 p. (Boletim DGM/DNPM, 116).
- _____. **Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha de Minas Gerais**. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1965. p. 1-40. (Boletim DGM/DNPM, 222)
- SÁ, W. R. R. **Caracterização das estruturas deformacionais nos orto e paragneisses das Serras da Sapatiba e Sapatiba Mirim, Região dos Lagos**. 2000. Relatório Final de Bolsa de Iniciação Científica da Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2000.
- SANTOS, R. A. A. **Avaliação do Potencial Mineral (Onshore) do Estado do Rio de Janeiro a Partir da Utilização de Geotecnologias**. 2007. 191 f. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas

Móveis, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2007.

SCHMITT, Renata da Silva. A **orogenia Búzios – caracterização de um evento tectonometamórfico no Domínio Tectônico Cabo Frio – sudeste da Faixa Ribeira**. Rio de Janeiro, 2001. 271 f. Tese (Doutorado em Geologia)- Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2001.

_____; MANSUR, Katia L. Os Caminhos Geológicos do Estado do Rio de Janeiro – a experiência de Armação dos Búzios. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG, 2001. p.205.

_____; MANSUR, Katia L.; MONTEIRO, M. C. Contribuição geológica para o tombamento de duas áreas no município de Armação dos Búzios como patrimônio histórico-cultural do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá (MG). **Anais...** Araxá, MG: SBG, 2004.

_____; TROUW, Rudolph Allard Johannes. **Estudo preliminar dos indicadores de transporte tectônico pré-cambriano na Região dos Lagos, Rio de Janeiro**. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo(RJ). **Atas...** Rio de Janeiro: SBG, 1997. v. 1, p.142-144.

_____; _____; VAN SCHMUS, W. R. U/Pb ages of Transamazonian (2.0 Ga) and Cambrian (0.5 Ga) orogenic events in the Ribeira belt, SE Brazil: constraints on the tectonic history of Gondwana. **GSA Annual Meeting Abstracts**, Boulder, v.1, p A-97, 1998.

_____; _____; _____. 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: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 2., 1999, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. **Special Volume of Expanded Abstracts**. Córdoba: SEGEMAR, 1999. p. 363-366.

_____; _____; _____. The characterization of a Neoproterozoic basin in the Cabo Frio Block, Ribeira Belt, Brazil – Nd and U/Pb data. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro, Brazil. **Extended Abstract**. Rio de Janeiro: [s.n.], 2002.

_____ et al. Age and geotectonic setting of a Late-Neoproterozoic amphibolite and paragneiss association from southeastern Brazil based on geochemistry and Sm-Nd data. **Gondwana Research**, v. 13, n. 4, p. 502-515, 2008a.

_____ et al. Cambrian orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil) and correlations within West Gondwana: ties that bind underwater. In: Pankhurst, R.J. et al. (Eds). **West Gondwana: Pre-**

Cenozoic correlations across the South Atlantic region. London: Geological Society, 2008b. p. 279-296. (Special Publications, 294)

_____ et al. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian orogeny in the Ribeira Belt - SE Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, p. 29-61, 2004.

_____ et al. Litoteca Taua: preservação e divulgação do patrimônio geológico-ambiental da região dos Lagos - sudeste fluminense. In: WORLD ENVIRONMENTAL EDUCATION CONGRESS, 2., 2004, Rio de Janeiro. **Short Papers 2 WEEC**. [Rio de Janeiro]: FioCruz, 2004. v.1, p.1-6.

_____ et al. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira Belt: new U-Pb data. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY - SSAGI, 4., 2003, Salvador. **Short Papers Volume**. Salvador: [s.n.]: 2003. v. 1, p. 294-297.

_____ et al. O Projeto Caminhos Geológicos: divulgação científica dos monumentos geológicos do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE EXTENSÃO UNIVERSITÁRIA, 2., 2004, Belo Horizonte (MG). **Anais. Belo Horizonte: UFMG/ Pró Reitoria de Extensão**, 2004. v.1, p. 1-8.

SCHMITT, Renata da Silva et al. O projeto Caminhos Geológicos na APA das Serras da Sapiatiba e da Sapiatiba Mirim, Região dos Lagos, RJ. . In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá (MG). **Anais...** Araxá, MG: SBG, 2004.

_____ et al. Tectonic evolution of the offshore islands of Cabo Frio Tectonic High, southeastern Brazilian continental margin- from Cambrian to recent. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Boletim de resumos expandidos...** Curitiba: SBG, 2005. p. 84-86.

SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva (Coord). **Principais Depósitos Minerais do Brasil: rochas e minerais industriais**. Brasília: DNPM, 1997. v. 4, parte B, 627p.

SETH, B. et al. Archean to neoproterozoic magmatic events in the Kaoko belt of NW Namibia and their geodynamic significance. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 92, p. 341-363, 1998.

SICHEL, Susana Eleonora et al. Preliminary isotopic study of the alkalic intrusive complexes along the Cabo Frio lineament, RJ, Brazil. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., 1997, Campos do Jordão, Brasil. **Special Volume of Expanded Abstracts**. Campos do Jordão: USP, 1997. v. 1, p. 298-300.

_____ et al. Geocronologia dos maciços alcalinos de Itatiaia, Tanguá, Rio Bonito, Morro de São João

e Ilha de Cabo Frio (RJ) e a natureza do lineamento alcalino de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo, Itatiaia, RJ. **Atas do...** Rio de Janeiro: SBG; ABGE, 1997a. p. 62-64.

_____ et al. Guia de excursão do III Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3. , 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais do...** Rio de Janeiro: SGB, 2005. 433p.

SILVA, L. C. et al. U-Pb shrimp dates the main Cambrian collision in the Rio de Janeiro Suite. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro, Brazil. **Extended Abstract.** Rio de Janeiro: [s.n.], 2002.

SKREPNEK, C. C.; SCHMITT, Renata da Silva; GUERRA, J. V. Geology and Geomorphology of Papagaios Island, Cabo Frio, SE Brasil. **Journal of Coastal Research.** Portugal, v. 56, p. 767-71, 2009.

SÖLLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER-DIEFENBACH, K. Brasileiro age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo/Brazil: evidence from U-Pb geochronology on zircons. **Zentralblatt für Geologie und Paläontologie,** Stuttgart, v. 1, n. 5/6, p. 933-945, 1989.

SONOKI, I. K.; GARDA, G. M. Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptação as novas constantes de decaimento. **Boletim do Instituto de Geociências. USP - Série Científica,** São Paulo, v. 19, p. 63-85, 1988.

STANTON, N. S. G.; SCHMITT, Renata da Silva. Cronologia relativa das estruturas rúpteis e diques meso-cenozóicos na porção onshore do Alto de Cabo Frio - região costeira e ilhas adjacentes, RJ. In: Simpósio Nacional de estudos Tectônicos, 11., 2007, Natal (RN). **Boletim de Resumos Expandidos.** Natal: SBG, 2007. v. 1, p. 221-224.

_____. **Caracterização crustal da margem sudeste brasileira através de magnetometria e suas implicações tectônicas.** 2009. 129 f. Tese (Doutorado) – Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2009.

_____ et al. Crustal structure of the southeastern Brazilian margin, Campos Basin, from aeromagnetic data: new kinematic constraints. **Tectonophysics,** Amsterdam, v. 490, n. 1-2, p. 15-27, 15 jul. 2010. (in press)

STEPHENSON, W. J.; KIRK, R. M. Development of shore platforms on Kaikoura Peninsula, South Island, New Zealand. II: the role of subaerial weathering. **Geomorphology,** New Zealand, v. 32, p. 43-56. 2000.

TETZNER, Wolfram; ALMEIDA, Júlio. Registros da abertura do oceano Atlântico Sul no Cabo de Búzios: os diques toleíticos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios, RJ. **Anais do...** Rio de Janeiro: SBG, 2003. p. 250-253.

THOMAZ FILHO, Antonio; RODRIGUES, Ana Lucia. O alinhamento das rochas alcalinas Poços de Caldas - Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na Cadeia Vitória-Trindade. **Revista Brasileira de Geociências,** São Paulo, v. 29, n. 2, p. 189-194, 1999.

_____ et al. Hot spot volcanic tracks and their implications for south American plate motion, Campos basin (Rio de Janeiro state), Brazil. **Journal of South American Earth Sciences,** Oxford, v. 18, n. 3-4, p. 383-389, 2005.

THORNTON, L. E.; STEPHENSON, W. J. Rock strength: a control of shore platform elevation. **Journal of Coastal Research,** v. 22, n. 1, p. 224-231, 2006.

TORQUATO, J. R.; CORDANI, U. G. Brazil-Africa Geological links. **Earth Science Reviews,** Amsterdam, v. 17, p. 155-176, 1981.

TRENHAILE, A. S. Modeling the Quaternary evolution of shore platforms and erosional continental shelves. **Earth Surface and Landforms,** New York, v. 26, p. 1103-1128, 2001.

_____. Rock coasts, with particular emphasis on shore platforms. **Geomorphology,** New Zealand, v. 48, p. 7-22, 2002.

_____. Modelling the effect of waves, weathering and beach development on shore platform development. **Earth Surface and Landforms,** New York, v. 30, p. 613-634, 2004.

TROMPETTE, Roland. Geology of Western Gondwana (2000-500 Ma): pan-african-brasiliano aggregation of South America and Africa. Rotterdam: A.A. Balkema, 1994. 350 p.

TROUW, Rudolph Allard Johannes et al. The central segment of the Ribeira belt. In: CORDANI, Umberto Giuseppe et al (Ed.). **Tectonic Evolution of South America.** Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 287-310.

TUPINAMBÁ, Miguel. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, 1999. 221 f. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1999.

TUPINAMBÁ, Miguel et al. Delhal's geochronological data from the Ribeira belt revisited after thirty years. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., 1997, Campos do Jordão, SP. **Special Volume of Expanded Abstracts.** São Paulo: CPGEO/IG/USP, 1997. v. 1, p. 320-322.

_____ et al. Geologia da Faixa Ribeira Setentrional: Estado da Arte e Conexões com a Faixa Araçuaí. **Geonomos,** Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.

_____ et al. The Pan-African/Brasiliiano Arc-Related Magmatism at the Costeiro Domain

- of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil: New Geochronological and Litogeochemical Data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. **Abstracts**. Ouro Preto: UFOP/Escola de Minas, 1998. v. 1, p. 12-14.
- _____; TEIXEIRA, Wilson; HEILBRON, Monica. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, p. 7-11, 2000.
- TURCQ, B. et al. Origin and Evolution of the Quaternary Coastal Plain between Guaratiba and Cabo Frio, State of Rio de Janeiro, Brazil. In: KNOPPERS, B.; BIDONE, E. D.; ABRAÃO, J. J. (Eds.). **Environmental Geochemistry of Coastal Lagoon Systems, Rio de Janeiro, Brazil**. Rio de Janeiro: FINEP, 1999. 210 p. v. 6, p. 25-46. (Série Geoquímica Ambiental).
- UNRUG, R. Rodinia to Gondwana: The geodynamic map of Gondwana Supercontinent assembly. **GSA Today**, New York, v. 7, n. 1, p. 1-6. 1997.
- VALENTE, S. Mapa do enxame de diques da Serra do Mar, RJ. In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais do...** Rio de Janeiro: SBG/UERJ/DRM, 2005. 433p., p. 103-106.
- VALENÇA, Joel Gomes. Rochas Alcalinas do Estado do Rio de Janeiro: correlações geológicas. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 39, n. 366, p. 6-11, set.
- _____. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro: parte II- correlações geológicas. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS DA UFRRJ, 1-3., 1976, Itaguaí, RJ. **Coletânea de Trabalhos**. Rio de Janeiro: UFRRJ, 1976. p. 247-259.
- VALENTE, S. C. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. 1997. 366 f. Tese (Doutorado)- The Queen's University of Belfast, 1997.
- VALLADARES, C. et al. Provenance of central Ribeira belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser-ablation. **Special Volume of Expanded Abstracts - I SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY**. Campos do Jordão, Brasil. (1): 323-325. 1997.
- VALLADARES, C. et al. Ages of detrital zircon from central Ribeira belt (Brazil) using laser-ablation-ICPMS. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1., 1999, Villa Carlos Paz, Córdoba, Argentina. **Special Volume of Expanded Abstracts**. Córdoba: [s.n.], 1999. v. 1, p. 145-147.
- _____. et al. Sedimentary Provenance in the Central Ribeira belt based on Laser Ablation ICPMS $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ Zircon Ages. **Gondwana Research**, Kochi, v. 13, n. 4, 2008.
- VAUCHEZ, Alain; TOMMASI, Andrea; EGYDIO SILVA, Marcos. Self-indentation of a heterogeneous continental lithosphere. **Geology**, Boulder, v. 22, p. 967-970, nov. 1994.
- VAZ, G. S. O método Sm-Nd, procedimentos analíticos (química e espectrometria) e estudo de um caso. 2006. 100 f. Monografia (Graduação em Geologia)- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2006.
- VIANA, S. M. **Petrografia e Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio (RJ)**. Rio de Janeiro, 2003. 76 f. Dissertação (Mestrado)- Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 2003.
- WINCHESTER, J. A. ; FLOYD, P. A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 20, p. 325-343, 1977.
- ZINDLER, A.; HART, S. Chemical geodynamics. **Annual Reviews Earth Planetary Science**, v. 14, p. 493-571, 1986.
- ZALÁN, Pedro Vitor; OLIVEIRA, J. A. B. Origem e evolução estrutural do sistema de Riftes Cenozóicos do sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 13, p. 269-300, 2005.
- ZIMBRES, Eurico; KAWASHITA, Koji; VAN SCHMUS, William Randall. Evidências de um núcleo Transamazônico na Região de Cabo Frio, RJ e sua correlação com o cráton de Angola, Africa. In: XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. p. 2735-43.

