

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

DA FOLHA BAÍA DE GUANABARA*

SF-23-Z-B-IV

Escala 1:100.000
ESTADO DO RIO DE JANEIRO

***Parceria com**



Contrato Nº 017/PR/2007



BELO HORIZONTE
2012

PROGRAMA GEOLOGIA DO BRASIL - PGB
INTEGRAÇÃO, ATUALIZAÇÃO E DIFUSÃO DE DADOS DA GEOLOGIA DO BRASIL

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

C M Valeriano / de Morisson, Cláudio (et al.)

Geologia e recursos minerais da folha Baía de Guanabara SF.23-Z-B-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Cláudio de Morisson Valeriano [et al.] ; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.
156p. ; 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 978-85-7499-109-2

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

CDD 558.153

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA NA CPRM-BH POR BIBL. M. MADALENA COSTA FERREIRA – CRB-MG1393

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 DA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Cláudio de Morisson Valeriano - UERJ
Rubem Porto Junior - UERJ
Júlio Almeida - UERJ
Luiz Guilherme Eirado Silva - UERJ
Beatriz Duarte - UERJ
Renata Schmitt - UERJ
Claudia Valladares - UERJ
José Renato Nogueira - UERJ
Célia Diana Ragatky - UERJ
Mauro Geraldes - UERJ
Sérgio Valente - UERJ
Kátia Leite Mansur - UERJ

Ambrosina Gontijo - UERJ
Artur Corval - UERJ
Thiago Dutra - UERJ
Joel Valença (in memoriam) – UERJ
André Esteves - UERJ
Nely Palermo - UERJ
Ronaldo Mello Pereira - UERJ
Paulo Vicente Guimarães - UERJ
Felipe de Lima da Silva - UERJ
Cláudio Palmeiro do Amaral - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ
Mônica Heilbron - UERJ



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 DA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Cláudio 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 Geologia 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 Maria de 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

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO

1.1 – A Folha Baía de Guanabara

Cláudio de Morisson Valeriano

1.2 – Evolução do Conhecimento

Geológico

Rubem Porto Junior

CAPÍTULO 2 - CONTEXTO REGIONAL

2.1 – Tectônica

Monica Heilbron, Miguel Tupinambá, Júlio 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 Geraldes, Sérgio de Castro Valente

2.2 – Geomorfologia

Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Cláudio de Morisson Valeriano

CAPÍTULO 3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 – Unidades Litoestratigráficas do embasamento cristalino neoproterozóico – ordoviciano na

Folha Baía de Guanabara

Rubem Porto Junior, Cláudio de Morisson Valeriano, Monica Heilbron, Miguel Tupinambá, Beatriz Paschoal Duarte

3.2 – Litoestratigrafia do magmatismo do Cretáceo-Terciário na Folha Baía de Guanabara

Sergio de Castro Valente, Artur Corval, Thiago Dutra, Beatriz Paschoal Duarte & Joel Gomes Valença (*in memoriam*)

3.3 – Litoestratigrafia das Coberturas sedimentares cenozoicas na Folha Baía de Guanabara

Cláudio de Morisson Valeriano, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti

CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Cláudio de Morisson Valeriano, Monica

Heilbron, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Julio Almeida, André Esteves

CAPÍTULO 5 - GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA

Rubem Porto Junior, Cláudio de Morisson Valeriano, Monica Heilbron

CAPÍTULO 6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Cláudio de Morisson Valeriano

CAPÍTULO 7 - RECURSOS MINERAIS

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

CAPÍTULO 8 – PROCESSOS DE ENCOSTA E RISCO URBANO

Cláudio Palmeiro do Amaral

CAPÍTULO 9 – POTENCIAL DO GEOTURISMO NA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

Kátia Leite Mansur, Cláudio de Morisson Valeriano

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-DEGEO

Reginaldo Alves dos Santos

Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geologia Básica-DIGEOP

Edilton José dos Santos

Divisão de Geoprocessamento-DIGEOP

João Henrique Gonçalves

Responsável pelo Contrato 017/PR/2007

Luiz Carlos da Silva

Superintendência Regional de Belo Horizonte

Marco Antônio Fonseca

Gerência de Geologia e Recursos Minerais

Márcio Antônio da Silva

Revisão preliminar do Texto

Valter Salino Vieira

Organização e editoração dos originais

Luiz Carlos da Silva

Preparo e controle da editoração final

Alan Düssel Schiros

Colaboração dos estagiários

Guilherme Cotta Gonçalves

Caroline Cibele 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

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 consequente 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 hídras, 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 Baía de Guanabara (SF.23-Z-B-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 DA ROCHA NETO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A litoestratigrafia da Folha Baía de Guanabara, escala 1:100.000, pode ser agrupada cinco grandes conjuntos que descrevem a sua longa história geológica: o embasamento cristalino, representado por migmatitos, gnaisses e rochas granitóides formados durante as orogêneses “Brasilianas”, relacionadas à amalgamação do Supercontinente Gondwana, entre ca. 790 e 480 Ma; sucedendo o largo período de quietude tectônica de Gondwana, e precedendo a sua quebra e a abertura do Oceano Atlântico, houve a colocação do Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar (ca. 130 Ma), com as reativações paleogênicas que levaram ao desenvolvimento do Gráben da Guanabara, depositaram-se as coberturas sedimentares da Formação Macacu, associadas a rochas magmáticas alcalinas; no Neógeno, as coberturas sedimentares neogênicas desenvolveram-se sob o regime da glaciação pleistocênica e sua deglaciação; e, recentemente, vêm se formando os depósitos antropogênicos decorrentes da ocupação humana desde seus primórdios, há pelo menos 4000 anos, até o atual desenvolvimento da Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

ABSTRACT

The lithostratigraphy of the Baía de Guanabara 1:100.000 scale sheet can be grouped into five main periods of rock formation, which describe its long-lived geologic history: a crystalline basement, represented by migmatites, gneisses and granitoid rocks formed during the Brasiliano orogenies, that took place from the Neoproterozoic (ca. 790 Ma) until the Ordovician (ca. 480 Ma), related to the process of amalgamation of the Gondwana Supercontinent; at ca. 130 Ma, succeeding the long period of Gondwana tectonic quiescence, and preceding its break-up, the Serra do Mar Dyke Swarm had its emplacement followed by the installation of the Santos Rift Basin and of the opening of the southern Atlantic Ocean; tectonic reactivations during the Paleogene led to the development of the Guanabara Graben, with its sedimentary succession associated to the emplacement of alkaline magmatism; during the Neogene, the sedimentary deposits were influenced by climatic changes related to the Pleistocene glaciations and later deglaciation; and, recently, the anthropogenic deposits that started to develop with the onset of local human occupation, at least 4000 years before present, until the present development of the Metropolitan Region of the Rio de Janeiro City.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	19
1.1. - A Folha Baía de Guanabara	19
1.1.1. - Localização e contexto ambiental	19
1.1.2. - Fisiografia	20
1.1.3. - Cartografia geológica prévia	21
1.1.4. - Sinopse da estratigrafia	21
1.2. - Evolução do Conhecimento Geológico na Folha Baía de Guanabara	22
2 - CONTEXTO GEOLÓGICO-TECTÔNICO REGIONAL	27
2.1. - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana	27
2.2. - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira	29
2.2.1. - Terreno Ocidental.....	29
2.2.2. - Terreno Paraíba do Sul	29
2.2.3. - Terreno Embu.....	30
2.2.4. - Terreno Oriental	30
2.2.5. - Terreno Cabo Frio.....	31
2.3. - A Quebra do Supercontinente Gondwana	31
2.4. - O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o Magmatismo Associado	32
2.5. - A Evolução Geomorfológica do Estado do Rio De Janeiro	34
3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	39
3.1. - Subdivisão Litoestratigráfica Adotada para a Folha Baía de Guanabara	39
3.2. - Unidades Litoestratigráficas do Embasamento Cristalino	
Neoproterozóico-Ordoviciano da Folha Baía de Guanabara	39
3.2.1. - Unidades Litoestratigráficas Metassedimentares Neoproterozóicas	39
Grupo São Fidélis - NPsf	39
Sillimanita Granada Biotita Gnaiss - NPsfbgn	41
Kinzigito - NPsfkz	41
Grupo Andrelândia.....	42
Fácies Arcádia - Areal - NPaaa	42
3.2.2. - Unidades Litoestratigráficas de Ortognaisses Pré-Colisionais Neoproterozóicos	42
Complexo Rio Negro indiviso - NP23γ1rn.....	42
Gnaisses Ortoderivados pré-colisionais tardios	46
Plagioclásio Gnaiss (Gnaiss Archer)	47
Microclina Gnaiss (Gnaiss Archer)	48
Complexo Rio Negro, Unidade Bingen - NP3γ1rnb.....	50
Complexo Rio Negro, Suíte Canaã - NPλc.....	51
3.2.3. - Unidades Litoestratigráficas dos Ortognaisses Sin a Pós-Colisionais	
Neoproterozóicos.....	51
Suíte Rio de Janeiro - NP3γ2rj.....	51
Suíte Cordeiro - NP3γ2co	52
Suíte Serra dos Órgãos - NP3γ3so	52
Suíte Rosilha - €1γ4ro.....	53
Suíte Suruí - €2αγ5Su	59
Suíte Suruí, Granito Pedra Branca - €2αγ5Su-pb	9
Suíte Suruí, Granito Suruí - €2γ5SU-su	66
Suíte Nova Friburgo - O1γ6nf	67
Granito Favela (O1γ6nf-fa) e Granito Andorinha (O1γ6nf-an).....	67

3.3. - Litoestratigrafia do Magmatismo do Cretáceo-Terciário.....	71
3.3.1. - O Enxame de Diques da Serra do Mar - K1Bsm'71	
3.3.2. - Complexo Alcalino do Mendanha - K2E1λsm	75
3.3.3. - Complexo Alcalino do Tinguá K2E1λti.....	77
3.3.4. - Complexo Alcalino de Itaúna - K2E1λit	77
3.4 - Coberturas Sedimentares Cenozóicas da Folha Baía de Guanabara.....	77
3.4.1 - Formação Macacu - Enm	79
3.4.2 - Depósitos colúvio-aluvionares - Qca	79
3.4.3 - Depósitos Fluvio-marinhos - Qfm	80
3.4.4 - Depósitos praias marinhas e/ou lagunares - Q2pml.....	81
3.4.5 - Depósitos eólicos litorâneos - Qel.....	81
3.4.6 - Depósitos antropogênicos - Qat	82
4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	85
4.1 - Tectônica Dúctil Ocorrida do Neoproterozóico ao Ordoviciano	85
4.1.1 - Sinopse evolutiva	85
4.1.2 - Fase de Deformação D1	85
4.1.3 - Fase de Deformação D2	85
4.1.4 - Fase de Deformação D3 - A Antiformal do Rio de Janeiro	86
4.1.5 - Fase de Deformação D4.....	86
4.2 - Evolução Metamórfica	88
4.3 - Tectônica Rúptil Mesozóico-Cenozóica: Geometria e Evolução Estrutural	
do Gráben da Guanabara.....	88
4.3.1 - Sinopse evolutiva	88
4.3.2 - A distribuição geométrica das falhas e seu comportamento	89
5 - GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA	91
5.1 - Geoquímica dos Ortognaisses Neoproterozóicos do Complexo Rio Negro (Np2γ1rn).....	91
5.1.1 - Magmatismo pré-colisional precoce	91
5.1.2 - Magmatismo pré-colisional tardio	95
5.2 - Litogeoquímica das Rochas Granitóides da Suíte Rosilha (Np3γ4ro).....	99
5.3 - Litogeoquímica dos Ortognaisses da Suíte Suruí - E2γ5su	104
5.3.1 - Granto Pedra Branca -E2γ5su-pb	104
5.4 - Litogeoquímica das Rochas Granitóides da Suíte Nova Friburgo - O1γ6nf.....	110
5.4.1 - Granitos Favela (O1γ6nf-fa) e Andorinha (O1γan).....	110
5.5 - Geocronologia U-Pb.....	113
5.5.1 - Granito Suruí (Suíte Suruí)	116
5.5.2 - Pegmatito intrusivo no Granito Suruí (Suíte Nova Friburgo)	116
5.6 - Geocronologia Sm-Nd.....	116
5.6.1 - Complexo Rio Negro.....	117
5.6.2 - Suíte Rio de Janeiro, Augen Gnaiss	117
5.6.3 - Suíte Suruí, Granito Pedra Branca.....	117
5.6.4 - Suíte Nova Friburgo, Granito Favela	117
6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	119

7 - RECURSOS MINERAIS	121
7.1 - Introdução	121
7.2 - Panorama Mineral	122
7.2.1 - Água Mineral	122
7.2.2 - Areia	123
7.2.3 - Argila.....	124
7.2.4 - Rocha para brita	124
7.2.5 - Rocha Ornamental	125
7.2.6 - Saibro	125
7.2.7 - Recursos Minerais de menor importância	126
7.3 - Projeções e Perspectivas	127
7.4 - Aspectos Ambientais.....	128
8 - PROCESSOS DE ENCOSTA E RISCO URBANO.....	129
8.1 - Introdução	129
8.2 - Escorregamentos na Folha Baía de Guanabara	130
8.2.1 - Escorregamentos no Rio de Janeiro	130
8.2.2 - Escorregamentos em Niterói e São Gonçalo	131
8.2.3 - Escorregamentos na Baixada Fluminense	133
8.2.4 - Escorregamentos na Região Serrana	134
8.3 - Considerações Finais	135
9 - POTENCIAL DO GEOTURISMO	137
9.1 - Patrimônio Geológico e Geoconservação	137
9.2 - Uma Introdução ao Geoturismo	138
9.3 - Critérios para Seleção e Identificação de Locais Propícios ao Geoturismo	138
9.4 - Alguns Pontos de Interesse Geoturístico.....	138
9.4.1 - Pedra do Pão de Açúcar e Trilha Cláudio Coutinho	139
9.4.2 - Morro do Corcovado	139
9.4.3 - Pedra do Arpoador	139
9.4.4 - Pedra da Gávea	140
9.4.5 - Dique de diabásio do Clube Costa Brava	140
9.4.6 - Brecha silicificada da Pedra da Itapuca, Niterói	140
9.4.7 - Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu.....	140
10 - CONCLUSÃO	141
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	143

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - A FOLHA BAÍA DE GUANABARA

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, 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, corresponsável pela atualização dos bancos de recursos minerais.

1.1.1 - LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO AMBIENTAL

A folha Baía de Guanabara (escala 1:100.000, SF23-Z-B-IV) localiza-se na região centro-sul do Estado do Rio de Janeiro (Figura 1.1) entre as latitudes de 22° 30' e 23°S, e os meridianos de 43° e 43° 30'W.

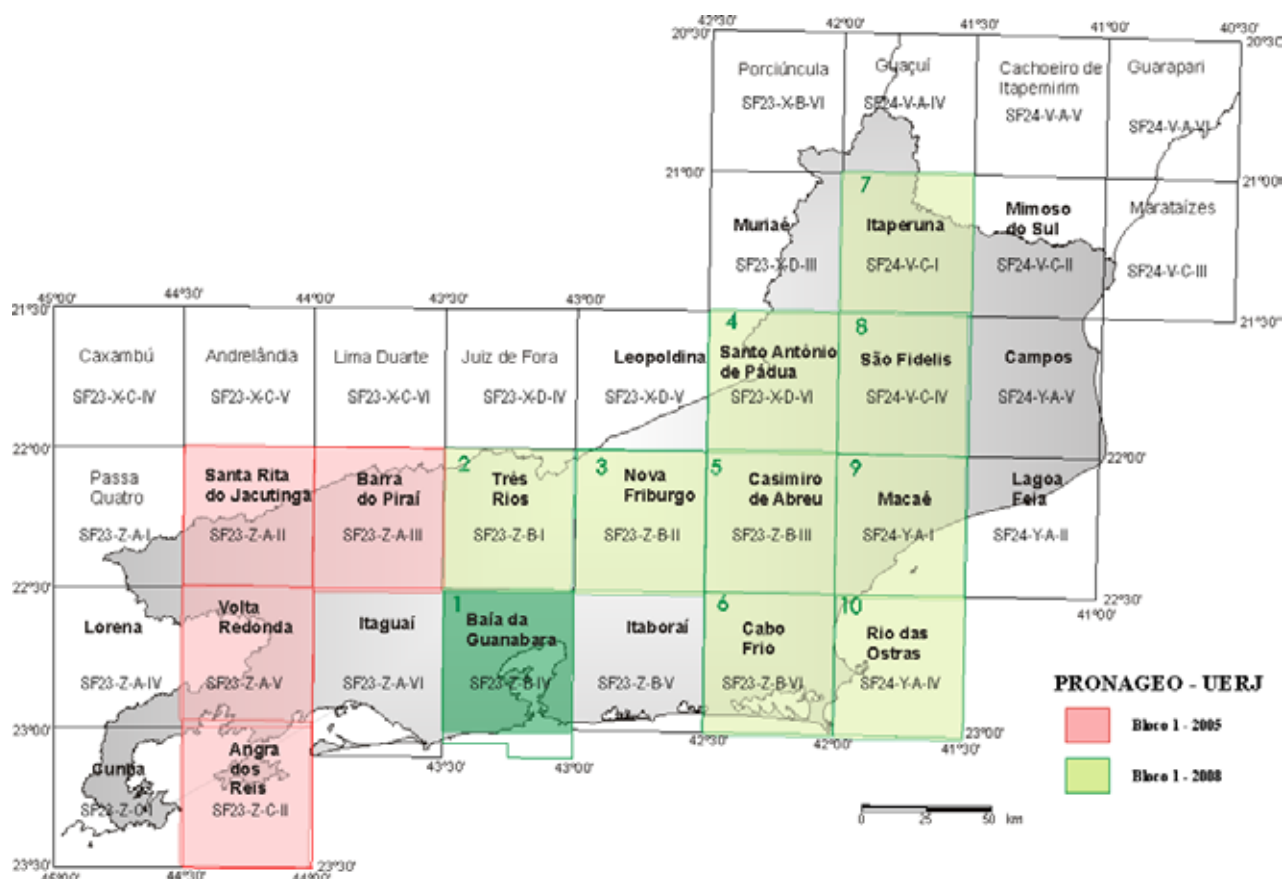


Figura 1.1 - Localização da Folha Baía de Guanabara (escala 1:100.000, SF23-Z-B-IV), no contexto geográfico do Convênio UERJ-CPRM- Fase 2

A folha abrange a maior parte da região metropolitana do Rio de Janeiro, compreendendo parte dos municípios do Rio de Janeiro, Nova Iguaçu, São João do Meriti, Duque de Caxias, Petrópolis, Guapimirim, Magé, Itaboraí, São Gonçalo, e Niterói, e a totalidade dos municípios de Belford Roxo, Nilópolis e Mesquita.

geomorfológicos que foram estruturados e definidos por falhamentos em blocos durante o rifteamento do Paleógeno, no contexto do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil (SRSB, Riccominni, et al., 1989).

1.1.2 - FIOGRAFIA

A Serra do Mar

A fisiografia da folha Baía de Guanabara (Figura 1.2) abrange três grandes compartimentos

A Serra do Mar é representada na porção norte da folha. Inclui parte da quebra da serra e sua escarpa sul contra a baixada Fluminense. Na quebra da serra, constituindo a ombreira de rifte formada no Paleogeno.

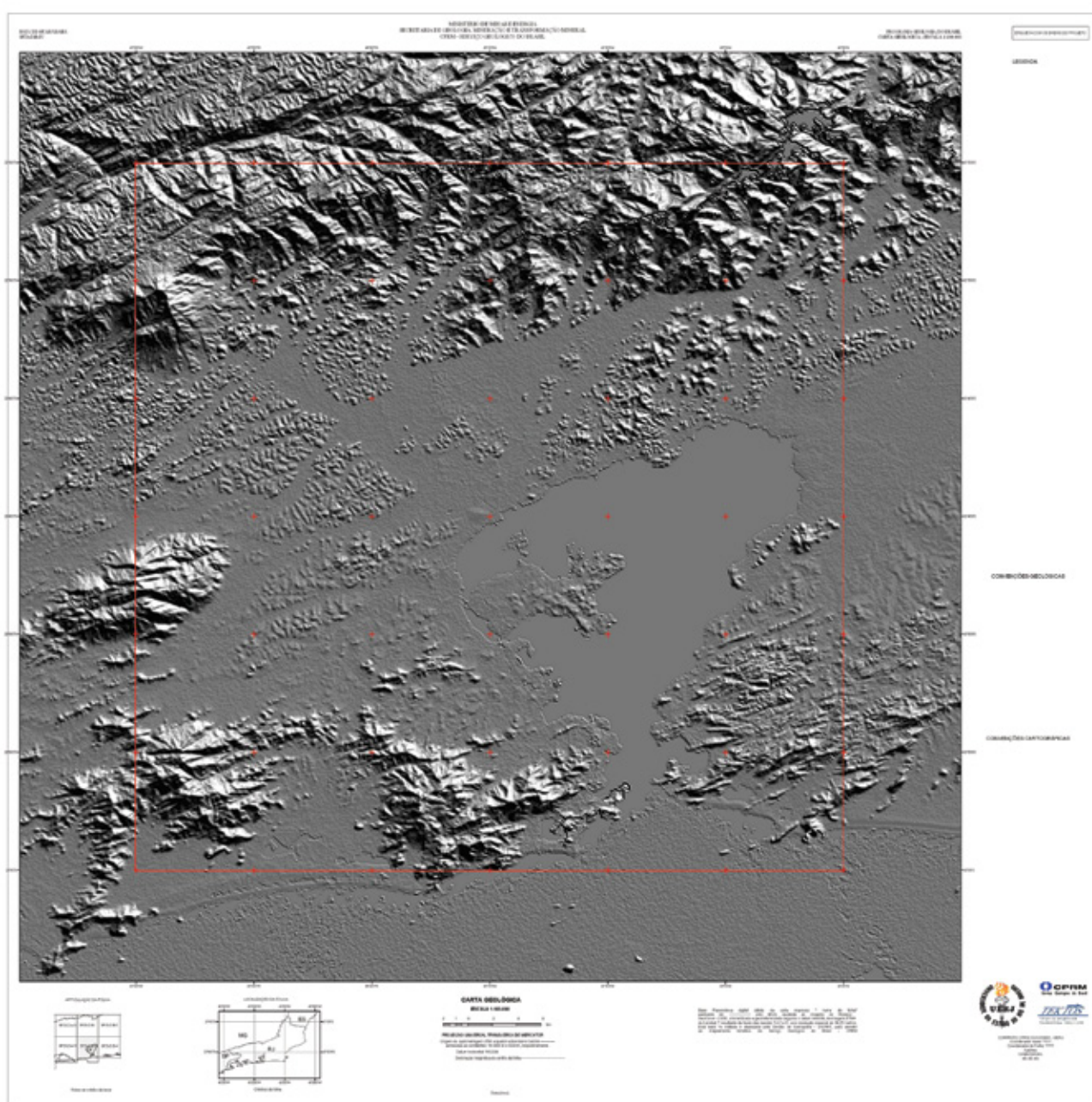


Figura 1.2 – Imagem de relevo sombreado da área da Folha Baía de Guanabara, gerada a partir do sensor SRTM (fornecido pela CPRM)

O Gráben da Guanabara

O Gráben da Guanabara, que inclui a depressão tectônica da Baixada Fluminense, da Baía de Guanabara a norte das ilhas do Governador e Paquetá. Neste domínio, os blocos do embasamento cristalino, tectonicamente rebaixados por falhas normais, foram parcial ou totalmente recobertos por sedimentos cenozóicos ou pelo mar. Nas áreas de recobrimento parcial dos blocos do embasamento, o relevo é tipificado por cristas e morros em meia-laranja isolados ou agrupados, sobressaindo-se da planície sedimentar, ou como ilhas no fundo da Baía da Guanabara.

Do relevo deprimido do Graben da Guanabara sobressaem-se duas montanhas isoladas, que correspondem aos complexos intrusivos alcalinos do Tinguá e do Mendanha. O primeiro situa-se na borda norte e o segundo no interior do Graben da Guanabara. O maciço de Itaúna (Mun. São Gonçalo) ocorre na borda meridional, embora não forme relevo tão saliente.

As cristas litorâneas

As cristas litorâneas que compõem a ombreira a sul do Graben da Guanabara, de oeste para leste, compreendem o Maciço da Pedra Branca e o da Tijuca, que se prolonga na Serra da Carioca, no Rio de Janeiro, e do lado oriental da Baía de Guanabara, a serra da Tiririca em Niterói.

1.1.3 - CARTOGRAFIA GEOLÓGICA PRÉVIA

Dada a antiguidade da cidade do Rio de Janeiro e dada a sua importância como capital nacional, a região da Folha da Baía de Guanabara tem sido alvo

de numerosos levantamentos geológicos anteriores, em âmbito municipal, estadual, e regional.

As principais campanhas de levantamentos geológicos prévios, de caráter regional encontram-se relacionadas na Tabela 1.1.

1.1.4 - SINOPSE DA ESTRATIGRAFIA

A estratigrafia Folha Baía de Guanabara é marcada por um enorme hiato de duração de cerca 350 milhões de anos, que compreendeu a maior parte do Paleozóico e Mesozóico, desde os derradeiros granitos produzido pelos eventos Brasilianos, já no Ordoviciano (ca. 480 Ma), até a reativação do Cretáceo Inferior (ca. 130 Ma), quando iniciou-se o enxameamento de diques de diabásio que precedeu a abertura do Oceano Atlântico e a separação da América do Sul da África.

A geologia representada na Folha Baía da Guanabara contempla essencialmente seis grandes agrupamentos estratigráficos:

Embasamento cristalino

O embasamento cristalino de natureza gnáissico-migmatítico-granítica pertencente à faixa orogênica Ribeira, antiga e erodida cadeia de rochas dobradas e cisalhadas que se estende aproximadamente paralelamente ao litoral sudeste do Brasil.

Esta faixa orogênica neoproterozóica é interpretada como resultante de um longo ciclo de convergências e colisões de massas continentais outrora dispersas, e que levou à formação, há cerca de 500 Ma, de um enorme continente austral pretérito, denominado Gondwana.

Tabela 1.1 – Principais levantamentos geológicos prévios

ANO	AUTORES	ESCALA	ÓRGÃO	ÁREA DO MAPA
1948	Lamego			Cidade do Rio de Janeiro
1965	Helmbold &Valença	50	DNPM	Estado da Guanabara
1977	Oliveira et al.,	400	DRM-RJ	Estado do Rio de Janeiro
1979	Fonseca et alli	1.000.000	DNPM-CPRM	Folhas Rio de Janeiro/Vitória/ Iguape
1979	Penha et alli	50	DRM-RJ	Folha Petrópolis
1983	Machado Filho et alli	1.000.000	IBGE - RADAMBRASIL	Folhas Rio de Janeiro/Vitória
1998	Fonseca et alli	400	DNPM	Estado do Rio de Janeiro
2000	Silva et alli	400	CPRM	Estado do Rio de Janeiro
2000	Pires et alli	100	Munic. Rio de Janeiro	Cidade do Rio de Janeiro
2006	Silva et alli	1.000.000	CPRM	Folha Rio de Janeiro

Enxame de diques de diabásio

Um enxame de diques de diabásios de afinidade toleítica intrudidos no Cretáceo inferior (~130 Ma), com direção ENE, prenúncio da quebra do supercontinente Gondwana e individualização da América do Sul e da África, a partir de emanações basálticas da astenosfera subjacente, sobreaquecida e ascendente.

Rochas magmáticas alcalinas

As intrusões (diques, stocks) hipo-abissais de rochas magmáticas alcalinas, compreendendo nefelina sienitos, traquitos, tinguaítos, e fonolitos predominantes, com idades concentrando-se em ca. 65 Ma e ca. 40 Ma.

Coberturas sedimentares do Rifte da Guanabara

As coberturas sedimentares do rifte Paleogênico, representadas pelas formações Macacu (Paleoceno-Eoceno) e Barreiras (Mioceno), depositadas no Gráben da Guanabara, depressão tectônica desenvolvida a partir do Paleoceno em resposta à distensão crustal NW-SE, formando calhas tectônicas de rifte de direção ENE-WSW. Compreendem a Bacia do Macacu, a parte norte da Baía da Guanabara, e seu prolongamento para SW até a Baía de Sepetiba.

Coberturas sedimentares pleisto-holocênicas

As coberturas sedimentares pleisto-holocênicas, aluviais e/ou litorâneas (praias, dunas), influenciadas pelas oscilações do nível do mar desde o final das grandes glaciações mundiais do Pleistoceno.

Os depósitos antropogênicos

Os aterros que as sucessivas ocupações humanas promoveram, desde os mais remotos sambaquis, até os grandes aterros promovidos na primeira metade do século XX, no processo de urbanização da região metropolitana do Rio de Janeiro.

1.2 - EVOLUÇÃO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO NA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

O conhecimento geológico referente à geologia da Cidade do Rio de Janeiro e seus arredores teve início, com caráter apenas descritivo, logo após ao desembarque de D. João VI em nosso país no ano de 1808.

A princípio, a geologia era descrita de forma subjetiva, estando incluída em relatos de viajantes que na época podiam ser tanto estudiosos (botânicos, por exemplo) como simples negociantes ou aventureiros que observavam os exotismos, as belezas e as riquezas do território que por séculos estivera protegido pela coroa portuguesa.

Mais para trás no tempo, relatos do ano de 1531, descrevem a região da Cidade do Rio de Janeiro e seus arredores como “formada por montanhas e serras muito altas que circundam um rio”, sendo o rio em questão, a Baía de Guanabara.

Os trabalhos iniciais relacionados propriamente à geologia da Cidade do Rio de Janeiro foram realizados por europeus participantes de missões científicas à América do Sul e mantiveram-se com caráter puramente descritivo até o início do século XIX. Dentre tantos viajantes, merecem destaque as contribuições de Mawe, Luccok, Spix, Martius, Darwin, Gardner e Burton.

John Luccok, que permaneceu no Brasil entre 1808 e 1818, publica em 1820, na Cidade de Londres, informações referentes à geografia do Rio de Janeiro. No ano seguinte estas mesmas notas foram apresentadas em alemão, na cidade de Weimar.

No ano de 1829, as primeiras rochas da Cidade já haviam sido descritas por Caldcleugh que notou “... a presença de granitos e gnaisses nas partes mais elevadas da cidade”.

Em 1830, Augustin François César Provençal de Saint-Hilaire narra suas viagens ao interior do Brasil relacionando aspectos da geografia do Rio de Janeiro a fenômenos geológicos.

Os estudos geológicos mais específicos para a cidade começam a ser realizados pelo Barão de Von Eschewege, que, em 1831, publicou seus primeiros estudos referentes à uma seção geológica que ia da Baía da Guanabara até a cidade mineira de Uberaba.

Aime Pissis, em 1842, tem publicada nos Anais das Ciências Geológicas de Paris uma “Notice géognostique sur la Province de Rio de Janeiro”.

Outro nome importante deste período é o do notável naturalista Jean Rodolphe Agassiz. Este terminou, ainda na Europa, um trabalho sobre peixes brasileiros iniciado por Spix que morrera antes da conclusão do mesmo. Agassiz foi chamado à Cidade do Rio de Janeiro pelo Imperador D. Pedro II. O Imperador, que sempre foi interessado no estudo das geociências, imaginava que os matacões da Cidade teriam alguma ligação, em termos de processo de formação, com os blocos erráticos gerados por geleiras continentais, blocos estes

estudados por Agassiz nas geleiras dos Alpes em 1840. Os blocos graníticos e tonalíticos encontrados por toda a Cidade, principalmente no local batizado como Furnas da Tijuca, foram classificados pelo pesquisador como formados por um “drift glacial”. Essa interpretação, de origem glacial para os matacões da Cidade do Rio de Janeiro, foi publicada em 1865 em New Haven (EUA) como uma nota intitulada “On drift in Brazil, and on decomposed rocks under the drift”. Entretanto, a mesma foi contestada pelo geólogo Charles Frederick Hartt, até então, discípulo de Agassiz. Neste caso não custa dizer que Hartt é que estava certo.

Por volta de 1851, Frederico Leopoldo César Burlamaque publicou notas sobre minerais ocorrentes em rochas coletadas na Cidade do Rio de Janeiro. Uma referência importante relacionada ao ano de 1859 foi a publicação de Candido Baptista de Oliveira sobre as condições geológicas do porto do Rio de Janeiro.

Vale a pena registrar também a discordância de idéias entre Ladislau Souza Mello e Netto e o Barão de Capanema quando o primeiro publicou, em 1868, o resultados do exame das rochas da encosta do Corcovado no Diário Oficial. O Barão de Capanema foi, inclusive, o primeiro brasileiro a apresentar pesquisa geológica de realce, contestando inclusive as idéias de Agassiz pelos jornais da época.

Em 1875, H. A. Brouwer publica, em Amsterdã, dados sobre as rochas alcalinas da Serra do Gericinó. No ano de 1890, o tinguaito da Serra do Tinguá é descrito em alemão e português pelo famoso petrógrafo Eugen Hussak. Em Viena, já em 1892, E. O. Hovey faz referências aos diabásios da cidade do Rio de Janeiro.

Um notável cientista, que dedicou quase que toda a vida ao Brasil, foi Orville Adalbert Derby. Derby publicou na revista “Science” (1886) uma breve nota referindo-se aos movimentos geológicos observados na Cidade do Rio de Janeiro. Em 1897, publicou um mapa que abrangeu parte das então capitânicas de Minas Gerais, São Paulo e Rio de Janeiro pelo Instituto Histórico e Geográfico de São Paulo do qual foi fundador e diretor.

Em 1895 foi publicada por Rossiter Worthington Raymond, em Nova York, uma nota referente à estrutura do augen-gnaiss do Rio de Janeiro. Em 1896 foi a vez de James Furman Kemp descrever, numa nota em inglês divulgada em Rochester, o ganisse da Pedreira da Glória.

Já no início do século XX, Nerval de Gouveia (1907) publica no Almanaque Brasileiro um roteiro

para uma “excursão através de algumas quebradas da cinta gnáissica da cidade do Rio de Janeiro”.

As primeiras décadas do século XX foram marcadas por grandes contribuições à Geologia da Cidade do Rio de Janeiro. O criador da escala granulométrica Udden-Wentworth, John August Udden, publica em 1914 uma série de análises mecânicas de sedimentos onde inclui uma amostra de silte do fundo da Baía de Guanabara.

Os sucessores de Laboriau, que defendeu uma origem única para “... os ortognaisses das cercanias da Cidade do Rio de Janeiro”, Ruy Maurício de Lima e Silva e Everardo Backheuser muito se dedicaram na obtenção de conhecimentos sobre a geologia da Cidade. Ruy Maurício de Lima e Silva publica, em 1920, idéias sobre a faixa gnáissica do Distrito Federal (nome como era designada a Cidade do Rio de Janeiro). Já Everardo Backheuser dedicou-se a publicações puramente didáticas sobre a geologia do antigo Distrito Federal, apresentando em 1926, o primeiro mapa da geologia referente a área em questão.

Backheuser foi um dos grandes estudiosos da Geologia da cidade do Rio de Janeiro. Entre suas contribuições estão a análise do descascamento esferoidal, em “casca de cebola” das rochas gnáissicas da Cidade, a explicação para as lajes deslocadas que constituem a Gruta da Imprensa (ambos os estudos foram publicados na Revista Brasileira de Engenharia), os estudos sobre os granitos dos subúrbios do Rio de Janeiro e discussão a respeito da formação não só da restinga da Marambaia como também de todo o litoral carioca. As considerações acima sobre a geologia da Cidade do Rio de Janeiro são encontradas em publicações datadas de 1946 que também trazem considerações geográfico-geológicas sobre a lagoa Rodrigo de Freitas. No ano seguinte, Backheuser publica aspectos gerais sobre a cidade e, em 1949, faz referências à geologia da Cidade nos Anais do X Congresso Brasileiro de Geografia.

Outro nome de grande importância nesta busca pelo entendimento geológico da região é Alberto Betim Paes Leme, pesquisador do Museu Nacional, que publicou, ainda em 1910, estudos geológicos de parte do Distrito Federal e, em 1912, dos gnaisses da Cidade onde discute a origem das rochas da cidade e apresenta soluções absolutamente brilhantes e inovadoras para o estágio de conhecimento geológico do período. Paes Leme, que era um defensor da teoria da migração continental do meteorologista Wegener, propõe na Academia Brasileira de Ciências, em 1930, a hipótese de uma remodelação terciária para a tectônica da Serra do

Mar, algo notável do ponto de vista conceitual. Em 1943, apresenta uma nota explicando a formação geológica do antigo Distrito Federal.

Em 1933 inicia-se a contribuição de Octavio Barbosa através da notícia, na Academia Brasileira de Ciências, sobre a descoberta de um fosfato de ferro no município de São Gonçalo. Nos anais da Escola de Minas de Ouro Preto publicou, em 1935, uma nota sobre as rochas da Cidade do Rio de Janeiro. Nesses mesmos anais também está um trabalho realizado em co-autoria com Djalma Guimarães e Henrique Capper Alves de Souza em que descrevem petrograficamente as rochas do Distrito e imediações. No ano de 1938, Barbosa apresenta uma contribuição ao estudo da gênese dos gnaisses da Cidade na Academia Brasileira de Ciências.

Fernando Nascimento Silva, professor de geologia nos primeiros anos da década de 40, publica, em 1937 e 1940, um levantamento do subsolo da cidade e considerações geológicas sobre a construção do metrô. No ramo da geofísica, Décio Savério Oddone publica, em 1939, dados sobre a resistividade do subsolo da Estação Ferroviária de Realengo.

Um nome importante e indispensável no contexto das contribuições à geologia da Cidade é o de Alberto Ribeiro Lamego que, por vários anos, desempenhou o cargo de diretor do Serviço Geológico do Brasil. Lamego começou a contribuir para o conhecimento da geologia da Cidade em 1936, publicando uma nota geológica sobre a Baixada de Santa Cruz. Apresentou a Teoria do Protognaisse, até hoje discutida, em 1937. Em 1938, estudou, cuidadosamente, as escarpas da Cidade do Rio de Janeiro, estendendo o estudo ao maciço de Itatiaia e regiões circundantes. Devido a sua cultura humanística e seu aguçado senso geográfico, histórico e social, Lamego apresentou uma série de estudos sobre a relação do homem com o seu ambiente ecológico. Nestes estudos, os aspectos geológicos estão sempre na linha de frente da compreensão dos processos geomorfológicos, de ocupação de áreas e econômicos. Entre esses estudos estão, "O Homem e o Brejo" (1944), "O Homem e a Restinga" e "O Homem e a Guanabara" (1948) e "O Homem e a Serra" datado de 1963. A contribuição de Lamego atingiu o ápice com a apresentação em 1948 do primeiro trabalho de cartografia de maior detalhe da cidade e suas adjacências: a Folha da Guanabara (em escala 1:100.000) no qual são discutidos dados cartográficos, estratigráficos e estruturais que se mantêm atuais até os dias de hoje.

Ainda na década de 40 foram publicados outros trabalhos significativos sobre a geologia da Cidade do Rio de Janeiro. Em 1941, Joaquim Miguem Arrojado Lisboa em co-autoria com Gabriel Mauro

de Araújo Oliveira publicam estudos sobre jazidas de dolomito à margem da Central do Brasil. No mesmo ano, Maurício Guimarães apresenta um artigo sobre os mesmos calcários dolomíticos.

Em 1945, Walter da Silva Curvelo estuda os xenólitos do Morro de Bonsucesso enquanto que, no mesmo ano, Affonso Várzea publica, em três volumes, a geografia do Distrito Federal, referindo-se, também, à sua geologia.

Nas décadas de 50, 60 e 70 a produção de conhecimento referente a geologia da Cidade do Rio de Janeiro sofreu um brusco declínio. O declínio ocorreu, em nosso entendimento, devido a alguns fatores entre eles:

- O deslocamento da produção científica, antes gerada por pessoas que eram geólogos "por afinidade", para os cursos de formação de geólogos recém criados nas Universidades que, pelo menos a princípio, não estavam preparadas (as Universidades) para assumir esse tipo de atividade;
- A mudança da capital do país da Cidade do Rio de Janeiro para Brasília (início da década de 60) fazendo surgir um crescente apelo pelo conhecimento geológico referente às outras regiões;
- O embate político da época que começou com a campanha "O Petróleo é Nosso" em meados da década de 50 resultando na criação da Petrobrás e na desistência, por parte dos geólogos lotados na cidade, do contínuo aperfeiçoamento do conhecimento da geologia da Cidade do Rio de Janeiro em favor das questões nacionais, não necessariamente geológicas e não necessariamente científicas.

O destaque absoluto para essa época, décadas de 50, 60 e 70 é o mapa geológico em escala 1:50.000 produzido por R. Helmbold, Otto Leonardos Jr. e Joel G. Valença em 1965 para as folhas Baía da Guanabara, Santa Cruz e Vila Militar, que recobrem a totalidade da área do então Estado da Guanabara.

Este mapa mostra-se atualizado em seus aspectos litológicos e estratigráficos até os dias de hoje, demonstrando de maneira cabal a sua importância. Neste estudo foi elaborada uma cuidadosa caracterização das unidades mapeáveis, baseadas nas denominações petrográfico-mineralógicas das rochas e não com a nomenclatura utilizada freqüentemente, em que as texturas e estruturas dão nome às rochas.

Este trabalho é um marco na geologia da cidade e, pode-se dizer, da geologia do Brasil, pelo seu

caráter descritivo e detalhista e inovador. Contra ele pesa o fato de que não tenha sido publicado o texto explicativo referente ao mapa, estando as informações, relacionadas às Unidades definidas, espalhadas por uns poucos e curtos trabalhos e em textos inéditos. O mapa de 1965, assim como alguns roteiros, foram publicados no congresso promovido pela SBG em comemoração ao quarto centenário da Cidade do Rio de Janeiro. Os roteiros, publicados como Avulsos da DGM são: “Roteiro Geológico e Paleontológico no Contorno da Baía de Guanabara e na Bacia Calcária de Itaboraí” elaborado por Friedrich Wilhelm Sommer et al, “Roteiro Geológico ao Maciço Gericinó” de Evaldo Osório Ferreira et al e “Roteiro Geológico na Serra da Carioca e Adjacências” escrito por Andrade Ramos e Rita Alves Barbosa.

A partir de 1980, a produção de dados geológicos sobre a Cidade do Rio de Janeiro ficou basicamente sob a responsabilidade das Universidades instaladas no município e seus arredores: UFRJ, UFRuralRJ e UERJ. Neste momento houve uma retomada na busca do conhecimento da geologia da cidade cabendo a estes centros de pesquisa o papel de formadores da massa crítica e a retomada da produção. O grande destaque em termos de produção é a geração de mapas de detalhes em escalas 1:5.000, realizados inicialmente nos domínios do Maciço da Tijuca (início da década de 80) e posteriormente levado para o Maciço da Pedra Branca (final da década de 80 e início da de 90).

No maciço da Tijuca, os trabalhos foram estimulados e coordenados na sua fase inicial pelo Fernando Pires do IG/UFRJ que desenvolveu extensivos mapeamentos junto com alunos da graduação e pós-graduação, com a colaboração posterior de Monica Heilbron da UERJ. Alguns trabalhos importantes foram produzidos neste momento e são exemplos: Pires et. al. (1983) que trata da granitogênese na Cidade e define uma estratigrafia para os litotipos identificados, Caddah e Santos (1986) que aplicam a técnica de mapeamento detalhado na Serra da Misericórdia e caracterizam o padrão estrutural para as intrusões graníticas, Silva e Silva (1987) que caracterizam através de mapeamento a ortoderivação do gnaiss facoidal em estudo na Serra da Carioca e Pires e Heilbron (1989) que discutem a estratigrafia dos gnaisses ocorrentes no Maciço da Tijuca.

Em paralelo, iniciou-se a busca do entendimento para as rochas do Maciço da Pedra Branca com a contribuição de Penha (1984) e Penha e Wiedemann (1984). Mais tarde um pouco (1988), o uso de mapeamento detalhado é aplicado pela primeira

vez na região em trabalhos coordenados por Rubem Porto Jr da UFRuralRJ. A primeira importante contribuição é o estudo apresentado para as rochas da região do Morro do Sandá a partir do qual é caracterizada e formalizada a existência do Granito Pedra Branca Porto Jr. e Valente (1988).

Desta época datam os trabalhos pioneiros de Ariadne Fonseca que, entre 1984 e 1986, trouxe as primeiras determinações isotópicas realizadas em rochas da cidade do Rio de Janeiro e adjacências, por duas metodologias: Rb-Sr e traços de fissão em apatitas. Ainda atualmente, dados desta última metodologia (TF) são de relativamente rara disponibilidade. Em seguida, Menezes (1988) também trouxe expressivo número de datações, de pegmatitos de Niterói e adjacências, pelos métodos K-Ar e Rb-Sr.

Mesmo com a produção de dados inéditos por parte das Universidades, a integração dos mesmos, que poderia colocar o nível de conhecimento da região em um patamar de importância similar àquele apresentado no início do século XX, infelizmente, não ocorreu.

A década de 90 vai ser caracterizada por uma mudança de abordagem. A primazia dada à especialização dos dados passa a ser a principal característica dos trabalhos apresentados. A pesquisa de campo passou a ser gradualmente substituída por dados de laboratório, seja por conveniência ou por dificuldades relacionadas à urbanização, como por exemplo a ocupação desordenada da cidade e a violência.

Neste momento, dá-se início a uma abordagem mais relacionada a problemas específicos (estudo dos diques basálticos, por exemplo) e a produção de dados geoquímicos, neste caso, principalmente para as rochas do Maciço da Pedra Branca como resultado do desenvolvimento de duas Teses na região (Junho, 1991 e Porto Jr. 1993).

Entretanto, um outro fator toma relevância neste momento: a produção científica geológica começou a ser vista como um elemento importante na contribuição que a mesma poderia dar à solução de problemas enfrentados no cotidiano da cidade, tais como a definição de áreas de risco e o entendimento de acidentes recorrentes. Vários trabalhos com esta abordagem são apresentados durante a década de 90 com este propósito com contribuições importantes de Cláudio Amaral através da Fundação GeoRio. É nesse período de evolução do estudo geológico que instituições como a Fundação GeoRio são criadas, conferindo assim a possibilidade, mesmo que tímida, do geólogo participar de uma forma política

do dia a dia da cidade, demonstrando à sociedade a importância do seu trabalho.

Já no limiar/início do século XXI a Cidade do Rio de Janeiro se mantém como alvo de pesquisas geológicas. Estas ainda se concentram nas Universidades que passaram a trabalhar de forma algo mais integrada com o objetivo de melhor aproveitar os dados obtidos para a geração de modelos de evolução. A melhoria nas condições de produção de dados geoquímicos, isotópicos e geocronológicos permitiu que fosse estabelecido um novo patamar para a produção científica. Dentre os trabalhos que merecem destaque na nesta fase, e que corresponde ao atual conhecimento geológico da cidade do Rio de Janeiro, estão, por exemplo, os trabalhos sobre geoquímica isotópica para os diques basálticos produzido por Sérgio de Castro Valente (1997).

O ano de 2000 mostrou-se importante para a geologia da região pela realização do Congresso Geológico Internacional na cidade do Rio de Janeiro. Várias contribuições tendo a cidade como foco foram apresentadas, mas devemos destacar a apresentação de dois mapas para a região, um produzido pela compilação dos dados gerados pelas Universidades ao longo dos 20 anos anteriores em trabalho coordenado por Monica Heilbron e outro pela CPRM que deve ser realçado por apresentar as primeiras idades U/Pb para as rochas da região, mais

especificamente para o gnaisse facoidal, tratado neste trabalho como corpos individualizados. Estes mapas foram apresentados em versões digitais o que também caracterizava um ineditismo.

Mais a frente, importante contribuição surge em 2003 quando Monica Heilbron apresenta o resultado das primeiras idades obtidas pela técnica U-Pb em zircão para um “set” de amostras relativas ao Maciço da Pedra Branca. A existência dessas idades juntamente com dados isotópicos inéditos contribuiu de maneira significativa, pelo ineditismo da abordagem, com a proposta de aplicação de modelos matemáticos aos problemas geológicos a partir da realização de modelamento geoquímico quantitativo, e permitiu que em 2004 Rubem Porto Jr. apresentasse Tese em que aplicava esta metodologia no estudo das rochas ortoderivadas e graníticas da cidade produzindo um modelo petrológico evolutivo com total correlação aos modelos tectono-metamórficos então disponíveis para o segmento central da Faixa Ribeira em estudos coordenados por Monica Heilbron.

O salto na qualidade que neste momento se espera é a concretização e disponibilização de forma integrada deste atual produto que certamente se insere dentre as mais importantes realizações para o entendimento da geologia da Cidade do Rio de Janeiro e de seus arredores.

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO TECTÔNICO REGIONAL

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.

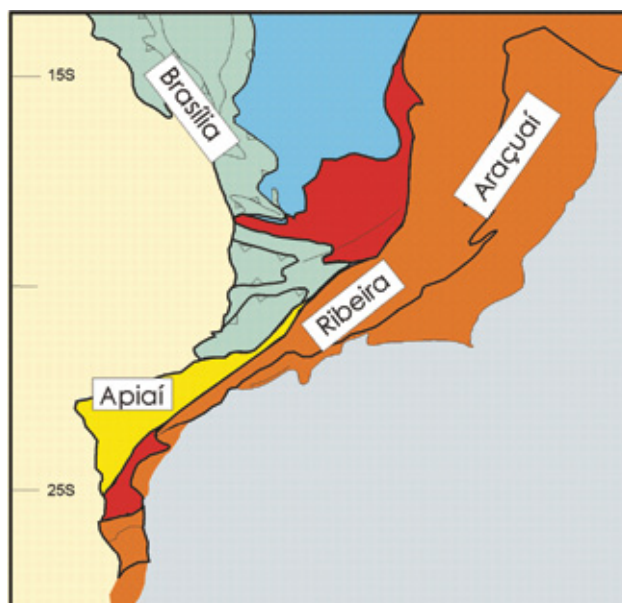


Figura 2.1 - Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira (Heilbron et al., 2004)

2.1- A FAIXA RIBEIRA NA AMALGAMAÇÃO DO GONDWANA

O embasamento cristalino da região sudeste brasileira (Figura 2.1) 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).

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 o paleocontinente (cráton) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton da Angola, envolvendo também outras micropalacas. A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasiliana-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 2.2) (Heilbron et al., 2004).

Os diversos terrenos tectônico-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira são limitados por importantes discontinuidades 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 (Figura 2.2) compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (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., 2005). 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.

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).

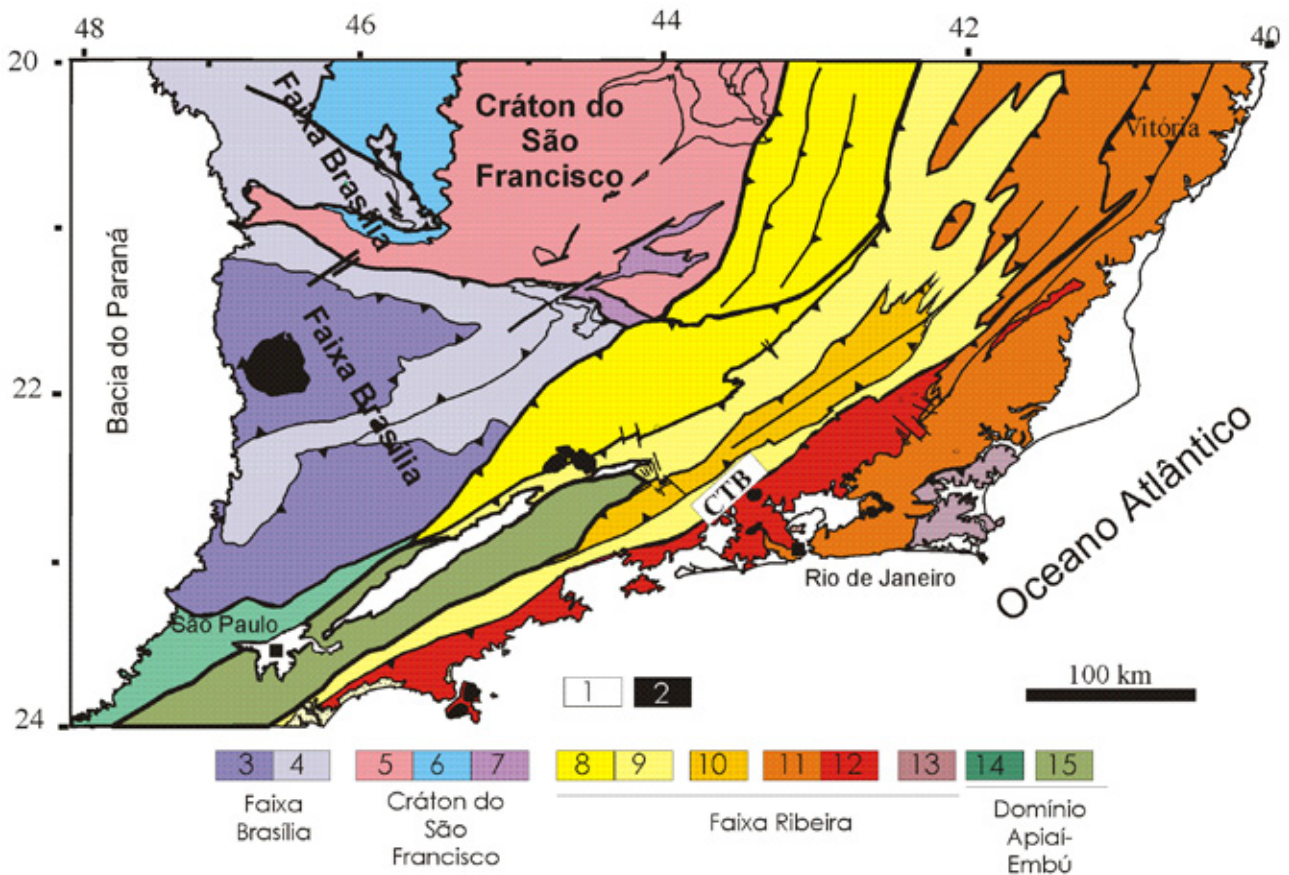


Figura 2.2 - Compartimentação tectônica da Região SE brasileira (dados de Heilbron et al., 2004).
 Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9 – Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental;
 10- Terreno Paraíba do Sul; 11 e 12 – Terreno Oriental, com o Arco Magmático Rio Negro discriminado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

Os terrenos tectônicos são compostos, geralmente, pelas seguintes unidades litoestratigráficas:

- Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;
- Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem 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 e, portanto, contemporâneos a processos de subducção;
- Granitóides neoproterozóicos sin e tardicolisionais;
- Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

2.2 - TERRENOS DO SEGMENTO CENTRAL-NORTE DA FAIXA RIBEIRA

2.2.1 - TERRENO OCIDENTAL

Terreno Ocidental corresponde à margem passiva retrabalhada do paleocontinente São Francisco, sendo composto por unidades do embasamento paleoproterozóico/arqueano 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 (Megasseqüência 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 Megasseqüência 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 a paleoproterozóico. O Domínio Andrelândia está cavalgado sobre o Domínio Autóctone, situado junto à 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 Megasseqüência Andrelândia e os ortogranulitos paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora, mostrando, frequentemente, rochas com texturas miloníticas relacionadas a empurrões de alto ângulo, 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).

2.2.2 - 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 da área estudada, 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).

2.2.3 - 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-Açunguí, 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).

2.2.4 - 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:

a) Domínio Cambuci – composto por granada-biotita gnaiesses com lentes de mármore e calcissilicáticas, onde os protólitos sedimentares destas rochas são interpretados como depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco.

b) 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).

c) 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.

2.2.5 - TERRENO CABO FRIO

Duas principais unidades estratigráficas ocorrem no Terreno Cabo Frio (Heilbron et al., 1982): a) ortognaisses paleoproterózoicos (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, 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 destrais 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.

2.3 - A QUEBRA DO SUPERCONTINENTE GONDWANA

Após uma total falta de registros de eventos no Paleozóico, 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.

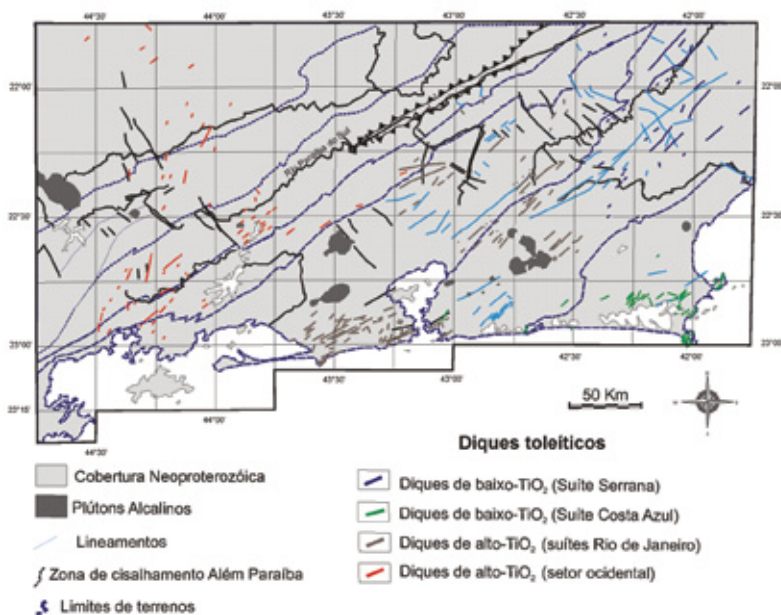


Figura 2.3 – Mapa do Enxame de Diques da Serra do Mar (Corval, 2009)

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 às 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).

Dados radiométricos obtidos por Guedes et al. (2005), evidenciaram que alguns diques do Enxame da Baía da Ilha Grande–Resende são bem mais antigos (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.

2.4 - 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 (Figura 2.4). 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).

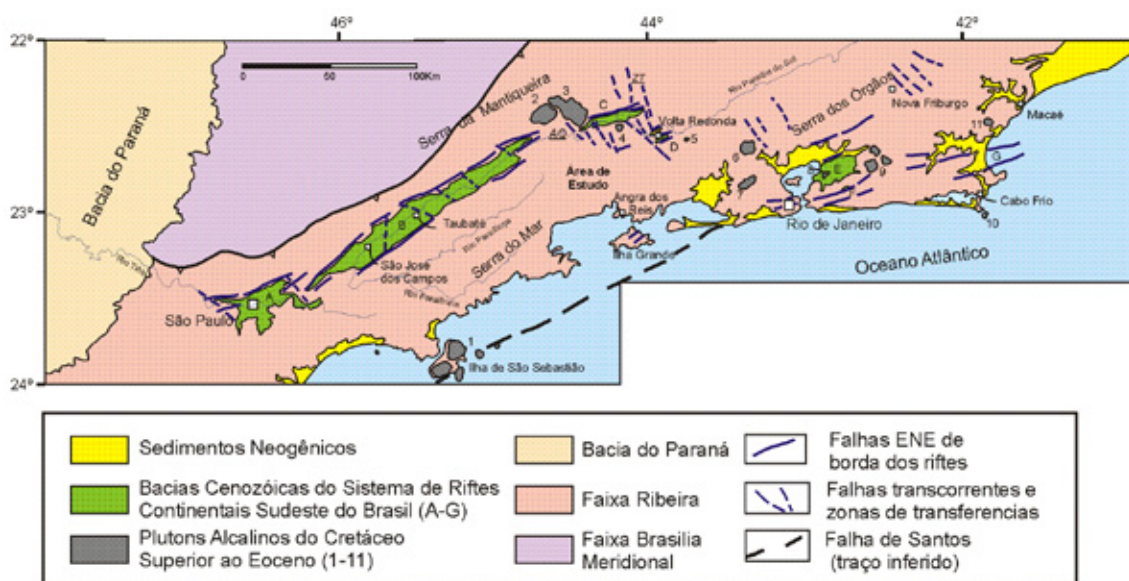


Figura 2.4 – O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil, e os complexos alcalinos Mesozóico-Cenozóicos (modificado de Eirado Silva 2007). Legenda: bacias de rifte: A- São Paulo; B- Taubaté; C- Resende; D- Volta Redonda; E- Guanabara; F – Barra de São João. Complexos Alcalinos: 1- Ilha de São Sebastião; 2- Passa Quatro; 3-Itatiaia; 4- Morro Redondo; 5- Serra dos Tomazes; 6- Tinguá; 7- Mendanha; 8- Itaúna; 9- Rio Bonito; 10- Cabo Frio; 11- Morro de São João.

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).

Magmatismo alcalino

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 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 condicionada 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.

2.5 - A 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 controvertida 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 (1 Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, o intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e na conseqüente abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, destaca-se como um evento tectônico que teve papel fundamental na configuração cenozóica do continente Sul-Americano. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil 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 e outros), confiigurando o que atualmente define o Planalto Atlântico (Figura 1). Segundo Sadowski (1987) este diastrofismo teria ocorrido em três momentos principais, no Cretáceo Inferior, há 107 Ma., no Cretáceo Superior, há 84 Ma., e no Oligoceno ou Paleógeno Superior, há 30 Ma.

No estado do Rio de Janeiro, geologicamente inseridos na Faixa Ribeira Central (ex. Trow et al., 1980; Heilbron et. al. 1991; Heilbron, 1993; Almeida, 2000), estes lineamentos são fortemente marcados por duas importantes unidades estruturais que são a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul e o lineamento CTB-Contato Tectônico Central que caracteriza a zona de sutura colagem brasileira (ex. Heilbron et. al. 1991; Almeida, 2000). Estas estruturas reativadas, assim como o intenso magmatismo associado têm papel fundamental na configuração do relevo regional e local condicionando regiões soerguidas e abatidas e zonas preferenciais de erosão e de sedimentação ao longo de todo o cenozóico.

Como um somatório entre as forças tectônicas e erosivas ocorridas ao longo do Fanerozóico, o relevo resultante conferiu ao território fluminense uma das mais intrigantes e belas paisagens do território brasileiro, guardião de um dos mais importantes registros da história geológica e geomorfológica da região sudeste. Ressaltam-se um mosaico harmônico entre os planaltos do segmento norte da Serra do Mar e as majestosas escarpas que terminam abruptamente no oceano ou nas bordas das bacias e grábens continentais. Destacam-se as bacias de Resende e Volta Redonda (ex. Amador et al., 1978; Melo et al., 1985; Riccomini, 1989, Ramos, 1997) e os grábens da Guanabara (ex. Almeida, 1976; Ferrari & Silva, 1997; Ferrari, 2001), Barra de São João (Mohriak et al., 1990) e Santana (Gontijo et al., 2009, in press), pertencentes ao segmento oriental do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini et al., 2004) além das bacias plataformais de Campos e de Santos, em seu segmento norte (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Zalán et al., 1990; Zalán, 2004).

A influência da tectônica e a 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” (Ruellan, 1944);

.....”a menos impressionante margem oriental é que nos dá, com a sua tectônica, a chave mestra do problema da origem da Guanabara...” (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).

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).

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 - SUBDIVISÃO LITOESTRATIGRÁFICA ADOTADA PARA A FOLHA BAÍA DE GUANABARA

A subdivisão estratigráfica adotada para este segmento central da Faixa Ribeira segue o proposto por Tupinambá et al. (2007), com adaptações para unidades já caracterizadas no GEOBANK-CPRM, bem como na etapa anterior do Programa Pronageo, UERJ-CPRM. A tabela abaixo, compilada deste trabalho, mostra uma tentativa de correlação com as unidades propostas no Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro. Portanto, sempre que possível procurou-se adotar termos utilizados nestes trabalhos.

A estratigrafia da Folha Baía de Guanabara espalha-se largamente ao longo do último bilhão de anos da história da Terra. Embora descontinuamente, encontramos representação cartográfica desde o Neoproterozóico (entre 1.000 e 530 Ma – milhões de anos atrás) compreendendo os gnaisses e granitos mais antigos, até os depósitos sedimentares do Cenozóico, incluindo aterros que o homem construiu desde sua mais remota ocupação até o século XX (Tabela 3.1).

Características geofísicas das unidades litoestratigráficas

Foram utilizadas imagens raster de aeromagnetometria (contagem total) e aeroradiometria (K, Th, U e ternário).

Conspícuos lineamentos magnéticos retilíneos ou de pouca curvatura são observados, particularmente bem definidos e contínuos nas direções NW e NE, mais intensos na região serrana, ao norte da folha. A maioria dos lineamentos traçados evidencia-se em um ou mais sensores geofísicos.

Algumas das características geofísicas das unidades litoestratigráficas encontram-se sintetizadas na Tabela 3.2.

3.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DO EMBASAMENTO CRISTALINO NEOPROTEROZÓICO-ORDOVICIANO NA FOLHA BAÍA DA GUANABARA

Refere-se aqui como embasamento cristalino todas as unidades gnáissicas e graníticas formadas

durante os vários eventos orogenéticos coletivamente referidos como Brasilianos, relacionados à amalgamação do supercontinente Gondwana, ocorrida entre o Neoproterozóico e o Ordoviciano.

As unidades litoestratigráficas do cristalino Neoproterozóico-Ordoviciano serviram de encaixantes e de embasamento para as unidades litoestratigráficas muito mais jovens, de idade Mesozóico-Cenozóica, formadas durante ou depois da quebra do supercontinente Gondwana, respectivamente de natureza magmática (enxames de diques de diabásio toleítico do Cretáceo Superior; intrusões alcalinas do Cretáceo Superior-Paleógeno), e de natureza sedimentar.

No embasamento cristalino Neoproterozóico-Ordoviciano, afloram rochas do substrato aflorante da zona interna da Faixa Ribeira profundamente erodida, tipicamente representada por paragneisses (Grupos Andrelânida e São Fidélis) e ortogneisses (Complexo Rio Negro e unidades correlatas) frequentemente migmatíticos, intrudidos por uma ampla variedade de suítes granitóides. Estas suítes granitóides adquiriram variados graus de foliação deformacional, conforme sua hierarquia, apresentando-se desde as mais foliadas (p. ex. as Suítes Rio de Janeiro e Serra dos Órgãos) até aquelas pouco (p. ex. Suítes Pedra Branca e Suruí) ou nada foliadas (Granitos Favela e Andorinha), a não ser por fluxo magmático.

3.2.1 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS METASSEDIMENTARES NEOPROTEROZÓICAS

Os gnaisses metassedimentares compreendem rochas dos Grupos São Fidelis e Andrelândia, que ocorrem respectivamente na parte meridional da folha, tanto em Niterói como nas zonas sul e oeste do Rio de Janeiro, e no extremo noroeste da folha.

Grupo São Fidélis – NPsf

Foi definido originalmente por Silva et al. (1978) como Unidade São Fidelis na área homônima, na região norte do Estado do Rio de Janeiro, como um conjunto de migmatitos predominantemente

Tabela 3.1- Unidades litoestratigráficas da Folha Baía de Guanabara

Sigla	Hierarquia	Nome da Unidade	Unidade Maior	Descrição das Unidades
COBERTURAS HOLOCENO-PLEISTOCÊNICAS				
Q2at	Depósitos	Depósitos antropogênicos	Não Definida	Aterros produzidos pelo homem: aterros de praias, lagoas e de baías (blocos, areia, saibro); aterros sanitários
Q2el	Não Definida	Dep. eólicos litorâneos	Não Definida	Areia quartzosa
Qca	Não Definida	Depósito Colúvio-Aluvionar	Não Definida	Depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.
Q2pml	Depósitos	Depósitos praias marinhos e/ou lagunares	Não Definida	Areias de praia
Qfm	Depósitos	Depósito fluvio-marinho	Não Definida	Depósitos indiscriminados de pantanos e mangues, fluvio-lagunares e litorâneos
O GRÁBEN DA GUANABARA				
ENm	Formação	Macacu	Não definida	Conglomerado basal com granodecrescência ascendente; grada para arenitos progressivamente mais finos; no topo ocorrem siltitos com camadas de arenitos conglomeráticos que gradam para siltitos e argilitos.
K2E1λit	Complexo	Itaúna	Complexo Alcalino Itaúna	Pseudoleucita sienito (ps); Microsienito (s); brecha (b)
K2E1λit	Complexo	Itaúna		Fonolito, nefelina sienito, umptekito, foyaíto, pseudoleucita tinguaítos indiscriminados
K2E1λsm	Complexo	Mendanha	Complexo Alcalino do Mendanha	Traquito (t); aglomerado (a); lapilito (l); brecha (b); sienito/nefelina sienito (s)
K2E1λti	Complexo	Tingá	Complexo Alcalino do Tingá	Fonolito, nefelina sienito, foyaíto
K2E1λ	Corpo	Diques alcalinos	Diques alcalinos	Diques de lamprófiros indiscriminados (l): comptonito, monchiquito, alnoíto); Fonolito (f); traquito (t); diabásio alcalino (db)
K1βsm	Suíte	Serra do Mar	Enxame de Diques da Serra do Mar	Diques de diabásio, micro-gabro e gabros toleíticos (idade ~130 Ma)
MAGMATISMO TARDI- A PÓS- COLISIONAL				
O1y6NF-an	Granito	Andorinha	Suíte Nova Friburgo	biotita granito por vezes porfirítico, com enclaves surmicáceos
O1y6NF-fa	Granito	Favela		granito equigranular a porfirítico cinzento (idade de cristalização 482 ± 6 Ma)
E2y5SU-su	Suíte	Suruí	Suíte Suruí	granito porfiróide a biotita, levemente foliado, com predominância da fácies equigranular média (idade de cristalização 511 ± 7 Ma)
E2ay5SU-pb	Suíte	Pedra Branca		leucogranito foliado a biotita, com variações para fácies pegmatóides e porfiríticas (idade de cristalização 513 ± 5 Ma)
E1y4ro	Suíte	Rosilha	Suíte Rosilha	biotita tonalitos a granodioritos pouco ou nada foliados
MAGMATISMO SIN-COLISIONAL				
NP3y3so	Suíte	Serra dos Órgãos	Suíte Serra dos Órgãos	(granada)-hornblenda-biotita gnaisse granítico a granodiorítico
NP3y2rj	Suíte	Rio de Janeiro	Suíte Rio de Janeiro	biotita granito megaporfirítico foliado a milonítico
NP3y2co	Suíte	Leucognaisses do Domínio Costeiro	Suíte Cordeiro	granada-muscovita granito leucocrático, foliado a homogêneo
MAGMATISMO PRÉ-COLISIONAL – ARCO MAGMÁTICO RIO NEGRO				
NP3y1rnb	Unidade	Bingen	Complexo Rio Negro	Granitóides homogêneos
NP23y1rn	Complexo	Rio Negro		hornblenda-biotita gnaisse migmatítico tonalítico a granítico
NPλc	Suíte	Canaã		gnaisses sieníticos a nefelina; e gnaisses litchfieldíticos (a sodalita) de estrutura migmatítica, com enclaves de rochas básicas
METASSEDIMENTOS NEOPROTEROZÓICOS				
Npaaa	Fácies	Arcádia Areal	Grupo Andrelândia	granada-biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas meta-ultramáficas, gonditos e ocorrência de sulfetos disseminados
NPsfbgn	Unidade	São Fidélis - (sillimanita) biotita gnaisse	Grupo São Fidélis	(sillimanita)-biotita gnaisse bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas
NPsfkz	Unidade	São Fidélis - kinzigito		(cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaisse kinzigítico; (cordierita)-(sillimanita)-biotita gnaisse bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfíbolitos

Tabela 3.2 – Súmula dos atributos aerogeofísicos das unidades litoestratigráficas

Unidade	Magnetometria	K	Th	U
Fm. Macacu	calha bem definida	calha bem definida	calha bem definida, com pico isolado (alcalina submersa?)	calha bem definida
Complexo alcalino do Tinguá	alto, com depressão central	alto	baixo	alto na borda Leste
Complexo alcalino do Mendanha	alto	alto com depressão central	alto, heterog	alto com depressão central
Complexo alcalino de Itaúna	alto	alto	alto	alto
Suíte Serra do Mar	lineamentos nítidos			
Suíte Andorinha	alto	alto	alto	alto
Suíte Suruí	alto	alto	alto	alto
Suíte Pedra Branca	alto, heterog	alto	baixo	±
Suíte Pão de Açúcar	alto	alto	alto	+-
Complexo Canaã	alto	±	alto	alto
Complexo Rio Negro	heterog	heterog	baixo	alto
Grupo São Fidelis	alto!	baixo	baixo	baixo

bandados com lentes de rochas calcissilicáticas e intercalações de quartzito. Trata-se de um conjunto de gnaisses de origem metassedimentar de predominância metapelítica, caracteristicamente portadores de granada e sillimanita, correlacionáveis à Unidade Catalunha, de ocorrência a nordeste de Niterói.

Na Folha Baía de Guanabara, as rochas do Grupo São Fidélis ocorrem na parte meridional, desde Niterói, embutidas nos augen gnaisses da Suíte Pão de Açúcar, passando pela Serra da Carioca e Maciço da Tijuca, prolongando-se em direção à Zona Oeste, nos contrafortes do Maciço da Pedra Branca.

As rochas da Unidade São Fidelis são consideradas as mais antigas da área, tendo sido intrudidas por rochas magmáticas posteriores: o Arco Magmático Rio Negro (ca. 700-600 Ma); o plutonismo granítico relacionado às etapas colisionais da Faixa Ribeira (580-560, 530-510, 485 Ma); e o magmatismo intraplaca do Cretáceo-Terciário.

As rochas do Grupo São Fidélis foram subdivididas em áreas de predominância de kinzigitos relativamente homogêneos e de biotita gnaisses bandados com freqüentes intercalações de quartzito e lentes calciossilicáticas.

Sillimanita Granada Biotita Gnaisse – NPsfbg

Neste conjunto predominam sillimanita-granada biotita gnaisses quartzo-feldspáticos, geralmente com um bandamento definido por relativas concentrações de biotita versus quartzo+feldspatos. Caracteristicamente estes gnaisses contêm frequentes camadas e lentes de espessuras decimétricas a métricas, passíveis de espessamento por dobramento isoclinal, de quartzitos feldspáticos, portadores biotita, muscovita e localmente grafita. A unidade apresenta também freqüentes lentes de calcio-silicáticas, portadoras de plagioclásio, diopsídio, escapolita e, mais raramente, de anfíbolitos.

Kinzigito - NPsfkz

Neste conjunto predominam cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisses escuros, relativamente homogêneos, de protólitos pelíticos, comumente referidos na literatura geológica local como gnaisses kinzigíticos, ou kinzigito. São gnaisses homogêneos ou finamente estratificados de cor negra, freqüentemente portando veios e/ou bolsões lenticulares leucossomáticos ricos em granada e/ou cordierita (Figura 3.1). Frequentemente ocorrem lentes de rochas calciossilicáticas.



Figura 3.1 – Aspecto do sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaíse (Kinzigito) do Grupo São Fidélis, no paredão da estrada do Corcovado.

Grupo Andrelândia

Fácies Arcádia – Areal - NPaa

Esta unidade aflora perfazendo apenas 8 km2 no canto noroeste da folha, porém regionalmente formando uma extensa faixa de paragnaisses limítrofes ao Domínio Costeiro, separado deste pelo “Central Tectonic Boundary”, como é denominada a zona de cisalhamento que representa a sutura colisional entre o Arco Magmático Rio Negro (Domínio Costeiro) e o Domínio Juiz de Fora.

Predominam nesta unidade biotita gnaisses quartzo-feldspáticos, geralmente porfiroblásticos, contendo camadas de quartzito e rochas cálcio-silicáticas.

3.2.2 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE ORTO-GNAISSES PRECOLISIONAIS NEOPROTEROZÓICOS

Complexo Rio Negro indiviso - NP23y1rn

Este conjunto de rochas foi primeiro definido como Série Inferior (Helmbold et al. 1965), correspondendo a um conjunto de rochas gnáissicas e migmatíticas de inequívoco caráter magmático. Inclui gnaisses de composição básica a intermediária. As rochas apresentam evolução policíclica com complexa estruturação. A partir da confecção de mapas de detalhe foi possível estabelecer um arranjo estratigráfico para estes litotipos (Porto Jr., 1994).

Datações U-Pb em zircão (TIMS) realizadas previamente em gnaisses tonalíticos desta unidade,

a norte da Folha Baía de Guanabara, indicaram idades de 620 ± 20 Ma (Cordani et al. 1973) e de 635 ± 10 Ma (Tupinambá, 1999; Tupinambá et al. 2000).

Na área do Maciço da Pedra Branca, porção sudoeste da Folha Baía de Guanabara, ocorre um quartzo-plagioclásio-biotita gnaíse (composição quartzo diorítica a diorítica) intensamente deformado e migmatizado, apresentando dobras intrafoliais apertadas, com padrões de interferência de dobramentos e com conspícua transposição da foliação. Trata-se de rocha fortemente bandada, migmatizada e, considerando-se o intenso nível de deformação, pode ser assumido que o bandamento, com segregação de leitos félsicos e máficos, seja fruto de diferenciação metamórfica. A paragénese metamórfica mais comum é composta de quartzo + plagioclásio + hornblenda + biotita (± ortoclásio/microclina). Boas ocorrências deste litotipo podem ser observadas na região do Morro do Sandá (Pedreira Bangu) e na frente da antiga Pedreira Embrasa no Jardim Sulacap. Feições de anatexia são evidentes em associação a este litotipo. Quando na região de contato com as rochas graníticas (Granito Pedra Branca) é comum o aparecimento de estruturas fantasmas, “schilierens”, estruturas “schollen”, zonas nebulíticas e zonas de enclaves xenolíticos, que apresentam variados graus de assimilação. Os xenólitos de menor tamanho mostram-se mais assimilados, pouco angulosos e estirados, enquanto os de maior tamanho são pouco reativos guardando as características da rocha englobada, porém, mostrando-se quase sempre estirados e “boudinados”. Ainda na região de contato, processo de migmatização pode ser intenso o suficiente para gerar uma homogeneização completa dos materiais envolvidos. Cisalhamentos são bastante comuns, estando, em geral, seus planos preenchidos por material pegmatítico ou aplítico bem como por leucossomas produzidos durante a migmatização (Figura 3.2).



Figura 3.2 – Anatexia/Migmatização na região de contato entre os gnaisses pré-colisionais e Granito Pedra Branca. Aspecto geral em afloramento. Pedreira Bangu. Bangu.

A este litotipo, segue um ortoclásio (microclina)-quartzo gnaisse de composição granodiorítica, de tons acinzentados, cuja paragênese metamórfica principal é quartzo + ortoclásio + plagioclásio + biotita com eventual granada. Tem indiscutível origem magmática pois são observados diversos enclaves de biotita gnaisse em seu domínio. Seus contatos são nítidos e tectonizados (Figura 3.3). Menos deformado, ainda assim apresenta foliação bastante evidenciada. Cisalhamentos localizados e dobras suaves são identificados. Apresenta esparsos porfiroblastos de microclina que, em geral, apresentam sombras de pressão e sobressaem a uma matriz de granulometria média e homogênea, onde predominam o quartzo e o plagioclásio com biotita e ortoclásio em volumes subordinados, não apresentando anfibólio (Figura 3.4). Apresenta xenólitos do litotipo anterior. Seu bandamento metamórfico, por vezes, não é evidente. Bons afloramentos podem ser observados na Pedreira Bangu e no flanco Pontal de Guaratiba.



Figura 3.3 – Contato entre ortoclásio (microclina)-quartzo gnaisse (granodiorítico) com quartzo-plagioclásio-biotita gnaisse (composição quartzo diorítica a diorítica). Asepecto em afloramento. Pedreira Bangu.



Figura 3.4 – Ortoclásio-(microclina)-quartzo gnaisse, pré-colisional. Observar presença de porfiroclastos de K-feldspatos. Pedreira Bangu.

Intrusivo nos conjuntos anteriormente descritos, ocorrem rochas anfibolíticas. Estas ocorrem sob duas formas distintas: a) como melanossoma de migmatitos e b) sob forma de pequenos diques e soleiras intrusivos nas rochas migmatizadas interestratificadas nos gnaisses mais antigos, apresentado-se, em geral, “boudinados”, milonitizados e estirados ao longo dos planos de foliação principal dos gnaisses hospedeiros (Figura 3.5). As paragêneses metamórficas mais comuns a este litotipo são: plagioclásio + hornblenda (+ quartzo) e quartzo + plagioclásio + hornblenda + biotita (+ ortoclásio/microclina).



Figura 3.5 - Anfibolito pré-colisional como melanossoma em conjunto migmatizado, na Estrada da Grota Funda, Guaratiba.

O tipo gnáissico mais jovem tem composição variando de quartzo diorítica a tonalítica, tons claros, sendo caracteristicamente rico em grumos de material máfico (textura glomeroporfiroblástica) o que lhe confere um aspecto mosqueado sendo a biotita o mineral máfico mais abundante. A paragênese metamórfica típica é composta de quartzo + plagioclásio + biotita (ortoclásio/microclina). É o tipo menos deformado dentre os gnaisses e também o de ocorrência mais restrita em área.

Características Petrográficas

As paragêneses metamórficas diagnósticas para este conjunto de rochas podem ser agrupadas em cinco associações:

- quartzo + plagioclásio + hornblenda + biotita (+/- ortoclásio/microclina)
- quartzo + plagioclásio + biotita + microclina
- plagioclásio + hornblenda (+/- quartzo)
- quartzo + plagioclásio + hornblenda + biotita (+/- ortoclásio/microclina)
- quartzo + plagioclásio + biotita (+/- ortoclásio/microclina)

Quartzo-plagioclásio-biotita gnaiss

É uma rocha de tom cinza escuro, com textura lepidonematoporfiroblástica, de granulção fina a média e formada por quartzo, plagioclásio, hornblenda, biotita, titanita, minerais opacos e ortoclásio/microclina. O forte bandamento metamórfico individualiza bandas ricas em material máfico (biotita, hornblenda, minerais opacos e titanita) e outras ricas em material félsico (plagioclásio e quartzo, com eventual ortoclásio/microclina) (Figura 3.6).

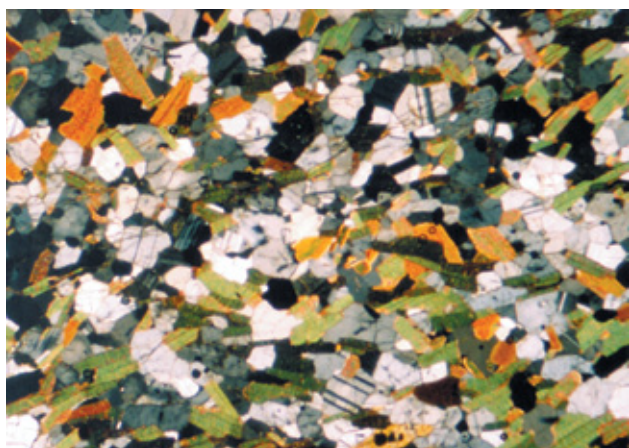


Figura 3.6 – Aspecto geral da textura do Quartzo-plagioclásio-biotita gnaiss ao microscópio. Polarizadores cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

O plagioclásio ocorre predominantemente nas bandas félsicas em grãos de granulometria média que variam de 2 a 3 mm. São límpidos, geminados pela Lei da Albita e mais raramente por Carlsbad. Têm hábito colunar com alinhamento de seu eixo de maior alongação segundo a foliação geral da rocha. Inclusões de quartzo fino e arredondado ocorrem nos cristais de maior tamanho. Quando próximo ao contato entre as bandas félsica e máfica, sua granulometria passa a fina e tende a formar uma petrotrama com os cristais de biotita e hornblenda. Sua composição, estimada pelo método Michel-Levy, varia entre An35 e An42. O quartzo ocorre praticamente confinado às bandas félsicas. Tem granulometria média, com grãos variando entre 1 e 2 mm, é xenoblástico, límpido, de contornos serrilhados ou do tipo côncavo/convexo. A biotita tem hábito tabular, cor marrom, forte pleocroísmo, com “birds eyes” característico. Associa-se intimamente aos grãos de hornblenda. Pode conter finas inclusões de quartzo. Formação de aglomerados com titanita e minerais opacos é feição extremamente comum (Figura 3.7).

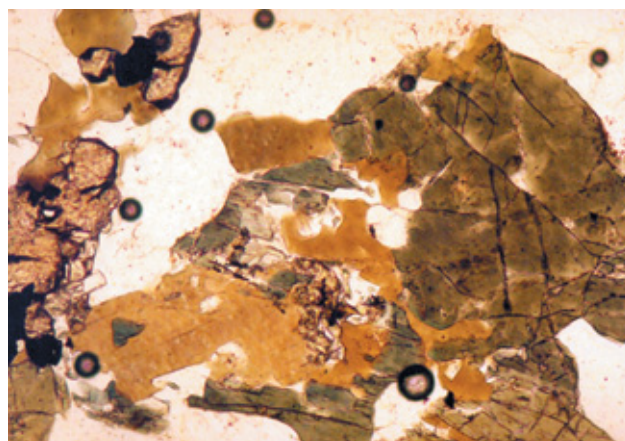


Figura 3.7 – Aglomerados máficos (biotita, hornblenda, titanita e mineral opaco) é uma característica feição textural. Polarizadores Paralelos (20x) (Hbl = Hornblenda; Bio = Biotita; Opc = Mineral Opaco; Ttn = Titanita)

A hornblenda tem cor verde oliva intensa, é fortemente pleocróica em cristais de granulometria média variando entre 1 e 2 mm. Contém inclusões de titanita e de minerais opacos, podendo participar da formação de aglomerados com estes minerais e mais a biotita. A titanita ocorre sempre nas bandas máficas, como cristais xenoblásticos de alto relevo, cor de bronze e granulometria fina (0,5 a 0,7 mm), que bordejam grãos de biotita. Associa-se comumente aos minerais opacos, podendo crescer em suas bordas ou até eventualmente englobá-los por completo. Os minerais opacos são xenoblásticos de granulometria fina (0,4 a 0,6 mm), demonstrando grande afinidade com a titanita e a biotita, trata-se de uma titano-magnetita. Apatita euédrica, prismática ou hexagonal e zircão de hábito arredondado, ocorrem em pequeno volume dispersos pela matriz da rocha.

Microclina quartzo Gnaiss

Este litotipo é inequigranular, com grãos que variam entre 1 e 3 mm na matriz e apresentando porfiroblastos de até 1,5 cm. Sua textura é granolepidonematoblástica e seus constituintes minerais são: plagioclásio, microclina, quartzo, biotita, minerais opacos, titanita, apatita, zircão (Figura 3.8). A orientação de cristais maiores de feldspato e de biotita impõe à rocha uma foliação não tão marcante como no tipo anteriormente descrito, mas bem definida de qualquer forma. O plagioclásio é abundante. Sua granulometria varia de 1 a 3 mm, tem hábito colunar, com eixo de maior comprimento alinhado à superfície definida pela foliação.

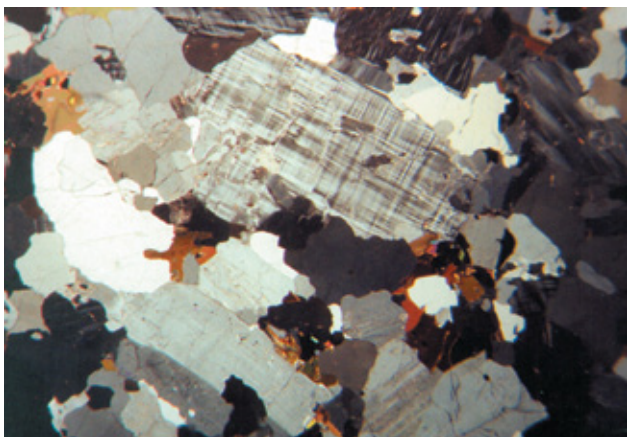


Figura 3.8 – Aspecto geral da textura inequigranular do Microclina-quartzo gnaiss ao microscópio. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

Os grãos maiores, alguns podendo chegar a ter até 7 mm, são poiquiloblásticos podendo mostrarem-se saussuritizados em seus núcleos. É comum a observação do crescimento de um outro plagioclásio, de composição possivelmente mais sódica, nas bordas destes mesmos grãos. Intercrescimento mirmequítico é comum nas regiões de contato com grãos de microclina (Figura 3.9). A composição destes feldspatos foi estimada pelo método Michel-Levy como variando entre An38 e An45.

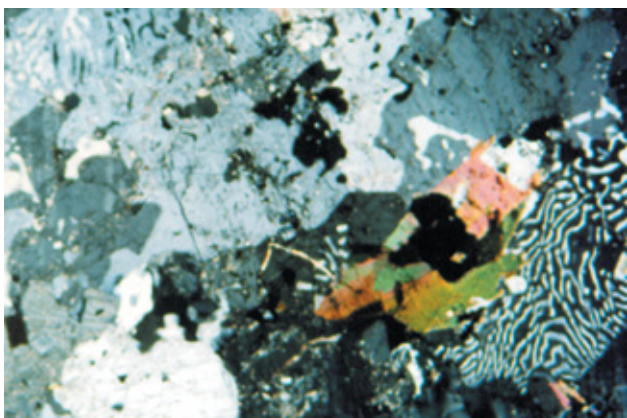


Figura 3.9 – Intercrescimento mirmequítico em microclina-quartzo gnaiss. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita, Myr = Mirmequita)

O quartzo é intersticial, granoblástico, apresentando por vezes padrão poligonal. Tem granulometria média com grãos no intervalo entre 1 a 4 mm com incipiente extinção ondulante. A biotita tem hábito tabular, granulometria variando de fina a média, com grãos no intervalo entre 0,6 e 1,5 mm. Tem cor marrom, é fortemente pleocróica, podendo apresentar-se alterada para clorita a partir de suas clivagens. Seu arranjo planar confere foliação à

rocha. A microclina tem hábito colunar - quadrático, em grãos de granulometria média variando de 1,5 a 3 mm. São grãos poiquiloblásticos geminados por “Tartan” e mais raramente por Carlsbad. Extinção ondulante em alguns grãos foi observada, assim como fraturas, quase que invariavelmente preenchidas por mica branca. Os grãos mais desenvolvidos têm seu eixo C subordinado ao plano da foliação. Eventualmente, cristais de até 5 cm com sombras de pressão são observados, porém seu crescimento está associado a uma fase blástica que não mantém relação direta com a microclina observada na matriz. A titanita ocorre em razoável volume, como cristais que variam de hipidioblásticos (aqueles de granulometria > 1 mm) a xenoblásticos (aqueles com granulometria < 1 mm). Associa-se comumente à biotita e aos minerais opacos, formando pequenos aglomerados. Os minerais opacos (magnetita e titanomagnetita) ocorrem como cristais arredondados de granulometria fina, com grãos variando no intervalo de 0,4 a 0,6 mm. Têm forte relação com a titanita, podendo apresentar-se totalmente englobados por esta. A apatita ocorre em quantidades restritas, como cristais finos de hábito prismático.

Anfibolito

Este litotipo é equigranular, com grãos variando entre 2 e 3 mm, com textura predominantemente lepidonematoblástica. É constituído de hornblenda, plagioclásio, quartzo, biotita e apatita. A hornblenda é fase mineral principal, tem cor verde, hábito tabular, granulometria média, com alguns cristais podendo atingir 5 mm. É fortemente pleocróica, podendo apresentar inclusões de quartzo fino e arredondado; biotita ocorre freqüentemente em suas bordas. O plagioclásio é hipidioblástico, límpido, de hábito colunar, geminado pela Lei da Albita e de composição variando entre An40 e An50. O quartzo é essencialmente intersticial, límpido, com contornos poligonais indicativos de processos de recuperação de grãos. A biotita ocorre em pequeno volume, quase sempre crescendo nas bordas de hornblenda. A apatita é o mineral acessório mais comum, sempre como grãos finos de hábito acicular. Minerais opacos e titanita são muito mais raros.

Quartzo Diorito a Tonalito gnaiss

São rochas equigranulares, caracterizadas por apresentarem textura granolepidoblástica de granulometria média, com grãos variando entre 1 e 3 mm. É constituído de plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, ortoclásio, titanita, minerais opacos, apatita e zircão. O plagioclásio é granoblástico, em

grãos límpidos, geminados pela Lei da Albita e mais raramente por Carlsbad. Pode conter microinclusões de quartzo de hábito arredondado. Pode ocorrer ainda de forma intersticial à biotita, mostrando-se, neste caso, mais rico em inclusões. Ortoclásio, quando presente, ocorre em grãos médios de hábito quadrático, geminados ou não por Carlsbad. O quartzo é granoblástico, límpido em grãos médios e xenoblásticos. Associa-se principalmente ao plagioclásio. A biotita é o mineral máfico mais abundante ocorrendo em grãos de hábito tabular. Sobrecresce às bordas de hornblenda, tem cor castanho e forte pleocroísmo. Em geral forma grumos com a titanita, minerais opacos e com hornblenda. O anfibólio presente é uma hornblenda verde escura de hábito tabular fortemente pleocróica em grãos médios (1-2 mm). Em geral apresenta biotita crescendo em suas bordas e contém inclusões de titanita e quartzo. Substituição por biotita a partir dos planos de clivagem é feição comum. A titanita ocorre em volume significativo, em geral formando grumos com minerais opacos e biotita e mais raramente com hornblenda. São cristais xenoblásticos de tonalidade bronzeada. Os minerais opacos ocorrem sempre em associação com a titanita, estando por vezes totalmente envoltos por um fino halo de titanita. Apatita e zircão ocorrem em pequenos volumes.

Gnaisses Ortoderivados pré-colisionais tardios

Estudos realizados por Silva & Silva (1987), Pires et al. (1989, 1993) demonstram a existência de um conjunto ortoderivado inserido no pacote conhecido como Série Superior. Assim, denominações como Gnaiss Archer (que reúne tipos gnáissicos variados como diferentes volumes de plagioclásio (plagioclásio gnaiss) e microclina (microclina gnaiss) e Gnaiss Facoidal correspondem a tipos de caráter francamente magmático e ao denominado Grupo Pão de Açúcar (Leonardos Jr., 1973).

A deformação para esse conjunto de rochas é entendida como fruto da composição de três fases de deformação dúctil (Pires et al 1986, Silva & Silva, 1987 e Pires et al, 1993). As estruturas foram agrupadas por esses autores em Fases de deformação sin-metamórficas (D1 e D2) e Fases de Deformação pós-auge do metamorfismo (D3 e D4). D1 e D2 resultam de tectônica compressiva de baixo ângulo, originaram a foliação principal S1, que é paralela ao bandamento migmatítico, lineação de estiramento, dobras apertadas a isoclinais, recumbentes a reclinadas, sem, no entanto, desenvolver uma foliação plano-axial. Ocorrem ainda zonas de cisalhamento, com milonitos associados. D3 e D4 são responsáveis pela geração de dobras

Tabela 3.3 - Composição mineralógica média dos gnaisses ortoderivados pré-colisionais do Complexo Rio Negro
O parâmetro n refere-se ao número de amostras consideradas em cada média.

Litotipo	Qtz Diorito Gnaiss (n=15)	Granodiorito Gnaiss (n=14)	Anfibolito (n=9)	Tonalito Gnaiss (n=12)	Plagioclásio Gnaiss (n=16)
Mineral					
Plagioclásio	42	37,7	62,1	41,3	30,2
Quartzo	7	29	12,5	25,4	30,7
Microclina	--	9,8	--	7,1	16,6
Ortoclásio	4,1	3	2,4	2,8	--
Biotita	16,2	10,5	6,6	7,2	16,4
Hornblenda	23,2	3,6	13,4	12,2	3,8
Granada	0,9	1,1	0,7	0,4	--
Titanita	3	2,1	1,1	1,6	1,1
Apatita	0,2	0,3	0,3	0,2	0,2
Zircão	0,8	0,6	0,4	0,4	0,2
Min. opacos	2	2	2,2	0,9	0,6
Min. secund.	0,6	0,2	0,4	0,3	0,2

suaves a abertas, com orientações quase ortogonais, sendo pós-auge do metamorfismo e portanto não geram foliação plano-axial. Zonas de cisalhamento dúcteis, subverticais, com orientação paralela aos planos axiais são observadas (Pires et al, 1993). O metamorfismo principal (M1), estudado no conjunto supracrustal, formou paragêneses representantes do limite entre a fácies anfibolito alto - granulito, sendo o mesmo referenciado como do tipo Abukuma em regime de P-T com valores entre 6000 e 8000C e 4-5 Kb, com gradiente geotérmico de 600C/Km (Leonardos Jr, 1973). Condições de anatexia puderam ser atingidas, implicando na geração de migmatitos de injeção e veios leucossomáticos associados à primeira fase de deformação (D1). Entretanto, o auge do metamorfismo ocorreu ao fim de D1 ou concomitantemente a D2. O estudo das paragêneses permitiu a definição das condições de P-T para o metamorfismo: pressão e temperaturas elevadas em seu início, com posterior diminuição dos valores relativos à pressão com manutenção dos valores relativos à temperatura. Pires et al. (1993) sugerem um caminho P-T-t horário e afirmam que este tipo de caminho para o metamorfismo é bastante comum em áreas colisionais, onde a tectônica de baixo ângulo resulta em espessamento crustal, com conseqüente refusão crustal.

Pires et al (1989, 1993) propõem uma nova nomenclatura para as rochas da Série Superior subdividindo-a em: Gnaiss Archer (equivalente plagioclásio gnaiss de Helmbold et al (1965)) entendido com embasamento ortoderivado da seqüência metassedimentar que lhe segue e que é formada por Leptinito, Kinzigito e Biotita gnaiss. Intrusivo neste conjunto, ocorrem o Gnaiss Facoidal, Tonalito Grajaú; e demais granitos (Utinga, Favela, Rosa e Allanita). O litotipo gnaiss facoidal tem predominância de ocorrência na parte sul da Cidade do Rio de Janeiro no Maciço da Tijuca.

Na zona oeste da Cidade, em área de domínio do Maciço da Pedra Branca o conjunto está melhor representado por plagioclásio gnaiss (Gnaiss Archer) e microclina gnaiss (facoidal / semi facoidal) ocorrentes na vertente leste do Maciço na região de Jacarepaguá (Curicica).

Plagioclásio Gnaiss (Gnaiss Archer)

Este termo corresponde a litotipos que variam, em composição, de quartzo dioritos a granodioritos, portanto, com predomínio de plagioclásio em relação ao alcalifeldspato. São rochas de tons escuros,

polideformadas, migmatizadas, com interdigitações de bandas anfibolíticas (diques/soleiras) (Figura 3.10). Processos de anatexia, ainda que incipientes, são observados e a eles relacionam-se leucossomas de composição granítica aleitados ao longo do plano da foliação (Figura 3.11), bem como venulações aplíticas que cortam discordantemente a foliação gnáissica. Apresenta ampla variação textural, desde tipos bandados até semi-facoidais. Este litotipo pode ser observado na região de Curicica, Jacarepaguá.



Figura 3.10 – Asepecto geral em afloramento do Plagioclásio gnaiss (Gnaiss Archer). Morro do Quitite, Jacarepaguá.



Figur 3.11 – Leucossomas graníticos (Granito tipo Utinga), interdigitado ao Plagioclásio-gnaiss (Gnaiss Archer). Praia da Joatinga, São Conrado.

Microclina Gnaise (Gnaise Archer)

Sob este termo estão reunidos litotipos de composições que variam de granodiorito a termos graníticos, portanto, onde o feldspato potássico e o plagioclásio ocorrem em proporções similares ou apresentando predomínio do K-feldspato. Trata-se de rocha bandada, de cor cinza claro, com deformação um pouco menos intensa (Figura 3.12). Apresenta texturas variadas, desde tipos equigranulares até tipos facoidais passando por tipos lamelares. A presença de porfiroclastos de microclina é a feição mais de campo de maior destaque nesta rocha (Figura 3.13). Trata-se de litotipo de origem ígnea, onde veios pegmatíticos, subparalelos à foliação, ricos em microclina e quartzo, entrecortam todo o conjunto. Eventualmente, esparsos grãos de granada podem ser observados.



Figura 3.12 – Asepto geral em afloramento do Microclina gnaise (Gnaise Archer). Encosta da Pedra da Gávea, São Conrado.



Figura 3.13 – Porfiroblastos de microclina de variados tamanhos em microclina gnaise (Gnaise Archer). Estrada do Soberbo, Alto da Boavista.

Características Petrográficas

A paragênese mais comum do Plagioclásio gnaise (Gnaise Archer) é dada por: plagioclásio

+ quartzo + biotita + ortocláio e/ou microclina (Figura 3.14). Trata-se de rocha inequigranular, com textura fortemente bandada, onde duas bandas são individualizadas: uma félsica (dominante em volume) e outra máfica. Este bandamento é definido pela presença de cristais de hábito tabular/lamelar de biotita, correspondente à banda máfica, que apresentam-se interestratificados a um conjunto formado por plagioclásio e quartzo e eventual ortoclásio, que caracteriza a banda félsica. A textura geral é granoblástica, mas a presença de grãos de plagioclásio de granulometria grossa pode caracterizar tipos porfiroblásticos (Figura 3.15). A composição mineralógica é dada pela presença de plagioclásio, quartzo, biotita, ortoclásio, apatita, zircão e minerais secundários produtos de alteração hidrotermal. Banda félsica é formada por plagioclásio e quartzo, com algum ortoclásio. O plagioclásio tem granulação média, hábito variando de colunar a quadrático, geminado pela Lei da Albita, mas também pela Lei da Periclina, apresentando gêmeos espaçados (Figura 3.16), podendo por vezes mostrar-se fortemente saussuritizados. O quartzo ocorre em grãos médios, é límpido, com hábito subarredondado, com extinção ondulante, podendo apresentar-se em cristais alongados e recuperados quando associados a zonas cisalhadas. O ortoclásio ocorre em pequeno volume em grãos médios de hábito quadrático, não geminados, alterados para mica branca. Internamente à banda félsica ocorrem finas lâminas de material cataclástico sempre associados a pequenos cisalhamentos que são conspícuos à esse litotipo. Nestes casos, o conjunto é formado por quartzo em grãos cataclásados embebidos em uma matriz predominantemente carbonática.

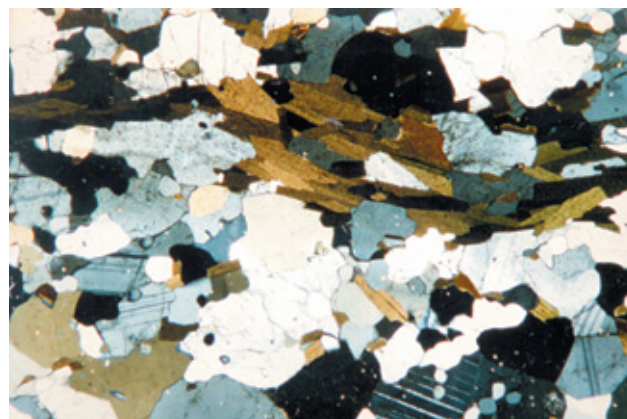


Figura 3.14 – Textura inequigranular bandada em Plagioclásio gnaise (Gnaise Archer). Polarizadores cruzados, (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

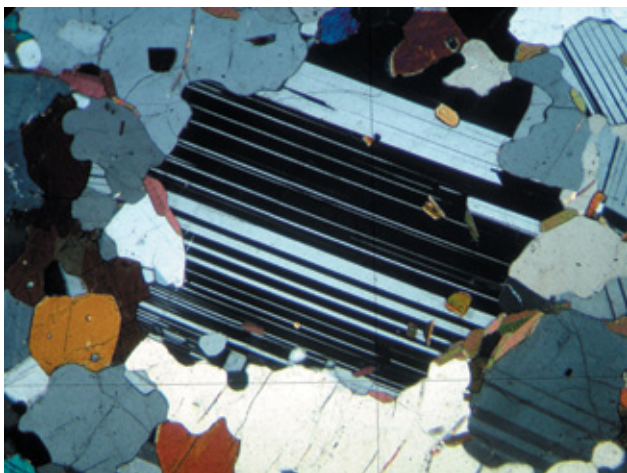


Figura 3.15 – Textura granoblástica definida pela presença de grãos grossos de plagioclásio em Plagioclásio gnaiss (Gnaiss Archer). Polarizadores Cruzados, (20x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

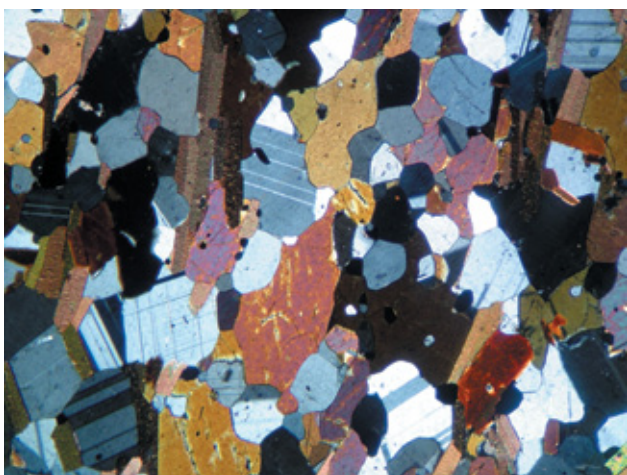


Figura 3.16 – Grãos de plagioclásio de composições intermediárias com diferentes padrões de geminação (variação no espaçamento entre os gêmeos). Plagioclásio gnaiss (Gnaiss Archer). Polarizadores Cruzados, (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

Na interface entre as zonas catacladas e a banda félsica propriamente dita, são observados grãos de plagioclásio e de quartzo “quebrados” e invadidos por fluido hidrotermal, ação esta provocada pelo cisalhamento. Comumente os grãos de quartzo mostram textura cominuída, contatos triplos e textura poligonizada, indicativa de processos de recuperação de grãos. A banda máfica é restrita em volume e biotita é o mineral amplamente dominante. São grãos de granulometria média, de hábito tabular a lamelar, de cor marrom, ocorrendo alinhados ao plano da foliação (Figura 3.17). Minerais opacos, apatita e zircão ocorrem de maneira esparsa nos limites da banda máfica. Porfiroclastos de plagioclásio são relativamente comuns, com granulação grossa, alinhados ao longo do plano da foliação. São grãos xenoblásticos de

hábito alongado (prismático), rico em inclusões de plagioclásio de geração precoce e quartzo. Os limites dos grãos mostram uma série de inclusões parciais de vários minerais, mostrando claramente o caráter blástico para o crescimento deste mineral. Quartzo também pode ocorrer como porfiroblastos. São grãos grossos, xenoblásticos, ameboidais, com contatos interdigitados. Quando em contato com plagioclásio e ortoclásio é comum a presença de intercrescimento mirmequítico. No geral, são tipos que variam, em termos composicionais, de quartzo dioritos a tonalitos, com raros tipos granodioritos.

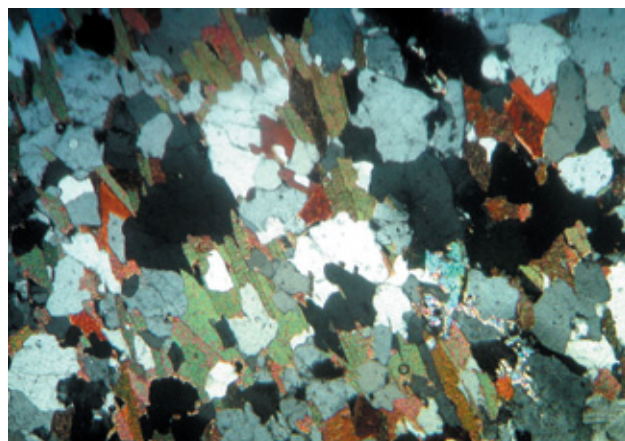


Figura 3.17 – Alinhamento dos grãos de biotita segundo o plano da foliação principal em Plagioclásio gnaiss (Gnaiss Archer). Polarizadores Cruzados, (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita; Opc = Mineral Opaco)

A paragênese mais comum do Microclina gnaiss (Gnaiss Archer) é dada por microclina + quartzo + plagioclásio + biotita. Sua composição mineralógica é complementada pela presença de apatita, zircão, titanita e rara granada. É uma rocha inequigranular, porfiroblástica, onde grãos grossos de microclina são realçados em uma matriz formada por quartzo, plagioclásio, microclina e biotita (Figura 3.18). Na matriz, a microclina ocorre em grãos quadráticos, hipidioblásticos, geminados por Tartan, mostrando-se pobres em inclusões (Figura 3.19). No limite dos grãos pode apresentar interdigitação com quartzo. O plagioclásio é subordinado em volume à presença da microclina. Ocorre em grãos médios, em geral límpidos, geminados pela Lei da Albita. Alguns grãos podem apresentar núcleos saussuritizados (Figura 3.20). Neste caso a geminação torna-se difusa. No contato entre grãos de plagioclásio e microclina tem-se formação de intercrescimento mirmequítico. O quartzo é intersticial, ocorre em grãos médios de hábito ameboidal, ou sob forma de bastonetes ou de gotas quando incluso em grãos de microclina. A biotita é rara, ocorrendo em grãos finos a médios, tabulares de cor marrom avermelhada. Apatita

e zircão são fases comuns em grãos euédricos e subarredondados, respectivamente e granada, do tipo almandina, ocorre eventualmente, principalmente nas regiões de contato deste litotipo com o biotita-plagioclásio gnaiss.

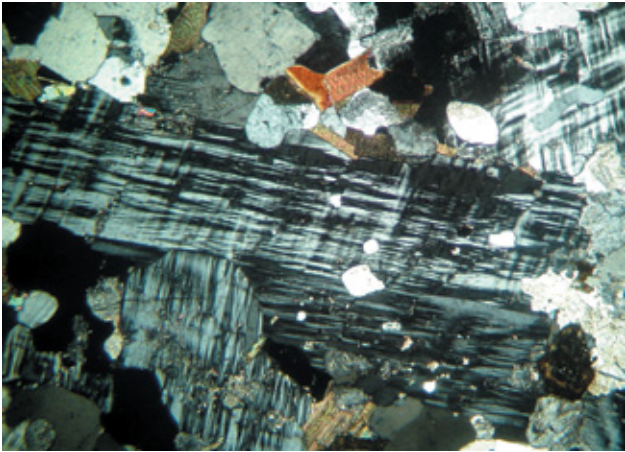


Figura 3.18 – Textura porfiroblástica denotada pela presença de porfiroblastos de microclina em Microclina gnaiss (Gnaiss Archer). Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita; Opc = Mineral Opaco; Aln = Allanita)

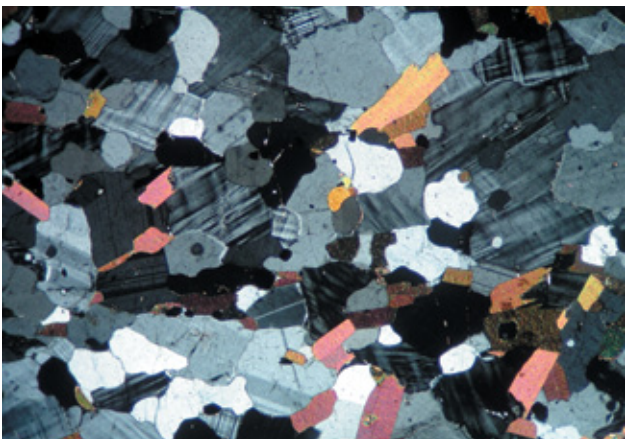


Figura 3.19 – Matriz caracterizada pela presença de grãos quadráticos médios de microclina em Microclina gnaiss (Gnaiss Archer). Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

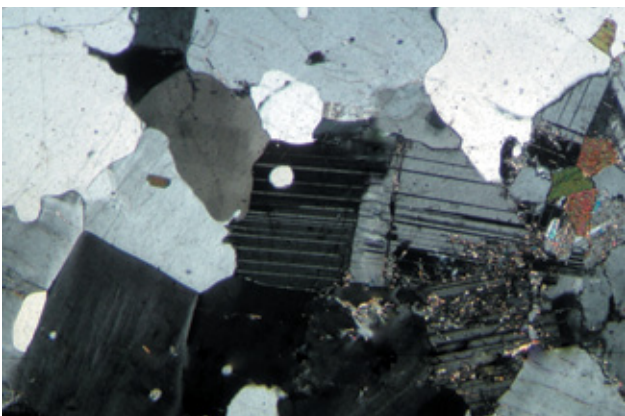


Figura 3.20 – Grãos de plagioclásio saussuritizados na matriz do Microclina gnaiss (Gnaiss Archer). Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = plagioclásio; Clt = Clorita)

Complexo Rio Negro, Unidade Bingen – NP3γ1rnb

A Unidade Bingen ocorre apenas na porção centro norte da folha, disposta em uma faixa NNE que se estende desde Xerém até Bingen, distrito de Petrópolis em meio aos migmatitos heterogêneos do Complexo Rio Negro.

Esta unidade foi definida por Penha et al. (1979, 1980) para designar gnaisses graníticos mais homogêneos, em contraste com a Unidade Santo Aleixo, representada por migmatitos heterogêneos freqüentemente bandados, com quem faz contatos gradacionais. Um dos afloramentos mais representativos e acessíveis é a Pedreira Bingen, à margem da BR-040.

A Unidade Bingen é tipicamente representada por biotita-gnaisses graníticos bastante homogêneos, de cor clara, granulometria média a grossa e gnaissificação moderada a ausente, com núcleos de aspecto tipicamente ígneo (Figura 3.21). Sua textura equigranular grada freqüentemente para termos glomeroporfíricos.



Fig. 3.21 – Ponto BG-25, típico afloramento da unidade Bingen

Em alguns pontos podem ser observadas estruturas nebulíticas e “schlieren”, além de restitos básicos e migmatíticos, do Complexo Rio Negro indiviso, parcialmente assimilados (Penha et al., 1980). É observada ainda integrando esta unidade, um gnaiss porfiroblástico, com blastos de microclina de até 5 cm, muito semelhante, em afloramento, ao gnaiss facoidal, extensamente observado na cidade do Rio de Janeiro.

Esta unidade é cortada pelo Granito Suruí, além de diversas gerações de pegmatitos, diques de diabásio e diques dos granitos Andorinha (Junho, 1995) e Leucogranito (granito cortando em ‘faca’ de Rosier, 1957), este último podendo ser muito bem observado no emboque sul do Túnel do Papagaio na estrada de descida Petrópolis - Rio de Janeiro (BR-040).

Aspectos petrográficos

Variedades menos foliadas do biotita-gnaiss granítico apresentam textura granoblástica de grão médio, essencialmente composta por quartzo, feldspato potássico microclíneo, plagioclásio cálcico (oligoclásio-andesina) e biotita parda (Figura 3.22). Dentro dos cristais de microclina podem ser observadas inclusões de plagioclásio, gotas de quartzo e opacos. Como minerais acessórios, são encontrados apatita, titanita, opacos, zircão e allanita.

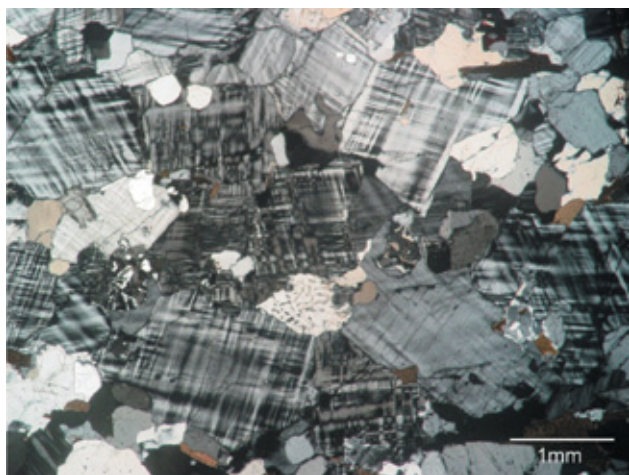


Fig. 3.22 – Lâmina BG-17a (polarizadores cruzados) do biotita gnaiss da Unidade Bingen (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Bio = Biotita)

Complexo Rio Negro, Suíte Canaã - NP λ c

Nas proximidades de Xerém, ao pé da Serra (Vila Canaã), ocorre um complexo alcalino de aspecto migmatítico, formado por gnaisses sieníticos e litchfieldíticos, com nefelina e sodalita, com enclaves de rochas básicas. Descrito por Helmbold (1975), foi primeiramente considerado precambriano por sua estrutura migmatítica e foliada. O espectro composicional inclui traquito, fenito, nefelina sienito (Figura 3.23), litchfieldito e monzonito.

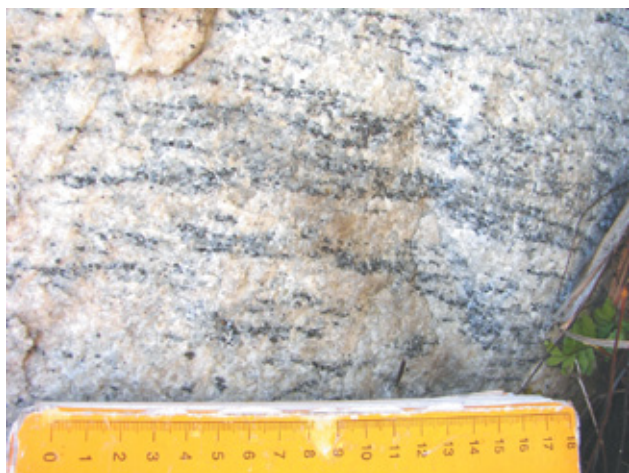


Figura 3.23 – Sienito da Suíte Canaã, à margem da rodovia BR-040, altura de Xerém

3.2.3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DE ORTOGNAISSES SIN A PÓS-COLISIONAIS NEO-PROTEROZÓICOS

Suíte Rio de Janeiro - NP3 γ 2rj

Seu litotipo mais representativo é um ortognaiss grosso bem foliado tradicionalmente denominado de gnaiss facoidal, por tratar-se de caracterizado por sua estrutura oftálmica (augen) dada por megacristais de microclina com formas amendoadas (3 a 5 cm) em matriz granítica rica em biotita. Conforme a composição da encaixante, pode conter teores expressivos de granada e hornblenda. Os minerais acessórios incluem biotita, zircão, apatita, magnetita e ilmenita.

Em zonas menos deformadas os megacristais apresentam-se idiomórficos (retangulares), geralmente bem orientados por fluxo magmático (Figura 3.24). Conforme a deformação dúctil aumenta, os megacristais tornam-se progressivamente amendoados (Figura 3.25) e em zonas miloníticas transformam-se em porfiroclastos isolados e em finas lentes.



Figura 3.24 – Augen gnaiss (o Gnaiss Facoidal) da Suíte Rio de Janeiro, em paredão na Estrada do Cristo Redentor



Figura 3.25 – Augen gnaiss (o Gnaiss Facoidal) da Suíte Rio de Janeiro, na Pedra do Arpoador, Ipanema

A Suíte Pão de Açúcar é interpretada como de posicionamento hierárquico sin-colisional, com sinais de deformação cristal-plástica, em que a foliação deformacional, que transforma os tabletes de feldspato em olhos, sobrepõe-se a uma foliação de fluxo magmático já desenvolvida no contexto de encurtamento por cisalhamento de baixo ângulo.

Diversas datações U-Pb foram realizadas em afloramentos representativos desta unidade, tanto no Rio de Janeiro, como em Niterói. Nesta última localidade em zona bem central do batólito, foi obtida uma idade de 578 ± 19 Ma em zircão pelo método LA-ICPMS (Heilbron & Machado, 2003).

Idades U-Pb mais jovens para esta unidade, pelo método SHRIMP, foram reportadas por Silva et al. (2003): no morro do Pão de Açúcar obteve-se uma idade de 559 ± 4 Ma, ao passo que no morro do Corcovado a idade obtida foi de 560 ± 7 Ma.

Suíte Cordeiro - NP3y2co

Sob a denominação de Suíte Cordeiro reúne-se um conjunto de ortognaisses que apresentam em comum sua origem anatética concomitante à deformação principal de baixo ângulo de mergulho, compreendendo leucogranitos foliados aluminosos bem foliados, com ocorrência também nas folhas Nova Friburgo, Santo Antônio de Pádua e São Fidélis.

No âmbito da Folha Baía de Guanabara, esta unidade vem sendo informalmente referida na literatura como “Gnaiss Leptinitico” ou “Leptinito” (Lamego, 1945; Silva et al., 1991, por exemplo). Sua área de ocorrência restringe-se à Serra da Carioca, constituindo escarpas nuas e áreas florestadas dos bairros do Horto, Jardim Botânico, Botafogo, Laranjeiras, Catete, Glória e Santa Tereza. Dentre os afloramentos mais significativos e acessíveis desta unidade, destaca-se o corte do Morro Azul por onde passa a Rua Pinheiro Machado, em Botafogo.

Trata-se de um gnaiss quartzo-feldspático de cor branca ou cinza claro, a depender do teor de biotita, com cristais isolados de granada em quantidades variáveis (Figura 3.26). Sua mineralogia é essencialmente formada por quartzo, K-feldspato, plagioclásio, granada e biotita. Acessoriamente, apatita, muscovita, zircão, ilmenita e magnetita são freqüentes.

À primeira vista a rocha apresenta-se com aspecto maciço, embora foliado, mas observa-se um sutil bandamento composicional decimétrico a métrico dado por variação no teor de biotita. Esta característica, junto com contatos transicionais com os gnaisses kinzigíticos do Grupo São Fidélis, levaram

Silva et al. (1991), dentre outros autores, a interpretar a unidade como derivada do metamorfismo de sedimentos arcossianos (Silva et al., 1991).



Figura 3.26 – Aspecto típico do granada-leucognaisse (“Leptinito”) da Suíte Cordeiro, em afloramento da Estrada do Corcovado

Suíte Serra dos Órgãos - NP3y3so

Originalmente, a denominação “Suíte Intrusiva Serra dos Órgãos” foi proposta por Rosier (1965), para incluir tanto os ortognaisses do Arco Mágmatco Rio Negro, como os granitos e granodioritos mais homogêneos nele intrusivo, e que compõem o Batólito Serra dos Órgãos.

Adota-se aqui a denominação Complexo Serra dos Órgãos de modo restrito aos ortognaisses graníticos a granodioríticos foliados a biotita e hornblenda relativamente homogêneos (o Batólito Serra dos Órgãos, de Tupinambá, 1999; Tupinambá et al., 2000), sem a inclusão das rochas atribuídas ao Complexo Rio Negro e dos leucogranitos sin-colisionais posteriores.

Determinações geocronológicas de zircões por U-Pb incluem a idade de 569 ± 6 Ma, obtida por SHRIMP a norte da Folha Baía da Guanabara, em Pedro do Rio (Silva et al., 2003), e de 559 ± 4 Ma obtida pelo método convencional (TIMS) em região próxima (Tupinambá, 1999).

Na Folha Baía de Guanabara, as rochas da Suíte Serra dos Órgãos afloram preferencialmente na parte setentrional da folha, porém estendendo-se à Baixada Fluminense, especialmente na área de Xerém para oeste, nas adjacências da Serra do Tinguá.

A suíte inclui granodioritos e granitos com biotita e/ou hornblenda, de granulação grossa, cor branca a cinza claro, e estrutura equigranular a levemente porfirítica, geralmente pouco foliada.

Não raro apresenta-se como um L-tectonito, isto é, apresentando apenas lineação mineral desenvolvida, com pouca ou nenhuma foliação (Figura 3.27).



Figura 3.27 – Ortognaisse da Suíte Serra dos Órgãos em Xerém

Suíte Rosilha - E1y4ro

A Suíte Rosilha é uma unidade litoestratigráfica descrita originalmente por Esteves (2004) como um conjunto de rochas granitóides de variação composicional expandida, aqui subdividida com base no reconhecimento de suas características mineralógicas, texturais e estruturais, aliadas às suas relações de contato com as rochas encaixantes (gnaisses ortoderivados) descritas anteriormente. Com base nestas premissas, foram reconhecidos na Suíte Rosilha os seguintes litotipos, segundo sua cronologia estratigráfica: o Diorito Sulacap, o Tonalito Tachas e o Granodiorito Rosilha.

Estas rochas devem ser entendidas como formadas pelo agrupamento de litotipos que variam, em termos composicionais, desde dioritos (gabros) até granodioritos (granitos), sendo que os tipos tonalíticos/granodioríticos predominam largamente em volume. O conjunto apresenta grau de deformação variado, incluindo termos pouco ou nada deformados até aqueles com deformação evidente, e são entendidos como pertencentes a um evento magmático sin a tardi auge do metamorfismo M2, e concomitante ou algo posterior ao estabelecimento das estruturas D3 (zonas de cisalhamento). Trata-se de um evento mais antigo do que aquele que gerou os magmas correlatos aos das suítes Pedra Branca e Favela/Andorinha, sem no entanto haver até o momento idades isotópicas. A presença de xenólitos destas rochas no granito Pedra Branca, entretanto, confirma a sua posição estratigráfica relativa.

Dioritos e Quartzo Dioritos (Diorito Sulacap)

O Diorito Sulacap apresenta restrita distribuição areal. São litotipos mesocráticos de cor preta a cinza escuro, textura glomeroporfírica e composições que variam dioríticas a gabro-monozodioríticas. É melhor observado em afloramentos no flanco norte da Serra do Engenho Velho (Pedreira Embrasa), sob a forma de um corpo tabular com cerca de 40 metros de largura, e de “plugs”, entrecortado por veios félsicos aplíticos. Apresenta ampla variação textural (Figura 3.28) e ocorre intrudindo os gnaisses ortoderivados ali representados, por biotita gnaisses (quartzo diorito gnaisses) e pelos gnaisses semifacoidais à plagioclásio e microclina. Seus contatos com estes litotipos são claramente intrusivos e bem definidos. Apresenta foliação na zona de contato e isotropia nas porções mais internas do corpo. O exame megascópio permite caracterizar a predominância de biotita e de plagioclásio como as fases minerais principais. Pode ser observado também na região do Vale do Camorim e flanco sul da Serra da Rosilha, sob a forma de enclaves centimétricos a métricos, fusiformes a subarredondados, no interior do Granodiorito Rosilha.



Figura 3.28 – Blocos e matações a meia encosta correspondem ao principal modo de ocorrência do Diorito Sulacap. Morro da Igreja, Jardim Sulacap

Aspectos petrográficos

Tratam-se de rochas holocristalinas, equigranulares, de granulometria média (2 a 3 mm) com textura variando de intergranular a tipicamente lepidoblástica, esta última bem marcada pela orientação de cristais planares de biotita e anfibólio e associada às regiões de borda dos corpos intrusivos. Caráter granoblástico pode ser observado sendo denotado pela presença de grumos máficos ou de porfiroclastos de plagioclásio. São constituídos de

biotita, hornblenda, plagioclásio, titanita, apatita, quartzo e raros minerais opacos. A biotita é abundante, em grãos tabulares, com granulometria variando de fina a média. Tem cor marrom (parda), é fortemente pleocróica, com rara extinção ondulante. Cristais finos de biotita formam uma trama que envolve grãos de anfibólio e plagioclásio. Alguns grãos de biotita têm bordas bastante complexas, com presença de textura do tipo seriada formada junto à grãos de quartzo. O anfibólio é também abundante. São grãos de hábito colunar ricos em inclusões de apatita e titanita. São grãos de cor verde oliva intensa, fortemente pleocróicos. Sua cor de interferência é de segunda ordem, em tons de rosa e roxo. Essas características sugerem tratar-se de uma ferrohastingsita. O plagioclásio tem hábito quadrático, ocorrendo disperso pela matriz. Ocorre sob duas formas distintas: geminado pela lei da Albita, em grãos límpidos; e em cristais sem geminação, fortemente saussuritizados. Pequenos aglomerados de plagioclásio são isolados pela trama de cristais de biotita e hornblenda. A composição foi estimada, utilizando-se o método Michel-Levy, como variando entre An40 e An55. Cristais deformados (quebrados) ou com extinção ondulante estão presentes em algumas das amostras estudadas. O quartzo é raro, em grãos finos dispersos pela matriz, ou como finas inclusões em anfibólio. Ocorre como pequenas “fitas” entre as placas de biotita e também preenchendo

espaços formados pelo embricamento de vários grãos de biotita. Seu volume é bastante restrito, podendo, entretanto, chegar eventualmente a 10% nos tipos quartzo-dioríticos. A apatita é euédrica a subédrica, com hábito hexagonal e prismático. Titanita é rara, ocorrendo como cristais euédricos a subédricos com hábito cuneiforme em seção losangular. Os minerais opacos são extremamente incomuns. Composicionalmente variam de quartzo dioritos a dioritos. (Tabela 3.4).

Tonalito Tachas

O conjunto correspondente ao denominado Tonalito Tachas apresenta litotipos que variam composicionalmente entre tonalitos e granodioritos. A área de ocorrência, bem como seu volume, são consideráveis. Ocorrem em dois segmentos dentro do Maciço Granítico. O primeiro segmento está definido ao longo de uma faixa que se estende desde a região da Ilha de Guaratiba (flanco oeste do Maciço da Pedra Branca), até a área do Pico da Pedra Branca, na parte central do Maciço. O exame megascópico permite identificar plagioclásio, quartzo, anfibólio, biotita e K-feldspato (raro). É uma rocha de cor cinza, leuco a mesocrática com textura glomeroporfirítica típica. Sua granulação varia de média a grossa (2 a 5 mm), com matriz formada por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda (raro ortoclásio).

Tabela 3.4 - Composição média e classificação petrográfica para os litotipos da Suite Rosilha
O parâmetro n refere-se ao número de amostras consideradas em cada média

Mineral	Litotipo Gabros / Quartzo Gabros (n=6)	Diorito Sulacap (n=9)	Quartzo Diorito (n=12)	Tonalito Tachas (n=26)	Granito/Granodiorito Rosilha (n=22)
Plagioclásio	53,1	37	34,2	40,2	23,5
Quartzo	3,3	3,6	8,8	28,1	25,3
Microclina	---	0,8	2,1	2,8	37,3
Ortoclásio	0,4	1	0,5	2,1	1,7
Biotita	7,5	31,9	23,4	11,2	8,9
Hornblenda	29,4	20,6	23,8	10,7	---
Piroxênio	3,1	---	---	---	---
Titanita	0,3	0,7	2,1	1,3	0,3
Apatita	0,5	0,9	0,5	1	0,2
Zircão	0,1	0,4	0,6	0,3	0,1
Min. opacos	1,3	1,2	2,1	1,2	1,1
Min. secund.	1	1,9	1,9	1,1	1,4

Grãos de plagioclásio pouco mais desenvolvidos são realçados em relação a esta matriz. Apresenta petrotrama isotrópica nas porções mais internas dos corpos e uma débil foliação denotada pelo arranjo planar dos minerais máficos presentes (biotita e hornblenda), orientados segundo uma direção preferencial de fluxo magmático nas suas porções de borda inequigranular. Suas melhores exposições são observadas na parte sul do Maciço da Pedra Branca, compondo parcialmente o flanco sul da Serra do Nogueira e Camorim, onde ocorre sob a forma de um corpo alongado, aproximadamente tabular, intrudindo gnaisses ortoderivados (quartzo diorito gnaiss). No entanto, excelentes exposições em afloramentos de pequenas dimensões, podem ser observadas no vale do areal nas proximidades da Pedreira Tamoio e na Serra do Engenho Velho (Pedreira Embrasa). Não raras vezes é também observado sob a forma de enclaves epixenolíticos no interior de corpos mais possantes do Granito Pedra Branca. Sua composição mineral essencial observada à vista desarmada é dada por plagioclásio, hornblenda, quartzo, biotita e ortoclásio em volumes subordinados. O metamorfismo é ausente ou se apresenta apenas em uma fase retrógrada. Os melhores afloramentos ocorrem alinhados ao longo de direções correspondentes aos cisalhamentos relativos à D3. Um segundo e importante segmento deste conjunto de rochas ocorre na região sul/sudoeste do Maciço da Pedra Branca na porção definida entre as praias da Macumba e Grumari em área adjacente à Folha ora estudada. Nesta região feições migmatíticas importantes definem seus contatos inferiores com os gnaisses ortoderivados, bem como seu contato superior com o granito Pedra Branca. Outras ocorrências de menor volume ocorrem nas regiões do Pau da Fome, Rosilha e Rio da Prata de Campo Grande.

A ocorrência mais comum se dá sob forma de grandes lajedos (Figura 3.29) ou em grandes quantidades de blocos “in situ” ou pouco movimentados de variados volumes. São rochas de cor cinza em tons escuros, que apresentam-se foliadas ao longo das zonas de contato, seja com o Granito Pedra Branca (Figura 3.30), mais jovem, ou com os ortognaisses, mais antigos (Figura 3.31). Essas zonas foliadas gradam para zonas de variados graus de isotropia nas partes mais internas dos corpos. Contatos bruscos, claramente intrusivos, onde os tonalitos são sempre cortados pelo granito Pedra Branca (Figura 3.32), podem ser também observados em várias regiões (Pontal de Barra de Guaratiba, Morro dos Caboclos, Estrada das Tachas).



Figura 3.29 – Lajedos, blocos e matações a meia encosta correspondem também ao principal modo de ocorrência do Tonalito Tachas. Meia encosta na Estrada dos Bandeirantes, Vargem Grande



Figura 3.30 – Zona de contato entre o Tonalito Tachas e o Granito Pedra Branca que lhe sucede estratigraficamente. Estrada das Tachas, Ilha de Guaratiba



Figura 3.31 - Zona de contato entre o Tonalito Tachas e gnaisses pré-colisionais. Estrada Rio de Janeiro, Grumari



Figura 3.32 – Xenólitos de Tonalito Tachas englobados pelo Granito Pedra Branca. Estrada Rio de Janeiro, Grumari.

São rochas que variam de tipos equigranulares a inequigranulares, de granulometria média, variando entre 1,5 mm a 4 mm. Com relativa frequência, megacristais de plagioclásio podem chegar a medir 7 mm (Figura 3.33), caracterizando os tipos inequigranulares. Contatos tríplices entre os grãos de quartzo, alinhamento de feldspatos e de “fitas” de quartzo evidenciam eventuais processos de deformação para essas rochas, relativos ao seu posicionamento (Figura 3.34). Petrograficamente são constituídos de plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, titanita, apatita, ilmenita/magnetita, zircão e microclina, esta em proporções variadas, podendo, entretanto, estar ausente. O plagioclásio está geminado segundo a Lei da Albita mais raramente também por Carlsbad. Por vezes os planos de geminação mostram-se descontínuos, podendo esta feição associar-se a grãos deformados ou a grãos gerados por processos de “sinneusys”. A granulometria varia entre 2 e 3 mm, o hábito é

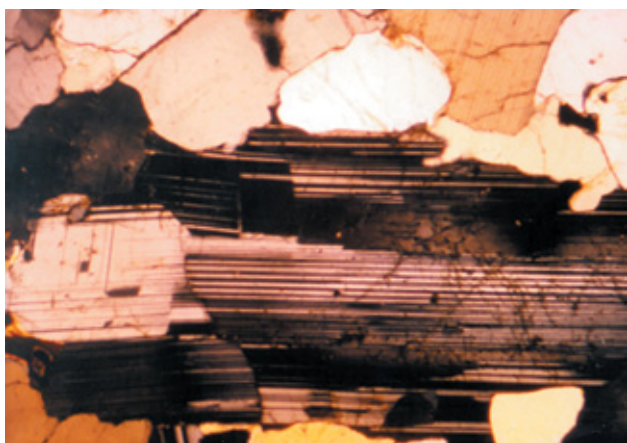


Figura 3.33 – Megacristal de plagioclásio complexo caracterizando uma textura inequigranular para o Tonalito Tachas. Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio)

colunar ou tabular, em grãos subédricos, raramente saussuritizados, que, eventualmente, apresentam-se zonados e com núcleos nublados (Figura 3.35).

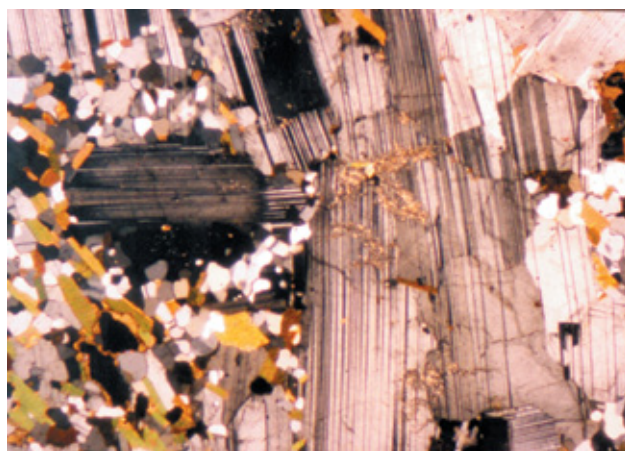


Figura 3.34 – Grãos de quartzo recuperados e grãos de plagioclásio fraturados evidenciando processos de deformação. Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

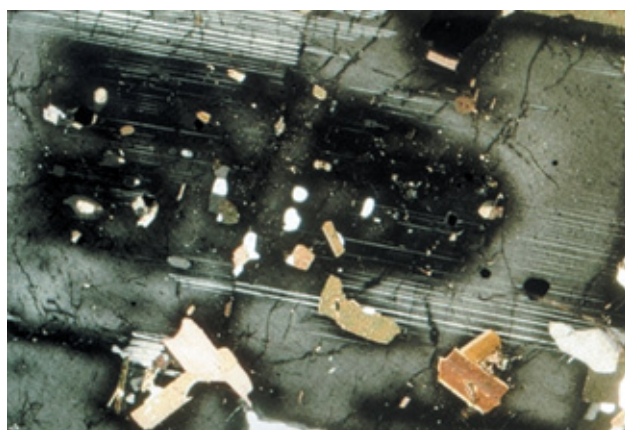


Figura 3.35 – Grão de plagioclásio complexo apresentando zonamento e riqueza em inclusões. Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Plg = plagioclásio; Bio = Biotita)

Os núcleos nublados surgem pela presença de microinclusões de minerais opacos no interior destes núcleos. Essas microinclusões podem, por vezes, mostrar-se perfeitamente alinhadas com a forma do grão hospedeiro. Grãos deste tipo podem apresentar-se sem geminação ou com geminação atenuada. Sua composição foi estimada, pelo método de Michel Levy, variando de An35 a An45. É a fase mineral mais abundante nestas rochas, diminuindo em volume nos raros tipos granodioríticos. No contato com grãos de microclina da matriz, apresentam pequena borda de reação, além de intercrescimento mirmequítico. A microclina pode ou não estar presente neste grupo de rochas. Quando presente, seus grãos são finos (0,7 a 1 mm), subédricos a anédricos,

intersticiais, de hábito quadrático a arredondado com geminação “Tartan” difusa, em grãos límpidos sem inclusões. Ortoclásio pode ocorrer tanto nos tonalitos quanto nos granodioritos. São grãos de hábito quadrático, subédricos de granulação média, cor cinza, não geminados. Ocorre em volumes restritos. O quartzo é intersticial, límpido, anédrico, mostrando padrões de recuperação, realçados pela constante presença de pontos triplos e bandas muito enriquecidas neste mineral. A biotita tem cor marrom escura, ocorrendo em grãos subédricos de hábito planar. É fortemente pleocróica, podendo formar aglomerados em conjunto com outras fases minerais como hornblenda, titanita, apatita e minerais opacos. Quando em contato com grãos de hornblenda é nítida a substituição daquela por esta. A hornblenda é verde clara, pleocróica, anédrica, comumente rica em inclusões de quartzo, apatita e zircão. Feições de desestabilização, com formação de textura simplectítica com o quartzo, são registradas. A titanita é mineral acessório comum a esses tipos. São grãos fino a médios, variando de 0,8 a 1,2 mm, anédricos, que mostram grande interação com os minerais opacos, substituindo-os ou manteando-os. É comum sua presença em aglomerados formados junto com a biotita (Figura 3.36). Os minerais opacos foram identificados como sendo de quatro tipos: ilmenita, magnetita, titano-magnetita e pirita. O par ilmenita/magnetita é o mais freqüente, ocorrendo como grãos subédricos a anédricos, associados preferencialmente aos aglomerados máficos. Feições texturais indicam processo de ex-solução de ilmenita em magnetita. A titano-magnetita é menos freqüente, porém sua caracterização e individualização na matriz não é difícil. Encontram-se invariavelmente circundadas por um filme de titanita.

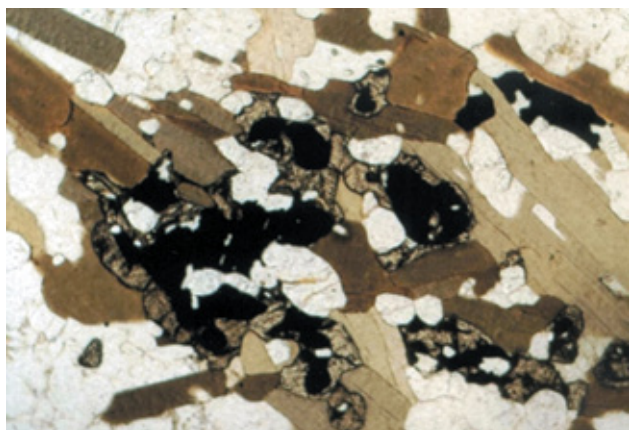


Figura 3.36 – Aglomerados máficos formados por biotita, titanita, mineral opaco e apatita são característicos para esse litotipo. Polarizadores paralelos (40x) (Ttn = Titanita Apt = apatita; Bio = Biotita; Opc = Mineral Opaco)

Finos grãos de hábito quadrático e de alta reflectância e cor amarela puderam ser individualizados, sendo caracterizados como pirita. A apatita é mineral acessório constante. Tem granulometria fina, hábito prismático-acicular, a hexagonal. É comum como inclusão em todas as fases minerais presentes, mas principalmente em hornblenda e plagioclásio. Zircão ocorre como grãos finos, de hábito arredondado, dispersos pela matriz da rocha, mas tendo uma presença mais constante junto aos aglomerados máficos. Composicionalmente variam de tonalitos a granodioritos (Tabela 3.4).

Granito Rosilha

Trata-se de um conjunto predominantemente granítico, mas apresentando variações para tipos granodioríticos. O Granito Rosilha apresenta expressiva distribuição areal na parte sul do Maciço da Pedra Branca. É uma rocha de cor cinza, textura glomeroporfirítica a porfirítica. Apresenta foliação incipiente marcada pela orientação preferencial da biotita entendida como de origem magmática associada ao seu posicionamento. Diferenças texturais foram reconhecidas definindo-se duas facies: glomeroporfirítica, predominante em distribuição areal, e porfirítica, de ocorrência mais restrita, e sistematicamente observada como zona transicional entre a fácies glomeroporfirítica e o granito Pedra Branca que lhe é temporalmente posterior. Enclaves xenolíticos de rochas de composição quartzodiorítica a quartzo-monzodiorítica, representantes do Diorito Sulacp, centimétricos a métricos, elípticos ou subarredondadas e com uma débil foliação de borda denotada pelo alinhamento dos minerais máficos (biotita e/ou hornblenda), podem ser observados em especial associação à fácies glomeroporfirítica. A ocorrência destes enclaves se dá, preferencialmente na porção sul do Maciço, em especial nos flancos sul e nordeste da Pedra da Rosilha. Seus contatos com o Granito Pedra Branca são do tipo gradacionais, desprovidos de feições intrusvas.

A facies glomeroporfirítica é leucocrática, de granulação predominantemente média, porém, com a presença eventual de fenocristais de microclina e/ou ortoclásio de até 5 mm. São rochas compostas por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Allanita é fase acessória típica, sendo observada na escala macroscópica na quase totalidade dos afloramentos. Corresponde a facies de maior expressão areal do Granito Rosilha, distribuindo-se significativamente por boa parte das Serras da Rosilha e Sacarrão (Figura 3.37).



Figura 3.37 – Forma de ocorrência do Granito Rosilha. Morro da Rosilha, Autódromo

A facies porfírica caracteriza-se pela presença marcante de fenocristais de microclina de até 4,0 cm em uma matriz de textura inequigranular-hipidiomórfica de granulação média a grossa (1 a 10 mm). São rochas leucocráticas e essencialmente compostas por microclina, plagioclásio, quartzo, biotita e ortoclásio subordinado. Sua distribuição areal restringe-se a porção leste do Maciço da Pedra Branca, em especial ao flanco leste-nordeste da Pedra da Rosilha. Allanita é fase acessória típica à semelhança da facies glomeroporfírica, contudo, de ocorrência mais restrita (Figura 3.38).

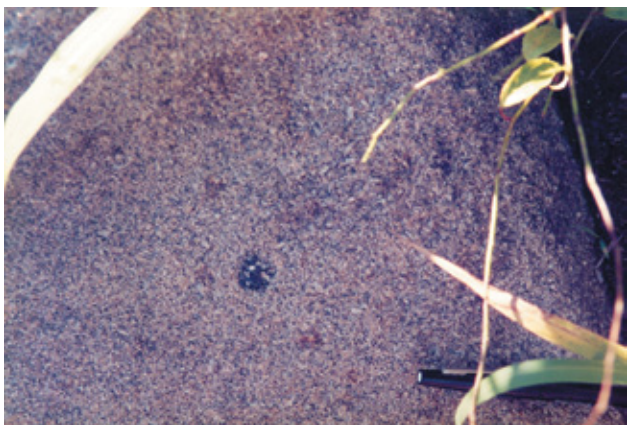


Figura 3.38 – Aspecto em afloramento da fácies porfírica do Granito Rosilha

Ambas as facies apresentam características mineralógicas similares. A diferença se dá apenas no aspecto textural. São rochas holocristalinas, de textura inequigranular-hipidiomórfica de granulação média a grossa (Figura 3.39). Exibe grumos máficos que lhe confere uma textura glomeroporfírica típica (Figura 3.40). Essencialmente composta por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. Como acessórios apresenta minerais opacos, zircão, allanita, apatita e titanita subordinada. Muscovita, saussurita e carbonato são os minerais secundários da rocha.

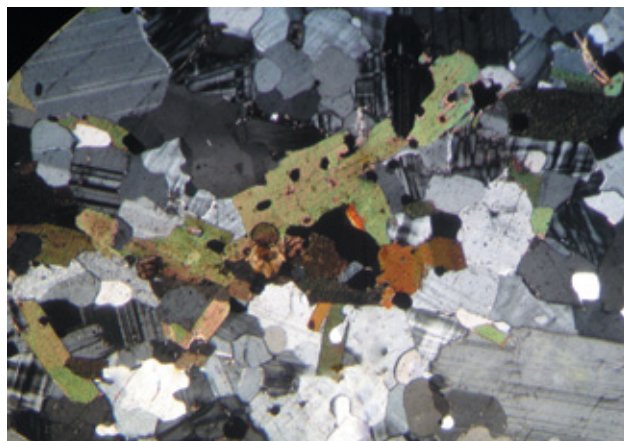


Figura 3.39 – Textura inequigranular do Granito Rosilha. Polarizadores Cruzados (40x) (Mic = Microclina; Plg =

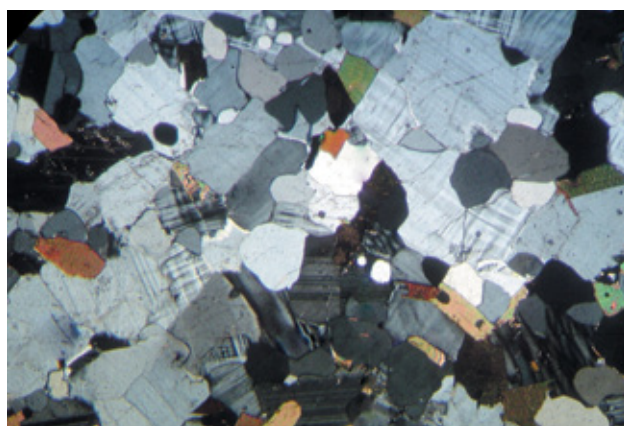


Figura 3.40 – Textura glomeroporfírica do Granito Rosilha. Polarizadores Cruzados (40x)

A microclina ocorre como grãos finos a médios (<1 a 3 mm) de hábito prismático a tabular. Exibe típica geminação “tartan” e menos comumente geminação difusa, possivelmente relacionada a processos de microclinização de grãos de plagioclásio. Grãos de maiores dimensões possuem caráter poiquilítico caracterizados por inclusões de quartzo, biotita, apatita, plagioclásio minerais opacos e zircão. São observadas em alguns grãos maiores dimensões a presença de microfraturas (Figura 3.41).

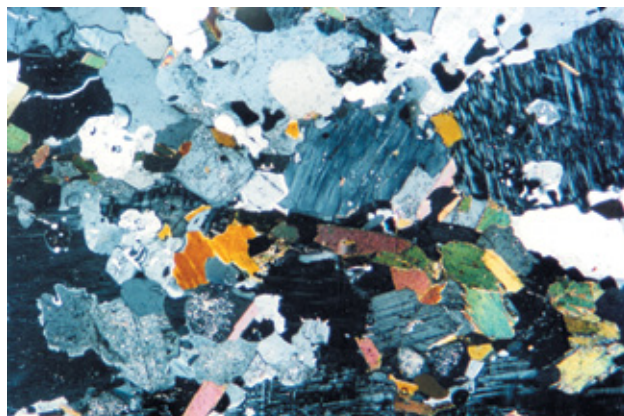


Figura 3.41 – Textura inequigranular relativa à fácies porfírica do Granito Rosilha. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = Quartzo; Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio; Bio = Biotita)

O plagioclásio possui hábito prismático a tabular e apresenta-se com granulação fina a média (<1 a 4 mm). Apresenta geminação regida pela Lei da Albita em grãos límpidos, porém, por vezes, torna-se impossível sua identificação por apresentar superfície “encoberta” por produtos de alteração (saussurita). É poiquilítico incluindo grãos de quartzo, minerais opacos, biotita, titanita, apatita, zircão e eventualmente microclina. Quando inclusos na microclina mostram-se inteiramente muscovitizados.

O quartzo ocorre como grãos finos a médios (<1 a 2 mm), possui hábito prismático a tabular e contornos xeno a hipidiomórficos. Exibem extinção ondulante com frequência. Textura de intercrescimento com o plagioclásio, próximas a grãos de microclina e contatos do tipo “embayment” com estes, são comuns.

A biotita tem granulação fina a média (<1 a 1,5 mm), possui hábito tabular e contornos xeno a hipidiomórficos. Em geral associa-se aos minerais opacos e eventualmente a allanita e zircão, seja bordejando-os ou incluindo-os, o que lhe confere caráter poiquilítico. Forma ainda com os minerais opacos, grumos máficos dispostos na periferia de grãos de microclina e/ou plagioclásio, conferindo a rocha, mesmo que pontualmente, uma textura glomeroporfirítica. Alteração para clorita pode ser observada ao longo de planos de clivagens.

O zircão apresenta-se como grãos finos (<1 mm), de hábito prismático. Sua ocorrência se dá preferencialmente como grãos inclusos em minerais opacos e menos em grãos de microclina, plagioclásio e biotita. Os minerais opacos apresentam-se como grãos finos (<1mm) e hábito tabular a esqueléticos. São observados dispersos pela matriz da rocha ou associados à biotita. A allanita apresenta-se como grãos finos a médios que variam no intervalo (<1 a 2mm). É xenomórfica de hábito tabular e ocorre em íntima associação aos minerais opacos, biotita e apatita onde estão inclusos. É observada apenas pontualmente na matriz da rocha. A apatita apresenta grãos finos (<1mm) de hábito acicular e formas subarredondadas. Frequentemente estão associadas à minerais opacos e eventualmente à biotita formando grumos com estes em algumas porções da rocha. A titanita apresenta-se como grãos finos a médios que variam no intervalo (<1 a 2mm). Possui hábito acicular e são observadas apenas pontualmente na matriz da rocha. A muscovita ocorre como grãos de hábito tabular a acicular, de granulação fina a média, (<1 a 2.5mm). Ocorre como material de preenchimento dos interstícios existentes nos fenocristais de microclina

e/ou plagioclásio. O carbonato apresenta-se com granulação fina (<1mm) e sua ocorrência se dá comumente como material de preenchimento dos interstícios granulares e/ou fraturas existentes nos grãos de plagioclásio e/ou microclina de maiores dimensões. A clorita ocorre ao longo dos planos de clivagem da biotita da qual se originou por alteração. São raras as observações deste mineral nesta fácies.

Suíte Suruí - E2aγ5Su

A denominação Suíte Suruí agrupa granitos intrusivos na Faixa Ribeira, formados no estágio tardi-colisional, portanto caracteristicamente representados por rochas pouco ou não foliadas, do ponto de vista deformacional, porém, frequentemente exibindo conspícua foliação de fluxo magmático.

No âmbito da Folha Baía de Guanabara, os granitos tardi-colisionais da Suíte Suruí são representados pelo Granito Pedra Branca e pelo Granito Suruí propriamente dito, ambos com suas diversas fácies composicionais e texturais.

Suíte Suruí, Granito Pedra Branca - E2aγ5Su-pb

A Unidade Granito Pedra Branca (UGPB) (Porto Jr., 1993) corresponde ao Granito Pedra Branca (Porto Jr. & Valente, 1988). É um litotipo tipicamente de caráter tardi- a pós-colisional, datado em 513 ± 5 Ma, pelo método U-Pb (LA-ICPMS) em zircão (Heilbron & Machado, 2003). Trata-se de um granito porfirítico, rico em megacristais de microclina peritítica que sobressaem em uma matriz de composição monzogranítica (Figura 3.42).



Figura 3.42 – Aspecto geral em afloramento do Granito Pedra Branca. Pedreira EMASA, Bangu

Os megacristsais estão orientados de forma planar e/ou linear com atitudes variadas, conferindo à rocha uma lineação e uma foliação (Figura 3.43) que vêm sendo interpretadas como primárias e originadas por fluxo magmático (Penha, 1984; Penha & Wiedemann, 1984, Porto Jr. & Valente, 1988, Porto Jr, 1994). Xenólitos de todos os tipos de gnaisses ortoderivados e também dos litotipos da Suite Rosilha, podem ser observados associados ao Granito Pedra Branca, principalmente à média-homogênea, amplamente dominante em área de ocorrência. Esses enclaves podem assumir formas elipsoidais (Figura 3.44), estando orientados segundo a direção da estrutura planar normalmente observada. Cabe ressaltar que, mesmo em locais onde não há evidências de grande movimentação, o magma envolvente é capaz de afinar as extremidades dos xenólitos e até mesmo contorcê-los. Tal fato pode ser explicado pelo baixo contraste de viscosidade existente entre o magma e sua encaixante, a qual ele também afeta com transferência de energia térmica e voláteis, gerando, constantemente, estruturas migmatíticas nas proximidades dos contatos. Menos frequentemente, xenólitos com formas angulosas também são observados (Figura 3.45).



Figura 3.43 – Orientação primária de megacristsais de microclina pertítica no Granito Pedra Branca. Pedreira EMASA, Bangü



Figura 3.44 – Xenólitos digeridos ocorrentes na fácies média-homogênea do Granito Pedra Branca. Pedreira EMASA. Bangü.



Figura 3.45 - Xenólitos angulosos de gnaisses pré-colisionais ocorrentes na fácies média-homogênea do Granito Pedra Branca. Praia do Perigoso, Guaratiba

O granito Pedra Branca aflora sob forma de grandes paredões de rocha nua (Pedra do Calembá, Pedra da Rosilha, Morro do Inácio, dentre muitos outros) ou formando extensos campos de matacões pouco ou nada movimentados. Quatro facies são individualizadas: média-homogênea, dominante em termos de área, bandada, pegmatítica e hololeucocrática todas de composição tipicamente granítica (Tabela 3.5). A facies média-homogênea (Porto Jr & Valente, 1988) tem como característica a presença de megacristsais de microclina pertítica, de em média até 2 cm, podendo chegar a 4 cm de tamanho, envolvida por uma matriz de granulometria média, rica em quartzo, plagioclásio e microclina, texturalmente muito homogênea. Áreas tipo desta facies são a pedreira EMASA, no bairro Jabour, Campo Grande, e parte sul da área mapeada no morro do Sandá no flanco norte do MPB, além de toda a extensão da Pedra do Calembá (Vargem Grande) e do morro de Grumari (Recreio dos Bandeirantes). A facies bandada (Porto Jr, 1993) é a segunda em área de ocorrência, mas com difícil individualização em mapas ou perfis em escalas menores que 1:10.000. Isso acontece por que sua individualização se dá a partir do crescimento dos megacristsais de microclina para tamanhos que podem chegar a 7 cm, ficando em média em torno de 5 cm (Figura 3.46). Em função do hábito colunar destes grãos a rocha assume um bandamento característico principalmente quando observado em grandes afloramentos. Este é ainda realçado pela existência de filetes de biotita alinhados segundo os planos determinados pelos megacristsais. Estes filetes podem tratar-se de enclaves microgranulares, ou de enclaves xenolíticos muito assimilados, ou ainda de “schlierens” de biotita fruto de possível segregação e acumulação em função do fluxo magmático (Porto Jr, 1994). Uma das áreas tipo desta facies é a pedreira SINGRA em Pedra de Guaratiba.

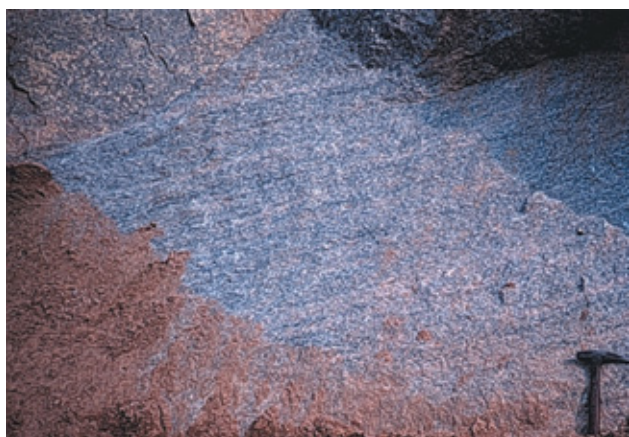


Figura 3.46 – Aspecto em afloramento da fácies bandada (bandamento primário) do Granito Pedra Branca. Pedreira Ibrata, Vargem Grande.

A fácies pegmatítica (Porto Jr & Valente, 1988) só apresenta possibilidade de individualização em perfis de pedreiras. Ocorre sob forma de diques e/ou bolsões pegmatíticos posicionados subconcordantemente às estruturas das rochas encaixantes, ocorrendo, portanto, sempre no contato da intrusão granítica com sua encaixante. São formados quase que exclusivamente de cristais centimétricos de microclina pertítica (pelo menos 75% do volume) em cristais de até 12 cm, mantendo uma média em torno de 6 cm (Figura 3.47).

Quando sob forma de diques, estes cristais podem apresentar-se alinhados segundo a direção do fluxo, porém quando sob forma de bolsões ou “diques sem raiz”, nenhum alinhamento é observado. Neste caso, o que se tem, são aglomerados de grandes volumes de megacristais de microclina pertítica, com uma matriz de granulometria grossa que apresenta quartzo e plagioclásio albitico e rara biotita. Área tipo desta fácies é a Pedreira BANGU.



Figura 3.47 - Aspecto em afloramento da fácies pegmatítica do Granito Pedra Branca. Observar a riqueza em xenólitos apresentada. Pedreira Bangu, Bangu

Tabela 3.5 - Composição modal do Granito Pedra Branca em função de sua faciologia
O parâmetro n refere-se ao número de amostras consideradas em cada média

Fácies	Média - homogênea (n=42)	Bandada (n=21)	Pegmatítica (n=8)	Hololeucocrática (n=13)
Mineral				
Plagioclásio	24	23,4	24,3	24
Quartzo	33,2	28,7	26,5	33,1
Microclina	38,2	40,4	48,5	41,4
Ortoclásio	---	---	---	---
Biotita	3,2	4,4	0,3	0,5
Hornblenda	---	---	---	---
Piroxênio	---	---	---	---
Titanita	0,2	1,2	---	0,3
Apatita	0,2	0,3	---	0,2
Zircão	0,1	0,2	---	0,3
Min. opacos	0,7	0,9	0,4	0,2
Min. secund.	0,2	0,5	---	---

A facies hololeucocrática é, dentre todas, a mais restrita em área e de mais difícil representação em mapa, já que limita-se, em forma de ocorrência, à bandas interestratificadas homogêneas e contrastantes em relação à facies média-homogênea, que em todos os casos observados lhe serve de rocha hospedeira (Figuras 3.48 e 3.49). Sua área tipo é a pedreira EMASA, no bairro Jabour. É uma rocha de cor branca, textura equigranular, constituída de microclina, plagioclásio e quartzo, com biotita ausente e sendo a magnetita seu principal mineral acessório.

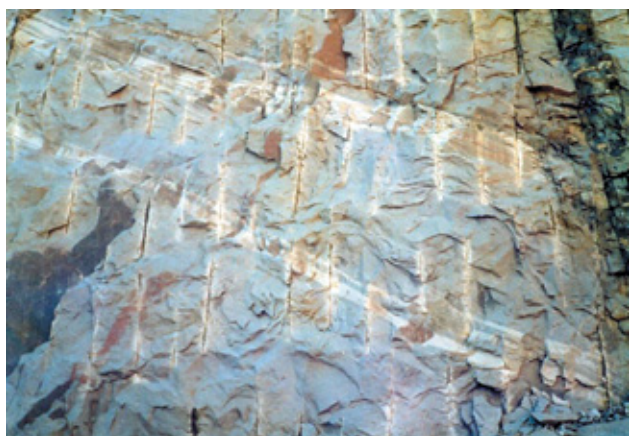


Figura 3.48 – Aspecto de campo da fácies hololeucocrática do Granito Pedra Branca. Pedreira EMASA, Bangu



Figura 3.49 – Interdigitação primária na fácies hololeucocrática do Granito Pedra Branca. Pedreira EMASA, Bangu

Sua ocorrência se dá sob formas de bandas espetacularmente bem definidas dentro da facies média-homogênea. As bandas têm dimensão variada, desde as finas (5 cm) até as mais largas (até 60 cm), com comprimento que pode ultrapassar dezenas de metros, mantendo-se sempre com grande homogeneidade.

Estrutura de fluxo é realçada pela constante intercalação desta facies com a facies média-homogênea. A geometria das bandas, associada à ausência de bordas resfriadas ou que denotem maior interação com a facies média-homogênea, demonstra não haver uma grande variação na temperatura entre esta e a facies hololeucocrática (Porto Jr et al 1992a e b; 1993).

Os contatos entre as várias facies do granito Pedra Branca são pouco variáveis na forma, sendo em sua quase totalidade do tipo gradacionais, com exceção daqueles entre as facies pegmatítica e média-homogênea. Os contatos do tipo gradacional podem, em geral, ser admitidos como produto de uma cristalização que se dá em um intervalo de tempo relativamente curto, associado à existência de um fluxo diferencial de “magmas” com diferentes mobilidades dentro da mesma câmara magmática.

Características Petrográficas

Facies Média - Homogênea

Trata-se de rocha holocristalina, inequigranular, com granulometria variando de média a grossa (3 a 5 mm), porfirítica, com megacristais poiquilíticos de microclina micropertítica que podem chegar a medir 3,0 cm. É constituída de microclina micropertítica, plagioclásio, quartzo, biotita, minerais opacos, allanita, apatita, zircão, e produtos secundários como clorita, sericita, carbonato, saussurita e epidoto (Figura 3.50).

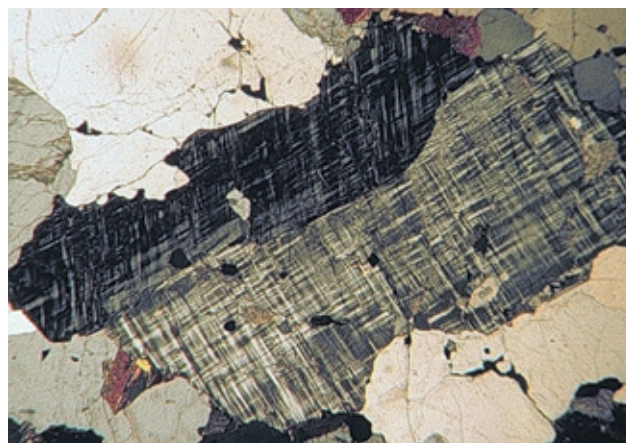


Figura 3.50 – Textura inequigranular na fácies Média-homogênea do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina)

A microlina é dominante em volume. Tem granulometria que varia de média, para os grãos que ocorrem na matriz (2 a 4 mm), a grossa, correspondendo aos megacristais (1,0 a 2,0 cm). São grãos de hábito colunar a quadrático, geminados por “Tartan”, sempre com boa definição, e, menos constantemente por Carlsbad. São grãos subédricos, micropertíticos, poiquilíticos, com inclusões de todas as fases minerais precoces (Figura 3.51), o que torna evidente o caráter tardio do crescimento deste mineral, e/ou sua formação por “sinneusys” (Vance, 1969). Os grãos são límpidos, sem evidências de transformações hidrotermais, o que contrasta com as inclusões de plagioclásio e biotita, quase sempre transformadas (saussuritizadas e cloritizadas, respectivamente). Podem estar fraturados, sendo as fraturas preenchidas por material sericítico ou carbonático.



Figura 3.51 – Grão micropertítico de microclina rico em inclusões. Facies porfírica do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Opc = Mineral Opaco)

As inclusões têm formas variadas, desde quartzo arredondado a plagioclásio colunar. Nas interfaces existentes entre a microclina e as inclusões de plagioclásio, uma borda de reação albítica cresce no limite dos grãos de plagioclásio. Este processo, de modificação da composição química da inclusão, libera quartzo que acaba por formar as inclusões arredondadas. É comum que o contato com grãos de plagioclásio da matriz se dê por uma zona formada por mirmequita, por plagioclásio não geminado e quartzo sob forma de bastonetes ou de gotas.

Além da diferença de granulometria, os grãos da matriz diferem dos megacristais por não apresentarem inclusões (ou as apresentarem em volume muito pequeno) e pelo hábito quadrático predominante. Outra característica importante é a relação da microclina com o quartzo. Os contatos entre os grãos destes minerais são do tipo interdigitado ou do tipo “embayment”, com amplas evidências de corrosão da microclina pelo quartzo. (Figura 3.52).

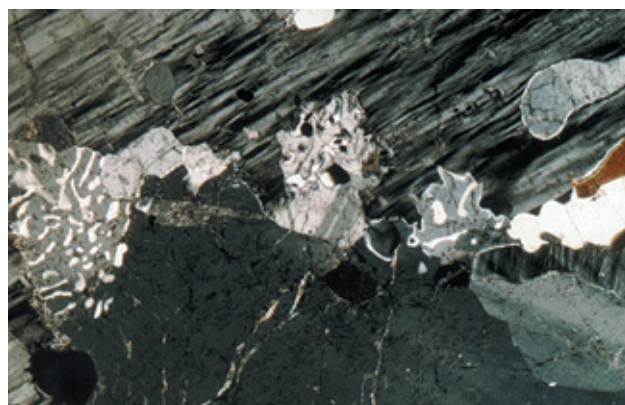


Figura 3.52 – Contato intergrãos de grande complexidade apresentando níveis variados de corrosão e desestabilização. Facies medi-homogênea do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Opc = Mineral Opaco)

O plagioclásio tem volume menor que a microclina, granulometria média, variando entre 2 a 4 mm, hábito variável (colunar, granular ou quadrático), geminado pela Lei da Albita, com lamelas de geminação de espessura fina (0,2 a 0,5 mm) de grande homogeneidade. Geminação Carlsbad pode ocorrer menos constantemente. Apresenta-se invariavelmente saussuritizado e quando este processo se mostra bastante avançado, pode levar à formação de finos grãos de muscovita. Sua composição foi estimada, pelo método de Michel-Levy, como variando entre An20 e An28. Seus grãos são subédricos, com bordas quase sempre corroídas pelo quartzo, feição denotada por contatos do tipo “embayment”, ou “invasivos”, sendo ainda comum a formação de mirmequita, principalmente nas regiões de contato com grãos de microclina. Quando incluso em microclina, mostra-se sempre saussuritizado, perdendo a geminação e adquirindo uma zona realçada por sobrecrecimento de material mais albitico, geminado ou não. No caso de estar geminado, espetacular fenômeno de sintaxia ocorre, realçado por uma perfeita inversão dos gêmeos do grão e do material sobrecrecido (Figura 3.53).



Figura 3.53 – Processo de sobrecrecimento sintaxial pode ser observado na interface entre microclina e plagioclásio. Facies média-homogênea do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x) (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio)

As feições comuns de desestabilização deste mineral são, sem dúvida, provocadas pela cristalização tardia da microclina e do quartzo. Substituição de plagioclásio pela microclina é factual, podendo ser observados grãos finos de microclina crescendo a partir de grãos fortemente saussuritizados de plagioclásio. Microclina surge também por substituição, no núcleo de grãos de plagioclásio inclusos em um megacristais de microclina, núcleo este que mostra perfeita continuidade ótica com o megacristal. Outra feição importante é a presença de “novos” grãos de plagioclásio em núcleos de grãos de plagioclásio mais antigos e já em avançado processo de transformação.

O quartzo é abundante, ocorrendo em grãos anédricos intergranulares. Sua granulometria varia de fina a grossa, com grãos no amplo intervalo de 0,5 mm a 2 cm. O material de granulação fina é intersticial ou é inclusão arredondada em microclina. Os de granulação média a grossa estão na matriz da rocha e apresentam terminações dos mais variados tipos, formando contatos com os demais grãos do tipo retilíneo, embainhado, interdigitado, em cúspide e invasivo. Os grãos são límpidos sem, ou raramente com fraca, extinção ondulante. Em contato com os megacristais de microclina, formam contatos do tipo embainhado, que denotam corrosão.

A biotita está presente em pequeno volume, dispersa pela matriz da rocha em grãos subédricos de hábito tabular e granulometria média variando de 1 a 2 mm. Os grãos podem apresentar-se cloritizados, preferencialmente ao longo dos planos de clivagem. É comum sua associação com as fases minerais precoces como apatita, minerais opacos e zircão.

Os minerais opacos identificados foram: ilmenita, magnetita, hematita e pirita. Ilmenita e magnetita ocorrem sempre juntas em um mesmo grão sob forma de ex-solução da primeira na segunda. Hematita e magnetita ocorrem em grãos individuais subédricos a anédricos e de granulação média (1 a 2 mm). A pirita é rara, ocorrendo em grãos de granulometria fina (< 1 mm). Os óxidos podem conter inclusões de apatita e apresentar-se corroídos pelo quartzo. Quando associados à biotita, formam pequenos aglomerados. A apatita ocorre como finos grãos euédricos de hábito acicular, prismático ou ainda hexagonal, dispersos na matriz, mas concentrando-se ligeiramente junto à biotita e aos minerais opacos. É comum sua ocorrência na forma de inclusão em microclina e plagioclásio e, neste caso,

quase sempre tem hábito acicular ou prismático. A allanita ocorre com frequência variada, podendo mesmo estar ausente, já que sua presença parece ser controlada pela presença de rochas encaixantes. Ocorre em grãos anédricos a subédricos, de hábito colunar ou granular, comumente zonados e com irradiações venulares de material avermelhado que interpenetram os minerais adjacentes, alterando-os profundamente. O zircão ocorre disperso pela matriz da rocha, em grãos finos de 0,3 a 0,6 mm, euédricos de hábito arredondado ou prismático. Os minerais de alteração mais comuns são a clorita, que se forma a partir da transformação hidrotermal das biotitas, ao longo dos planos de clivagem destas, e saussurita, que é produto da transformação do plagioclásio, podendo, eventualmente, substituí-lo totalmente. Muscovita também pode surgir como produto da alteração do plagioclásio. Calcita é comumente o material que preenche as fraturas existentes.

Facies Bandada

As características mineralógicas são essencialmente as mesmas da facies média-homogênea, havendo apenas uma ligeira variação em termos volumétricos entre as fases minerais presentes além de uma marcante foliação de fluxo (por vezes tênue), marcada pelo alinhamento dos megacristais de microclina perfitica. É constituída de microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, minerais opacos, apatita, zircão, e rara allanita, além de minerais secundários inclusive os produtos de saussuritização do plagioclásio. A microclina é a fase predominante em volume ocorrendo em grãos que variam de médios a grossos. Os grãos grossos correspondem aos megacristais. São grãos subédricos, geminados por “Tartan” e por Carlsbad, com hábito colunar, podendo apresentar fraturas, que em geral são preenchidas por material sericítico ou carbonático. Esses megacristais apresentam-se arrançados segundo alinhamento ao longo de seu eixo de maior crescimento. Apresentam micropertitas dispostas transversalmente ao eixo de alongação do megacristal. São poiquilíticos, com inclusões de todas as fases minerais precoces da rocha.

Apesar de muitas inclusões mostrarem-se transformadas hidrotermalmente, os megacristais são límpidos. As bordas mais externas destes megacristais mostram, constantemente, feições de corrosão provocadas pelo quartzo (Figura 3.54).



Figura 3.54 – Textura inequigranular porfirítica na facies bandada do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio; bio = Biotita)

Os grãos médios ocorrem na matriz da rocha, têm hábito granular, são subédricos a anédricos, pobres em inclusões, geminados por “Tartan” e nunca por Carlsbad. Podem ser produto da substituição total de grãos de plagioclásio da matriz. Feição importante aqui observada é o alinhamento das inclusões segundo o contorno dos megacristais, o que nos leva a interpretá-los, nesta facies, como essencialmente magmáticos, tratando-se portanto de fenocristais (Figura 3.55).

O plagioclásio ocorre em menor volume do que na facies média-homogênea. São grãos subédricos, de granulometria média (3 a 4 mm), hábito granular a colunar geminados pela Lei da Albita. Podem estar totalmente saussuritizados e, quando inclusos em microclina, mostram-se parcial ou totalmente manteados, ocorrendo sintaxia, com perfeita inversão das lamelas de geminação. Sua composição foi estimada, pelo método de Michel Levy, como variando entre An₂₄ e An₂₉. Corrosão pelo quartzo é comum, bem como sua substituição por microclina. O quartzo ocorre em grãos médios (3 e 5 mm), anédricos e intersticiais com formas variadas: ameboidais, interdigitados e invasivos.

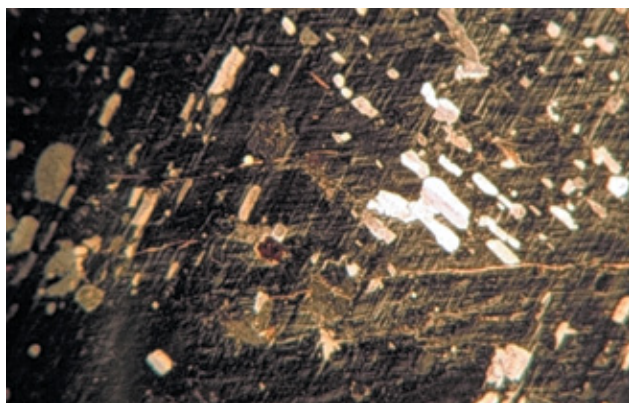


Figura 3.55 – Fenocristal de microclina rico em inclusões orientadas. Facies bandada do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio)

O quartzo corrói todas as fases minerais presentes, inclusive a microclina com quem sempre forma contatos do tipo côncavo-convexo ou interdigitado. A biotita ocorre dispersa na matriz, em volume um pouco maior do que na facies média-homogênea. São grãos médios, subédricos e de hábito tabular, ricos em inclusões de apatita, zircão e minerais opacos. Clorita é comum em suas clivagens. Apatita é fina, euédrica, acicular ou hexagonal e o zircão é fino e de hábito arredondado. Os minerais opacos (magnetita, hematita e ilmenita) são subédricos a anédricos, raros e associados à presença de biotita. Os produtos de alteração são os minerais do grupo da clorita, que surge a partir da transformação da biotita, e a saussurita, que surge da transformação do plagioclásio.

Facies pegmatítica

Esta facies corresponde a grandes bolsões pegmatíticos que ocorrem aleatoriamente nas regiões de domínio da facies média-homogênea e também nas regiões de borda da intrusão.

É um litotipo inequigranular, porfirítico, com granulção variando de média a grossa, sendo o caráter porfirítico denotado pela presença de megapórfiros de microclina micropertítica. Em termos de fases minerais presentes, há apenas variação nos volumes relativos dos minerais. É constituída de microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, apatita, zircão, allanita, minerais opacos e produtos secundários como clorita, sericita, carbonato e saussurita. A microclina ocorre como grãos grossos, variando entre 10 e 40 mm, podendo, entretanto, chegar a 100 mm. Os grãos são subédricos a euédricos, micropertíticos, de hábito colunar a quadrático, geminados por “Tartan” e por “Carlsbad”, poiquilíticos, incluindo desde as fases acessórias como apatita, zircão e minerais opacos, até fases principais previamente formadas, como biotita e plagioclásio, além de quartzo, que lhe é contemporâneo. É comum a aglomeração dos megacristais, podendo definir um arranjo linear para a rocha. Corrosão pelo quartzo é comum.

O plagioclásio tem granulometria média (2 a 4 mm), é subédrico, colunar a granular, e apresenta-se intensamente saussuritizado. Sua composição foi estimada, pelo método de Michel-Levy, como variando entre An₂₅ a An₂₉. O quartzo tem granulometria média (1 a 4 mm).

Quartzo de menor tamanho ocorre incluso em microclina e, neste caso, tem forma de gotas, bastonetes e bengalas. É límpido, anédrico, granular e corrói as demais fases presentes.

A biotita tem granulometria média (1 e 3 mm) em grãos subédricos, de hábito tabular. Os minerais opacos (magnetita, hematita e ilmenita) têm granulometria média (1 a 2 mm) e hábito esquelético. Mantêm forte relação com a biotita presente. Apatita e zircão e produtos de saussuritização do plagioclásio complementam a composição mineralógica.

Fácies Hololeucocrática

Esta fácies é caracterizada, petrograficamente, por monotonia na composição mineralógica e pela textura equigranular que destoa das demais fácies. É constituída essencialmente de microclina, plagioclásio e quartzo, com apatita e zircão em pequeno volume e biotita e minerais opacos ausentes ou em quantidades muito restritas (Figura 3.56). A microclina tem granulação média (3 e 4 mm), é anédrica a subédrica, de hábito granular a quadrático. É micropertítica e contém poucas inclusões de quartzo em forma de bastonetes e gotas e, mais raramente, de plagioclásio pouco saussuritizado. Nos contatos que mantém com o plagioclásio há sempre uma interface, cujo produto é um sobrecrecimento no plagioclásio. É comum a ocorrência de mirmequita nestas interfaces, mostrando a forte desestabilização do plagioclásio.

O plagioclásio é anédrico a subédrico, granular, com granulometria variando de 1 e 4 mm. Estão transformados hidrotermalmente, gerando saussurita e podem apresentar um sobrecrecimento onde as lamelas de geminação da parte sobrecrecida

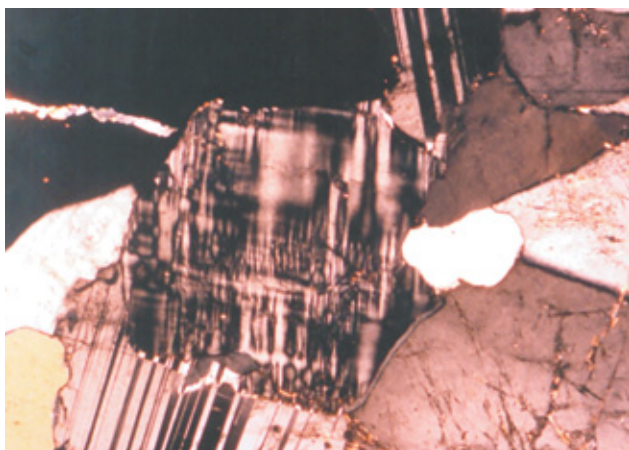


Figura 3.56 – Textura equigranular característica da fácies hololeucocrática do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio)

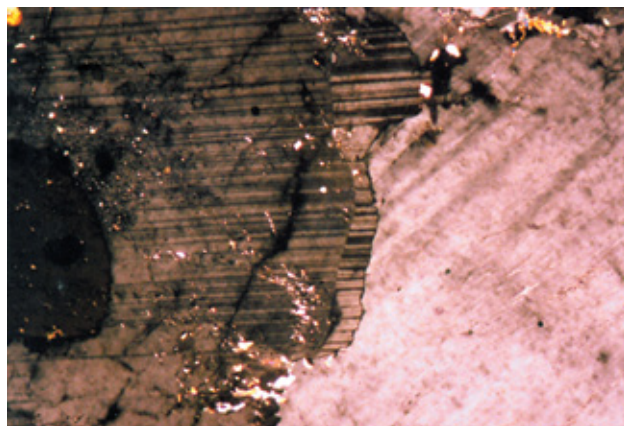


Figura 3.57 – Sobrecrecimento de plagioclásio tardio na fácies hololeucocrática do Granito Pedra Branca. Polarizadores Cruzados (40x). (Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio).

mostram-se perfeitamente invertidas em relação aos grãos do núcleo. Sempre que em contato direto com a microclina mostram-se desestabilizados, com formação de uma zona onde plagioclásio de uma segunda geração surge e, possivelmente tem composição mais sódica (Figura 3.57).

O quartzo é anédrico, com grãos entre 2 e 3mm, com crescimento tardio em relação as demais fases minerais corroendo todas as fases minerais presentes. A apatita e zircão ocorrem em quantidades restritas.

Suíte Suruí, Granito Suruí - €2y5SU-su

Os granitos porfiríodos da Suíte Suruí ocorrem no canto noroeste da folha, a oeste de Magé, tanto na subida da serra, onde há grandes pedreiras em ativa extração, como nos morros de meias-laranjas típicos da baixada fluminense. Excelentes exposições também ocorrem sob a forma de matacões arredondados na ilha de Paquetá e o arquipélago do fundo da Baía da Guanabara.

O Granito Suruí tem por característica uma textura megaporfirítica, onde os cristais tabulares euédricos a subédricos de microclina de até 4 cm, se dispõem em matriz quartzo diorítica de grão médio (Figura 3.58). Localmente apresenta estrutura difusa, com disposição desordenada dos megacristais, mas geralmente ocorre com leve ou forte foliação definida pelo achatamento dos megacristais de feldspato (Figura 3.59). Esta foliação assim definida tem origem mista, tanto por fluxo magmático como por deformação superposta.



Figura 3.58 – Textura inequigranular porfírica no Granito Suruí. Pedreira Suruí, Suruí, situada na Rodovia Santos Dumont (BR-493, Rio-Teresópolis)



Figura 3.59 – Padrão textural relacionado ao fluxo magmático presente no Granito Suruí, Situada na Rodovia Santos Dumont (BR-493, Rio-Teresópolis)

Suíte Nova Friburgo - O1y6nf

Sob a denominação de Suíte Nova Friburgo, foram reunidos todos os corpos granitóides intrusivos não deformados que cortam todas as unidades anteriores do embasamento cristalino. Na Folha Baía de Guanabara, a Suíte Nova Friburgo é representada pelos granitos Favela, Andorinha e por inúmeros diques e soleiras aplíticos e pegmatíticos.

Granito Favela (O1y6nf-fa) e Granito Andorinha (O1y6nf-an)

A representação em mapa, em escalas menores que 1:10.000 deste litotipo é extremamente difícil. Sua ocorrência característica é sob forma de diques pouco espessos, sub-horizontais, intercalados a todos os gnaisses encaixantes (Figura 3.60). Na região SE do Maciço da Pedra Branca, um corpo mais espesso aflora de maneira continuada distribuído pelo vale do Rio Camorim. Sua colocação é

discordante em relação às estruturas pré-existentes (Figura 3.61). Seu conteúdo em xenólitos não é grande mas, eventualmente, estão presentes sem que processos reativos ou grandes deslocamentos sejam observados. Em similaridade com o descrito por Caddah & Santos (1986) e Caddah et al. (1987) para a Serra da Misericórdia, também aqui foram identificados “feeder dykes” verticais e zonados (Figura 3.62).



Figura 3.60 – Dique Sub-horizantal do Granito Favela. Pedreira Bangu. Bangu

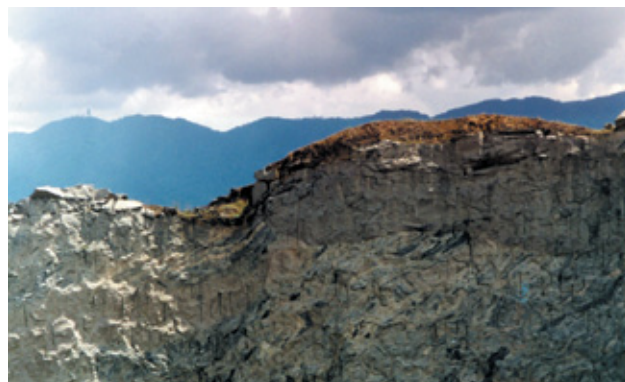


Figura 3.61 – Contato discordante entre o Granito Favela e demais rochas de posicionamento anterior (Granito Pedra Branca, Microclina gnaiss). Pedreira Bangu. Bangu



Figura 3.62 – Dique alimentador verticalizado da intrusão sub-horizantal do Granito Favela. Pedreira Bangu. Bangu

Os granitos pós-colisionais aqui descritos se correlacionam regionalmente com os granitos Andorinha (Penha et al. 1980) e Favela (Pires et al. 1982). São rochas de cor cinza, de grande homogeneidade (Figura 3.63), que variam, texturalmente, de equigranulares a eventualmente porfiríticas sendo estas associadas às zonas de borda dos diques. Outro fator que marca diferença faciológica é a presença de allanita em alguns tipos que por sua vez apresentam composições mais intermediárias.



Figura 3.63 – Aspecto da textura equigranular em afloramento do Granito Favela. Vale do Quitite, Jacarepaguá

A facies equigranular, amplamente dominante, caracteriza-se por ser um tipo rico em microclina, plagioclásio, quartzo e biotita; com allanita, titanita, zircão, apatita e minerais opacos como acessórios comuns. Esta facies é desprovida de enclaves e também de megacristais (Figura 3.64).



Figura 3.64 – Padrão homogêneo da textura relativo à facies equigranular do Granito Favela. Vale do Quitite, Jacarepaguá

A facies porfirítica apresenta estrutura de fluxo, denotada pelo alinhamento de uns poucos megacristais de microclina (de até 2 cm) dispersos em uma matriz equigranular média (Figura 3.65). Esta facies pode incluir enclaves microgranulares mesocráticos em pequeno volume. Neste agrupamento tem-se uma variação localizada para tipos texturais glomeroporfiríticos, relativamente enriquecidos em allanita. A principal área de ocorrência deste litotipo é na estrada que liga o vale do Camorim a área da represa do Camorim. Os granitos pós-colisionais puderam ser observados sempre que se fez detalhamentos de áreas em escalas iguais ou maiores que 1:10.000. Áreas de boas ocorrências são as regiões do morro do Sandá e do Pontal de Barra de Guaratiba.



Figura 3.65 – Padrão levemente heterogêneo da textura inequigranular relativo à facies porfirítica do Granito Favela. Estrada dos Bandeirantes. Curicica

Na região do Morro do Sandá, Bangu, mais especificamente na Pedreira Bangu, ocorre uma das melhores exposições desta rocha em sua facies equigranular. Trata-se de uma rocha de cor cinza claro, sendo possível, ao exame megascópico, identificar K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e eventual allanita. O corpo tabular ocorre na parte superior da frente de pedreira. Seus contatos com rochas mais anti-gas, gnaisse ortoderivadas pré-colisionais e granito Pedra Branca, são intrusivos (Figura 3.60), podendo apresentar enclaves gnáissicos pouco modificados e, mais raramente, também do granito Pedra Branca. Este corpo apresenta idade U-Pb em zircão (LA-ICPMS) de 482 ± 6 Ma (Heilbron & Machado, 2003).

Afloramentos de relativo porte também podem ser observados na encosta da parte central do vale do rio Camorim, bem como no leito da estrada que segue em direção à Lagoa do Camorim e nos grandes lajedos

da Serra da Rosilha. Campos de matações formados por este litotipo são comuns. Veios félsicos finos (de até 2 cm) entrecortam este litotipo, e em algumas áreas podem mostrar-se bastante enriquecidos em allanita. Também neste caso a allanita parece servir como marcador de contatos, já que nas proximidades dos contatos com os granitos mais tardios há um sensível enriquecimento neste mineral.

Características Petrográficas

Dois facies, denominadas de equigranular e porfirítica (esta com tipos glomeroporfíricos) representam, de uma forma geral, as regiões internas e de borda, respectivamente, dos diques tabulares característicos desta Unidade. Do ponto de vista petrográfico as diferenças entre as duas facies é marcada pela granulometria, pela presença de alinhamento de cristais de K-feldspato, pela presença eventual de glômeros ricos em plagioclásio e quartzo.

Facies equigranular

A rocha é holocristalina, equigranular a porfirítica, com granulometria média (2 a 3 mm) ou média a grossa (1 a 8 mm). É constituída de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, minerais opacos, titanita, apatita, zircão, allanita e produtos de alteração como clorita, muscovita, além de saussurita (Figura 3.66). A presença de alinhamento dos raros megacristais de microclina vem caracterizar uma textura porfirítica.

A microclina é subédrica, com grãos variando entre 3 e 8 mm que podem ser subdivididos em dois grupos: os médios concentram-se na matriz e os grossos ocorrem como megacristais. Os grãos médios mostram-se geminados por “Tartan” e raramente por “Carlsbad”. São subédricos a anédricos, com

granulometria variando entre 2 e 3 mm, hábito quadrático e pobres em inclusões. Podem mostrar-se corroídos pelo quartzo. Os megacristais têm granulometria grossa, concentrando-se no intervalo entre 5 e 8 mm; são subédricos, de hábito colunar, geminados por “Tartan” e também por “Carlsbad”. São poiquilíticos, incluindo principalmente plagioclásio já saussuritizado e quartzo de formas arredondadas. É comum na região de contato o aparecimento de mirmequita ou de quartzo de granulometria fina sob a forma de bastonetes ou bengalas, além do plagioclásio mostrar-se manteado. O plagioclásio é subédrico, de hábito quadrático a granular e granulometria média (2 e 3 mm). Apresenta-se quase que invariavelmente bastante saussuritizado. Sua composição foi estimada, pelo método de Michel-Levy, como variando entre An₂₂ e An₂₆. Muitos grãos mostram-se manteados por uma zona sem geminação que é produto da interação entre plagioclásio e microclina. É também bastante comum a ocorrência de grãos desestabilizados que dão origem à mirmequita. Quando inclusos em microclina, os grãos de plagioclásio estão sempre manteados por uma borda possivelmente mais sódica e não geminada, preservando o núcleo saussuritizado. O quartzo é anédrico, granular, intersticial, de contornos variados, com predominância dos curvos do tipo côncavo/convexo. Contatos interdigitados com a microclina são comuns e, quando incluso em microclina, tem forma arredondada. A biotita ocorre como grãos subédricos a anédricos, de hábito tabular e granulação média (1 e 3 mm). São comuns as inclusões euédricas de apatita e zircão, bem como sua associação com os minerais opacos e titanita, com os quais forma pequenos aglomerados. Os minerais opacos são anédricos, de granulometria fina a média, (0,5 e 2 mm), comumente com “carie texture”, indicativa de processo de corrosão. Foram identificados como magnetita com ex-solução de ilmenita, além de pirita e rutilo.

Outra feição comum aos minerais opacos é o seu manteamento por um “filme” de titanita. A titanita ocorre como grãos anédricos, de hábito granular, em cristais finos (0,3 e 0,6) mm. Concentra-se preferencialmente junto aos minerais opacos, podendo manteá-los. A apatita é comum, ocorrendo como grãos euédricos de hábito acicular e prismático, inclusa em todas as fases minerais presentes. O zircão ocorre como finos grãos euédricos de hábito prismático, dispersos por toda a rocha. A allanita, quando presente, ocorre como grãos subédricos a euédricos, de granulometria fina a média (0,3 e 2 mm), mas podendo apresentar grãos centimétricos. Os produtos de alteração deutérica mais comuns são os minerais do grupo da clorita, a muscovita e a saussurita.

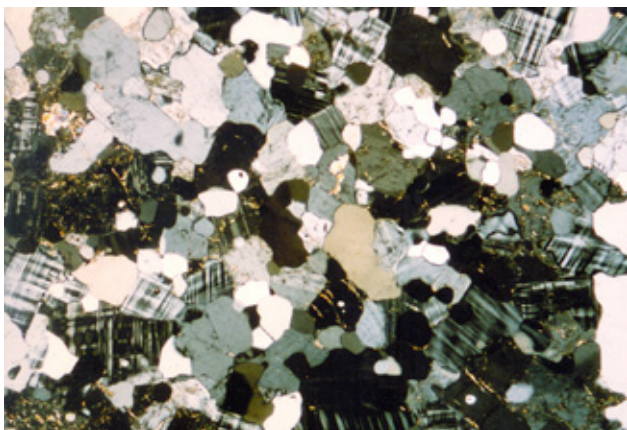


Figura 3.66 – Textura equigranular. Facies equigranular do Granito Favela. Polarizadores Cruzados (40x). (Qtz = quartzo; Mic = Microclina; Plg = Plagioclásio)

Facies Porfírica a Glomeroporfírica

Esta facies é melhor observada no conjunto ocorrente na região da Serra da Rosilha. Ao microscópio é um litotipo que varia de equigranular a inequigranular, com matriz apresentando grãos variando de finos a médios, eventualmente apresentando fenocristais de K-feldspatos que denotam a textura porfírica ou aglomerados de plagioclásio e quartzo que representam a textura glomeroporfírica. É constituída de plagioclásio, quartzo, microclina, biotita, allanita, minerais opacos, zircão, titanita e apatita, e de minerais secundários como sericita, clorita e produtos de saussuritização.

O plagioclásio ocorre em grãos médios (1-3 mm), geminados pela Lei da Albita e tendo sua composição estimada por métodos óticos, como variando entre An₂₅ e An₃₂. São grãos de hábito colunar / quadrático, ocorrendo dispersos pela matriz, em geral mostrando-se pouco saussuritizados. O quartzo varia de fino a médio, é anédrico e intersticial. Forma uma trama com o plagioclásio que caracteriza a presença de pequenos aglomerados cristalinos. Em geral apresenta-se corroendo fases minerais como microclina e plagioclásio. A biotita apresenta cristais de hábito tabular, com inclusões de apatita e de minerais opacos. A microclina se apresenta em

grãos que variam entre 2 a 5 mm, sendo que estes de maior tamanho caracterizam a textura porfírica eventualmente assumida pela rocha. São grãos geminados por tartan, com malha bem definida. Os grãos menores (2 - 3 mm) encontram-se na matriz da rocha. São grãos subédricos a anédricos, poiquilíticos, que incluem praticamente todas as fases minerais previamente formadas. Os pórfiros têm hábito alongado, em geral anédricos, mostrando corrosão em seu contorno, principalmente pelo quartzo, produzindo contatos côncavo/convexo e do tipo em bainha. Os grãos poiquilíticos mostram poucas e pequenas inclusões de plagioclásio. Quando presentes, entretanto, mostram-se sempre fortemente saussuritizados, com perda da geminação e sobrecrecimento sintaxial. Os contatos dos grãos de microclina e plagioclásio mostram-se, quase que invariavelmente, com algum tipo de interação. Allanita pode ser fase importante assumindo até cerca de 3% do volume da rocha em certos segmentos amostrados. São cristais de granulação média, em geral, mas cristais de até 2 cm foram observados no campo. A apatita ocorre em cristais preferencialmente prismáticos e o zircão com hábito variando de prismático a arredondado. Titanita é rara em grãos individualizados mas ocorre junto aos grãos de minerais opacos, identificados como magnetita e ilmenita.

Tabela 3.6 - Composição média e classificação petrográfica do granito Granito Favela / Andorinha

Mineral	Litotipo	Facies Equigranular (média de 19 amostras)	Facies Porfírica / glomeroporfírica (média de 17 amostras)
Plagioclásio		27,5	30,4
Quartzo		27,6	31,2
Microclina		36,7	32
Ortoclásio		---	---
Biotita		5,4	4,4
Hornblenda		---	---
Allanita		---	0,6
Titanita		0,4	0,3
Apatita		0,4	0,1
Zircão		0,1	0,1
Min. opacos		1,4	0,6
Min. secund.		0,5	0,3

3.3 - LITOESTRATIGRAFIA DO MAGMATISMO DO CRETÁCEO-TERCIÁRIO NA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

Os estudos pioneiros do magmatismo do Cretáceo-Terciário na área correspondente à folha Baía da Guanabara foram essencialmente petrográficos (Morais et al., 1935; Barbosa, 1958; Porto Jr., 1989; Valente et al., 1992a) ou estiveram relacionados à cartografia e estudos estruturais básicos (Helmbold et al., 1965; Helmbold, 1967). Estudos litogeoquímicos esparsos foram realizados na década de 1980 e começo da década de 1990 (Comin-Chiaramonti et al., 1983; Marques et al., 1992; Valente et al., 1991; 1992b), sendo feitos mais sistematicamente entre 1993 e 1998 (Regelous, 1993; Valente et al., 1994a, b; Valente et al., 1995a,b; Garda, 1995), muito embora sem uma abordagem petrogenética clara. No final da década de 1990, os diabásios aflorantes na área da Baía da Guanabara e adjacências foram inseridos no Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente, 1997; Valente et al., 1998; Marques, 1999). Entre 2000 e 2005, diversos modelos petrogenéticos foram propostos, principalmente com base em dados litogeoquímicos de elementos maiores e traços, incluindo elementos terras-raras e, subordinadamente, utilizando-se de dados isotópicos, geocronológicos e paleomagnéticos (Marques et al., 2003; 2005; Guedes, 2007).

As estruturas tectônicas do Orógeno Ribeira, de idade Neoproterozóica-Siluriana (Heilbron et al., 2004; Schimt et al., 2004) são cortadas por complexos alcalinos do Lineamento Poços de Caldas-Cabo Frio, de direção WNW-ESE (Almeida, 1990). Este lineamento é caracterizado por vinte e seis corpos de rochas alcalinas intrusivas (sob formas de stocks e plugs), cinco ocorrências de rochas efusivas, além de numerosos diques. A idade desse magmatismo varia de 84-49 Ma (métodos K-Ar, Ar-Ar e Rb-Sr) desde Poços de Caldas até Cabo Frio, sendo a maior parte desses corpos situada entre os Maciços de Itatiaia-Passa Quatro e o Morro de São João (Casimiro de Abreu). Esses maciços alcalinos e outros, também do Cretáceo Superior e Terciário, que ocorrem no litoral do Estado de São Paulo, foram denominados de Província Ígnea da Serra do Mar, sendo todos mais jovens que os complexos alcalinos que ocorrem a oeste (Thompson et al., 1998). Remanescentes de estruturas vulcânicas ocorrem em alguns dos maciços (Wooley, 1987).

Por exemplo, há tufos, brechas, aglomerados e lavas máficas a fonolíticas em Poços de Caldas, tufos e lavas fonolíticas no Tinguá e ignimbritos, aglomerados, lapilitos e brechas no Mendanha (Klein, 1993). Alguns autores, como por exemplo Schorscher & Shea (1992), consideram que os complexos alcalinos plutônicos se localizavam abaixo de uma cadeia de vulcões alcalinos à semelhança do que se observa atualmente no Sistema de Riftes da África Oriental, com vulcões do tipo Monte Quênia e Kilimanjaro capeando, respectivamente, Itatiaia e Poços de Caldas. As principais associações de rochas dos complexos alcalinos da Província Ígnea da Serra do Mar são:

- Sienitos saturados a insaturados (freqüentemente associados com traquitos e fonolitos), como ocorre em Cabo Frio, Itaúna, Ilha de Vitória, Lages, Mendanha, Morro de São João e Tinguá (todas suítes miaskíticas);
- Associações sieníticas insaturadas, enriquecidas em elementos incompatíveis, com nefelina sienitos, como ocorre em Poços de Caldas e no Mendanha (suítes agpaíticas); e
- Associações alcaligranito/alcalisienito, com rochas saturadas a levemente insaturadas, como ocorre em Itatiaia e Passa Quatro.

Os complexos do Mendanha (parte), Tinguá e Itaúna afloram na folha Baía da Guanabara.

3.3.1- O ENXAME DE DIQUES DA SERRA DO MAR - K1 β SM

O magmatismo toleítico do Cretáceo Inferior da folha Baía da Guanabara está representado pelos diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar (Valente, 1997). Estes diabásios intrudem gnaisses e granitóides do Orógeno Ribeira de idade Neoproterozóica/Cambro-Ordoviciano (Heilbron et al., 2004; Schmitt et al., 2004).

Os diques são verticais a subverticais e têm, em média, alguns metros de espessura e dezenas a centenas de quilômetros de comprimento. As formas intrusivas são predominantemente simples e retilíneas (Figura 3.67), muito embora intrusões bifurcadas, em toco, em ponte, escalonadas e múltiplas também tenham sido mapeadas (Figura 3.68).



Figura 3.67 – Intrusão simples e retilínea (localmente em toco) de diabásico toleítico na Praia da Macumba, Rio de Janeiro. A rocha encaixante é o Granito Pedra Branca

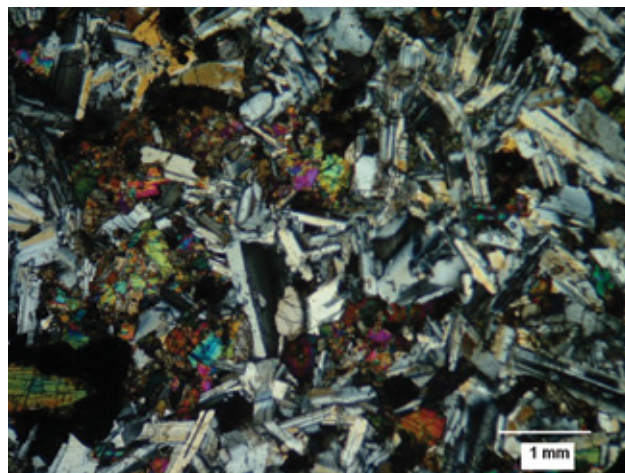


Figura 3.69 – Fotomicrografia de diabásico toleítico com textura fanerítica fina, equigranular do tipo intergranular (Lâmina BG-TD-01; Polarizadores cruzados)



Figura 3.68 – Intrusão múltipla retilínea de diabásico toleítico na Pedreira Convem, no Distrito de Santa Dalila, Magé

A direção predominante dos diques de diabásios toleíticos é N40°-50°E (Comin-Chiaramonti et al., 1983; Valente, 1997; Marques et al., 2003; 2005; Corval, 2005; Dutra, 2006). Alguns desses diques intrudem falhas normais das rochas encaixantes representadas pelos litotipos de alto grau metamórfico do Orógeno Ribeira.

Os diabásios têm margens resfriadas com textura afanítica, mas podem adquirir textura fanerítica (gabróica) nas suas porções centrais, com grãos de até 3 mm, no caso das intrusões mais espessas. Xenólitos das rochas encaixantes foram observados em alguns dos diques mapeados.

Aspectos petrográficos

Os diabásios toleíticos da folha Baía da Guanabara são predominantemente holocristalinos, inequigranulares, intergranulares (grãos anédricos de clinopiroxênio nos interstícios de grãos de

plagioclásio subédricos) (Figura 3.69) e intersertais (vidro vulcânico preenchendo os interstícios dos plagioclásios subédricos). Características poiquilíticas (ofíticas e subofíticas) foram observadas, de forma local, em várias lâminas. A ocorrência de textura granofírica também foi observada na matriz de diabásios toleíticos mais evoluídos (isto é, com menores teores (%peso) de MgO). A granulometria dos diabásios varia de fina (<1 mm), nos diques menos espessos (< 10 m) ou margens resfriadas, a grossa (>3 mm), nas porções centrais de diques mais espessos (> 10 m).

Os diabásios toleíticos da Folha Baía da Guanabara são constituídos, essencialmente, de plagioclásio e clinopiroxênio (somente augita e, mais raramente, augita e pigeonita). Os minerais acessórios são a apatita, magnetita e/ou ilmenita (mais raramente, hematita e pirita) e quartzo nos diabásios mais evoluídos. Os minerais opacos, em geral, ocorrem em duas gerações (Tavares et al., 2003; Corval, 2005). A maioria dos grãos é tabular, subédrica ou euédrica e deve pertencer a uma primeira geração de minerais opacos, de origem magmática. Uma segunda geração de minerais opacos é caracterizada por grãos anédricos e deve ter sido formada em estágios subsolidus (isto é, pós-magmático). Esta segunda geração de minerais opacos inclui grãos de piroxênio, biotita e uralita, além de preencher fraturas e incluir grãos de plagioclásio. Uralita (sobre grãos de augita) e saussurita (sobre grãos de plagioclásio) são os produtos de alteração mais comuns. Quando porfiríticos, os diabásios apresentam assembléia de fenocristais composta por quantidades similares de plagioclásio e augita, sendo a olivina, quando presente, de ocorrência muito subordinada (cerca de 10%vol.) (Valente, 1997; Corval, 2005).

Estudos de química mineral dos diabásios toleíticos da folha Baía da Guanabara são ainda escassos (Comin-Chiaramonti et al., 1983; Valente, 1997; Ribeiro et al.; 2004). Os resultados destes estudos mostraram que o clinopiroxênio dominante é augita (média En35:Fs24:Wo41) e, mais raramente, pigeonita (En54:Fs38:Wo8). Os fenocristais de augita são mais cálcicos que os grãos deste mesmo mineral na matriz. Os resultados de química mineral mostraram, também, que o plagioclásio destes diabásios é labradorita (média An51:Ab49). Não há diferenças composicionais marcantes entre fenocristais de plagioclásio e grãos deste mineral

na matriz dos diabásios porfiríticos. Estudos geotermométricos feitos com base no modelo que utiliza apenas um piroxênio (Kretz, 1982) indicaram temperaturas de cristalização da augita entre 1178-1124°C (260°C) (Valente, 1997).

Características geoquímicas

Os diabásios toleíticos da folha Baía da Guanabara constituem uma série transicional de afinidade toleítica, sendo classificados, em base química (LeMaitre, 2002), como basaltos e traquibasaltos (Figura 3.70).

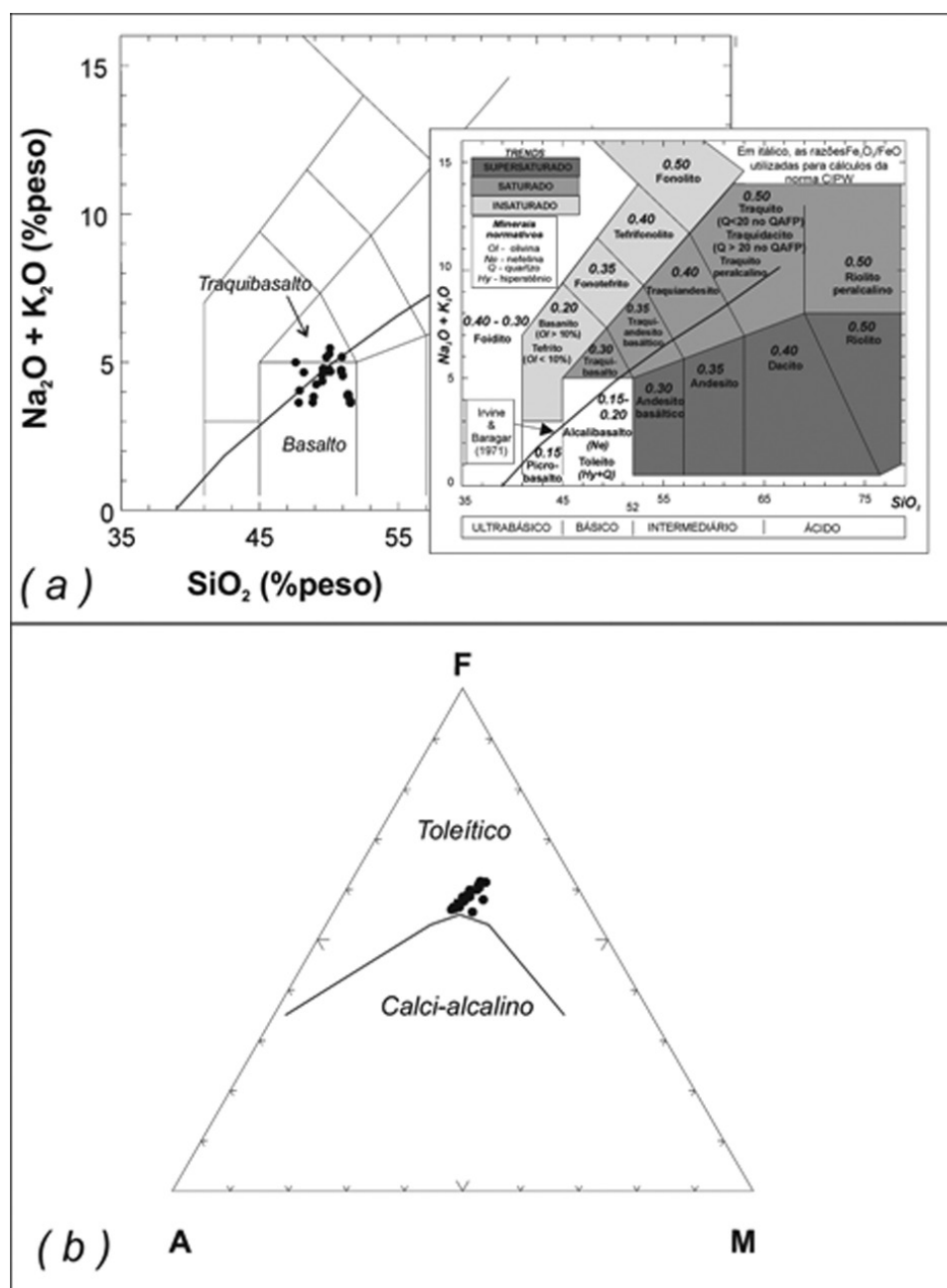


Figura 3.70: Diagramas de classificação e discriminação de séries para os diabásios da Folha Baía da Guanabara. (a) - diagrama TAS (Total de Alcalis versus Sílica) de classificação química de rochas (LeMaitre, 2002) e discriminação de séries alcalina e subalcalina (Irvine & Baragar, 1971). (b) - diagrama AFM de discriminação de séries toleítica e calcialcalina (A=Na₂O + K₂O; F=FeO+0,8998Fe₂O₃; M=MgO; Irvine & Baragar, 1971). Fonte: Valente (1997)

Estudos litogeoquímicos mostraram que os diabásios da folha Baía da Guanabara compreendem uma suíte de alto-TiO₂ (Valente et al., 1998). A maioria dos diabásios é caracterizada por altos teores de TiO₂ (TiO₂>3% peso), bem como, altas concentrações de P, Zr, Ba, Sr e Rb, correspondendo a cerca de 85% dos afloramentos, sendo os diques com teores de TiO₂ entre 2% e 3% raros (Comin-Chiaramonti et al., 1983; Valente, 1997). Estes diabásios não apresentam composição primária (p.ex.: #Mg <50%). Os diabásios da suíte de alto-TiO₂ da folha Baía da Guanabara, à semelhança daqueles localizados em outras partes do Enxame de Diques da Serra do Mar, evoluíram por AFC (assimilation and fractional crystallization), ou seja, cristalização fracionada sem mudança de assembléia fracionante e assimilação concomitante (Valente, 1997). Os valores das razões de isótopos de Sr e Nd, bem como as variações das concentrações de elementos traços (p.ex.: Ba, Rb, Sr, Y, Nb e Ti) podem ser explicados por, no máximo, 30% de AFC, envolvendo uma assembléia fracionante com 10% de olivina, 40% de clinopiroxênio, 45% de plagioclásio, 4% de óxidos de Fe e Ti e 1% de apatita, em câmara magmática localizada na crosta superior, sendo a composição desta última representada por um plagioclásio gnaisse amplamente aflorante na área (Corval, 2005).

As razões La/Yb(N) (9,5) e La/Nb(N) (2,0) normalizadas ao condrito (Nakamura, 1974; Haskin et al., 1968) de amostras representativas dos líquidos parentais dos diabásios da folha Baía da Guanabara indicam, pelo menos, uma contribuição de fonte mantélica enriquecida, muito provavelmente representada pelo manto litosférico subcontinental (Valente, 1997; Corval, 2005).

Os diabásios da folha Baía da Guanabara têm ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr(132) e ¹⁴³Nd/¹⁴⁴Nd(132) variando entre 0,705504-0,706883 e 0,512272-0,512350 (ENd(132) = -3.8 e -2.3), respectivamente. Logo, estes diabásios têm razões isotópicas de Sr mais elevadas e razões isotópicas de Nd menos elevadas que Bulk Earth, correspondentes ao quadrante enriquecido do diagrama bivalente Sr-Nd, o que corrobora uma origem associada ao manto litosférico subcontinental com posterior contaminação crustal concomitante à cristalização fracionada (Valente, 1997). Apesar da aparente forte contribuição de um componente litosférico na geração dos diabásios das suítes de alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar, modelos geodinâmicos com o envolvimento de componentes do tipo pluma também têm sido propostos (Valente et al., 2007), em oposição a modelos que descartam

qualquer participação de plumas, seja como fontes geradoras ou mesmo como fontes de calor, na geração de basaltos e diabásios toleíticos de províncias continentais (Marques & Ernesto, 2004).

Geocronologia

Poucos dados geocronológicos referentes aos diabásios toleíticos do Enxame de Diques da Serra do Mar, incluindo aqueles aflorantes na folha Baía da Guanabara, foram publicados. Idades entre 129,4 Ma e 133,0 Ma foram obtidas para os diabásios toleíticos de alto-TiO₂ da região litorânea do Estado do Rio de Janeiro pelo método ⁴⁰Ar-³⁹Ar (Deckart et al., 1998). De um modo geral, estes diques estão associados à fragmentação do Gondwana no Cretáceo Inferior (c.a. 132 Ma; Turner et al., 1994), muito embora, mais recentemente, idades mais antigas (193-161 Ma) tenham sido registradas em diabásios aflorantes à noroeste da folha Baía da Guanabara, na região de Resende (Guedes et al., 2005). De um modo geral, os dados geocronológicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar e K-Ar são bem distintos, mesmo quando obtidos para uma mesma amostra. Isto indica a dificuldade de se datar estas rochas, possivelmente como consequência de processos de alteração que podem afetar significativamente as concentrações de Ar nas amostras. No entanto, tomando-se por base somente os dados geocronológicos ⁴⁰Ar-³⁹Ar disponíveis, pode-se concluir, ainda que preliminarmente, que diabásios toleíticos de alto-TiO₂ mais antigos que c.a. 133 Ma não foram ainda encontradas na região costeira do Estado do Rio de Janeiro, incluindo a área da folha Baía da Guanabara.

Comparações regionais

Os diabásios da folha Baía da Guanabara, à semelhança dos diabásios de alto-TiO₂ de outras áreas do EDSM, parecem corresponder, majoritariamente, aos basaltos da Suíte Urubici, que afloram, predominantemente, na porção meridional da Província Paraná-Etendeka (Figura 3.71). Os diabásios da folha Baía da Guanabara, no geral, não parecem relacionados aos tipo Pitanga e Parapanema, que afloram, predominantemente, na porção setentrional da Província Paraná-Etendeka e, portanto, geograficamente mais próximos dos diabásios da folha Baía da Guanabara. Similarmente, estes últimos também parecem não ter servido como dutos alimentadores dos derrames basálticos da Bacia de Campos (Figura 3.72).

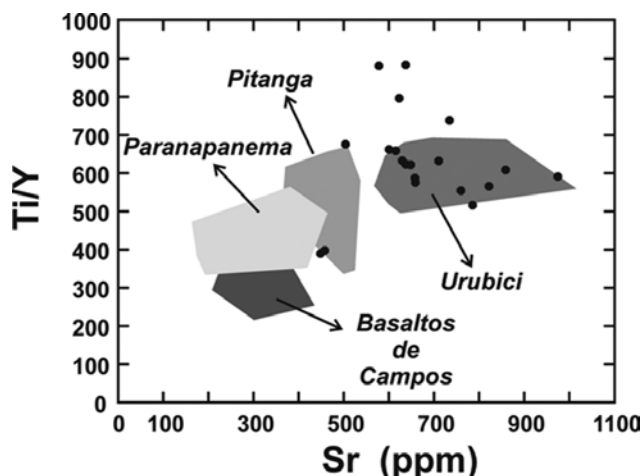


Figura 3.71: Diagrama Sr x Ti/Y com amostras de diabásios toleíticos de alto-TiO₂ da folha Baía da Guanabara e os campos discriminantes das suítes basálticas de alto-TiO₂ reconhecidas na Província Paraná-Etendeka (Peate, 1997) e dos basaltos da Bacia de Campos (Mizusaki et al., 1992). Fonte: Valente (1997)



Figura 3.72: Traquito do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu. Fonte: Valente et al. (2005)

3.3.2- COMPLEXO ALCALINO DO MENDANHA - K2E1λSM

O Complexo Alcalino do Mendanha tem cerca de 70 km² e compreende, fundamentalmente, uma suíte de associação predominantemente sienítica insaturada composta por foiaítos, tinguaitos e nefelina sienitos (Ferreira et al., 1965; Helmbold, 1967). As rochas alcalinas do complexo foram datadas em 72 Ma (K-Ar, rocha total e mineral; Sonoki & Garda, 1988) e entre 73,3 ± 1,4 Ma e 71,2 ± 1,8 Ma (K-Ar, flogopita; Thompson et al., 1998). Ele é um complexo mineralógica e texturalmente

zonado, predominantemente grosso (tipo foiaíto) no centro e traquitóide (e com maior quantidade de feldspato modal, minerais máficos e possivelmente também nefelina) nos bordos (Klein & Montavano, 1985). Há duas estruturas vulcânicas/sub-vulcânicas associadas com a suíte plutônica, quais sejam: 1) A Chaminé do Lamego e 2) o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu (Klein & Vieira, 1980a,b; Klein, 1993). A Chaminé do Lamego é caracterizada por um conduto relativamente pequeno formado por tufo soldados de composição predominantemente traquítica, bem como brechas vulcânicas (Klein et al., 1984). O Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu foi interpretado, originalmente, como um cone de tufo formado por depósitos piroclásticos traquíticos (Klein, 1993). Este autor reconheceu os clastos constituintes desses depósitos como blocos, bombas, lapilli e cinzas grossas, agrupando-os em três fácies: brechas piroclásticas grossas, brechas piroclásticas finas e aglomerados. O cone vulcânico teria tido sua forma original semi-elíptica relativamente bem preservada, com um diâmetro de 700 metros, com abertura voltada para leste, com um desnível de 250 metros entre o fundo da cratera e a porção mais alta de sua borda. O mergulho médio de 30° das sequências piroclásticas para o centro do cone corresponderia ao ângulo de repouso das camadas após seu assentamento, mas há que se considerar a possibilidade de uma estruturação tardia, derivada do abatimento da estrutura vulcânica. As rochas vulcânicas identificadas e descritas por Klein (op.cit.) compreendem:

- microsienitos porfiríticos (traquitos), apresentando matriz afanítica a microrfanerítica. Os fenocristais são representados por alcalifeldspatos e plagioclásio sódico (FIGURA 3.72). Apresentam texturas traquítica, bostonítica e felsófrica;
- brechas piroclásticas (FIGURA 3.73), com predomínio de clastos de traquitos, variando de finas a muito grossas, com a granulometria dos fragmentos variando de cinzas grossas a blocos. A brecha fina é do tipo clastos sustentados por matriz, composta por cinzas grossas, enquanto que os clastos são lapilli finos, ocorrendo ainda raras bombas. Os litoclastos são de traquitos. A brecha grossa é do tipo sustentada por clastos e/ou matriz. Clastos e matriz são principalmente lapilli (grossos e finos, respectivamente), ocorrendo ainda clastos com granulometria de blocos. Nessas fácies ocorrem estruturas

de escavação e preenchimento, interpretadas pelo autor como um depósito de vaga basal (base surge), além de condutos de escape de gases e brechas grossas vesiculadas com clastos sieníticos e vítreos muito vesiculados. As vesículas dessa brecha parecem ter sido estiradas. A denominada “brecha gigante” é uma brecha do tipo sustentada por clastos, com blocos angulosos de sienito e de traquito, variando de 10 cm a 1,5 m, com predomínio dos clastos maiores.

- Aglomerado, formado por blocos vesiculados bem arredondados e interpretado como um depósito formado pelo retrabalhamento repetido de blocos dentro do conduto vulcânico (FIGURA 3.74).
- Ignimbrito, de ocorrência restrita e interpretado pelo autor como associado a condutos.

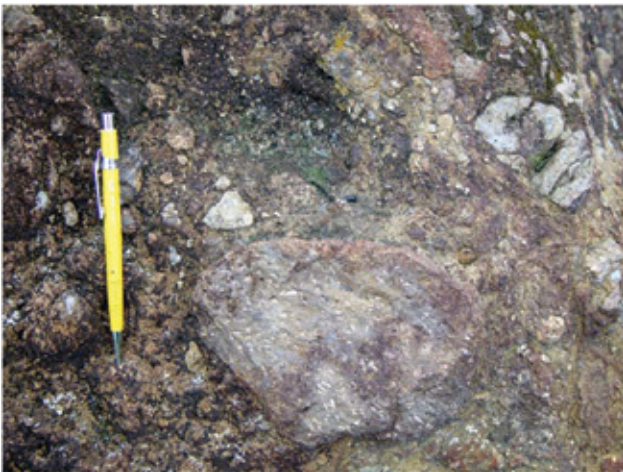


Figura 3.73: Brecha oligomítica do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu. Fonte: Valente et al. (2005)



Figura 3.74: Aglomerado do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu. Fonte: Valente et al. (2005)

Klein (1993) defende que a colocação dos magmas do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu em posições estruturais rasas deveu-se a movimentos transtrativos detrais, com desenvolvimento de estruturas pull-apart. Magmas máficos primitivos teriam ascendido e formado uma câmara magmática cujas porções mais apicais teriam diferenciado magmas sódicos com nefelina normativa que teriam dado origem aos corpos intrusivos do Complexo Alcalino do Mendanha; magmas potássicos na base dessa mesma câmara magmática podem ter alimentado o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu. Mais recentemente, no entanto, o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu foi reinterpretado como um corpo subvulcânico correspondente a um conduto vulcânico (Motoki et al., 2008; Mota et al., 2008). O edifício vulcânico teria sido completamente eliminado pela profunda denudação regional e forte efeito de erosão tropical dessa região e os afloramentos atuais representariam condutos e fissuras subvulcânicos originalmente localizados a quilômetros de profundidade (Motoki & Sichel, 2008; Motoki et al., 2007a;b;c). Diques brechados estão associados às estruturas vulcânicas/subvulcânicas descritas. Eles são traquíticos e têm fragmentos angulares a subangulares de granulometria variando de alguns pouco centímetros até cerca de um metro. A colocação destes diques brechados pode ser descrita como rápida e explosiva, possivelmente controlada por gases quentes ascendentes com fragmentos em suspensão (fluidização), resultante do acúmulo em câmaras magmáticas rasas (Klein & Valença, 1984a). O Complexo Alcalino do Mendanha é cortado por diques alcalinos máficos representados, majoritariamente, por lamprófiros e subordinadamente por basaltos alcalinos, enquanto que os litotipos félsicos são traquíticos e fonolíticos. Os diques foram inseridos em duas séries principais (Valente, 1997): 1) fortemente insaturada (lamprófiros alcalinos e ultramáficos e fonolitos agpaíticos sódicos); e 2) moderadamente alcalina (basaltos e traquitos insaturados, saturados e supersaturados e fonolitos miasquíticos). Os lamprófiros relativamente menos evoluídos ($MgO \sim 5-16\%$ peso) foram quimicamente classificados como foiditos e basanitos e incluem tipos ultrapotássicos, potássicos e sódicos. Lamprófiros relativamente mais evoluídos ($MgO < 5\%$ peso) são predominantemente sódicos e classificados como tefritos, tefrifonolitos e fonotefritos. Processos evolutivos de hibridização e AFC (Assimilation and Fractional Crystallisation) foram propostos para estas duas séries alcalinas, que estariam também relacionadas à condução térmica e advecção da pluma de Trindade-Martins Vaz (Valente et al., 1998).

Modelagem gravimétrica 2,5D (Mota et al., 2008) mostrou que o Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu e a Chaminé do Lamego têm geometrias semelhantes, ambas em forma de funil, sendo formados por rochas alcalinas de densidade média 2,54 g/cm³. Internamente à esta estrutura afunilada, ocorre uma outra, de geometria colunar e menor densidade menor (2,47 g/cm³), atribuída às rochas piroclásticas. Estes dados foram utilizados para sugerir que o Complexo Alcalino do Mendanha representa a base de uma câmara magmática, arrasada pela erosão, durante mais de 60 Ma.

Depósitos de barita, bauxita e diversos tipos de depósitos hidrotermais foram descritos no Complexo Alcalino do Mendanha (Menezes & Klein, 1973; Sigolo & Klein, 1987; Pires & Miano, 1999), muito embora não constituam jazidas explotáveis.

3.3.3 - COMPLEXO ALCALINO DO TINGUÁ K2E1λTI

O Complexo Alcalino de Tinguá aflora em um maciço montanhoso isolado nos contrafortes da Serra do Mar (Serra do Tinguá), a norte do município de Nova Iguaçu, com cerca de 50 km² (Ulbrich & Gomes, 1981). O complexo é formado, predominantemente, por sienito, foiaíta, fonolito, traquito e tinguáito (variedade hipoabissal de fonolito, definida no maciço por Rosenbusch em 1887) e compostos, principalmente, por álcali-feldspatos, aegerina, aegerina-augita, anfibólios sódicos, analcima, biotita, nefelina e eudialita (Wooley, 1987). O complexo é caracterizado por uma espessa camada de laterita nas cotas de menor altitude. Rochas máficas são raras, mas foi relatada a ocorrência de lamprófito (minete) com flogopita e olivina alterada, além de fenocristais de clinopiroxênio (Thompson et al., 1998).

As rochas alcalinas do complexo foram datadas em 68 Ma (K-Ar, rocha total e mineral; Sonoki & Garda, 1988).

3.3.4 - COMPLEXO ALCALINO DE ITAÚNA - K2E1λIT

O Complexo Alcalino de Itaúna tem cerca de 3,5 x 2 km e 6 km² de área (Lima, 1974) e suas rochas foram datadas em 62 Ma (K-Ar, rocha total e mineral; Sonoki & Garda, 1988).

O complexo é constituído por sienitos finos e fonolitos nos bordos (com fraca ou nenhuma alteração hidrotermal) e, subordinadamente por sienitos grossos no centro (com forte alteração

deutérica ou hidrotermal) e brechas vulcânicas (Klein et al., 1999a,b,c). As rochas vulcânicas do complexo ocorrem muito localmente, num afloramento de 20 x 30 m, e foram estudadas recentemente, com proposição de novos modelos geradores (Motoki et al., 2007d,e). Os clastos são constituídos inteiramente por traquitos e fonolitos, desde 1 cm a 1 m de comprimento, sendo angulares a semi-arredondados. Não há registro de estruturas vesiculares, bombas ou seleção granulométrica. No entanto, a rocha vulcânica apresenta estrutura fortemente soldada e estrutura de fluxo secundária, com matriz acamadada com forte mergulho. Estes aspectos foram utilizados para sugerir que a rocha vulcânica não representa um depósito piroclástico eruptivo mas sim uma brecha tufácea soldada de preenchimento de conduto subvulcânico. A estrutura vulcânica teria sido erodida durante a história de denudação regional envolvendo cerca de 3 km de crosta continental.

3.4 - COBERTURAS SEDIMENTARES CENOZÓICAS NA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

A cobertura sedimentar recente do Pleistoceno ao Holoceno, na área correspondente à Folha Baía de Guanabara (1:100.000), é caracterizada por sedimentos associados a vários ambientes costeiros e fluviais, que ocorrem interdigitados na Barra da Tijuca/Baixada de Jacarepaguá e ao redor da Baía de Guanabara (Figura 3.75). São sedimentos marinhos e continentais onde predominam areias e, subordinadamente, siltes e argilas e raramente cascalhos (Ponçano, 1976). Cobrindo a planícies costeiras, ocorre um conjunto de sedimentos pleistocênicos e holocênicos, dispostos em mangues, dunas, praias e planícies aluvionares.

A coluna sedimentar costeira é constituída por seqüências sedimentares caracteristicamente transgressivas (Ponçano, 1976), que podem ser relacionadas à transição glacial/interglacial ocorrida a partir de 15,5 AP aproximadamente (Pleistoceno Superior). Superficialmente observam-se outras feições reliquias associadas a movimentos transgressivos holocênicos.

As evidências das oscilações do nível do mar no litoral do Brasil vêm sendo estudadas, principalmente a partir da década de 70, através de análises sedimentológicas, biológicas e arqueológicas, permitindo traçar curvas relativas para alguns setores. A partir de comparações entre diversos

registros sedimentares e datações Martin & Suguio (1989) estabeleceram algumas correlações de variações, chegando a reconstituições para eventos anteriores a 120 mil BP (Pleistoceno inferior/superior), que evidenciaram transgressões em Santa Catarina, Paraná e talvez São Paulo, com terraços em altitudes de 13 metros. Um outro nível marinho, para 120 mil BP, situado a $\pm 8m \pm 2m$ acima do nível

atual foi identificado da Paraíba até o Rio de Janeiro, na penúltima transgressão

No Holoceno, Martin & Suguio (1989) registram, para a região de Angra dos Reis, no estado do Rio de Janeiro, um máximo transgressivo há ± 5.500 , além de duas rápidas oscilações posteriores, entre 2 e 3 metros, relacionadas, a movimentos tectônicos em alguns locais da costa fluminense. (Figura 3.76).

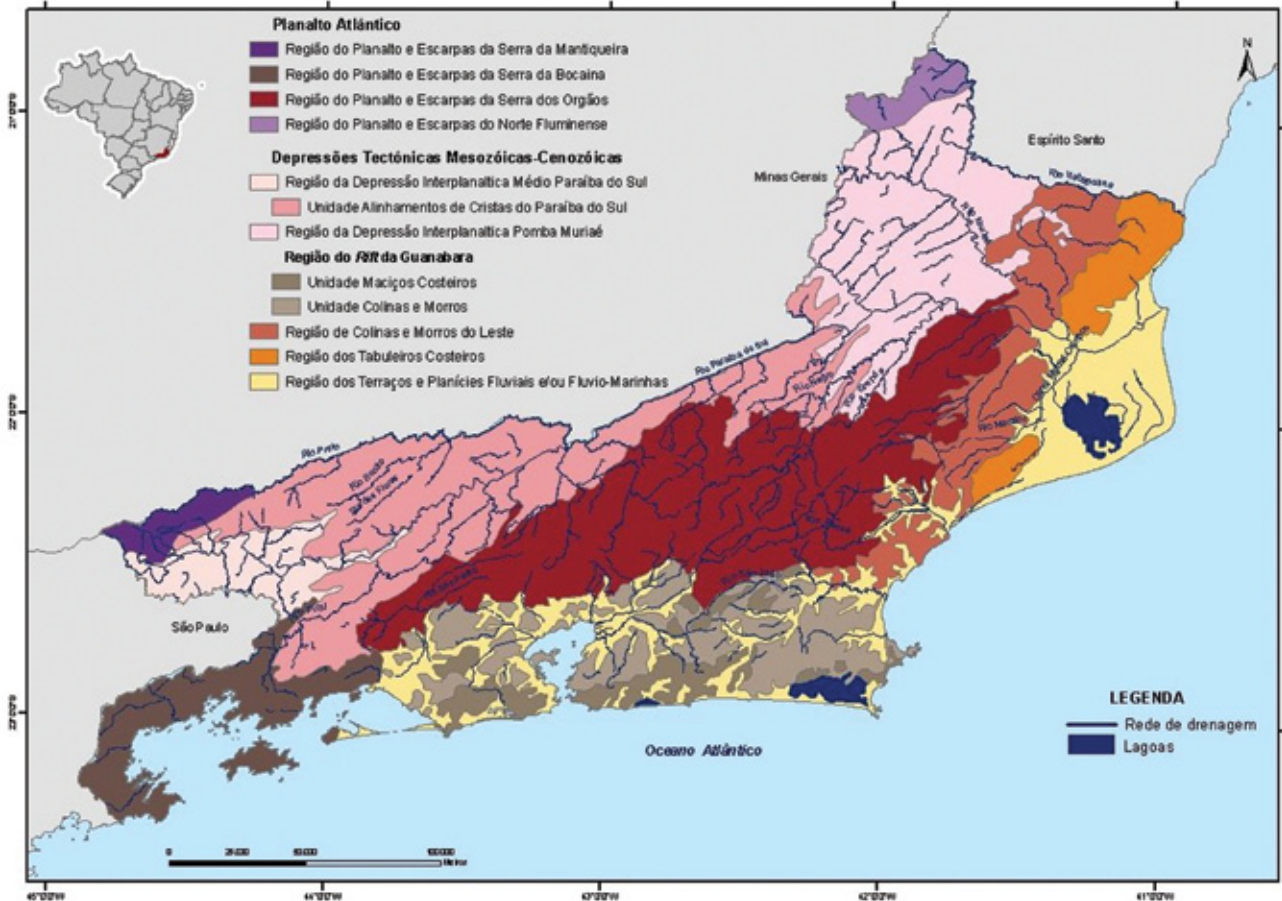


Figura 3.75 - Domínios morfoestruturais para o estado do Rio de Janeiro propostos por Silva (2002)

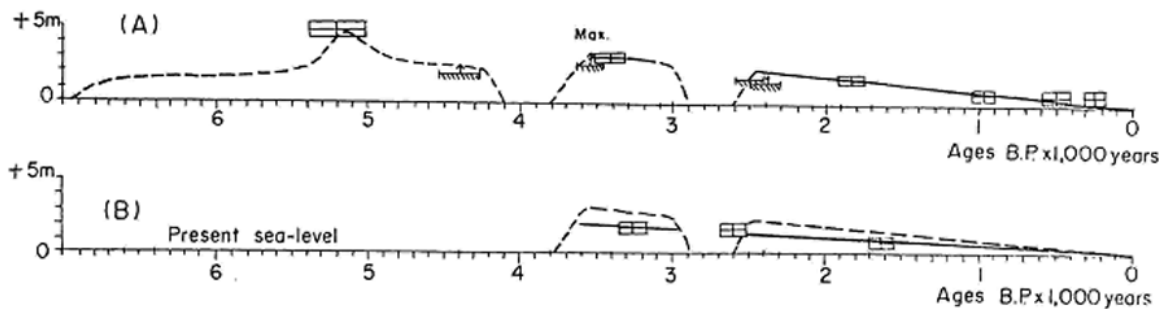


Figura 3.76 - Curva de variação do nível relativo do mar nos últimos 7 mil anos para o setor do litoral Parati-Angra (A), e curva de variação do nível relativo do mar nos últimos 7 mil anos no litoral inserido no Gráben da Guanabara (B) (Suguio & Cruz, 1982)

Embora para muitos setores possam ser apontadas modificações do geóide para explicar as duas rápidas oscilações ocorridas após o máximo transgressivo holocênico, Martin & Suguio (1989) destacam a região costeira no extremo sul do gráben da Guanabara como uma área em submersão, limitada por duas linhas paralelas e oblíquas, de sentido NE-SW. O limite oeste seria dado por um lineamento que passaria a oeste da Ilha de Itacuruçá, atingindo o leste da Ilha Grande, enquanto o limite leste passaria pela Ilha da Pescaria, no bairro de Santa Cruz, oeste do município do Rio de Janeiro. Nas duas extremidades, esse bloco estaria ladeado pela planície costeira de Parati/Mangaratiba a oeste, enquanto a leste estaria a região de Guaratiba.

A região que compreende a Folha Baía de Guanabara foi considerada por Martin & Suguio (1989) como pertencente aos setores Costeiro, no extremo sul do gráben da Guanabara e, leste de Sepetiba. No primeiro caso, a região é marcada por uma planície suave, ocorrências esparsas de depósitos lagunares com restos de conchas, sem registros de depósitos marinhos nos afloramentos. Já no Setor costeiro leste de Sepetiba, saindo do gráben da Guanabara, volta a ocorrer depósitos marinhos. Estes autores destacam que, nas proximidades do bairro de Pedra de Guaratiba, uma camada de aproximadamente 20 cm de depósitos conchíferos aflora sobre uma superfície cristalina bastante intemperizada, indicando um nível de mar pretérito 2,5 metros acima do atual. Destaca-se que a oeste desta área, na região de Mangaratiba, inscrustrações de vermitidos e ostras foram datadas de 5.200 ± 200 anos AP.

No Mapa Geológico da Folha Baía de Guanabara, as coberturas cenozóicas foram discriminadas em seis, das quais cinco são unidades naturais: os depósitos terciários da Formação Macacu e os depósitos quaternários colúvio-aluvionares, os fluvio-marinhos, os eólicos-litorâneos e os praias/marinhos/lagunares indiscriminados. Além destes depósitos naturais, foram cartografados expressivos produzidos pelo Homem, os aqui denominados Depósitos Antropogênicos.

3.4.1 - FORMAÇÃO MACACU - ENM

Embora os sedimentos atualmente atribuídos à Formação Macacu tenham sido objeto de considerações geológicas desde Hartt (1870), que os correlacionaram com aqueles da Formação Barreiras, trabalhos mais sistemáticos iniciaram-se apenas na década de 1970's, com os trabalhos de Meis &

Amador (1972, 1974, 1977) e, posteriormente, de Dalcolmo et al. (1982).

Mais recentemente, Lima *et al.* (1996) reuniram a pilha sedimentar sob a denominação de Formação Macacu, com ocorrência de leques aluviais basais, seguidos por sedimentos fluviais entrelaçados e capeados por sedimentos fluviais meandantes no topo. Ferrari & Silva (1997) definiram a Bacia Macacu, de idade eocênica a oligocênica, em termos de sua distribuição geográfica e de sua ambientação tectônica, no contexto do Rifte Continental do Sudeste do Brasil, conjunto de bacias do tipo rifte que se desenvolveram no Paleógeno, com distribuição desde Curitiba até o Rio de Janeiro.

Na Folha Baía de Guanabara, afloramentos da Fm. Macacu ocorrem na Ilha do Governador e na localidade de Saracuruna, no Município de Duque de Caxias. Descrições faciológicas detalhadas e de associações de fácies reportadas por Ferrari (2001), que os incluiu no Membro Porto das Caixas.

Na área da Ilha do Governador predominam lamitos e arenitos lamosos, com seixos e fragmentos menores de quartzo e feldspato, com proporções subordinadas de conglomerados matriz-suportados, de arenito feldspático conglomerático, conglomerados clasto-suportados e lamitos, interpretados por Ferrari (2001) como depositados por leques aluviais.

No distrito de Saracuruna (Mun. Duque de Caxias), predominam lamitos argilosos e arenitos finos interpretados por Ferrari (2001) como depositados em planícies aluviais de rios entrelaçados, com destaque para a ocorrência do icnofóssil *Taenidium*, característico de lagos rasos e a áreas alagadiças.

3.4.2 - DEPÓSITOS COLÚVIO-ALUVIONARES – QCA

Estes constituem a maior área de cobertura cenozóica da Folha Baía de Guanabara, preenchendo as depressões e vales em toda a Baixada Fluminense, nas zonas Norte, Central e Oeste do Rio de Janeiro, e na área de São Gonçalo. Nos sistemas fluviais ao norte e a oeste da bacia hidrográfica da Baía da Guanabara, ocorrem amplamente ao longo dos cursos dos rios Surui, Saracuruna e Iguçu. Já na margem oceânica, são encontrados entre as lagoas e os sopés dos maciços costeiros. São localizados, de leste para oeste, nos arredores e da lagoa de Itaipu, no sopé das serras Grande e Tiririca e margens da lagoa de Piratininga; nos cursos que drenam para a lagoa Rodrigo de Freitas (rios Macacos, Rainha e Cabeças); e na bacia hidrográfica de Jacarepaguá,

entre os sistemas lagunares e os sopés dos maciços da Tijuca e da Pedra Branca.

Os depósitos aluvionares são constituídos de areias e cascalhos, com camadas subordinadas de argilitos de planície de inundação e meandros abandonados. As areias são quartzosas ou quartzo-feldspáticas, dependendo do grau de retrabalhamento e posição em relação às áreas serranas.

Bigarella (1971) reconheceu três tipos de depósitos aluviais holocênicos de várzea, que estão associados a pequenas oscilações climáticas ocorridas durante o Holoceno:

- TV2 - de areias finas, estratificadas, moderadamente selecionadas, intercaladas com lentes irregulares e estreitas de argilas, apresentando-se recobertos por alúvios e colúvios mais recentes. A idade sugerida para estes depósitos é de 2.000 anos A.P. (Meis & Amador, 1974);
- TV1 - sedimentos finos, argilo-sílticos ou sílticos-argilosos, bastante orgânicos, com pouca espessura, situados acima do nível da planície de inundação atual e capeiam os sedimentos de várzea TV2. Em alvéolos mais desenvolvidos estes sedimentos se apresentam como argilas extremamente plásticas denominadas de tabatingas;
- depósitos coluviais, TV3, ocorrem em toda a área, nas bases das colinas ou em concavidades de encostas. Podem ocorrer ainda, como depósitos de tálus ou quedas de blocos nos sopés das escarpas serranas.

Na bacia da Guanabara, Meis & Amador (1974) definiram duas fases de colúviação holocênica sendo, a primeira, mais antiga, caracterizada por materiais argilo-arenosos e coloração avermelhada de espessura variável em torno de um metro. A segunda fase, mais recente, é predominantemente areno-argilosa de coloração que oscila entre o castanho e o amarelo-alaranjado. Já a bacia de Jacarepaguá é constituída de sedimentos marinhos, lagunares e paludais, em inconformidade sobre o embasamento cristalino, cuja deposição está associada a sedimentos aluviais de idade pleistocênica, e depósitos associados a um período transgressivo iniciado no Holoceno.

Roncarati (1976) propõe uma coluna estratigráfica que se resume nos seguintes eventos evolutivos: depósitos rudáceos, areias e argilas de cores variadas, semelhantes às do Grupo Barreiras, representando ambientes de leques fluviais de idade provavelmente Pliocênica; argilas acinzentadas de

ambiente de planície de inundação e areias de canais fluviais pleistocênicas; interdigitação de sedimentos arenosos, argilosos, turfosos, representando fácies de ambientes marinhos, litorâneos, lagunares e paludais.

3.4.3 - DEPÓSITOS FLUVIO-MARINHOS – Q_{fm}

Os depósitos de origem flúvio-marinha correspondem a interdigitações de materiais fluviais e marinhos regressivos holocênicos, em ambientes de planícies de maré e progradação de litoral, em regime estuarino, dando origem aos manguezais. Esses depósitos são constituídos de sedimentos finos, síltico-argilosos ou argilo-sílticos, ricos em matéria orgânica. Ocorrem em nas adjacências da Baía da Guanabara, a maior representatividade é encontrada ao longo dos baixos cursos dos rios Macacu, Guapi-Açu, Guapi-Mirim e Guaxindiba, no litoral oriental, e rios Meriti e Estrela, no litoral ocidental (Amador, 1997) e ao redor das lagoas de Piratininga e Itaipu e, a leste, e lagoas de Jacarepaguá e da Tijuca, a oeste, na área da baixada de Jacarepaguá, além de pequenas manchas nas margens da lagoa Rodrigo de Freitas.

Roncarati & Neves (1976) propuseram uma coluna estratigráfica para os sedimentos flúvio-marinhos de Jacarepaguá, na seguinte sequência, de baixo para cima: depósitos rudáceos (areias e argilas de cores variadas, semelhantes às do Grupo Barreiras) associados a ambientes de leques fluviais de idade provavelmente Pliocênica; argilas acinzentadas de ambiente de planície de inundação e areias de canais fluviais de idade pleistocênica; interdigitação de sedimentos arenosos, argilosos e turfosos, representando fácies de ambientes marinhos/litorâneos, lagunares e paludais, de idade holocênica.

De acordo com esses autores toda a sedimentação flúvio-marinha da Baixada de Jacarepaguá teria ocorrido sob condições climáticas de semi-aridez, resultando, inicialmente, em ambientes deposicionais de leques aluviais que produziram a mobilização de materiais grosseiros das encostas. Atualmente estes sedimentos são envolvidos em uma matriz argilosa, e são a base do preenchimento dos vales fluviais, que foram anteriormente entalhados no embasamento cristalino em condições do nível do mar abaixo do atual. Sequência semelhante foi interpretada por Maldonado (1981), a partir de dados de eletrorresistividade, que sugeriu a seguinte deposição (Figura 6.3): sedimentos argilosos de origem fluvial; sedimentos aluvionares superficiais,

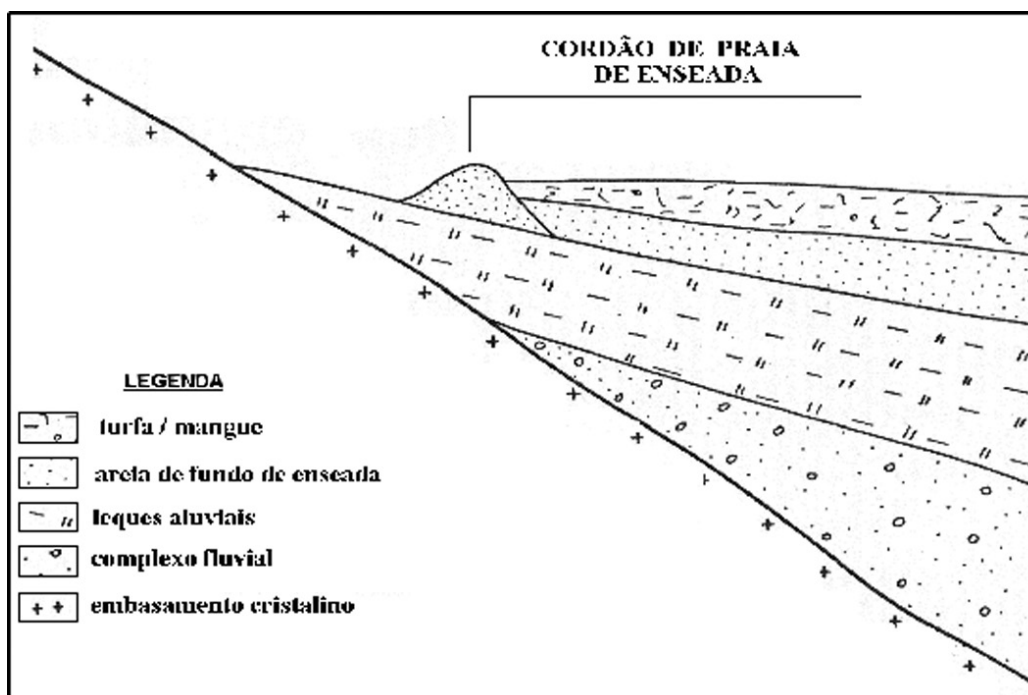


Figura 3.77 - Seção esquemática/tipo da seqüência sedimentar da Baixada de Jacarepa (modificado de Maldonado, 1981)

correspondentes a ambientes de leques aluviais; areias correspondentes à restinga externa, turfas e mangues. Esta seqüência deposicional é encontrada com espessura que varia de 150m (Aguirre, 1989) a 105m (Maldonado, 1981), ou, ainda, de 50 m a 75 m para Rocha (1992).

3.4.4-DEPÓSITOS PRAIAIS MARINHOS E/OU LAGUNARES - Q2pml

Estes depósitos caracteristicamente ocorrem sob a forma de cordões arenosos ao longo do litoral oceânico, perfazendo toda a seqüência de praias, dentre as quais se destacam: Macumba, Recreio dos Bandeirantes, Bara da Tijuca, Joatinga, São Conrado, Leblon-Ipanema, Copacabana, a oeste da Baía de Guanabara, e Piratininga, Cambinhas, Itaquatiara e Itaipuaçu, do lado leste, em Niterói.

Prais menores se distribuem desde a embocadura da Baía de Guanabara ao seu interior, incluindo-se aí aquelas insulares, como nas Ilhas do Governador e Paquetá.

Os depósitos praias oceânicos se constituem de areia média a grossa com extremo grau de maturidade textural e mineralógica (com boa seleção e ótimo arredondamento), constituídas de quartzo (>95 %) e acessoriamente de ilmenita, magnetita, granada, zircão, monazita e outros minerais pesados resistentes.

Não raro, laminação plano-paralela é denotada por filmes escuros compostos pelos minerais pesados, especialmente próximo à foz de rios.

Os sedimentos marinhos, compostos de areias grossas mal selecionadas, ocorrem sob a forma de terraços marinhos de diferentes níveis topográficos e restingas, elaborados a partir da Transgressão Guanabarina (Amador & Ponzi, 1974a; 1974b). O nível mais elevado de terraço marinho é encontrado a 6 metros de altitude, correspondendo a uma posição de nível de mar entre 3 a 4 metros acima do atual. O nível de terraço inferior pode ser encontrado a 3 metros de altitude, sendo correlacionado a um nível do mar acima do atual de aproximadamente 2 metros. Amador (1974) sugere que o nível de terraço marinho inferior desenvolveu-se na retaguarda de uma linha de praias fósseis.

3.4.5 - DEPÓSITOS EÓLICOS LITORÂNEOS – Qel

Esta unidade ocorre em áreas restritas, principalmente ao longo da linha de costa da baixada de Jacarepaguá, ou como depósitos remanescentes, nas proximidades das praias litorâneas. Caracterizam-se por sedimentos constituídos de areia quartzosa resultantes do retrabalhamento pelo vento dos depósitos praias. A principal área de afloramento dos depósitos eólicos compreende campos de dunas fósseis da Barra da Tijuca, a norte e a sul da Lagoa de

Marapendi. Estes depósitos são compostos de areias finas a médias quartzosas que se interdigitam a depósitos lagunares, e vêm sendo progressivamente terraplanados e/ou recobertos pela área urbana.

3.4.6 - DEPÓSITOS ANTROPOGÊNICOS – Qat

Dentre os inúmeros registros da passagem do homem na história geológica da Terra, os chamados depósitos sedimentares antropogênicos estão entre os mais significativos. Tratam-se de formações geológicas sedimentares produzidas pelo homem, que passa a ser o agente de sedimentação no lugar da natureza. Como material paleontológico para o futuro, provavelmente os depósitos antropogênicos serão dos mais elucidativos de detalhes da vida humana, pois contêm uma variedade de objetos e materiais (agregados, metais, plásticos etc) que foram consumidos, processados ou sintetizados pelo homem.

Dentre os tipos de depósitos antropogênicos mais expressivos estão:

- pilhas de rejeitos da atividade de mineração;
- barragens de represas e outras grandes obras civis;
- aterros de corpos d'água (mar, lagos, lagoas) e alagadiços para expansão urbana;
- depósitos de lixo;
- todo o material que constitui as áreas urbanas, especialmente as regiões metropolitanas como a do Rio de Janeiro, incluindo suas construções (casas, edifícios, construções industriais), bem como os diversos materiais agregados de pavimentação da malha urbana, incluindo as de terra/cascalho, pedra, paralelepípedo ou de asfalto.

Na Folha Baía de Guanabara ocorrem três tipos de depósitos sedimentares antropogênicos: os sambaquis, os aterros urbanísticos, e os aterros sanitários, sendo que apenas os dois últimos constituem áreas mapeáveis na escala de representação cartográfica adotada de 1:100.000.

Sambaquis

Os sambaquis (do tupi *tambá* = mariscos, *ki* = amontoado) são pequenos morrotes de alguns metros de altura (podendo excepcionalmente chegar a mais de 25m) constituídos por camadas de conchas,

ossos de peixes e de outros animais, acumuladas ao longo de milhares de anos por populações humanas pré-colombianas (Gaspar, 1999), provavelmente entre 8000 e 2000 anos atrás (BP, de before present). As ocorrências de sambaquis são numerosas ao longo do litoral do sul sudeste brasileiro via de regra localizadas em pontos estratégicos com vantagens de observação e/ou defesa, geralmente em pequenas elevações próximas de barras de rios ou de lagoas, que são sítios de conexão entre ecossistemas de alta produtividade biológica (restinga, mangue, floresta), propiciando oferta de alimento ao longo de todo ano.

Embora inúmeros sambaquis tenham sido reportados na área da Folha Baía da Guanabara, sua preservação atual é das mais escassas no Brasil. Já no século XIX, cronistas como Capanema reportavam sua quase completa destruição, pois os europeus, desde o século XVI, viram nos sambaquis valiosa a única fonte prontamente disponível de calcário para edificação de fortificações e residências, multiplicando assim suas caieiras na fabricação de cal para argamassa de construção.

Dentre alguns exemplos de sambaquis fora da Baía da Guanabara destacam-se o da Duna Grande de Itaipu e o de Camboinhas (Muehe & Kneip, 1995), em Niterói. Dentro da baía ocorrem, dentre outros, o sítio de Arapuã no Vale das Pedrinhas (Guapimirim) e, em Duque de Caxias, o Sítio da Marquesa (Bairro São Bento).

Aterros urbanísticos dos séc XIX e XX

O processo de urbanização da região central da cidade do Rio de Janeiro, desde os seus primórdios no século XIV até a atualidade, tem sido uma história de progressivo aterramento e conquista de terrenos em detrimento de praias, brejos, lagoas e mangues localizados principalmente no mar interior da Baía da Guanabara, mas com igual intensidade em lagoas como as de Jacarepaguá, Rodrigo de Freitas e Itaipu. Alguns aterros importantes são listados na Tabela 3.7. Outro processo relacionado à evolução da cidade os desmontes de morros ocorridos na região do centro onde, via de regra, o material retirado foi utilizado em aterros próximos ou distantes (Tabela 3.8).

Foram discriminados no mapa o Aterro do Flamengo, entre as praias de Botafogo e a Glória, e o conjunto de aterros que ligam o Aeroporto de Santos Dumont, a região portuária, o Caju e a Ilha do Fundão.

Tabela 3.7 - Aterros importantes relacionados à evolução urbanística da cidade do Rio de Janeiro

Ano / período	Local atual	Locais aterrados / Comentário
Séc XIX a princípios do séc XX, especialmente na dec. 1920's, durante o combate à febre-amarela.	Praças e vias públicas no centro da cidade.	Aterradas a Lagoa da Pavuna ou do Polé (atual Praça Tiradentes), a Lagoa de Santo Antonio (Largo da Carioca e av Chile), a Lagoa do Boqueirão (Cinelandia), Lagoa do Desterro (Passeio Público (aterrado com o material do desmonte do Morro do Desterro), e Lagoa da Sentinela (aterrada com o desmonte do Morro do Senado), dentre outras.
Desde início séc XIX até meados do séc XX.	Gamboa, atual Av. Rodrigues Alves e o Cais do Porto.	Aterrados a Prainha, o Valongo, Valonguinho, Saco do Alferes, Saco da Gamboa, Praia Formosa, Ilha dos Melões, das Moças e do Ferreiro. Onde eram Praia Formosa e o Saco do Alferes (início do mangue de São Diogo) situam-se a Rodoviária Novo Rio, o Gasômetro e a Av. Francisco Bicalho.
1921-1927	Bairro da Urca.	Terreno conquistado ao mar.
1948-1953	Ilha do Fundão	8 ilhas situadas defronte ao Saco de Inhaúma, entre as pontas do Caju e do Galeão
1955	Área em frente à Av. Rio Branco e Praça Paris.	Aterros realizados para a realização do Congresso Eucarístico.
1955-1965	Aterro do Flamengo	Cerca de 1.200.000 m ² de área entre o Aeroporto Santos Dumont e a Praia de Botafogo.
1974-1977	Aeroporto Internacional Antônio Carlos Jobim (antigo Galeão)	Realizados grandes movimentos de terraplanagem com redistribuição de material; aterradas as praias de Flexeiras, Porto Santo e Itacolomi.
Meados déc 1970's	Cocotá (Ilha do Governador)	Saco da Olaria

Tabela 3.8 – Alguns desmontes de morros ocorridos no centro da cidade do Rio de Janeiro, com destino do material para aterros relacionados.

Ano / período	Morro Desmontado	Local atual	Locais aterrados / Comentário
1891 a ~1906	Morro do Senado	Praça da Cruz Vermelha (Centro)	Aterramento da Lagoa da Sentinela
1920 a 1922	Morro do Castelo	Castelo (Centro)	Aterramento da praia de Santa Luzia, da área do atual Aerop. Stos Dumont, da enseada da Glória até a ponta do Russel
1927	Morro de São Diogo	Entre os Morros da Providência e da Conceição (Centro)	Mangal de São Diogo (na atual Av Pres. Vargas) e Campo de Santana
1952 a 1958	Morro de Santo Antonio	Edifícios da Petrobras, BNDES e Catedral, parte da Av. Chile (Centro)	Enrocamento desde a Ponta do Calabouço (Museu Histórico Nacional), pela Glória até o Morro da Viúva, no Flamengo.

Aterros sanitários

Este tipo de depósito geologicamente construído pelo homem é típico do desenvolvimento urbano de uma metrópole como a do Rio de Janeiro. A necessidade de definição de sítios determinados de deposição de lixo sólido tornou-se um problema crescente especialmente a partir da segunda metade do século XX, com o acentuado crescimento urbano e a partir da proibição da incineração do lixo que, ao preço de severa poluição atmosférica, reduzia significativamente o volume dos resíduos sólidos. Atualmente, a cidade do Rio de Janeiro produz mais de 8 toneladas diárias de lixo sólido, na sua maior parte de origem residencial.

Após séculos de tradicional prática disposição de lixo nas imediações mais convenientes, geralmente em córregos e no litoral, observa-se a progressiva centralização da coleta e destinação do lixo urbano pelas prefeituras, dando origem aos denominados “aterros sanitários”. Estes são depósitos em que é praticado algum tipo de manejo do material depositado, geralmente resultando na intercalação de lentes de lixo separadas por capas de terra compactada, podendo ter sistemas de drenagem dos líquidos (chorume) e dos gases (CO₂, metano etc) resultantes.

Dentre os inúmeros aterros de lixo menores existentes na Folha Baía da Guanabara, destacam-se o maior deles, o do Gramacho (Mun. Duque de Caxias), e depósitos menores, mais ou menos controlados, que incluem o do Morro do Bumba (desativado na década de 1980 e causa de um deslizamento em Abril de 2010), o do Morro do Céu (Bairro do Caramujo, Niterói), em desenvolvimento desde os anos 1980, e o da Paciência, na Zona Oeste do Rio de Janeiro.

O depósito do Jardim Gramacho situa-se no bairro homônimo do Município de Duque de Caxias, à foz do Rio Sarapuí, em meio aos manguesais do fundo da Baía da Guanabara. É o maior aterro sanitário da América Latina, com a forma de um morro elíptico de cerca de 1500 m por 1000 m, com mais de 20 m de altura. Vinha recebendo, nos últimos anos, mais de 7 toneladas diárias de lixo proveniente da Baixada Fluminense e da cidade do Rio de Janeiro quando.

A partir de 2004 foram constatadas evidências de instabilidades no depósito, sob a forma de rachaduras no terreno. O desenvolvimento crescente destas rachaduras, a partir de meados de 2008, levaram à recente interdição da maior parte da sua área.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

A estruturação da Folha Baía de Guanabara é resultado da superposição de dois grandes eventos geotectônicos, separados no tempo por um longo período de relativa quietude tectônica que durou do Siluriano ao Jurássico:

- o denominado “Evento Brasileiro” que, do Neoproterozóico ao Ordoviciano, agrupa uma sucessão de episódios de convergência de placas litosféricas e colisão de fragmentos continentais, que levaram à aglutinação do paleocontinente Gondwana. Este evento geotectônico originou o que denominamos de “embasamento cristalino” da região, compreendendo gnaisses, migmatitos e granitos e uma complexa estruturação sequência de estruturas dúcteis, como dobras, foliações, lineações e zonas de cisalhamento.
- o rifteamento e a fragmentação do paleocontinente Gondwana que, do Cretáceo Inferior até hoje, agrupa uma sucessão de episódios predominantemente distensivos, que vem causando a expansão do Oceano Atlântico meridional. Este evento tectônico mais novo originou uma estruturação em horsts e grabens, associados a depósitos sedimentares, associada a intrusões ígneas anorogênicas de caráter toleítico e alcalino, e uma complexa sequência de estruturas rúpteis, tais como zonas de fraturas, e falhas associadas a estrias e zonas de brechação.

A análise estrutural que se segue será dividida em dois segmentos, respectivamente ligados ao desenvolvimento do embasamento cristalino e da suas reativações mesozóico-cenozóicas.

4.1- TECTÔNICA DÚCTIL OCORRIDA DO NEO-PROTEROZÓICO AO ORDOVICIANO

4.1.1 - SINOPSE EVOLUTIVA

É possível organizar a complexa geometria de estruturas dúcteis na região em uma hierarquia baseada no seu estilo e principalmente superposição a estruturas pré-formadas, conforme apontado por

inúmeros autores. Embora com variações locais, a região da folha mapeada apresenta uma hierarquia de estruturas que pode ser simplificada agrupadas em forma de quatro fases de deformação sucessivas, denominadas de D1 a D4. As fases de deformação D1 e D2 representam a deformação principal, que imprimiu foliação de baixo ângulo de mergulho, associadas à geração de magmatismo granítico sin-colisional. A idade da fase de deformação principal é dada pelas datações de granitos sin-tectônicos à foliação subhorizontal principal S1+S2, entre 580 e 560 Ma (Machado et al., 1996, Heilbron & Machado, 2003).

A fase de deformação D3, no Terreno Oriental, imprimiu zonas de cisalhamento dúcteis transcorrentes destrais, separadas por zonas de dobramento normal com eixo NE-SW. Esta fase de deformação foi resultado da colisão do Terreno Cabo Frio, com idades em torno de 530 -520 Ma (Machado et al., 1996, Schmitt et al., 1999).

4.1.2 - FASE DE DEFORMAÇÃO D1

Esta fase é vestigial, pois se encontra extensamente transposta pelo intenso cisalhamento associado à fase de deformação principal, D2.

Da fase D1, observa-se uma foliação intensamente desenvolvida nos gnaisses, paralelamente à qual se distribuem veios leucossomáticos que frequentemente dão uma estrutura estromática às rochas, evidenciando que a migmatização foi contemporânea a um evento metamórfico de alto grau.

4.1.3 - FASE DE DEFORMAÇÃO D2

Representa a fase principal de deformação, que imprimiu de modo geral, a estruturação do embasamento cristalino da região da Folha Baía de Guanabara, dada por contatos litológicos sub-paralelos à foliação principal denominada S2, muito penetrativa na maioria dos gnaisses, migmatitos e de parte dos granitos do embasamento cristalino, principalmente na metade meridional da folha. Esta

foliação principal, mais propriamente, trata-se de uma foliação composta S1+S2.

O diagrama da Figura 4.1a abaixo mostra que a foliação principal S1+S2 apresenta baixos ângulos de mergulho para NW e para SE, distribuindo-se ao longo de uma guirlanda que evidencia dobramento pela fase de deformação D3, discutida abaixo.

A lineação mineral e de estiramento contida na foliação principal S1+S2 (Figura 4.1b) apresenta baixos caimentos preferencialmente para NE e SW, indicando um processo de forte estiramento e fluxo dúctil das rochas paralelamente ao orógeno. Na parte sul da folha, especialmente na Serra da Pedra Branca, e na Zona Sul da cidade do Rio de Janeiro, observa-se também uma forte concentração de lineações mineral e/ou de estiramento com baixos caimentos para NW e SE.

4.1.4 - FASE DE DEFORMAÇÃO D3 - A ANTIFORMAL DO RIO DE JANEIRO

A guirlanda de pólos da foliação principal da Figura 4.1a é expressão do dobramento da foliação principal (S1+S2) pela fase de deformação D3. A distribuição da atitude dos pólos da foliação principal D2, através da área da Folha Baía de Guanabara (Figura 4.2) encontra-se disposta na forma de uma megadobra antiformal, a denominada Antiformal do Rio de Janeiro. Esta megaestrutura tem charneira subhorizontal NE-SE e sua zona de charneira corre em diagonal à Folha Baía

de Guanabara, da Serra da Pedra Branca à foz do Rio Macacu. Seus flancos mergulham para SE em Niterói e no centro e zona sul da cidade do Rio de Janeiro, e para NW na Serra do Mar e Baixada Fluminense, com várias dobras menores na sua zona de charneira, como a Sinformal de Niterói e o Antiformal da Serra da Carioca, dentre outros.

4.1.5 - FASE DE DEFORMAÇÃO D4

A fase de deformação D4 é caracterizada por suaves ondulações da foliação principal (S1+S2), com eixos suaves com grande dispersão no quadrante NW. Muito frequentemente, estas dobras estão associadas a zonas de cisalhamento dúcteis, ao longo das quais desenvolvem-se leucossomas dictioníticos, veios aplíticos e veios e diques pegmatíticos. Não raro, as dobras de arrasto descritas pela foliação principal nas imediações destas zonas de cisalhamento dão indicação de regime distensivo, ou seja, com relativo abatimento do bloco sobrejacente. A Pedra do Arpoador, entre as praias de Copacabana e Ipanema, e a Ponta de São Teodósio, no Morro Cara de Cão, são dois afloramentos que apresentam excepcionais condições de exposição de zonas de cisalhamento extensionais instaladas em diques de pegmatito. Na Ponta de São Teodósio, por exemplo, elas têm mergulhos variados para NE (Figura 4.3a) e as dobras de arrasto associadas têm caimento preferencial para SE (Figura 4.3b), mostrando abatimento do bloco NE.

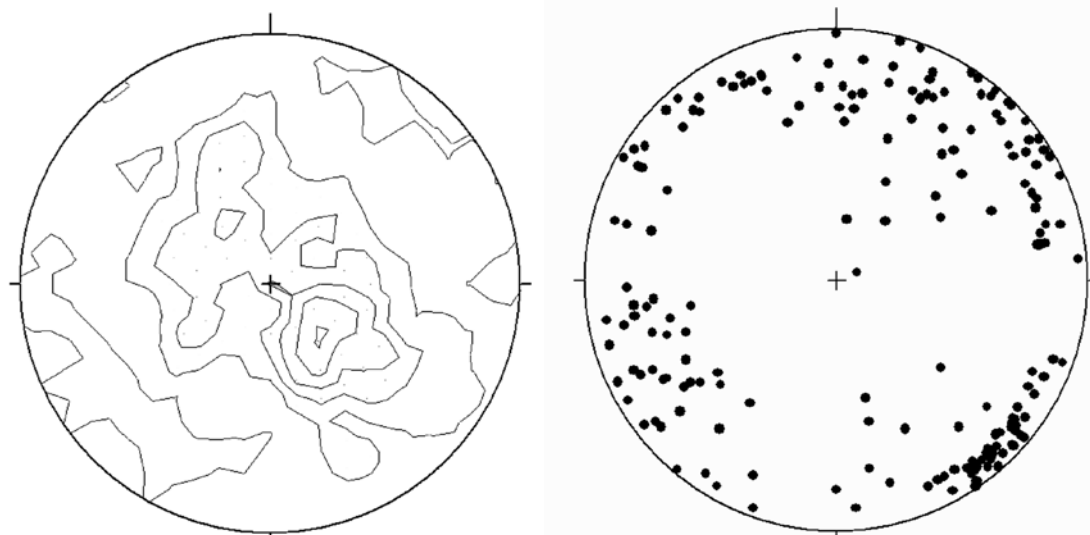


Figura 4.1 – a) Distribuição de 1628 medidas de polos da foliação principal em toda a Folha Baía de Guanabara; b) distribuição da atitude de 193 medidas de lineação mineral/estiramento na Folha Baía de Guanabara

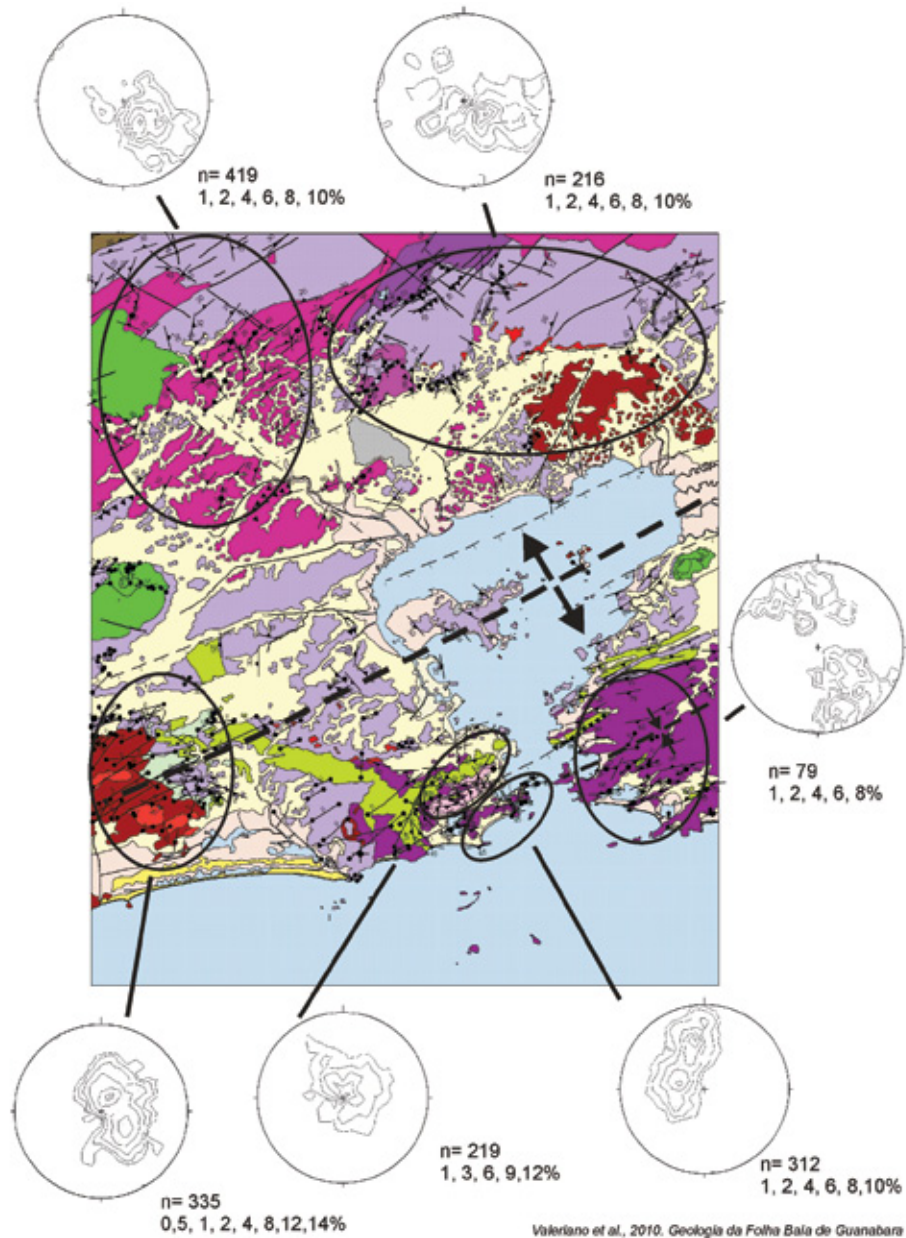


Figura 4.2 - Distribuição espacial dos polos da foliação principal (S1+S2) definindo a Antiformal do Rio de Janeiro. O traço do seu plano axial (linha tracejada) se estende aproximadamente ao longo da diagonal NE-SW da Folha Baía de Guanabara.

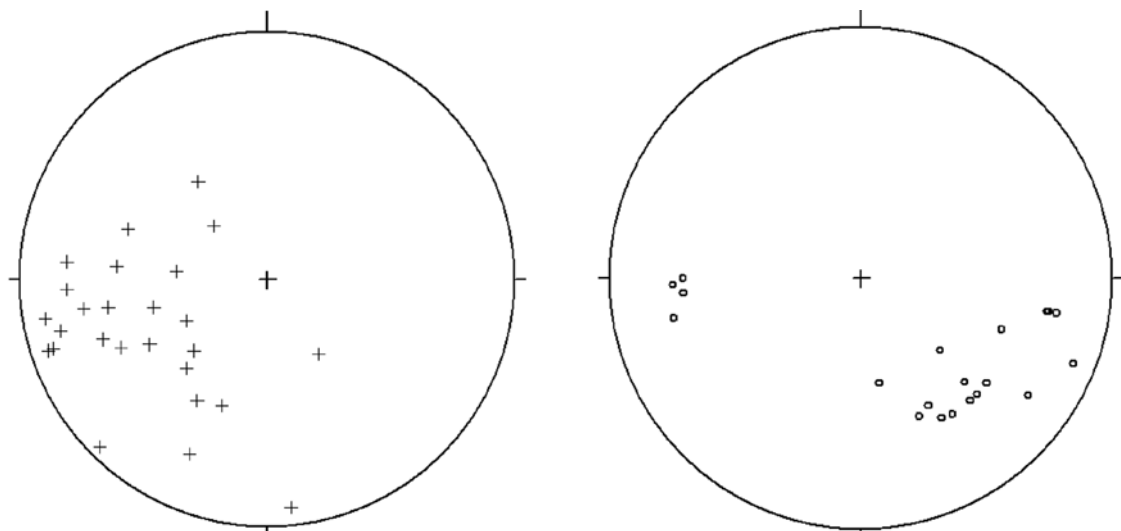


Figura 4.3 - Diagrama estereográfico (equi-área, hemisfério inferior) mostrando a orientação de estruturas associadas à fase de deformação D4, na área do Morro Cara de Cão: a) polos de zonas de cisalhamento dúcteis associadas a diques pegmatíticos; b) eixos da dobras abertas associadas

A datação U-Pb (LA-ICPMS) de um dique pegmatítico não foliado na Pedreira Suruí, cortando granito porfiróide homônimo (Capítulo 5- Litogeoquímica e Geocronologia), na região NE da Folha Baía de Guanabara, em torno de 485 Ma, fornece a idade da fase de deformação D4 e a última manifestação dúctil da deformação associada à aglutinação do paleocontinente Gondwana.

4.2 - EVOLUÇÃO METAMÓRFICA

Todos os trabalhos enfocados na caracterização e evolução metamórfica na Folha Baía de Guanabara se baseiam nas paragêneses minerais encontradas nos metapelitos (“kinzigitos”) do Grupo São Fidélis, de ocorrência na Serra da Carioca, no Maciço da Tijuca e no Maciço da Pedra Branca.

Pires et al. (1986) caracterizaram o metamorfismo como de fácies anfibolito, baseado na paragênese sillimanita-cordierita-granada-biotita-K-feldspato encontrada nestes gnaisses, sem muscovita primária. Silva et al. (1991) corroboraram estas observações, na Serra da Carioca, e também observaram retrometamorfismo dado pelo crescimento de clorita às custas de biotita, de sericitização/carbonatação dos feldspatos e pinitização da cordierita.

Heilbron (1993), em âmbito regional, definiu dois pulsos metamórficos sucessivos no segmento central da Faixa Ribeira, denominados M1 e M2, o primeiro concomitante à foliação principal, de baixo ângulo de mergulho, e o segundo em condições de mais baixa pressão, concomitante à fase D3, que gerou foliação de alto ângulo em posição plano axial de dobras empinadas associadas a zonas de cisalhamento destróginas.

Com a aplicação do método U-Pb em zircão, monazita e titanita, estes dois pulsos metamórficos foram datados por Machado et al. (1996): o pulso M1 em ca. 580 Ma e o pulso M2 em ca. 530 Ma.

Mais recentemente, estudos geotermobarométricos desenvolvidos por Khun et al. (2004) estimaram as condições de pico metamórfico em temperaturas entre 750-800°C e pressões < 7 kbar caracterizando condições de fácies granulito de baixa pressão em uma trajetória P-T de decompressão.

4.3 - TECTÔNICA RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA: GEOMETRIA E EVOLUÇÃO ESTRUTURAL DO GRÁBEN DA GUANABARA

4.3.1 - SINOPSE EVOLUTIVA

O substrato rochoso cristalino que compõe a Folha Baía de Guanabara foi, a partir do Cretáceo Inferior (ca. 127 Ma), profusamente intrudido pelo enxame de diques de diabásio toleíticos (EDSM) que precedeu a abertura do oceano Atlântico Sul com a separação América do Sul – África. Como é comum nesta etapa pré-rifteamento em zonas de astenosfera quente ascendente, deve ter havido significativo soerguimento precedendo e contemporâneo ao desenvolvimento do Enxame de Diques da Serra do Mar. Em face disso, é difícil uma estimativa dos movimentos verticais desta região durante o longo período intracratônico, no centro do paleocontinente Gondwana, do Siluriano ao Cretáceo Inferior.

A partir do Cretáceo Superior e durante o Paleógeno, o regime distensivo desenvolveu importante falhamento em blocos associado a magmatismo alcalino, dando origem ao Gráben da Guanabara. Esta estrutura foi proposta por Ferrari (1990) para denominar uma calha tectônica de orientação E-W, parcialmente preenchida por depósitos sedimentares cenozóicas, compreendendo a Baixada Fluminense, o fundo da Baía de Guanabara até a foz do Rio Macacu. Ladeando o Gráben central, sobressaem-se as importantes ombreiras de rifte, representadas pela Serra dos Órgãos ao norte, com cumes chegando a 2275 m na Pedra do Sino, a poucos quilômetros para fora da folha na direção NE, e ao sul pelas menores elevações do Maciço da Tijuca e da Serra da Carioca, chegando a 1022 m no Pico da Tijuca.

Estas estruturas locais fazem parte de um grande sistema de rifteamento que se distribui desde o Paraná até o Rio de Janeiro, sendo estudada por diversos geocientistas, que o denominam de várias formas: Sistemas de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976), Sistemas de Bacias Tafrogênicas do Sudeste Brasileiro (Melo et al. 1985), Rift Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989) e Sistemas de Rift Cenozóicos do Sudeste do Brasil (Zálan, 2005).

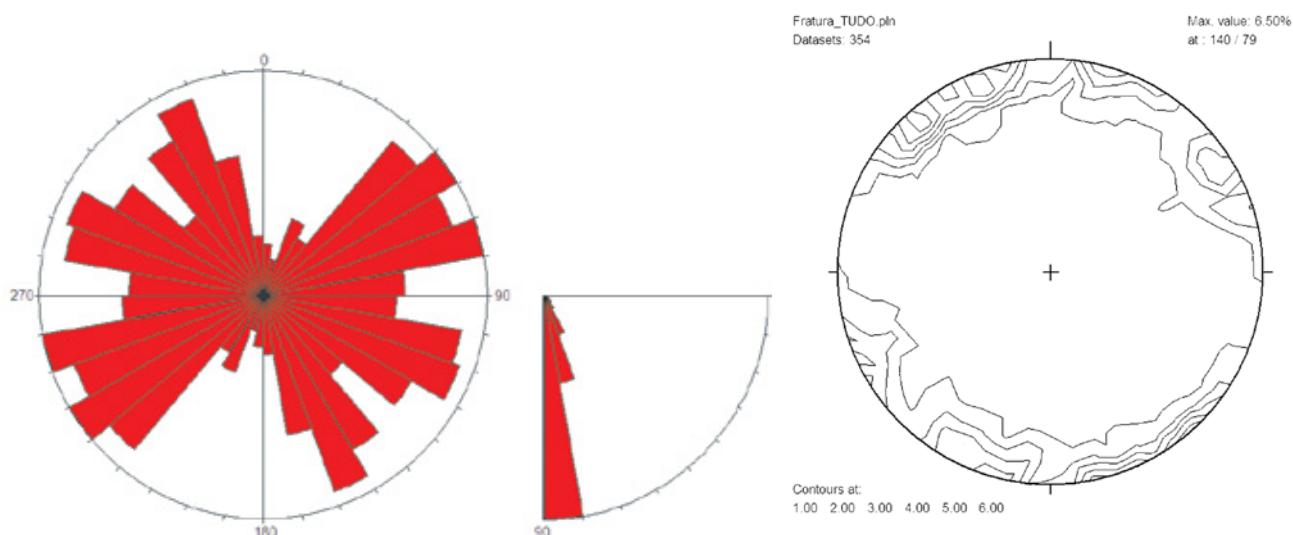


Figura 4.4 – a) diagrama de roseta com a distribuição espacial da direção de 354 planos de fraturas (juntas) medidos em afloramentos na Folha Baía de Guanabara; b) polos dos respectivos planos (hemisfério inferior, diagrama equiárea, isolinhas de 0,5, 1, 2, 3, 4, 5 e 6%).

Durante o Neógeno, atividade neotectônica vem sendo denunciada pela sismicidade atual registrada e por falhas e fraturas que afetam sedimentos de idade neogênica, progressivamente sendo identificadas.

A distribuição espacial de 314 planos de fraturas medidos em afloramentos (Figura 4.4) evidencia três grandes famílias de fraturas de mergulho mediano a íngreme, com direções WNW, NNW e NE.

- falhas transcorrentes ou oblíquas, orientadas nas direções WNW e NE, que funcionam como zonas de transferência das falhas normais de bordo.

Por outro lado, a distribuição da orientação dos planos de falhas medidos em afloramentos mostra, além dos conjuntos citados acima, um importante conjunto de falhas de direção N-S.

4.3.2 - A DISTRIBUIÇÃO GEOMETRICA DAS FALHAS E SEU COMPORTAMENTO

As falhas mapeadas através do deslocamento de contatos litológicos geológicos na escala mapa geológico evidencia duas principais direções de falhas subverticais:

- falhas normais de direção ENE, ao longo das quais se desenvolvem brechas silicificadas (Figura 4.5), são especialmente bem desenvolvidas nas bordas Norte (sopé da Serra do Mar) e Sul (Rio de Janeiro e Niterói) do Graben da Guanabara.



Figura 4.5 – Brecha silicificada em zona de falha de direção ENE na Serra da Carioca.

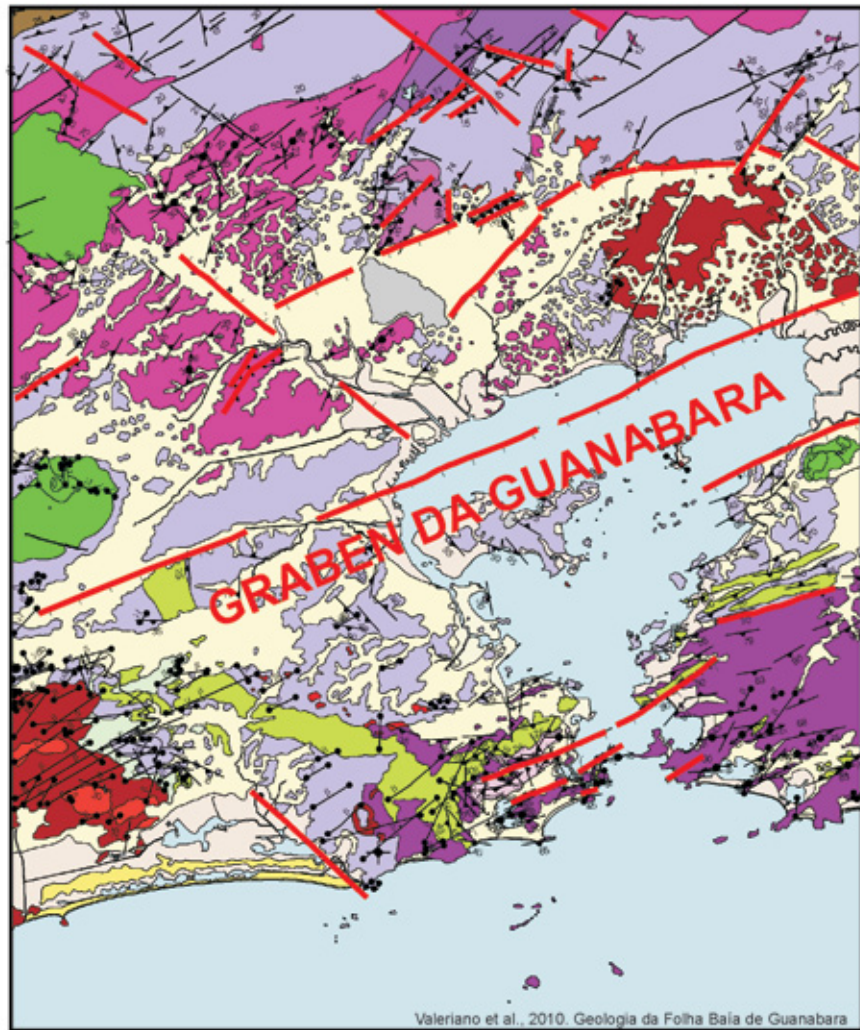


Figura 4.6 – Principais falhas da Folha Baía de Guanabara, representadas por linhas vermelhas, separando blocos abatidos por falhas normais ENE, acomodadas por zonas de falhas de transferência de direção NW.

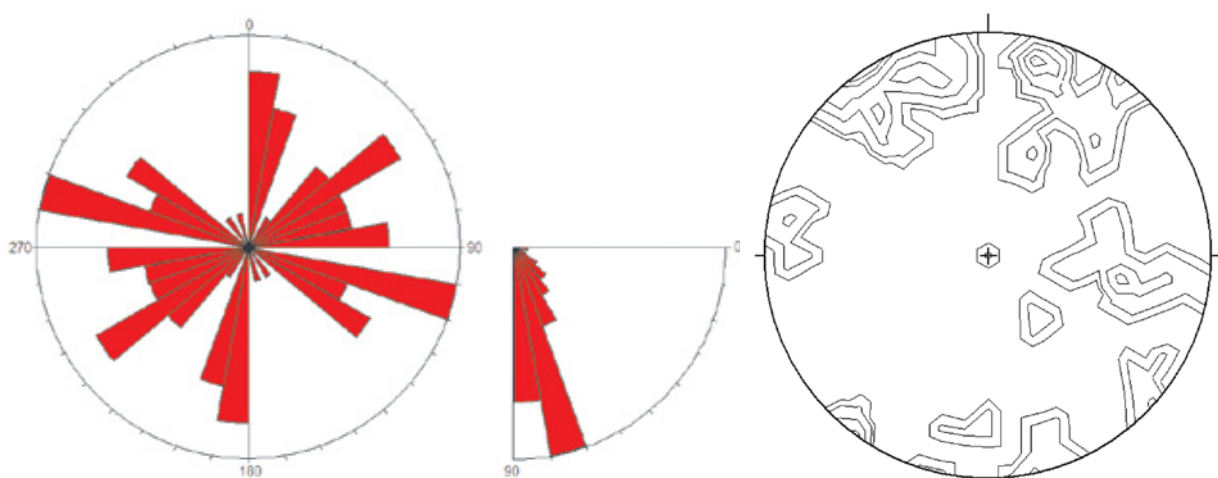


Figura 4.7 – a) diagrama de roseta com a distribuição espacial da direção de 43 planos de falhas medidos em afloramentos, localizados principalmente no quadrante NW da Folha Baía de Guanabara; b) polos dos respectivos planos (hemisfério inferior, diagrama equiárea, isolinhas de 0.5, 1, 2, 3, 4,5, 6% da área).

5 – GEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA

5.1 GEOQUÍMICA DOS ORTOGNAISSES NEOPROTEROZÓICOS DO COMPLEXO RIO NEGRO (Np2;1RN)

5.1.1- MAGMATISMO PRÉ-COLISIONAL PRECOCE

O conjunto de rochas gnáissicas analisado corresponde a um total de 7 amostras de composições variadas agrupadas em termos de gnaisses a plagioclásio de características pré-colisionais. Do ponto de vista de correlação com as denominações litoestratigráficas correntes para a área correspondente a Folha Baía da Guanabara, estas rochas correspondem à totalidade das rochas da Série Inferior (Helmbold et al., 1965). A Tabela 5.1 apresenta os resultados analíticos obtidos para este conjunto gnáissico. Foram utilizados na interpretação geoquímica, parâmetros petroquímicos como o índice FMMT (soma das concentrações de Fe₂O₃, FeO, MgO, MnO e TiO₂); $\frac{Al}{(NK)}$; (Eu/Eu*)_N referente à concentração em Európio normalizada pelo condrito e dividida por metade da soma do conteúdo normalizado de Sm mais o conteúdo normalizado do Gd; e (La/Yb)_N referente à divisão entre o conteúdo normalizado de La pelo condrito pelo conteúdo de Yb normalizado pelo mesmo condrito; além de razões elementares entre elementos móveis e imóveis (Tabela 5.2). O conjunto de rochas gnáissicas ortoderivadas pré-colisionais corresponde a um agrupamento de rochas subcalinas evoluídas ao longo de uma tendência calcioalcalina (Figura 5.1) de caráter metaluminoso (Figura 5.2). Do ponto de vista geoquímico, classificam-se como variando de tipos quartzodioríticos a granodioríticos (Figura 5.3) o que corresponde a mesma classificação obtida em diagrama QAP.

O tratamento estatístico aplicado aos dados referentes a elementos maiores analisados a partir de diagramas bivariantes do tipo Harker foi realizado através da construção de curvas de regressão e a partir do cálculo de coeficientes de correlação r para cada uma das curvas construídas. Os valores obtidos para a correlação, referente aos gnaisses ortoderivados pré-colisionais, apontam para graus de significância indicativos de que processos magmáticos evolutivos geradores de padrões polinomiais em diagramas bivariantes, devem ser mais significativos na

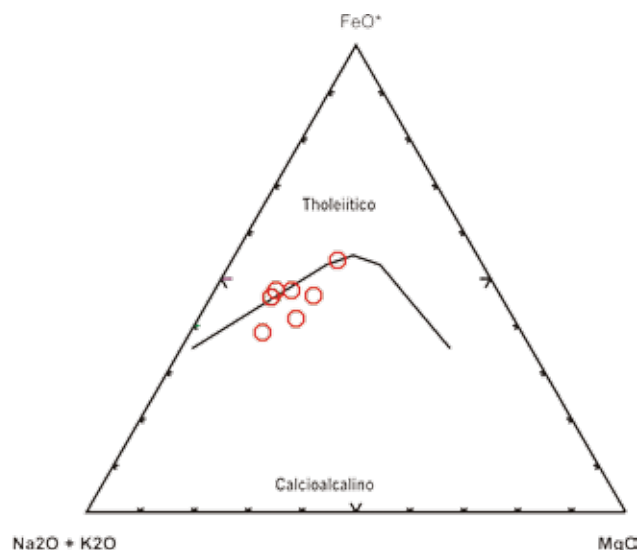


Figura 5.1 – Diagrama AFM de amostras dos ortognaisses pré-colisionais.

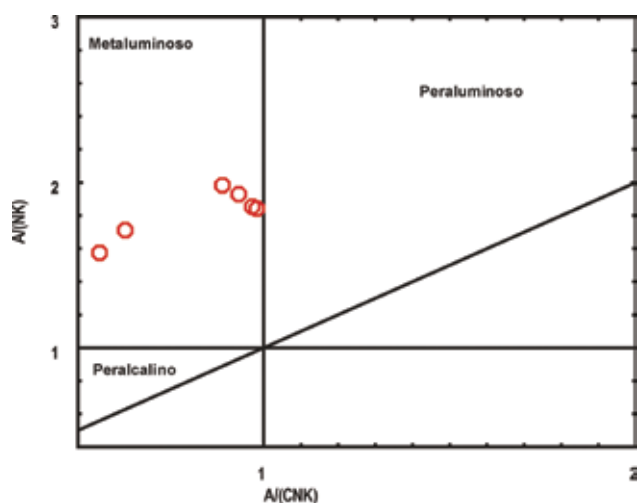


Figura 5.2 - Diagrama ANK/ACNK aplicado aos gnaisses ortoderivados pré-colisionais

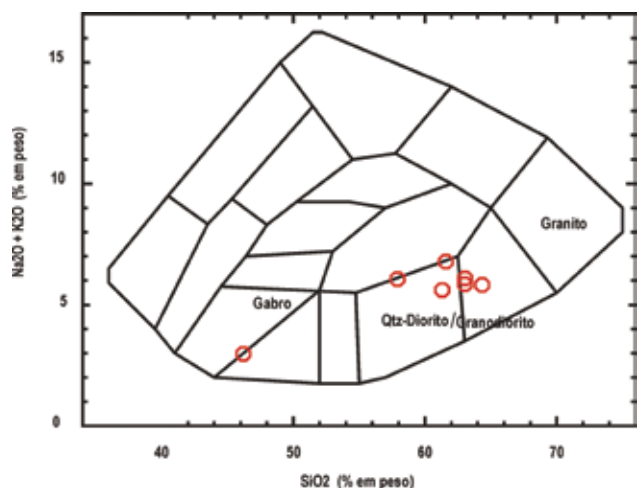


Figura 5.3 - Diagrama TAS classificatório aplicado aos gnaisses pré-colisionais

Tabela 5.1-Composição química dos ortognaisses pré-colisionais do Complexo Rio Negro

Amostra	PBG 4	PFNS-1a	PT - 05a	PT -5b	PBG 7a	PT-04a	PFO-04 ^a
SiO ₂	43,61	56,94	59,96	60,38	61,68	62,14	62,94
TiO ₂	3,61	1,24	1,10	1,47	1,02	1,23	1,15
Al ₂ O ₃	14,92	14,34	16,29	14,96	16,25	16,09	15,46
Fe ₂ O ₃	11,67	3,56	3,45	3,75	3,36	3,78	3,22
FeO	5,20	4,77	3,72	3,45	3,18	3,54	3,25
MnO	0,24	0,13	0,23	0,14	0,3	0,16	0,19
MgO	5,73	3,25	2,05	2,98	1,52	1,67	1,49
CaO	8,52	7,96	5,56	4,2	4,95	4,21	4,19
Na ₂ O	3,37	3,42	4,04	3,09	3,95	3,98	3,85
K ₂ O	1,59	2,54	1,45	3,56	1,78	2,02	1,85
P ₂ O ₅	0,89	0,54	0,29	0,45	0,21	0,13	0,26
LOI	0,23	0,84	1,39	1,02	1,44	0,88	1,39
Total	99,58	99,53	99,53	99,45	99,64	99,83	99,54
Rb	58	165	154	232	189	55	172
Ba	358	943	958	1890	1235	1123	1396
Sr	596	420	387	430	258	267	302
Nb	29	25	21	24	15	12	13
Zr	174	280	235	408	389	378	321
Y	30	45	31	43	26	34	21
Hf	4,5	16,8	12,5	13,5	11,4	9,6	12,4
Ta	1,7	2,5	1,6	1,9	1,6	2,5	1,9
Th	1,3	17,3	12,7	8,8	25,8	36,5	21,1
V	313	168	197	201	228	134	165
Co	49	18	23	24	16	12	15
Zn	135	102	96	112	135	148	95
Pb	20	26	22	32	27	31	29
U	2,2	1,2	1,7	2,4	2	2,5	1,4
La	23,5	27,8	26,2	30,54	35,2	36,8	38,2
Ce	52,3	58,4	57,2	68,92	65,2	67,9	75,2
Pr	7,11	7,45	8,20	8,78	8,54	7,80	8,23
Nd	30,5	32,9	31,8	34,23	31,2	41,1	33,5
Sm	7,0	6,9	6,5	6,04	6,4	9,1	5,8
Eu	2,82	2,54	2,40	2,35	2,15	1,95	1,95
Gd	7,5	5,8	6,2	4,9	5	4,3	4,2
Tb	1,1	1,1	1,2	1,1	0,9	1,1	1
Dy	5,8	4,8	5,6	4,8	5,2	4,7	4,2
Ho	1,1	1,1	1,2	1,1	1	0,9	0,8
Er	3,1	3,3	3,0	3	3,5	3,1	3,2
Tm	0,40	0,22	0,45	0,42	0,44	0,36	0,32
Yb	2,4	2,2	2,5	3,12	2,8	2,4	2,5
Lu	0,37	0,36	0,36	0,31	0,34	0,31	0,29

Tabela 5.2: Parâmetros petroquímicos e razões elementares do gnaisses pré-colisionais do Complexo Rio Negro

Amostras	Tipo	FMMT	SETR	(Eu/Eu)N	(La/ Yb)N	Ba/Sr	Ba/Y	Zr/Hf	Ta/Hf
PBG-4	pré	26,5	145,1	2,25	14,49	0,6	12	39,0	0,38
PFNS-1a	pré	13,0	154,9	1,78	18,74	2,2	21	24,1	0,15
PT - 05a	pré	10,6	152,8	1,88	15,54	2,5	31	29,1	0,13
PT - 5b	pré	11,8	168,5	1,56	14,52	4,4	44	30,2	0,14
PBG 7a	pré	9,4	167,9	1,55	18,65	4,8	48	34,1	0,14
PT-04a	pré	10,4	169,8	1,37	22,74	4,2	33	39,4	0,26
PFE0-4a	pré	9,3	178,4	1,34	37,77	4,6	66	25,9	0,15

história de evolução do conjunto destas rochas. Assim, processos de cristalização fracionada para a evolução deste conjunto de rochas, bem como fusão parcial com mudança na assembléia fracionante, devem ser considerados como privilegiados, para o entendimento da evolução petrogenética do conjunto.

Porém, se analisarmos as variações das razões apresentadas por alguns dos elementos traços analisados e egermos aqueles que apresentem maior e menor conteúdo em SiO₂ (magma parental potencial e magma mais evoluído respectivamente), eleitos como traçadores de um eventual processo de cristalização fracionada, temos que, a possibilidade de que todas essas rochas possam ter evoluído por um processo único deste tipo deva ser descartada. Tanto as razões entre elementos móveis e elementos imóveis e mesmo entre imóveis e móveis, apresentam-se com variações maiores do que aquelas aceitas para que o processo possa ser considerado como efetivo (na ordem máxima de 1,5) (Tabela 5.3).

Dentre as razões que podem ser usadas, a razão Zr/Hf é indicadora importante de processos de evolução magmática. Em função de sua alta carga e raio relativamente grande, o Zr forma uma fase mineral que ocorre em separado, o zircão, durante o processo de cristalização magmática. Essa fase, em geral, é comum aos tipos mais diferenciados. O Hf acompanha o posicionamento do Zr e é camuflado por ele. Com base nesta premissa, devemos admitir que a razão Zr/Hf deve ser pouco variável durante todo o processo de diferenciação magmática que envolva um mesmo grupo de rochas (grupo cogenético), quando assumimos uma evolução por processo único. Ao observarmos os valores das razões obtidas para as rochas ortoderivadas pré-colisionais, observamos uma variação bastante forte na mesma,

cerca de 1,6 vezes, o que suporta a conclusão de que a totalidade dessas rochas, não deve ter evoluído a partir de um único processo ou não evoluiu a partir de uma mesma fonte. Podemos admitir, entretanto, que a rocha de característica mais básica possa ter sua formação diretamente ligada a processos de fusão mantélica, tendo o resto do conjunto sido formado por processo de fracionamento a partir deste magma.

Um olhar mais específico no comportamento dos elementos maiores e menores em diagramas bivariantes aponta para correlações negativas com a sílica bem definidas para Fe₂, Fe₃, Ca, Mg, Ti e P. Correlações positivas são encontradas apenas para o Al, enquanto o Na e o K, apresentam relativa dispersão. Os altos valores em Ca são indicativos de rochas calcialcalinas relacionadas a processos que envolvam subducção (tipos Hca, de Barbarin, 1997)). Os elementos traços Co, V, Rb, Sr, Y apresentam correlações negativas quando observados em diagramas bivariantes. O Ba apresenta correlação positiva enquanto Zn, Hf, Y, Zr, Nb e Ta mostram-se dispersos.

A análise dos padrões normalizados obtidos para os elementos terras raras (ETRs), a partir dos dados referentes aos gnaisses à plagioclásio, apresentam padrão de fracionamento pouco marcado apresentando razões (La/Yb)_n relativamente baixas e homogêneas, com exceção para uma das amostras que apresenta razão algo mais elevada (Figura 5.4). Algumas das amostras apresentam anomalias negativas para európio algo mais pronunciadas, entretanto sempre de baixa intensidade. Essas anomalias são correlacionadas a presença de feldspatos (plagioclásio), que permanecem como resíduo por terem sido preservados durante o processo de fusão da fonte, mantendo-se em equilíbrio com o líquido.

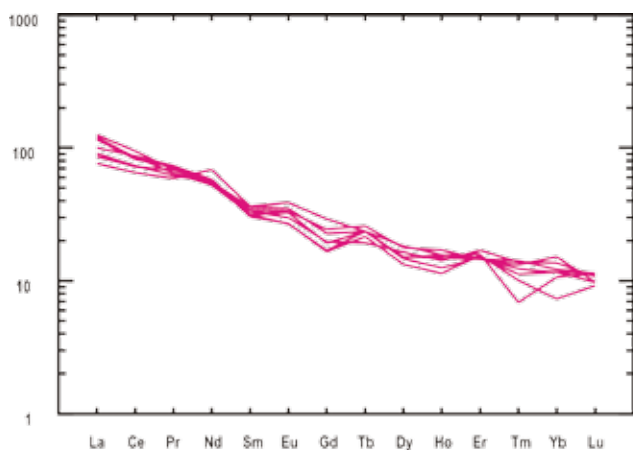


Figura 5.4 - Diagrama normalizado para ETR (condrito de Boynton, 1984) para os ortognaisses pré-colisionais (gnaisses à plagioclásio)

Outra característica que também pode ser observada e deve servir de distinção entre os dois segmentos de rochas gnáissicas (pré- e sin-colisionais) é o fato de neste segmento, correspondente aos gnaisses à plagioclásio, o conjunto se apresentar menos fracionados, significando um relativo empobrecimento em ETRI em relação ao conteúdo de ETRp. Tal fato deve relacionar-se à presença de granada como fase mineral ocorrente nestas rochas, ainda que em volumes restritos. O conteúdo em ETRs é, em rochas com afinidades com a série granítica, controlado, fundamentalmente, por fases minerais acessórias, sendo as mais importantes a monazita (ETRI), a apatita (ETRM) e o zircão (ETRp) (Hanson, 1978). Outras fases minerais que influenciam, quando presentes, no conteúdo de ETRs são a allanita (ETRI) e a granada (ETRp). Aparentemente, para o caso das rochas pré-colisionais, pode-se afirmar que o conteúdo das fases acessórias presentes no sistema está controlado, em sua essência, pela biotita e pela granada, esta, eventualmente presente em volumes muito restritos. Assim, o conteúdo em ETRs é controlado, essencialmente, pelo volume de biotita presente nos litotipos.

Diagramas geoquímicos de interpretação tectônica reafirmam os dados de campo, com este conjunto gnáissico concentrando-se, de maneira sistemática, em campos de rochas pré-colisionais e intraplacas. Essas características apontam para processos de evolução em que estas rochas evoluíram a partir de fracionamento de rochas infracrustais e/ou mantélicas. A utilização de diagramas deste tipo deve ser vista como uma ferramenta importante mas que deve ser usada com critério e definindo-se suas restrições. A interpretação dos diagramas binários sugeridos por Pearce et al (1984) retratam a realidade da observação de campo (Figuras 5.5

e 5.6). Neste caso, os gnaisses ortoderivados pré-colisionais classificam como sendo do tipo WPG/VAG (granitoides intraplaca e de arco). Pearce et al. (1984) subdividem os granitoides do tipo WPG em três tipos distintos: 1) introduzidos em crosta continental de espessura normal; 2) introduzidos em crosta continental atenuada; e 3) introduzidos em crosta continental oceânica. No caso estudado a similaridade se dá com os granitoides do tipo 2 que têm como características serem calcio-alcinos e metaluminosos. Os granitoides do tipo VAG são, por sua vez, subdivididos em dois tipos: 1) gerados em crosta continental; e 2) gerado em crosta oceânica. A estes ambientes, três tipos de granitoides são associados. Os aqui estudados se enquadram naqueles gerados em arcos calcio-alcinos continentais ou oceânicos e que apresentam variação petrográfica pelos tipos quartzodiorito-tonalito-granodiorito, com hornblenda e biotita na moda da rocha.

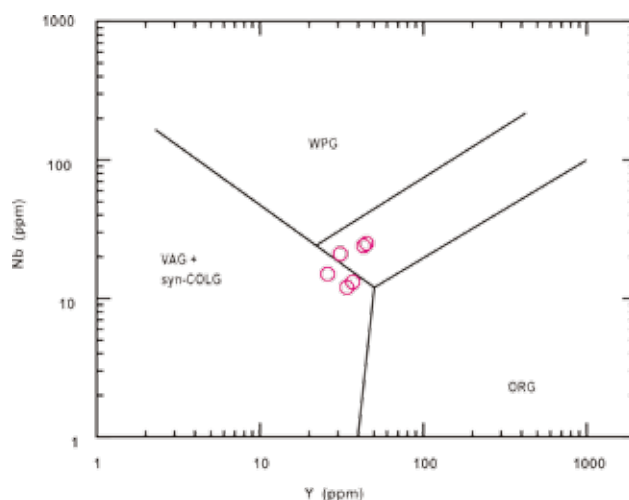


Figura 5.5 - Diagrama Tectônico (Nb x Y) para os gnaisses ortoderivados pré-colisionais

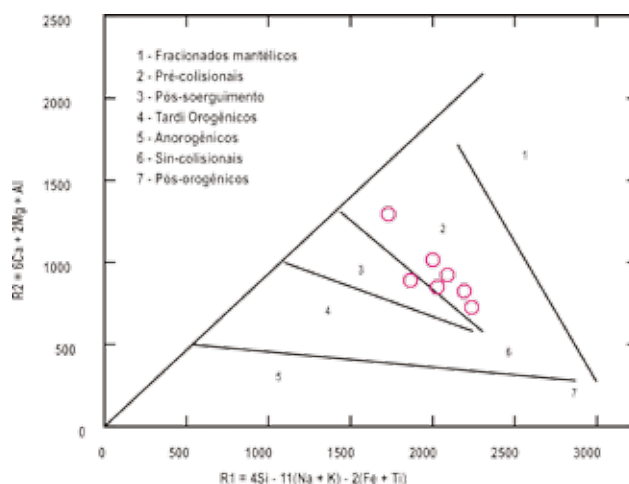


Figura 5.6 - Diagrama R1 x R2 com campos tectônicos, para os gnaisses ortoderivados pré-colisionais

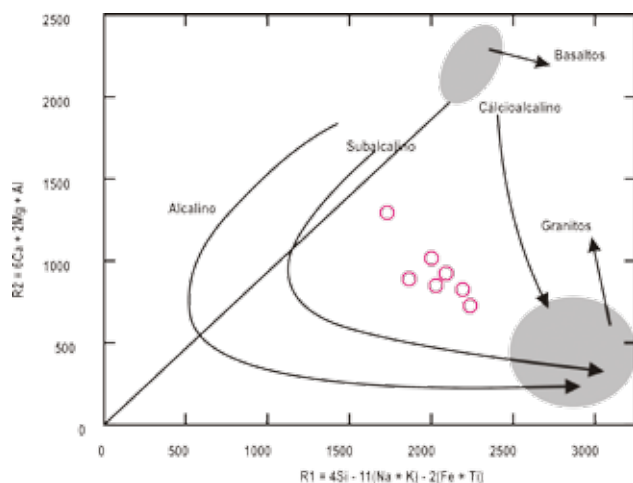


Figura 5.7 - Diagrama R1 x R2 com definição dos campos das séries de evolução magmática aplicada aos gnaisses ortoderivados pré-colisionais

O diagrama R1xR2 de Batchelor & Bowden (1985) usa de parâmetros multivariados (definidos por La Roche et al 1980 para utilização em classificação petrográfica) ao qual foram atribuídos campos tectono-magmáticos propostos por Pitcher (1983) (Figura 5.7). Os autores atribuíram a esse diagrama feixes direcionais que exemplificam processos petrogenéticos que envolvem os mais comuns e importantes processos magmáticos evolutivos, como cristalização fracionada, fusão parcial e mistura magmática, além de suas relações com a geração de granitóides em associação ao ambiente tectônico característico.

Na interpretação dos autores, a variação composicional de granitóides desde os pré-colisionais até os tardi-orogênicos reflete um aumento de disponibilidade de K e Na além de representarem a tendência de evolução da fonte durante uma orogênese. Variações composicionais que se apresentam de modo perpendicular a esta tendência representam, então, as tendências específicas das séries. No caso estudado, a variação que parece pertinente se situa ao longo da linha A - PM.

Esse vetor indica que uma fusão extensiva de uma fonte crustal félsica não serve para explicar a tendência obtida para a série. Logo, materiais de características refratárias (biotita, hornblenda,

piroxênio e granada) devem ter participado do processo de evolução destas rochas. Quanto a definição de eventuais fontes para sistemas com estas características, Batchelor & Bowden (1985) sugerem que fracionamento extensivo de uma associação de clinopiroxênio + olivina + plagioclásio cálcico a partir de "High Alumina" Basalto parental, poderia produzir líquidos representantes de composições iniciais desta série. Durante o ciclo orogênico este material se misturaria com fusões parciais mais félsicas geradas em ambiente francamente crustal, gerados a partir de fontes crustais, surgindo daí, então, líquidos de composições intermediárias que submetidos a processos de cristalização fracionada poderiam gerar os demais termos da série.

5.1.2- MAGMATISMO PRÉ-COLISIONAL TARDIO

Este conjunto de rochas gnáissicas será interpretado a partir de um total analisado de 7 amostras de composições variadas que representam os gnaisses à microclina (microclina gnaisses). Do ponto de vista de correlação com as denominações litoestratigráficas correntes, estas rochas correspondem à parte das rochas ortoderivadas da Série Superior (Helmbold et al., 1965), correspondendo a tipos que incluem o gnaiss Facoidal. A Tabela 5.3 apresenta os resultados analíticos obtidos para este conjunto.

Foram utilizados na interpretação geoquímica, parâmetros petroquímicos como o índice FMMT (soma das concentrações de Fe₂O₃, FeO, MgO, MnO e TiO₂); ΣETR; (Eu/Eu*)_N referente à concentração em Európio normalizada pelo condrito e dividida por metade da soma do conteúdo normalizado de Sm mais o conteúdo normalizado do Gd; e (La/Yb)_N referente à divisão entre o conteúdo normalizado de La pelo condrito pelo conteúdo de Yb normalizado pelo mesmo condrito; além de razões elementares entre elementos móveis e imóveis (Tabela 5.4).

O conjunto de rochas gnáissicas ortoderivadas sin-colisionais corresponde a um agrupamento de rochas subcalcinas (Figura 5.8) evoluídas ao longo de uma tendência calcioalcalina (Figura 5.9) com tendência para a formação de tipos peraluminosos (Figura 5.10). Em base geoquímica, classificam-se como tipos essencialmente graníticos (Figura 5.11) o que corresponde a mesma classificação obtida em diagrama QAP.

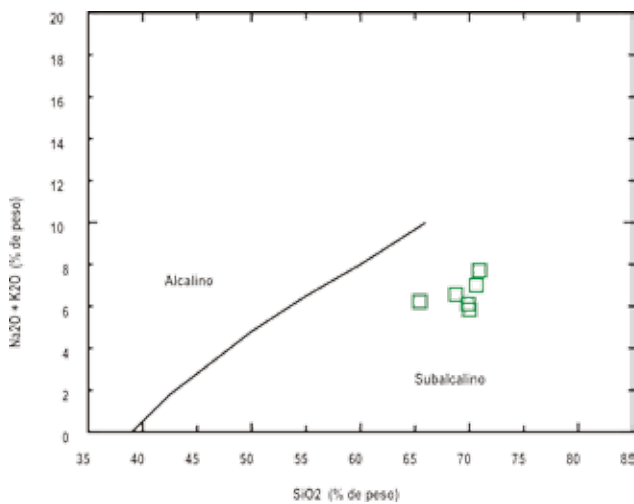


Figura 5.8 - Diagrama TAS aplicado aos gnaisses ortoderivados sin-colisionais

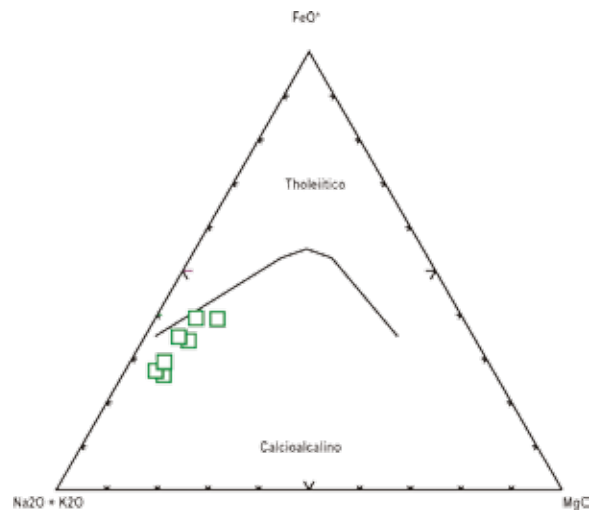


Figura 5.9 - Diagrama AFM aplicado aos gnaisses ortoderivados sin-colisionais

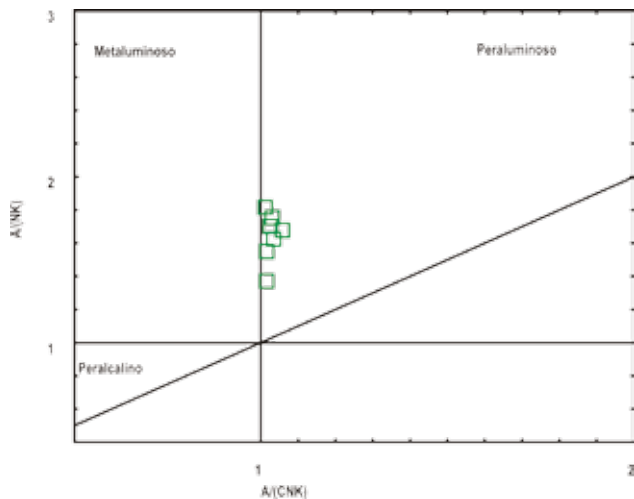


Figura 5.10 - Diagrama ANK/ACNK aplicado aos gnaisses ortoderivados sin-colisionais

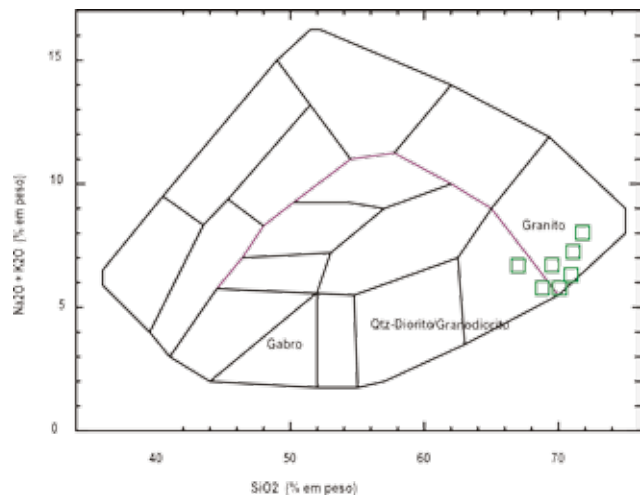


Figura 5.11 - Diagrama TAS classificatório aplicado aos gnaisses ortoderivados sin-colisionais

O tratamento estatístico dos dados referentes a elementos maiores analisados a partir de diagramas bivariantes do tipo Harker realizado através da construção de curvas de regressão e no cálculo de coeficientes de correlação r para cada uma das curvas construídas devido a pouca expansividade do conjunto, ficaram mal definidas pois não caracterizaram, de maneira sistemática, a presença de tendências evolutivas. Neste caso, não ficam, a princípio, estabelecidos processos evolutivos específicos.

Se considerarmos apenas os elementos que apontaram para algum grau de significância mais expressivo (Fe, Ti, Ca), os resultados obtidos pela regressão são indicativos de que processos magmáticos evolutivos geradores de padrões polinomiais em diagramas bivariantes devem ser mais significativos na história de evolução do conjunto destas rochas.

Se analisarmos as variações das razões apresentadas por alguns dos elementos traços analisados, e elegermos aqueles que apresentem maior e menor conteúdo em SiO_2 (magma menos e mais evoluído, respectivamente), eleitos como traçadores de um eventual processo de diferenciação, temos que, a possibilidade de que o conjunto possa ter evoluído por um processo único de cristalização fracionada, deva ser entendida como pertinente. Tanto as razões entre elementos móveis e elementos imóveis e mesmo entre imóveis e móveis, apresentam-se com variações maiores do que aquelas aceitas para que o processo possa ser considerado como efetivo (na ordem máxima de 1,5) (Tabela 5.5).

A razão Zr/Hf será utilizada na tentativa de se estabelecer um indicativo de processo de evolutivo

Tabela 5.3 - Composição química para os gnaisses ortoderivados sin-colisionais do Complexo Rio Negro

Amostra	PBG 5	PT 03	Q-15	PBG 6	PBG 3	PFE0-3A	PT 01
SiO ₂	65,56	67,34	68,77	69,87	70,01	70,65	70,92
TiO ₂	0,75	0,53	0,50	0,45	0,55	0,34	0,51
Al ₂ O ₃	15,45	15,35	15,09	14,57	14,77	14,68	13,96
Fe ₂ O ₃	4,21	3,67	3,16	3,19	3,00	2,11	2,83
FeO	1,20	1,00	1,10	0,80	0,96	0,90	0,60
MnO	0,12	0,09	0,08	0,07	0,11	0,04	0,03
MgO	1,74	0,88	1,06	0,71	1,51	0,87	0,70
CaO	3,15	3,70	2,90	3,11	3,11	2,74	1,96
Na ₂ O	4,24	3,88	3,34	3,44	4,19	3,35	3,24
K ₂ O	1,99	1,91	3,23	2,68	1,65	3,66	4,48
P ₂ O ₅	0,19	0,14	0,16	0,13	0,16	0,14	0,15
LOI	0,44	1,29	0,14	0,38	0,19	0,15	0,54
Total	99,04	99,78	99,53	99,40	100,20	99,63	99,92
Rb	156	85	136	115	136	143	122
Ba	816	3763	479	2851	660	996	649
Sr	285	323	139	268	302	355	192
Nb	13	10	17	8	12	9	14
Zr	225	250	201	249	121	120	174
Y	37	18	26	17	16	25	14
Hf	5,9	8,5	5,9	8,2	3,2	3,5	5,1
Ta	1,3	0,9	1,1	0,5	0,8	0,5	0,7
Th	4,7	5,6	27,2	6,0	3,5	9,4	10,9
V	43	33	48	28	57	29	40
Co	5	5	7	4	8	4	4
Zn	78	54	152	57	68	43	48
Pb	29	33	60	27	38	43	72
U	1	1,7	1,7	0,7	1,4	0,9	0,5
La	29,3	50,3	49,9	64,6	27,4	33,8	41,4
Ce	59,0	90,6	98,2	113	32,5	66,1	77,5
Pr	7,51	10,2	11,9	12,2	3,76	7,86	8,97
Nd	30,2	35,5	44,1	41,0	14,0	28,7	32,0
Sm	6,8	5,7	8,9	6,5	2,8	5,3	5,5
Eu	1,30	2,52	1,21	1,86	0,83	1,17	1,13
Gd	6,9	4,7	8,1	5,3	2,9	4,8	4,7
Tb	1,1	0,7	1,2	0,7	0,5	0,7	0,6
Dy	6,6	3,6	5,5	3,6	2,7	4,1	3,0
Ho	1,3	0,7	0,9	0,7	0,6	0,8	0,5
Er	3,9	2,0	2,4	1,8	1,6	2,5	1,3
Tm	0,55	0,25	0,29	0,22	0,23	0,32	0,16
Yb	3,5	1,8	1,6	1,5	1,5	0,98	0,8
Lu	0,48	0,27	0,22	0,22	0,21	0,29	0,13

Tabela 5.4: Parâmetros petroquímicos e razões elementares aplicados aos gnaisses ortoderivados sin-colisionais do Complexo Rio Negro

Amostra	FMMT	SETR	(Eu/Eu)N	(La/Yb)N	Ba / Sr	Ba / Y	Zr / Hf	Ta / Hf
PBG 5	8,0	155,9	1,92	36,77	2,9	22	38,5	0,22
PT 03	6,2	208,7	1,55	42,02	11,7	209	41,3	0,11
Q-15	5,9	234,5	2,21	45,90	3,4	18	33,8	0,19
PBG 6	5,2	253,1	1,58	62,54	10,6	168	42,7	0,06
PBG 3	6,1	149,3	0,99	38,27	2,2	41	37,7	0,26
PFE0-3A	4,3	160,7	1,41	26,97	2,8	40	34,4	0,15
PT 01	4,7	177,8	1,37	72,93	3,4	46	34,1	0,13

magmático. Ao observarmos os valores das razões obtidas para as rochas ortoderivadas sin-colisionais, observamos uma variação bastante pequena na mesma, estabelecida na ordem de 1,26, o que suporta a conclusão de que a totalidade dessas rochas evoluiu a partir de um único processo ou a partir de uma mesma fonte.

Considerando que a melhor correlação obtida foi do tipo polinomial, a possibilidade de evolução magmática por fusão parcial de uma mesma fonte, com pequena mudança da nos volumes de fusão, passa a ser uma possibilidade efetiva como processo evolutivo para essas rochas. Entretanto, pode ser assumido, inicialmente, que estas rochas possam ter sido geradas por fusão parcial, sendo as características do ambiente gerador de características oxidantes, propiciando o aparecimento de tipos que se apresentam no limite do campo metaluminoso/peraluminoso.

Um olhar mais específico do comportamento dos elementos maiores e menores em diagramas bivariantes aponta para correlações negativas com a sílica bem definidas para Fe₂, Ca, Mg, Mn, Na, Ti e P. Correlações positivas são encontradas apenas para o K, enquanto o Fe₃, apresenta relativa dispersão. Os elementos traços Co, V, Rb, Sr, Zn, Hf, Y, Zr, Nb e Ta apresentam dispersão ou correlações com tendência negativa quando observados em diagramas de Harker. O Pb apresenta correlação positiva enquanto Ba, Th e U mostram-se dispersos.

A individualização química entre os dois conjuntos de gnaisses (pré- e sin-colisionais) fica realçada quando comparamos os dois segmentos em diagramas bivariantes do tipo Harker para TiO₂; CaO; MgO; FeO. Fica bastante evidente a separação do conjunto de rochas e poderíamos supor que esta distinção está associada a uma linha de (des)mistura que representaria o processo de migmatização ao qual estas rochas foram submetidas durante o ápice da deformação/metamorfismo, coincidente com o

ápice da colisão. Neste caso, os gnaisses a plagioclásio poderiam representar um estágio intermediário metatexitico e os gnaisses a microclina um estágio mais avançado (metatexitico / diatexitico) gerando um conjunto mais homogeneizado. Esta passagem entre os estágios é controlada fundamentalmente pela biotita e, menos pela hornblenda e minerais opacos, que no processo de fusão parcial atuam como resistatos.

A análise dos padrões normalizados dos elementos terras raras (Figura 5.12) mostra que os gnaisses a microclina apresentam razão (La/Yb)_n mais elevada que os gnaisses à plagioclásio, no caso variando de 36,70 até 72,93. O padrão para estas rochas aponta para um fracionamento em ETRs elevado com relativo enriquecimento em ETRI e empobrecimento em ETRP, o que pode representar retenção de granada na fonte. Para as rochas sin-colisionais a presença de apatita, zircão e granada, na moda dos litotipos, implica em assumirmos que estas fases, junto com os feldspatos, são as fases controladoras da presença das ETRs no sistema.

Diagramas geoquímicos de interpretação tectônica reafirmam os indicativos de campo, com

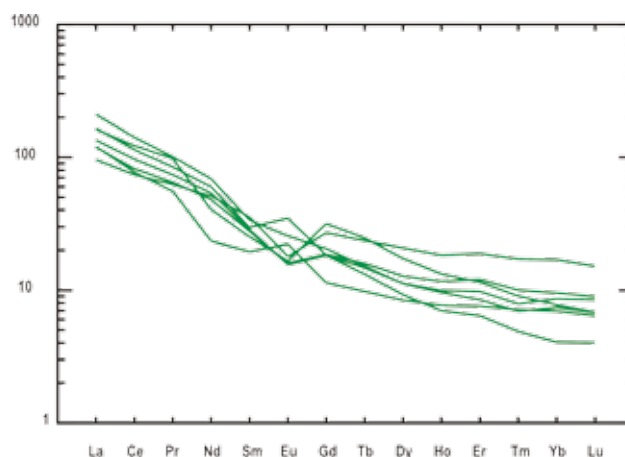


Figura 5.12 - Diagrama normalizado para ETR (condrito de Boynton, 1984) para os gnaisses ortoderivados sin-colisionais.

os gnaisses a microclina ocupando os campos dos granitóides sin-colisionais (Figuras 5.13 a 5.15). Essas características apontam para processos de evolução distintos daqueles assumidos para os gnaisses à plagioclásio. Os gnaisses a microclina tem sua evolução associada a processos em que o componente crustal tem caráter fundamental.

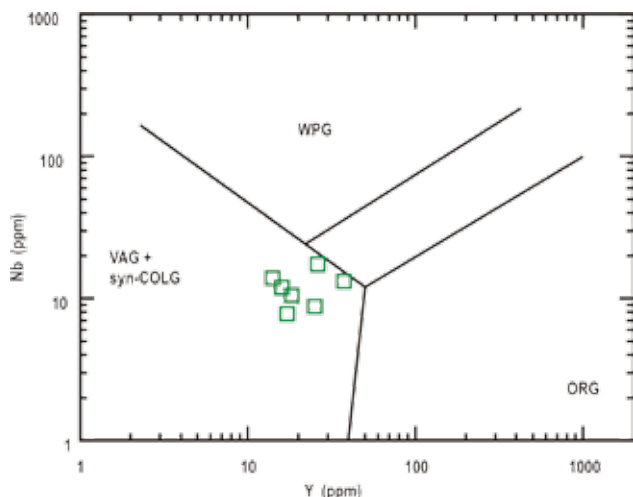


Figura 5.13 - Diagrama Tectônico (Nb x Y) para os gnaisses ortoderivados sin-colisionais

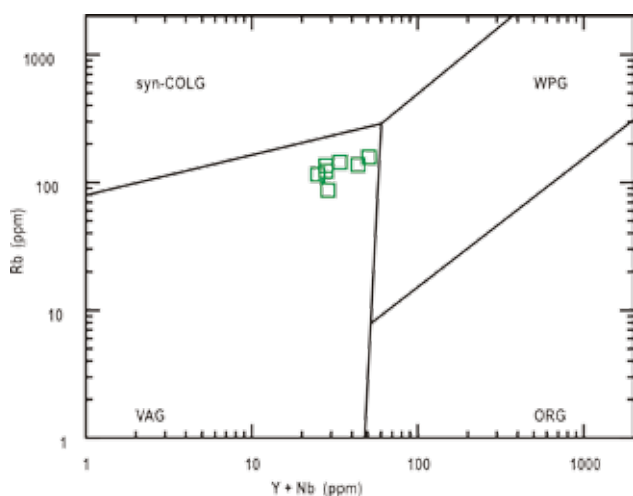


Figura 5.14 - Diagrama Tectônico (Rb x Y + Nb) para os gnaisses ortoderivados sin-colisionais.

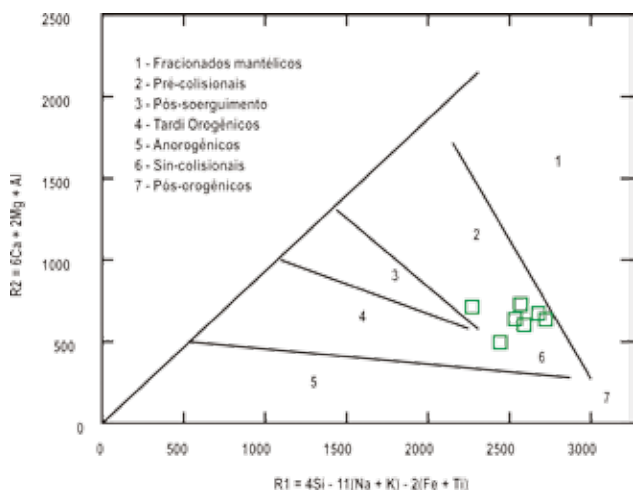


Figura 5.15 - Diagrama R1 x R2 com campos tectônicos para os gnaisses ortoderivados sin-colisionais.

A interpretação dos diagramas binários sugeridos por Pearce et al (1984) apontam para os gnaisses a microclina uma característica francamente de tipos sin-colisionais em associação a ambientes de arco magmático. A subdivisão sugerida por Pearce et al. (1984) para os granitóides de arcos magmáticos aponta para a existência de dois tipos distintos: 1) gerados em crosta continental; e 2) gerado em crosta oceânica. A estes ambientes três tipos de granitóides são associados. Os aqui estudados se enquadram naqueles gerados em arcos calcioalcalinos continentais.

Quando da observação destes gnaisses no diagrama de parâmetros multicatiônicos R1xR2 de Batchelor & Bowden (1985), podemos observar que a abordagem tectônica (Figura 5.15) sustenta a característica sin-colisional para estas rochas. Quanto à determinação de parâmetros petrogenéticos (Figura 5.16), utilizando-se o mesmo diagrama, temos que devido a pouca dispersão apresentada pelas amostras, sua formação deve estar associada a uma única fonte de característica crustal.

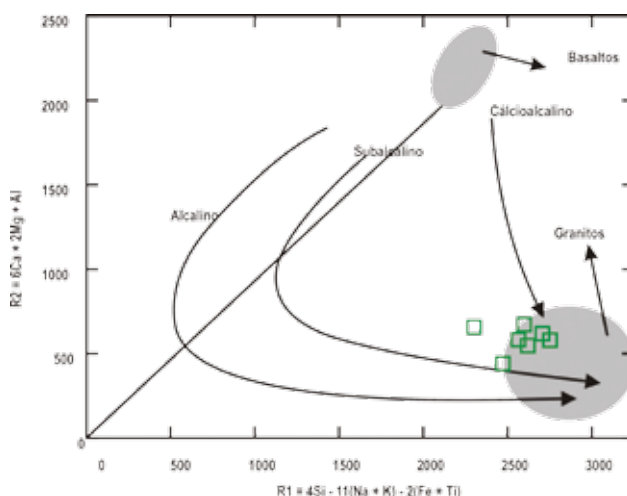


Figura 5.16 - Diagrama R1 x R2 com definição dos campos das séries de evolução magmática aplicado aos gnaisses ortoderivados sin-colisionais.

5.2 - LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES DA SUÍTE ROSILHA (NP3γ4RO)

Para estes litotipos foram analisadas um total de 18 amostras que apresentam composições variando desde tipos gabróicos até tipos granodioríticos. Correlações estratigráficas deste grupo podem ser feitas com os tipos intermediários de Helmbold et al (1965), aos litotipos da "Old Series" de Pires et al (1982) e ao conjunto denominado de Unidade Tonalítica de Porto Jr. (1994). A Tabela 5.5 apresenta os resultados dos dados analíticos

Tabela 5.5: Composição química dos litotipos da Suite Rosil

Amostra	PRT - 1C	PRT - 2A	PST - 2E	PBR5-09	PG - 8D	PRC - 9	PB-8A	PG - 4B	PG - 10B	PBG-8E
SiO ₂	51,20	53,05	54,80	55,63	58,06	58,10	58,46	58,60	58,78	59,10
TiO ₂	1,10	1,38	2,00	2,34	1,60	1,30	2,05	1,70	1,82	1,82
Al ₂ O ₃	15,30	14,65	16,10	14,78	15,80	14,20	15,04	14,70	14,97	14,78
Fe ₂ O ₃	1,70	1,85	4,70	3,50	4,80	2,70	3,70	2,90	3,29	5,05
FeO	6,00	6,35	3,00	5,90	2,70	5,00	4,85	5,00	4,90	3,20
MnO	0,16	0,11	0,15	0,13	0,15	0,15	0,11	0,13	0,12	0,11
MgO	8,10	6,86	4,60	3,51	2,35	3,80	2,82	3,10	2,82	2,96
CaO	9,90	10,2	6,80	5,89	5,90	7,10	5,15	5,70	4,94	4,64
Na ₂ O	2,50	2,25	3,60	2,86	3,90	2,90	2,97	3,10	2,92	3,32
K ₂ O	1,80	1,52	2,20	3,33	2,45	3,20	3,88	3,80	4,16	2,86
P ₂ O ₅	0,48	0,55	0,65	1,47	0,50	0,40	0,99	0,60	1,06	0,90
LOI	1,47	1,54	0,95	0,35	1,30	1,20	0,36	0,90	0,26	0,93
Total	99,71	100,31	99,55	99,69	99,51	100,05	100,38	100,23	100,03	99,67
Rb	49	58	190	112	170	75	122	130	150	155
Ba	1480	1526	1490	2049	2600	2610	2231	3170	2221	1390
Sr	1150	912	1330	1121	918	1320	963	1260	1041	852
Nb	12	14	60	34	72	22	34	29	33	32
Zr	410	358	340	551	590	390	494	510	498	454
Y	48	40	41	33	35	22	34	58	35	31
Hf	1,5	10,9	10,2	12,7	16,2	13,5	11,7	12,4	11,6	10,5
Ta	0,32	0,23	2,5	1,6	2,5	2	1,6	1,8	1,6	1,4
Th	1,3	3,2	3,6	14,6	24,5	13,8	11,1	12,5	19,0	14,9
U	0,4	0,6	1,2	2,0	1,02	1,2	0,9	1,5	1,8	1,0
V	165	164	173	152	169	125	139	135	128	124
Co	26	27	22	21	19	21	17	18	16	16
Zn	79	68	115	111	124	130	108	109	110	86
Pb	15	26	32	44	39	35	41	43	49	36
La	95,00	102,00	186,31	136,00	234,89	169,50	108,00	145,00	135,00	142,00
Ce	245,0	221,0	331,6	268,0	401,3	391,9	224,0	257,0	268,0	271,0
Pr	28,50	25,2	36,50	32,7	43,10	32,70	28,1	33,58	32,1	32,1
Nd	121,0	98,0	153,4	122,0	193,2	188,3	105,0	119,0	115,0	114,0
Sm	20,5	16,3	18,2	18,4	20,2	28,6	16,6	17,9	17,4	16,6
Eu	3,09	4,03	3,96	4,23	4,23	4,91	3,76	4,13	3,92	3,19
Gd	15,3	12,5	12,1	12,7	13,4	15,9	12,0	13,5	11,9	11,8
Tb	1,5	1,3	1,9	1,5	2,0	1,3	1,2	1,5	1,4	1,4
Dy	6,34	6,1	6,10	6,9	8,21	9,51	6,9	6,20	6,8	6,6
Ho	0,7	0,9	1,1	1,2	1,1	1,8	1,2	1,3	1,1	1,1
Er	2,34	2,56	2,54	2,9	2,01	4,08	3,2	3,30	3,1	2,8
Tm	0,22	0,28	0,33	0,31	0,32	0,45	0,39	0,39	0,37	0,32
Yb	1,89	1,95	1,92	2,1	2,08	2,56	2,3	2,52	2,4	1,9
Lu	0,21	0,25	0,22	0,29	0,32	0,32	0,34	0,36	0,33	0,27

Geologia e Recursos Minerais da Folha Baía de Guanabara

ha (Diorito Sulacap, Tonalito Tachas e Granodiorito Rosilha)

PET - 8A	RG-8C1	PBG -9A	PG - 2A	RG-01A	PRC-03	PBT-14C	PRC - 4	PRGF-2A	PBT - 15	PRC-4A
60,60	61,14	61,20	61,25	62,71	61,64	62,31	63,10	64,19	64,20	65,30
1,45	1,54	1,50	1,55	1,48	1,65	1,37	1,40	1,20	1,20	1,09
15,60	14,95	14,60	15,40	14,89	15,12	14,95	15,20	14,85	15,10	15,25
2,10	3,21	2,80	2,10	4,84	5,44	2,58	2,20	2,70	1,30	3,20
4,20	3,30	4,80	3,20	2,23	2,10	4,10	3,40	2,90	3,50	2,00
0,12	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,10	0,08	0,06	0,06	0,06
3,30	1,98	2,20	3,40	2,44	2,23	2,52	1,40	1,40	1,30	1,29
5,70	4,46	4,60	5,90	4,16	4,29	3,97	6,00	2,97	5,40	2,78
2,90	2,95	3,10	3,20	3,15	3,34	3,08	3,30	2,83	2,80	2,93
3,20	4,39	3,60	3,50	3,12	2,96	4,09	3,20	5,14	3,40	5,23
0,21	0,59	0,78	0,28	0,70	0,80	0,68	0,32	0,35	0,40	0,36
0,76	1,10	0,80	0,55	0,24	0,35	0,51	0,65	0,99	1,28	0,57
100,14	99,70	100,08	100,45	100,06	100,02	100,26	100,25	99,58	99,94	100,06
130	149	196	140	151	192	200	230	211	190	204
2220	2269	980	2210	1646	1238	1737	1480	1782	2300	1909
940	796	900	1190	745	589	550	410	327	490	353
26	43	33	30	34	42	33	38	31	27	35
430	562	437	450	480	546	455	630	779	430	854
45	49	36	55	30	33,0	31,0	32,0	31,0	34,0	32,0
12,3	13,8	10,2	10,8	11,8	13,1	11,2	16,3	12,6	10,1	10,6
0,6	3,5	0,58	0,5	1,6	2	2	2	1	2	1
6,7	7,4	9,2	5,2	23,4	23,1	29,0	45,2	52,9	66,2	35,7
0,56	1,0	1,23	0,68	1,8	109	99	68	75	62	69
114	90	98	102	103	12	13	11	10	12	7
13	10	14	15	13	59	56	66	54	62	41
90	75	86	121	93	26	36	48	44	36	39
30	26	29	27	52	2,4	3,1	1,8	1,8	2,3	1,9
152,10	106,00	121,02	137,30	130,00	191,43	186,94	223,00	258,53	298,00	208,88
236,2	264,0	298,9	317,1	253,0	291,0	261,0	602,3	507,0	387,0	411,4
36,20	35,1	25,90	32,10	30,0	34,03	30,33	52,10	60,22	62,30	49,10
103,0	129,0	154,1	142,9	104,0	117,9	106,6	174,0	204,7	168,0	168,4
19,5	21,2	19,1	22,2	15,3	17,05	15,63	26,30	25,75	23,10	21,69
5,69	4,09	3,87	3,54	3,18	2,83	3,24	2,87	2,65	2,65	2,69
16,6	15,9	10,9	12,4	10,8	11,8	10,8	16,6	15,7	14,2	13,2
1,1	1,9	1,1	1,0	1,3	1,4	1,3	2	1,7	1,5	1,5
8,57	9,6	9,96	8,25	5,8	6,49	6,08	8,20	7,80	8,50	7,06
1,7	1,7	1,2	1,6	1,0	1,14	1,05	1,30	1,23	1,50	1,20
4,25	4,7	4,98	3,88	2,6	3,02	2,84	2,56	2,80	3,60	3,04
0,28	0,62	0,31	0,33	0,33	0,37	0,35	0,35	0,30	0,40	0,38
3,01	4,0	3,56	2,95	2,0	2,10	2,00	1,75	1,56	1,80	2,17
0,42	0,54	0,42	0,39	0,28	0,31	0,32	0,36	0,24	0,58	0,30

geoquímicos obtidos para esse conjunto de rochas. A interpretação destes dados será baseada no mesmo padrão utilizado anteriormente e envolverá o uso de razões elementares e de parâmetros petroquímicos cujos valores estão apresentados na Tabela 6.

O conjunto formado pelos litotipos tardi a pós D3 corresponde a rochas subalcalinas (Figura 5.17) evoluídas ao longo de uma tendência calcioalcalina (Figura 5.18) de caráter metaluminoso (Figura 5.19). A classificação geoquímica realizada a partir da utilização de diagrama binário do tipo TAS relata a presença de tipos que variam de gabros até granodioritos, coincidindo com a classificação obtida em diagrama QAP. A análise dos elementos maiores, realizada a partir dos diagramas de variação de Harker recebeu tratamento estatístico. A análise dos resultados obtidos pela regressão para os litotipos da Suite Rosilha favorece modelos de evolução que gere padrões polinomiais. Figura 5.17 - Diagrama TAS aplicado aos litotipos da Suite Rosilha.

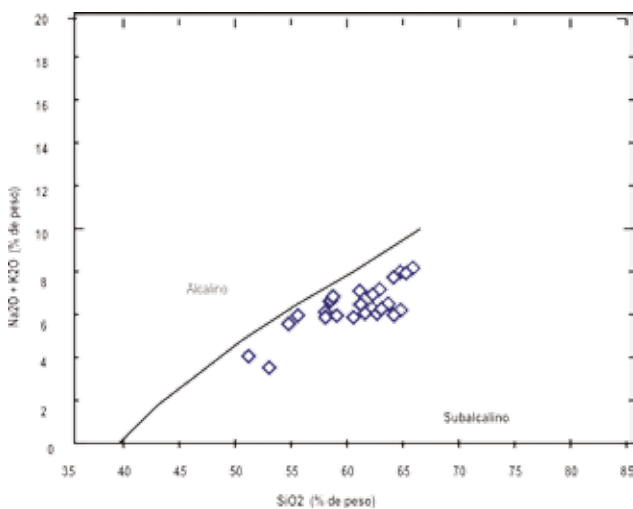


Figura 5.17 - Diagrama TAS aplicado aos litotipos da Suite Rosilha

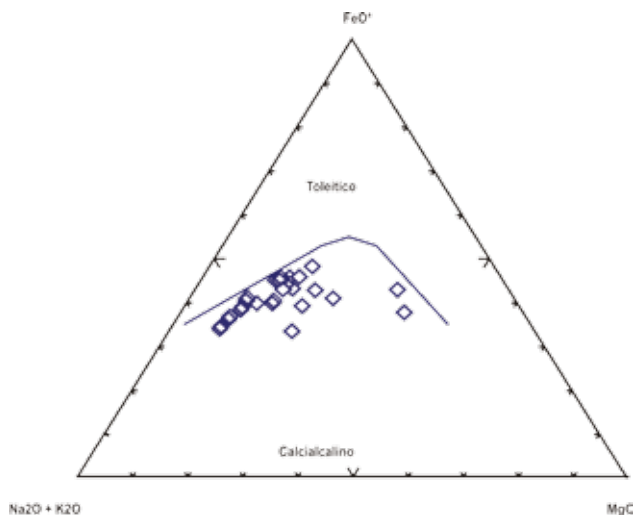


Figura 5.18 - Diagrama AFM aplicado aos litotipos da Suite Rosilha

Com o uso de algumas das razões petroquímicas podemos considerar como sólida proposta de que este conjunto de rochas corresponde, do ponto de vista evolutivo, a um único conjunto Se assumirmos que a razão Zr/Hf funciona como um bom traçador de processos de cristalização fracionada, veremos que a mesma varia até um valor próximo de 1,48 (exceto para as amostras PRC-4a e PRGF 2a) e neste caso, a variação se encontra nas proximidades do limite máximo petrogeneticamente aceitável para aceitarmos como viável o processo. Parece consistente assumirmos que este conjunto, apesar de suas características de campo e variações composicionais relativamente expandidas, deva ser entendido como fruto de uma variação a partir de um mesmo magma evoluído por cristalização fracionada

O exame dos diagramas bivariantes do tipo Harker para elementos maiores e menores assinala a existência de correlações negativas bem definidas para TiO₂; FeO; CaO; MgO; MnO; P₂O₅. Correlação positiva está bem definida para K₂O, com Na₂O apresentando um padrão linear (patamar) enquanto Fe₂O₃ e Al₂O₃ apresentam dispersão. Correlação positiva para os elementos traços é encontrada para Hf; Rb; Zr; Th; U e Pb. Correlações negativas bem marcadas para os elementos traços são observadas para V; Co e Sr. Já os elementos Ba; Zn; e Y apresentam dispersão.

O estudo dos padrões obtidos para os elementos terras raras normalizados pelo condrito de Boynton (1984) confirma, de maneira muito clara, a existência de dois grupos de rochas quimicamente distintos dentro deste conjunto de rochas. Um primeiro grupo, caracterizado pelas rochas de composição gabróide (Gabro Grota Funda), que apresenta padrão

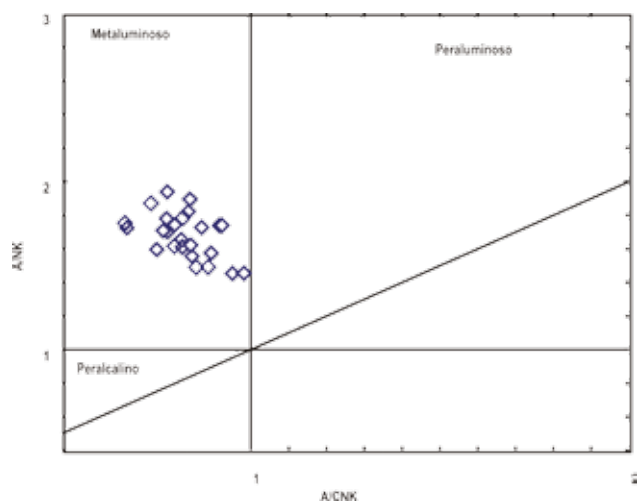


Figura 5.19 - Diagrama ANK/ACNK aplicado aos litotipos da Suite Rosilha

Tabela 5.6: Parâmetros Petroquímicos e Razões Elementares aplicados aos litotipos da Suite Rosilha (Diorito Sulacap, Tonalito Tachas e Granodiorito Rosilha) -- Elementos Maiores, Menores e Traços

Amostra	FMMT	SETR	(Eu/Eu)N	(La/Yb)N	Ba / Sr	Ba / Y	Zr / Hf	Ta / Hf
PRT - 1C	17,1	541,6	4,08	74,56	1,3	31	34,0	0,21
PRT - 2A	16,6	492,5	3,43	77,59	1,2	38	32,8	0,12
PST - 2E	14,4	756,1	3,29	88,49	1,1	36	33,3	0,25
PBRS-09	15,4	608,8	3,46	95,94	1,8	62	43,5	0,13
PG - 8D	11,6	926,3	3,63	96,19	1,8	74	36,4	0,15
PRC - 9	13,0	851,9	4,25	98,21	2,0	119	28,9	0,15
PB-8A	13,5	513,0	3,29	69,80	2,3	66	42,3	0,14
PG - 4B	12,8	605,7	3,67	85,35	2,5	55	42,9	0,15
PG - 10B	12,9	599,6	3,26	85,07	2,1	63	42,9	0,14
PBG-8E	13,1	604,9	3,21	112,11	1,5	40	43,2	0,13
PET - 8A	11,2	588,0	4,51	74,95	2,4	49	35,0	0,05
RG-8C1	10,1	598,9	4,26	39,81	2,9	46	40,8	0,25
PBG -9A	11,4	654,9	3,00	50,42	1,1	27	42,8	0,06
PG - 2A	10,4	685,5	3,34	69,03	2,0	40	41,7	0,07
RG-01A	11,1	559,5	2,95	94,59	2,2	55	40,7	0,14
PRC-03	11,52	645,83	0,32	94,0	2,1	37,5	42,1	0,15
PBT-14C	10,67	597,98	0,33	97,5	3,2	56,0	42,7	0,16
PRC - 4	8,48	1061,55	0,28	129,2	3,6	46,3	38,7	0,13
PRGF-2A	8,26	1029,92	0,27	137,2	5,4	57,5	65,7	0,09
PBT - 15	7,36	910,83	0,33	122,8	4,7	67,6	42,6	0,23
PRC-4A	7,64	841,95	0,29	101,8	5,4	59,7	81,6	0,12

pouco inclinado (baixas razões (La/Yb)_n), esperado para rochas básicas e indicativo de baixo grau de fracionamento (Figura 5.20). Comparativamente com padrões de rochas similares obtidos na literatura, aqueles que mais se assemelham aos padrões obtidos são os relacionados a fontes do tipo basaltos/andesitos calcialcalinos que apresentam similaridade com toleítos modernos de caráter calcio-alcálico. A origem destas rochas requer a existência de granada e/ou anfibólio residual durante a sua formação, estando relacionados com toleítos por graus variáveis de fusão parcial ou cristalização fracionada.

O padrão obtido para as rochas da Suite Rosilha mostra forte fracionamento assinalado por razões (La/Yb)_n da ordem de 80,81, com valores máximos da ordem de 112,11 e mínimos de 39,81. São rochas enriquecidas em ETRI e empobrecidas em ETRP e com fraca anomalia negativa em Eu. Em rochas ígneas, processos de fusão parcial e de cristalização fracionada levam a um enriquecimento, relativo, dos ETRI na fase líquida, sendo esperado enriquecimento em ETRI nas rochas que em seu processo de evolução, tenham envolvimento crustal.

O conteúdo total para as ETRs para este conjunto é próprio de rochas de evolução da série granodiorítica/granítica que apresenta, como outra característica, fracas anomalias negativas para európio (Cullers & Geaf, 1984). O valor médio para o conteúdo em ETRs é de 593,32. Este valor é comparável àqueles encontrados em rochas da série granodiorítica/granítica enriquecida em biotita e anfibólio (Collins et al., 1982).

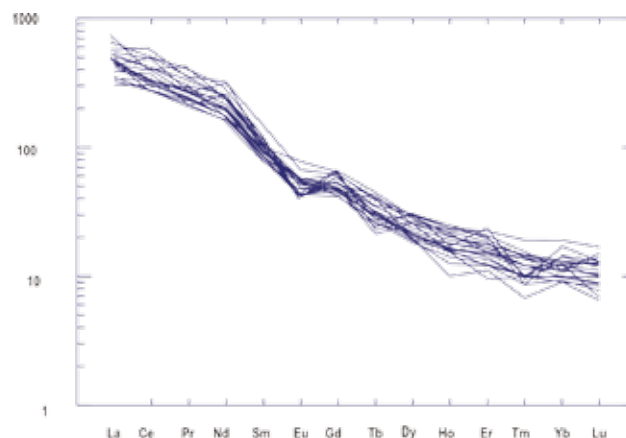


Figura 5.20 - Diagrama normalizado para ETR (Boynton, 1984) para os Litotipos da Suite Rosilha

As fases minerais concentradoras de ETRs são aquelas cristalizadas tardiamente ou presentes nas fusões residuais. Assim, é de se esperar que haja um enriquecimento em ETRs, principalmente das ETR leves, nas frações tardias da cristalização fracionada, nos líquidos residuais ou, ainda, nas frações iniciais da fusão parcial. A partir de padrões obtidos para ETRs analisadas para fases minerais individuais Gromet & Silver (1983) afirmam que líquidos que se mostram empobrecidos em ETR pesadas surgem como resultado do fracionamento de granada, anfibólio e zircão. Já líquidos empobrecidos em ETR leves são resultado do fracionamento de allanita, monazita, titanita e apatita.

Pode ser dito, portanto, que o avançar da diferenciação impõe uma diminuição no conteúdo geral de ETRs. Ao analisarmos o padrão de distribuição para os litotipos do conjunto Tachas observamos um padrão parabólico, com o total de ETRs crescendo desde os tipos menos diferenciados (dioritos) atingindo o máximo de concentração nos tipos quartzodioríticos e decrescendo para os tipos tonalíticos. Isso nos leva a pensar que, durante o processo evolutivo deste conjunto, anfibólio pode ter sido uma fase mineral controladora importante de todo o processo, sendo esta uma característica de magmatismo do tipo calcio-alcálico. Padrões que mostram enriquecimento em ETR leves são interpretados como característicos do aumento de maturidade do arco magmático durante o processo de evolução magmática da intrusão.

A observação dos resultados obtidos para este conjunto de rochas a partir de diagramas de

caracterização tectônica mostra que as rochas desta Suite plotam em campos para rochas formadas em condições intraplaca (Figura 5.21), havendo a possibilidade de o conjunto ter evoluído durante o processo de espessamento e soerguimento crustal (Figura 5.22) a partir de uma evolução magmática francamente calcioalcalina.

5.3- LITOGEOQUÍMICA DOS ORTOGNAISSES DA SUÍTE SURUÍ - €2γ5SU

5.3.1- GRANITO PEDRA BRANCA -€2γ5SU-PB

O conjunto de litotipos associado ao agrupamento Pedra Branca corresponde a rochas essencialmente graníticas que apresentam composição pouco expandida, com SiO₂ variando entre um percentual mínimo de 70,8 até um percentual máximo de 75,3 (Tabela 5.7). Os valores mais altos em SiO₂ corresponde à rochas da facies hololeucocrática. O granito Pedra Branca é subalcalino (Figura 5.23), evoluído ao longo de uma tendência calcioalcalina (Figura 5.24), metaluminosa (Figura 5.25). Algumas poucas amostras apresentam caráter peraluminoso de baixa intensidade, correspondendo aos litotipos da facies hololeucocrática. A classificação química (Figura 5.26) aponta para uma coincidência com a classificação obtida em diagrama QAP, com as rochas plotando no campo dos granitos.

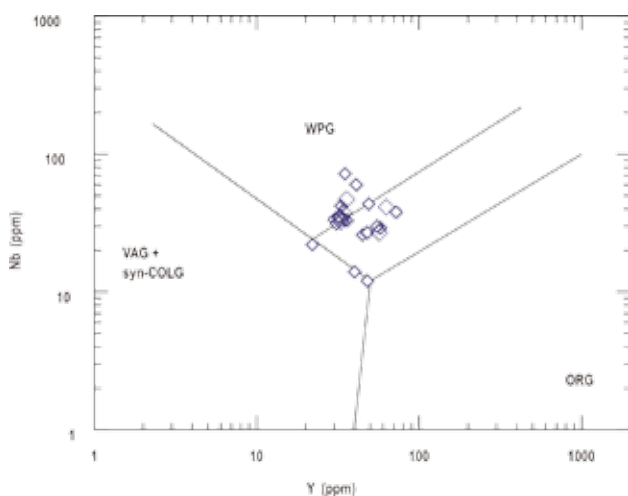


Figura 5.21 - Diagrama Tectônico (Nb x Y) para os litotipos da Suite Rosilha

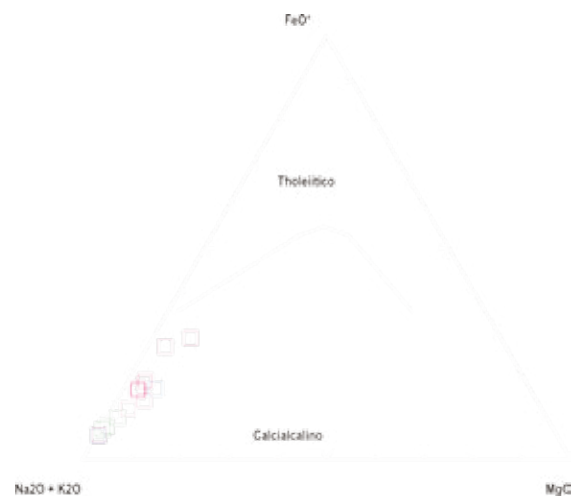


Figura 5.22 - Diagrama R1 x R2 para os litotipos da Suite Rosilha

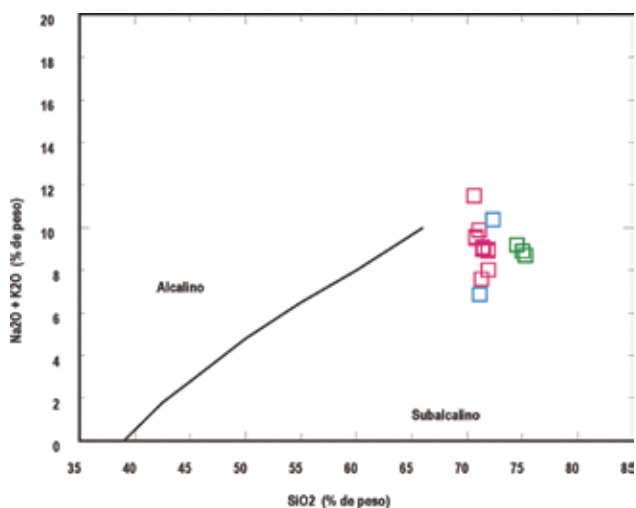


Figura 5.23 - Diagrama TAS aplicado ao granito Granito Pedra Branca

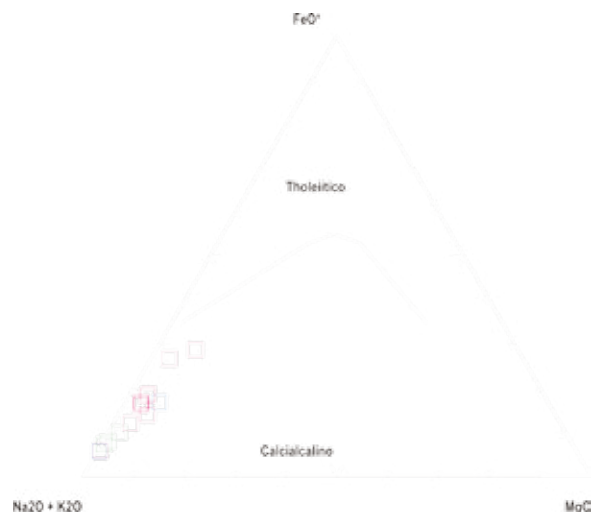


Figura 5.24 - Diagrama AFM aplicado ao Granito Pedra Branca.

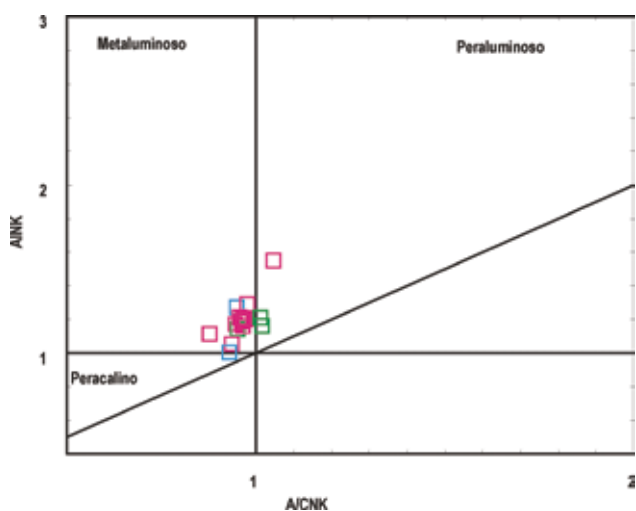


Figura 5.25 - Diagrama ANK/ACNK aplicado ao granito Granito Pedra Branca

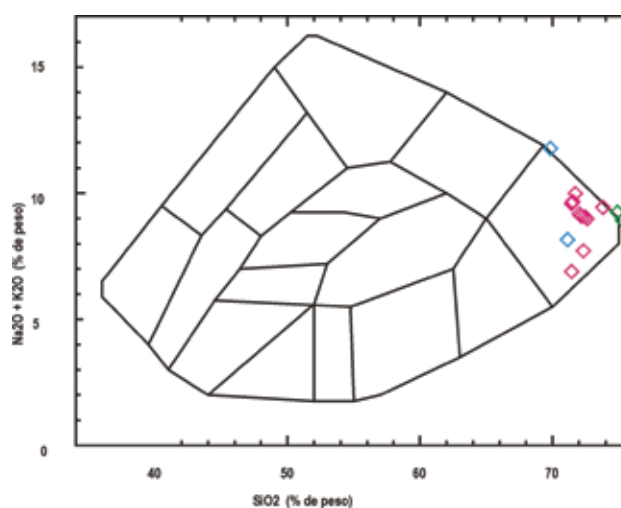


Figura 5.26 - Diagrama TAS classificatório aplicado ao granito Granito Pedra Branca

O conjunto apresenta conteúdo total em ETRs variado, com a facies hololeucocrática mostrando-se fortemente empobrecida em ETRs de uma forma geral (Tabela 5.10). A razão Zr/Hf varia dentro de padrões aceitáveis para evolução por processo único, desde que isolemos as amostras correspondentes à facies hololeucocrática. No que se refere a esta facies, a mesma pode ter sido gerada por processos de cristalização fracionada a partir de um magma representado pela facies média-homogênea (Porto Jr. 1992, Porto Jr. 1994 e Porto Jr et al. 1994).

Os dados para norma CIPW apontam para uma relativa homogeneidade entre os litotipos. Três das amostras apresentam corindon normativo (com ausência, esperada, de diopsídio normativo), sendo que duas correspondem à amostras da facies hololeucocrática, rica em feldspatos e por isso mesmo caracterizada como peraluminosas em diagrama ACK x ACNK. A outra amostra corresponde a um tipo relativamente enriquecido em Na₂O e

empobrecido em CaO e K₂O, o que veio a influenciar o resultado da norma. Entretanto, os demais resultados a esta última amostra associados não permitem caracterização de subtipo dentro do conjunto. Hematita normativa presente em mais da metade das amostras analisadas pode apontar para uma variação na fugacidade de oxigênio durante a evolução deste magma.

O tratamento estatístico aplicado ao conjunto de rochas analisadas para o granito Pedra Branca ficou prejudicado por este conjunto apresentar-se pouco expandido do ponto de vista geoquímico, levando muitos dos graus de significância ficarem abaixo de 80% (indicadores de dispersão). De qualquer forma, os resultados se mostram indicativos para as correlações polinomiais. Admitiremos, portanto, que a evolução deste conjunto pode ser melhor explicada por processos de evolução magmática que envolvam resultados, em diagramas bivariantes, curvilíneos.

Tabela 5.7 - Composição

Amostras	PRGF - 3 ^a	PST - 3	PST - 7	P-03	PST - 5B	PMT - 15	PMT - 3
SiO ₂	70,8	70,8	71,1	71,15	71,3	71,4	71,4
TiO ₂	0,38	0,48	0,33	0,44	0,25	0,39	0,35
Al ₂ O ₃	14,3	13,7	14,5	14,36	13,9	13,9	13,8
Fe ₂ O ₃	0,45	1,1	0,12	2,23	2,4	1,5	1,5
FeO	1,55	0,68	1,3	1,1	0,75	0,75	0,82
MnO	0,02	0,03	0,02	0,03	0,04	0,05	0,05
MgO	0,39	0,67	0,38	0,85	0,4	0,43	0,41
CaO	1,6	1,82	1,4	2,45	1,9	1,5	1,5
Na ₂ O	3,4	3,43	3,5	3,25	4,5	3,3	3,1
K ₂ O	6,1	6,15	6,4	3,62	3,1	5,8	5,9
P ₂ O ₅	0,12	0,15	0,1	0,11	0,05	0,11	0,12
LOI	0,65	0,8	0,62	0,19	1,95	1,27	1,05
Total	99,76	99,81	99,77	99,78	100,54	100,4	100
Rb	210	200	230	133	120	230	230
Ba	1380	1520	1460	632	630	1400	1400
Sr	340	340	330	216	250	315	350
Ta	0,7	0,9	0,5	0,3	0,75	0,8	0,5
Nb	12	20	16	11	12	12	14
Hf	3,9	4,2	6,5	4,6	5,1	4,9	4,2
Zr	285	340	250	161	300	210	240
Y	11	5	15	9	11	14	13
Th	8,2	10,24	13,9	11,9	23,6	29,7	54,2
U	2,5	3,1	0,8	0,7	2,1	2,3	1,65
Co	3	5	2	4	3	3	5
V	25	31	18	39	20	32	22
Pb	48	52	39	47	42	38	45
Zn	44	34	38	54	42	44	32
La	55,3	52,9	38,09	33,6	67,75	78,21	84,59
Ce	158,6	101,2	80,32	66	98,09	107,34	177,1
Pr	9,3	7,87	7,45	7,69	12,09	15,87	28,24
Nd	9,16	45,87	35,98	27,5	43,76	50,42	62,29
Sm	16	8,96	4,23	4,8	6,56	8,98	8,19
Eu	1,42	1,54	1,32	1,23	1,32	1,09	1,11
Gd	4,2	5,09	3,9	3,5	4,24	3,78	4,09
Tb	0,8	0,8	0,55	0,4	0,54	0,43	0,32
Dy	3,21	3,54	2,23	1,9	1,34	1,23	1,69
Ho	0,54	0,4	0,4	0,3	0,45	0,54	0,35
Er	1,56	1,23	0,67	0,8	1,2	0,98	0,97
Tm	0,08	0,13	0,1	0,08	0,07	0,06	0,08
Yb	0,42	0,76	0,43	0,5	0,72	0,65	0,68
Lu	0,12	0,16	0,04	0,07	0,09	0,1	0,12

Geoquímica do Granito Pedra Branca

PMT - 2	PBG 2	PJT - 12F	PMT - 4	RG-05	PT 02	PST - 5A	PJT - 10A	PIT-03E
71,5	71,64	71,9	71,9	71,92	72,34	74,5	75	75,27
0,35	0,43	0,31	0,32	0,48	0,15	0,05	0,06	0,03
13,9	14,67	14	13,9	13,18	13,92	13,8	13,6	13,45
1,5	0,66	0,44	0,54	0,95	1,08	0,1	0,1	0,49
0,74	0,1	1,4	1,4	0,9	0,2	0,7	0,6	0,1
0,04	0,01	0,03	0,04	0,03	0,07	0,02	0,01	0,01
0,4	0,05	0,36	0,32	0,69	0,26	0,1	0,05	0,05
1,5	0,59	1,7	1,6	1,94	0,91	0,94	1,3	1,2
3,2	2,09	3,2	3,3	2,97	3,51	3,4	3,7	3,01
5,8	9,41	5,8	5,6	5,05	6,87	5,8	5,2	5,69
0,13	0,06	0,1	0,11	0,17	0,05	0,06	0	0,04
0,88	0,47	0,59	0,88	1,36	0,48	1,09	0,3	0,22
99,94	100,18	99,83	99,91	99,64	99,85	100,56	99,92	99,56
210	308	190	220	188	133	230	180	206
1600	1516	1160	1400	1436	2951	1100	900	812
310	252	400	320	431	550	280	310	169
0,3	0,4	0,4	0,1	0,5	0,2	0,5	0,3	0,5
12	3	9	16	14	4	17	8	6
3,3	1,1	2,5	2,3	8,2	3,4	3,2	2,6	2,4
280	29	270	255	308	118	45	33	69
10	7	7	11	7	6	10	9	22
40,2	4,4	26,9	33,5	4,7	41,6	44,1	46,3	20,1
1,5	1,6	2,31	1	0,8	0,8	1,25	2,5	1,8
4	1	4	3	3	1	1	2	1
26	5	21	16	30	8	4	5	2
37	44	57	42	46	67	64	55	53
37	30	30	27	43	32	10	8	3
88,7	7,4	84,62	99,2	20,1	115	7,61	7,98	9,8
199,2	13	172,6	221	35,9	202	16,39	15,95	21
25,6	1,63	19,2	22,3	4,25	21,9	2,01	1,85	2,54
65,3	6,6	57,85	69,9	15,5	72,2	6,24	5,79	8,4
7,36	1,6	6,35	8,8	2,7	9,8	1,14	1,07	2
0,98	1,04	0,8	1,2	1,31	1,98	0,8	0,66	0,93
3,6	1,5	2,29	3,9	2	5,6	1,04	0,99	1,4
0,25	0,2	0,42	0,3	0,3	0,4	0,16	0,15	0,2
1,25	1,2	0,83	1,01	1,3	1,6	0,53	0,55	0,9
0,25	0,2	0,14	0,15	0,2	0,2	0,1	0,12	0,2
0,54	0,6	0,38	0,3	0,7	0,3	0,28	0,31	0,8
0,08	0,08	0,06	0,05	0,1	0,05	0,04	0,03	0,08
0,52	0,5	0,34	0,22	0,6	0,2	0,33	0,28	1,7
0,04	0,07	0,06	0,04	0,11	0,04	0,07	0,07	0,12

Tabela 5.8: Parâmetros Petroquímicos e Razões Elementares aplicados ao Granito Pedra Branca

Amostras	FMMT	SETR	(Eu/Eu) _N	(La/Yb) _N	Ba / Sr	Ba / Y	Zr / Hf	Ta / Hf
PRGF - 3A	2,8	260,7	0,12	131,67	4,1	125	73,1	0,18
PST - 3	3,0	230,5	0,16	69,61	4,5	304	81,0	0,21
PST - 7	2,1	175,7	0,22	88,58	4,4	97	38,5	0,08
P-03	4,7	148,4	0,21	68,93	2,9	70	35,0	0,07
PST - 5B	3,8	238,2	0,18	94,10	2,5	57	58,8	0,15
PMT - 15	3,1	269,7	0,13	120,32	4,4	100	42,9	0,16
PMT - 3	3,1	369,8	0,14	125,13	4,0	108	57,1	0,12
PMT - 2	3,0	393,7	0,13	170,58	5,2	160	84,8	0,09
PBG 2	1,3	35,9	0,45	13,88	6,0	217	25,6	0,33
PJT - 12F	2,5	345,9	0,15	248,88	2,9	166	108,0	0,16
PMT - 4	2,6	428,4	0,14	450,91	4,4	127	110,9	0,04
RG-05	3,1	85,1	0,40	31,05	3,3	205	37,7	0,06
PT 02	1,8	430,5	0,19	674,18	5,4	492	35,1	0,07
PST - 5A	1,0	36,7	0,50	23,06	3,9	110	14,1	0,16
PJT - 10A	0,8	35,8	0,43	28,49	2,9	100	12,7	0,12
PIT-03E	0,7	50,1	0,38	5,82	4,8	37	28,3	0,22

A análise dos diagramas bivariantes de Harker observa-se que dentre os elementos maiores e menores, TiO₂, MgO, Fe₂O₃, FeO, CaO, MnO e P₂O₅ apresentam correlações negativas com a SiO₂. Já o K₂O, Na₂O e Al₂O₃ apresentam-se em patamar pouco variável, portanto com certa linearidade (pouca variação em relação à amostras). Já a mesma observação, agora para elementos traços, permite concluir que Zr, Ba, Hf, Zn, Co e V tem correlações negativas, enquanto Rb, Sr, Ta, Nb, Th, e Pb apresentam-se com relativa dispersão em relação ao SiO₂. Fato marcante é ausência de correlações positivas para qualquer um dos elementos, mostrando que a evolução destas rochas caminhava para o mínimo granítico, atingido durante a cristalização da facies hololeucocrática. Este rápido olhar permite a inferência de que a evolução magmática pode ter se dado por fracionamento de biotita e dos minerais acessórios (apatita, titanita, allanita e minerais opacos), com pouca influência dos feldspatos.

Os diagramas bivariantes TiO₂, MgO, CaO, Al₂O₃, Na₂O e K₂O com o Fe₂O₃ conforme uso sugerido por Holtz & Barbey (1991) apontam para a influência da biotita no fracionamento destas rochas. Há um forte marcador de diminuição de TiO₂, MgO, CaO, com Na₂O se mantendo sem maiores variações e K₂O apresentando correlação positiva.

A análise do conteúdo de ETRs (Tabela 5.9) nos mostra a existência de uma significativa diferença

no conteúdo total de ETRs quando examinamos os valores obtidos para a facies hololeucocrática (fortemente empobrecida), facies pegmatítica e as demais. Assim, as amostras das facies mais evoluídas apresentam menor conteúdo e menores valores para a razão (La/Yb)_n. É significativo também o fato de que a razão (Eu/Eu*)_n (Tabela 5.9) se mostre significativamente maior nas facies mais evoluídas, representando de maneira bastante satisfatória o enriquecimento em feldspato e empobrecimento em fases acessórias apresentado por estas facies. Esta alta razão (Eu/Eu*)_n implica no aparecimento de uma anomalia positiva para Európio em diagramas normalizados.

A análise dos resultados normalizados para o total das rochas deste agrupamento (Figura 5.27) deixa claro a existência de diferenças substanciais entre uma porção representada pelas amostras referentes às facies média-homogênea e bandada (Figura 5.28) e aquelas formadas pelas facies hololeucocrática e pegmatítica (Figura 5.29). As primeiras apresentam um fracionamento relativamente elevado e débeis anomalias negativas para európio. Já no caso das facies hololeucocrática e pegmatítica o padrão obtido mostra rochas pobres em existência de um fracionamento de intensidade razoável. Fator relevante é a presença de anomalia positiva para európio para a totalidade das amostras analisadas, um pouco mais proeminentes para aquelas relacionadas à facies hololeucocrática.

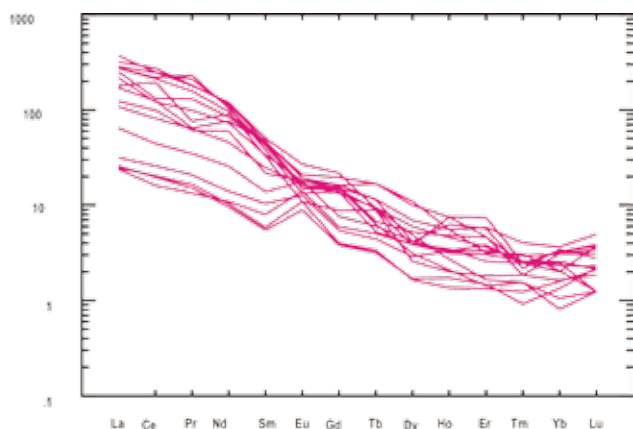


Figura 5.27 - Diagrama normalizado para ETR (Boynton, 1984) para o conjunto de litotipos do Granito Pedra Branca

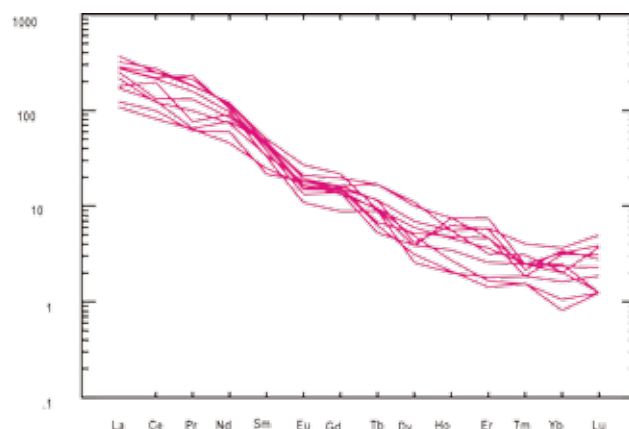


Figura 5.28 - Diagrama normalizado para ETR (Boynton, 1984) para os litotipos do Granito Pedra Branca correspondentes às facies média-homogênea e bandada

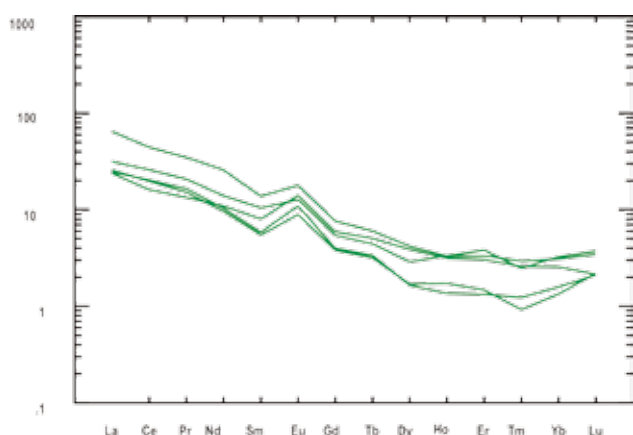


Figura 5.29 - Diagrama normalizado para ETR (Boynton, 1984) para os litotipos do Granito Pedra Branca correspondentes às facies hololeucocrática e pegmatítica

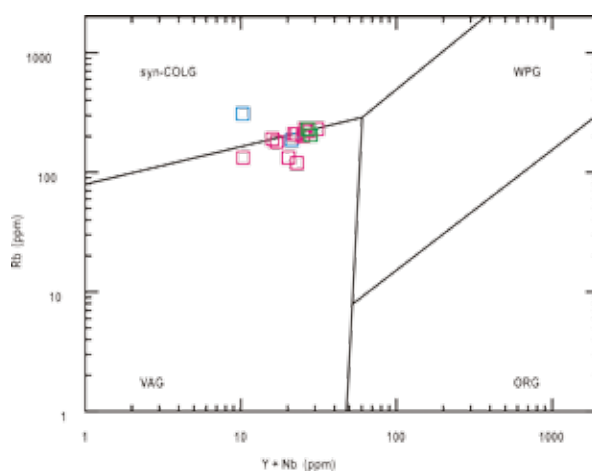


Figura 5.30 - Diagrama Tectônico (Rb x Y + Nb) para o conjunto de litotipos do Granito Pedra Branca

Do ponto de vista da caracterização tectônica o granito Pedra Branca, em suas variadas facies, caracteriza-se por pertencer àqueles com assinatura de granitos colisionais. Este tipo de granitóide está relacionado à faixas orogênicas e podem apresentar distinções em função do tipo de colisão que o gerou (Pitcher, 1982 e Harris et. al., 1983). Esses granitos, caracteristicamente, associam-se ao evento de maior deformação do orógeno, com os mesmos assumindo características que variam de tipos tardi- a pós-colisionais. Granitos relacionados às fases tardias de evolução do orógeno tem por característica apresentar biotita (eventualmente hornblenda) como mineral máfico comum, são calcio-alcálinos, metaluminosos exibindo muitas das características dos granitos tipo I (Chapell & White, 1974). Estas características se coadunam com as características do granito Pedra Branca. A observação do diagrama Nb x Y (Pearce et. al. 1984), já permite o estabelecimento da caracterização do granito Pedra Branca como daqueles relacionados a tipos formados durante a colisão e aqueles relacionados à arcos magmáticos. Peccerillo & Taylor (1976) definem que os granitos de arco variam desde os tipos oceânicos até aqueles

continentais, com evolução indo desde afinidades toleítica até calcioalcalina. Estes granitos quando se relacionam a margens continentais ativas, como parece ser o caso, apresentam variações composicionais no campo dos granodioritos e granitos, tendo a biotita como o mineral máfico predominante. A tentativa de refinar a caracterização utilizando-se ao diagrama Rb x Nb+Y (Pearce et. al. 1984) apresentado na Figura 5.30, mostra que o granito Pedra Branca situa-se na interface dos campos de granitos de arco e aqueles sin-colisionais, com uma tendência de predomínio para os de arco. Dentre os granitos que assim são classificados, existem três subgrupos: oceânico, continental e misto (Pearce et. al. 1984). No caso do granito Pedra Branca, a melhor correlação com os tipos propostos se dá com os granitos que evoluem em margens continentais. É assumido que estes granitos evoluem preferencialmente por cristalização fracionada, podendo ser comparados ao Batólito Central Andino e ao Batólito Peruano. Ambos os exemplos são tidos como tendo uma evolução policíclica com tendências de evolução distintas dentro de seus respectivos ciclos (Atherton et al., 1979 e McCourt, 1981).

Diagramas de variação multicatiônica vêm sendo usados, com relativo sucesso, para a determinação de variações de ambientes tectônicos em conjunto de rochas relacionadas a evolução orogênica. Inicialmente proposto para classificar quimicamente rochas (La Roche et al. 1980) o diagrama R1 x R2 é dos mais utilizados nesta tarefa. Os campos de variação dos ambientes tectônicos foram introduzidos no diagrama por Pitcher (1982) e Harris et al, (1983). Batchelor & Bowden (1985) introduziram a possibilidade de estabelecimento de modelos petrogenéticos evolutivos, mostrando a progressiva mudança na composição das rochas ao longo do ciclo orogênico. A observação do resultado da aplicação deste diagrama às rochas relacionadas ao granito Pedra Branca aponta para características de plutons tardi-orogênicos com os tipos relacionados às facies hololeucocrática e pegmatítica direcionados para o campo dos granitos sin-colisionais (Figura 5.31). Neste caso, há de ser feita uma distinção: os granitos sin-colisionais definidos neste diagrama são aqueles entendidos como do tipo S. Não é o caso aqui estudado. Mesmo a facies hololeucocrática, apesar de se mostrar levemente peraluminosa, tem características gerais de granitos tipo I. Pode ser dito que o fato de sua composição aproximar-se, em muito, do mínimo granítico causa esta distorção, que é, inclusive realçada pelos autores. O mesmo diagrama R1 x R2 pode ser usado para a interpretação de evolução de séries magmáticas. O parâmetro R1, conforme definido por de La Roche et al. (1980), contrasta quantidades de quartzo contra as quantidades de feldspatos alcalinos somados aos óxidos de Ferro e Titânio. O parâmetro R2 expressa o conteúdo em anortita do plagioclásio somado à presença dos minerais máficos. Portanto, o diagrama é também apropriado para o exame de evolução de séries magmáticas. No caso do granito

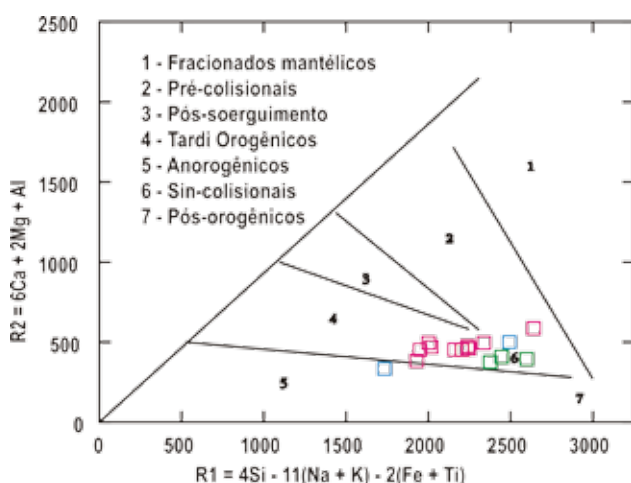


Figura 5.31 - Diagrama R1 x R2 aplicado ao conjunto de litotipos correspondentes ao Granito Pedra Branca.

Pedra Branca, temos as amostras plotando ao longo da tendência calcialcalina, no geral achatada e pouco expandida, que representa variação restrita no conteúdo de anortita dos tipos analisados. A dispersão das amostras ao longo de R2 deve significar fracionamento de anfibólio, aumentando proporcionalmente a quantidade de biotita, aumentando com isso o volume de SiO₂ associado.

A Suíte da Pedra Branca compreende um grande corpo localizado na zona oeste da Cidade do Rio de Janeiro (o maciço da Pedra Branca), além de corpos menores localizados nos gnaisses e granitos mais antigos. Geralmente corta discordantemente as rochas do Grupo São Fidélis, do Complexo Rio Negro e da Suíte Pão de Açúcar.

A suíte inclui como termos típicos um granodiorito homogêneo equigranular médio de cor cinza e granito porfírico rosado. Os minerais máficos incluem biotita, hornblenda, allanita e titanita. Foi geoquimicamente caracterizado por Junho (1991) e por Junho et al. (1993) como um granito calcioalcalino do Tipo I Caledoniano (Pitcher, 1982), correlacionável à Suíte Serra dos Órgãos.

5.4 - LITOGEOQUÍMICA DAS ROCHAS GRANITÓIDES DA SUÍTE NOVA FRIBURGO - O1 γ 6NF

5.4.1 - GRANITOS FAVELA (O1 Γ 6NF-FA) E ANDORINHA (O1 γ AN)

Os granitos Favela e Andorinha, do tipo pós-colisional, são caracterizados geoquimicamente por apresentarem um conteúdo em SiO₂ variando entre 65,30 e 68,00% (Tabela 5.9). São tipos subalcalinos, evoluídos ao longo de uma tendência calcioalcalina, metaluminosa. Quando classificados quimicamente em diagrama TAS, apontam para classificação nos campos dos granitos e granodioritos, coincidente com classificação em diagrama QAP.

O conteúdo em ETRs deste litotipos é relativamente elevado (Tabela 5.10), bem como aos razões (La/Yb)_n. O exame referente às razões petroquímicas obtidas aponta para a existência de dois agrupamentos químicos distintos que podem ser individualizados pelas razões (La/Yb)_n e pelo conteúdo total de ETRs e que representam as duas facies petrográficas definidas anteriormente: a facies equigranular, que apresenta razões (La/Yb)_n mais altas e conteúdo em ETRs mais baixo, e

Tabela 5.9: Composição química do granito Favela/Andorinha

Amostra	PBT - 20	PRT - 2B	PBG 1	PMT - 1	RG-06C	PMT - 17	PMT - 16	PMT - 18
SiO ₂	68,00	68,10	68,89	68,90	69,30	69,40	69,60	69,60
TiO ₂	0,77	0,48	0,60	0,56	0,53	0,61	0,60	0,57
Al ₂ O ₃	14,40	14,90	14,25	14,10	14,46	13,90	13,80	13,70
Fe ₂ O ₃	1,20	1,10	3,26	2,70	1,34	1,40	1,40	1,30
FeO	1,90	1,40	0,80	0,71	0,65	2,00	2,10	1,90
MnO	0,06	0,04	0,04	0,04	0,03	0,04	0,04	0,04
MgO	0,85	1,10	0,80	0,74	0,83	0,78	0,76	0,68
CaO	2,50	1,90	1,86	1,70	2,03	1,80	1,80	1,70
Na ₂ O	3,30	3,50	2,50	3,10	2,89	3,10	2,90	3,20
K ₂ O	5,60	5,90	6,11	5,90	5,69	5,50	5,70	5,80
P ₂ O ₅	0,34	0,21	0,17	0,15	0,22	0,15	0,18	0,15
LOI	0,83	1,67	0,69	1,42	1,68	1,74	1,80	1,34
Total	99,75	100,30	99,97	100,02	99,65	100,42	100,68	99,98
Rb	218	208	228	230	204	240	210	210
Ba	1410	1410	1272	1600	1448	1600	1800	1100
Sr	850	440	241	270	376	280	250	240
Nb	32	28	20	18	11	16	17	16
Zr	400	350	528	320	330	330	315	300
Y	33	21	24	23	20	26	28	32
Hf	7,6	5,2	13,1	10,2	9,3	10,2	1,4	1,3
Ta	1,3	1	0,6	0,6	0,7	0,6	0,7	0,5
Th	36,1	32,1	49,1	56,3	47,8	37,9	36,8	45,3
V	29	28	33,0	36	39,0	37	24	31
Co	6	3	5,0	3	4,0	3	6	5
Zn	24	22	31,0	25	30,0	28	22	18
Pb	40	38	43,0	49	42,0	31	37	51
U	1,5	1,2	1,0	2	1,8	1,2	1,1	0,9
La	122,05	139,40	220	214,00	240	200,02	195,00	212,00
Ce	249,97	286,50	418	385,00	367	383,67	417,60	368,00
Pr	42,30	39,54	46,7	42,30	33,9	39,01	35,20	30,20
Nd	123,03	106,40	148	125,00	94,0	156,78	147,90	125,00
Sm	13,91	15,14	19,3	12,30	8,4	15,23	19,40	12,30
Eu	1,13	1,34	1,93	1,54	1,48	1,45	1,77	1,65
Gd	6,82	7,14	12,0	6,90	7,0	7,32	8,28	6,32
Tb	0,85	0,90	1,2	0,65	0,4	0,75	0,85	0,90
Dy	2,20	2,85	5,4	3,20	1,9	3,03	4,81	3,30
Ho	0,56	0,52	0,9	0,80	0,3	0,75	0,91	0,75
Er	1,21	1,17	2,1	2,00	1,0	1,98	2,24	1,35
Tm	0,26	0,22	0,27	0,21	0,14	0,18	0,16	0,19
Yb	1,10	0,94	1,3	1,40	1,1	1,43	1,29	1,24
Lu	0,15	0,14	0,21	0,24	0,19	0,15	0,18	0,12

Tabela 5.10: Parâmetros petroquímicos e razões elementares do Granito Favela/Andorinha

Amostras	FMMT	SETR	(Eu/Eu)N	(La/Yb)N	Ba / Sr	Ba / Y	Zr / Hf	Ta / Hf
PBT - 20	4,78	523,24	0,16	149,6	1,7	42,7	52,6	0,17
PRT - 2B	4,12	562,66	0,19	176,7	3,2	67,1	67,3	0,19
PBG 1	5,50	831,42	0,25	156,1	5,3	53,0	40,2	0,05
PMT - 1	4,75	753,24	0,25	158,7	5,9	69,6	31,4	0,06
RG-06C	3,38	722,74	0,17	369,0	3,9	72,4	35,6	0,08
PMT - 17	4,83	772,74	0,20	149,8	5,7	61,5	32,4	0,06
PMT - 16	4,90	800,39	0,27	129,1	7,2	64,3	225,0	0,50
PMT - 18	4,49	733,12	0,26	232,9	4,6	34,4	230,8	0,38

a facies glomeroporfirítica, que apresenta razões (La/Yb)_n mais baixas e conteúdo em ETRs mais alto. Este comportamento é correlacionável a classificação química e petrográfica, com os tipos glomeroporfiríticos tendo composição algo mais granodiorítica e com padrão para ETRs indicando menor fracionamento e com os tipos equigranulares, de composição granítica e com padrão para ETRs indicadores de maior fracionamento.

O tratamento estatístico aplicado ao conjunto de rochas apresentou resultados regulares, em função da pouca expansibilidade do conjunto. Os resultados mostram que alguns elementos (todos incompatíveis) Na, Ba, Sr, Y, Th e Pb, apresentam dispersão (grau de significância < 80%). Correlações positivas são encontradas para K e Rb. Os demais elementos mostram correlações negativas. Os valores de r^2 são mais significativos para processos de evolução que representem padrões curvilíneos em diagramas xy, como os diagramas de Harker utilizados. Caracterizado a existência de um único processo magmático evolutivo associado a essas rochas, podemos testar a participação de algumas fases minerais no mesmo.

A distribuição dos ETRs nas rochas ígneas é função do conteúdo em ETRs apresentado pela rocha-fonte, bem como é relativo aos processos relacionados a fase magmática pré-cristalização (Hanson, 1989). O exame do conteúdo em ETRs assinala a existência, no geral, de um conjunto de litotipos com forte fracionamento e que apresenta anomalias negativas para Eu bem marcadas, e com forte paralelismo, o que nos permite assumir o caráter cogenético para as mesmas.

Outra característica importante e que deve ser realçada é o fato de que as razões (Eu/Eu*)_n são relativamente baixas na facies equigranular, apesar dessa facies apresentar-se enriquecida em ETRs

leves. Isso pode significar que as fases minerais acessórias concentradoras de ETRs, principalmente leves, como allanita, estejam presentes. A individualização de cada uma das facies deve-se ao agrupamento de parâmetros e não tão somente ao padrão normalizado obtido. Deve ser ainda realçado que em magmas calcialcalinos Gromet & Silver (1983) assinalam que o controle do conteúdo total de ETRs cabe, de maneira fundamental, às fases acessórias, como alanita e titanita em rochas de composição granodiorítica, por exemplo, concentrando até 95% do total de ETRs, restando a minerais como plagioclásio, K-feldspato, epidoto, biotita, zircão e apatita uma contribuição máxima de 1% para cada uma dessas fases minerais. A exceção é o controle exercido pelo pelos feldspatos, principalmente o plagioclásio, sobre o Eu. Conclui-se então que, se o magma cristalizar precocemente fases minerais acessórias, essa cristalização será responsável pelo decréscimo no conteúdo de ETRs no líquido residual. Quando utilizamos estes preceitos na análise dos resultados para os granitos pós-colisionais, deve ser realçado que os elevados valores em ETRs apresentados pela totalidade das amostras, mas principalmente pela facies glomeroporfirítica resulta da cristalização de fases acessórias como allanita, titanita e zircão, fases acessórias comuns a ambas as faciológicas desta rocha.

A caracterização tectônica do granito pós-colisional permite defini-lo com do tipo associado à fase tardia da evolução do orógeno, por suas características de campo. Quando examinado sob o prisma de seu quimismo, estas rochas mostram algumas características que devem ser aqui realçadas. O exame do diagrama Rb x Nb+Y (Pearce et al. 1984) permite a clara caracterização dos tipos equigranulares como granitos associados a presença de arcos magmáticos.

Quando examinados sob o prisma da avaliação multicatiônica, o granito Favela/Andorinha sistematicamente se coloca no campo dos granitoides tardi-orogênicos. Esse fato pode significar que este conjunto de rochas pode estar associado a processos de evolução relacionados ao momento de relaxamento termal que se segue à colisão o que provocaria uma "mistura" de processos em sua formação, como fusões advindas da parte superior do manto (provocadas por decompressão adiabática) acompanhada por erosão e soerguimento pós-colisional. Esses fatores influenciariam e provocariam mudanças na composição da rocha que, eventualmente, mascarariam sua verdadeira característica tectônica.

A evolução das séries magmáticas analisadas em função dos parâmetros multicatiônicos nos mostra que a facies equigranular evolui por uma tendência subalcalina, fortemente achatada, o que demonstra que a variação no conteúdo de anortita no plagioclásio presente nas amostras não é grande.

O "Granito andorinha" ocorre tipicamente na região serrana e baixada fluminense na forma de corpos tabulares de baixos mergulhos cortando as rochas do Complexo Rio Negro e das Suítes Serra dos Órgãos e Suruí, correspondendo ao que Rosier, 1957 se referia como "granito cortando em faca". Trata-se de um biotita-granito homogêneo de grão médio a fino e cor acinzentada, por vezes porfirítico. Sua textura pode ser isotrópica mas tende a exibir foliação (e lineação) de fluxo com zonas de xenólitos, nas bordas dos corpos. A composição granítica da matriz, com microclina, o diferencia petrograficamente dos granitos da Suíte Suruí.

5.5 - GEOCRONOLOGIA U-Pb

Foram realizadas datações U-Pb em zircões de amostras de dois litotipos, ambos coletados na Pedreira Suruí, às margens da Rodovia Santos Dumont (BR-493, Rio-Teresópolis), próximo à localidade de Suruí, na Baixada Fluminense.

Um dos litotipos datados é o Granito Suruí e o outro é um dique de pegmatito que o intrude, pertencente à Suíte Nova Friburgo.

Coleta e preparação

Cerca de 20 a 30 kg de rocha foram coletados diretamente do afloramento. As amostras foram

pré-fragmentadas no local de seu afloramento e seu tratamento prévio se deu no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA), da Faculdade de Geologia da UERJ.

Na preparação das amostras, os seguintes procedimentos foram realizados no processamento da amostra:

- lavagem e secagem;
- cominuição por britador de mandíbula seguido de moinho de discos;
- separação densimétrica por meio de bateia manual seguida do uso de bromofórmio;
- separação de magnetita com imã de mão;
- separação por suscetibilidade magnética por meio de um Separador Franz.
- seleção manual dos grãos analisados.

Os grãos analisados foram selecionados a partir das frações menos magnéticas, evitando-se grãos que apresentam fraturas e/ou inclusões, preferencialmente contemplando o maior número de populações (hábito, cor, tamanho etc.) presentes. Cerca de 50 grãos da amostra foram montados em resina epóxi, desbastados para exposição de sua seção máxima e polidos com uso de pasta diamantada em disco rotativo.

Análises espectrométricas

As análises U-Pb, pela metodologia LA-MC-ICPMS (Laser Ablation- Multi-Collector – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry) foram realizadas nas dependências do Radiogenic Isotope Facility, da Universidade de Alberta, Canadá, sob a supervisão do Prof. Antonio Simonetti.

Foi utilizado um espectrômetro ICPMS multicoletor Nu Plasma, acoplado a um sistema de emissão de raios Laser Nd:YAG (New Wave Research), seguindo o protocolo analítico descrito por Simonetti et al. (2005). Foi utilizado um feixe de laser com energia entre 2 e 3 Jcm⁻², e diâmetro de 40 microns. A aquisição das razões isotópicas é feita durante 60 s, em modo estático, com uso de três coletores contadores de íons e doze coletores Faraday. São registradas 50 razões isotópicas, precedidas da aquisição de brancos por 30 segundos. A correção de tendenciosidade instrumental (fracionamento de massa etc.) é feita por comparação com análises intercaladas de um padrão de zircão natural e por meio da injeção de uma solução de Tl. As partículas abladadas são transportadas para o sistema de plasma por um fluxo controlado de He.

Tabela 5.11 - Resultados analíticos u-Pb pelo método LA-ICPMS para o Granito Suruí, na pedreira homônima

BG-01-A
Zircon 40 µm

Grão	intensidade 206Pb cps	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 206Pb	erro abs 2 sigma	207Pb/ 235U	erro abs 2 sigma	206Pb/ 238U	erro abs 2 sigma	rho	idade (Ma) 207Pb/206Pb	erro abs 2 sigma	idade (Ma) 206Pb/238U	erro abs 2 sigma	% discord.
1	256993	infinito	0,05780	0,00066	0,6681	0,0248	0,0833	0,0031	0,952	522	±25	516	±19	1,2
2	133126	infinito	0,05760	0,00069	0,6415	0,0285	0,0799	0,0035	0,963	514	±26	495	±22	3,7
3	271093	infinito	0,05826	0,00065	0,6502	0,0246	0,0800	0,0030	0,956	539	±24	496	±19	8,0
4	202201	infinito	0,05792	0,00067	0,6674	0,0296	0,0825	0,0036	0,965	527	±25	511	±22	3,0
5	102239	infinito	0,05776	0,00081	0,6336	0,0285	0,0783	0,0034	0,951	521	±31	486	±21	6,6
6	166440	infinito	0,05732	0,00062	0,6327	0,0250	0,0788	0,0031	0,962	504	±24	489	±19	2,9
7	313304	infinito	0,05748	0,00060	0,6194	0,0243	0,0775	0,0030	0,965	510	±23	481	±19	5,6
8	136957	infinito	0,05693	0,00068	0,5703	0,0230	0,0714	0,0028	0,956	489	±26	445	±18	9,0
9	89465	29822	0,05823	0,00107	0,6557	0,0623	0,0800	0,0075	0,981	538	±40	496	±47	7,9
10	195648	infinito	0,05791	0,00065	0,5993	0,0220	0,0740	0,0027	0,953	526	±25	460	±17	12,5
11	66915	infinito	0,05684	0,00081	0,6075	0,0237	0,0759	0,0029	0,932	485	±31	472	±18	2,8
12	65789	infinito	0,05727	0,00076	0,6145	0,0263	0,0743	0,0031	0,952	502	±29	462	±19	7,9
13	164090	infinito	0,05741	0,00066	0,6261	0,0264	0,0777	0,0033	0,963	507	±25	483	±20	4,9
14	88634	infinito	0,05696	0,00074	0,6449	0,0274	0,0805	0,0034	0,953	490	±29	499	±21	-1,9
15	78884	infinito	0,05689	0,00067	0,6614	0,0250	0,0828	0,0031	0,952	487	±26	513	±19	-5,2
16	99197	infinito	0,05733	0,00079	0,5944	0,0218	0,0742	0,0026	0,928	504	±30	461	±16	8,5
17	61790	infinito	0,05737	0,00085	0,6241	0,0244	0,0772	0,0029	0,926	506	±33	479	±18	5,3
18	994127	infinito	0,05749	0,00067	0,6488	0,0267	0,0817	0,0033	0,960	510	±25	506	±21	0,8
18b	1408303	infinito	0,05818	0,00087	0,6458	0,0261	0,0800	0,0031	0,930	537	±33	496	±19	7,6
19	57907	infinito	0,05741	0,00096	0,6404	0,0230	0,0798	0,0027	0,887	507	±37	495	±16	2,4
20	117432	infinito	0,05735	0,00062	0,6119	0,0209	0,0764	0,0026	0,949	505	±24	474	±16	6,1
21	167706	infinito	0,05698	0,00066	0,6251	0,0239	0,0782	0,0030	0,953	491	±26	485	±18	1,1
22	126241	infinito	0,05726	0,00077	0,6272	0,0211	0,0780	0,0025	0,918	501	±30	484	±16	3,4
23	483339	infinito	0,05831	0,00061	0,6187	0,0211	0,0764	0,0026	0,952	542	±23	475	±16	12,4
24	170488	infinito	0,05743	0,00071	0,6098	0,0221	0,0755	0,0027	0,940	508	±27	469	±17	7,6

Tabela 5.12- Dados analíticos U-Pb em zircão do pegmatito da Suíte Nova Friburgo, intrusivo no Granito Suruí

Grão	intensidade 206Pb cps	206Pb/ 204Pb	207Pb/ 206Pb	erro abs 2 sigma	206Pb/ 238U	erro abs 2 sigma	idade (Ma) 207Pb/206Pb	erro abs 2 sigma	idade (Ma) 206Pb/238U	erro abs 2 sigma	% discord.
1	135705	infinito	0,05772	0,00068	12,9422	0,4675	519	±26	480	±17	7,6
2	48739	infinito	0,05745	0,00082	12,0420	0,4844	509	±31	514	±21	-1,1
3	97786	infinito	0,05817	0,00075	12,4165	0,5430	536	±28	499	±22	6,9
4	95445	23861	0,05845	0,00092	12,4128	0,4914	547	±34	499	±20	8,6
5	118517	infinito	0,05800	0,00066	13,2643	0,5007	530	±25	469	±18	11,5
6	112514	infinito	0,05778	0,00064	12,5414	0,4229	521	±24	495	±17	5,2
7	173825	infinito	0,05810	0,00064	12,4379	0,4802	533	±24	499	±19	6,5
8	235983	infinito	0,05808	0,00067	13,2132	0,4292	533	±25	470	±15	11,7
9	139856	infinito	0,05853	0,00070	12,5659	0,5017	550	±26	494	±20	10,2
10	233182	infinito	0,05793	0,00065	12,7446	0,4185	527	±25	487	±16	7,6
11	243577	infinito	0,06923	0,00280	11,9101	0,4276	905	±83	520	±19	42,6
12	229608	infinito	0,05779	0,00064	12,7465	0,4561	522	±24	487	±17	6,7
13	486111	16204	0,05690	0,00113	13,0065	0,4661	487	±44	477	±17	2,0
14	261744	6888	0,05735	0,00155	12,3808	0,4128	505	±59	501	±17	0,9
15	214346	infinito	0,05845	0,00066	12,6151	0,4195	547	±25	492	±16	10,1
16	185063	infinito	0,05945	0,00067	12,7741	0,4824	583	±25	486	±18	16,7

Tabela 5.13 - Resultados analíticos Sm-Nd

Amostra	Unidade Litoestratigráfica	Litologia	Idade U-Pb Ma	Sm ppm	Nd ppm	143Nd/ 144 (m)	147Sm/ 144Nd	143Nd/ 144 (i)	143Nd/ 144Nd(i,CHUR)	eNd(i)	eNd(0)	T(DM) Ga
PBG 1	Granito Favela, Suíte Nova Friburgo	Biotita granito	490	20	153	0,511487	0,0793	0,511232	0,512007	-15,1	-22,5	1,70
PBG 2	Granito Pedra Branca, Suíte Suruí	Biotita granito	513	1	3	0,511801	0,1790	0,511191	0,511977	-15,3	-16,3	4,62
Q.15	Gnaiss Facoidal, Suíte Rio de Janeiro	Augen gnaiss	578	4	24	0,512063	0,1053	0,511681	0,511893	-4,1	-11,2	1,28
PBG 3	Complexo Rio Negro	Microlina gnaiss	575	3	14	0,512361	0,1151	0,511873	0,511897	-0,5	-5,4	1,20
PBG 4	Complexo Rio Negro	Hornblenda gnaiss	792	7	31	0,512571	0,1376	0,511850	0,511617	4,6	-1,3	0,95

Resultados

Para o cálculo das idades e representação gráfica dos resultados foi utilizado o programa de computador Isoplot (v. 3), desenvolvido por Ludwig (2003).

5.5.1 - GRANITO SURUÍ (SUÍTE SURUÍ)

Trata-se de um granito porfiróide grosso, com foliação penetrativa dada principalmente por fluxo magmático visto que não se observa deformação cristalina nos megacristais de K-feldspato. O granito encontra-se cortado por numerosos diques e veios de pegmatito associado a um granito róseo fino, equigranular, também datado.

Foram analisados 24 grãos, com grau de discordância entre 0.8 % e 12.5 %. O grão mais concordante (0.8% discordante) apresenta uma idade $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 510 ± 25 Ma, e a média ponderada das 25 idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dos 24 grãos analisados foi calculada em 511.2 ± 6.9 Ma (MSWD = 1.5).

5.5.2 - PEGMATITO INTRUSIVO NO GRANITO SURUÍ (SUÍTE NOVA FRIBURGO)

Foi amostrado um dique intrusivo no Granito Suruí, de aspecto tabular com mergulho de cerca de 70 graus, associado a um granito equigranular fino de coloração rósea (Granito Andorinha), ambos de aspecto indeformado. O pegmatito e o granito róseo gradam entre si paralelamente às bordas dos diques, ora ocupando as bordas, ora a zona central.

Foram analisados 16 grãos, obtendo-se discordâncias entre -1 % e 17 %, excetuando-se

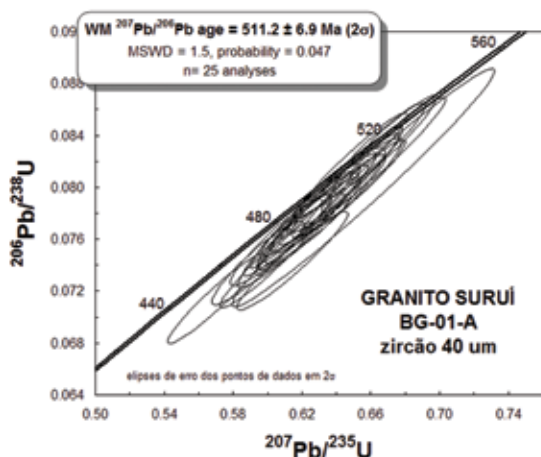


Figura 5.32 – Diagrama concórdia para análises de zircões do Granito Suruí, na pedra homônima, pelo método LA-ICPMS

um grão 42.6% discordante. A idade atribuída ao pegmatito foi obtida a partir da idade concórdia (“concórdia age”) dos três grãos mais concordantes, entre -1 % e 2 %, de 497.7 ± 9.2 Ma (MSWD = 0.16).

Discussão

As idades obtidas para o Granito Suruí e para o pegmatito associado ao Granito Andorinhas correlaciona bem com aquelas apresentadas por Heilbron & Machado (2003) para o Granito Pedra Branca (513 ± 5 Ma) e para o Granito Favela (482.7 ± 1.6 Ma), respectivamente, em afloramento na Zona Oeste (Pedreira Bangu), da Cidade do Rio de Janeiro. Esta última geração de granitos também coincide, dentro dos erros, com a idade obtida para o Granito Mangaratiba, de 479.5 ± 8.1 Ma apresentada por Machado et al. (1996), na região da Baía da Ilha Grande, a oeste da Folha Baía de Guanabara.

5.6 - GEOCRONOLOGIA Sm-Nd

São apresentados dados Sm-Nd de cinco amostras de rochas granitóides, pertencentes a várias unidades litoestratigráficas do embasamento cristalino da Folha Baía de Guanabara. Os dados foram adquiridos em rocha total por Espectrometria de Massa por Termo-ionização (TIMS), no Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília, seguindo procedimentos convencionais de diluição isotópica reportados por Gioia & Pimentel (2000).

Quatro das amostras foram coletadas na Pedreira Bangu, localizada na encosta setentrional

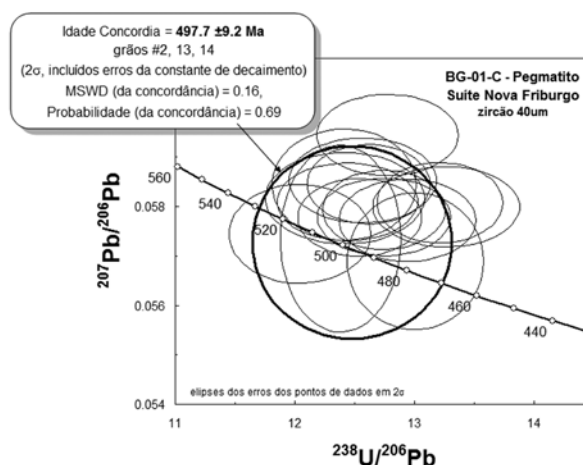


Figura 5.33 – Diagrama concórdia para análises de zircões do dique de pegmatito da Suíte Nova Friburgo, que corta o Granito Suruí, na pedra homônima, pelo método LA-ICPMS

do Maciço da Pedra Branca, Zona Oeste da Cidade do Rio de Janeiro. São pertencentes ao Complexo Rio Negro (amostras PGB-3 e PGB-4), à Suíte Suruí (PGB-2) e à Suíte Nova Friburgo (PGB-1). A amostra do Gnaiss Facoidal (Q-15) foi coletada no Vale do Quitite, Jacarepaguá, no Maciço da Tijuca.

Todas as amostras foram datadas previamente pela metodologia U-Pb por Heilbron & Machado (2003), e as idades obtidas foram utilizadas nos cálculos de modelagem isotópica apresentados na Tabela 5.13.

5.6.1 - COMPLEXO RIO NEGRO

A amostra PBG-4 representa um hornblenda-biotita gnaiss de composição tonalítica com idade U-Pb em zircão de 792 ± 12 Ma (Heilbron & Machado, 2003). O parâmetro $eNd(i)$ Epsilon Nd inicial de +4.6 evidencia sua natureza juvenil, embora sua idade modelo Tdm de 0.95 Ga, mais antiga que sua idade de cristalização, evidencie alguma contaminação crustal.

A amostra PBG-3 representa o microclina gnaiss datado em 575 ± 15 Ma. Sua idade mais jovem, na transição entre as etapas pré e sin-colisional, é compatível com o parâmetro $eNd(i)$ fracamente negativo (-0,5), indicando, apesar do caráter juvenil, maior contaminação crustal.

5.6.2 - SUÍTE RIO DE JANEIRO, AUGEN GNAISSE

A amostra Q-15 provém do augen gnaiss característico da Suíte Rio de Janeiro, coletada no

vale do Quitite, em Jacarepaguá, representativo da etapa sin-colisional contemporânea à formação da foliação principal, de baixo mergulho, do Complexo Costeiro. A datação U-Pb em zircão (TIMS) realizada em Niterói indica idade de 578 ± 19 Ma (Heilbron & Machado, 2003), é coerente com a idade do metamorfismo M1 regionalmente registrada na Faixa Ribeira central (Machado et al., 1996). O parâmetro $eNd(i)$ relativamente pouco negativo (-4,1) é condizente com uma origem híbrida (juvenil + crustal) indicada por sua mineralogia.

5.6.3 - SUÍTE SURUÍ, GRANITO PEDRA BRANCA

A amostra PBG-2 representa um dique pegmatóide do Granito Pedra Branca, intrusivo nos ortognaisses do Complexo Rio Negro, na Pedreira Bangu, e datado por Heilbron & Machado (2003) em 513 ± 5 Ma (TIMS, zircão e monazita). O parâmetro $eNd(i)$ fortemente negativo (-15) indica sua origem crustal, e sua razão $147Sm/143Nd$ alta indica uma evolução magmática complexa, possivelmente em estágio duplo.

5.6.4 - SUÍTE NOVA FRIBURGO, GRANITO FAVELA

A amostra PBG-1 provém de um dique de granito cinza equigranular identificado como do Granito Favela, e que corta todas as demais unidades na Pedreira Bangu. A exemplo do Granito Pedra Branca, também apresenta características indicativas de origem crustal, como o parâmetro $eNd(i)$ fortemente negativo (-15), e a sua idade Tdm paleoproterozóica (1.70 Ga).

6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

A evolução geotectônica do segmento crustal enquadrado na Folha Baía de Guanabara, é registrada em suas diversas unidades litoestratigráficas, desde o Neoproterozóico ao Holoceno.

ca. 900 Ma a ca 580 Ma – etapa pré colisional

As unidades litoestratigráficas mais antigas na folha são as sucessões metassedimentares representadas pelos paragneisses (e quartzitos, calciossilicáticas associadas) pertencentes aos Grupos Andrelândia e São Fidélis. Estas unidades representam remanescentes de bacias sedimentares neoproterozóicas instaladas respectivamente na margem passiva do paleocontinente São Francisco, no domínio Ocidental, e do Arco Magmático Rio Negro, no Domínio Oriental.

Concomitantemente, entre ca 790 Ma e 80 Ma, há registro geocronológico da formação das rochas granitóides do Complexo Rio Negro, interpretadas como produto de subducção da placa sanfranciscana para sul Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá et al, 1999). Vestígios da uma crosta continental embasamento mais antiga, em que o arco magmático teria se alojado parcialmente, são os indicadores isotópicos Sm-Nd, por exemplo idades Tdm entre 0,95 e 1,20 Ga, e idades 207Pb/206Pb paleoproterozóicas, ou mais antigas, de zircões detríticos de quartzito do Grupo Itálva, datados no afloramento da Avenida Niemayer, na zona sul da cidade do Rio de Janeiro (Valladares et al., 2008).

ca. 580 Ma a ca. 560 Ma. – etapa colisional

Neste intervalo de tempo concentram-se as idades de metamorfismo (M1, de Machado et al., 1996), de rochas granitóides sin-colisionais (Machado et al., 1996; Heilbron et al., 2010) e da deformação principal, com a formação de uma foliação penetrativa, por cisalhamento de baixo ângulo, impresso nas rochas desta idade ou mais antigas.

Estes processos são interpretados como produto da colisão entre o Arco Magmático Rio Negro e a borda meridional do Paleocoincidente São Francisco, ao longo da sutura denominada Central Tectonic Boundary, localizada no extremo NW da folha. Este processo colisional é parte do contexto de amalgamação do Supercontinente Gondwana.

Na Folha Baía de Guanabara, são representantes desta etapa colisional as suítes granitóides Rio de Janeiro, Cordeiro, Rosilha e Serra dos Órgãos.

ca. 530 – metamorfismo M2

Embora não haja representantes litoestratigráficos na folha, este episódio metamórfico (M2, de Machado et al., 1993) e deformacional, causou dobramento empinado (D3) da foliação de baixo ângulo, e foi interpretado por Heilbron (1999) como reflexo da colisão entre o Terreno Búzios contra a 10 orogênica acrescionária. Este processo colisional é parte do contexto terminal de amalgamação do Supercontinente Gondwana.

ca. 510 a 480 Ma – etapa tardi-orogênica

Durante esta etapa são colocados os corpos granitóides pouco deformados, como por exemplo os da Suíte Suruí (Granitos Suruí e Pedra Branca), ou indeformados, pertencentes à Suíte Nova Friburgo (Granitos Favela, Andorinhas). Tupinambá (1999) observou, na Serra dos Órgãos, uma relação entre este magmatismo terminal e estruturas distensivas, interpretadas como formadas num contexto de colapso do edifício orogênico.

ca. 480 Ma 130 Ma – etapa de estabilidade gondwânica

A partir do Ordoviciano até o Cretáceo Inferior não se observam registros tectônicos ou litológicos, apenas provavelmente erosionais, durante a fase de duração do supercontinente Gondwana.

ca. 130 Ma – 100 Ma rifteamento do supercontinente Gondwana

A cerca de 130 Ma ocorrem as primeiras manifestações magmáticas e deformacionais decorrentes da etapa pré-rifteamento do supercontinente Gondwana, com a colocação do Enxame de Diques da Serra do Mar, conjunto de diques de diabásio toleíticos de direção preferencial NE-SW, associados a intenso fraturamento do embasamento cristalino, seguido da implantação da Bacia de Santos, no rifte entre os futuros continentes América do Sul e África. A continuação deste processo levou à definitiva

separação dos dois continentes e a gradual expansão do assoalho do Oceano Atlântico meridional.

ca 65 a 40 Ma – formação do Gráben da Guanabara

Neste intervalo de tempo houve nova fase de reativação tectônica, com a implantação do Gráben da Guanabara, com a sedimentação da Formação Macacu, associada ao magmatismo representado pelos complexos alcalinos do Tinguá, Mendanha e Itaúna, e pelos diques de rochas alcalinas espalhados em toda a região. Nesta etapa se deu o soerguimento da Serra do Mar e o abatimento da região da Baixada Fluminense e do fundo da Baía de Guanabara.

Quaternário

Mudanças climáticas associadas à Glaciação Pleistocênica e à deglaciação subsequente, que

perdura até hoje, condicionaram a sedimentação das Coberturas Cenozóicas, de caráter colúvio-aluvionar, fluvio-marinhas, ou estritamente litorâneas, estas últimas fortemente influenciadas pelas variações no nível do mar.

Com o advento da ocupação humana, iniciada há cerca de 4000 anos, ou antes, começam a se formar os Depósitos Antropogênicos, inicialmente representados pelos sambaquis, e a partir do século XVI, os aterros relacionados à expansão urbana da cidade do Rio de Janeiro. A partir do século XX, registra-se a importante crescimento da área urbana, com progradação de depósitos de aterros que avançam sobre o litoral original, tanto fora da Baía de Guanabara, por exemplo na Praia de Copacabana, como dentro dela, por exemplo o Aterro do Flamengo e a Ilha do Fundão. Estes aterros são decorrência da necessidade de expansão da área urbana, da criação de novas vias circulação, e da disposição do lixo urbano.

7 – RECURSOS MINERAIS

7.1 - INTRODUÇÃO

Os recursos minerais localizados na Folha Baía de Guanabara 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 georeferenciados.

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

A área delimitada pela Folha Baía de Guanabara é caracterizada por uma atividade mineral razoavelmente desenvolvida nos arredores do município do Rio de Janeiro, grande consumidor de matéria prima para construção civil. A proximidade com esse centro urbano é ao mesmo tempo a alavanca principal e o entrave ao desenvolvimento e consumo mineral devido a restrições ambientais inerentes a proximidade de grandes centros urbanos. Prova disso, é a desativação das atividades de extração de rochas ornamentais, inclusive cantaria, nas inúmeras pedreiras concentradas na região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro, que produziram verdadeiros ícones da rocha ornamental brasileira como as denominadas Granito Preto da Tijuca, Juparaná, Azul Guanabara dentre outros.

Foram cadastrados 247 localidades com a presença de recursos minerais, estando 70 em atividade, 156 inativas, 9 depósitos não explorados e 12 ocorrências.

As substâncias minerais em exploração na região em questão são: areia, argila, saibro, rocha para brita, rocha ornamental e água mineral, destacando-se a importância da extração de rocha para brita em relação aos outros bens minerais. As extrações de rocha para brita localizam-se em geral nos municípios circunvizinhos da cidade do Rio de Janeiro. São produzidas em pedreiras de grande, bem como pequeno e médio porte.

Ainda podem ser mencionados, dentre os recursos minerais da região: antigas extrações de turfa, ocorrências de minerais de pegmatito como caulim, feldspato e quartzo, grafita, calcedônia, sílex, barita além de coríndon. No geral, correspondem a jazidas exauridas ou a ocorrências e indícios que, até o momento, não suscitaram um maior interesse econômico.

A produção de insumos básicos empregados na construção civil merece destaque em virtude do grande número de áreas registradas para a sua extração. Os processos protocolados no DNPM em dezembro de 2008 correspondem a cerca de 117 requerimentos e concessões de lavra, 28 licenciamentos e 211 autorizações de pesquisa e requerimentos de licenciamento e pesquisa. É importante salientar que as substâncias solicitadas

nos processos para pesquisa não necessariamente correspondem ao produto a ser pesquisado.

A seguir, a descrição dos recursos minerais da região que abrange a Folha Baía da Guanabara, listados por ordem alfabética.

7.2.1- 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.

Dados do Martins et al. (2006) revelam que o parque produtor do estado é constituído por 27 empresas em plena atividade, destacando-se alguns pólos produtores como Nova Friburgo, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua e Magé, esse último situado na área que abrange a Folha Baía de Guanabara.

Em diversos municípios que compõem a região abrangida pela folha Baía da Guanabara encontram-se fontes produtoras de águas minerais que, no geral, correspondem a uma água mineral natural fluoretada sendo, algumas delas, radioativas ou levemente radioativas na fonte. A tabela 7.1 indica as principais fontes e marcas atualmente em produção na área em questão.

As fontes de água mineral da região de Magé e Guapimirim encontram-se posicionadas em rochas graníticas da Suite Suruí e no Complexo Rio Negro.

Na região de Xerém-Duque de Caxias três empresas estão atualmente em fase de implantação na região de Xerém, e duas estão em atividade. As fontes se encontram em rochas da suíte intrusiva Serra dos Orgãos, Maciço alcalino de Canaã e Complexo Rio Negro.

No município do Rio de Janeiro ocorrem três antigas empresas de extração que fornecem água para a região da cidade do Rio de Janeiro, Santa Cruz, Acqua Fresh e Nazareth. Encontram-se nas rochas paraderivadas do Grupo São Fidelis, e no Complexo ortoderivado Rio Negro.

Em várias localidades da cidade do Rio de Janeiro como Laranjeiras, Méier, Ilha do Governador dentre outras, há informações de antigas captações de água mineral, atualmente paralisadas.

Tabela 7.1 - Principais fontes e marcas de água mineral atualmente em produção na região da Folha Baía de Guanabara

Localidade	Fonte	Marca	Característica
Magé	Mata Atlântica e São Sebastião, Dois Irmãos	Acqua Natura, Hidratta, Da Montanha	Fluoretada hipotermal e fracamente radioativa na fonte
Guapimirim	Dedo de Deus e Esteves	Serra dosÓrgãos, Cristali e Dedo de Deus	Fluoretada hipotermal e fracamente radioativa na fonte
Duque de Caxias-Xerém	Gal João Maria de Linhares	Ouro da Serra	Fluoretada
Niterói	Dos Gaviões	Satiare	Fluoretada
Rio de Janeiro	Santa Cruz, Romeu e Julieta, Paradiso	Santa Cruz, Nazareth e Água Fresh	Nazareth fluoretada litinada e hipotermal na fonte Santa Cruz fluoretada hipotermal na fonte

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.

7.2.2- 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 entre outros. Por esse motivo, essa atividade tem um caráter intermitente e raramente deixa vestígios ao final do processo.

A extração de areia em geral, em todas as regiões, se processa através de bombas de sucção e de forma artesanal, com uso de pás. Neste último caso, sempre atuam na ilegalidade sob a alegação da baixa produtividade.

Os principais areais cadastrados e em atividade (12) encontram-se no município de Duque de Caxias e Magé, e raros em Miguel Pereira, e os paralisados

em Belford Roxo (15). Todos esses areais encontram-se na área que engloba o Gráben da Guanabara.

Em Duque de Caxias, a extração é feita em cavas (figura 7.1) nos terraços e planícies aluvionares do Rio Iguaçú e tributários. A areia em geral é extraída do leito do rio através de dragas de sucção, utilizando-se bombas potentes, acopladas a motores que usam diesel como combustível e montadas sobre estruturas flutuantes, constituídas por balsas retangulares cujo comprimento varia de 5 a 10 metros e largura de 3 a 4 metros. Algumas são montadas sobre câmaras soldadas, outras sobre tambores de plástico.



Figura 7.1 – Extração de areia nas planícies aluvionares do Rio Iguaçú, Duque de Caxias. Imagem de satélite Google Earth, dezembro 2008

No município de Magé ao longo do rio Guapimirim e da Bacia Hidrográfica dos rios Roncador e Estrela, a extração é feita ao longo da calha do rio.

Na região serrana mais precisamente em Miguel Pereira encontra-se extração na planície aluvionar do Rio Santana. Este rio, no seu baixo curso é mais largo, variando de 10 a 15 metros e a planície de inundação, de aluviões arenosos, se apresenta muito extensa com largura média da ordem de 500 metros.

No médio curso do rio Santana a extração é feita com bombas de menor potência e artesanalmente com pás, aproveitando os locais de remanso ou “poços”, entre trechos encachoeirados, propícios para a deposição de areia e também devido à facilidade de acesso até a margem do rio.

O conjunto moto-bomba com o qual é efetuada a extração é mais versátil que aquele das dragas, pois é leve e de fácil transporte. O equipamento é constituído por bomba de rotor aberto de 3 polegadas de diâmetro, acoplada a motor a gasolina com potência em torno de 100 Hp, sendo muito usado o motor do antigo Opala da General Motors. Na extração, o conjunto é posicionado na beira do rio junto com o caminhão a ser carregado. Um ajudante movimenta o mangote de sucção ao longo do leito, sugando uma polpa de areia e água, que é bombeada para a caçamba do caminhão. O mangote de sucção tem um comprimento de aproximadamente 10 a 12 metros, permitindo a extração ao longo de toda a largura do rio. A água que retorna do caminhão cai diretamente na beira do rio, limpa, sem provocar danos à margem. Ao longo de todo o rio são cinco pontos de extração efetuados com moto-bomba.

Duas extrações estão cadastradas, segundo requerimento de lavra do Cadastro Mineiro do DNPM, dentro da Baía de Guanabara (submersas nas águas da baía). O pedido de pesquisa (DNPM, 2005) informa que se trata de sedimentos constituídos de areia quartzosa fina a grossa com pequenas intercalações de lentes de argila, e pequenas acumulações de matéria orgânica, detritos industriais e residenciais.

7.2.3- ARGILA

Do total de 28 extrações de argilas cadastradas, apenas uma encontra-se em atividade atualmente. A região de Magé atuou como pólo de extração de argila, constando 17 extrações paralisadas explorando sedimentos das coberturas cenozóicas indivisas e saprolito de rochas diversas. Nesse mesmo local encontravam-se as olarias para fabricação de cerâmica vermelha, predominantemente tijolos.

É comum nos pedidos e requerimentos de lavra do DNPM, o uso indevido dos termos saibro e argila, o que dificulta o cadastramento desses insumos. Isto se deve ao fato de que esses dois bens minerais são comumente utilizados em conjunto para a fabricação de materiais de construção.

7.2.4- 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 infra-estrutura e de mão-de-obra.

A extração de brita é atualmente a principal atividade mineradora da região que recobre a Folha Baía de Guanabara, tendo 24 pedreiras em atividade no momento. Isto devido à sua localização em grandes aglomerações urbanas como a cidade do Rio de Janeiro, Caxias, São Gonçalo e Nova Iguaçu, aumentando a demanda por esse material.

As pedreiras para brita encontram-se distribuídas principalmente nos municípios do Rio de Janeiro, nos da Baixada Fluminense, em Niterói e São Gonçalo.

Na região de Magé (Baixada Fluminense) começa a se desenvolver um pequeno aglomerado de empresas de grande porte como Holcim e Convém. Nessas duas regiões a produção atende principalmente a obras no município do Rio de Janeiro. Em geral, essas unidades produtoras localizam-se na periferia não urbana com instalações de grande porte e modernas, cortando paredões de rochas in-situ em bancadas de até sete metros de altura. O método de lavra é mecanizado (desmonte com explosivo, utilização de retroescavadeiras e britadores) (figura 7.2). As empresas produzem em geral brita, pó de pedra e pedra de mão.

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região, sendo que a grande maioria extrai gnaisse ou granito, e em minoria, rochas nefelínicas e charnoquitos. Essas rochas pertencem principalmente às unidades geológicas Granitóides Pós-Tectônicas e Granitóides dos Arcos Magmáticos Rio Negro e Rio de Janeiro (CPRM, 2001 in Mello e Calaes, 2006). Os ensaios para caracterização dos produtos derivados de rochas granitóides e gnaisses apontam para resultados Los Angeles entre



Figura 7.2 – Pedreira de brita destacando os britadores e retroscavadeiras, Magé



Figura 7.3 – Extração de rocha para brita, Nova Iguaçu

30 a 50% e resistência inferior a 60MPa. As rochas alcalinas e charnoquitos produzem brita com Los Angeles entre 15 a 30% e resistência acima de 60 MPa chegando a 150MPa. Quanto ao índice de forma há uma tendência a lamelaridade, corrigida no beneficiamento (Mello e Calaes, 2006).

Na área de Magé as pedreiras concentram-se em rochas graníticas compostas por pórfiros de K-feldspato em matriz quartzo-diorítica (Granito pós-tectônico Suruí). Essas rochas são comumente cortadas por pegmatitos, veios de quartzo e diques de granito fino cinza (Granito Andorinha).

Na região de Nova Iguaçu, no maciço de Marapicu-Mendanha operam duas empresas Vigné e Santo Antonio (figura 7.3), que são constantemente interditas por motivos ambientais já que operam próximo à área urbana. Extraem rochas alcalinas intrusivas como sienito e subvulcânicas. Outras pedreiras da Baixada Fluminense extraem rochas do Complexo Rio Negro.

Na região serrana entre Petrópolis e Teresópolis, as pedreiras comercializam seu produto (brita, pó de pedra e pedra de mão) nessa região turística. Os litotipos explorados são granitos e gnaisses do Complexo Rio Negro e Suite Serra dos Orgãos. As pedreiras variam de pequeno a médio porte, cortando paredões de rochas in-situ e matacões. O método de lavra varia de artesanal (desmonte com explosivo e corte manual de paralelepípedos e brita) a semi-mecanizada.

Foram identificadas várias pedreiras paralisadas (56) localizadas aleatoriamente na área que recobre a Folha Baía de Guanabara. Essas pedreiras produziram grande parte dos 5 materiais utilizados na construção de estradas que cortam o estado.

7.2.5 - ROCHA ORNAMENTAL

A extração das rochas ornamentais teve no âmbito da folha Baía da Guanabara, um papel relevante na economia, tendo sido a região um dos mais importantes pólos produtores do país. Ao longo dos anos a produção foi paulatinamente declinando em virtude de uma série de problemas decorrentes, principalmente, da expansão urbanística da região metropolitana da cidade do Rio de Janeiro. Hoje, pode-se considerar a atividade mineradora como paralisada em virtude de problemas ambientais e da ocupação desordenada das áreas de entorno das pedreiras. Existem 40 pedreiras catalogadas, mas apenas duas estão em atividade, duas no município do Rio de Janeiro em área urbana de Irajá e Bom Retiro. No entanto, a extração é intermitente, e mais recentemente obtivemos a informação que as pedreiras estão paralisadas. Extraem os litotipos associados ao Complexo Rio Negro.

Ações do governo do estado através dos órgãos competentes (DRM-RJ, Simagran entre outros) e empresas de mineração promovem com interesse a produção de rochas ornamentais no estado, como por exemplo, a presença em feiras internacionais no intuito de incrementar a extração e comercialização das rochas do estado.

Dentre os principais litotipos encontrados na região, os seguintes tipos de rochas foram anteriormente explotados :

- Ás de Paus: trata-se de nefelina-sienito de granulação grossa, cor cinza bem clara e pontuações pretas representadas por cristais de anfibólio. Os antigos locais de extração encontram-se em Campo Grande (Morro

do Mato Alto) e Nova Iguaçu (Maciço do Marapicu), no Município do Rio de Janeiro.

- Azul Guanabara: rocha de cor cinza clara azulada que corresponde a um sodalita-nefelina-sienito de granulação grossa e textura maciça. Foi extraído do Maciço do Marapicu, Município de Nova Iguaçu.
- Preto Tijuca: quartzodiorito de cor preta e textura equigranular média a grosseira que teve áreas de extração no Maciço da Tijuca, na estrada do Soberbo, município do Rio de Janeiro.
- Cinza Andorinha: biotita-granito de cor cinza clara a média, granulação fina a média, algo porfirítico. Suas áreas de extração distribuem-se pelo Município de Magé, distritos de Santo Aleixo e Suruí.
- Ouro Velho: rocha de cor rosa acinzentada a amarelada, granulação fina a média, textura equigranular. As pedreiras situam-se na cidade do Rio de Janeiro distribuídas pelo Maciço da Tijuca e pelos morros do Cabuçu (Campo Grande). Juramento (Cavalcante) e Muzema (Jacarepaguá).
- Amarelo Bangu: granito cuja cor varia de amarelo escuro a claro, de granulação média a grossa, com pontuações de biotita. Ocorre na Serra de Bangu, em Pedra de Guaratiba e em Campo Grande (morros do Lameirão e serras do Cantagalo e Inhoíba).
- Juparanã: granito leucocrático, amarelado, de granulação média a grossa, às vezes, com textura porfiróide. A presença de schlierens de biotita é uma característica marcante dessa rocha. Ocorre em diversos locais, tais como nos morros Dois Irmãos, Muzema (Jacarepaguá), Juramento (Cavalcante), Inácio Dias (Água Santa e Cascadura) e nas serras do Engenho Velho e Misericórdia (Inhaúma).

7.2.6 - SAIBRO

A extração de saibro é bastante errática visto que se destina principalmente a necessidade local e momentânea. Outro ponto importante a ser considerado é a identificação equivocada do bem mineral. Esta substância tradicionalmente definida como produto de intemperismo das rochas, muitas vezes é confundido com material areno-argiloso derivado de terraços aluvionares.



Figura 7.4 – Saibreiras na região da Baixada Fluminense, Belford Roxo

Registrou-se 16 saibreiras em atividade e 14 paralisadas. A maioria esta localizada na Baixada Fluminense nos municípios de Belford Roxo (figura 7.4), Duque de Caxias e Magé em cavas de solo residual e saprolito atingindo até 15 metros de espessura.

Na região dos municípios de Niterói-São Gonçalo, localizam-se antigas explorações de saibros em rochas saprolíticas ao longo da Rodovia Amaral Peixoto. As saibreiras atingem até 20 metros de espessura.

No município do Rio de Janeiro na região entre Barra da Tijuca e Jacarepaguá, existem duas extrações em atividade em rochas intemperizadas do Complexo Rio Negro e Grupo São Fidélis.

7.2.7 - RECURSOS MINERAIS DE MENOR IMPORTÂNCIA

Vários bens minerais foram citados na literatura como ocorrências, indícios e minas atualmente exauridas. Alguns vestígios dessas mineralizações foram encontrados em campo. São eles: grafita, minerais de pegmatitos (caulim, feldspato, quartzo), barita, coríndon, turfa, calcedônia, sílex.

- Grafita: Na literatura encontra-se uma citação de ocorrência de grafita no Município de Niterói em rochas do Grupo São Fidelis.

Minerais de pegmatito: Foram identificados os seguintes bens minerais em corpos pegmatíticos : caulim, feldspato e quartzo.

- Caulim: foram descritas antigas extrações de caulim principalmente na região de Magé, além de Nova Iguaçu.

- Feldspato: Atualmente não há registro de extrações ativas de feldspato. Na literatura foram citadas oito antigas extrações (Menezes, 1982) principalmente na região de Niterói. Estão relacionadas a pegmatitos cortando gnaisses facoidais da Suite Rio de Janeiro.
- Quartzo: foram descritas duas ocorrências de quartzo sendo uma em Magé cortando rochas da Suite granítica Suruí e a outra em Niterói (Pendotiba) na Suite Rio de Janeiro.
- Barita: foram descritas quatro ocorrências na área em questão. Uma das ocorrências foi descoberta em sedimentos de fundo de bateia na região que corta o Maciço de Canaã (Zimbres, 1982). Na região de São Gonçalo foram identificadas duas ocorrências desse mineral encaixados em veios restritos relacionados as intrusões alcalinas. Nesse local houve alguma produção entre as décadas de 40 e 50 (Fonseca, 1998). Na Ilha do Governador foi notificada em trabalhos anteriores uma ocorrência na Praia da Bica (Fonseca, 1998 e Geomitec,1981)
- Coríndon: Há registros da presença de coríndon de cor azul (safira), em Xerém, na localidade de Santo Antônio, nas proximidades da rodovia Washington Luís (BR-40). É encontrado associado ao Maciço de Canaã (composto por rochas alcalinas de idade Proterozóica), em depósitos coluviais e eluviais presentes nas encostas do maciço. Os cristais chegam a atingir a até 2 cm. Também é encontrada como cristais de cor azul clara a escura, de até 5 cm de tamanho associada a um pegmatito alcalino com quatro metros de espessura exposto em um corte rochoso localizado no km 101 da pista de descida da estrada Rio-Petrópolis, (Zimbres, 1982).
- Turfa: foram descritas duas ocorrências de turfa no entorno da Baía de Guanabara em São Gonçalo na região de mangue. No depósito da Ilha de Itaoca, foi estimada uma reserva de aproximadamente 1800 metros cúbicos (Fonseca, 1998). Dados históricos citam a ocorrência de turfa na Baixada de Jacarepágua, hoje local aterrado para área urbana.
- Calcedônia e sílex: Houve exploração de calcedônia e sílex na região de São Gonçalo em veios de espessura de 5 a 7 metros com direção N50E cortando gnaisses intemperizados. Essas ocorrências estão próximas à de barita e a pequenos corpos de rochas alcalinas,

sugerindo estarem associadas ao magmatismo alcalino mesoceno-zóico.

7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

A região metropolitana do Rio de Janeiro representa um dos mais importantes pólos de desenvolvimento industrial, de serviços e turístico do país. Tal fato faz com que haja um crescimento contínuo da construção civil, seja pelas obras necessárias para implantação de infra-estrutura básica (saneamento) ou para a instalação de indústrias, seja pela expansão urbanística da cidade do Rio de Janeiro e cidades circunvizinhas. Somam-se a isso os programas de governo voltados para incentivo à construção de moradias e grande projetos industriais e de infra-estrutura urbana com base na proposta econômica do atual governo para os próximos anos, através do Programa de Aceleração no Crescimento – PAC.

Conseqüentemente, a demanda pelos produtos empregados na indústria da construção (areia, argila, brita) é enorme e crescente. Com estes dados, se projeta um crescimento acumulado na oferta do produto mineral para construção (2008 a 2012) de 24,6 %, fato que já é sentido no estado, com o incremento dos preços de materiais como brita e areia para as obras previstas (Erthal et al.,2008).

A exploração desses insumos dentro da área urbana da metrópole enfrenta hoje as mesmas restrições que acabaram por paralisar as pedreiras de rochas ornamentais, o que fatalmente ocasionará, dentro de pouco tempo, a desativação das áreas produtoras. Hoje, pode-se considerar a atividade mineira, que aí ocorre, como secundária em razão das restrições impostas pela legislação ambiental e por pressões decorrentes da expansão das áreas construídas no entorno dos sítios de extração desses recursos.

Dessa forma, com relação aos materiais de construção não há, hoje, quaisquer perspectivas para o incremento da sua produção. Pelo contrário, correm-se os riscos de um atrofamento no ritmo da construção civil em virtude da total inviabilização da exploração dos areais, pedreiras e saibreiras localizados na cidade do Rio de Janeiro e seu entorno.

Nessa situação é necessário que sejam implementados, de forma acelerada, estudos que

permitam resolver esse problema seja delimitando-se zonas ou pólos produtores de brita, areia e saibro nas áreas de entorno da cidade do Rio de Janeiro, seja buscando-se novas fontes de produção (por exemplo, exploração de areias marinhas, reaproveitamento para a produção de brita a partir de entulhos de obra, etc.) ou, caso se opte por situar os pólos de produção em regiões mais afastadas, equacionando o problema que seria representado pelo custo de transporte.

No primeiro e segundo casos as ações devem começar de imediato. Na terceira alternativa, também urgente, deve-se buscar um sistema de transporte mais adequado para o escoamento desses insumos, que possuem um baixo valor agregado (brita e areia).

Soma-se a isso a estrutura empresarial no setor que é a de organizações geridas pelo proprietário, sócio ou pelos descendentes destes, o que na maioria dos casos não define com nitidez a divisão de responsabilidades e nem utiliza profissionais especializados para as funções gerenciais (Mello e Calaes, 2006).

Do exposto, projeta-se para os anos vindouros uma situação crítica com relação à produção e fornecimento dos atuais bens minerais produzidos na região, considerando-se principalmente o suprimento de agregados para os pólos de desenvolvimento da zona oeste em Itaguaí (Siderurgia, Portos, Termelétricas), da leste em Itaboraí (Pólo Petroquímico, com a nova Refinaria da Petrobras), além de Duque de Caxias (Pólo Petroquímico).

7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS

A atividade extrativa de blocos para rocha ornamental, de cantaria e brita que se processou por décadas na região, deixou uma série de cavas abandonadas e zonas de rejeitos espalhados em diversos locais não só da cidade bem como em municípios vizinhos. Como não há mais atividade extrativa o principal passivo ambiental corresponde ao impacto visual proporcionado pelos anfiteatros e pelos vestígios das áreas de corte dos blocos e material rejeitado deixados nas encostas e sopés das vertentes rochosas.

Nas áreas urbanas, apesar disso não representar solução do problema, as cavas e zonas de rejeitos vão sendo ocultadas da paisagem já que grande parte da região onde se localizam essas antigas zonas de extração serem ocupadas com construções. Já nas

regiões circunvizinhas, em parte, algumas dessas máculas vêm sendo paulatinamente encobertas pela vegetação que vem, naturalmente, se desenvolvendo nas encostas. Solução tal como a apresentada pela cidade de Curitiba, onde antigas áreas de pedreiras foram incorporadas ao sistema de parques da cidade, não foi ainda tentada na região metropolitana do Rio de Janeiro.

Várias iniciativas estão em curso para atenuar os conflitos, em vista da proximidade das pedreiras com as áreas urbanas e Unidades de Conservação da Natureza (UCN), o que leva ao prognóstico de fechamento abrupto ou programado.

O desafio tecnológico e ambiental atual encontra-se principalmente nas atividades de beneficiamento desses materiais, como a emissão de particulados.

Por sua vez, a retirada de areia por dragas de sucção provoca diversos tipos de impactos ambientais. Nas áreas de várzeas, há um duplo impacto. Um deles corresponde às cavas abandonadas que se transformam em verdadeiros lagos. Em função de esse enchimento ser principalmente proveniente das águas subterrâneas que se infiltram pelas paredes das cavas, há um conseqüente comprometimento do recurso hidrogeológico aí presente não só pela supressão de um imenso volume d'água potável retirado do aquífero, bem como pela facilidade proporcionada para a contaminação do mesmo.

Na extração de areia que se processa no leito ativo, apesar de cada empresa atuar em um curto segmento do curso fluvial, o número de empresas que exploram tal tipo de recurso e a quantidade de material extraído diariamente, não permitem que a própria dinâmica fluvial e a natural recomposição biológica se processem adequadamente. Dessa forma, a dragagem no leito dos rios provoca a turbidez das águas, impactando diretamente o leito ativo dessas correntes, em função de comprometerem o equilíbrio das populações faunísticas que os habitam.

A atividade de saibro, essencialmente para obras públicas e construção civil, gera expressivos conflitos ambientais, pelo decapeamento de elevações próximos às áreas urbanas, em geral sem projeto adequado.

8 – PROCESSOS DE ENCOSTA E RISCO URBANO

8.1 - INTRODUÇÃO

Os escorregamentos, no domínio da FOLHA BAÍA DA GUANABARA, estão associados historicamente a elevado número de mortes e a extensos custos econômicos, com destaque para as regiões que têm encostas representadas por maciços rochosos fraturados, perfis de solos residuais desenvolvidos sobre rochas metamórficas de alto grau, heterogêneas e anisotrópicas, zonas de concentração de matacões graníticos individualizados “in situ”, perfis rasos de solo sobre rocha sã ou depósitos heterogêneos de tálus e colúvio sob gradientes elevados, e vales encaixados com alto poder erosivo em períodos de elevados índices pluviométricos. Além destas características naturais, a ocupação urbana desordenada, nos limites das cidades, contribui para a ocorrência freqüente de desastres.

Parte dos escorregamentos significativos registrados no domínio da FOLHA BAÍA DA GUANABARA, integram o Inventário Estadual de Escorregamentos, projeto desenvolvido pela PUC-Rio, a Empresa de Obras Públicas do Estado do Rio de Janeiro (EMOP) e o Serviço Geológico do

Brasil (CPRM). Baseado no tratamento de dados coletados no campo e via mídia, posteriormente reunidos em ambiente SIG, Figura 8.1, o Inventário de Escorregamentos (Silva & Pimentel, 1997) busca oferecer aos técnicos das prefeituras municipais um modelo de descrição dos escorregamentos em Laudos Técnicos oficiais, e uma base de dados para avaliar estatisticamente as causas dos acidentes nas encostas.

Outra parte de escorregamentos significativos registrados no domínio da FOLHA BAÍA DA GUANABARA, foi objeto de análise, a partir de 2001, do Projeto de Pesquisa do Grupo de Excelência Acadêmica coordenado pela PUC-Rio (PRONEX-Rio), cuja equipe contou com pesquisadores de várias instituições fluminenses, como a UERJ e a UENF. No Sub-Projeto “Estudos de Mecanismos de Instabilização e de Técnicas Alternativas de Contenção de Encostas”, a análise dos principais escorregamentos contribuiu para o desenvolvimento de metodologias para mapeamento de áreas de risco e para a pesquisa de temas específicos, como a reologia das corridas de massa de detritos (debris flows) e os mecanismos de ruptura de solos tropicais não saturados.

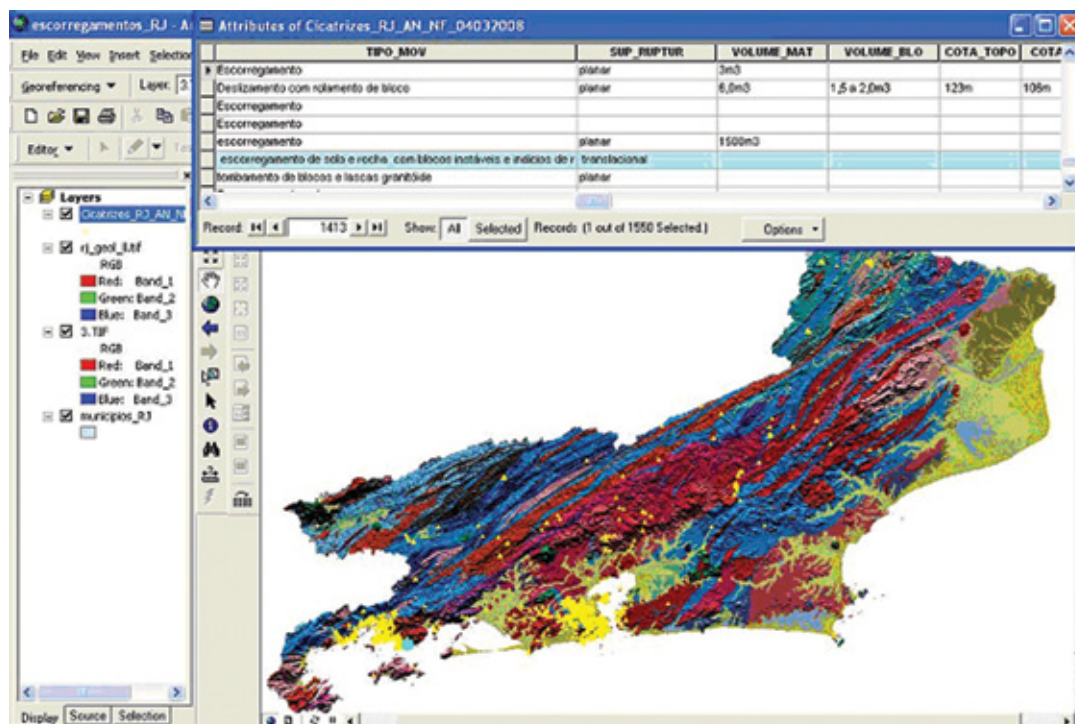


Figura 8.1- Tela de entrada do Inventário de Escorregamentos significativos do Estado do Rio de Janeiro (fundo mapa geológico do RJ, 1: 400.000). Fonte: Serviço Geológico do Brasil (CPRM)

8.2 - ESCORREGAMENTOS NA FOLHA BAÍA DA GUANABARA

8.2.1 - ESCORREGAMENTOS NO RIO DE JANEIRO

Amaral & Feijó (2004) dividiram os desastres nas encostas do Rio de Janeiro em quatro etapas: a 1ª etapa, entre 1938 e 1965, foi marcada por movimentos de massa individuais, de grandes dimensões, envolvendo os solos residuais dos gnaisses; a 2ª etapa, entre 1966 e 1986, foi marcada por grandes catástrofes, que levaram à criação do Instituto de Geotécnica, atual GEO-RIO. Os escorregamentos envolveram tanto solo quanto rocha, com o principal ocorrendo na Rua Belisário Távora (Figura 8.2); a 3ª etapa, entre os anos de 1986 e 1996, foi marcada por uma profunda transformação, com os escorregamentos passando a se concentrar nas favelas e a envolver pequenos volumes de solo e rocha, e também lixo e aterro; a 4ª etapa se iniciou em 1997, e foi marcada pela ocorrência, não apenas no verão, de escorregamentos com volumes menores que 10m³, que causaram prejuízos sérios em áreas menores.

Neste último período, a totalidade dos acidentes teve um caráter induzido, com os escorregamentos sendo causados pela execução de cortes excessivos e aterros, pela impermeabilização dos terrenos, pela disposição da água servida e, principalmente, lixo. Um dos mais característicos destes escorregamentos foi o que afetou a Favela do Morro da Vila Cruzeiro, em 2003 (Figura 8.3).

Amaral (2008) mostrou que desde 2004 poucas mudanças ocorreram no padrão de causas e tipos dos escorregamentos no Município do Rio de Janeiro. As principais delas foram a consolidação do caráter induzido da maioria dos escorregamentos (muitos deles associados a quedas de muros construídos pelos próprios moradores), os seus reduzidos volumes (<10m³) e, em particular, a sua concentração ao longo de drenagens naturais. Outro aspecto importante diz respeito ao aumento da vulnerabilidade aos escorregamentos, ditado pelo crescimento vertical das casas e pelo acréscimo do número de casas construídas ao longo das drenagens naturais e construídas.

A intensificação do caráter induzido dos escorregamentos, segundo Amaral (2008), explica, por exemplo, o aumento do número de mortes em 2006 - 07 mortes – em comparação ao período 2004-

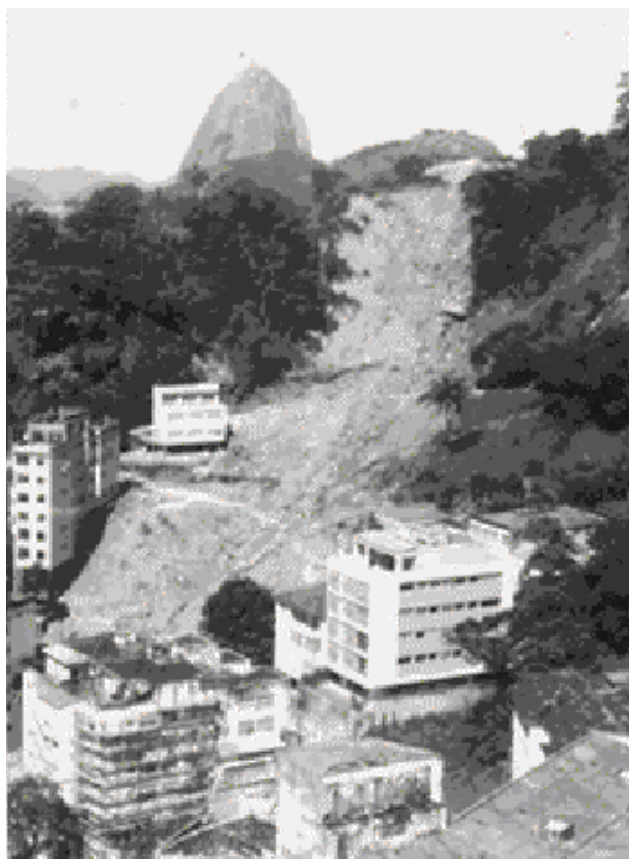


Figura 8.2 - Vista do grande escorregamento, ocorrido em fevereiro de 1967, que destruiu três prédios e causou a morte de 114 pessoas, na Rua Belisário Távora

(foto de Ary Maciel*)



Figura 8.3 - Vista do escorregamento de solo, lixo e entulho, ocorrido em Maio de 2003, que destruiu mais de 10 casas e causou 6 mortes, na Favela do Morro da Vila Cruzeiro

(foto de Ary Maciel)



Figura 8.4 - Vista frontal do escorregamento que obstruiu a entrada do Túnel Rebouças, no centro do Rio de Janeiro, em 2007, e que deixou a cidade parada por mais de 04 dias (foto do autor)

2005 – 03 mortes -, e antecipa uma perspectiva nada animadora de que, em breve, mais do que a ocupação urbana de terrenos geologicamente problemáticos (via cortes pretensivos e aterros não compactados), será a impermeabilização dos terrenos e a ruptura das tubulações de água e esgoto os maiores causadores de acidentes nas encostas da cidade, dada a concentração d'água sobre pontos do terreno originalmente tidos como de menor perigo ou mesmo absolutamente estáveis, como o são os que contam com obras de contenção particulares ou públicas. Um dos mais característicos destes escorregamentos, deflagrado exatamente por rupturas na tubulação de águas, foi o que afetou o emboque do Túnel Rebouças, em Outubro de 2007 (Figura 8.4).

8.2.2 - ESCORREGAMENTOS EM NITERÓI E SÃO GONÇALO

Segundo (SMA/PMN, 2004), os escorregamentos em Niterói contam com um controle litológico e, principalmente, com um nítido controle estrutural, já que se concentram ao longo dos lineamentos principais com orientação N70°E e estão associados principalmente à foliação dos gnaisse e a fraturas tectônicas e de alívio, que, conjugadas, individualizam grandes blocos rochosos instáveis. Por outro lado, discutindo a tipologia dos escorregamentos ocorridos entre 1996 e 2003, a partir da análise de 1179 laudos de vistoria, Sousa (2005) mostrou que as condicionantes antrópicas são mais destacadas que as naturais, uma vez que apenas 1/8 dos deslizamentos de solo ocorreram

em encostas naturais, e que 75% das quedas e/ou deslizamentos de blocos de rocha se deveram ao lançamento de águas servidas e à concentração de águas pluviais sobre cortes. A rigor, o autor relata que inspecionou apenas um escorregamento com condicionantes geológicas naturais.

O mais significativo destes escorregamentos foi o deslizamento de um matacão rochoso, com volume de 500m³, que atingiu três casas da Rua Capitão Alfredo Cruz e causou 06 mortes, no Morro do Pires, bairro Engenhoca, em julho de 2003 (Figuras 8.5 e 8.6). Depois da realização das investigações geotécnicas – topografia, sondagens a percussão e rotativas -, Amaral (2007) mostrou que as causas do deslizamento planar envolveram a superposição de fraturas tectônicas e de alívio, que individualizaram o matacão rochoso posteriormente deslocado, e, principalmente, a alteração intempérica das paredes das fraturas de alívio, que determinou a existência de uma nítida superfície de menor resistência ao cisalhamento a 9m de profundidade, reproduzindo uma situação de sanduíche – rocha – solo – rocha. Para a estabilização deste talude propôs-se, e



Figuras 8.5 e 8.6 - Vistas de jusante e de montante do deslizamento do matacão rochoso, que causou 6 mortes, na Engenhoca, em 2003 (fotos do autor)

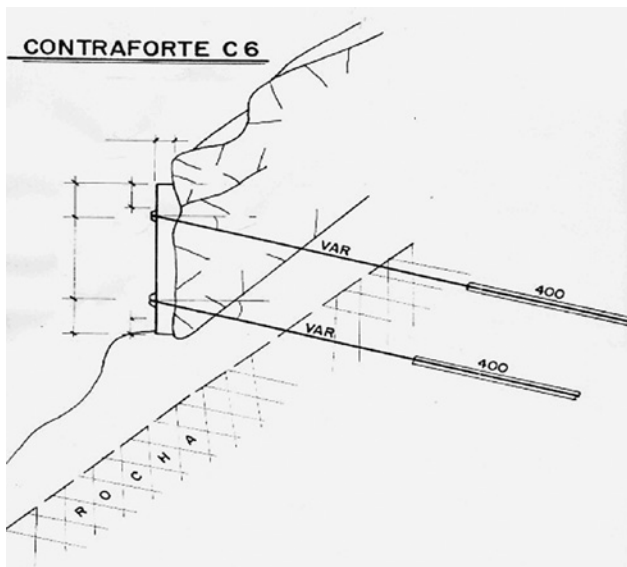


Figura 8.7 - Conceção de solução para estabilização do matacão rochoso no Morro do Pires, Niterói
(cortesia do Engenheiro Renato Geradine)

efetivamente foi executada, a intervenção indicada na Figura 8.7, que englobou a fixação do matacão rochoso com contrafortes atirantados.

Uma outra parte de Niterói muito afetada por escorregamentos – 26 nos últimos 10 anos – é o Morro do Preventório, em Charitas. A maioria dos movimentos de massa envolve depósitos do tipo tálus e afeta cortes com mais de 2m de altura, como ocorreu no mais grave deles, que atingiu um talude escavado em uma das travessas, em 14 de Setembro de 2003, destruiu uma casa e causou a morte de 2 pessoas. A maior parte dos acidentes esteve, contudo, associada ao deslocamento de blocos rochosos, individualizados junto aos pés das escarpas rochosas. Recentemente um extenso programa de obras de contenção começou a ser implantado no Morro do Preventório, com vistas a reduzir o risco associado a escorregamentos em situações semelhantes a indicada na Figura 8.8.

Em relação ao Município de São Gonçalo, já em 1996, o Relatório do Projeto Reconstrução Rio, desenvolvido pelo Governo do Estado (GEOMECÂNICA, 1996), afirmava que apresentava apenas casos individuais pouco significativos, devido à presença de morros ondulados, com topos aplainados e arredondados, constituídos, na sua maioria, por afloramentos de rochas gnáissicas sãs e pouco fraturadas. Isto se manteve até fevereiro de 2005, quando foram registrados escorregamentos em solo no bairro do Mutuá, com destruição de uma casa e obstrução de uma via, e em rocha (rolamento de blocos) no Morro da Travessa Batista, no bairro Santa Catarina, com destruição total de uma casa e parcial de outra.

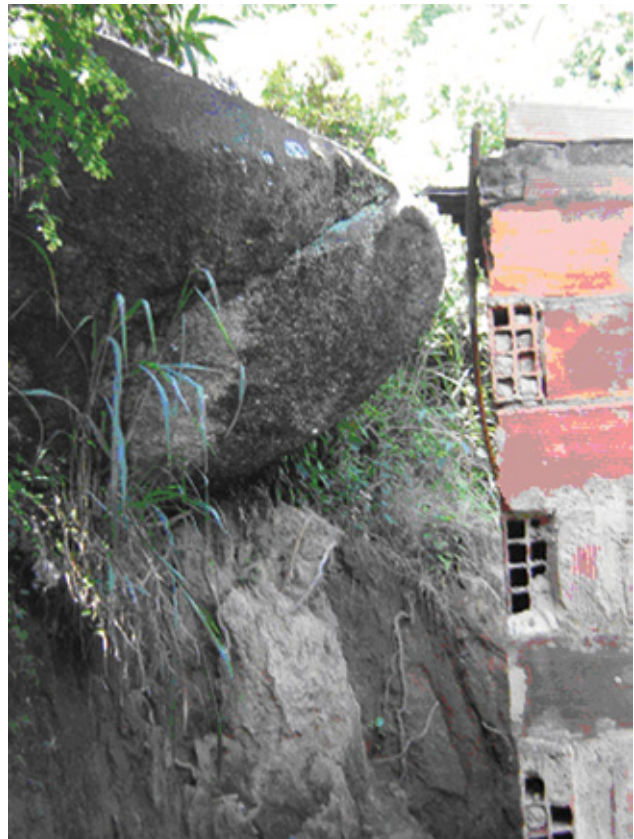


Figura 8.8 - Vista de detalhe de uma típica situação de risco na comunidade do Preventório, com a presença de blocos rochosos integrantes de depósitos de tálus, posicionados junto e a montante das casas

A ocupação urbana desordenada, com implantação de favelas em áreas mais susceptíveis a escorregamentos, se refletiu então no aumento do número de escorregamentos significativos. O de maior porte ocorreu no Morro do Mutuá-guaçú, em 2006. Ele afetou um talude de uma saibreira desativada (Figura 8.9), e se caracterizou como um deslizamento rotacional em um solo residual de gnaiss, deflagrado pela execução de cortes na base do talude. Apesar da forte estruturação do solo residual, um fator que contribuiu para a ocorrência foi a presença de trincas de tração junto a crista do talude, que facilitou a infiltração de água, a subida do nível piezométrico durante uma chuva intensa e a perda da resistência ao cisalhamento do solo.

As conseqüências do deslizamento não foram sentidas a jusante, uma vez que a praça da saibreira se encontrava pouco habitada, mas foram severas na parte ocupada a montante, com destruição da via de acesso à favela e a necessidade de interdição de 08 casas em função do risco associado à continuidade do deslizamento. Segundo Bertolino (2009, comunicação verbal), nenhuma obra de contenção foi executada no local, apenas uma variante para acesso às casas não interditadas.



Figura 8.9 - Vista geral do deslizamento rotacional que afetou o talude a jusante da Favela do Morro do Mutuá-guaçú, em 2006

(foto de Tácio Mauro de Campos)



Figuras 8.10 e 8.11 - Detalhe da crista e dos danos associados ao deslizamento de solo no talude remanescente da atividade de saibreira em Magé, baixada fluminense

(fotos do autor)

8.2.3 - ESCORREGAMENTOS NA BAIXADA FLUMINENSE

Em função da sua morfologia, marcada predominantemente pela transição entre a baixada plana e os inúmeros morros do tipo meia laranja (morfologia suave ondulada a ondulada), de baixa altitude com encostas convexas constituídas por espessos pacotes de solos residuais de gnaisses diversos, reconhecidamente de boas propriedades geomecânicas, o histórico de escorregamentos na baixada fluminense é reduzido, sendo mais comum os casos localizados de erosão hídrica.

Por outro lado, pelo fato das zonas mais baixas serem altamente susceptíveis a inundações e os solos das encostas exibirem elevada capacidade de suporte (além de serem facilmente escavados), os terrenos ondulados foram intensamente explorados pelas saibreiras para fornecer material de aterro. A atividade mineral desordenada escavou uma infinidade de taludes verticais e irregulares, com mais de 3m de altura, onde escorregamentos passaram a ser registrados a partir da década de 90, quando, após a desativação de muitas delas, começou a ocupação urbana destas áreas.

Esta é a realidade da quase totalidade das áreas dos municípios de São João do Meriti, Belford Roxo, Nilópolis, Mesquita, Nova Iguaçu, Duque de Caxias e Magé. Neste último, no final do ano de 2003, sob uma chuva de 95mm em 24 horas, no dia 15 de Novembro, ocorreram diversos deslizamentos em taludes de saibreiras desativadas. O mais significativo deles foi o deslizamento planar de solo residual de biotita gnaiss, com volume de 100m³, que afetou um talude na Praia de Barão de Mauá (Figuras 8.10

e 8.11), na qual foi implantado um loteamento, e destruiu 06 casas construídas junto ao pé do talude. As causas do acidente envolveram tanto a inadequada geometria do corte (inclinação) como também a inexistência de drenagem superficial, que não foi executada quando da implantação das vias de acesso do loteamento.

Parte dos municípios da baixada fluminense têm sua área estendendo-se até a região serrana, como é o caso de Nova Iguaçu (Serra do Tinguá) e Caxias e Magé (Serra de Petrópolis). Trata-se de regiões ainda pouco habitadas, mas nas quais os poucos registros de escorregamentos significativos antecipam um quadro de risco de acidentes considerável no futuro. Um bom exemplo disto é a corrida de massa com extensão de 2Km e um volume de 4000m³, que afetou, em 12 de fevereiro de 1998, um talvegue da área rural do distrito de Santo Aleixo, em Magé, causando 06 mortes (Figura 8.12).



Figura 8.12 - Vista geral da corrida de massa na área rural de Santo Aleixo (foto Fábio Santos)



Figura 8.13 - Vista da destruição causada pelo "debris flow" do Mori, em 1988. Notar a permanência das casas, uma vez que o fluxo de massa seguiu o eixo da via

8.2.4 - ESCORREGAMENTOS NA REGIÃO SERRANA

Os maiores números de vítimas fatais e danos associados a escorregamentos na FOLHA BAÍA DA GUANABARA são registrados na região serrana, onde, aos gradientes elevados das encostas, da ordem de 45°, perfis rasos de solos em contato direto com maciços rochosos muito fraturados, vales encaixados com alto poder erosivo, e altos índices pluviométricos, se alia uma ocupação urbana desordenada que gera um quadro de risco óbvio e recorrente.

Chuvas intensas sempre causaram desastres nas encostas do município de Petrópolis, mas certamente os maiores foram registrados em fevereiro de 1988, quando uma infinidade de deslizamentos causou 171 mortes, deixando 600 feridos e 4263 desabrigados (IPT, 1988). A maioria dos deslizamentos foi rasa e associada a uma precipitação curta, porém intensa, seguida por um período longo de chuva contínua.

O mais significativo escorregamento ocorreu no distrito de Mori, onde um deslizamento de blocos e lascas rochosas controlada pela superposição de planos de fraturas, numa área florestada, deflagrou uma corrida de massa de detritos (Figura 8.13). O "debris flow", com matações, areia, argila e restos de vegetação, atingiu uma área plana com depósitos antigos de outras corridas, e com seu forte impacto, destruiu casas e causou 06 mortes. Considerando a magnitude da energia envolvida no evento, as perdas sociais e econômicas poderiam ter sido maiores. Isto só não ocorreu porque um monte depositado por deslizamentos anteriores defletiu e guiou o fluxo de massa ao longo de uma rua, canalizado lateralmente pelas casas. Algumas árvores, estrategicamente localizadas em fila, também ajudaram a diminuir a energia do fluxo (IPT, 1988)

Depois de 1988, um outro ano em que os desastres associados a escorregamentos foram severos em Petrópolis foi o ano de 2001. Em dezembro, 50 pessoas morreram em 20 escorregamentos significativos, deflagrados por chuvas que atingiram 190mm em 12 horas (oliveira et al., 2004). Muitos dos escorregamentos, que mobilizaram predominantemente depósitos heterogêneos em seções côncavas das encostas, ocorreram devido à falta de drenagem na transição das áreas ocupadas para as áreas mais elevadas, mas um bom número esteve também relacionado a deslizamentos planares de solo e rocha (Figura 8.14).



Figura 8.14 - Vistas frontais de um típico deslizamento raso de Petrópolis em 2001. A capa delgada de solo desliza e mobiliza o horizonte de rocha muito fraturada. O conjunto de detritos segue sob a forma de corrida e atinge as casas situadas ao pé dos taludes íngremes

Em fevereiro de 2008, Petrópolis novamente foi afetada por mais de 100 escorregamentos significativos, principalmente no distrito de Itaipava. Deflagrados por chuvas que atingiram 120 mm em 12 horas, os movimentos de massa causaram 09 mortes e desabrigaram 300 famílias. Retro-analisando em detalhe um dos escorregamentos (Figura 8.15), com base em parâmetros típicos dos solos da região (coesão igual a 5KPa e atrito igual a 30°), e evidências geológicas de campo, destacados na Figura 8.16, observa-se que:

- o talude ainda não romperia anteriormente, devido à sua condição não saturada durante os períodos sem chuva, o que lhe garantia uma contribuição da parcela de sucção à sua resistência, da ordem de 50KPa, que levava o Fator de Segurança a valores da ordem de 1.79;
- com a redução da contribuição da parcela de sucção à resistência, de 50 KPa para 10 KPa, facilmente alcançável com uma chuva de fraca a moderada, o FS do talude caía abruptamente, deixando o talude em condições críticas de estabilidade, com um valor de Fator de Segurança igual a 1.11;
- com a eliminação da parcela de sucção, ditada simplesmente pelo aumento de umidade (não necessitando nem mesmo de uma chuva tão intensa), o talude entrava em ruptura, com o Fator de Segurança alcançando 0.93.



Figura 8.15 - Vista do escorregamento, ocorrido em fevereiro de 2008, que destruiu duas casas e causou a obstrução de uma via interna de um condomínio em Petrópolis (foto do autor).

O deslizamento teve uma forma típica de língua, com um comprimento de 50m, largura máxima de 15m e espessura de 1m, ocorrendo na transição do solo maduro para o solo residual

- sob presença de qualquer valor de poro-pressão positiva, resultante de infiltração vertical de d'água de uma chuva intensa como a registrada em fevereiro de 2008, que levasse à formação de um lençol freático, mesmo sem a saturação completa do perfil de solo, não havia como o talude permanecer estável.

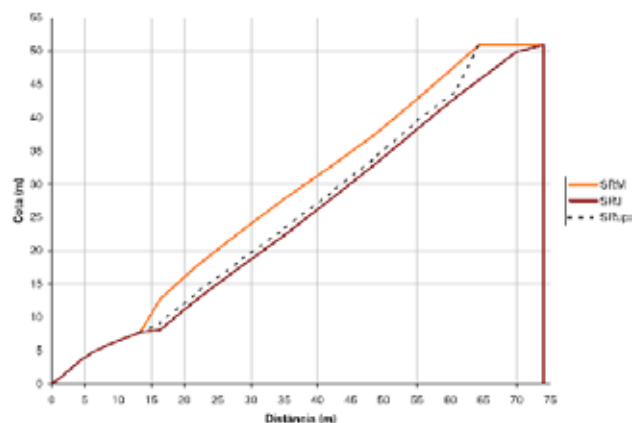


Figura 8.16 – Forma da superfície de ruptura no talude de forma plano-convexa, composto por um perfil de solo residual desenvolvido sobre gnaiss, com um solo maduro, de 1m de espessura (vermelho), de textura areno-argilosa, e, sob este, um solo residual jovem, amarelo, com textura areno-argilosa

8.3 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Não há dúvidas de que as condicionantes geológicas predisponentes para a ocorrência de escorregamentos nas encostas estão presentes em grande parte dos terrenos da Folha Baía da Guanabara. Os exemplos reportados para cada uma das regiões definidas revelam apenas aspectos locais, principalmente de caráter antrópico, que se somam às condicionantes geológicas naturais, para fazer do Estado do Rio de Janeiro o número 01 em termos de desastres associados a escorregamentos no Brasil.

Esta parece ser a explicação para o fato de que, a cada ano, aumenta o número de escorregamentos que envolvem volumes de massa deslizada inferiores a 10m³, ou seja, pequenos, mas que, de qualquer forma, causam os mesmos grandes danos dos escorregamentos mais volumosos. Isto acontece no Município do Rio de Janeiro e na região serrana, mas também, e mais preocupadamente, na Baixada Fluminense, que, a rigor, deveria ter índices bem baixos.

9 – POTENCIAL DO GEOTURISMO NA FOLHA BAÍA DE GUANABARA

Que o Pão de Açúcar é o mais famoso cartão postal do Brasil não se tem dúvida. Já o Cristo Redentor, recentemente eleito como uma das Sete Maravilhas do mundo moderno, e sendo uma escultura colocada no contexto de uma das mais fotografadas paisagens naturais do planeta, a Baía de Guanabara, tem sua imponência amplificada pelo majestoso pico do Corcovado.

Somente estas colocações seriam suficientes para introduzir o conceito de Geoturismo, termo cuja utilização tem sido mais ampla a partir dos anos 1990 e que inclui o turismo científico relacionado ao conhecimento geológico entre os produtos das agências de turismo, seja pela vertente da contemplação, seja pela aventura.

Este capítulo tem como objetivo apresentar um breve roteiro geoturístico pela Folha Baía de Guanabara, na escala 1:100.000, de forma a apresentar aspectos geológicos relacionados à paisagem visitada por milhões de turistas todos os anos.

9.1 - PATRIMÔNIO GEOLÓGICO E GEOCONSERVAÇÃO

Como patrimônio geológico são classificados os afloramentos únicos, formações geológicas, estilos de deformação, etc., de indubitável valor científico e ocorrência restrita. São exemplos didáticos, testemunhos da história geológica, que se prestam à difusão do conhecimento e a conscientização da sociedade em geral para sua preservação e entendimento da sua importância (Carvajal & González, 2002). Também podem-se incluir aí os elementos de arqueologia industrial relacionados com instalações para a exploração de recursos do meio geológico (Uceda, 1996).

Em geral, classifica-se o Patrimônio Geológico (Cortés, 1996) por:

- seu conteúdo: Estratigráfico, Paleontológico, Tectônico, Hidrogeológico, Petrológico, Geotécnico, Mineiro, Mineralógico, Geomorfológico, Geofísico, Geoquímico e Museus e coleções.
- sua utilização: Turística, Científica, Didática e Econômica.

- sua influência: Local, Estadual, Nacional e Internacional.

Brilha (2005) classifica como patrimônio geológico o conjunto de geossítios de uma dada região, ou seja, o conjunto de locais bem delimitados geograficamente, onde ocorrem um ou mais elementos da geodiversidade com singular valor do ponto de vista científico, pedagógico, cultural, turístico ou outro. O termo geossítio é usado por muitos autores como sinônimo de ponto de interesse geológico, local de interesse geológico, geomonumento, geótopo, entre outros.

Como geodiversidade entende-se a variedade de ambientes geológicos, fenômenos e processos ativos geradores de paisagens, rochas, minerais, fósseis, solos e outros depósitos superficiais que constituem a base para a vida na Terra. (Royal Society for Nature Conservation – UK, in Brilha, 2005). Neste contexto a geodiversidade pode ser entendida como a variedade de elementos geológicos que suportam a vida e funcionam como substrato para o desenvolvimento humano. Vem complementar a noção corrente de biodiversidade, como mais um elemento do meio natural a ser avaliado na caracterização de um dado território, seja para protegê-lo ou para ordenar sua ocupação ou uso.

Surge, então, o conceito de geoconservação, cujo objetivo é preservar a geodiversidade relacionada aos importantes processos e feições geológicas (substrato), geomorfológicas (paisagem) e de solos, garantindo a manutenção da história de sua evolução em termos de velocidade e magnitude (Sharples, 2002). Brilha (2005), complementa este conceito, incluindo na sua definição a gestão do patrimônio geológico e processos naturais associados.

Em geral, os autores têm acordo que uma seqüência metodológica para um projeto de geoconservação pressupõe o levantamento do patrimônio geológico existente, a identificação de sua importância e do grau de fragilidade, bem como da divulgação, levando-se em conta que a conscientização da sociedade é uma poderosa ferramenta de proteção. Nessa linha, fica clara a necessidade da utilização de outros conceitos como o de Geoturismo.

9.2 - UMA INTRODUÇÃO AO GEOTURISMO

Hose (2008) apresenta uma série de trabalhos que remontam desde o século 17, onde o termo Geoturismo foi utilizado no mundo. No Estado do Rio de Janeiro, e possivelmente no Brasil, a sua utilização mais remota parece se dar em 1970, com a publicação da “Cartilha Geo-Turística e Rodoviária do Estado do Rio de Janeiro” (edições J. Paulini). Esta publicação, acompanhada por um mapa na escala de 1:600.000, lista as festas e eventos turísticos existentes na época ao longo do ano, identificados por cidade, além de produção mineral, industrial, disponibilidade de estradas, existência de parques, etc.

Desde então, o conceito evoluiu e, atualmente, associa-se à disponibilização de meios e serviços interpretativos que promovam o valor e benefícios sociais de sítios geológicos e geomorfológicos e seus materiais e que assegurem sua conservação para o uso de estudantes, turistas e outros eventuais usuários (Hose, 2003, in Hose 2008). O mesmo autor chama a atenção para o fato de que o geoturismo não é o mesmo que turismo sustentável com uma abordagem holística da paisagem. Ele pressupõe uma motivação ou interesse especial do turista. Este conceito tem pontos em comum com formas de ecoturismo, de turismo educacional, científico, ambiental e/ou de patrimônio, por exemplo.

Read (1980, in Hose, 2008), apresenta o geoturista como a pessoa que viaja com propósitos específicos, como:

- Educacional: alunos desde a pré-escola até os cursos de pós-graduação que visitam o local com fins de ampliação do conhecimento geológico. Vão a centros de visitantes e trilhas interpretativas.
- Recreacional: amadores que visitam os sítios por seus fósseis, minerais, rochas ou paisagens excepcionais. Segundo o autor, estes são os típicos visitantes dos Geoparques, por exemplo.

9.3 - CRITÉRIOS PARA SELEÇÃO E IDENTIFICAÇÃO DE LOCAIS PROPÍCIOS AO GEOTURISMO

Para a presente publicação e com base nas definições apresentadas, foram selecionados alguns locais para sugestão de visita. Em geral, possuem alguma informação científica disponível para o visitante. Também, buscou-se atender aos

dois segmentos descritos (interesse educacional e recreacional), a partir da seleção de sítios em quatro categorias: (a) afloramentos de rocha ou sedimentos; (b) museus e universidades; (c) patrimônio cultural associado ao natural; e (d) patrimônio natural.

Os afloramentos rochosos ou sedimentos representam aqueles locais onde o substrato geológico é o principal atrativo turístico, seja por sua importância científica, como fragmento da história da Terra, ou por sua geoforma e imponência. Exemplos típicos são o Pão de Açúcar ou a Pedra da Gávea, por exemplo. Podem ter importância educacional, como o Arpoador ou importância recreacional, como as dunas e sambaqui de Itaipú, em Niterói. Os afloramentos relacionados à história da ciência merecem destaque especial, como os descritos por naturalistas, como Charles Darwin, ou o tinguáito, rocha alcalina, cuja primeira descrição científica foi feita por Derby na Serra do Tinguá.

Os museus com acervos geológicos são pontos obrigatórios no geoturismo. Na área do presente projeto, destacam-se três museus: o Museu de Ciências da Terra do DNPM, o Museu Nacional e o Museu da Geodiversidade, ambos da UFRJ. Do ponto de vista educacional, a visita às universidades com cursos de graduação ou pós-graduação em geologia pode ser de interesse do visitante.

Como patrimônio cultural associado ao geológico destaca-se os prédios históricos construídos com a técnica de cantaria, como o próprio Museu de Ciência da Terra. Também, pode ter interesse aquelas obras associadas ao conceito de paisagem cultural, como o MAC – Museu de Arte Contemporânea, em Niterói, que se destaca na paisagem geológica ou a Pedra do Sal, no centro do Rio de Janeiro, associada à história da cidade e da música.

Já como patrimônio natural, além da beleza e importância pela biodiversidade, merece destaque as Unidades de Conservação da Natureza, como a Serra da Tiririca ou, ainda, a Pedra Branca e a Reserva Biológica do Tinguá.

9.4 - ALGUNS PONTOS DE INTERESSE GEOTURÍSTICO

Longe de pretender ser um inventário completo, alguns pontos de interesse geoturístico são listados abaixo como exemplos do potencial que o Rio de Janeiro e Niterói oferecem ao crescente público, nacional e estrangeiro, interessado na história geológica. Vários destes pontos já são alvo de turistas

e visitantes brasileiros e estrangeiros, em busca da paisagem, do turismo ecológico e da prática do alpinismo/montanhismo.

9.4.1- PEDRA DO PÃO DE AÇÚCAR E TRILHA CLÁUDIO COUTINHO

Acesso e localização

O acesso ao Pão de Açúcar (coordenadas 22.948754° S – 43.157390° W) se dá pela Praça General Tibúrcio, Praia Vermelha, onde se localiza a estação do teleférico (www.bondinho.com.br) que leva ao cume, via Morro da Urca. O acesso à Trilha Cláudio Coutinho (coordenadas 22.953796° S – 43.163640° W) se dá ao lado da Escola de Comando do Estado Maior (ECEME), na mesma praça.

Aspectos de interesse geológico

Monolito marcante, com excelentes exposições do Gnaiss Facoidal (Suíte Rio de Janeiro), um augen gnaiss originado de um granito porfiróide sin-colisional com idade de ca. 0.57 Ga., aflorando. Na trilha Cláudio Coutinho podem-se observar zonas de cisalhamento no augen gnaiss, com progressiva deformação dos megacrístais de microclina.

Mais informações

- Painel do Projeto Caminhos Geológicos, do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, instalado no Morro da Urca, ao lado do acesso ao bondinho que leva ao Pão de Açúcar, e também na Pista Cláudio Coutinho (www.caminhosgeologicos.rj.gov.br).
- Texto explicativo do SIGEP, Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio067/sitio067.pdf>).
- Artigos científicos de Valeriano & Magalhães (1984), Silva (2001) e Machado & Heilbron (2003).

9.4.2 - MORRO DO CORCOVADO

Acesso e localização

O acesso ao Morro do Corcovado (coordenadas 22.951670° S – 43.211634° W) pode-se dar ou pelo Trem do Corcovado (www.corcovado.com.br), com estação localizada na Rua Cosme Velho, em frente à

Igreja de São Judas Tadeu, no bairro do Cosme Velho, ou pela rodovia que sobre a montanha a partir da mesma rua.

Aspectos de interesse geológico

Além da vista panorâmica única da cidade do Rio de Janeiro, da Baía de Guanabara e da Serra dos Órgãos, ali ocorrem excelentes exposições dos leucognaisses da Suíte Cordeiro e do augen gnaiss (o “Gnaiss Facoidal”) da Suíte Rio de Janeiro.

Mais informações

- Painéis explicativos do Projeto Caminhos Geológicos, do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (www.caminhosgeologicos.rj.gov.br), instalados próximo à estátua do Cristo Redentor, e também no Mirante Dona Marta (coordenadas 22.944926° S – 43.196535° W)
- Texto explicativo do SIGEP, Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleontológicos (<http://www.unb.br/ig/sigep/sitio067/sitio067.pdf>).
- Artigos científicos de Lamego (1938) e Silva et al. (1991), dentre outros, e bibliografia citada.

9.4.3 - PEDRA DO ARPOADOR

Acesso e localização

O acesso à Pedra do Arpoador (coordenadas 22.990055° S – 43.191020° W), localizada entre as praias de Copacabana e Ipanema, Rio de Janeiro, se dá pela Avenida Vieira Souto, em Ipanema.

Aspectos de interesse geológico

Além da vista panorâmica para os Morros de Dois Irmãos e à Pedra da Gávea, o afloramento é uma excelente exposição do augen gnaiss (o “Gnaiss Facoidal”) da Suíte Rio de Janeiro, cortado por veios leucognáissicos da Suíte Cordeiro e por pegmatitos encaixados em zonas de cisalhamento distensivas, da Suíte Nova Friburgo.

Mais informações

- Roteiro Geológico “Precambrian gneisses in Rio: from the Sugar Loaf to the Arpoador outcrops” (Valeriano et al., 2003).

9.4.4 - PEDRA DA GÁVEA

Acesso e localização:

O acesso à Pedra da Gávea (coordenadas 22.997920° S – 43.283958° W) é feito somente a pé, a partir da Estrada da Barra da Tijuca, no bairro homônimo, tomando-se a Estrada do Itajuru, onde nasce a trilha para o cume. Alternativamente, pode-se ter uma excelente vista da Pedra da Gávea, a partir da Pedra Bonita (coordenadas 22.988080° S – 43.278982° W), cujo acesso pode ser feito por carro, a partir da Estrada das Canoas, em São Conrado.

Aspectos de interesse geológico

O formato curiosamente achatado da Pedra da Gávea, único dentre os picos escarpados em forma de pães de açúcar da cidade, deve-se a uma soleira de Granito do Granito Pedra Branca (Suíte Suruí), que capeia ortognaisses do Complexo Rio Negro. Seu formato, visto da Pedra Bonita, sugere uma cabeça humana, onde reentrâncias erosivas (os “olhos”) são devidas a erosão diferencial de enclaves na zona de contato inferior da soleira com os ortognaisses subjacentes.

Mais informações

- artigo científico de Motoki (1991).

9.4.5 - DIQUE DE DIABÁSIO DO CLUBE COSTA BRAVA

Acesso e localização

O acesso ao Clube Costa Brava (coordenadas 23.014689° S – 43.286731° W), localizado no Joá, entre as São Conrado e Barra da Tijuca, pode ser feito pela Estrada do Joá, de onde se toma a Rua Jackson de Figueredo. Como se trata de uma área privativa, convém agendar visita com a administração do clube (tel 3139.1850).

Aspectos de interesse geológico

Neste local ocorre uma excelente exposição de um dique de diabásio com cerca de 50 m de espessura, pertencente ao Enxame de Diques da Serra do Mar, com idade aproximada de 130 Ma. (Cretáceo Inferior), onde se observa textura de resfriamento nas suas bordas e granulação grossa (gabro fino) na sua zona central.

Mais informações

- artigo científico de Motoki & Sichel (2006).

9.4.6 - BRECHA SILICIFICADA DA PEDRA DA ITAPUCA, NITERÓI

Acesso e localização

O acesso à Pedra da Itapuca (coordenadas 22.905932° S – 43.120732° W) localizada próximo à Praia de Icaraí, em Niterói, pode ser feito pela Rua da Praia de Icaraí, em direção à Praia das Flexas.

Aspectos de interesse geológico

Neste local ocorre excelente exposição de brechas de falha silicificadas associadas ao sistema de falhas terciárias subverticais, de direção ENE-WSW, que afetam os gnaisses do embasamento cristalino da Zona Sul do Rio de Janeiro e da área central de Niterói.

Mais informações

- Artigo científico de Ferrari & Riccomini (2003).

9.4.7 - PARQUE NATURAL MUNICIPAL DE NOVA IGUAÇU

Acesso e localização

O acesso à entrada do Parque Natural Municipal de Nova Iguaçu (coordenadas 22.779091° S – 43.456652° W) se faz pela Estrada da Cachoeira, a partir do bairro de Juscelino, em Nova Iguaçu, que sobe a serra seguindo o Rio Dona Eugênia.

Aspectos de interesse geológico

Afloramentos de rochas vulcânicas e subvulcânicas do Complexo Alcalino do Mendanha, incluindo traquitos, sienitos e brechas piroclásticas.

Mais informações

Mais informações podem ser obtidas no sítio do Projeto Caminhos Geológicos, do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro: Geoparque do Vucão de Nova Iguaçu. <http://www.drm.rj.gov.br/>

Artigos científicos de Motoki et al. (2008a, b), Mota & Geraldês (2006), Klein et al. (1991) e bibliografia por estes citada.

10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

10.1 - CONCLUSÕES

A litoestratigrafia da Folha Baía de Guanabara, escala 1:100.000, pode ser agrupada cinco grandes conjuntos que descrevem a sua longa história geológica: o embasamento cristalino, representado por migmatitos, gnaisses e rochas granitóides formados durante as orogêneses “Brasilianas”, relacionadas à amalgamação do Supercontinente Gondwana, entre ca. 790 e 480 Ma; sucedendo o largo período de quietude tectônica de Gondwana, e precedendo a sua quebra e a abertura do Oceano Atlântico, houve a colocação do Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar (ca. 130 Ma), com as reativações paleogênicas que levaram ao desenvolvimento do Gráben da Guanabara, depositaram-se as coberturas sedimentares da Formação Macacu, associadas a rochas magmáticas alcalinas; no Neógeno, as coberturas sedimentares neogênicas desenvolveram-se sob o regime da glaciação pleistocênica e sua deglaciação; e, recentemente, vêm se formando os depósitos antropogênicos decorrentes da ocupação humana desde seus primórdios, há pelo menos 4000 anos, até o atual desenvolvimento da Região Metropolitana do Rio de Janeiro.

Os recursos minerais da Folha Baía de Guanabara relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais, empregados principalmente na construção civil, e na produção de águas minerais. 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. Foram cadastrados 247 localidades com a presença de recursos minerais, estando 70 em atividade, 156 inativas, 9 depósitos não explorados e 12 ocorrências.

10.2 - RECOMENDAÇÕES

Dada a singular coexistência da metrópole com uma paisagem de montanhas que incluem o Pão de Açúcar e o Corcovado, bordejada por um diversificado litoral com mangues, restingas, lagunas e praias de fama mundial, tais como a de Copacabana e Ipanema, o geoturismo destaca-se como ferramenta de grande potencial para educação geológica e ambiental, tanto da população local como nacional e internacional, dada a já enorme afluência turística.

Neste contexto, a folha contém alguns dos maiores exemplos mundiais de depósitos sedimentares antropogênicos, com destaque para aterros urbanísticos, como o Aterro do Flamengo e o da Praia de Copacabana, e para aterros sanitários, com destaque para o Aterro do Gramacho.

Os recursos minerais da Folha Baía de Guanabara estão concentrados em insumos para a construção civil. A pesquisa geológica de novos materiais e de novas minas deve ter em foco tanto a expansão planejada dos centros urbanos, como a localização das jazidas, resguardando os impositivos ambientais.

Uma vez que a exploração de água mineral é permitida na área de entorno de Unidades de Conservação (UC), tais como os Parques Nacionais da Tijuca e da Serra dos Órgãos e os Parques Estaduais da Pedra Branca e de Três Picos, dentre outros, recomenda-se levantamento hidrogeológico detalhado ao longo das grandes estruturas descritas no mapa.

11 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, Sylvio Fróes. 1973. Recursos Minerais do Brasil. São Paulo: Edgard Blucher, 1973. 324p.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. Anais Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 48, Supl. 1, p. 15-26, 1976.
- _____. O Alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. Anais. São Paulo: SBG/SP-RJ, 1991. p. 423-428.
- ALMEIDA, Julio Cesar Horta de. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. Rio Claro, SP, 2000. 168p. Tese (Doutorado) UNESP, Rio Claro, SP, 2000.
- _____; ALVES, Marcos José dos Santos. Dados preliminares sobre o mapeamento lito-estrutural em escala 1: 10.000 no centro de Niterói - RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1, 1989, Rio de Janeiro. Boletim de resumos. Rio de Janeiro: SBG, 1989. v. 1, p. 128-129.
- AMADOR, Elmo da Silva. Sedimentação da Baía de Guanabara - distribuição espacial do assoreamento. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 1980.
- _____. Unidades sedimentares cenozóicas do Recôncavo da Baía de Guanabara (folhas Petrópolis e Itaboraí). Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 52, n. 4, p. 743-761, 1980.
- _____. Os impactos do Projeto Rio na Baía de Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriu. Resumos. Camboriu: SBG, 1980. p. 331.
- _____. O Pleistoceno Superior na região da Baía de Guanabara. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 50, n. 1, p. 125, 1978.
- _____; PONZI, Vera Regina Abelin. Estratigrafia e sedimentação dos depósitos flúviomarinhas da orla da Baía da Guanabara. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, v. 46, n. 3-4, p. 693, 1974.
- AMARAL, Cláudio Palmeiro do. Inventário de escorregamentos significativos do Rio de Janeiro: o ano de 2006. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA DE ENGENHARIA, 12., 2008, Porto de Galinhas (PE). Anais. Porto de Galinhas (PE), ABGE, 2008. CD-ROM.
- _____; FEIJÓ, Rogério Luiz. Aspectos Ambientais dos escorregamentos em áreas urbanas. In: VITTE, Antonio Carlos; GUERR, Antonio José Teixeira (Org.) Reflexões sobre a Geografia Física no Brasil. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2004. p. 215-225.
- _____; LARA, A. Engineering geological mapping 1:10.000 and landslide related problems in Rio de Janeiro. In: INTERNATIONAL CONGRESS ASSOCIATION FOR ENGINEERING GEOLOGY AND THE ENVIRONMENT, 8., 1998, Canada. Proceedings. [S.l.], IAEG, 1998. p. 971-974.
- ANDREIS, R.R. et al. Fluxos piroclásticos estratificados no morro de Itaúna (município de São Gonçalo, (RJ): processos e origens. In: Simpósio sobre Vulcanismo e Ambientes Associados, 1, 1999, Gramado (RS). **Boletim de resumos**. Gramado, RS, CPRM / UFRGS, 1999. p. 47.
- BACKHEUSER, Everardo. Breve notícia sobre a geologia do Distrito Federal, Brasil. **Anuário 1923/1924 - Distrito Federal - Estatística da Cidade**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 1, p. 19-31, 1925.
- BAPTISTA FILHO, João. A zona de enclaves da Prainha - Grumari - Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.65, n.4, p. 341-356, dez. 1993.
- BARBOSA, Aluizio Licínio de Miranda. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro - DRM/ GEOSOL, Bloco Três Rios, Folhas Três Rios, Paraíba do Sul, Miguel Pereira e Cava - Relatório Final**. Niterói: GEOSOL / DRM, 1981. v. 1.
- _____; GROSSI SAD, João Henrique. **Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil**. [S.l.], SBGM, 1985. p. 49-61.
- BARBOSA, Rita Alves. 1958. Contribuição à Petrografia do Distrito Federal. **Boletim do DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n.180, p. 1-40, 1958.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. Avaliação regional do setor mineral. Rio de Janeiro. **Boletim DNPM**, Brasília, n. 43, 1977. 196p.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Cadastro Mineiro**. Disponível em: < <https://sistemas.dnpm.gov.br/SCM/extra/site/admin/Default.aspx> > Acesso em: 08 dez. 2008.
- CADDAH, Luiz Fernando Guimarães et al. Granitóides da Serra da Misericórdia (RJ): sucessão estratigráfica,

- posicionamento e origem. In: SIMPOSIO GEOLOGIA DO RIO E JANEIRO, 1, 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo RJ/ES, 1987. p. 132-146.
- COBBOLD, Peter R.; MEISLING, Kristian E.; MOUNT, Van Stuart. Reactivation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, Southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n.11, p. 1925-1944, 2001.
- COMIN-CHIARAMONTI, Piero et al. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). **Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen**, Stuttgart, n. 146, p. 133-150, 1983.
- CONDET CONSULTORIA DE EMPREENDIMENTOS LTDA. **Estudo setorial de rochas ornamentais do estado do Rio de Janeiro - Sumário Executivo, novembro 1999**. [S.l.: s.n.], 1999. 27p.
- CORDEIRO, Pedro Aurélio C. et al. Mineral Resource Database of Rio de Janeiro State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: CPRM, 2000. CD-ROM.
- CORVAL, Arthur. **Petrogênese das suítes basálticas toleíticas do Enxame de Diques da Serra do Mar nos setores central e norte do estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 2005. 92p. Dissertação (Mestrado) – UERJ, Rio de Janeiro, 2005.
- DALCOLMO, Marcos Tadeu. **Bloco Baía de Guanabara, folhas Itaboraí, Baía de Guanabara, Maricá e Saquarema - Relatório Final**. Niterói: GEOMITEC; DRM, 1982.
- DECKART, Katja. New Katjatime constraints on dyke swarms related to the Paraná-Etendeka magmatic province, and subsequent South Atlantic opening, southeastern Brazil. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 80, p. 67-83, 1998.
- DERBY, Orville Adelbert. On nepheline rocks in Brazil, II - The Tinguá Massif. **Quarterly Journal of the Geological Society of London**, Londres, v. 47, p. 251-265, 1981.
- DIAS, Gilberto T. de Macedo; SILVA, C. Guizan; FERRARI, André Luís. **Base física para o gerenciamento costeiro da região metropolitana do Rio de Janeiro - Relatório Parcial**. [S.l.:s.n.], 1994.
- DUARTE, Beatriz Paschoal P.; PORTO JR, Rubem; VALENTE, S. C. Origem da textura orbicular em traquitos da região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. v. 1. p. 97-103.
- DUTRA, Thiago dos Santos. **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.
- ERTHAL, Flavio. **Diretrizes Públicas para uma mineração sustentável no Estado do Rio de Janeiro**. Niterói: DRM, 2008. CD-ROM.
- ERTHAL, Flavio. **Catálogo de Rochas Ornamentais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2003.
- ESCOBAR, Iris Pereira. Carta gravimétrica da cidade do Rio de Janeiro. REUNIÃO TÉCNICA DA COMISSÃO DE GEOFÍSICA DO IPGH, 2., 1992, Panamá. **Anais**. [S.l.:s.n.], 1992.
- ESTEVES, André de Almeida. **Evolução tectônica do Domínio Costeiro no Maciço da Pedra Branca, Cidade do Rio de Janeiro, RJ**. Rio de Janeiro, 2004. 92p. Dissertação de Mestrado - Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2004.
- _____ ; PORTO Jr., Rubem; DUARTE, P.B. Evolução metamórfica dos gnaisses da parte leste do Maciço da Pedra Branca, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos expandidos**. Rio de Janeiro: SBG RJ/ES, 2001. p. 25.
- FALCÃO, T.C. **Evolução da tectônica rúptil na Serra do Mar entre Xerém e Petrópolis**. Rio de Janeiro, 2008. 90p. Monografia de Graduação em Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2008.
- FERNANDES, C. E. M.; ROCHA, Paula Lucia Ferruci. Contribuição ao Mapa Bouguer do Município do Rio de Janeiro: detalhamento da Baixada de Jacarepaguá e avaliação da profundidade do embasamento cristalino. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos e breves comunicações**. Rio de Janeiro: UERJ/ Peterobras/ CPRM, 1993. p. 14.
- FERRARI, Andre Luiz. O Rift da Guanabara (RJ) na sua porção Centro-Occidental. In: I Simpósio de Geologia do Sudeste, 1989, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos**. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, 1989. v. 1. p. 126-127.
- _____. A Geologia do “rift” da Guanabara (RJ) na sua porção centro ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais**. Natal: SBG, 1990. v. 6, p.2858-2872.
- _____. **Evolução Tectônica do Gráben da Guanabara**. São Paulo, 2001. 412p. Tese de Doutorado - Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2001.

- _____; COSTA, F. O. Caracterização da compartimentação tectônica da bacia do Macacu, Gráben da Guanabara (RJ), através de estudos paleoambientais e de paleocorrentes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá, MG. **Anais**. Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2004. CD-ROM.
- _____; RICCOMINI, Claudio. Análise estrutural das brechas tectônicas silicificadas do Gráben da Guanabara, RJ. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 3., 2003, Búzios, RJ. **Boletim de resumos**. Búzios, RJ: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 2003. p. 137-139.
- _____; RICCOMINI, Claudio. Evolução tectônica do Graben da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais**. João Pessoa: SBG. Núcleo do Nordeste, 2002. v. 1. p. 457-457.
- _____; RICCOMINI, Claudio; VASCONCELOS, P. Ocorrência de rochas vulcânicas na porção central do Graben da Guanabara (RJ) e suas implicações para a evolução do relevo no Sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG, 2001. p. 82.
- _____; SILVA, M. A. M. Bacia do Macacu: proposta de uma nova bacia do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo, RJ. **Atas**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1997.v. 1. p. 32-34.
- _____; SUAREZ, Beatriz Helena Serrano. Evolução morfotectônica do Município de Niterói (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 9., 2005, Niterói, RJ. **Boletim de resumos**. Niterói, SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 2005. p. 43.
- _____. O Precambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía de Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais**. Salvador: SBG. Núcleo Bahia; Sergipe, 1982. v.1., p. 104-114.
- FERRARI, André Luiz; LOUZA, E. O. M.; ALVES, I. G. O. Caracterização do controle lito-estrutural na compartimentação do relevo nos contrafortes da Serra do mar, na aba setentrional do Gráben da Guanabara - RJ. In: ENCONTRO DO INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DA UFF/GEOUFF, 2004, Niterói. **Anais...** Niterói: UFF, 2004.
- _____; SILVA, Adalberto da; ALVES, Eliane da Costa. Evolução tectônica da Serra do Mar: integração de dados das bacias marginais e do continente. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1991. p. 465-466.
- _____; SILVA; Maria Augusta M.; PENHA, Hélio Monteiro. Variações no campo de esforços na área emersa adjacente ao Alto de Cabo Frio, RJ, ao longo do Cretáceo e Terciário. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo, RJ. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1997. v. 1. p. 89-91.
- FERREIRA, EVALDO Osório; ANGEIRAS, Antonio Gomes; ARAÚJO, Giuseppina Giaquinto de. Roteiro geológico ao maciço do Gericinó. **Avulso DFPM. DNPM**, Rio de Janeiro, n.38, p. 3-41, 1965.
- FISCHER, L.H. Uber den Kinzigit. **Neues Jahrbuch fur Mineralogie**, Abhandlungen, p. 641-654, 1861.
- FONSECA, Ariadne do Carmo. **Geocronologia das rochas graníticas e das suas encaixantes na Cidade do Rio de Janeiro**. 1986. 211p. Dissertação de Mestrado – Departamento de Geologia, UFRJ, Rio de Janeiro, 1986.
- _____. **Esboço geocronológico do sudeste do Brasil**. São Paulo, 1994. 186p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências. USP, São Paulo, 1994.
- _____; POUPEAU, Gerard. 1984. Datação por traços de fissão de algumas rochas metamórficas na região da cidade do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v. 2. p. 321-332.
- _____; CORDANI, Umberto Giuseppe; KAWASHITA, Koji. Dados preliminares sobre a geocronologia das rochas graníticas e suas encaixantes na cidade do Rio de Janeiro-método Rb-Sr. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., Rio de Janeiro, 1984. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v.6. p. 2333-2345.
- FONSECA, Mario Jorge Gesteira et al. **Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Folhas Rio de Janeiro (SF23), Vitória (SF24) e Iguapé (SG23)**: texto explicativo. Brasília: DNPM, 1979. 240p.
- _____. **Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: DNPM, 1998. 141 p. Inclui mapa geológico, escala 1:400.000.
- GARDA, Gianna Maria. **Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo**. São Paulo, 1995. 156p. Tese (Doutorado) USP, São Paulo, 1995.

- GEOMECÂNICA LTDA. **Projeto Reconstrução Rio:** relatório interno. [S.l.:s.n.], 1996. 200p.
- GIOIA, Simone Maria Costa; PIMENTEL, M. M. The Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of the University of Brasilia. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 72, n. 2, p. 219-245, 2000.
- GOOGLE. **Google Earth, version 4.0 (beta):** free satellite's image software, 2008. Disponível em: <<http://earth.google.com/intl/pt/>>. Acesso em 14/12/2008.
- GRAEFF, Franz Fr. Mineralogisch-petrographische Untersuchung von Elaolithsyeniten von der Serra de Tinguá, Provinz Rio de Janeiro, Brasilien. **Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paleontologie**, Stuttgart, v. 2, p. 222-262, 1887.
- GUEDES, Eliane. **O magmatismo Mesozóico-Cenozóico no embasamento da Bacia de Santos:** região entre Resende e a Baía da Ilha Grande. Rio de Janeiro, 2007. 300p. Tese (Doutorado) - UERJ, Rio de Janeiro, 2007.
- GUEDES, Eliane et al. K-Ar and Ar-Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of Santos Basin, Resende Area, SE, Brazil: implications for the South Atlantic opening and Tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v.18, p. 145-178, 2005.
- HASKIN, Larry A. et al. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: AHRENS, L.H. (Ed). **Origin and distribution of the elements**. Pergamon, Oxford: 1968. p. 889-911.
- HEILBRON, Monica. Litoestratigrafia, evolução tectono-metamórfica e magmatismo no Precambriano do setor sudeste do município do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1992, Rio de Janeiro, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1993. p. 174-179.
- _____. **O segmento central da Faixa Ribeira:** síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica. Rio de Janeiro, 1995. 140p. Tese (Livre Docência)-Faculdade de Geologia. UERJ, Rio de Janeiro, 1995.
- _____; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (se Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 125, p. 87-112, 2003.
- _____. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: TALWANI, Manik; MOHRIAK, Webster (Eds.) **Atlantic Rifts and Continental Margins**. [S.l.]: America Geophysical Union, 2000. p. 1-34. (Geophysical Monograph Series, 115).
- _____. et al. New Geological map of the Rio de Janeiro County (1:50.000 scale). In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: SBG, 2000.
- _____. et al. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, Virgínio et al. (Eds.) **Geologia do Continente Sul-Americano**, São Paulo: Editora Beca, 2004. 647p.
- HELMBOLD, Reinhard. Resumo da geologia do Estado da Guanabara. **Relatório da Comissão Especial do CNPq**, n. 5, p. 31-34, 1967.
- _____. Geologia e petrografia do Estado da Guanabara. **Avulso DGM.DNPM**, Rio de Janeiro, n. 40: 24-25, 1965.
- _____. Erster prakambrischer Nephelinsyenit in Sudamerika: ein Biotit Litchfieldit bei Rio de Janeiro, Brasilien. **Geologica et Paleontologica**, Marburg, n. 9: p. 3-30, 1975.
- _____. ; VALENÇA, Joel Gomes; LEONARDOS JUNIOR, Othon Henry. Mapa Geológico do Estado da Guanabara Escala 1:50.000 - Folhas Baía de Guanabara - Ilha Rasa, Santa Cruz - Restinga de Marambaia e Vila Militar - Pontal de Sernambetiba. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 19., 1965, Rio de Janeiro, RJ. **Boletim**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1965.
- _____. ; VALENÇA, Joel Gomes; LEONARDOS JUNIOR, Othon Henry. **Mapa geológico do Estado da Guanabara, escala 1:50.000**. Rio de Janeiro: MME-DNPM, 1965. 3 fls.
- HUSSAK, Eugenio. Contribuições mineralógicas e petrográficas. III. Pseudo-crystaes de leucita em phonolito (tinguaíto) da Serra do Tinguá. **Boletim da Comissão Geográfica e Geológica**, São Paulo, n. 7, p. 19-23, 1980.
- IRVINE, T. Nei; BARAGAR, W. R. A. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Toronto, n. 8, p. 523-547, 1981.
- JUNHO, Maria do Carmo Bustamante. Granitóides Brasileiros da Região Central do Rio de Janeiro: geoquímica preliminar. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 65, n. 2, p. 162-179, 1993.
- JUNHO, Maria do Carmo Bustamante. Granitóides Brasileiros da Região Central do Estado do Rio de Janeiro: geoquímica preliminar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo.

Boletim de resumos expandidos. São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1992. v. 1, p. 398-400.

_____. **Contribuição à petrologia dos maciços graníticos da Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, Rio de Janeiro.** Rio de Janeiro, 1991. 198p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1991.

JUNHO, Maria do Carmo Bustamante; WERBER-DIEFENBACH, Klaus; PENHA, Hélio Monteiro. Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira mobile belt, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, n. 4, p. 507-511, 1987.

_____; WIEDEMANN, Cristina Maria. Petrografia dos Complexos Graníticos de Pedra Branca, Frades e Nova Friburgo, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL DOS ESTADOS DO RIO DE JANEIRO E ESPÍRITO SANTO, 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1987. p.120-131.

KHUN, A.; STUWE, Kurt; TROUW, Rudolf Allard Johan. Metamorphic evolution of the Ribeira Belt: evidence from outcrops in the Rio de Janeiro area, Brazil. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 45, n. 11, p. 2303-2323, 2004.

KLEIN, Victor de Carvalho. **O Vulcão Alcalino de Nova Iguaçu (Estado do Rio de Janeiro):** controle estrutural e processo de erupção. Rio de Janeiro, 1993. 108p. Tese (Doutorado em Geologia) - Instituto de Geociências. UFRJ, Rio de Janeiro, 1993.

_____; MONTALVANO, J. L. Hackmanita das rochas alcalinas das Serras do Mendanha e de Madureira, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 57, n. 2, p. 169-173, 1985.

_____; VALENÇA, Joel Gomes. Ignimbritos do vulcão de Nova Iguaçu e da Chaminé do Lamego, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais.** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v. 5. p. 4346-4354.

_____; _____. Mecanismo de colocação de brechas fluidizadas na área de Cabuçu (complexo alcalino do Mendanha), Rio de Janeiro. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais.** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 4355-4361.

_____; _____. Inclusões máficas nos sienitos nefelínicos de Cabuçu, RJ: evidências de interações de magmas? **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, n. 3, p. 510, 1986.

_____; _____. Complexos alcalinos situados a leste da Baía de Guanabara, RJ. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO RIO DE JANEIRO E ESPÍRITO SANTO, 1987, Rio de Janeiro. **Anais.** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1987. p. 368-384.

_____; _____. Inclusões máficas: indício de mistura de magmas e do processo explosivo no complexo alcalino de Cabuçu, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos.** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p. 183-184.

_____; VIEIRA, André Calixto. Vulcões do Rio de Janeiro: breve geologia e perspectivas. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, n. 419, 1980, p. 44-46.

_____; _____. Chaminé vulcânica na Serra de Madureira, município de Nova Iguaçu, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 52, p. 200, 1980.

_____; _____. Tufos soldados da Chaminé vulcânica do Rio Guandu do Sapé, Serra de Madureira, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, n. 1, p. 263, 1982.

KLEIN, Victor de Carvalho; VIEIRA, André Calixto. Aspectos na intrusão de diques alcalinos na Serra do Mendanha, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 56, n. 3, p. 361, 1984.

_____; _____. Geologia do Complexo alcalino das Serras do Mendanha-Madureira, Nova Iguaçu, Rio de Janeiro, RJ. In: SEMANA BIENAL DE PESQUISA DA UFRRJ, 7., 1997, Itaguaí. **Boletim de resumos.** Rio de Janeiro: UFRRJ, 1997. p. 224.

_____ et al. Depósitos vulcanoclásticos em Itaúna (RJ): análise preliminar de sua estratigrafia, estrutura e composição. **Anais da Academia Brasileira de Ciências, Resumos de comunicações**, Rio de Janeiro, v. 71, n. 1, p. 153, 1999.

_____ et al. Fluxos piroclásticos estratificados no morro de Itaúna (Município de São Gonçalo, RJ): processos e origem. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado. **Boletim de resumos.** Gramado: [s.n.], 1999. p. 47.

_____; ÁVILA, Ciro Alexandre; RAMOS, R. C. Accretionary lapilli from Itaúna alkaline massif, Rio de Janeiro. In: CONGRESS OF THE BRAZILIAN SOCIETY FOR MICROSCOPY AND MICROANALYSIS, 37., 1998, Santos. **Proceedings...** Santos, Acta Microscópica 8, 1998b. p. 135-136.

- _____; DAYAN, Henrique; VALENÇA, Joel Gomes. Brecha multigradacional normal no vulcão de Nova Iguaçu, RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 63, n. 4, p. 429. 1991.
- _____; _____. VIEIRA, André Calixto. Evidências morfológicas de movimentação dextral recente no rift Paraíba do Sul. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, n.4, p. 396-397, 1986.
- _____; VALENÇA, Joel Gomes; VIEIRA, André Calixto. Ignimbritos do vulcão de Nova Iguaçu e da “Chaminé do Lamego”, Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 4346-4354.
- _____; _____. ANTONELLO, L. L. Diques basálticos pós-alcalinas no Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais**. Salvador: SBG. Núcleo Bahia; Sergipe, 1996. v. 2. p. 144-145.
- KRETZ, Ralph. Transfer and exchange equilibria in a portion of the pyroxene quadrilateral as deduced from natural and experimental data. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, n. 46, p. 411-421, 1982.
- LEONARDOS JUNIOR, Othon Henry. Ultrametamorphism and melting of a continental margin, the Rio de Janeiro region, Brazil. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, Berlin, n. 40, p. 201-214, 1974.
- LABOURIAU, F. **Observações geológicas nas cercanias do Rio de Janeiro: petrographia e petrogenese**. Rio de Janeiro: Typ. Bernard., 1971.
- LAMEGO, Alberto Ribeiro. Theoria do Protogneis. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 86, p. 1-73, 1937.
- _____. Escarpas do Rio de Janeiro. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 93, p. 1-70, 1938.
- _____. Restingas na costa do Brasil. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 96, p. 1-63, 1940.
- _____. A geologia de Niterói na tectônica da Guanabara. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 115, p.39, 1945.
- _____. Folha do Rio de Janeiro. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 126, p. 1-16, 1948.
- _____. Uma chaminé vulcânica no Distrito Federal. **Notas Preliminares e Estudos da DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 79, p. 1-12, 1954.
- LE MAITRE, Roger W. **Igneous rocks: a classification and glossary of terms**. 2. ed. Cambridge University Press: Cambridge, 2002. 236p.
- LEONARDOS, Othon Henry. **The origin and alteration of granitic rocks in Brazil: a study of metamorphism, anatexis, weathering and soil fertility within granitic terrain in eastern Brazil**. 1973. 183p. PhD Thesis. University of Manchester, 1973.
- LIMA, Murilo Rodolfo de; CABRAL JUNIOR, Marsis; STEFANI, Fausto Luis. Palinologia de Sedimentos da Formação Macacu - Rifte da Guanabara, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 68, n. 4, p. 531-543, 1996.
- LIMA, Paulo Roberto Amorim dos Santos. Geologia dos maciços alcalinos do Estado do Rio de Janeiro: parte I - localização e geologia dos maciços. In: SEMANA DE ESTUDOS GEOLÓGICOS, 1974, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro:UFRRJ, 1974. p. 205-245.
- LIMA e SILVA, R. M. **A faixa gnáissica do Distrito Federal**. São Paulo: Pap. Faria Moreira e Macedo, 1920. 112p.
- LUDWIG, Kenneth R. **User's manual for isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel**. [S.l.:s.n.], 2003. 70p. (Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4).
- LUZ, Adão Benvindo; LINS, Fernando Freitas. **Rochas & minerais Industriais: usos e especificações**. Rio de Janeiro: Centro de Tecnologia Mineral – CETEM, 2005. 726p.
- MACHADO, Rômulo; DEMANGE, Michel. Granitogênese Brasileira no Estado do Rio de Janeiro: caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e cobertura do Cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo: SBG/SP, 1992. v. 1, p. 379-380.
- MACHADO, Rômulo et al. Rochas graníticas e charnockíticas do Estado do Rio de Janeiro: associações petrográficas e suas relações com os domínios estruturais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p. 151-152.
- MACHADO FILHO, Luiz. Geologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. **Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória**. Rio de Janeiro: IBGE, 1983. v. 32, p. 27-304.
- MAGALHÃES, A.C.; VALERIANO, Cláudio de Morrison. Duas ocorrências de rochas charnockíticas na cidade do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Boletim**

de resumos.... Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 256-257.

MARQUES, Leila Soares. O magmatismo mesozóico do Brasil no contexto do processo de abertura do Oceano Atlântico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 7., 1999, Lençóis, BA. **Anais**. Salvador: SBG. Núcleo Bahia; Sergipe, 1999. p. 3-5.

_____ et al. O magmatismo intrusivo cretácico do Município do Rio de Janeiro: resultados geoquímicos e paleomagnéticos preliminares. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo: Núcleo São Paulo, 1992. v. 1. p. 511-512.

_____ et al. Caracterização geoquímica dos diques mesozóicos de natureza toleítica da costa sudeste do Brasil In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3., 2003, Belém. **Boletim de resumos expandidos...** Belém: SBGq, 2003. p. 652-654.

_____ ; ERNESTO, Márcia. O magmatismo Toleítico da Bacia do Paraná. In: MANTESSO-NETO, Virgínio et al. **Geologia do continente sul-americano**. São Paulo: Editora Beca, 2004. 647p.

_____ et al. Identificação de diferentes pulsos magmáticos no Enxame de Diques Toleíticos da Serra do Mar. In: Simpósio de Vulcanismo e Ambientes Associados, 3., 2005, Cabo Frio, RJ. **Anais**. Cabo Frio, RJ: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 2005. v. 1. p. 289-293.

MARTINS, Anderson Marques; SILVA, A. Caracterização das ocorrências de turfa do estado do Rio de Janeiro. Niterói: DRM, 1982. 34p. (Boletim Técnico, 4).

_____ et al. Águas minerais do estado do Rio de Janeiro. Niterói, RJ: DRM, 2006. 182p.

MEIS, Maria Regina Mousinho de. **Contribuição ao estudo do Terciário Superior e Quaternário da Baixada da Guanabara**. Lisboa, 238 p. Tese (Doutorado) Universidade de Lisboa, 1976.

_____ ; AMADOR, Elmo da Silva. Formação Macacu: considerações a respeito do Neo-Cenozóico da Baía de Guanabara. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 44, n. 602, 1972.

_____ ; _____. Note on weathered arkosic beds. **Journal of Sedimentary Petrology**, Tulsa, n. 4, 727-737, 1974.

_____ ; _____. Contribuição ao estudo do neocenozóico da baixada da Guanabara, formação Macacu. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 2, p. 124-150, 1977.

MELLO, Mário Sérgio et al. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogênicas continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 15, n. 3, p. 193-201, 1985.

MELLO, Edson Farias; CALAES, Gilberto Dias. **A indústria de brita na Região Metropolitana do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 218p.

MENEZES, Sebastião Oliveira. **Catálogo dos Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, DRM, 1982. 134p.

_____. Área pegmatítica Niterói - Rio Bonito no estado do Rio de Janeiro. **Arquivos da UFRRJ**, Rio de Janeiro, v.10, 1987.

_____. 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; CPRM, 1997. v. 4, parte B, p. 405-414.

_____ ; KLEIN, Victor de Carvalho. Ocorrências de barita em áreas adjacentes a maciços de rochas alcalinas no Estado do Rio de Janeiro. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, n. 345, p. 12-16, 1973.

_____ ; SANTOS, M. S. **Principais recursos minerais do estado do Rio de Janeiro**. Niterói: DRM, 1977. v.1.

_____ ; CORDANI, Umberto Giuseppe; TEIXEIRA, Wilson. Determinações geocronológicas em pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL RJ-ES, 1988, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1988. p. 147-163.

MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; ALVES, Daisy Barbosa; REHIN, A. A. A. Hosan. Clay minerals in the Early Cretaceous (Neocomian) volcano-sedimentary rocks of the Campos basin (offshore Brazil). CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1992. p. 18-19. (Boletim SBG, 2)

MORAIS, Luciano Jacques. Geologia e petrologia do Distrito Federal e imediações. **Anais da Escola de Minas**, Ouro Preto, n. 26, p. 1-92, 1935.

MOREIRA, Carlos Eduardo Lima Cleto. **O Gabro Pau da Fome, Jacarepaguá, Rio de Janeiro, RJ: geologia e geoquímica preliminares**. Rio de Janeiro, 2001. 58p. Trabalho de conclusão de curso. (Graduação em Geologia) – Departamento de Geociências, UFRRJ, Rio de Janeiro, 2001.

- MOTA, Carlos Eduardo Miranda; GERALDES, Mauro César. A classificação de brechas magmáticas e sua implicação na evolução do Complexo Alcalino de Nova Iguaçu – RJ. **Geociências**, São Paulo, n. 25, p. 37-48, 2006.
- MOTA, Carlos Eduardo Miranda et al. Estudos preliminares das estruturas rúpteis do Complexo Alcalino de Nova Iguaçu RJ e suas relações com a tectônica meso-cenozóica do sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 5., 2007, Natal, RN. **Boletim de resumos expandidos...** Natal: SBG, 2007. v. 1. p. 179-181.
- MOTOKI, Akihisa. Granito da Pedra da Gávea, sheet subhorizontal ou base de plutão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: Rio de Janeiro; São Paulo, 1991. p.155-160.
- _____; OLIVEIRA, S. L. J. **Reconsiderações vulcanológicas sobre a depressão circular do complexo alcalino de Poços de Caldas (MG)**. p. 2-8.
- _____; SICHEL, Suzana Eleonora. Avaliação de aspectos texturais e estruturais de corpos vulcânicos e subvulcânicos e sua relação com o ambiente de cristalização, com base em exemplos do Brasil, Argentina e Chile. **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, Ouro Preto, v. 59, n. 1, p. 13-23, 2006.
- _____; SICHEL, Suzana Eleonora. Hydraulic fracturing as a possible mechanism of dyke-sill transitions and horizontal discordant intrusions in trachytic tabular bodies of Arraial do Cabo, State of Rio de Janeiro, Brazil. **Geofísica Internacional**, México, n. 47, p. 13-25, 2008.
- _____ et al. Feições intempéricas observadas na superfície das rochas alcalinas félsicas de Nova Iguaçu, RJ, com atenção especial de clastos traquíticos da brecha vulcânica. **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, n. 60, p. 451-458, 2007.
- _____ et al. Reavaliação do modelo genético do Vulcão de Nova Iguaçu, RJ: origem eruptiva ou intrusão subvulcânica? **Revista da Escola de Minas**, Ouro Preto, n. 60, p. 583-592, 2007.
- _____ et al. Forma de ocorrência geológica dos diques de rocha piroclástica no Vale do Rio Dona Eugênia, Parque Municipal de Nova Iguaçu, RJ. **Geociências**, São Paulo, n. 26, p. 67-82, 2007.
- _____ et al. Mecanismo físico de soldamento e fluxo secundário no conduto subvulcânico piroclástico do Complexo Alcalino Intrusivo de Itaúna, São Gonçalo, RJ. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 10., 2007, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 2007. v. 1. p. 1-6.
- _____ et al. Rochas piroclásticas do maciço Itaúna, São Gonçalo, RJ: fluxo piroclástico ou preenchimento de conduto subvulcânico? In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10., SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 14., 2007, Diamantina. **Resumos...** Belo Horizonte: Núcleo Minas Gerais, 2007. p. 52.
- _____ et al. Rochas piroclásticas de Nova Iguaçu, RJ: um vulcão extinto ou condutos e fissuras subvulcânicas? In: SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 4., 2008, Foz de Iguaçu. **Anais...** Foz de Iguaçu: SBG, 2008. CD-ROM.
- _____ et al. Origem dos relevos do maciço sienítico do Mendanha, RJ, com base nas análises geomorfológicas e sua relação com a hipótese do vulcão de Nova Iguaçu. **Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 97-113, 2008.
- _____ et al. 2008. Geological, lithological, and petrological characteristics of the Itaúna alkaline intrusive complex, São Gonçalo, State of Rio de Janeiro, Brazil, with special attention to its emplacement mode. **Geociências**, São Paulo, v. 27, n. 1, p. 31-42, 2008.
- NAKAMURA, Noburu. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, London, v. 38, n. 5, p. 757-775, 1974.
- NETTO, Ana Maria. Estudo da evolução geológica do maciço alcalino do Medanha (RJ) através de datação traço de fissão. In: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL, 7., 2006, Serra Negra. **Boletim....** Rio Claro, SP: Instituto de Geociências e Ciências Exatas; UNESP 2006. p. 93.
- NETTO, Ana Maria et al. História de denudação regional e profundidade de posicionamento geológico das rochas vulcânicas de Nova Iguaçu, maciço Mendanha, RJ: constituintes de um vulcão ou corpos subvulcânicos? In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. **Poster....** Aracaju: SBG, 2006.
- NETTO, Ana Maria; GERALDES, Mauro Cesar; LÉLARGE, M. Lidia. Idade traço de fissão em apatita do maciço alcalino do Medanha: implicações sobre o magmatismo cretáceo no Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 9., 2005, Niterói. **Boletim de resumos...** Niterói: SBG, 2005.

- _____; POUPEAU, Gerard; TUPINAMBÁ, M. Termocronologia por Traços de Fissão em Apatita do Embasamento Precambriano Costeiro do Rio de Janeiro (Brasil). In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG. 2001. p. 91.
- _____ et al. 2000. Apatite fission-track thermocronology of the Sugar Loaf, Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE GEOLOGIA, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 2000. CD-ROM.
- (NITERÓI, RJ). Secretaria de Meio Ambiente. **Avaliação das encostas do Município de Niterói com vista aos fenômenos de deslizamentos (Setor 1 - zonas Centro, Norte e Su) I.** Relatório Interno, 2003-2004. Rio de Janeiro, 2004. 283p.
- NOGUEIRA, Carlos Eduardo C. **Os Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro:** dados históricos e explorações recentes. 2004. Rio de Janeiro, 28p. Trabalho de conclusão de curso (Graduação em Geologia) – Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2004.
- OLIVEIRA, A. C. et al. Rainstorms, environmental and anthropogenic features on landslide triggering in Petrópolis City, in December. **Landslides, Evaluation & Stabilization**, Lisse, v.2, p.915-918, 2001.
- OLIVEIRA, J. A. D. et al. **Mapa geológico do estado do Rio de Janeiro baseado em imagens MMS do satélite landsat-I:** texto explicativo. Niterói: DRM, 1977. 47p.
- PAES LEME, Alberto Betim. **Estudo geológico de uma parte do Distrito Federal.** Rio de Janeiro: Typ. Pimenta de Mello, 1910.
- _____. **Os gnaisses do Rio de Janeiro.** Rio de Janeiro: Pap. Macedo, 1912. p. 1-38.
- _____. O Tectonismo da Serra do Mar. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 2, n. 3, p. 143-148, 1920.
- PALERMO, Nely et al. Industrial Mineral Mining Activity at Rio de Janeiro State, Brazil. In: INDUSTRIAL MINERALS AND BUILDING STONES – IMBS, 2003, Istanbul.
- _____. **Cadastro dos recursos minerais da área continental do Estado do Rio de Janeiro.** 2ª ed. [S.l.:s.n.], 2006. CD-ROM.
- _____. Distribuição da exploração de minerais industriais no Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG, 2001. p. 188.
- PEATE, David W. The Paraná-Etendeka province. In: MAHONEY, John J.; MILLARD F., Coffin (Eds.) **Large igneous provinces:** continental, oceanic, and planetary flood volcanism. [S.l.:s.n.], 1997. 438p. (Geophysical Monograph Series, 100)
- PENHA, Hélio Monteiro. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro: uma síntese dos conhecimentos existentes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 2849-2853.
- PENHA, Hélio Monteiro. Geologia do Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 56, n. 3, p. 355, 1984.
- _____. O Granito Cassorotiba, Região dos Lagos Fluminense. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 1997, Penedo, RJ. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1997. v. 1. p. 170-171.
- PENHA, Hélio Monteiro. Rochas graníticas Brasileiras Ca-alcálicas ricas em potássio, região sul do estado do RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 7., 1999, Salvador. **Anais.** Salvador: SBG, 1999. v. 1.
- _____. Geologia da Folha Itaipava. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, BA. **Anais...**São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1982. v. 1.
- _____; WIEDEMANN, Cristina Maria. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. **Anais.** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 5433-5455.
- _____ et al. A Geologia da Folha Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais.** Camboriú: SBG, 1980. v. 5, 2965-2974.
- _____ et al. Projeto **Carta Geológica do Rio de Janeiro, Folha Petrópolis, Relatório final e mapa.** Niterói: DRM, 1979.
- PIRES, Fernando Roberto Mendes. Geologia do Morro da Bica e Serra do Ignacio Dias, Rio de Janeiro e significado econômico dos Granitos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais.** Rio de Janeiro: SBG, 1984.
- _____. Relações temporais dos granitos, metagabro e gnaisses do Alto da Tijuca, Rio de

- Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. v. 1. p. 137-138.
- _____. Metagabro da Tijuca: forma do corpo e relações de contato com o Granito Favela. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1984. p. 138.
- _____. Petrologic and field characteristics of the Utinga Granite in Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 56, n. 1, p. 109-110, 1984.
- _____. Characterization of polyphase deformation in gneisses of Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 55, n. 4, p. 453-454, 1983.
- _____; HEILBRON, Monica. Estruturação Estratigráfica dos gnaisses do Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos expandidos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p.149-151.
- _____; MINANO, S.C. Alteração hidrotermal no Maciço Alcalino do Gericinó-Mendanha, Serra do Marapicu, RJ. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro. **Boletim de resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1999. p. 63.
- _____ et al. Litoestratigrafia dos gnaisses na floresta da Tijuca, Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos expandidos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p.153-154.
- _____; HEILBRON, Monica; SILVA, Paulo Cesar Fernandes. Polimetamorfismo em gnaisses do Rio de Janeiro. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais**. Goiânia: SBG. Núcleo Centro Oeste, 1986. v. 3, p.1451-1462.
- _____; VALENÇA, Joel; HEILBRON, Monica. Geologia da Cidade do Rio de Janeiro. In: MONTEIRO, N.C.; TARGINO, Tania (Orgs.). **Atlas Escolar da Cidade do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: Secretaria Municipal de Educação, 2000 ATLAS ESCOLAR DA CIDADE DO RIO DE JANEIRO, p. 20.
- _____; VALENÇA, Joel; RIBEIRO, A. 1982. Multistage generation of granite in Rio de Janeiro, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, p. 563-574, 1982.
- PISSIS, A. **Memoria sobre a estrutura geológica dos terrenos da parte austral do Brasil e sobre as solevações que em diversas épocas modificaram o relevo do solo desta região**. [S.l.]: Instituto Histórico e Geográfico do Brasil, 1888.
- PORTO JUNIOR, Rubem. Alteração metassomática em granito por ação de intrusões básicas: exemplo da Pedreira Jabour, Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos**. Rio de Janeiro: SBG, 1989. p. 174-175.
- _____. **Petrologia das rochas graníticas das serras da Pedra Branca e misericórdia, Município do Rio de Janeiro, RJ, Brasil**. Rio de Janeiro, 1993. 222p. Dissertação (Mestrado)- UFRJ, Rio de Janeiro, 1993.
- PORTO Jr., Rubem; ESTEVES, Alan. **Geological characteristics for gneisses at the Pedra Branca granite complex, Ribeira belt, Rio de Janeiro, Brazil**. In: EUROPEAN UNION OF GEOSCIENCES, 11., 2001. Strasbourg: EUG, 2001.
- _____; VALENTE, Sérgio de C. As rochas granitóides do norte da Serra da Pedra Branca e suas relações com as encaixantes gnáissicas na região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., 1988, Belém. **Anais**. Belém: SBG, 1988. v. 3, p. 1066-1079.
- _____; VALENTE, Sérgio de C. Ocorrência de traquito orbicular na Região de Bangu, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de resumos...** Rio de Janeiro, SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p.180-181.
- PUGET, Alfredo Jorge; PENHA, Helio Monteiro. Granitos da Região de Ypiranga, Magé, RJ: considerações geoquímicas e petrológicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 4, p. 2215-2229.
- REGÉLOUS, M. **Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil**. 1993. PhD Thesis. Open University, 1993.
- RIBEIRO, J.F.O.C.; VALENTE, Sérgio de; CORVAL, Arthur. Química mineral preliminar dos diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá, MG. **Anais...** Araxá, MG: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2004. CD-ROM.
- _____. RICCOMINI, Cláudio. **O Rift Continental do sudeste do Brasil**. 1989. 256p. Tese (Doutorado)– Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1989.
- _____ et al. Neotectonic activity in the Serra do Mar rift system (Southeastern Brazil). **Journal of South American Earth Science**, Oxford, v.2, n. 2, p. 191-197, 1989.

- RICCOMINI, Cláudio; SANT'ANNA, Lucy Gomes; FERRARI, André Luiz. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 383-405.
- _____; VELÁZQUEZ, Victor Fernandez; GOMES, Celso de Barros. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIN-CHIARAMONTI, P; GOMES, C. B. (Ed.). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo: EDUSP; FAPESP, 2004. 750p., p. 1-26.
- RIDEG, P.; STEIN, J.; TOTIS, E. A falha do Morro de São João em Botafogo - Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p. 130-131.
- _____; _____. FIALHO, M. S. M. Unidades sedimentares da formação Magé, Quaternário em Copacabana". SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1989. p. 39.
- RIO DE JANEIRO (Estado). Departamento de Recursos Minerais. **Banco de dados do Registro Mineral**. Niterói: DRM-RJ, 2007. Acesso em: 15 maio 2008.
- ROCHA, P. L. F.. Mapa Preliminar de Contorno do Topo do Embasamento Cristalino, com base em Prospecção Gravimétrica, da Baixada de Jacarepaguá-RJ, Brasil. Rio de Janeiro, 1992. 145 p. Tese (Doutorado) UFRJ, Rio de Janeiro 1992.
- RONCARATI, H. ; NEVES, L. E.. Estudos Geológicos Preliminares dos Sedimentos Recentes Superficiais da Baixada de Jacarepaguá – Município do Rio de Janeiro – RJ. Relatório Petrobras. Rio de Janeiro, Petrobras, 1976. 89 p.
- ROSENBUSCH, HARRY. **Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine**, Bd. 2. 1887.
- _____. **Microscopical physiography of the rock-making minerals: an aid to the microscopical study of rocks**. Trad. e resum. Joseph P. Iddings. New York: Wiley, 1888. 333p.
- ROSIER, Georges F. Pesquisas Geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais, Brasil. **Boletim DGM.DNPM**, Rio de Janeiro, n. 222, 1965. 41p.
- _____. A geologia da Serra do Mar, entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). **Boletim DGM.DNPM**, Rio de Janeiro, n.166, 1957. 58 p.
- ROXO, Mathias Gonçalves. **Resume of the preliminary note on the Gericinó eruptive centre, state of Rio de Janeiro, Brazil**. Rio de Janeiro, Empresa Brasil Ed., 1920.
- RUELLAN, Francis. Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, v.4, p. 445-508, 1944.
- SADOWSKI, Georg Robert; CAMPANHA, Ginaldo Ademar da Cruz. Grandes Falhas No Brasil Continental. In: MANTESSO-NETO, Virgínio et al. (Ed.). **Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Beca, 2004. p. 407-421.
- SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, Claudio. Neotectônica da Região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 25, n. 3, p. 151-164. 1995.
- SANTOS, R. A. A. **Avaliação do Potencial Mineral (Onshore) do Estado do Rio de Janeiro a Partir da Utilização de Geotecnologias**. Rio de Janeiro, 2007. 191p. Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2007.
- SCHMITT, Renata da Silva et al. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: New geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 133:29-61, 2004.
- SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva (Coords.). **Principais depósitos minerais do Brasil: rochas e minerais industriais**. Brasília: DNPM; CPRM, 1997. v. 4 parte B. 627 p.
- SIGOLO, Joel Barbujiari; KLEIN, Victor de Carvalho. Classificação e gênese das concentrações bauxíticas no maciço alcalino do Mendanha, Rio de Janeiro. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.59, n.1/2, 25-35, mar. 1987.
- SILVA, F. L. M. ; PIMENTEL, Jorge. Inventário das Ocorrências de Movimentos de Massa no Estado do Rio de Janeiro. **II PSL/COBRAE**, Rio de Janeiro, v.3, p.117-120, 1997.
- SILVA, Luiz Carlos da et al. **Mapa Geológico Estado do Rio de Janeiro, Escala 1: 400.000**. Rio de Janeiro: CPRM;DRM, 2000.
- SILVA, Luiz Carlos da; SILVA, Hélio Canejo da (Orgs.). **Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do Rio de Janeiro**.

- Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM. (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).
- _____. Zircon U-Pb SHRIMP dating of the Serra dos Órgãos and Rio de Janeiro granitic suites: implications for the (560 Ma) Brasiliano/Pan-African collage. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.33, n.2, p. 237-244, 2003.
- SILVA, Luiz Guilherme A. do Eirado et al. Geologia de detalhe da Serra da Carioca, Cidade do Rio de Janeiro, Geologia de detalhe da Serra da Carioca, Cidade do Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos...** São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1991. p. 161-170.
- SILVA, Maria Augusta Martins da; FERRARI, André Luís. Discussão preliminar sobre a ocorrência de cianita, estauroлита, e andaluzita nos sedimentos litorâneos de Niterói (Baía de Guanabara). In: III SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas ...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1993. v. 1. p. 36-36.
- SILVA, P. C. F. da; SILVA, R. R. Mapeamento geológico estrutural da Serra da Carioca e adjacências, município do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA RJ-ES, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1987. p.198-209.
- SILVA W. G.; BATISTA J. J.; THOMPSON R. **Projeto Carta Geológica do estado do Rio de Janeiro, escala 1: 50.000. Mapa Geológico da folha Cambuci.** Niterói, RJ, DRM, 1978.
- SILVEIRA, L. S. **Petrogênese das suítes alcalinas da porção oriental do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu, RJ.** Rio de Janeiro, 2006. 74 p. Dissertação (Mestrado) FGEL-UERJ, Rio de Janeiro, 2006.
- SIMONETTI, A. et al. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting Faraday collector array. **Journal of Analytical Atom Spectrometry**, v. 20, p. 677-686,
- SMITH, P. E. et al. Getting it on track: Ar-Ar geochronology of alkali intrusions of the Serra do Mar Province, Brazil. **EOS**, v. 80, p.1134-1135, 1999.
- SONOKI, I. K. ; GARDA, Gianna Maria . Idades K-Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. **Boletim do IG-USP, Série Científica**, São Paulo, v. 19, p. 63-85, 1988.
- SOUSA, G. C. **Aplicação do mapeamento progressivo na cartografia de risco para o município de Niterói.** Rio de Janeiro, 2005. 183p. Monografia de Graduação, UERJ, Rio de Janeiro, 2005.
- TAVARES, Érica; VALENTE, Sérgio de Castro; CORVAL, Artur. Processos *subsolidus* relacionados às fases opacas dos diabásios do Enxame de Diques da Serra do Mar. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., out., 2003, São Pedro-SP. **Boletim de Resumos...** São Paulo, SBG. Núcleo São Paulo, 2003. p. 69.
- THOMAZ, A. F. et al. Rifting and magmatism associated with the South América and África break-up. **Revista Brasileira de Geociências**, v.30, n.1, p. 17-19, 2000.
- THOMPSON, R.N. et al. Migrating Cretaceous-Eocene magmatism in the Serra do Mar alkaline Province, SE Brazil: melts from the deflected Trindade mantle plume? **Journal of Petrology**, v.39, p.1493-1526, 1998.
- TUPINAMBÁ, Miguel. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, SP, 1999. 221 p.. Tese (Doutorado)- IGc, USP, São Paulo, 1999.
- _____; HEILBRON Monica. Reconstituição da fase pré-colisional neoproterozóica da Faixa Ribeira: O arco magmático e as bacias de ante-arco e retro-arco do Terreno Oriental. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa, SBG. Núcleo Nordeste, 2002. p. 345.
- _____. et al. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and lithochemical data. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS ASSOCIATION, 14., 1998, Ouro Preto. **Abstracts...** Ouro Preto, 1998. 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, southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, Rio de Janeiro, v.30, n.1, p. 7-11, 2000.
- TUPINAMBÁ, Miguel; HEILBRON, Monica; TEIXEIRA, Wilson. O Batólito da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil - Considerações acerca da origem de sua foliação e sobre a forma estratóide de corpos plutônicos na crosta média. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios, RJ. **Extended Abstracts...** Rio de Janeiro, Núcleo SBG, 2003. v. 1. p. 235-237.

- ULBRICH, H. H. G. J.; GOMES, C.B. Alkaline rocks from continental Brazil. **Earth-Science Reviews**, v.17, p. 135-154, 1981.
- VALENÇA, Joel Gomes. Geologia e petrografia do maciço alcalino de Itaúna, São Gonçalo, Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28., 1974. **Anais...** Porto Alegre: SBG. 1974. p.427-431 (Boletim SBG, 1)
- _____. Rochas alcalinas do Estado do Rio de Janeiro, Brasil – correlações geológicas. **Revista Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v.366, p. 6-11, 1975.
- _____. Geology, petrography and petrogenesis of some alkaline igneous complexes of Rio de Janeiro State, Brazil. London: University of Western Ontario, 1980. 478 p.
- _____; EDGAR, A. D. Pseudoleucites from Rio de Janeiro State, Brazil. **American Mineralogist**, v. 64. p.733-735, 1979.
- _____. Geochemical and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dykes of Rio de Janeiro, Brazil. Tese (Doutorado), The Queen's University of Belfast, 1997. 366p.
- _____ et al. Ocorrência de intrusão composta (diabásio-fonolito) em Pedra de Guaratiba, Rio de Janeiro, RJ. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos ...** São Paulo, SP: SBG. Núcleo São Paulo, 1992. v. 2, p.61-62.
- _____ et al. Geoquímica isotópica, modelo geodinâmico e petrogênese dos diabásios do Cretácio Inferior no Enxame de Diques Máficos da Serra do Mar (EDSM) na área do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Boletim de Resumos...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 471.
- _____ et al. Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretáceo Superior sob a Serra do Mar, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 486.
- VALENTE, S. C. et al. Geochemistry of the tholeiitic and alkaline dykes in Rio de Janeiro, Brazil. In: INTERNATIONAL DYKE CONFERENCE, 3., 1995, Jerusalem, Israel. **Abstracts...** Jerusalém, Israel, 1995.
- _____ et al. The Cretaceous/Tertiary dyke swarm of Rio de Janeiro, Brazil. In; ANNUAL IRISH GEOLOGY RESEARCH MEETING, 11., 1994. **Abstract...** University of Ulster at Coleraine, 1994.
- _____ et al. Os diques de rochas alcalinas do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., 1995, Niterói. **Anais...** Niterói|: SBGq, 1995. CDROM
- _____ et al. Petrografia e geoquímica do enxame de diques máficos do Rio de Janeiro, Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., Camboriú, 1994, **Boletim de Resumos Expandidos ...** Camboriú: SBG, 1994. p. 167-169.
- _____; MELLO, E. F.; PALERMO, Nely. Geologia de uma porção do Complexo Vulcânico de Nova Iguaçu limítrofe à área de lavra da Pedreira Vigné, Nova Iguaçu, RJ. Relatório Final. 2005, 72p.
- _____ et al. Alteração deutérica e metassomatismo provocados por intrusão de álcali-olivina basalto em granito no Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos ...** SBG, Núcleo São Paulo, 1992. v.2, p.63-64.
- VALENTE, S. C.; PORTO JÚNIOR, R. ; DUARTE, B. P. Aspectos gerais das rochas intrusivas básicas Brasileiras da Faixa Ribeira no município do Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG. Núcleo Rio de Janeiro, 1993. v. 1. p. 168-173, 1993.
- _____; _____. Novas evidências de metassomatismo e propostas preliminares para a evolução magmática das intrusões de diabásio do Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., São Paulo, **Atas ...** SBG, Núcleo São Paulo, 1991. p. 91-96.
- _____; _____. Geologia do Pontal de Barra de Guaratiba: implicações petrogenéticas relacionadas ao batólito da Serra da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE., 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1991. v. 1. p. 83-90.
- VALERIANO, Claudio de Morisson ; MAGALHÃES, A. C. Geologia estrutural da área do Pão de Açúcar e adjacências, Rio de Janeiro, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 56, n. 3, p. 295-301, 1983.
- _____; ALMEIDA, J. C. ; HEILBRON, Monica. Particionamento da deformação em augen gnaiss na escala de afloramento: um estudo do Gnaiss Facoidal na Pedra do Arpoador, cidade do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 6., 1999, São Pedro, SP. **Boletim de Resumos...** São Pedro, SP., SBG. Núcleo São Paulo, 1999. p. 4.

- _____; _____. Precambrian gneisses in Rio: from the Sugar Loaf to the Arpoador outcrops. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Field Trips...** Rio de Janeiro: IGC, 2003. CD-ROM.
- _____; ROIG, Henrique Llacer; KOGA, F. H. **A Odisséia do Pão de Açúcar – as rochas contam sua história...** Painel explicativo sobre a geologia local (Morro da Urca e Pista Cláudio Coutinho, Praia Vermelha). Projeto Caminhos Geológicos do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM, 2005.
- _____ et al. **Geologia do Morro do Corcovado - Painel explicativo sobre a geologia do Corcovado.** Projeto Caminhos Geológicos do Estado do Rio de Janeiro: DRM, 2007.
- _____ et al. **Morro do Corcovado: de braços abertos para a geologia.** Projeto Caminhos Geológicos do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM, 2007.
- VALLADARES, Claudia Sayão et al. Sedimentary provenance in the central Ribeira belt based on laser-ablation ICPMS 207Pb-206Pb zircon ages. **Gondwana Research**, Amsterdam, v.13, p.516-526, 2008.
- VIEIRA, André Calixto; KLEIN, Victor de Carvalho. **Vulcão de Nova Iguaçu: o vulcão brasileiro.** 1ª Ed., Rio de Janeiro, 2004. 12p.
- WIEDEMANN, Cristina Maria; PENHA, Hélio Monteiro. Granitóides da região central do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1984. v. 12.
- WOOLEY, A. R. **Alkaline rocks and carbonatites of the world:** Part I. North and South America. London: British Museum (Natural History), 1987. 216 p.
- ZALAN, Pedro Victor. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul-Americano:** evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. 673 p. Cap 23, pg. 595-613.
- _____. Origem e evolução estrutural do Sistemas de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.13, n.2, p. 269-300, 2005.
- ZIMBRES Eurico. **Prospecção com Bateia no Maciço Alcalino de Canaã e Adjacências, Município de Duque de Caxias, RJ.** Rio de Janeiro, 1987. 67p. Dissertação (Mestrado)- Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1987.