

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 MACAÉ*

SF.24-Y-A-I

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

***Parceria com**



Contrato Nº 017/PR/2007



BELO HORIZONTE
2012

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

Almeida, Júlio (et al.)

Geologia e recursos minerais da folha Macaé SF.24-Y-A-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Júlio Almeida [et al.]; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.

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

Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UERJ 017/PR/07.

Trabalho desenvolvido em Sistema de Informação Geográfica – SIG utilizando o GEOBANK – banco de dados geoespacial da CPRM na Internet.

ISBN 978-85-7499-104-7

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

CDD 558.153

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

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

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA MACAÉ*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Julio Almeida - UERJ	Debora Marinho de Souza - UERJ
Monica Heilbron - UERJ	Rubia Azevedo - UERJ
Ambrosina Gontijo-Pascutti - UERJ	Mariana Costa - UERJ
Telma Mendes da Silva - UERJ	Samuel Magalhães Viana - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ	Mauro Cesar Geraldês - UERJ
Fatima Dios - UERJ	Marcos Paulo Galvão de Souza - UERJ
Luiz Guilherme Eirado Silva - UERJ	Marco Andre Mallman Martins - UERJ
Cláudio Valeriano - UERJ	Paulo de Tarso Luiz Menezes - UERJ
Beatriz Duarte - UERJ	Miguel Ângelo Mane - UERJ
Renata Schmitt - UERJ	Patrícia Martins - UERJ
Claudia Valladares - UERJ	Fernando Henriques de Carvalho - UERJ
José Renato Nogueira - UERJ	Ronaldo Pereira Mello - UERJ
Célia Diana Ragatky - UERJ	Nely Palermo - UERJ
Mauro Geraldês - UERJ	Paulo Vicente Guimarães - UERJ
Sérgio Valente - UERJ	Felipe de Lima da Silva - 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 MACAÉ

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão

Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Claudio Scliar

Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto

Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica

João Henrique Gonçalves

Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Lindinalva Felipe

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ricardo Vieira Alves de Castro

Reitor

Professora Lélia Araújo Kalil Thiago

Diretora da Faculdade de Geologia

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

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

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

Julio Almeida, Monica Heilbron, Fatima Dios

Capítulo 2 - CONTEXTO REGIONAL

Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo Pascutti, Telma Mendes da Silva, Miguel Tupinambá, Julio Almeida, Fatima Dios, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Cláudio de Morisson Valeriano, Beatriz Paschoal Duarte, Renata da Silva Schmitt, Claudia Sayão Valladares, José Renato Nogueira, Diana Ragatky, Mauro Cesar Geraldês, Sérgio de Castro Valente

Capítulo 3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Julio Almeida, Fatima Dios, Debora Marinho de Souza, Rubia Azevedo, Mariana Costa, Claudia Sayão Valladares, Samuel Magalhães Viana, Renata da Silva Schmitt, Mauro César Geraldês, Marcos Paulo Galvão de Souza, Marco Andre Mallman Martins, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Miguel Ângelo Mane

Capítulo 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL

Julio Almeida, Fatima Dios, Debora Marinho de Souza, Patrícia Martins, Mariana Costa, Rubia Azevedo, Fernando Henriques de Carvalho

Capítulo 5 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Claudia Sayão Valladares, Samuel Magalhães Viana, Claudio de Morisson Valeriano

Capítulo 6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Julio Almeida, Monica Heilbron, Renata da Silva Schmitt, Claudia Sayão Valladares, Miguel Tupinambá, Fatima Dios

Capítulo 7 - RECURSOS MINERAIS

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

Capítulo 8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Julio Almeida

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 Cibebe Vieira Soares

Editoração para publicação

UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

Diretoria de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Departamento de Relações Institucionais e Divulgação – DERID - Ernesto von Sperling

Divisão de Marketing e Divulgação – DIMARK - José Márcio Henriques Soares

Divisão de Geoprocessamento – DIGEOP – João Henrique Gonçalves – SIG/GEOBANK

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 hídricas, dentre outros.

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

Esse volume contém a Nota Explicativa da Folha Macaé (SF.24-Y-A-I), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UERJ, através do Contrato CPRM-UERJ No.017/PR/07.

MANOEL BARRETTO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem às suas respectivas instituições que apoiaram o projeto cedendo o espaço físico e os mais variados recursos laboratoriais, de informática e de pessoal, permitindo e facilitando os trabalhos nas suas diversas etapas. Em especial à Faculdade de Geologia da UERJ e ao Departamento de Geologia Regional e Geotectônica que disponibilizaram seus laboratórios e técnicos, quase que por tempo integral na fase final do projeto. Ao Laboratório de Estudos Tectônicos – LET e ao Laboratório Geológico de Preparação de Amostras – LGPA que foram os “*loci*” de boa parte dos trabalhos. Ao pessoal de apoio, que além de elaborar todos os mapas e tratar dos bancos de dados, participaram de todas as etapas da confecção das notas explicativas: Evânia Alves da Silva, Thiago Racca, Mario Franklin e Bruno Tavares. Além da equipe locada no projeto, citamos alguns nomes que facilitaram o bom andamento das atividades, tais como: Rosalva Coelho, Miguel Archanjo e Jorge (LGPA), Walter Agripino e Walter Maciel (motoristas), Mirian Marques e Egberto Almeida (administração financeira). Aos alunos do curso de Geologia que participaram de trabalhos de campo, disciplinares ou não, estimulando os pesquisadores com suas questões mais inesperadas. Aos instrutores do curso sobre SIG em Geologia, Marcos Moreira, José Domingos e Ivete Almeida que passaram todos os sábados de Janeiro de 2007, e mais alguns, nas dependências do LET para elevar o nível de conhecimento da equipe responsável pela Cartografia Geológica Digital, sempre com competência e bom humor. Ao Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, DRM-RJ, parceiro nesta empreitada, que foi muito além de uma mera participação, disponibilizando seus dados, materiais e pessoal para o projeto.

RESUMO

A Folha Macaé está situada na região das baixadas litorâneas do Estado do Rio de Janeiro. Na sua porção noroeste está situada a escarpa da Serra do Mar, denominada localmente Serra de Macaé. Na sua porção litorânea situam-se áreas baixas e de cordões litorâneos, protegidos pelo Parque Nacional de Jurubatiba. As cidades de Macaé e Rio das Ostras concentram um forte polo turístico e industrial.

Duas entidades tectônicas e geocronológicas distintas ocorrem na Folha Macaé: o Terreno Cabo Frio, representado pelo Complexo Região dos Lagos, e o Terreno Oriental, representado pelos metassedimentos do Grupo São Fidélis e por rochas granitóides intrusivas e anatóticas. O Enxame de Diques da Serra do Mar se mostra em diques de expressivas espessuras, chegando a centenas de metros, e direção N60E. Ocorrem preferencialmente no domínio das rochas supracrustais do Grupo São Fidélis, na porção NW da folha. Uma expressiva área de afloramentos da cobertura sedimentar cenozóica se distribui pela folha, em especial próximo à costa.

O Complexo Região dos Lagos é composto por rochas ortoderivadas, de origem plutônica, e metamorfizadas em grau forte, no limite das fácies anfíbolito alto e granulito. Três unidades de mapeamento foram individualizadas: os ortognaisses granodioríticos a tonalíticos, o Granito Araruama e as rochas metabásicas. São rochas datadas no paleoproterozóico (2.03 a 1.96 Ga) e consideradas como parte de um arco magmático tipo andino. Idades do metamorfismo e da deformação dúctil principal indicam evento orogênico no Cambriano (525-518 Ma), que colocou as rochas do Complexo Região dos Lagos sobre as rochas metassedimentares neoproterozóicas do Grupo São Fidélis, através de falha de empurrão de baixo ângulo, a Zona de Cisalhamento Serra do Segredo.

O Grupo São Fidélis é constituído por protólitos sedimentares de predominância pelítica a arenítica. A deformação e o metamorfismo dificultam a análise estratigráfica, bem como a delimitação de sequências. O metamorfismo de grau forte gerou intensa fusão parcial nesses metassedimentos, gerando uma profusão de veios leucossomáticos e a formação de extensas áreas de afloramento de granitóides anatóticos (Suítes Imbé e Cordeiro). Este grupo foi separado em duas unidades: kinzigitos e (sillimanita)-biotita gnaisses. Os kinzigitos afloram na porção mais a NW da folha e se encontram sotopostos à unidade dos (sillimanita)-biotita gnaisses. Forma um relevo montanhoso com altitudes próximas a 1000m, entremeadas a vales de fundo chato, geralmente, com cotas abaixo de 100m. Nesta unidade se desenvolvem os corpos das suítes Imbé e Cordeiro. A unidade dos (sillimanita)-biotita gnaisses, de forma contrastante, aflora mais próximo à costa e apresenta afloramento intensamente intemperizados, em relevo arrasado com colinas arredondadas de baixa declividade.

As suítes Imbé e Cordeiro afloram nos picos mais altos da folha, em geral, com alta declividade. São corpos alinhados ao trend da foliação NE-SW. A Suíte Imbé é constituída por rochas mesocráticas foliadas com textura porfirítica, enquanto que a Suíte Cordeiro é constituída por leucognaisses foliados, geralmente ricos em granada relicta.

A área estudada é fortemente estruturada pela tectônica dúctil e rúptil. A Zona de Cisalhamento Serra do Segredo tem direção NE e separa rochas paleoproterozóicas de rochas neoproterozóicas, através de falha de empurrão para NW. Esta, por sua vez, é segmentada pela Falha de Macaé, uma importante descontinuidade registrada em campo e também pelos mapas magnéticos e gamaespectrométricos. Esta falha tem direção NW e deslocamento oblíquo normal-destral. Em mapa a Falha de Macaé desloca o traço da Zona de Cisalhamento Serra do Segredo para o mar, em direção à Baía de Campos. Um conjunto de falhas e fraturas de direções predominantes NE, E-W, N-S e NW criam uma compartimentação em blocos rebaixados e soerguidos, fazendo alternar áreas de relevo abrupto e encostas nuas com áreas de relevo arrasado e espesso manto de intemperismo.

Os recursos minerais da Folha Macaé relacionam-se principalmente com rochas e minerais industriais empregados na construção civil. A produção de águas minerais também assume um papel significativo na economia mineral da região.

ABSTRACT

This explanatory note approaches the Geological and Mineral Resources panorama of Macaé Sheet at the scale of 1:50.000, carried out by the Department of Regional Geology and Geotectonics of University of Rio de Janeiro State. The Macaé Region is located on the coastal plains of Rio de Janeiro State, approximately 180 km east of the capital. The relief exposed in the encompassing area is dominated by mountains and alluvial plains, close to the coastal line. The Serra do Mar Ridge, locally named Macaé Ridge, dominates the NW portion of the area, and the low lands on the coastal region. Part of the shore is a protected area by the Jurubatiba National Park.

Two different tectonic/geochronological units are observed in the Macaé Map: The Cabo Frio Terrane is represented by the Região dos Lagos Complex, and the Oriental Terrane, represented by the São Fidélis Group and by anatectic or intrusive granitoid rocks. The Serra do Mar Dike Swarm is represented by dykes of remarkable thicknesses (up to hundreds of meters), and trending N60E. These dykes occur predominately intruding the supracrustal rocks of the São Fidélis Group, on the NW portion of the map.

The Região dos Lagos Complex is composed by igneous rocks, of plutonic nature, metamorphosed on high amphibolite/granulite facies. Three mapping units were individualized: granodioritic to tonalitic orthogneisses, the Araruama Granite and metabasic rocks. Those rocks are dated as paleoproterozoic (2.03 to 1.96 Ga), and interpreted as part of an Andean-type magmatic arc. The ages of the metamorphism and the ductile deformation point to a main orogenic event during the Cambrian Period (525-518 Ma). This event have produced a tectonic pile, placing the Região dos Lagos Complex rocks over the neoproterozoic metasediments of the São Fidélis Group, by a low angle thrust fault named Serra do Segredo Shear Zone.

The São Fidélis Group is composed by sedimentary protoliths, predominately pelitic to arenitic in size. The deformation and metamorphism that affect these rocks difficult both the stratigraphical analysis and the sequence boundaries delimitation. The high metamorphic grade that affected these metasediments caused intense partial melting, generating a profusion of leucossomatic veins and anatectic granitoids (Imbé and Cordeiro Suites). The São Fidélis group was subdivided into two units: the kinzigites and the (sillimanite)-biotite gneisses. The kinzigites crop out on the northwesternmost portion of the area, and underlain the (sillimanite)-biotite gneisses unit. Those rocks create a mountainous relief, around 1000m high, intermixed with flat bottom valleys, not higher than 100m. The intrusive/anatectic rock bodies of the Cordeiro and Imbé suites are related to this unit. In a very distinctive manner, the (sillimanite)-biotite gneisses unit crops out close to the coastal plain areas, with a low hilly relief, and strongly weathered outcrops.

The Imbé and Cordeiro Suites crop out as the highest peaks of the area, generally with steep declivities. Those rock bodies are aligned NE-SW, coinciding with the foliation trend. The Imbé suite is composed of foliated mesocratic rocks, with porphiritic texture. The Cordeiro Suite is composed by foliated leucogneisses, rich in relict garnet contents.

The studied area is strongly structured by both ductile and brittle deformation. The Serra do Segredo Shear Zone is NE oriented, and separates the paleoproterozoic from the neoproterozoic rocks as a NW verging thrust fault. The Macaé Fault truncate is characterized by an important discontinuity recorded at the field and in aeromagnetic and gamma-spectrometry maps. This fault strikes NW, with a normal/dextral oblique displacement. In a mapping perspective, the Macaé Fault offsets the Serra do Segredo Shear Zone towards the sea and the Campos Basin. A set of faults and fractures of predominately NE, E-W, N-S and NW oriented generates a strongly compartmentalized array of fault blocks, alternating abrupt scarpments with lowlands.

The main mineral resources that occur in the Macaé Sheet area are the industrial minerals and rocks used for civil architecture. Mineral water production also plays an important role on the mineral economy of the region.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - BASE DE DADOS UTILIZADA	18
1.2 - HISTÓRICO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA MACAÉ	18
1.3 - ASPECTOS METODOLÓGICOS	19
1.3.1 - Cartografia Geológica.....	19
1.3.2 - Análise geomorfológica.....	20
1.3.3 - Análise petrográfica.....	20
1.3.4 - Levantamento de recursos minerais.....	21
2 – CONTEXTO REGIONAL	23
2.1 - CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO.....	23
2.1.1 - Síntese da evolução geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro.....	23
2.1.2 - A compartimentação geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro.....	25
2.1.3 - Compartimentação geomorfológica da Folha MACAÉ (1:100.000)	26
2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO	28
2.2.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana	28
2.2.2 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira	29
2.2.2.1 - Terreno Ocidental.....	29
2.2.2.2 - Terreno Paraíba do Sul	30
2.2.2.3 - Terreno Embu.....	30
2.2.2.4 - Terreno Oriental.....	30
2.2.2.5 - Terreno Cabo Frio	31
2.2.3 - Quebra do Supercontinente Gondwana	31
2.2.4 - O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado	32
2.2.4.1 - Rochas Alcalinas.....	34
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	37
3.1 - INTRODUÇÃO.....	37
3.2 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA MACAÉ	38
3.3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS	39
3.3.1 - Unidades Paleoproterozóicas	39
3.3.1.1 - Complexo Região dos Lagos (PP3rl)	39
3.3.1.2 - Suíte Araruama (PP3rlar)	42
3.3.1.3 - Metagabro (PP3rlmb)	43
3.3.2 - Unidades Neoproterozóicas a Cambrianas.....	44
3.3.2.1 - Unidade São Fidélis - kinzigito - (NPsfkz)	45
3.3.2.2 - Unidade São Fidélis - (sillimanita)-biotita gnaisse - (NPsfbgn)	45
3.3.2.3 - Unidade Trajano de Morais (NP3gamma1tm)	48
3.3.2.4 - Suíte Imbé (NPgamma12im).....	49
3.3.2.5 - Leucognaisses do Domínio Costeiro (NP3gamma2lgnco)	51
3.3.3 - Unidades Fanerozóicas	51
3.3.3.1 - Diques máficos (K1betasm).....	52
3.3.3.2 - Brecha de falha (K2E1br)	52
3.3.3.3 - Grupo Barreiras (ENb).....	52
3.3.3.4 - Depósitos Colúvio-Aluvionares (Qca).....	53
3.3.3.5 - Cordões Litorâneos (Qcl).....	56
3.3.3.6 - Depósitos gravitacionais (talús)(Qt).....	56
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL	57
4.1 - INTRODUÇÃO.....	57
4.2 - PROCEDIMENTOS E MÉTODOS DA ANÁLISE ESTRUTURAL	57
4.3 - ANÁLISE DE LINEAMENTOS DE RELEVO E MAGNÉTICOS.....	59
4.3.1 - Lineamentos de relevo	59
4.3.2 - Lineamentos magnéticos.....	61

4.4 - DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIIS	62
4.4.1 - Domínio Região dos Lagos	62
4.4.2 - Domínio São Fidélis I [(Sillimanita)-biotita gnaissse]	63
4.4.3 - Domínio São Fidélis II (kinzigito)	63
4.4.4 - Domínio Imbé	67
4.4.5 - Domínio Barreiras	67
4.5 - ANÁLISE GEOMÉTRICA COMPARATIVA ENTRE OS DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIIS	67
4.6 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL BRASILIANA	68
4.6.1 - Deformação D1	68
4.6.2 - Deformação D2	69
4.6.3 - Deformação tardia D3	70
4.7 - A ZONA DE CISALHAMENTO SERRA DO SEGREDO	70
4.8 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA	70
4.8.1 - Deformação do Cretáceo Inferior (Enxame de Diques Serra do Mar)	72
4.8.2 - Deformação do Cretáceo Superior-Paleógeno (Rifte Continental do Sudeste do Brasil)	72
4.8.3 - Deformação do Neógeno (Neotectônica)	73
5 - LITOGEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb	75
5.1 - BREVE HISTÓRICO	75
5.2 - LITOGEOQUÍMICA	75
5.2.1 - Introdução	75
5.2.2- Geoquímica dos elementos maiores	75
5.2.3- Geoquímica dos elementos terras raras	80
5.2.4- Ambientes Geotectônicos para os Ortognaisses do Complexo Região dos Lagos	81
5.2.5- Discussão	81
5.3- GEOCRONOLOGIA U-PB	82
5.3.1- Introdução	82
5.3.2- Coleta e preparação:	82
5.3.3- Análises espectrométricas	82
5.3.4- Resultados	82
5.3.5- Discussão	83
6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA	85
6.1 - INTRODUÇÃO	85
6.2 - PALEOPROTEROZÓICO: ARCO MAGMÁTICO (2.06 A 1.96 GA)	85
6.3 - NEOPROTEROZÓICO: SUCESSÕES DE MARGEM ATIVA - GRUPO SÃO FIDELIS	85
6.4 - NEOPROTEROZÓICO: ARCOS MAGMÁTICOS	85
6.5 - CAMBRIANO: GRANITÓIDES RELACIONADOS A EPISÓDIOS DE COLISÃO CONTINENTAL.	86
6.6 - EOPALEOZÓICO: COLAPSO OROGÊNICO	86
6.7 - CRETÁCEO INFERIOR: REATIVAÇÃO TECTÔNICA RÚPTIL	86
6.8 - CRETACEO SUPERIOR-PALEÓGENO: O GRABEN DE BARRA DE SÃO JOÃO E AS INTRUSÕES AL-CALINAS	86
6.9 - NEÓGENO: REARRANJO TECTÔNICO - O GRUPO BARREIRAS E A DEFORMAÇÃO RÚPTIL ASSO-CIADA	86
7 - RECURSOS MINERAIS	87
7.1 - INTRODUÇÃO	87
7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA	87
7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS	90
7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS	91
8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	93
8.1 - CONCLUSÕES	93
8.2 - Recomendações	93
REFERÊNCIAS	95

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA MACAÉ

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

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

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

A folha Macaé (escala 1:100.000, SF.24-Y-A-I) localiza-se na região norte fluminense (figura 1.1), entre as latitudes de 22° e 22°30' S, e os meridianos de 41°30' e 42° W. Abrange os municípios de Macaé, Conceição do Macabu, Carapebus, Rio das Ostras, Casimiro de Abreu, Trajano de Moraes, Santa Maria Madalena, Campos e Quissamã no Estado do Rio de Janeiro.

Macaé é acessível a partir da BR-101, distando 180 Km do Rio de Janeiro e 110 km de Campos-RJ.

Os sambaquis encontrados na Praia de Imbetiba comprovam que esta região já era povoada por tribos indígenas, milhares de anos atrás.

Quando os primeiros colonos chegaram ao local encontraram duas tribos rivais: os tamoios e os goitacás. As terras do atual Município faziam parte da Capitania de São Tomé, indo do Rio Itabapoana ao Rio Macaé.

O povoamento se iniciou em 1580 com a criação de uma missão de padres Companhia de Jesus (Jesuítas), que tinha finalidade de catequizar os indígenas que ocupavam a região.

Em 1634, os Jesuítas fundaram uma fazenda agrícola, às margens do rio Macaé e próxima ao Morro de Sant'Ana. Com o passar dos anos, essa propriedade ficou conhecida como Fazenda de Macaé ou Fazenda do Sant'Ana.

Assim nasceu Macaé.

Em 1813 o vilarejo foi elevado a Município, e em 1846 a Vila de Macaé passou a condição de Cidade. A economia, naquele tempo, baseava-se na cultura e produção açucareira e cafeeira.

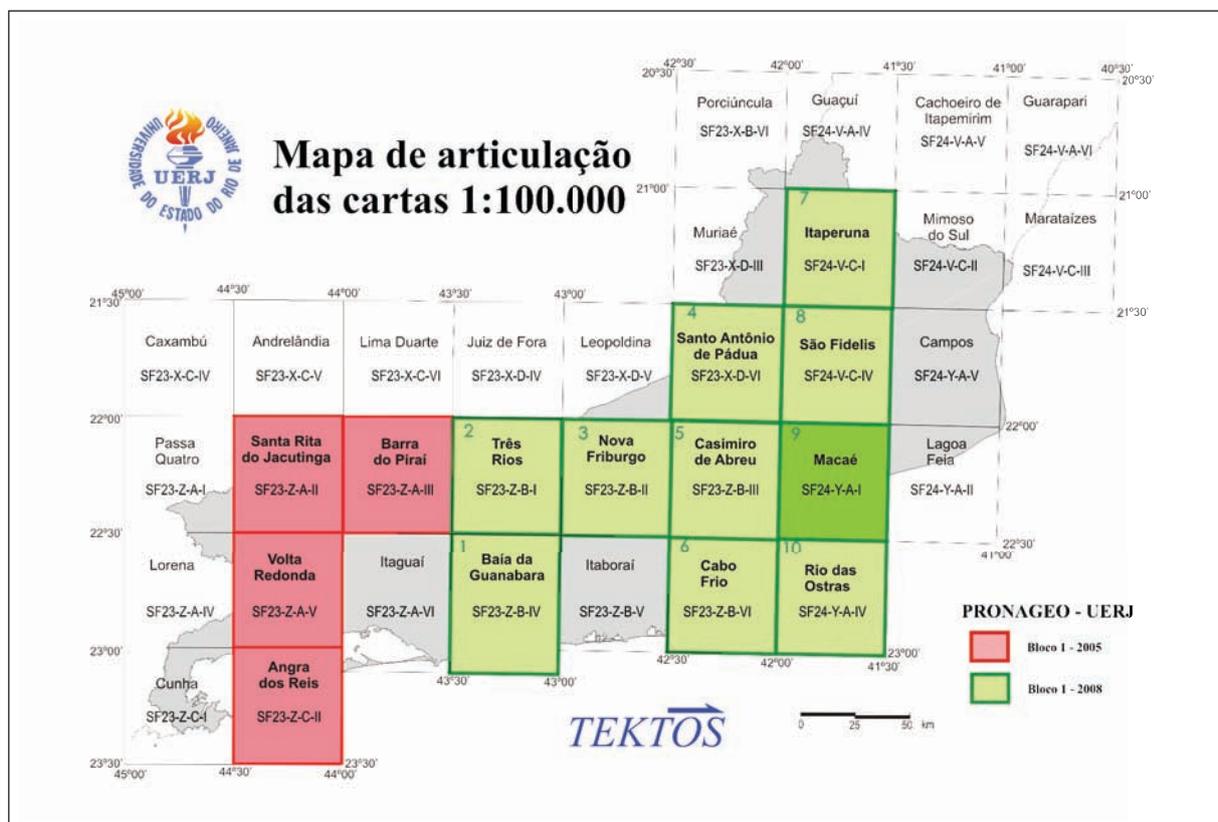


Figura 1.1 – Localização da Folha Macaé no contexto do Convênio UERJ-CPRM- Pronageo Fase 2

Essa economia baseada na agricultura perdurou até 1974, quando a Petrobras anunciou a descoberta de petróleo na Bacia de Campos, e escolheu Macaé para sediar sua unidade operacional.

O Município de Macaé, que até então permanecia rural, começou a sofrer profundas mudanças em sua economia e cultura, recebendo grande quantidade de pessoas de várias partes do país e do mundo, a fim de atender a crescente demanda desta cidade por mão-de-obra especializada. Mais de quatro mil empresas se instalaram no município e a população foi multiplicada por três - hoje são quase 200 mil habitantes.

Atualmente, o petróleo é maior força econômica de Macaé. O município tem a maior taxa de criação de novos postos de trabalho do interior do estado, de acordo com pesquisa feita pela Federação das Indústrias do Rio de Janeiro (Firjan): 13,2% ao ano. A economia da cidade cresceu 600% desde 1997. Um levantamento elaborado em 2007 pelo IBGE demonstrou que o Produto Interno Bruto (PIB) per capita da cidade é de R\$ 36 mil/ano, 200% maior do que a média nacional.

1.1 - BASE DE DADOS UTILIZADA

O levantamento de dados geológicos para este projeto foi realizado entre 2008 e 2009. Neste período foram 35 dias de campo, com uma ou duas equipes atuando, nos quais foram levantadas 265 estações geológicas (pontos). Somando esses pontos aos levantados anteriormente (210) resulta em 475 pontos levantados pela equipe. Outras 233 descrições de afloramentos foram acrescentadas a partir do acervo do DRM, através da transcrição de fichas de descrição de afloramentos do Projeto “Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000. Folhas Renascença, Conceição de Macabu, Macaé, Dorés de Macabu, Carapebus e Cabiunas”, executado por DRM-RJ/TRISERVICE em 1981. A tabela 1.1 mostra uma síntese das fontes de dados utilizadas.

1.2 - HISTÓRICO DO CONHECIMENTO GEOLÓGICO DA FOLHA MACAÉ

Os trabalhos sistemáticos de levantamento geológico na porção litorânea e serrana do estado do Rio de Janeiro se iniciaram com Georges Frédéric Rosier na década de 50 (Rosier 1957, 1965), que identificou duas faixas de rochas de idade precambrianas e as denominou: Faixa Maricá (próximo a Conceição do Macabú) e Faixa Saquarema - Cabo Frio (próximo às cidades de Cabo Frio e Macaé).

Desde então, a área estudada foi tectonicamente enquadrada nos seguintes contextos: Domínio Litorâneo do Cinturão da Ribeira (Cordani 1971 e 1973), Cinturão Móvel Atlântico (Fyfe & Leonardos 1974), Faixa Pré-Cambriana Costeira (Fonseca *et al.* 1979), Cinturão Móvel Costeiro (Cordani e Brito-Neves 1982), Complexo Costeiro (Hasui e Oliveira 1984), Domínio Costeiro (Campos Neto e Figueiredo 1990) e mais recentemente Bloco Cabo Frio (Fonseca *et al.* 1998) e Domínios Costeiro e Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2000; Schmitt 2001; Heilbron & Machado 2003; Heilbron *et al.* 2008).

Os primeiros trabalhos de mapeamento geológico sistemático começaram a ser publicados na década de 80, tanto em escala regional (Machado Filho *et al.* 1983 - RadamBrasil), quanto em escala de semi-detalhe (Projeto Carta geológica do Estado Rio de Janeiro), coordenado pelo DRM/RJ. Neste projeto de integração, a folha Macaé ficou a cargo de Benedito de Souza Gomes (Gomes *et al.* 1981).

Em 2000, o Serviço Geológico Nacional (CPRM) publicou o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:500.000 (Silva & Cunha 2001), que integrou dados provenientes de levantamentos geológicos em escalas de detalhe e semi-detalhe, associado à novas datações isotópicas U-Pb. O levantamento geológico executado para a elaboração do mapa da CPRM (1998-1999) contou com a participação de Fátima Dios, uma das autoras desta Nota Explicativa e do Mapa Geológico da folha Macaé. Esta autora iniciou então um trabalho sobre a evolução tectônica da área que envolve o Complexo Trajano de Morais e suas encaixantes (Dios, 2004), junto ao Grupo de Pesqui-

Tabela 1.1 – Principais levantamentos geológicos prévios na Folha Macaé

Ano	Autor/Órgão	Projeto	Referências
1981	DRM	Cartografia Geológica 1:50.000	Gomes et al. 1981
2000	CPRM	Cartografia Geológica 1:250.000	Silva & Cunha 2001
2001	Marcos Paulo Galvão de Souza	Iniciação Científica - UERJ	Relatório Interno
2004	Fatima Regina Blanco de Dios	Qualificação do Doutorado - UERJ	Dios, 2004
2008	Patrícia Cavalcante L. Martins	Monografia de Final de Curso	Relatório Interno
2008	Debora Marinho de Souza	Monografia de Final de Curso	Relatório Interno
2003	Samuel Magalhães Viana	Mestrado UERJ 2003	Viana et al. 2008
2009	Rubia Nascimento de Azevedo	Iniciação Científica - UERJ	Relatório Interno

sa em Geotectônica da Faculdade de Geologia da UERJ - TEKTOS/FGEL/UERJ.

Desde 1999, o TEKTOS vem realizando trabalhos no Precambriano do Norte Fluminense (Heilbron *et al.*, 2000; Almeida *et al.* 2002b; Heilbron & Machado 2003; Tupinambá *et al.* 2007; dentre outros) e enfocando o magmatismo toleítico e a tectônica rúptil mesozóico-cenozóica (Tetzner *et al.* 2001; Almeida *et al.* 2002a, 2003, 2004, 2005, 2008; Tetzner & Almeida 2002 e 2003; Rubim & Almeida 2003, 2004, 2007; Heilbron *et al.* 2004b, 2007; Dutra *et al.* 2005; Valente *et al.* 2005; Souza *et al.* 2006; Souza & Almeida 2007a, 2007b; Souza *et al.* 2008), também em parceria com a Petrobras em projetos de pesquisa enfocando a tectônica de bacias marginais do tipo rifte, como, por exemplo, a Bacia de Campos, adjacente *offshore* à folha Macaé.

1.3 - ASPECTOS METODOLÓGICOS

1.3.1 - Cartografia Geológica

Para a confecção do Mapa Geológico da Folha Macaé, a equipe de campo percorreu estradas pavimentadas e não pavimentadas, além de trilhas e caminhos, descrevendo afloramentos de rocha fresca, alterada ou coberturas aluvionares ou coluvionares. Foram coletadas amostras de rocha para o preparo de lâminas delgadas para análise petrográfica e para análises litogeoquímicas e geocronológicas (tabela 1.2).

Como material de apoio para a cartografia geológica de campo e por meio digital, a CPRM forneceu um conjunto de arquivos digitais, incluindo: imagem orbital GEOCOVER®; modelo digital de terreno (SRTM) 90 e 30m com apresentação em relevo sombreado com tons de cinza; recorte da Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; limites da Folha Nova Friburgo; planimetria ajustada à base GEOCOVER; mapas de interpretação geofísica em magnetometria e gamaespectrometria; banco de dados AFLORA.

A cartografia das estruturas e dos contatos entre unidades geológicas resultou das observações de campo, devidamente apontadas em mapas topográficos do IBGE na escala 1:50.000. A interpolação e extrapolação dos contatos e estruturas foram realizadas através da in-

terpretação geológica de imagens de satélite LANDSAT 7. Como critérios fotogeológicos foram utilizados: padrão de superfície em áreas aflorantes (convexo e liso para granitos, rugoso e estruturado para gnaisses); padrão de drenagem e coloração do terreno em coberturas eluvionares (intensidades de ravinamento, convexidade, drenagem de 1ª. e 2ª. ordem, cobertura vegetal).

Na interpretação fotogeológica, na seleção prévia de afloramentos e do planejamento dos caminhamentos foi utilizado intensamente o programa Google Earth v. 4.3., de julho 2008, com tamanho máximo da textura de 2048x2048 pixels. Até 2009, as imagens disponíveis neste programa eram LANDSAT e IKONOS; a partir de junho de 2009, passaram a ser fornecidas imagens SPOT (CNES).

A determinação dos limites das planícies aluvionares (Qca) foi feita em campo, quando possível. Quando realizada de forma remota, foram utilizados conjuntamente as imagens GEOCOVER e o espaçamento de curvas de nível dos mapas topográficos do IBGE 1:50.000, procurando-se minimizar a distorção entre eles, resultante da diferença de datum geodésico.

O levantamento de campo foi realizado, preferencialmente, a pé em seções perpendiculares à estruturação regional (perfis) ou seguindo os contatos litológicos previamente identificados. Quando encobertos ou inferidos os contatos foram traçados segundo critérios morfológicos (quebra de declividade de relevo, localização de talvegues, alinhamentos de serras, padrões de drenagem, morfologia de encosta, perfis de alteração intempérica), geofísicos (anomalias magnéticas ou gamaespectrométricas), ou mesmo de variações da cobertura vegetal.

A coleta de amostras foi realizada em função do objetivo (petrografia, microtectônica, geoquímica, geocronologia, recursos minerais). Dependendo do objetivo deu-se preferência a amostras que melhor representasse o litotipo predominante, ou a amostras de cada tipo ou subtipo litológico.

As medidas estruturais foram obtidas com bússolas Breithaup Kassel, modelo Cocla (tipo Clar), em notação "dip direction", onde se registra a direção da linha de maior mergulho do plano (mergulho) e a inclinação desta linha. Os dados estruturais foram tratados no aplicativo "Strereo Nett", da Universidade de Bochum (Alemanha).

Tabela 1.2 – Dados físicos da produção

Produtos	Quantidade
Afloramentos descritos	708
amostras coletadas	187
lâminas descritas	88
análises litogeoquímicas	20
análises geocronológicas	1
quilometragem percorrida no mapeamento	2800
número de ocorrências minerais levantadas	51

1.3.2 - Análise geomorfológica

As feições morfológicas foram delimitadas na escala 1:50.000 foram reconhecidas através da aplicação da metodologia introduzida por Meis *et al.* (1982, apud Silva 2002) e refinada por Silva (2002) e Silva *et al.* (2007), que consiste na realização do cálculo da amplitude altimétrica (Δh) dada pela diferença entre a altitude superior ($\Delta h_{m\acute{a}x}$) e a inferior ($\Delta h_{m\acute{i}n}$) para as bacias de drenagem de primeira e segunda ordem até sua confluência com a rede coletora, utilizando-se para tanto cartas topográficas. Após o cálculo dos valores de amplitudes altimétricas, foram reconhecidas e individualizadas bacias de drenagem de mesma classe através da delimitação de interflúvios e divisores. O mapa apresentados reflete o grau de encaixamento fluvial ou entalhamento erosivo das encostas além de destacar íntima variações lito-estruturais e/ou tectônicas.

Para a delimitação de unidades mais suaves da paisagem considerou-se as rupturas de declive existentes entre as encostas e as áreas de baixo declive como critério de delimitação da área de acumulação ou retenção da sedimentação quaternária (planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas) com as demais feições em que predominam os processos erosivos ou de dissecação (colinas, morros, serras locais ou serras reafeiçoadas ou serras escarpadas).

As subdivisões das classes de amplitude altimétrica e suas respectivas associações às feições morfológicas utilizadas estão sintetizadas na tabela 1.3. Após a confecção dos cálculos para as cartas topográficas analisadas foi realizado o escaneamento, georreferenciamento, classificação manual dos polígonos das classes pré-definida.

Para a interpretação morfoestrutural e morfotectônica fez-se o uso de conceitos e métodos da Geomorfologia Tectônica e da Geologia Estrutural, desenvolvidos e utilizados por autores como Bull & Wallace, 1985; Mayer (1986); Summerfield, 1987,

1988; Stewart & Hancock, 1994; Cox, 1989; Keller & Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank & Anderson, 2001. Entre vários procedimentos, destacam os mapeamentos da rede de drenagem, dos lineamentos de drenagem e de relevo, dos lineamentos estruturais, ambos agrupados em diferentes direções denominadas de feixes de lineamentos (O'Leary *et al.*, 1976; Liu, 1987, Deffontaines & Chorowicz, 1991; Deffontaines *et al.*, 1993).

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

1.3.3 - Análise petrográfica

Os microscópios petrográficos utilizados se utilizam de luz polarizada e refletida, e possuem objetivas com aumentos de 2,5 a 60X, podendo ser das marcas Carl Zeiss ou Leitz. O corte de amostras e confecção de lâminas foi realizado no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ.

Os cortes efetuados nas amostras para a confecção das lâminas delgadas foram, sempre que possível, realizados perpendiculares à foliação principal e paralelo à lineação.

A identificação dos minerais seguiu os princípios da mineralogia ótica, baseado em cor, hábito, clivagem, ângulo de extinção, e propriedades observadas em luz conoscópica. A nomenclatura utilizada para texturas e para classificação da rocha procurou seguir os padrões internacionais, mas destaca-se que, em muitos casos, ainda não há consenso no uso de termos petrográficos.

Para a granulação de rochas adotou-se a classificação de Philpotts (1989): fina, minerais menores

Tabela 1.3 - Classes de Amplitude altimétrica para a definição dos compartimentos topográficos da Folha Macaé

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

que 1 mm; média, minerais entre 1 e 5 mm; grossa, minerais maiores que 5 mm. Para o índice de cor "M" (% de minerais máficos na rocha) foi adotada a classificação de Shand (1927) e Nockolds *et al.* (1978): hololeucocrático, $M < 5$; leucocrático, $M < 30$; mesocrático, $30 < M < 60$; melanocrático, $60 < M < 90$ e hipermelanocráticas, $M > 90$.

Em rochas com granulação fina e/ou feldspatos não geminados, com difícil determinação do tipo de feldspato, foi utilizada a técnica de corrosão ácida e tingimento, com apoio da equipe técnica do LGPA/ UERJ. Utilizou-se solução saturada de Amarante, solução saturada de cobaltonitrito de Sódio, Cloreto de Bário em solução, ácido fluorídrico 48% e acetona. Ao final do procedimento, o Amarante tingiu o plagioclásio de vermelho e o cobaltonitrito tingiu o k-feldspato de amarelo, enquanto que o quartzo permanece cinza.

1.3.4 - Levantamento de recursos minerais

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 co-

ordenadas 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.

2 – CONTEXTO REGIONAL

2.1 - CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO

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

O entendimento da evolução e dinâmica da paisagem no Estado do Rio de Janeiro nos faz remeter a eventos diretamente relacionados 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 Ribeira e da aglutinação do supercontinente Gondwana, entre o Neoproterozóico e o Cambriano (1Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, ocorreu intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior. Este evento se destaca como o mais importante evento definidor da paisagem cenozóica brasileira, em especial ao longo da porção costeira do sul e sudeste (figura 2.1), onde o processo foi mais intenso e gerou um intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989; Zalán, 2004 e outros). O am-

plio arqueamento crustal inicial foi sucedido pelos processos de rifteamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformas e do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini, 1989). Nesse contexto, ressalta-se que a elaboração dessa paisagem, tanto em escala regional como local, foi estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos pré-Cambrianos de direção NE (Almeida, 1976; Hasui *et al.*, 1977, 1978; Riccomini *et al.*, 2004; Sadowski & Campanha, 2004), que se ramificam por mais de 2.000 km de extensão entre os estados da região Sul até o Sudeste, reativados como falhas no Cretáceo e no Cenozóico. Assim, a compartimentação do relevo bem como a dinâmica fluvial encontram-se controladas preferencialmente por tais estruturas, bem como de outras subsidiárias de direções E-W, N-W e N-S.

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, os intervalos de relativa calma tectônica que os sucederam foram fundamentais para que as forças erosivas ou denudacionais esculpisse a paisagem. De maneira geral, a alternância entre eventos tectônicos e fases de quiescências, desde o Mesozóico culminou no que hoje compõe a paisagem da porção costeira do

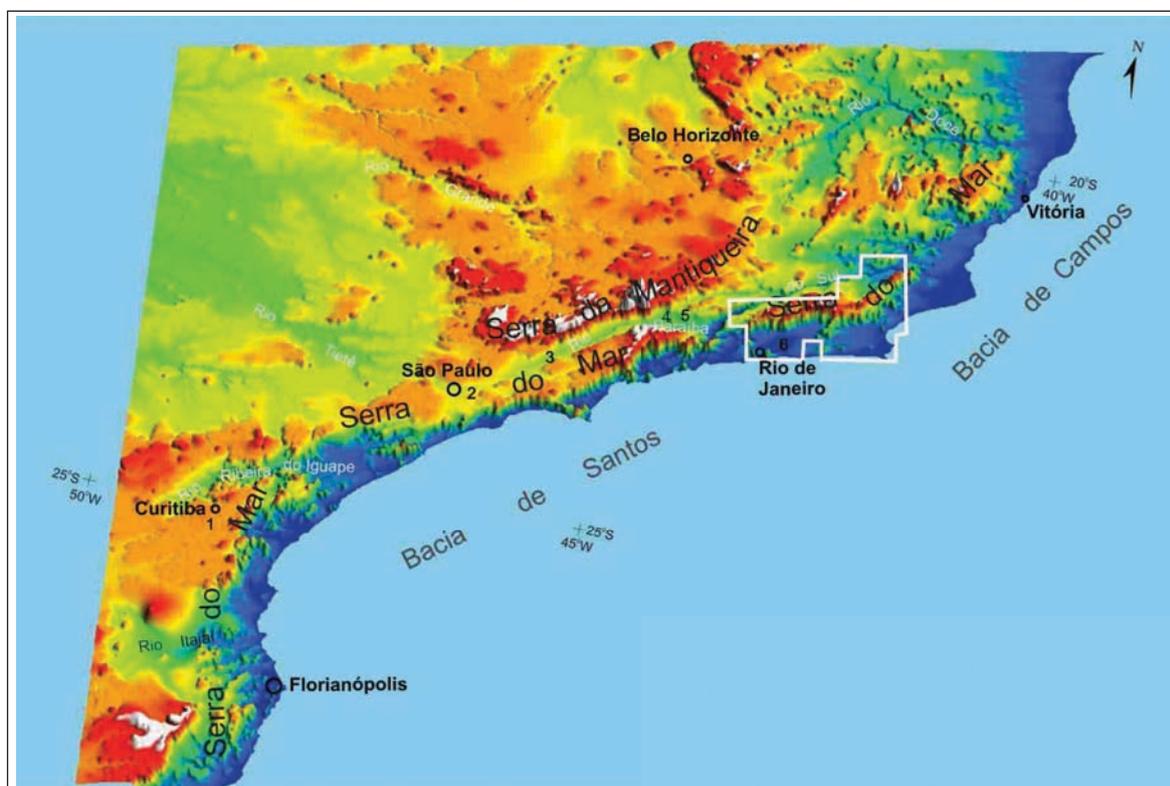


Figura 2.1 – Configuração regional do Planalto Atlântico destacando o relevo mesozóico-cenozóico das serras do Mar e da Mantiqueira e algumas bacias sedimentares do Rifte Continental do Sudeste do Brasil (1-Curitiba; 2-São Paulo; 3-Taubaté; 4-Resende; 5-Volta Redonda; 6-Baía da Guanabara). Em destaque a área aproximada do programa PRONAGEO/2008-CPRM 17/PR/2007 – UERJ

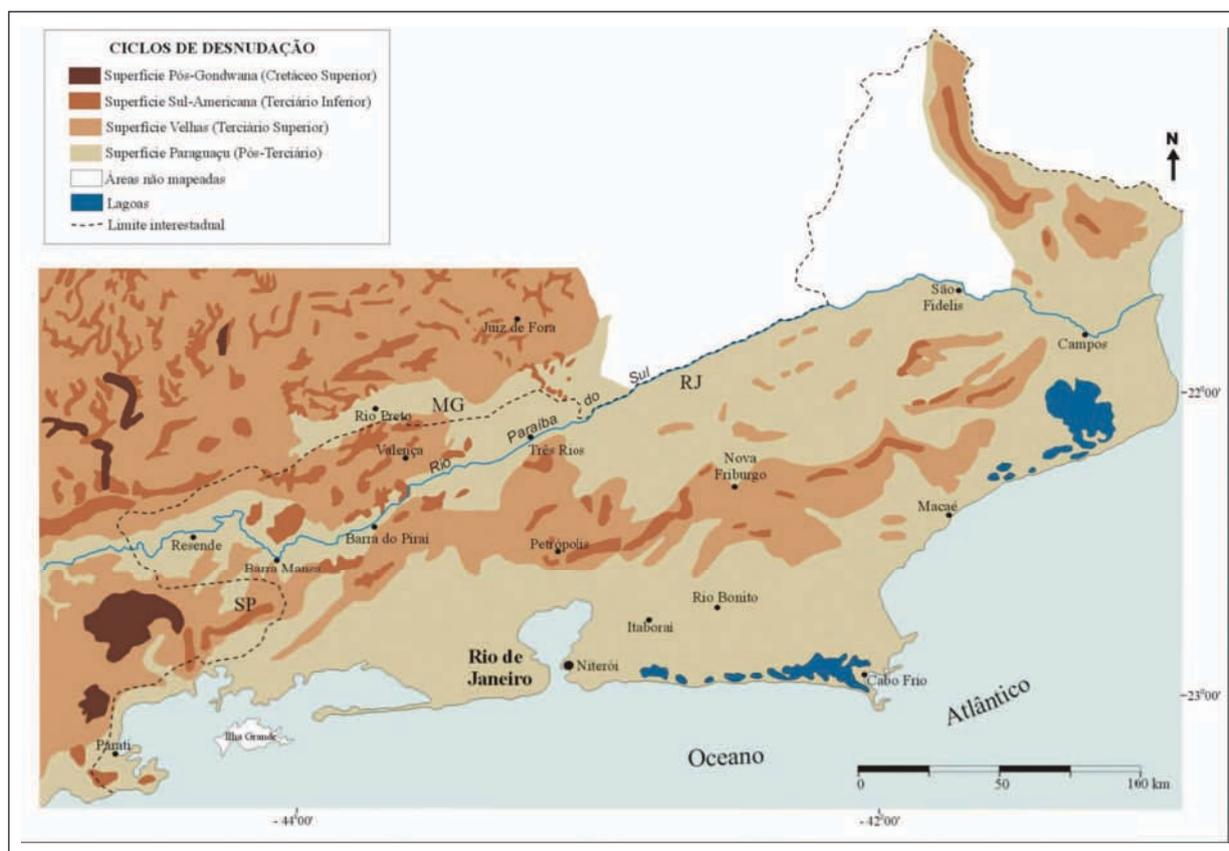


Figura 2.2 – Superfícies de aplainamento propostas para o Estado do Rio de Janeiro (modificado de KING, 1956)

sul e sudeste do Brasil. Os testemunhos mais contundentes destas longas fases erosivas são as superfícies de aplainamento ou erosivas que truncam o embasamento rochoso e os sedimentos que preenchem as bacias sedimentares continentais e plataformais.

As superfícies de aplainamento no estado do Rio de Janeiro tiveram suas primeiras classificações propostas por autores como Moraes Rego (1932), Martonne (1943), Ruellan (1944), Freitas (1951) e King (1956), sendo esse último o mais discutido. De acordo com King (1956) essas superfícies (figura 2.2) seriam individualizadas em Pós-gondwana, no Cretáceo, Sul-Americana, no Paleoceno, Ciclo Velhas, no Mioceno e Ciclo Paraguaçu. As superfícies de aplainamento têm sido reconhecidas como elementos fundamentais das paisagens continentais, embora muitos aspectos teóricos associados a sua gênese sejam ainda controversos. Atualmente, dados geocronológicos através de Traços de Fissão e Ar/Ar, têm colaborado com o entendimento das superfícies no Planalto Atlântico, reconhecendo fases de soerguimentos tectônicos seguidas de quiescências e intensa denudação ao longo do Mesozóico e do Cenozóico. (Tello et al., 2003; Hadler et al., 2001; Hackspacher et al., 2003; Carmo & Vasconcellos 2004, 2006; Eirado-Silva et al., 2007).

Adentrando ao período geológico do Quaternário, as variações climáticas ocorridas foram responsáveis por um significativo reafeiçoamento da morfologia regional, esculpindo colinas e morros que caracterizam a morfologia de “mar de morros”

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

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

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

Silva (2002) reconheceu distintos compartimentos geomorfológicos através da articulação entre os aspectos geomorfológicos e geológicos. Estes compartimentos foram delimitados pelos dados de orientação e contigüidade espacial, levando à identificação dos grandes conjuntos de formas de relevo que estão associados às principais estruturas geológicas regionais denominadas de Domínios Morfoestruturais. Sendo assim, foram definidos dois grandes domínios: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Cenozóicas (figura 2.4). Para estes domínios foram, ainda, identificadas diferentes feições de relevo que, devidamente, agrupadas levaram a novos recortes no terreno e que possui significado morfoestrutural, sendo denominadas de Regiões Morfoestruturais, ou apenas compreendem formas de relevo de gêneses distintas.

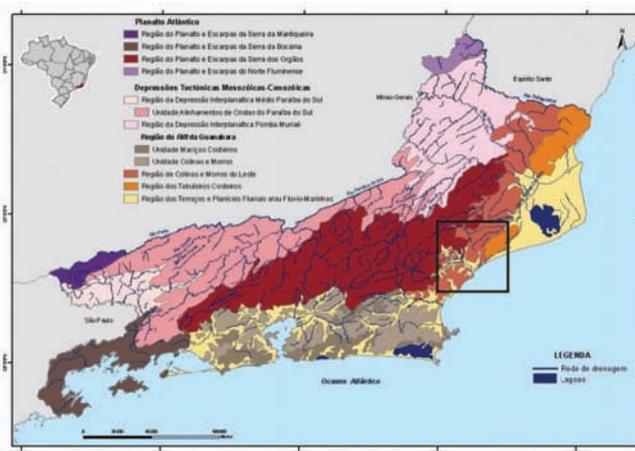


Figura 2.4 – Domínios morfoestruturais para o estado do Rio de Janeiro (Silva, 2002)

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

carpas, referentes a rampas ou aclives de terrenos que estão localizados nas bordas de Planalto.

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

Foram, ainda, reconhecidas e delimitadas as Regiões de Colinas e Morros do Leste Fluminense, dos Tabuleiros Costeiros e dos Terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas, que se referem a feições de significativas extensões do terreno, relativamente planos, onde os processos de agradação superam os de degradação.

2.1.3 - Compartimentação geomorfológica da Folha MACAÉ (1:100.000)

A folha Macaé está localizada no mapa de Domínios Morfoestruturais proposto por Silva (2002) no domínio morfoestrutural Região do Rift da Guanabara (figura 2.4), com a ocorrência da Região de Colinas e Morros, dos Tabuleiros Costeiros e Região dos Terraços e Planícies Fluviais e Flúvio-Marinhas (figura 2.5a), caracterizadas por feições mais suavizadas do estado do Rio de Janeiro e na porção mais interiorana pela ocorrência de feições mais íngremes correspondentes a Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos.

Neste trecho do estado foram mapeadas as cartas de Conceição de Macabu, Carapebus, Macaé e Cabiúnas na escala 1:50.000 (IBGE), com controle de campo para checagem das feições reconhecidas em gabinete. As feições morfológicas de maior significado areal são as feições de colinas com topos suaves na parte central e NE, junto ao litoral, e que correspondem parcialmente à cobertura sedimentar da Formação Barreiras que se apresentam bastante entrecortada pela dissecação erosiva (figura 2.5b).

Muitos vales fluviais e bordas dos compartimentos geomorfológicos coincidem com estruturas geológicas reconhecidas (falha encoberta e falhas ou fratura aproximada), demonstrando que mesmo nesta área de relevo rebaixado há a influência do controle geológico na modelagem da paisagem

(figura 2.6a). As serras locais se distribuem em diferentes pontos da folha analisada e possivelmente demonstra aspecto ligado a maior resistência litológica. A área correspondente a feições de serras escarpadas, localizadas a WNW corresponde ainda à

elevação da serra do Mar, localmente denominada de Serra de Macaé (figura 2.6b), que nesta área se encontra bem retrabalhada pela dissecação erosiva resultando no aspecto entrecortado de seus limites físicos.

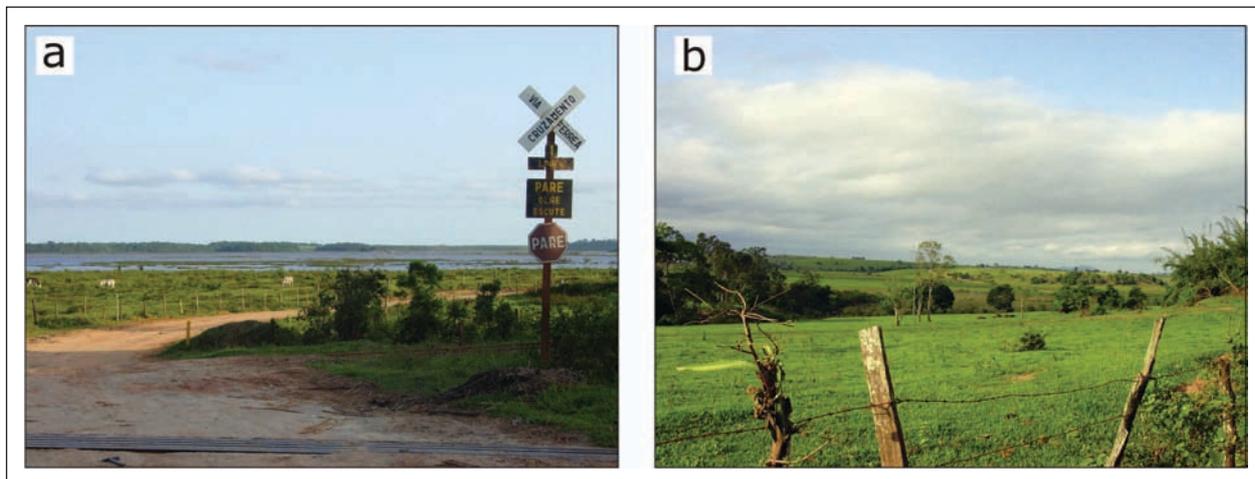


Figura 2.5 – Domínio morfoestrutural das planícies costeiras. (a) aspecto dos terraços e planícies fluviais e/ou fluviomarinhas (Rio Macabu), em época de cheia, com vastos alagadiços; (b) aspecto dos tabuleiros costeiros, relacionados a depósitos terciários do Grupo Barreiras, mostrando colinas e baixo desnivelamento topográfico, topos planos e drenagem encaixada

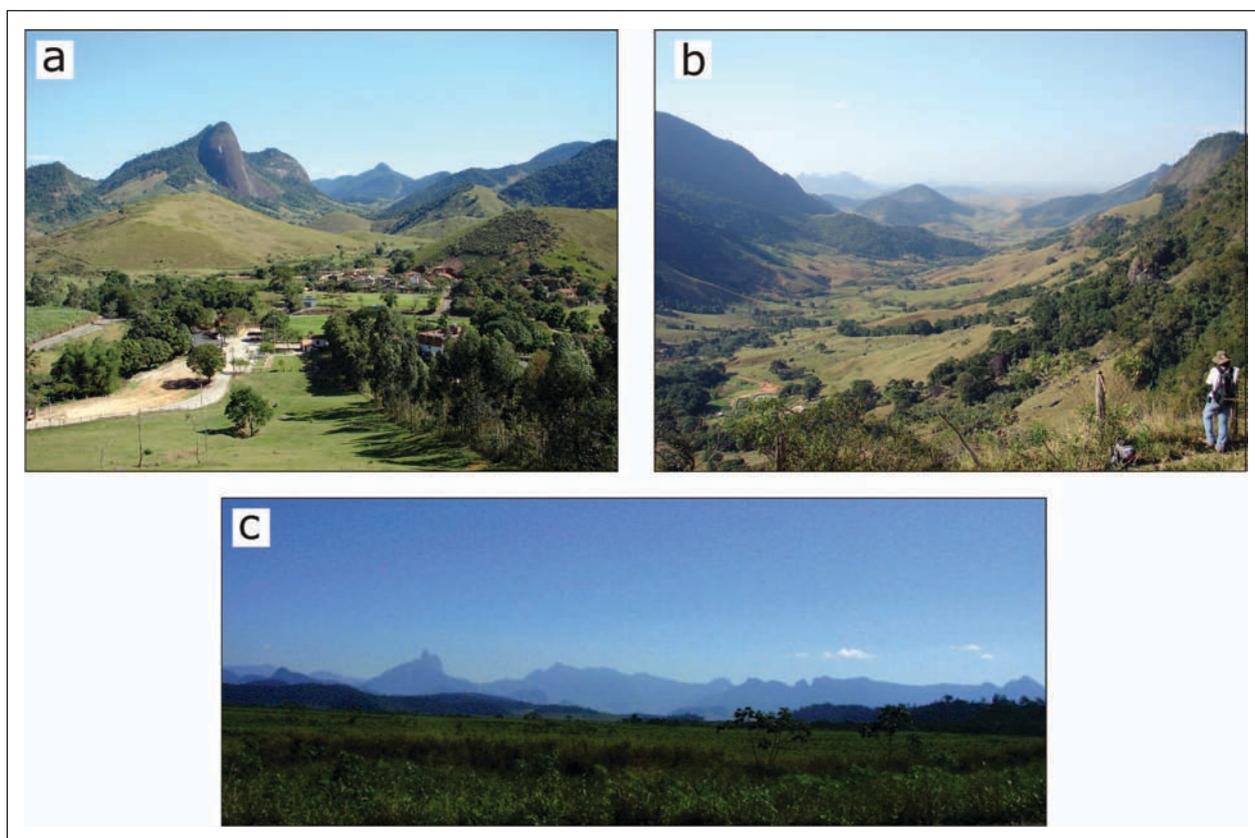


Figura 2.6 – Região montanhosa da Folha Macaé. (a) alinhamento de cristas e serras controladas por estruturas rúteis; (b) vale do Rio Santa Catarina, controlado por dique básico mesozóico; (c) vista dos contrastes topográficos da Folha Macaé, ao fundo a Serra de Macaé, onde se destaca o Pico do Frade à esquerda (Folha Casimiro de Abreu)

2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Três episódios tectônicos marcantes estão registrados na região sudeste brasileira. O primeiro, registrado em 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 à ruptura do supercontinente, a abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das bacias marginais petrolíferas de Espírito Santo, Campos e Santos. O terceiro episódio resultou em importante reativação tectônica da margem sudeste brasileira, resultando na implantação do sistema de Riftes do Sudeste, contemporâneo ao extensivo magmatismo de caráter alcalino de idade Eocretácea a Eocênica.

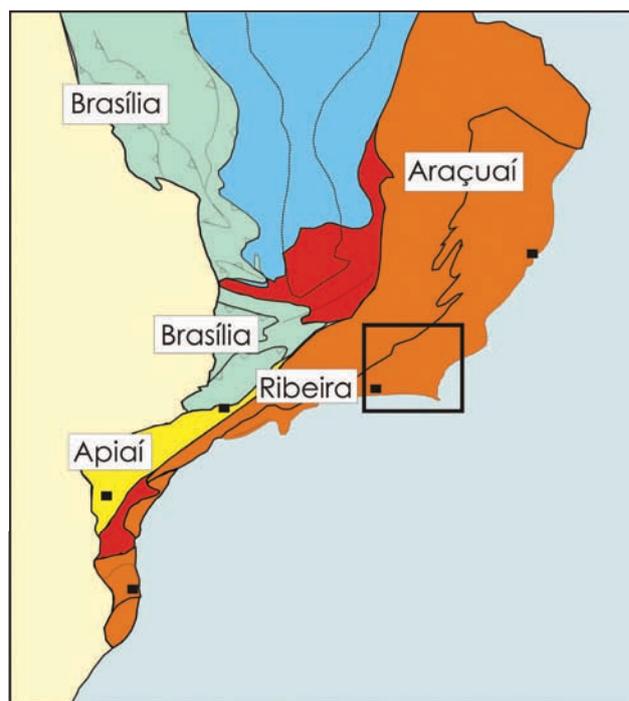
2.2.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana

O embasamento cristalino da região sudeste brasileira é parte de um importante cinturão orogênico que se estende paralelamente ao litoral, denominado de Faixa Ribeira, que por sua vez integra um sistema orogênico maior, incluso na Província Mantiqueira, Almeida (1977, 1981 - figura 2.7).

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 paleo-continente (crátons) 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 Brasileira-Panafricana durante o Neoproterozóico–Cambriano, com últimos estágios no Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.* 2008). A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves (figura 2.7 - Heilbron *et al.* 2004a).

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 compreende quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (figura 2.8, Heilbron *et al.* 2000, 2004a, 2008; Trouw *et al.* 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexa-



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

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

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, 2004b; Heilbron & Machado 2003).

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

- Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga ;
- Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem sequências de margem passiva (aberr-

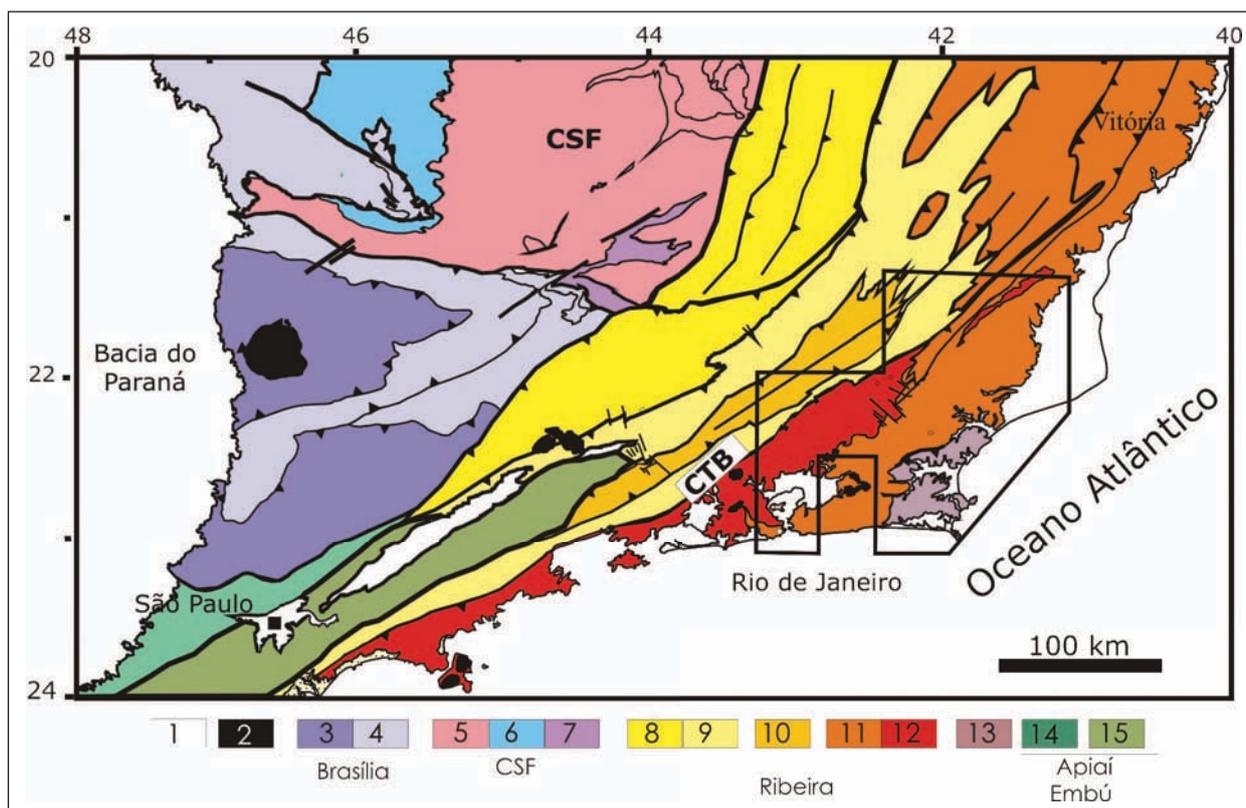


Figura 2.8 - Compartimentação tectônica da Região SE brasileira. Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9-Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12 Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11), 13- Terreno Cabo Frio. Dados de Heilbron et al., (2004a); Tupinambá et al (2007); Schmitt et al. (2004)

tura 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.

2.2.2 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

2.2.2.1 - Terreno Ocidental

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

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

O Terreno Ocidental é subdividido em dois domínios estruturais principais, Domínios Andrelândia e Juiz de Fora, que apresentam distintos estilos estruturais e associações litológicas. O Domínio Andrelândia é caracterizado por grandes dobras e empurrões de baixo a médio ângulo com vergência para NNW, que deformam a sequência 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 Megassequência 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 2000; Valeriano *et al.* 2004; Machado *et al.* 1996a; Heilbron *et al.* 2000, 2004).

2.2.2.2 - 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) sequência 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).

2.2.2.3 - 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 & Caby 2000; Heilbron *et al.* 2004a).

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.* 1996; 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).

2.2.2.4 - 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:

- Domínio Cambuci – composto por granada-biotita gnaisses com lentes de mármore e calcissilicáticas, onde os protólitos sedimentares destas rochas são interpretados como depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco.
- Domínio Costeiro – representa o ambiente onde se instalou o arco magmático da Faixa Ribeira, denominado de Complexo Rio Negro, sendo constituído também por paragnaisses pelíticos ricos em intercalações de quartzitos e calcissilicáticas. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro possuem afinidade calcialcalina e composição variando desde tonalítica até granítica, com enclaves dioríticos e gabróticos. 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.* 2007).
- 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 Oci-

dental, 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 plano-axial 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.

2.2.2.5 - Terreno Cabo Frio

Duas principais unidades estratigráficas ocorrem no Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.* 1982):

- ortognaisses paleoproterozoicos (ca. 1.9 Ga) com intrusões de anfíbolitos (Schmitt *et al.* 2004);
- e um conjunto mais novo formado por sucessão metassedimentar de alto grau composta de paragnaisses pelíticos a psamíticos com lentes de anfíbolitos 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.* 2004). Heilbron & Machado (2003) baseados em datações, localização geográfica e composição litológica (pelitos, carbonatos e basaltos) dessas sucessões, advogam que a sedimentação desta unidade pode estar 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.

2.2.3 - Quebra do Supercontinente Gondwana

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.* 2000). 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 NE, e o Enxame de Diques da Baía da Ilha Grande (EDBIG), de direção NNW (figura 2.9), 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.* (1994); Garda (1995); Corval (2004); Guedes *et al.* (2005); 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 2.9). Falhas normais e transcorrentes também se desenvolveram *onshore*, ao mesmo tempo em que as bacias marginais de Campos e Santos iniciavam sua implantação.

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 às 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.* 1998). Idades radiométricas 40Ar/39Ar apontam para idades do Cretáceo Inferior, principalmente, entre 145 e 126 Ma, e poucas outras do Cretáceo Superior (Amaral *et al.* 1966; Minioli *et al.*, 1971; Guedes *et al.* 2005; Corval inédito).

Dados radiométricos obtidos por Guedes *et al.* (2005), evidenciaram que alguns diques do Enxame da Baía da Ilha Grande–Resende é bem mais antiga (161 Ma e 193 Ma 40Ar/39Ar; Tabela 2.1) o que sugere que este magmatismo pode ter se iniciado no Jurássico, antes da fase rifte da abertura do Atlântico

co Sul. Estes diques toleíticos mais antigos, 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.

2.2.4 - 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, que originou o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida 1976) ou Rifte Continental do Sudeste do Brasil (RCSB; Riccomini 1989). Compreende uma faixa alongada e deprimida com cerca de 1000 Km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), no litoral fluminense. Nesta faixa encontram-se instaladas uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas, que podem ser agrupadas em três segmen-

tos (figura 2.10): 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 Macacú e Itaboraí no Graben da Guanabara, e o Graben de Barra de São João, na região submersa (Riccomini *et al.* 2004). A literatura vigente concorda que estas bacias se instalaram, principalmente, sobre descontinuidades pré-cambrianas (Riccomini *et al.* 2004; Zalán & Oliveira, 2005).

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 & Chang 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.

Tabela 2.1 – Idades radiométricas do enxame de diques da Baía da Ilha Grande–Resende

Amostra	Direção	Litotipo	LOI	Método	Material Analisado	Idade (Ma)
RE-II-10	N60W	Toleítico A	1.37	Ar-Ar	Plagioclásio	144±3
					Rocha Total	145±1
				K-Ar	Rocha Total	147±2
BP-M-127C	NS	Toleítico B	0.45	Ar-Ar	Plagioclásio	135±1
					Rocha Total	138±1
VR-288	NW	Toleítico B	1.44	Ar-Ar	Rocha Total	134±2
BAN-351	NNE	Toleítico B	1.15	Ar-Ar	Rocha Total	135±3
BP-M-664	NE	Fonolito	2.02	Ar-Ar	Plagioclásio	64±1
					Rocha Total	58.5±0.1
BP-IV-24a	Stock	Sienito	5.01	Ar-Ar	Plagioclásio	70±1
					Biotita	69±1
				K-Ar	Plagioclásio	86±2
RE-II-102a	N50W	Toleítico A	0.78	K-Ar	Rocha Total	161±2
RE-II-22	N40W	Toleítico A	1.16	K-Ar	Rocha Total	193±2
RE-II-39a	N45W	Lamprófito	4.93	K-Ar	Rocha Total	83±1
BP-III-65	NE	Fonolito	5.01	K-Ar	Rocha Total	64±2

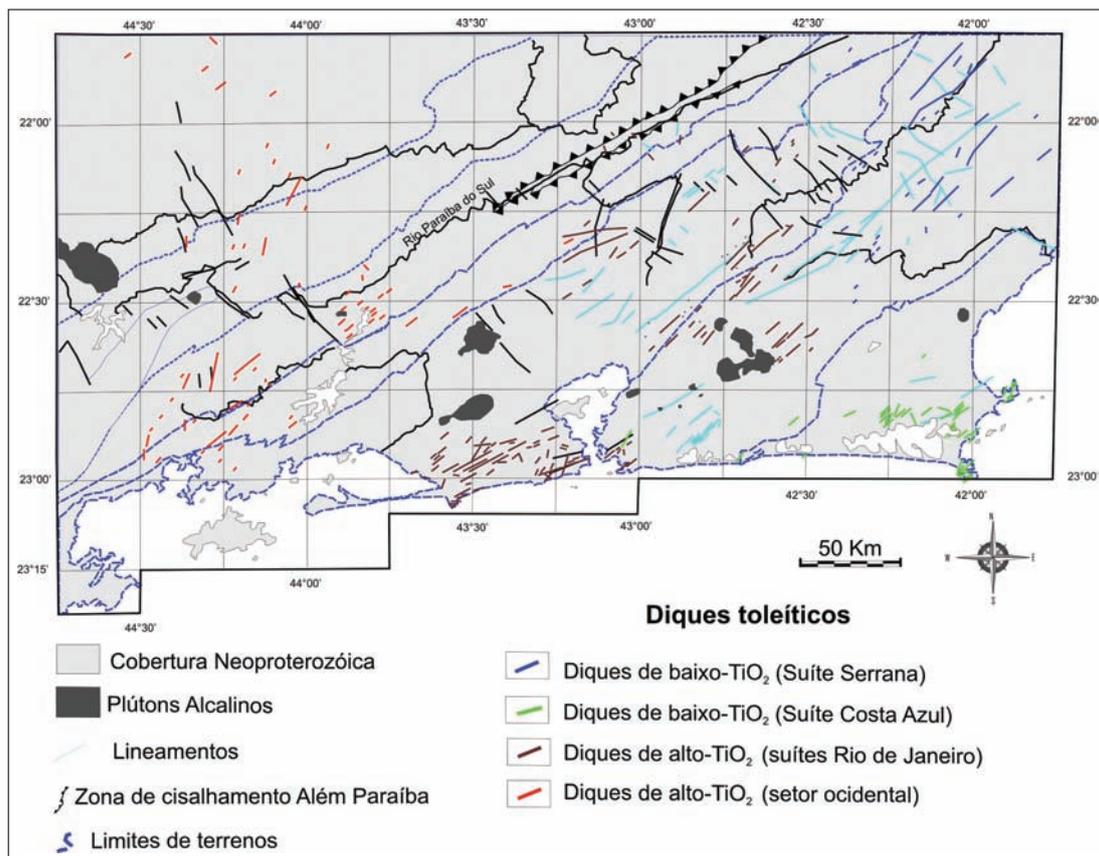


Figura 2.9 – Mapa dos enxames de diques toleíticos e as intrusões alcalinas

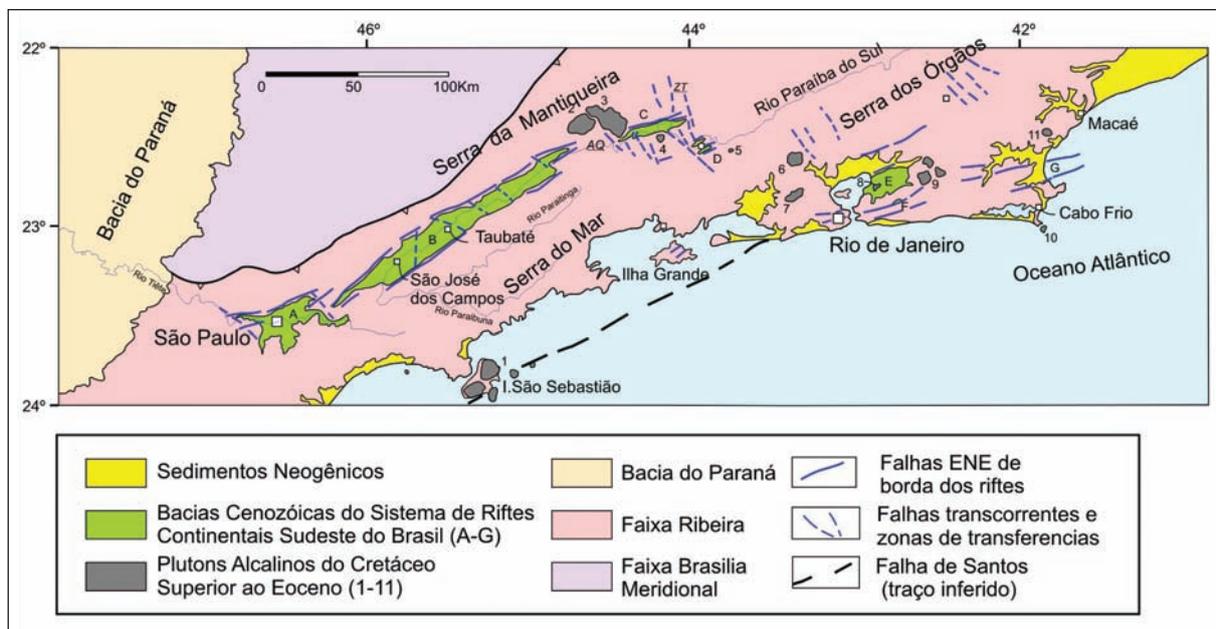


Figura 2.10 – Sistema de riftes do sudeste brasileiro. (A-G) Riftes e Bacias Cenozóicas; (A) Bacia de São Paulo, (B) Bacia de Taubaté, (C) Bacia de Resende, (D) Bacia de Volta Redonda, (E) Bacia do Macacu, (F) Bacia de Itaboraí, (G) Graben de Barra de São João. (1-11) Plútons Alcalinos; (1) São Sebastião, (2) Passa Quatro, (3) Itatiaia, (4) Morro Redondo, (5) Serra dos Tomazes, (6) Tinguá, (7) Mendanha, (8) Itaúna, (9) Rio Bonito, (10) Ilha de Cabo Frio, (11) Morro de São João

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 (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 1985) e de São Paulo (Melo *et al.* 1985), 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.* 2002a).

2.2.4.1 - Rochas Alcalinas

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasilei-

ra, 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 Magmaítico de Cabo Frio (Almeida 1984, 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 (figura 2.10).

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 Traquitos com idades entre 64 e 59 Ma. Já no Graben da Guanabara hialoclastitos fonolíticos da Bacia de Macacu forneceram idades Ar-Ar de 66 Ma (Ferrari 2001).

As rochas mais jovens estão representadas pelos os derrames de ankaramitos (alcalina ultramáfica), intercalados nos sedimentos das bacias de Volta Redonda e Itaboraí, com respectivamente, 48 Ma (Ar-Ar) e 53 Ma (K-Ar) (Riccomini & 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 *onshore* citadas acima.

A tendência dos corpos alcalinos relacionados ao Alinhamento Magmaítico 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 *offshore*: Bacia de Campos, arquipélago de Abrolhos, montes submarinos e na ilha de Trindade.

A passagem do *hot spot* de Trindade como é conhecido, seria também condicionado pelas reativações das zonas de transferências neocomianas da fase-rifte, que conduziriam os magmas mantélicos

(Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas a outra zona de transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001).

Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo, além de forte condicionamento estrutural pelas zonas de transferência NW, associada ao desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Macaé apresenta uma ampla variedade litológica e estrutural que inclui ortognaisses do embasamento paleoproterozóico, metassedimentos neoproterozóicos com intensa granitogênese, diques de diabásio/gabro mesozóicos e uma cobertura sedimentar cenozóica.

Os contatos entre as unidades litológicas são de caráter variado, podendo ser tectônicos por falhas de empurrão (zona de cisalhamento dúctil-rúptil) ou por falhas normais, intrusivos e/ou anatócticos, ou por discordância.

A figura 3.1 sintetiza os principais eventos tectônicos e de geração de rochas identificados na Folha Macaé.

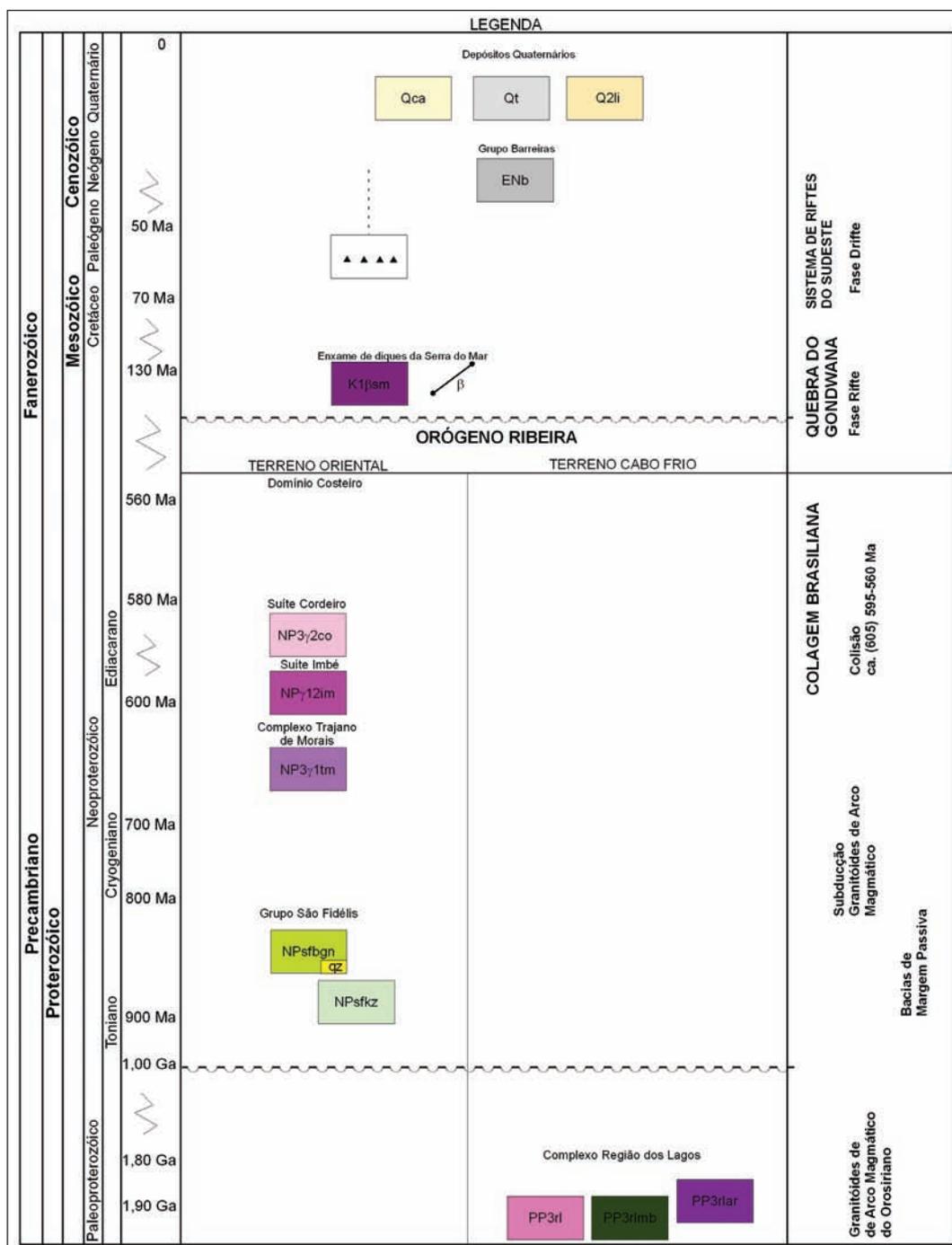


Figura 3.1 – Coluna tectono-estratigráfica mostrando os principais eventos tectônicos e de geração de rochas relacionados à Folha Macaé, 1:100.000. Extraído da legenda do Mapa Geológico que acompanha esta Nota Explicativa

3.2 - COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA MACAÉ

A Folha Macaé está tectonicamente posicionada no Terreno Oriental do setor central da Faixa Ribeira.

Heilbron & Machado (2003) subdividiram o Terreno Oriental em três domínios tectônicos: Cambuci, Italva e Costeiro, sobrepostos pelo Terreno Cabo Frio através do Empurrão de Cabo Frio. Esse contato é caracterizado por uma superfície de empurrão de baixo ângulo que coloca os ortognaisses paleoproterozóicos da Unidade Região dos Lagos sobre os metassedimentos pelíticos do Terreno Costeiro.

A quase totalidade da Folha Macaé está inserida no contexto do Terreno Costeiro, constituído de metassedimentos em fácies anfibolito/granulito, intrudidos pelo arco magmático Rio Negro/Trajano de Moraes (790-620 Ma - Heilbron *et al.* 2008). Zircões detríticos datados em 2.0 Ga por Valladares *et al.*

(1999) mostram que pelo menos parte destes gnaisses têm fontes paleoproterozóicas.

Na porção sudoeste da área afloram as rochas do Terreno Cabo Frio, que consiste de ortognaisses e ortoanfibolitos do embasamento (Heilbron *et al.* 1998). Esses ortognaisses foram datados por Schmitt (2001) e apresentaram idades de cristalização entre 2,03 e 1,96 Ga (U-Pb em zircão). Ainda baseada em dados U-Pb em zircão, essa autora reconhece um evento denominado Orogenia Búzios, com idades de metamorfismo entre 525 e 520 Ma, e colapso do orógeno entre 490 e 440 Ma. Esse seria o último estágio da colagem brasileira na Faixa Ribeira.

Após um longo período de aquiescência tectônica, que perdurou do Ordoviciano superior ao Triássico, a plataforma sul-americana começou a sofrer esforços distensivos que culminaram com a implantação do Rifte do Atlântico Sul, no Cretáceo Inferior. Na Folha Macaé este evento tem registros nos diques to-

Tabela 3.1 – Unidades Litológicas da Folha Macaé, escala 1:100.000

SIGLA	Cor no Mapa	Nome da Unidade	Descrição das Unidades	Hierarquia	Unidade Maior
Qt		Depósitos gravitacionais (talús)	acúmulo de blocos, matações e sedimentos mais finos na base de escarpas montanhosas	Depósitos	Não definida
Qcl		Depósitos litorâneos	areias, silte, argila e material orgânico	Depósitos	Cordões Litorâneos
Qca		Depósito Colúvio-Aluvionar	depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.	Não Definida	Não Definida
ENb		Barreiras	arenitos, conglomerados, diamictitos, siltitos e argilitos	Grupo	Grupo Barreiras
K2E1br		Brecha de falha	brechas com clastos angulosos e matriz/cimento silicoso	Não Definida	Não Definida
K1betasm		Serra do Mar	diques de diabásio, micro-gabro e gabros toleíticos	Suíte	Enxame de Diques da Serra do Mar
NP3gamma2lgnc		Leucognaisses do Domínio Costeiro	(granada)-(muscovita)-biotita leucogranito, foliado a isotrópico	Suíte	
NPgamma12im		Imbé	biotita gnaisse porfirítico, composição granítica	Suíte	Suíte Imbé
NP3gamma1tm		Trajano de Moraes	hornblenda ortognaisses, meta-dioritos, meta-granitóides porfiríticos	Complexo	Complexo Trajano de Moraes
NPsfbn		São Fidélis - (sillimanita)-biotita gnaisse	(sillimanita)-biotita gnaisse bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas	Unidade	Grupo São Fidélis
NPsfkz		São Fidélis - kinzigito	(cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaisse kinzigítico; (cordierita)-(sillimanita)-biotita gnaisse bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfibolitos	Unidade	
PP3rlar		Araruama	hornblenda metagranito com megacristais de feldspato potássico	Suíte	Complexo Região dos Lagos
PP3rlmb		Metagabro	metagabros, metanoritos	Corpo	
PP3rl		Região dos Lagos	hornblenda-biotita ortognaisses com enclaves meta-dioríticos e meta-tonalíticos e xenólitos anfibolíticos e granito com megacristais de feldspato potássico	Complexo	

leíticos de direção NE-SW que afloram especialmente na região serrana, além de falhas e fraturas.

Um último pulso de atividade tectônica, associada agora com magmatismo alcalino, ocorreu entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, sendo representado na área *offshore* de Macaé pelo Graben de Barra de São João (Mohriak e Barros 1990). Esse tectonismo foi responsável por intenso falhamento na região costeira, especialmente em Macaé e Carapebus (Brecha de Carapebus).

A sedimentação intensa que depositou as seqüências terciárias da Bacia de Santos deixou, na área *onshore*, resquícios de depósitos sedimentares continentais, que são englobados no mapa geológico como Grupo Barreiras.

Todo o conjunto de rochas, incluindo o Grupo Barreiras, se encontra compartimentado por falhas, em um padrão de blocos altos e baixos, caracterizando uma tectônica predominantemente distensiva em tempos mais recentes (Plioceno-Pleistoceno?).

A área estudada está situada na escarpa sudeste da Serra de Macaé, segmento da Serra do Mar que inflexiona para nordeste a partir da cidade de Rio das Ostras. Para Melo *et al.* (1985) e Riccomini (1989), a atual Serra do Mar teria iniciado seu soerguimento durante o Paleoceno, previa ou concomitante a geração do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

Finalizando o registro sedimentar cenozóico, ocorrem depósitos de restinga, marinhos, flúvio-marinhos e flúvio-lacustres, além de depósitos fluviais e de gravidade, de idade quaternária.

3.3 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES LITOLÓGICAS

As unidades litológicas aflorantes na área serão descritas em ordem cronológica. Elas estão listadas, resumidamente, na tabela 3.1, junto às suas respectivas siglas e às cores utilizadas para representá-las no mapa geológico.

3.3.1 - Unidades Paleoproterozóicas

Na porção SW da folha afloram ortognaisses variados, datados do Paleoproterozóico, e englobados na Unidade Região dos Lagos do Terreno Cabo Frio.

Essa unidade apresenta relevos contrastantes, claramente observados na porção próxima ao contato com o Grupo São Fidélis, ao longo da Zona de Empurrão Serra do Segredo. Nessa região, uma linha de serras escarpada acompanha grande parte do contato de empurrão, contrastando nitidamente com o relevo arrasado do Grupo São Fidélis. Já na parte mais próxima ao litoral o relevo desta unidade é mais baixo com poucos afloramentos.

3.3.1.1 - Complexo Região dos Lagos (PP3r1)

O Complexo Região dos Lagos (Fonseca, 1989) foi originalmente descrito como Unidade Região dos Lagos por Reis *et al.* (1980), tendo também recebido as designações de Sequência Inferior (Heilbron *et al.* 1982) e Unidade Gnáissico-Migmatítica (Fonseca e Silva, in Fonseca *et al.* 1984). É constituído por ortognaisses bandados/migmatíticos, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, com predominância de composições graníticas, associados a corpos anfibolíticos variavelmente deformados (Heilbron *et al.* 1982, Fonseca *et al.*, 1984, Fonseca *et al.*, 1998, Schmitt *et al.*, 2004).

As primeiras datações de ortognaisses deste complexo foram produzidas por Zimbres *et al.* (1990) que obtiveram, pelo método U-Pb em zircão, a idade de 1981 ± 18 Ma, considerada como idade de cristalização do protólito do ortognaisse. A idade de 488 ± 55 Ma (intercepto inferior) sugere, segundo os autores, uma perda episódica de Pb por parte dos cristais de zircão durante os eventos tectonomagmáticos finais do ciclo Brasileiro. Fonseca (1993) apresentou idades modelo TDM Sm-Nd dos ortognaisses entre 2663 e 2343 Ma, interpretando-as como época máxima de formação de seus protólitos/fonte. A cristalização destas rochas durante o Paleoproterozóico foi confirmada por Schmitt *et al.* (1999, 2004) que obtiveram idades U-Pb em zircão de 1971 ± 5 Ma e 1960 ± 6 Ma (intercepto superior) e ca. 525-518 Ma (intercepto inferior e zircões de veios leucocráticos nos ortognaisses), essas últimas atribuídas ao retrabalhamento no Neoproterozóico.

A área de ocorrência do Complexo Região dos Lagos é morfologicamente arrasada, constituindo uma planície litorânea com sedimentos marinhos quaternários que cobrem grande parte do terreno, sendo os afloramentos rochosos bastante esparsos (figura 3.2a). Nas proximidades do contato basal a morfologia muda drasticamente para serras bem destacadas das planícies aluvionares como, por exemplo, a Serra do Pote (figura 3.2b). As unidades litológicas que constituem este complexo foram agrupadas em dois conjuntos: ortognaisses e ortoanfibolitos. Os ortognaisses têm maior distribuição espacial na região estudada e variações mineralógicas e texturais permitem subdividi-los em três subtipos: hornblenda-biotita gnaiss, biotita gnaiss e leucognaiss. O hornblenda-biotita gnaiss é o litotipo de maior predomínio dentro do complexo, e ocorre intercalado com o biotita gnaiss, em menor proporção.

Petrograficamente, o Complexo Região dos Lagos apresenta duas variações litológicas principais: (1) gnaiss granodiorítico, (2) gnaiss tonalítico granodiorítico.

Gnaiss Granodiorítico

O Gnaiss Granodiorítico é a rocha que mais aflora na Região dos Lagos, ocorrendo como lajedos baixos ou serras, dependendo da localização. Nas

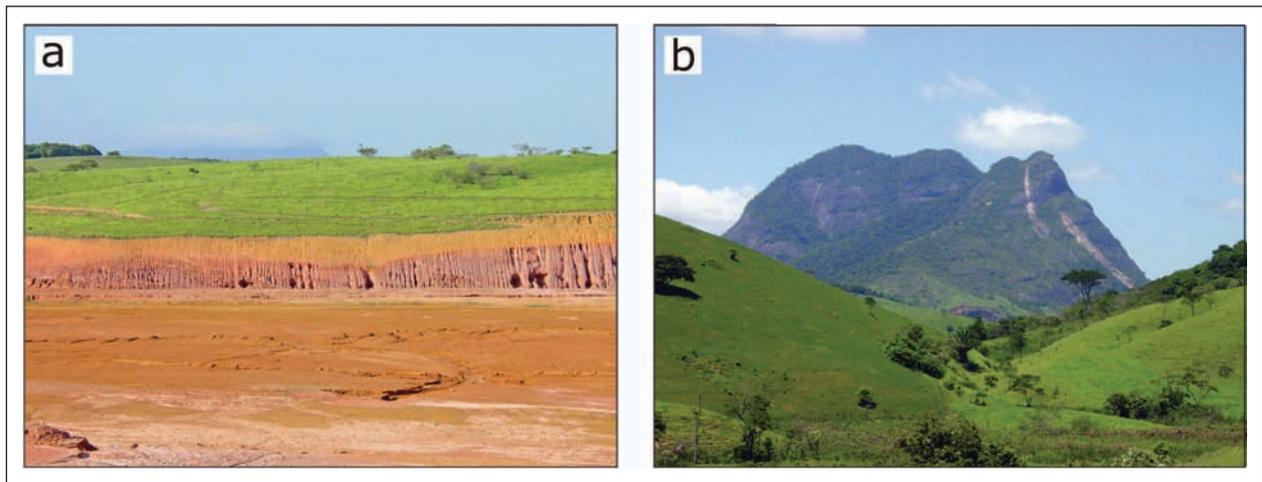


Figura 3.2 – Áreas de afloramentos do Complexo Região dos Lagos. (a) colinas baixas com rocha muito intemperizada, em cores púrpuras, com cobertura coluvionar, com cores alaranjadas; (b) Serra do Pote, encostas íngremes e formas arredondadas (tipo Pão de Açúcar)

proximidades do empurrão basal, na Serra do Segredo e na Serra das Pedrinhas, configura relevo de encostas relativamente íngremes. Várias pedreiras, ativas e inativas, exploram esta rocha. A pedreira de Imboacica, localizada próxima ao trevo da BR-101, na via de acesso à Macaé, é uma das melhores exposições desta unidade.

Na região costeira, de Macaé a Rio das Ostras, vários afloramentos nos costões e cortes de estrada

mostram o gnaiss granodiorítico e suas associações. Este, ora aparece com um bandamento dado pela alternância de bandas cinzentas, granodioríticas, de granulação fina, com bandas claras, de cores creme a rosados, graníticas, resultado da fusão parcial (figuras 3.3a e b), ora aparece com trama mais homogênea.

Esse gnaiss é uma rocha meso a leucocrática, variando de cinza claro a médio, de granulação de média a fina com textura granoblástica a granolepidoblás-

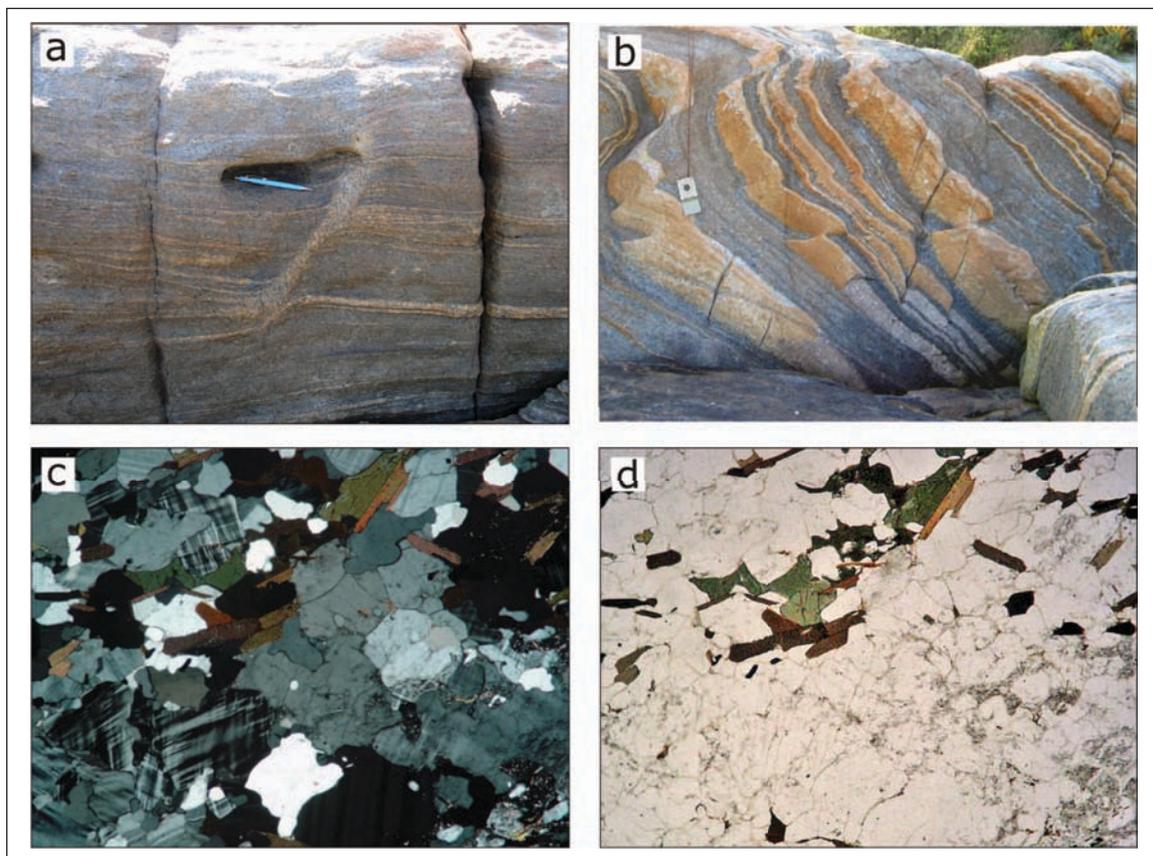


Figura 3.3 – Gnaiss granodiorítico do Complexo Região dos Lagos. (a) gnaiss cinzento com vênulas leucocráticas sub-horizontais, paralelas à foliação (MC-JA-50); (b) Serra do Pote, encostas íngremes e formas arredondadas (tipo Pão de Açúcar) (c) e (d) Fotomicrografia de amostras da Unidade Região dos Lagos. Rocha gnáissica granodiorítica. (Nicóis paralelos e cruzados respectivamente, aumento 2,5X)

ta. É constituída mineralogicamente por: quartzo, plagioclásio, ortoclásio, microclina e biotita, podendo ocorrer hornblenda. O quartzo ocorre em grãos anédricos, com extinção ondulante, variando entre 10% a 20% do total da rocha; ortoclásio com geminação carlsbad perfaz entre 10% a 20% e mostrando seritização nas bordas. A microclina ocorre predominantemente como antipertita, perfazendo entre 15% e 20% da rocha. O oligoclásio ocorre junto ao quartzo e aos feldspatos potássicos (figuras 3.3c e d). A biotita tem pleocroísmo variando do verde pálido para o marrom claro, com uma porcentagem entre 10% a 25%. A hornblenda apresenta grãos anédricos com variações de 10% a 15%. Sericita ocorre como mineral secundário em até 5% e o zircão (1%) e os minerais opacos (1%) aparecem como minerais acessórios.

Gnaise Tonalítico Granodiorítico

Vários afloramentos na região do centro de Macaé e arredores mostram uma associação de anfibólio-gnaisses, com a marcante presença de rochas anfibolíticas na forma de enclaves e *boudins* (figura 3.4a e b). Porções leucossomáticas mostram cristais centimétricos de anfibólio (figura 3.4b). Os *boudins*

registram um forte estiramento na direção N-S a NNW, evidenciado pela marcante lineação de estiramento, presente em vários afloramentos da orla.

É uma rocha de coloração cinza escuro, com granulação fina a média, de textura granolepidoblástica, com seus cristais bem orientados. Sua composição mineralógica é representada por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. Pode haver presença de feldspato potássico em pequenas quantidades (figura 3.4c e d).

Anfibolitos

Os anfibolitos ocorrem como corpos decimétricos a métricos, sob a forma de enclaves deformados dentro dos gnaisses do Complexo Região dos Lagos. Muitas vezes são corpos tabulares paralelos à foliação principal, estirados e segmentados (*boudins* – figura 3.4a). Outras vezes aparecem como corpos discordantes da foliação regional, porém dobrados e com foliação plano-axial (figura 3.5a e b). No afloramento de Mar do Norte (figura 3.5), é clara a relação intrusiva do anfibolito deformado no granitóide porfirítico da Suíte Araruama, confirmando sua gênese

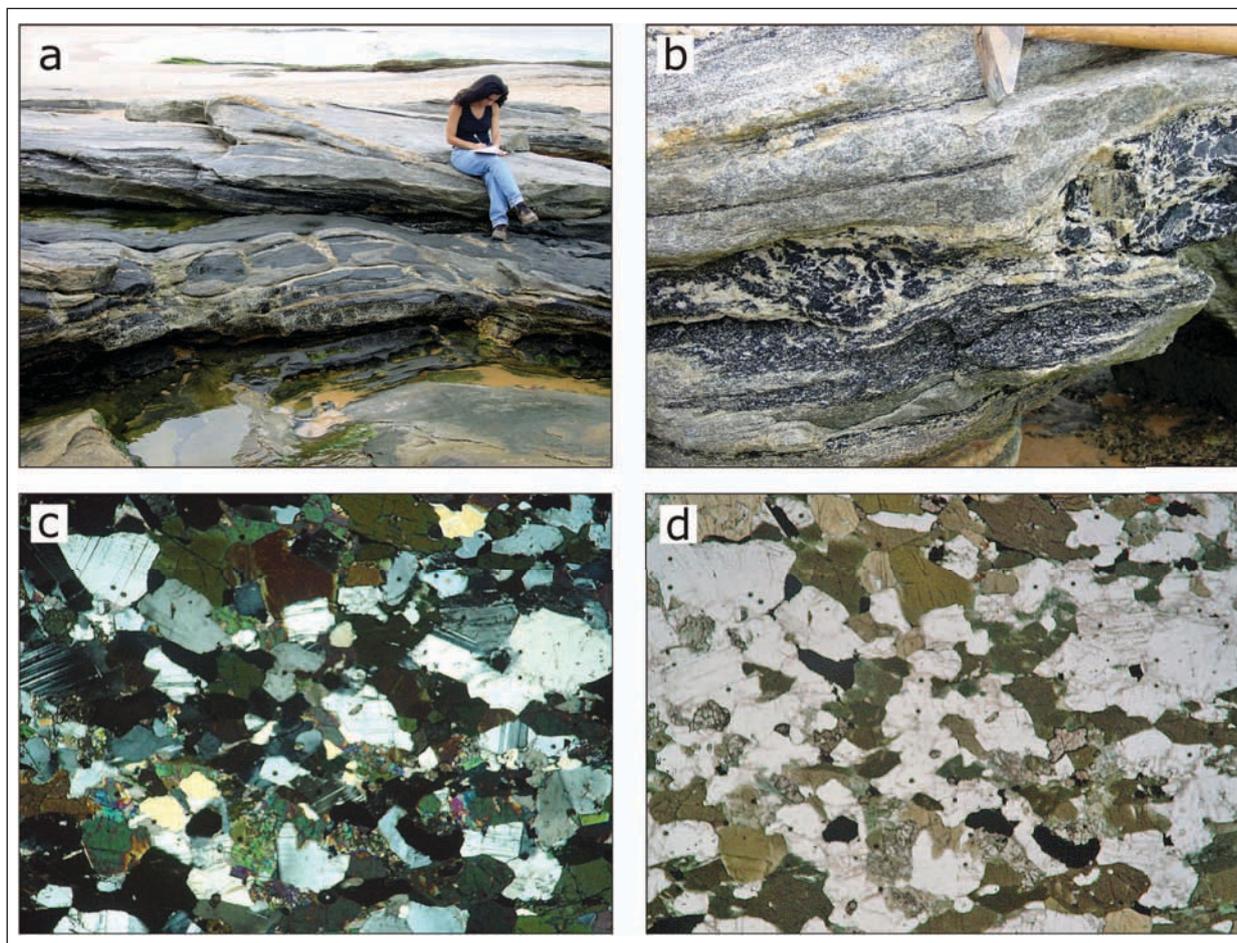


Figura 3.4 – Gnaise tonalítico granodiorítico do Complexo Região dos Lagos. (a) associação de anfibólio-gnaisses com abundantes enclaves e *boudins* de rochas anfibolíticas; (b) porções leucossomáticas mostrando cristais centimétricos de anfibólio; (c) e (d) Fotomicrografia de amostras da Unidade Região dos Lagos textura granolepidoblástica, e constituída por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda, (Nicóis paralelos e cruzados respectivamente, aumento 2,5X)

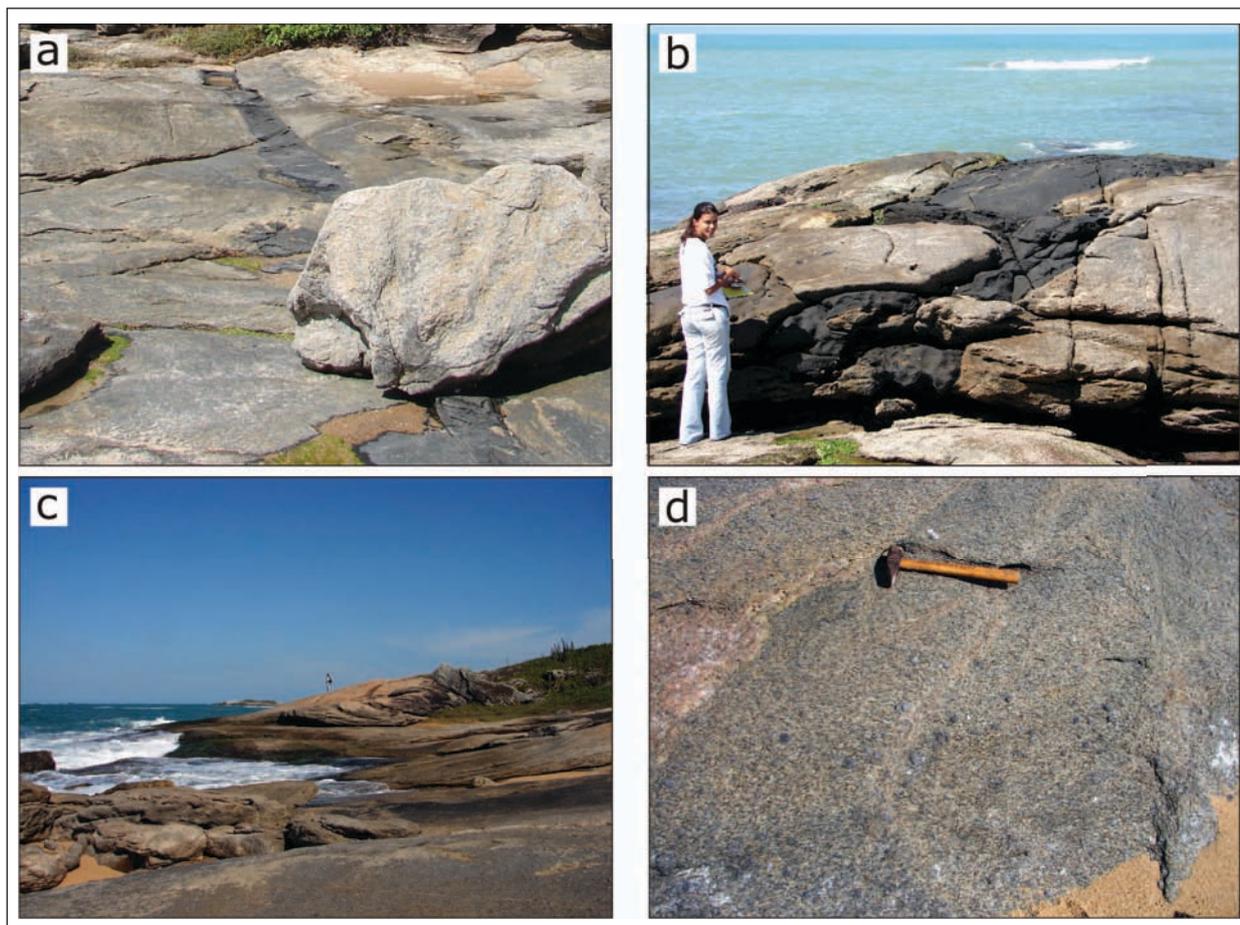


Figura 3.5 – Granitóides porfíricos da Suíte Araruama. (a) afloramento na região de Mar do Norte onde se observa claramente a relação intrusiva das rochas metabásicas metamorizadas do Complexo Região dos Lagos com os granitóides porfíricos da Suíte Araruama; (b) Dique de rocha anfibolítica do Complexo Região dos Lagos, discordantes da foliação regional, dobrado e com foliação plano-axial; (c) afloramentos em costão dos granitóides da Suíte Araruama; (d) fusão parcial de rocha granítica em granitóide da Suíte Araruama

(ígneas) e sua idade relativa (mais jovem que o conjunto de gnaisses e granitóides do Complexo Região dos Lagos e da Suíte Araruama).

Essas rochas anfibolíticas apresentam granulação média a grossa, e são constituídas por anfibólio e plagioclásio, como minerais essenciais, e quartzo, titanita, diopsídio e granada, como minerais acessórios. A textura é granoblástica, marcada pelos plagioclásios e anfibólios recristalizados estaticamente.

3.3.1.2 - Suíte Araruama (PP3rlar)

Esta unidade foi descrita por Machado e Demange (1990) como uma suíte de rochas intrusivas de composição granitóide, nas rochas do Complexo Região dos Lagos.

Esses granitóides polideformados são, predominantemente, biotitas-granitóides foliados, leucocráticos, com composição granodiorítica a granítica e idades paleoproterozóicas.

Um bolsão dessas rochas, com aproximadamente 4 km de diâmetro, aflora na costa, entre as praias de Mar do Norte e de Itapebussu. Intrusões

menores também são observadas. São, geralmente, afloramentos em costões lavados pelo mar, com excelentes exposições (figuras 3.5 e 3.6). Essa rocha granitóide mostra granulação grossa, trama porfírica com megacristais de feldspato alcalino, e cor cinzenta quando fresca, e alaranjada a avermelhada quando intemperizada.

Algumas vezes esse granitóide é cortado por diques de rochas básicas (anfibolitos – figuras 3.5a e b) e rochas graníticas, por fusão parcial (figura 3.5d), por interações magmáticas (figura 3.6c) e por intrusões pegmatíticas (figura 3.6d).

Na análise microscópica, essa unidade apresenta grãos félsicos anédricos e fraturados, por vezes com extinção ondulante e recristalizados nos setores mais deformados (figuras 3.6e e f). Apresenta, em geral, granulação grossa e fenocristais de k-feldspato com maior proporção de plagioclásio, entre 15% à 50%, seguido da microclina (10% à 57%). O plagioclásio é o oligoclásio e seus grãos são anédricos, com geminações polissintéticas bem definidas, com indícios de sericitização em fraturas e bordas. Grãos de quartzo (15% a 32%), anédricos e recristalizados, apresentam, comumente, extinção ondulante. Os

grãos de microclina são anédricos, pertíticos a micropertíticos. Os minerais máficos são representados por biotita (3% a 12%) e hornblenda (5% a 12%). A biotita tem pleocroísmo verde pálido e ocorre em curtas plaquetas definindo a foliação da rocha. A hornblenda tem pleocroísmo verde-oliva e ocorre em grãos anédricos e fraturados, por vezes parcialmente cloritizados, juntamente com biotita. Como acessórios, ocorrem titanita euédrica, apatita e zir-

ção inclusos em quartzo, plagioclásio e microclina, e magnetita. Como minerais secundários são comuns sericita e clorita.

3.3.1.3 - Metagabro (PP3rlmb)

Esta unidade abrange a região do Rio Imboacica e alguns de seus afluentes, entre a Lagoa de Imbo-

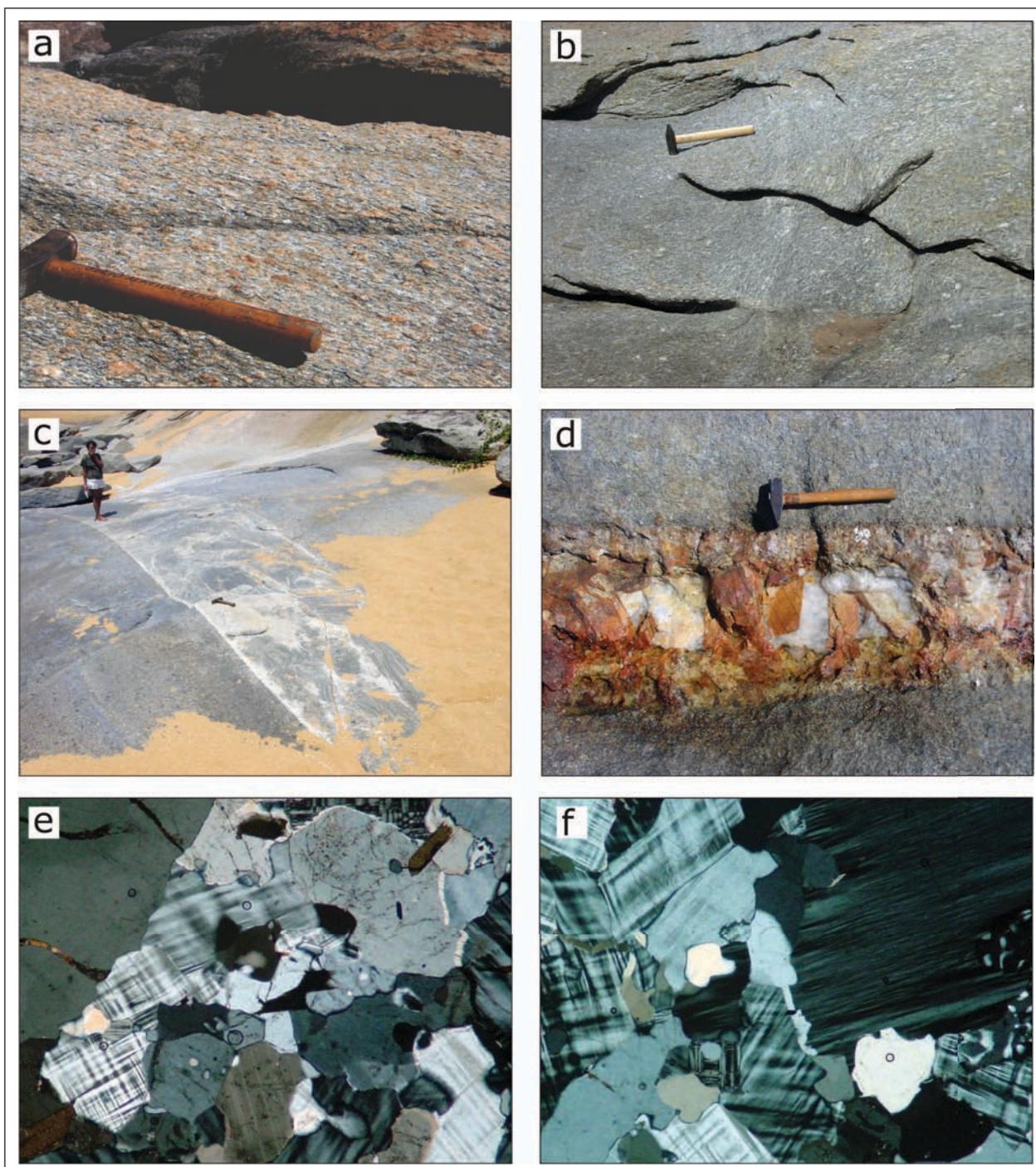


Figura 3.6 – Granitóides porfíricos da Suíte Araruama. (a) porção mais deformada; (b) porção mais homogênea (c) granitóide porfírico cortado por leucogranito, com feições de interação magmática entre ambas as rochas. (d) granitóide porfírico cortado por intrusões pegmatíticas; (e) fotomicrografia de granitóide da Suíte Araruama mostrando plagioclásio com preenchimento de biotita nas fraturas; (f) fotomicrografia de granitóide da Suíte Araruama mostrando microclina com textura pertítica e micropertítica, e plagioclásio com intercrescimento mirmequítico com o quartzo. (Nicóis cruzados, aumento 2,5X)

acica e o Distrito de Cantagalo em meio aos gnaisses e granitos do Complexo Região dos Lagos.

Esta é uma área carente de afloramentos, mas localmente ocorrem matacões monolíticos de metagabros e matanoritos, como os observados nos pontos MC-JF-40 e MC-JA-71 (figura 3.7a). Estas rochas são cortadas por zonas de cisalhamento dúctil centimétricas (figura 3.7b), embora não apresentem foliação marcante. A relação de idade com o Granito Araruama não pode ser determinada, porém sabe-se que ambos foram submetidos à mesma deformação geradora das zonas de cisalhamento dúctil.

Na análise microscópica esta unidade apresenta coloração esverdeada de granulação fina a média, e textura granoblástica inequigranular. Sua composição mineralógica essencial é representada por quartzo, plagioclásio, granada, epidoto, hiperstênio e opacos.

Na porção félsica o plagioclásio tem extinção ondulante, equigranular com proporção de 10% a 15%, com contato reto com os grãos de quartzo (20% a 25%) que se apresentam límpidos com granulação variando de fina a grossa, tendo grãos com formas sub-arredondadas (figura 3.7c e d).

Os máficos são representados pelos piroxênios do tipo hiperstênio (17% a 20%) com pleocroísmo

verde e rosado típico, textura xenomórfica, e bordados por epidoto 25% a 30%. Já as granadas são dispersas por toda a lâmina, com formas arredondadas.

3.3.2 - Unidades Neoproterozóicas a Cambrianas

Uma grande parte da área da folha Macaé é constituída pelo Grupo São Fidélis e rochas graníticas anatéticas e intrusivas. O Grupo São Fidélis é constituído na área por duas unidades de metassedimentos pelíticos. A unidade São Fidélis – kinzigito difere da unidade São Fidélis (sillimanita)-biotita gnaiss por sua composição mineralógica, geralmente portadora de grandes e abundantes cristais de granada, enquanto que a unidade (Sillimanita)-biotita gnaiss mostra maior quantidade de sillimanita. As características litológicas resultam em diferentes condições de intemperismo e de associações litológicas. Ambas as unidades têm protólitos pelíticos a grauváquicos, eventualmente quartzíticos e margosos.

As altas temperaturas geraram intensa fusão parcial, representadas por granitos anatéticos, distribuídos generalizadamente pela área de afloramen-

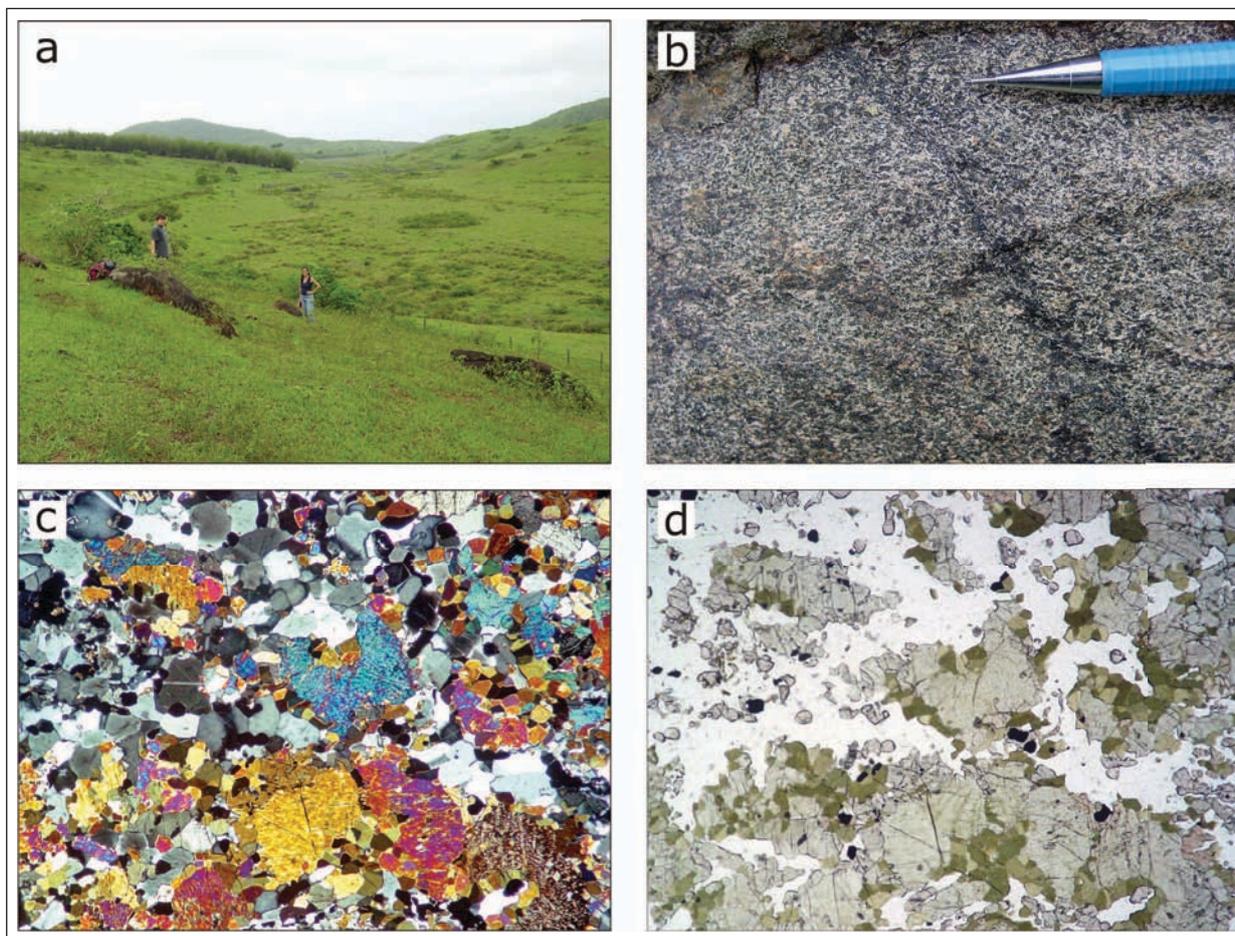


Figura 3.7 – Metagabros do Complexo Região dos Lagos. (a) matacões monolíticos de metagabros e matanoritos, (ponto MC-JF-40); (b) detalhe de metagabro cortado por zonas de cisalhamento dúctil centimétrica; (c) e (d) fotomicrografia de metagabro com predomínio de olivina e hiperstênio e granadas subeudrais dispersas em toda a lâmina (Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente, aumento 2,5X)

tos do Grupo São Fidélis. Dois grupos de granitos anatóxicos se destacam: os granitóides mesocráticos a biotita (Suíte Imbé) e os leucognaisses do Complexo Costeiro. No extremo NW da folha ocorrem granitóides dioríticos a graníticos, intrusivos nos paragnaisses, atribuídos ao Complexo Trajano de Morais. Diques de rochas básicas, predominantemente diabásios, de espessuras consideravelmente grandes (até 150m), formam um enxame de direção NE, e ocorrem preferencialmente na região de Conceição de Macabu.

3.3.2.1 - Unidade São Fidélis - kinzigito - (NP-sfkz)

Esta unidade corresponde aos metassedimentos pré-cambrianos que afloram na porção NW da folha, e foi descrita por Gomes *et al.* (1981) como constituída por migmatitos heterogêneos e homogêneos com estrutura estromática, flebítica, oftálmica e dobrada.

As rochas desta unidade afloram em grandes lajedos de meia encosta, em serras com encostas rochosas e em grandes cachoeiras. Esta unidade está intimamente associada às rochas granitóides da Suíte Imbé, que formam as principais serras da Região de Conceição do Macabu. Uma pedreira paralizada (Mineração Alto da Serra) no município de Santa Maria Madalena e no canto NW da Folha Macaé (figura 3.8a) é um dos principais afloramentos desta unidade e onde foram coletadas amostras para a caracterização da unidade.

Os gnaisses têm, geralmente, aspecto migmatítico, com abundantes veios leucossomáticos (figura 3.8a, b e d). São frequentes arranjos metatexíticos e diatexíticos com enclaves de finas lentes de rochas calcissilicáticas, por vezes, paralelo a foliação migmatítica, anfíbolitos e leucossomas quartzo-feldspáticos com aglomerados de granada centimétricos (figura 3.8d) e raramente cordierita. As camadas de calcissilicáticas são, comumente, boudinadas e dobradas (figura 3.8c), junto com a foliação principal. As variações litológicas, dadas pela alternância de biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas e quartzitos são consideradas como relictos do acamamento sedimentar (S0), deformado e metamorfozido.

Os gnaisses dessa unidade são metapelíticos, peralcalinos com alto grau metamórfico na fácies granulito. Litologicamente, essas rochas consistem de (granada)-biotita gnaisses finos, bandados, mesocráticos, localmente porfiroblásticos ou migmatíticos com muito remobilizado neossomático.

A xistosidade subparalela ao bandamento composicional define a foliação principal Sn, e tem direção de mergulho para SE (133/50°). Próximo ao contato com a Unidade Trajano de Morais, contudo, é observada uma verticalização da foliação (Sn 118/82°). Também são observadas dobras intrafoliais com flanco rompido, e vergência em S olhando para leste. Em escala de afloramento, o bandamento sugere algumas formas sigmoidais (superfícies S-C).

Petrograficamente esta unidade apresenta coloração cinza claro a escuro, granulação de média a grossa podendo ter variação para fino devido a bandamentos metamórficos compostos por bandas ricas em biotita (0,5 a 2,0 cm) e bandas quartzo-feldspáticas (0,5 a 1,5 cm), com xistosidade marcante e textura granolepidoblástica. A parte félsica é representada por quartzo anedral com extinção ondulante, variando a sua proporção de 20% a 30% na composição. A microclina varia de 15% a 30%, o oligoclásio com geminação polissintética tem uma variação de 20% a 25%, a muscovita apresenta uma variação entre 2% a 5% e a sillimanita varia entre 10% a 15%. Os minerais máficos são representados por biotita com pleocroísmo marrom claro à escuro variando entre 15% e 20%. Granada constitui em torno de 5% da composição. Cristais de hornblenda e sillimanita são observados localmente, e ocorrem como grãos anédricos, levemente cloritizados com variações entre 10% e 30%. Apatita ocorre como mineral secundário (2%). Minerais opacos e zircão ocorrem como acessórios (1%) (figura 3.8e e f).

3.3.2.2 - Unidade São Fidélis - (sillimanita)-biotita gnaisses - (NPsfbgn)

Pertencente ao Domínio Costeiro, esta unidade ocupa quase toda a extensão da folha e encontra-se geomorfologicamente inserida no domínio das colinas, por apresentar afloramentos bastante alterados, que foram intensamente erodidos pela rede de drenagem (figura 3.9a-d).

Formada por rochas metassedimentares pré-cambrianas, essa unidade é representada por sillimanita-biotita gnaisses, com mais ou menos sillimanita, coloração cinza claro a escuro, granulação média à grossa e, subordinadamente, fina devido a bandamentos composicional com intercalação de bandas máficas biotíticas e bandas félsicas quartzo-feldspáticas, leucossomáticas. Este bandamento é produto da fusão que atuou durante o metamorfismo e deformação (figura 3.9e e f). Ocorrem, em menor quantidade, gnaisses leucocráticos com enclaves de rochas calcissilicáticas, sillimanita-xistos e quartzitos, cortados por veios centimétricos pegmatíticos.

Microscopicamente se observam estruturas migmatíticas, com cristais de biotita envoltos por quartzo e feldspato e sillimanita de hábito fibroso formando, por vezes, lineações minerais marcantes. Sua textura é inequigranular, granolepidoblástica portando, localmente, porfiroblastos de granada. A composição mineralógica é representada por quartzo, biotita, plagioclásio, k-feldspato, sillimanita, podendo conter granada (figuras 3.9d e 3.10a-d). Minerais acessórios como o zircão e a apatita também são observados.

Estas rochas encontram-se, geralmente, associadas a enclaves de rochas calcissilicáticas granulares, esverdeadas com cor de alteração ocre e forma lenticular paralela à xistosidade. Veios de pegmati-

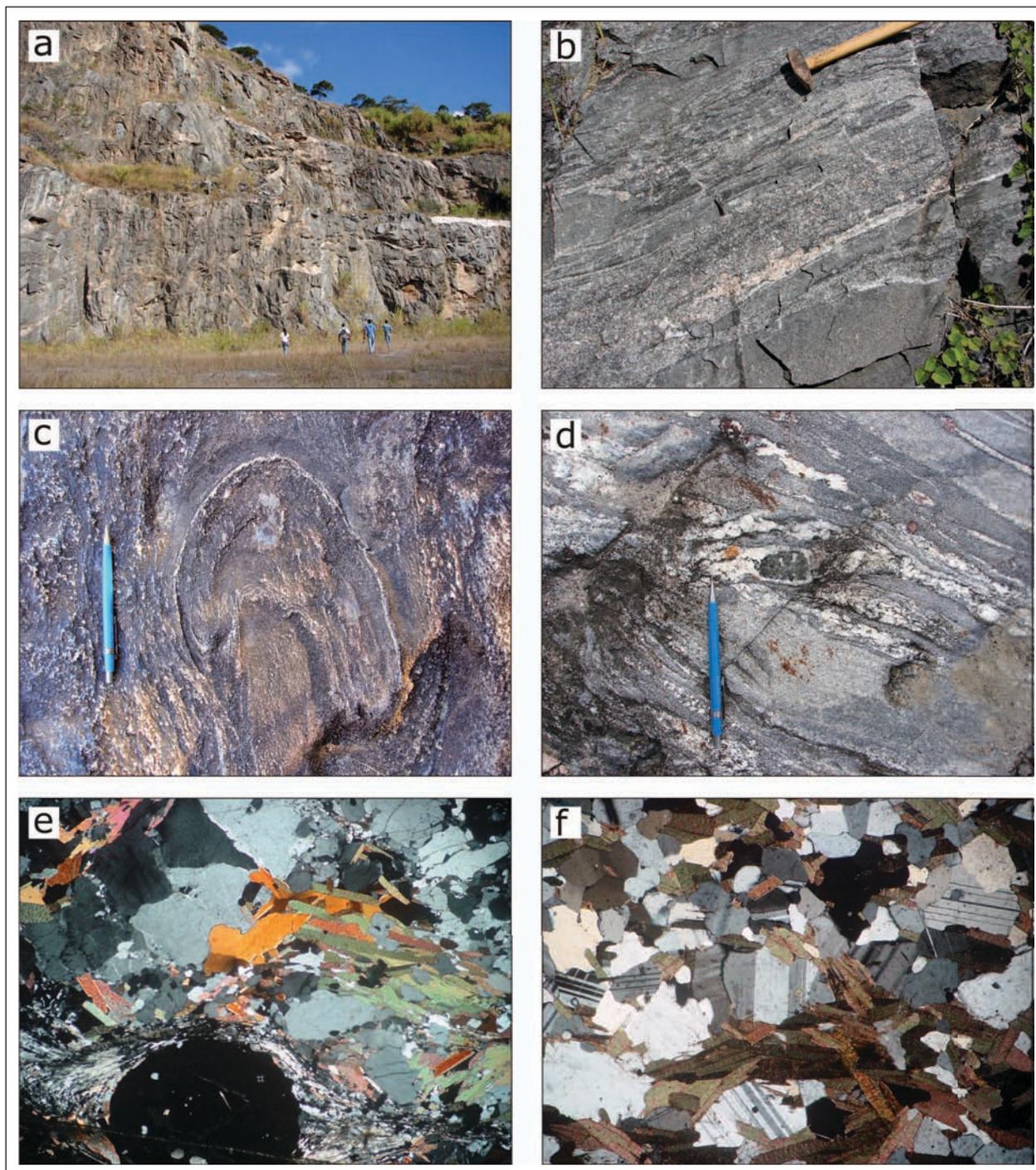


Figura 3.8 – Rochas Kinzigíticas da Unidade São Fidélis. (a) pedra paralizada no município de Santa Maria Madalena; (b) gnaisses com aspecto migmatítico e abundantes veios leucossomáticos; (c) camadas de calcissilicáticas boudinadas e dobradas junto com a foliação principal; (d) arranjo metatextítico com enclaves de finas lentes de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e leucossomas quartzo-feldspáticos com aglomerados de granada centimétricos; (e) porção mais máfica desses gnaisses, com bandamento metamórfico e xistossidade marcantes e textura granolepidoblástica; (f) porção félsica desses gnaisses, representada por quartzo anedral com extinção ondulante, microclina e ortoclásio. (Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente, aumento 2,5X)

to de granulação grossa, e diques de leucogranitos cortam estas rochas, supostamente associados às intrusões graníticas pós-tectônicas. Zonas miloníticas ocorrem localmente e são paralelas à foliação. Quando alteram, essas rochas ganham uma coloração arroxeada ou avermelhada, que dificulta a identificação dos minerais constituintes (figura 3.9c e f).

Uma provável evolução para esta unidade, bem como para grande parte da Folha Macaé pode ser descrita da seguinte forma:

- Deposição de sedimentos pelíticos e areníticos (grauvácicos) em camadas centimétricas predominantemente, ou decimétricas, chegando

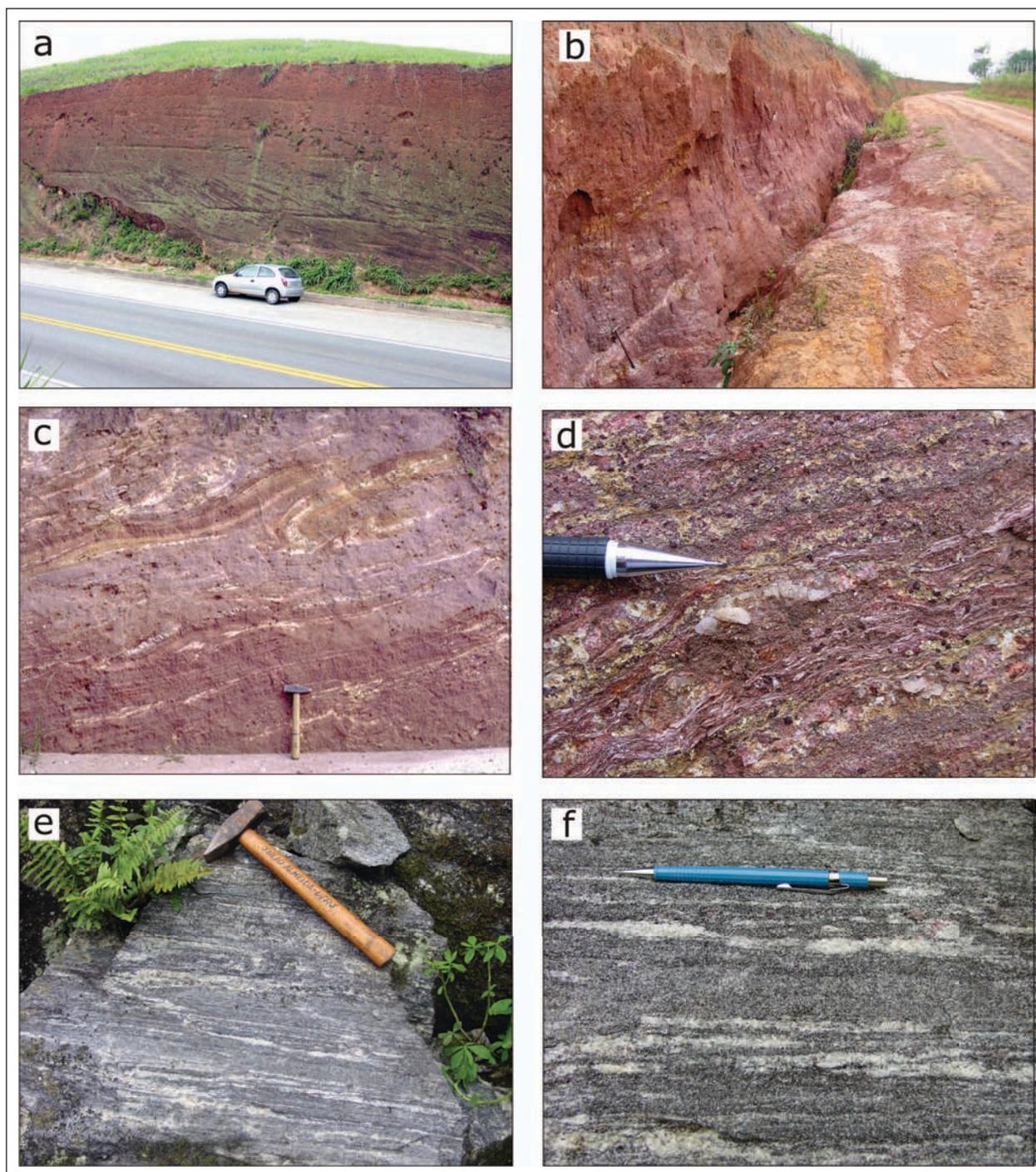


Figura 3.9 – Rochas Kinzigíticas da Unidade São Fidélis. (a) corte de estrada bastante alterado de rocha kinzigítica; (b) detalhe de barranco alterado; (c) sillimanita-biotita gnaissse alterado, com enclaves de rochas calcissilicáticas; (d) mineralogia destas rochas constituída por quartzo, biotita, plagioclásio, k-feldspato, sillimanita, podendo conter granada; (e) e (f) bandamento composicional produto da fusão que atuou durante o metamorfismo e deformação

- localmente a métricas, com intercalações centimétricas de margas (calcissilicáticas). Raras ocorrências de anfibolitos indicam atividades magmáticas de composição básica;
- Metamorfismo de alto grau gerando granada em porfiroclastos de até 2cm, em média 1-3mm com inclusões de sillimanita nas bandas mais pelíticas. Tendência de forte recristalização estática com crescimento dos grãos, especialmente nas porções fundidas;
 - Deformação D1 gerando xistosidade penetrativa nas bandas gnáissicas e orientando as vênulas leucossomáticas num arranjo bandado por migmatização;
 - O conjunto S1+fusão foi dobrado em dobras fechadas (D2), assimétricas em forma de Z, olhando para o chão e para NE, com eixos inclinados para NE e superfícies axiais subparalelas aos flancos longos (140/70). Os flancos curtos são consideravelmente menores e mostram mergulhos mais baixos para NE (60/35);

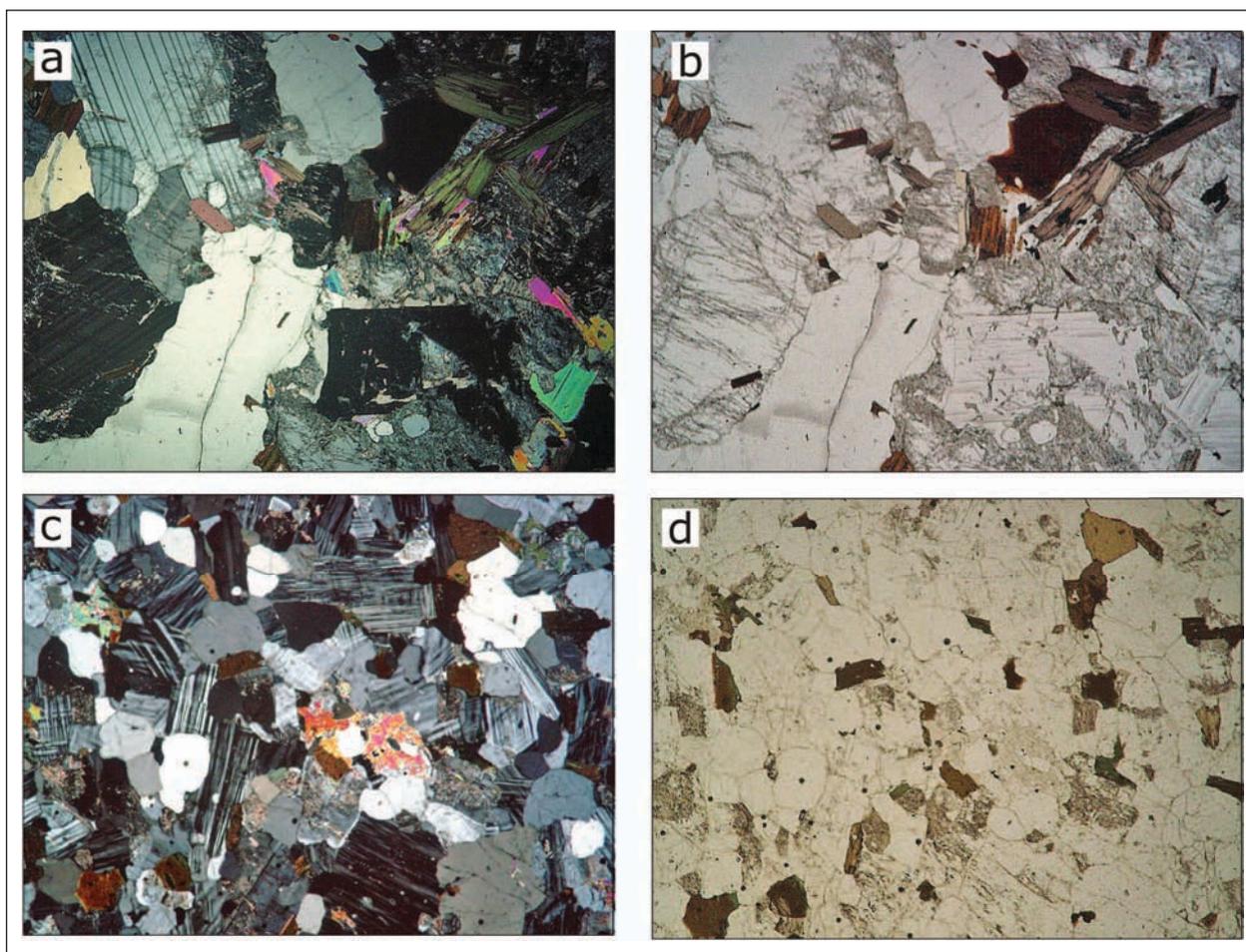


Figura 3.10 – Rochas Kinzigíticas da Unidade São Fidélis. (a) e (b) fotomicrografia de gnaiss kinzigítico, com textura inequigranular, granolepidoblástica com porfiroblastos de granada (Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente, aumento 2,5X); (c) e (d) fotomicrografia de gnaiss kinzigítico, apresentando sua mineralogia típica, constituída por quartzo, biotita, plagioclásio, k-feldspato, sillimanita e granada

- Geração de um granitóide porfiróide foliado, de granulação grossa (+- 0,5 – 1,5 cm), mesocrático, cortando as dobras e incluindo enclaves dos gnaisses, das calcissilicáticas, de schlieren de biotita e de cristais de granada;
- Todo o conjunto é cortado por leucogranito foliado com granada e uma rede de veios de quartzo anastomosados orientados segundo Sn (S1/S2);
- Diques e veios de leucogranito equigranular isotrópico, de granulação média (+- 1mm), de espessuras centimétricas a métricas;
- Intrusões pegmatíticas com grandes cristais de feldspato, quartzo, biotita e, localmente, muscovita. Eventualmente são portadores de ametista.

3.3.2.3 - Unidade Trajano de Morais (NP3 γ -1tm)

A Unidade Trajano de Morais corresponde a um conjunto magmático-metamórfico migmatizado, constituído por rochas escuras, de granulação fina a média que exibem desde uma foliação bem marca-

da até um fino bandamento, dado pela separação de minerais placóides e feldspato, produto de um provável processo de diferenciação metamórfica.

São observados, localizadamente, fenocristais de microclina de até 1 cm de diâmetro, interpretados como produto de uma blastese posterior à formação do corpo magmático. A migmatização é generalizada, e é dada, sobretudo pela formação de um leucossoma quartzo-feldspático, pegmatóide ou aplítico, comumente disposto em finas bandas que formam estruturas ptigmáticas, truncadas, dobradas ou sob a forma de bolsões.

Na área da Folha Macaé, o Complexo Trajano de Morais corresponde a uma estreita faixa de rochas magmáticas escuras (figura 3.11a), com aproximadamente 1km de espessura por 5km de comprimento, e que atravessa a folha na direção NW-SE nas proximidades das Fazendas Santana e Bom Jardim, próximos ao Córrego Santana (extremo NW da folha).

Os estudos dos afloramentos e das lâminas petrográficas desta unidade permitiram a definição de três grupos composicionais: (i) dioritos e quartzo dioritos; (ii) hornblenda granodioritos; (iii) ortognaisses tonalíticos;

O primeiro grupo corresponde à dioritos foliados localmente porfiroblásticos (com *clots* de minerais máficos), “injetados” por um hornblenda-granodiorito porfiroblástico, levemente foliado, cortado por veios de granito rosado, e bolsões de pegmatito com turmalina (ponto CM-JA-64 - figura 3.11b). Essa injeção é sintectônica, e a porção félsica apresenta, frequentemente, *schlieren* de minerais máficos. As rochas são constituídas, basicamente, por plagioclásio, biotita, hornblenda, eventualmente clinopiroxênio, e mais raramente ortopiroxênio, além de quartzo, em proporções diminutas.

Esses dioritos e quartzo-dioritos, ao microscópio, apresentam mineralogia essencial definida por grãos de quartzo invariavelmente xenomórficos e pouco frequentes, plagioclásio, biotita e hornblenda. Biotita, hornblenda e opacos; ocorrem sob a forma de agregados. Alguns cristais de hornblenda apresentam bordas corroídas por quartzo e plagioclásio. O plagioclásio é de composição andesina (método Michel-Levy), apresenta predominantemente gemi-

nação polissintética segundo a lei da albita e combinação albita-periclina. Os minerais opacos apresentam formas irregulares. Apatita ocorre em cristais bem formados e são raros os cristais prismáticos de zircão. Saussurita, clorita e muscovita são minerais secundários, resultado da alteração da rocha.

Os hornblenda granodioritos do segundo grupo são rochas mesocráticas com granulação fina a média e, por vezes, apresentam uma foliação incipiente evidenciada pelos cristais de biotita. Sua mineralogia principal é definida por: quartzo, plagioclásio, biotita, microclina e hornblenda. Os minerais opacos estão associados com a biotita e por vezes apresentam hábito quadrático. Titanita, apatita e zircão ocorrem como minerais acessórios. A saussurita e a clorita ocorrem como minerais de alteração do plagioclásio e da biotita, respectivamente. Essas rochas podem apresentar associações com anfibolitos (hornblenda, plagioclásio, diopsídio e biotita), e intercalações com biotita-hornblenda quartzodiorito gnáissico e augita-biotita quartzodiorito gnáissico.

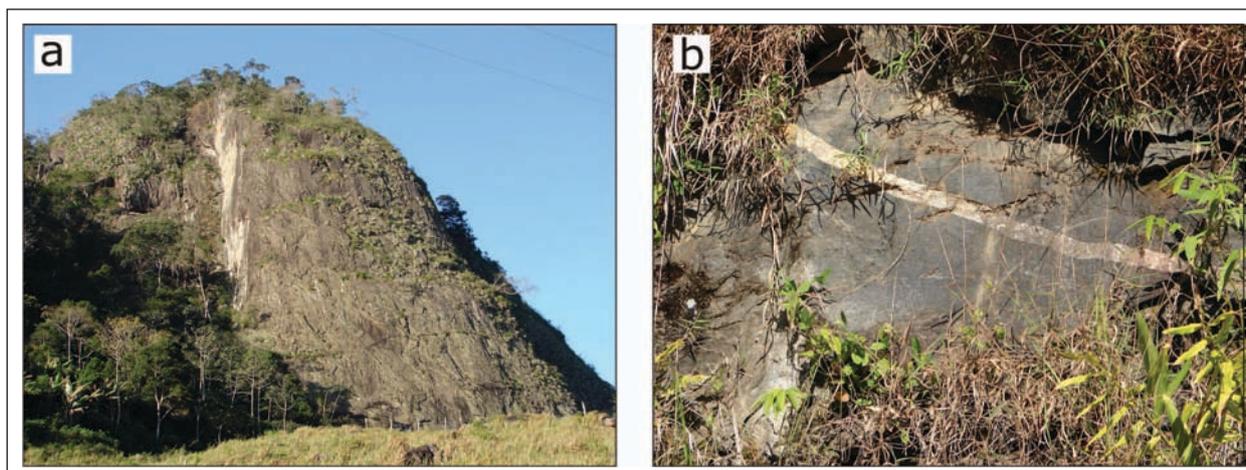


Figura 3.11 – Unidade Trajano de Morais (a) Afloramento de rochas magmáticas escuras no extremo NW da folha nas proximidades das Fazendas Santana e Bom Jardim; (b) dioritos foliados localmente porfiroblásticos, “injetados” por hornblenda-granodiorito porfiroblástico, levemente foliado, cortado por veios de granito rosado, e bolsões de pegmatito com turmalina

Os ortognaisses tonalíticos que compõem o terceiro grupo são rochas melanocráticas com foliação ora incipiente e ora penetrativa. Sua granulação varia de fina a média (ponto CM-JA-63). São compostos essencialmente por: biotita, quartzo, hornblenda e plagioclásio. Os grãos de biotita apresentam forma idioblástica com terminações hipidioblásticas. Os grãos de hornblenda apresentam substituição em suas bordas da série tremolita-actinolita. O plagioclásio é de composição andesina (método Michel-Levy), com geminação polissintética difusa e seus grãos sofrem um processo de alteração (saussurita e muscovita) pelos planos de sua geminação. A titanita ocorre frequentemente bordejando os minerais opacos. Os grãos de apatita ocorrem inclusos em todas as demais fases minerais.

Uma característica marcante deste Complexo é a presença de diques, soleiras e corpos de forma

extremamente irregular, de aplitos e pegmatitos, que injetam aleatoriamente as encaixantes. Por vezes o contato entre estes corpos e a encaixante é bem definido, porém em outras situações o contato é irregular e difuso.

3.3.2.4 - Suíte Imbé (NP_γ12im)

Esta unidade foi descrita pela primeira vez por Pinto (1991) e é caracterizada por hornblenda-biotita gnaisses porfiríticos de composição granítica que afloram por toda a extensão NW da folha e estão inseridos na unidade kinzigítica São Fidélis.

As principais serras e as maiores altitudes da Folha Macaé são constituídas por esta unidade (figura 3.12a e b). Configuram encostas íngremes e li-

sas, rochosas, tipo Pão de Açúcar. Tendem a ser rochas mais homogêneas que suas encaixantes, porém apresentam texturas e estruturas muito variadas (figura 3.12c). São comuns schlieren e enclaves de rochas metapelíticas e, aparentemente, só contêm a foliação S2.

São rochas mesocráticas com coloração variando de cinza claro a cinza amarelado, apresentando estrutura sub-orientada a maciça (figura 3.12c e d), com textura granoblástica a granolepidoblástica. A

composição mineralógica é representada por quartzo, microclina, biotita, plagioclásio, hornblenda, granada como minerais essenciais (figura 3.12e e f).

O plagioclásio An_{32-49} (andesina) é subedral, podendo aparecer sericitizado. Ocorrem também megacristais de plagioclásio An_{54} (labradorita) antiperfítico e megacristais subedrais de muscovita. A microclina em torno de 40% e cristais de ortoclásio variando entre 10 e 20% ocorrem como megacristais. A hornblenda ocorre como cristais anedrais isolados,

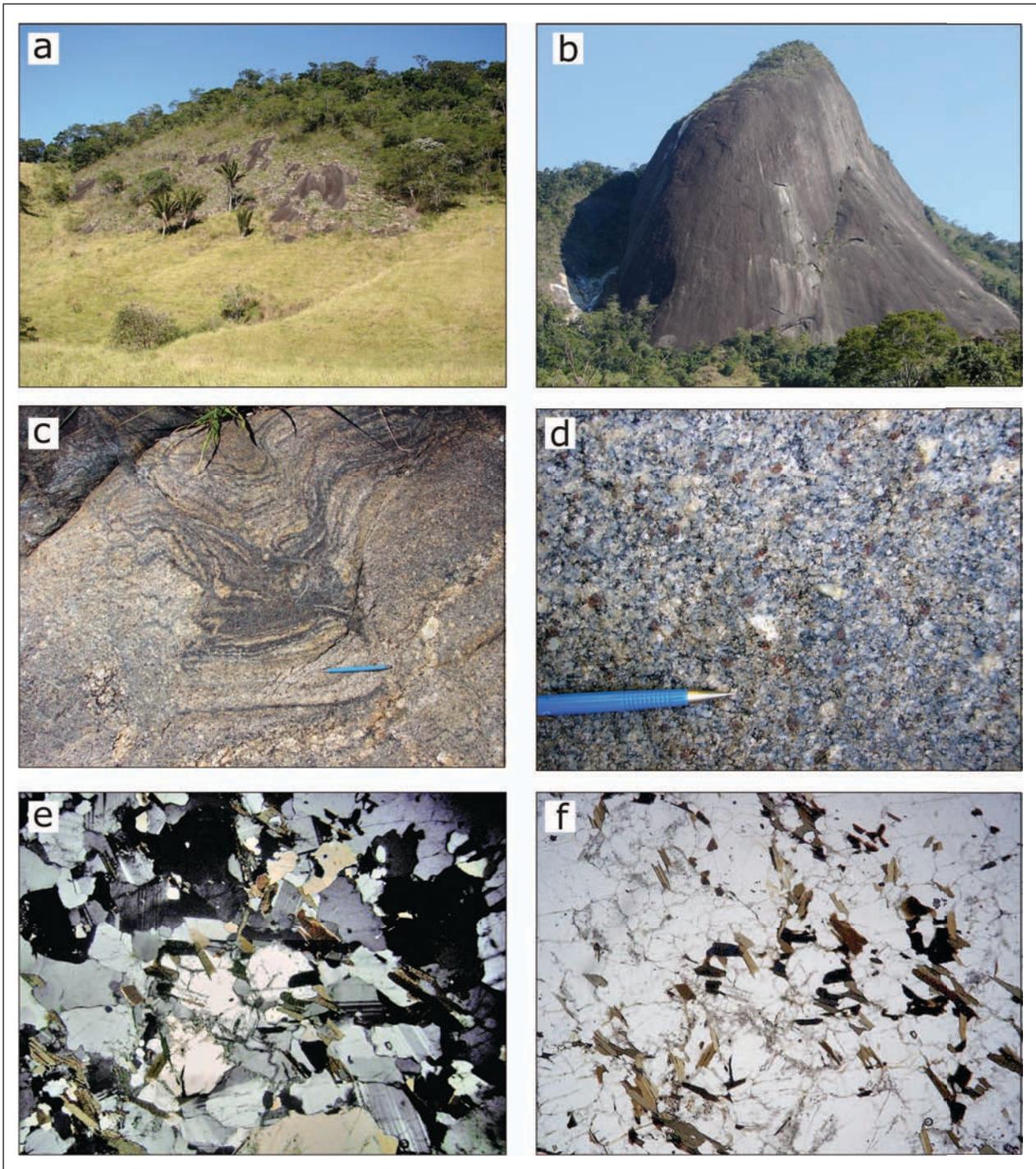


Figura 3.12 – Suíte Imbé. (a) afloramento em meia encosta, típico da Suíte Imbé; (b) encostas rochosas íngremes e lisas, tipo Pão de Açúcar da Suíte Imbé; (c) textura e estrutura típicas dessas rochas e suas encaixantes; (d) granitóide mesocrático cinza claro a cinza amarelado, com estrutura sub-orientada a maciça e textura granoblástica a granolepidoblástica; (e) e (f) fotomicrografia de granitóide da Suíte Imbé, e sua mineralogia típica (Nicóis cruzados e paralelos, respectivamente, aumento 2,5X)

perfazendo algo entre 20 a 40% da rocha. Ocorrem, ainda, muscovita (5%) e granada (15%).

3.3.2.5 - Leucognaises do Domínio Costeiro (NP3γ2lgnc)

Esta unidade é caracterizada por migmatitos e gnaisses, descritos por Rosier (1957 e 1965), e inclusos no Complexo São Fidélis por serem resultado da fusão parcial desta unidade metassedimentar. Essas rochas afloram em uma pequena área a oeste da folha, em contato direto com a unidade kinzigítica São Fidélis.

Os leucogranitos dessa unidade são rochas holo leucocráticas, de granulação de média a grossa, que ocorrem como corpos irregulares, difusos ou tabulares, com contatos abruptos e discordantes das encaixantes (figura 3.13a e b). Apresentam textura granoporfioblástica e têm composição mineralógica predominante de quartzo, biotita, microclina e plagioclásio.

Estas rochas podem ocorrer, também, como corpos homogêneos, muito pouco foliados com predomínio de tipos hololeucocráticos que variam de granito a álcali-feldspato granito, ou como corpos de textura migmatítica (figura 3.13a e c). Na Folha Ma-

caé, o tipo mais observado é homogêneo, de coloração mesocrática aczentada a cinza escura em zonas com concentração de biotita, de granulação média a grossa, com estrutura predominantemente estromática, e textura granoporfioblástica com recristalização. Sua composição mineralógica é representada por quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e hornblenda, apresentando ou não granada (figura 3.13d). O quartzo é observado em fitas, muitas vezes recristalizado, hipidioblástico a xenoblástico. Grãos de microclina são hipidioblásticos, configurando trama porfioblástica com hábito tabular. O plagioclásio ocorre como porfioblastos hipidioblásticos a xenoblásticos, em contato com ortoclásio e microclina. A biotita é observada em níveis mais concentrados, com coloração marrom escura e hábito tabular dos grãos hipidioblásticos.

3.3.3 - Unidades Fanerozóicas

Diques de diabásio, basaltos toleíticos a alcalinos e gabros afloram em diversos pontos da folha. São tidos como de idade cretácea inferior, por correlação com diques semelhantes datados em áreas vizinhas. Alguns, mais magnéticos, são facilmente observados no mapa aeromagnético.

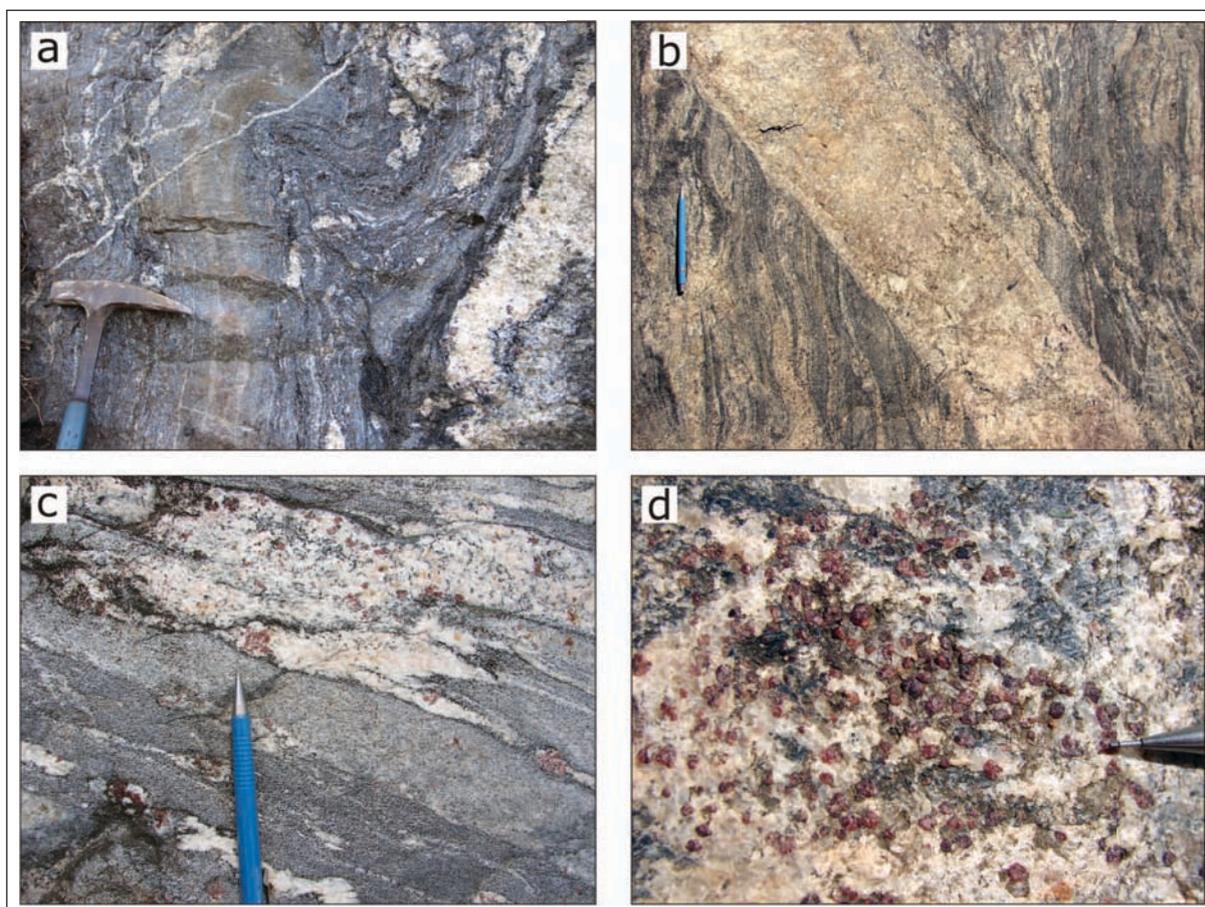


Figura 3.13 – Leucognaises do Domínio Costeiro. (a) e (b) leucogranitos que ocorrem como corpos irregulares (a) ou tabulares (b), com contatos abruptos e discordantes das encaixantes; (c) corpos homogêneos, pouco foliados com bolsões de textura migmatítica; (d) mineralogia principal desses leucognaises - quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, hornblenda e granada

Arenitos, conglomerados e folhelhos ocorrem em camadas descontínuas, falhadas, tentativamente correlacionadas ao Grupo Barreiras, de idade provável neogênica. Ocorrem cobrindo todas as unidades descritas anteriormente, porém restritos à região costeira.

Extensos aluviões e depósitos marinhos e lagunares acompanham os rios principais e as planícies costeiras.

3.3.3.1 - Diques máficos (K1βsm)

Pelo menos cinco diques de diabásios de grandes extensões e espessuras (chegando a centena de metros), com direção geral NE-SW, cortam o Complexo São Fidélis. Geralmente ocorrem em vales fortemente orientados, provavelmente controlados pela sua presença. Os corpos mais marcantes são os de Dr. Loreti (limite NW da folha), com aproximadamente 150m de espessura, o da Serra de São Tomé (vale do Córrego do Carocango) e o do vale do Rio Santa Catarina (sul da Serra Sobra de Terra), todos com grandes espessuras. Outros dois corpos menores afloram nas imediações da Serra da Pedra Branca, a leste de Conceição do Macabu.

Com exceção ao dique de Dr. Loreti, esses corpos não afloram muito bem. No entanto a presença indubitável deles é confirmada pelo alinhamento de matacões envoltos em solos amarelados, característicos deste tipo de rocha. É provável que existam outros diques neste mesmo enxame, que, no entanto, não puderam ser cartografados.

São rochas mesocráticas a melanocráticas com granulação de fina a média e textura afanítica à subfanerítica, podendo apresentar textura porfirítica com fenocristais de plagioclásio, no caso dos diabásios. Sua composição mineralógica consiste, essencialmente, de cristais de plagioclásio e augita. Os grãos de augita são incolores, anédricos com inclusões de minerais opacos. Os plagioclásios são incolores, de granulação variando de fina a média e hábito colunar, portando inclusões de augita e apatita.

3.3.3.2 - Brecha de falha (K2E1br)

A nordeste da cidade de Carapebus ocorrem pequenos morrotes alinhados, destacando-se na paisagem. São cobertos por vegetação densa que encobrem parcialmente afloramentos de uma rocha amarelada a arroxeadas, por vezes com textura brechóide e por vezes foliada. As brechas ocorrem na forma de grandes blocos (matacões) em posição aproximadamente original, assim identificada por estarem alinhadas em direções preferenciais e nas cumeeiras dos morrotes. Essas brechas foram descritas como brechas tectônicas por Zimbres et al. (1989). São rochas compostas por clastos angulosos de tamanhos variando de milímetros a alguns centímetros, predominantemente constituídos por rochas gnáissicas a

graníticas, envoltos por cimento silicoso, esbranquiçado a amarelado e amorfo. Geralmente, encontra-se intensamente fraturada e preenchida por óxidos de Fe. No ponto CP-JA-09, num morrote a SE de Carapebus, as brechas exibem clastos centimétricos de sílica amorfa roxa em matriz/cimento cor de creme. No ponto CP-JA-31, na estrada de Carapebus a Quissamã aflora uma rocha, fortemente intemperizada, com cristais angulosos de feldspato branco, caulinizado, em meio a uma matriz fina. Aparentemente se trata de uma rocha ígnea, leucocrática, com trama porfiroblástica. Esta rocha está restrita à região dos alinhamentos de brechas e pode estar geneticamente associado a elas. No entanto, sua relação cronológica ainda está em aberto.

As brechas de Carapebus são muito semelhantes a outras brechas silicificadas que ocorrem no Estado do Rio de Janeiro, formando linhas de afloramentos direcionados N70E e, geralmente, associadas a bacias sedimentares intracontinentais (Rifte Continental do Sudeste do Brasil) e a intrusões de rochas alcalinas (figura 2.10).

3.3.3.3 - Grupo Barreiras (ENb)

As flutuações do nível do mar e as alterações paleoclimáticas foram as principais causas da formação das planícies litorâneas brasileiras (Martin *et al.* 1997).

Uma das unidades mais expressivas da faixa litorânea é o Grupo Barreiras, que se estende desde o Amapá até o Rio de Janeiro (Batista *et al.* 1984), aflorando sob a forma de extensos tabuleiros ou falésias, com vários metros de altura.

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

Esse pacote sedimentar é constituído por três unidades: areias grossas a conglomeráticas, com matriz caulínica e estruturas de estratificação cruzada planar na base do pacote; uma unidade intermediária composta de interlaminações de areias grossas quartzosas com matriz areno-argilosa e argilas arroxeadas levemente arenosas; e, no topo do pacote, um nível de argilas de cores vermelha e branca (Ferrari *et al.* 1982).

No modelo de evolução paleogeográfica e paleoclimática proposto por Martin *et al.* (1997), para o litoral norte do Estado do Rio de Janeiro, a sedimentação Barreiras ocorreu provavelmente durante o Plioceno, sob condições climáticas semi-áridas, sujeito a chuvas esporádicas torrenciais (Silva & Cunha 2001). Nessa época o nível do mar era mais baixo que o atual, e os sedimentos do Grupo Barreiras entulharam a plataforma continental (Bigarella & Andrade, 1965). Essa sedimentação foi interrompida quando o clima passou a ser mais úmido (Vilas-Boas *et al.* 1979), e,

no Pleistoceno, uma transgressão marinha começou a erodir a porção mais externa do Grupo Barreiras, formando as falésias típicas dessa unidade.

Na área da Folha Macaé, o Grupo Barreiras ocorre sob a forma um tabuleiro contínuo, com até 10 m de espessura, que bordeja o litoral do extremo nordeste até a Fazenda Retiro, em Cabiúnas. Esses sedimentos terrígenos ocorrem também a oeste da cidade de Macaé, do Memorial de Macaé (figuras 3.14 e 3.15) até o Rio Imboacica.

Numa seção levantada no ponto MC-JF-32 foram identificadas nesse pacote sedimentar, seis fácies com tendência granodrecrescente ascendente - *fining-upwards* (figura 3.16): uma unidade basal constituída por areias muito grossas a conglomeráticas, de tonalidade amarelada, com grânulos de feldspato branco de até 1cm, e níveis de laterita. A Fácies 2 é arenítica, com clastos de quartzo de até 10 cm na base dos canais, estratificações cruzadas planares, e estruturas acanais na base do pacote. Imediatamente sobreposta, ocorre uma fácies de areia muito grossa, bimodal, com seixos de até 5cm, com topo marcado por uma camada de laterita de até 1 m de espessura.

A Fácies 3 corresponde à siltitos brancos, mosqueados de vermelho, com minerais opacos.

Os siltitos da Fácies 4 são de cor roxa, com grânulos de quartzo. No topo dessa fácies ocorrem anéis de *Liesegang*, e *motling* químico retilíneo para direções diversas.

A Fácies 5 corresponde à argilas muito oxidadas, com aspecto brechóide, podem ocorrer bioturbações.

Recobrendo todo o pacote, a Fácies 6 corresponde a um arenito vermelho, sem estrutura aparente. O topo é recoberto por uma linha de seixos de laterita.

3.3.3.4 - Depósitos Colúvio-Aluvionares (Qca)

As coberturas sedimentares quaternárias são constituídas por cascalhos, areias argilosas e argilas arenosas, localmente portando sinais de laterização. Esses sedimentos foram transportados de áreas de encostas por processos de fluxos gravitacionais e aluviais, e depositados ao largo dos cursos de água distribuídos por toda a área da folha.

Os maiores depósitos bordejam os rios de planície (Rio Macaé e Rio Macabu - figura 3.17a). Esses são mais expressivos que os depósitos relacionados aos rios que descem das serras (ex.: Rio Macabuzinho).

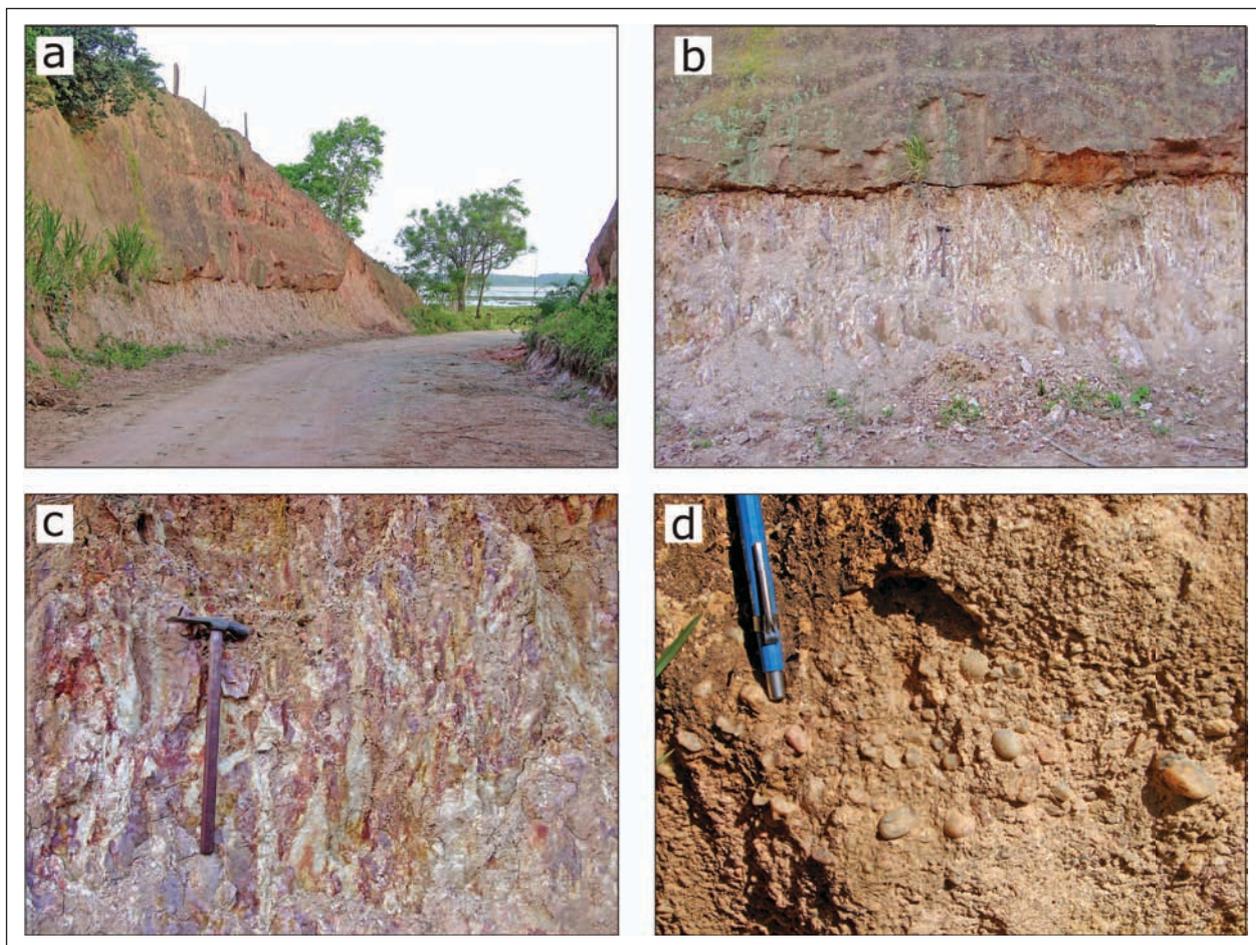


Figura 3.14 – Grupo Barreiras. (a) e (b) corte de estrada onde afloram os arenitos com cores variegadas do Grupo Barreiras; (c) detalhe da imagem anterior; (d) clastos de quartzo típicos de base de canais arenosos

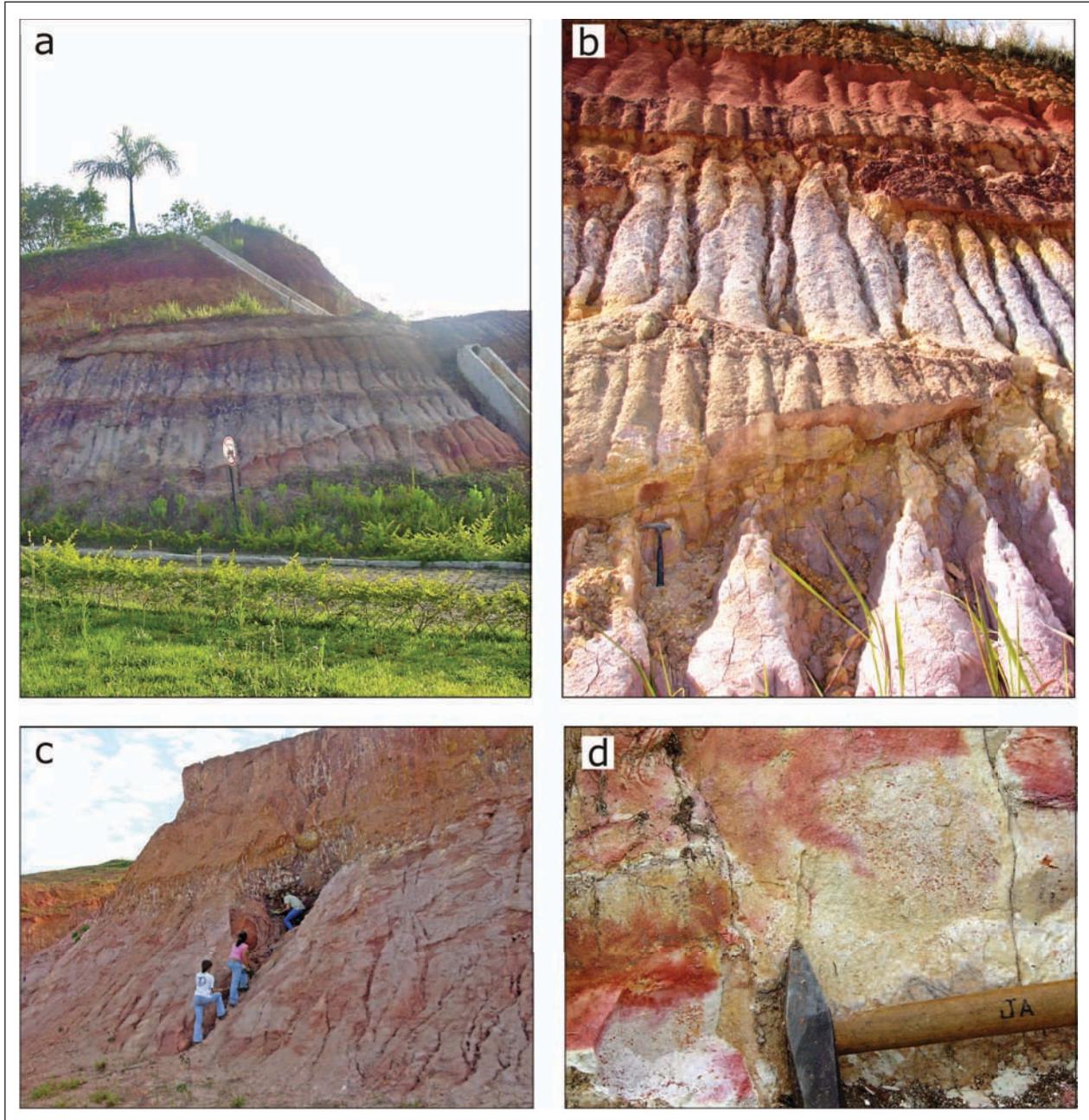


Figura 3.15 – Grupo Barreiras. (a) e (b) bases acanaladas de canais arenosos do Grupo Barreiras; (c) contato entre o Gnaiss São Fidelis na base, e os arenitos do Grupo Barreiras no topo; (d) detalhe da textura maciça desses arenitos, e suas cores variegadas

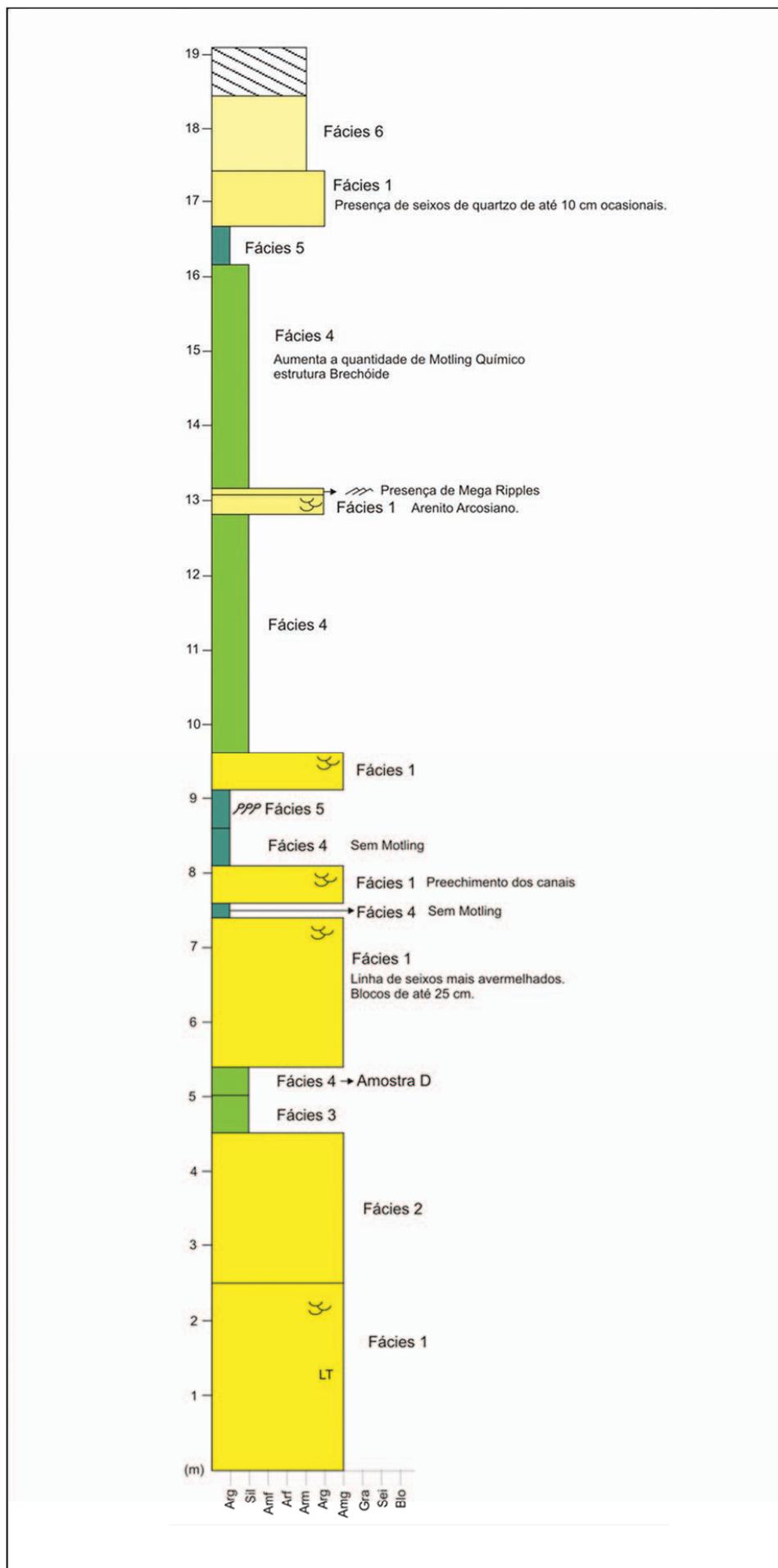


Figura 3.16 – Seção geológica do Grupo Barreiras, levantada no ponto MC-JF-32

Nas áreas de serras os depósitos são predominantemente de encostas, depositados por processos gravitacionais (talus, colúvio). Posicionam-se nas partes mais baixas e gradam para sedimentos mistos, de encosta e fluviais, com raras ocorrências de depósitos lacustres. Nas partes mais baixas e planas, os depósitos são constituídos por sedimentos francamente fluviais, com menores contribuições de sedimentos lacustres e marinhos.

Os dois maiores rios da folha são o Rio Macaé e o Rio Macabu. As planícies aluvionares desses dois rios são limitadas por pequenos morros de baixa altitude, e muito bem orientados segundo direções de falhas e fraturas observadas nos afloramentos localizados nas bordas destes depósitos, indicando um controle cenozóico dessas estruturas na configuração da rede de drenagem.

3.3.3.5 - Cordões Litorâneos (Qcl)

Bordejando o litoral, acompanhando a direção NE-SW da linha de costa, são observados extensos cordões litorâneos, que vêm desde o limite leste da folha até a praia de São José do Barreto, na cidade de Macaé (figura 3.17b).

Esses cordões arenosos, de idade Quaternária (Qcl), são formados por sedimentos praias, e retrabalhados por ondas. Grande parte desses cordões se situa em área de preservação ambiental – Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba.

3.3.3.6 - Depósitos gravitacionais (tálus)(Qt)

Depósitos gravitacionais, constituídos por blocos de grandes dimensões de litotipos variados, reafinados por erosão fluvial recente.

Esses blocos entulham o fundo dos vales da Serra da Cruz e da Serra de São Tomé, no quadrante noroeste da folha Macaé (figura 3.17c e d).

Os depósitos de tálus apresentam diferentes constituições em função da unidade litológica sobre as quais eles se desenvolvem. Os mais comuns e expressivos ocorrem na área montanhosa com vales bem desenvolvidos, na porção NW da Folha Macaé, área de ocorrência dos paragnaisse da unidade São Fidélis – Kinzigito e dos granitóides anatóticos da Suíte Imbé. Estes últimos estão associados a relevos íngremes, com formas convexas (tipo Pão de Açúcar) e vales encaixados onde se depositam os depósitos de encosta.

Os blocos têm composição variada, dependendo da constituição da área fonte, apresentam-se em formas arredondadas e têm tamanhos variando desde seixos (cm) a matacões (dm a m). A matriz é geralmente de material coluvial, areno-argiloso, com cores amareladas, alaranjadas e avermelhadas. Eventualmente apresentam cores mais para cinza ou esbranquiçadas. A geometria desses pacotes varia de acordo com a forma dos vales e dos interflúvios, mas é comum a forma de leques aluviais (figura 3.17c), as vezes se coalescendo e formando extensos depósitos inclinados de blocos e colúvios.

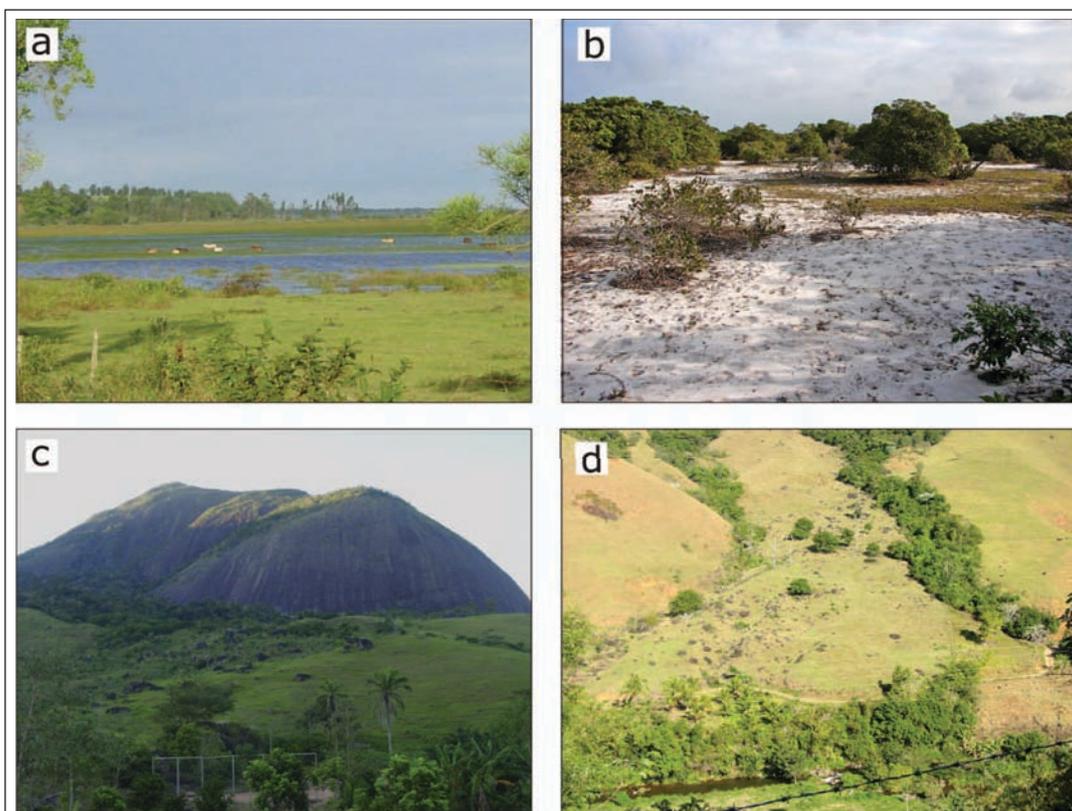


Figura 3.17 – Vistas do chão dos depósitos quaternários: (a) aluvião do Rio Macabu, a partir do ponto CP-JA-38; (b) cordões litorâneos, estrada de acesso ao Parque Nacional da Restinga de Jurubatiba; (c) depósito de encosta por processos gravitacionais (talus – Serra da Cruz); (d) depósito de encosta por processos gravitacionais (talus – Triunfo)

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL

4.1 - INTRODUÇÃO

Os principais contatos litológicos da Folha Macaé se dispõem na direção NE a NNE (figura 4.1). Este padrão é truncado por estruturas rúpteis de direção NE, NW, N-S e E-W. Esta orientação preferencial dos contatos concorda com as medidas da foliação dos gnaisses, que apresenta uma medida média 132/30 (max. do estereograma – figura 4.2). Os mergulhos tendem a serem de baixo ângulo, embora mergulhos altos também ocorram localmente. O diagrama de orientação de polos da foliação mostra uma dispersão na direção NW-SE, que permite o traçado de uma guirlanda (237/82). O polo desta guirlanda (57/08) representa o eixo de rotação dos planos de foliação, possivelmente o eixo de dobras na foliação (figura 4.2). O padrão de orientação da foliação e da lineação permitiu separar dois domínios tectônicos em mapa, separados por uma importante sutura. Trata-se da superfície de empurrão, mais propriamente uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo, que limita os terrenos Cabo Frio e Oriental na folha. É denominada aqui de Zona de Cisalhamento Serra do Segredo, em alusão à serra homônima que acompanha esta estrutura no setor SW da folha. Para NW desta estrutura afloram os gnaisses pelíticos, intensamente intemperizados do Grupo São Fidélis, enquanto que a SE desta afloram os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. Para NE, esta estrutura é truncada por falha e lançada em direção ao mar, restringindo a ocorrência do Complexo Região dos Lagos ao canto SW da folha e ao arquipélago de Santana. A estruturação interna do Terreno Cabo Frio (Região dos Lagos) difere do resto da folha por apresentar contatos e foliações sub-horizontais ou com mergulhos suaves para W, contra contatos e foliações com mergulhos médios a altos para SE no Terreno Oriental. Falhas e fraturas completam o quadro estrutural da folha, compartimentando as unidades litológicas em blocos altos e baixos. Essas falhas atuaram até pelo menos no limite entre o Neógeno e o Pleistoceno, como indicado pelo intenso falhamento dos sedimentos friáveis do Grupo Barreiras.

4.2 - PROCEDIMENTOS E MÉTODOS DA ANÁLISE ESTRUTURAL

Desde as primeiras fases do levantamento geológico buscou-se a coleta e interpretação de dados estruturais, seu armazenamento e sua análise em termos de orientação e de seu significado cinemático e dinâmico. Foi dada especial atenção aos critérios utilizados na observação e interpretação e na avaliação da confiabilidade desses dados.

Em todas as etapas do mapeamento geológico realizou-se em conjunto a Análise Estrutural.

Isto implica na observação detalhada da geometria e orientação espacial das estruturas, suas relações de superposição com outras estruturas e com outros eventos geológicos, tais como intrusões magmáticas, fusão parcial, reações metamórficas, cristalização e recristalização minerais, percolações de fluidos e toda outra feição que possa ser relacionada temporalmente com as estruturas ou possa ser indicativa de parâmetros físicos e/ou químicos. Esses eventos são registrados cronologicamente e interpretados em cada afloramento, e são determinantes na localização da coleta de amostras para análises microestruturais e microtectônicas.

As medidas de orientação foram obtidas por bússolas tipo “Clar” e a notação adotada foi a “Dip Direction” que constam de dois valores: ângulo azimutal do rumo da linha (no caso de planos é a linha de maior caimento contida no plano - direção do mergulho) e o ângulo de mergulho, medido no plano vertical que contém a linha. A obliquidade (rake) é o ângulo entre a direção (strike) do plano e a linha, medido sobre o plano.

Os estereogramas mostram os polos de planos (contato litológico, acamamento, foliação, falhas, fraturas, etc) projetados no hemisfério inferior de redes estereográficas equiáreas (Rede de Schmidt). Os diagramas de roseta mostram apenas a direção de planos, utilizados para visualização de estruturas planares de alto ângulo.

No mapa geológico procurou-se representar os pares cinemáticos de foliação (S) e lineação (L). A foliação principal no afloramento é nomeada Sn e a lineação contida na foliação principal é nomeada Ln. Em afloramentos que favorecem a observação de superposição de estruturas e eventos a sequência cronológica dos eventos deformacionais é expressa por índices numéricos (S1, S2, S3.. ou L1, L2, L3...), independente da idade e da duração de cada evento deformacional. O cruzamento de informações entre afloramentos ou entre eventos deformacionais e metamórficos/magmáticos levam a agrupar as estruturas em Fases Deformacionais, denominadas D1, D2, D3, Dn.... Assim, uma estrutura Sn ou Ln foi gerada durante a fase deformacional Dn. Uma região na qual a evolução estrutural é coerente em termos de suas fases deformacionais e dos eventos metamórficos/magmáticos é chamada de Domínio Estrutural.

Em macroescala foi realizada a análise dos elementos estruturais maiores, ou que exerçam algum controle na formação do relevo ou que são marcados pela magnetometria (campo total) e pela gamaespectrometria. Os lineamentos foram traçados a partir da imagem de satélite Landsat ETM+ (composição 7, 4, 2 – Geocover – figura 4.3), dos modelos digitais de terreno (SRTM – figura 4.4), fotografias aéreas e

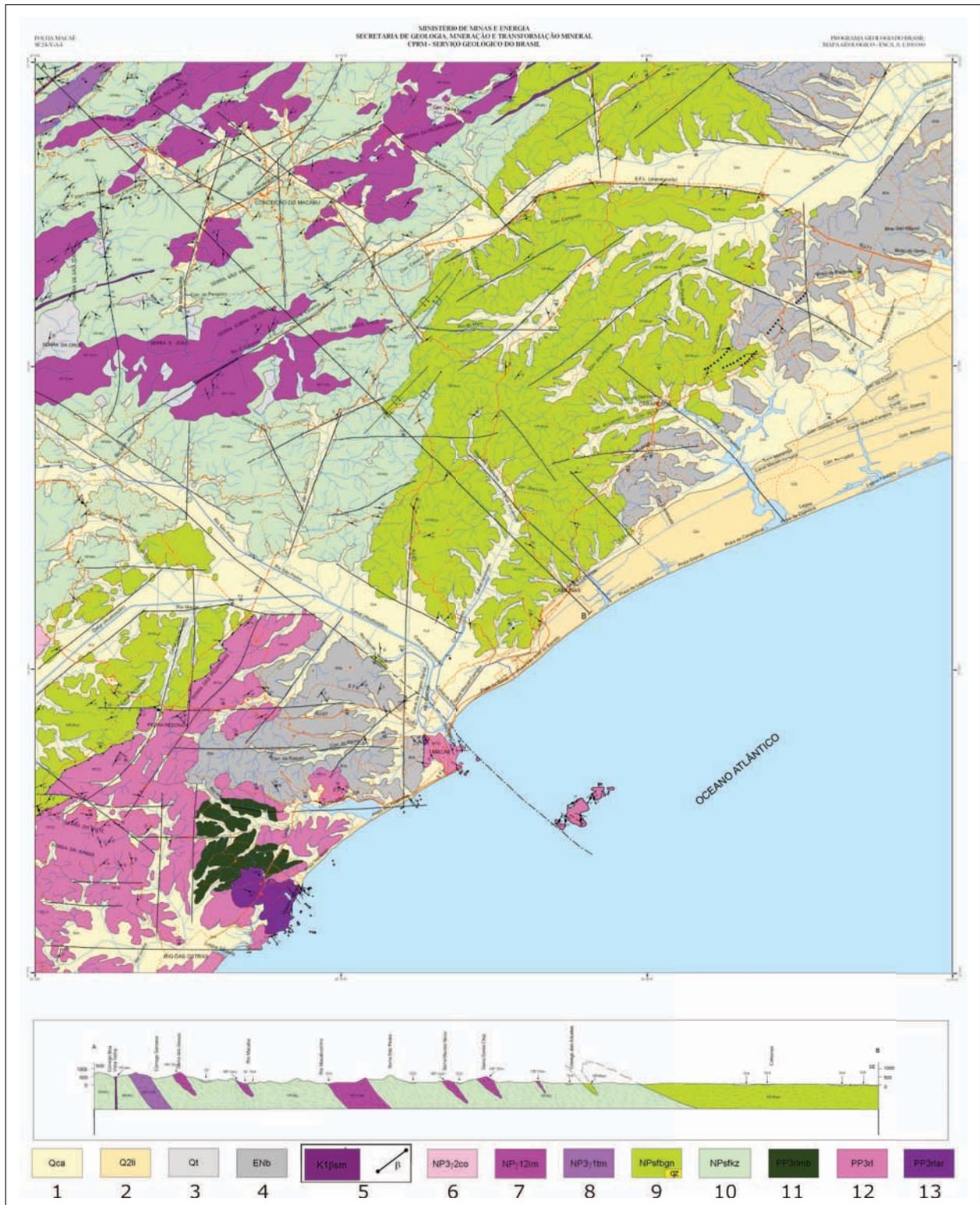


Figura 4.1 – Mapa Geológico da Folha Macaé

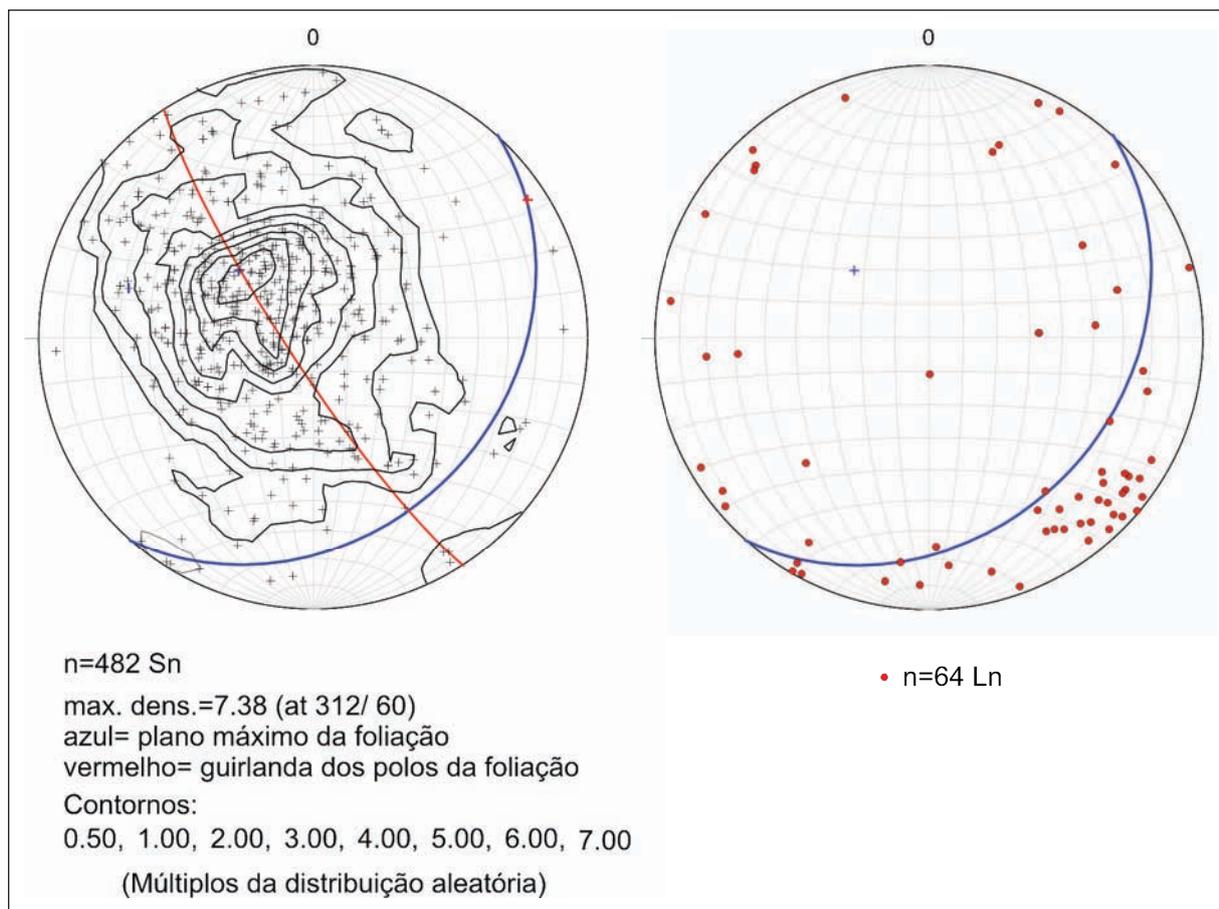


Figura 4.2 – Estereogramas de foliação e lineação da Folha Macaé

dos mapas topográficos em escala 1:50.000 do IBGE. Os lineamentos de relevo incluem orientação de vales, cristas de serras e encostas retilíneas. Os mapas resultantes foram integrados num único mapa de lineamentos.

4.3 - ANÁLISE DE LINEAMENTOS DE RELEVO E MAGNÉTICOS

4.3.1 - Lineamentos de relevo

A área da Folha Macaé tem relevo variado, com regiões escarpadas da Serra do Mar, áreas de colinas (mar de morros) e trechos planos, resultado da deposição de sedimentos aluvionares, marinhos e transicionais (figura 4.3). Na região NW do mapa, área de ocorrência do Grupo São Fidélis, o relevo é montanhoso, com encostas íngremes e desnivelamentos de até 800m, como ocorre na Serra de São João, onde está a maior cota da folha (978m). Nessa região as serras são alinhadas nas direções ENE-WSW a N-S, separadas por vales retilíneos e fortemente dissecados, como mostra o mapa de Lineamentos (figura 4.4).

A escarpa frontal da Serra do Mar é fortemente dissecada desconfigurando uma linha de serra.

Nas porções sul a leste da folha o relevo é mais suave com alternância entre colinas e pequenas serras isoladas, entremeadas por planícies aluvionares que seguem os rios principais.

Os lineamentos foram classificados pela sua orientação preferencial, pela densidade e pelo comprimento dos seus traços. Em termos de orientação preferencial destacamos quatro direções: NE, E-W, N-S e NW. As interseções entre essas direções delineam formas octogonais, que são observadas nas quebras de direções dos rios e seus depósitos aluvionares (figura 4.4). Os rios Macaé e Macabu são bons exemplos. As quatro direções preferenciais são bem distribuídas na folha, embora algumas prevaleçam em determinadas áreas. Zonas de maior densidade de lineamentos são observadas nos mapas utilizados para o traçado dessas feições, o que indica a presença de zonas de fraqueza crustal, mais susceptíveis ao intemperismo e à erosão diferenciais. São localizadas e, geralmente, comportam canais de drenagem de grande extensão, chegando a ordem de dezena de quilômetros, como no caso do lineamento São Pedro-Macaé, que segue os cursos mais baixos dos rios homônimos (figura 4.4).

Zonas de interseção entre dois ou mais conjuntos de lineamentos tornam-se áreas abatidas e, geralmente, cobertas por sedimentos quaternários.



Figura 4.3 – Imagem de satélite Landsat7 (ETM+) na composição 7,4,2 Geocover

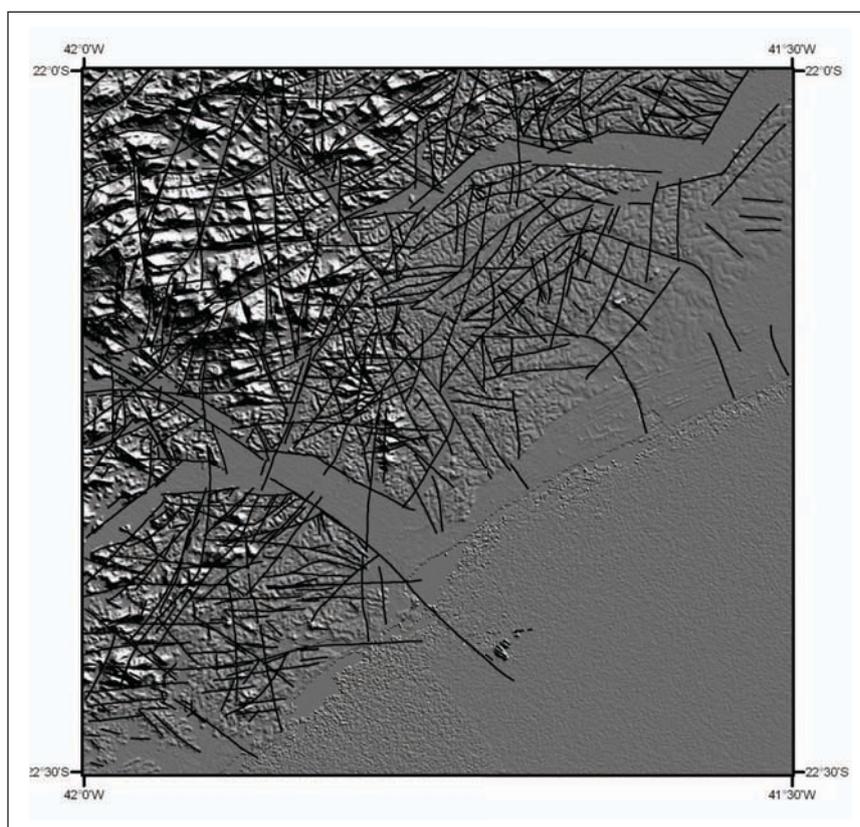


Figura 4.4 – Modelo Digital de Terreno da Missão Shuttle (SRTM), com interpretação dos lineamentos sobreposta

Estas feições ocorrem em diversas escalas, desde pequenas depressões em afloramentos até a escala do mapa. Uma dessas grandes zonas de interseção de lineamentos se localiza entre as mais altas serras da folha, onde se instalou a cidade de Conceição de Macabu. Segue uma breve descrição dos principais conjuntos de lineamentos mapeados.

Lineamentos NE

São amplamente distribuídos na folha. Na parte central, que percorre a diagonal NE-SW, há uma maior concentração deste conjunto, controlando o baixo curso do Rio Macabu, no extremo NE da folha, e o médio curso do Rio Macaé, na porção centro-oeste da folha. Outra zona de maior concentração deste conjunto de lineamentos se localiza no extremo NW da folha, controlando o entalhamento do vale do Rio Santana. As serras da porção centro-noroeste da folha (serras de São João, Sobra de Terra, da Cruz, São Pedro, São Tomé e Santa Cruz) são preservadas deste conjunto, com exceção para o vale do Rio Santa Catarina, que configura uma zona preferencial de lineamentos NE que atravessa a folha desde sua borda norte até a borda oeste.

Os lineamentos NE estão, localmente, relacionados a estruturas geológicas. Alguns exemplos são o contato basal do Complexo Região dos Lagos, que resulta em uma quebra de relevo marcante ao longo das serras das Pedrinhas e do Segredo e os diques de diabásio que acompanham os vales dos rios Santa Catarina e Santana. Os limites abruptos entre os depósitos aluvionares e de cordões litorâneos com as rochas da Unidade São Fidélis – (Sillimanita)-biotita gnaisse ou do Grupo Barreiras são locais de prováveis falhas e, eventualmente, ocorrem na direção NE.

Lineamentos E-W

O conjunto de lineamentos de direção E-W são concentrados em duas faixas principais, embora ocorra em toda a folha. A região de afloramentos do Complexo Região dos Lagos a oeste de Macaé e a região das serras de São Pedro e Sobra de Terra, ao longo do Córrego do Perigoso. Alguns trechos dos aluviões do Macaé e do Macabu também se orientam nesta direção.

A direção E-W é compartilhada por estruturas rúpteis (ver afrente neste capítulo e na figura 4.16), especialmente fraturas e falhas

Lineamentos N-S

Na área da Folha Macaé, bem como a oeste, na Folha Casimiro de Abreu, os lineamentos N-S são marcantes. Na faixa central da folha há uma zona de

alta densidade de lineamentos, cruzando as cidades de Conceição do Macabu e de Macaé. Em termos de comprimento, esses são relativamente curtos, com exceção e uns raros no norte da folha.

Foram observadas falhas nesta direção, como a falha normal que passa pelo centro de Macaé e que, localmente, controla o contato do Grupo Barreiras com seu embasamento.

Lineamentos NW

A direção NW é marcada por diferentes tipos de lineamentos. A orientação preferencial de segmentos de canais, cristas e encostas de serras, e trechos dos aluviões dos rios Macaé e São Pedro são orientados nesta direção. São, geralmente, longos e pouco espaçados. Sua distribuição não é, no entanto, generalizada, ficando restritas a certas faixas.

Acompanham a direção NW a Falha de Macaé, expressão tectônica e morfológica de grande importância na Folha Macaé. É a estrutura que controla o baixo curso do Rio Macaé, seus depósitos aluvionares. Tem forte expressão nos mapas geofísicos, como no mapa magnético, campo total. Historicamente, o Rio Macaé é uma referência regional, servindo de limite para a Capitania de São Tomé, no passado e para as atuais regiões do Estado do Rio de Janeiro

4.3.2 - Lineamentos magnéticos

A análise dos dados geofísicos permitiu a identificação de grandes estruturas como falhas e lineamentos regionais. Nos dados de aeromagnetometria (figura 4.5) foram observados os lineamentos de direções NE-SW, N-S e E-W. Estruturas lineares NE, provavelmente estão relacionadas a diques, enquanto as anomalias magnéticas NW (roxo) estão associadas ao Terreno Cabo Frio, e interrompidas por falhamentos E-W.

As falhas E-W e NE-SW são representadas por forte lineamento caracterizando esforços da fase pós-colisional brasileira, e reativada na fase rift marginal e rift continental na margem sudeste. Enquanto a presença de sets com direções NW-SE, possuem relação com a colagem do Terreno Cabo Frio colocando este sob o as rochas do Domínio Costeiro durante a fase pós-tectônica do orógeno brasileiro e mais tarde a implantação do gráben de Barra de São João. Já as falhas normais subordinadas N-S responsáveis por longos lineamentos encaixados na drenagem.

A Magnetometria mostra uma forte anomalia que coincide com a falha já mapeada na margem esquerda do vale do baixo curso do Rio Macaé. Também contribuiu para identificar:

- grandes estruturas – falhamentos e diques;
- falhas NW – relevo magnético suave;

- estruturas lineares NE – provavelmente diques;
- anomalias magnéticas associadas ao Terreno Cabo Frio aflorante – interrompidas por falhamentos
- possível continuidade do Terreno Cabo Frio ao norte (não aflorante) – anomalias mais suaves e menos intensas; outra possibilidade seria se tratar de outra rocha magnética

A Gamaespectrometria contribuiu para:

- Ternário – Alta percentagem de todos elementos (branco) associadas aos sedimentos aluviais da folha – material erodido nas serras e depositado nos aluviões - Sedimentos + recentes e áreas alagadas próxima a costa;
- Terreno Cabo frio – empobrecimento de U e Th em relação ao K;
- Terreno Oriental – porção mais próxima a costa – ao sul do dique - empobrecimento dos elementos em relação ao interior (probabilidade de granitos foliados);
- Fm. Barreiras – porção Norte – alta percentagem diferindo da porção sul – duas hipóteses: Barreiras diferenciado; aluviões cobrindo o Barreiras.

4.4 - DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIS

A separação em domínios foi feita para uma análise estrutural individualizada de cada tipo litológico e de períodos cronológicos. As rochas paleoproterozóicas do Complexo Região dos Lagos foram agrupadas no Domínio Região dos Lagos (figura 4.6). Os metassedimentos do Grupo São Fidélis formam dois domínios lito-estruturais (I e II) correspondentes às suas unidades litológicas, (Sillimanita)-biotita gnaiss e kinzigito, respectivamente. A Suíte Imbé forma o Domínio Imbé e o Grupo Barreiras forma o Domínio Barreiras (figura 4.6). As unidades Complexo Trajano de Morais e Suíte Cordeiro não forneceram medidas estruturais suficientes para uma abordagem individualizada. A seguir será descrita a análise geométrica desses domínios, ressaltando suas semelhanças e diferenças em termos de orientação dos principais elementos estruturais da deformação dúctil brasileira, as foliações e as lineações.

4.4.1 - Domínio Região dos Lagos

O Domínio Região dos Lagos é caracterizado por contatos e foliações de baixo ângulo e lineações predominantemente de alta obliquidade (figura 4.7).

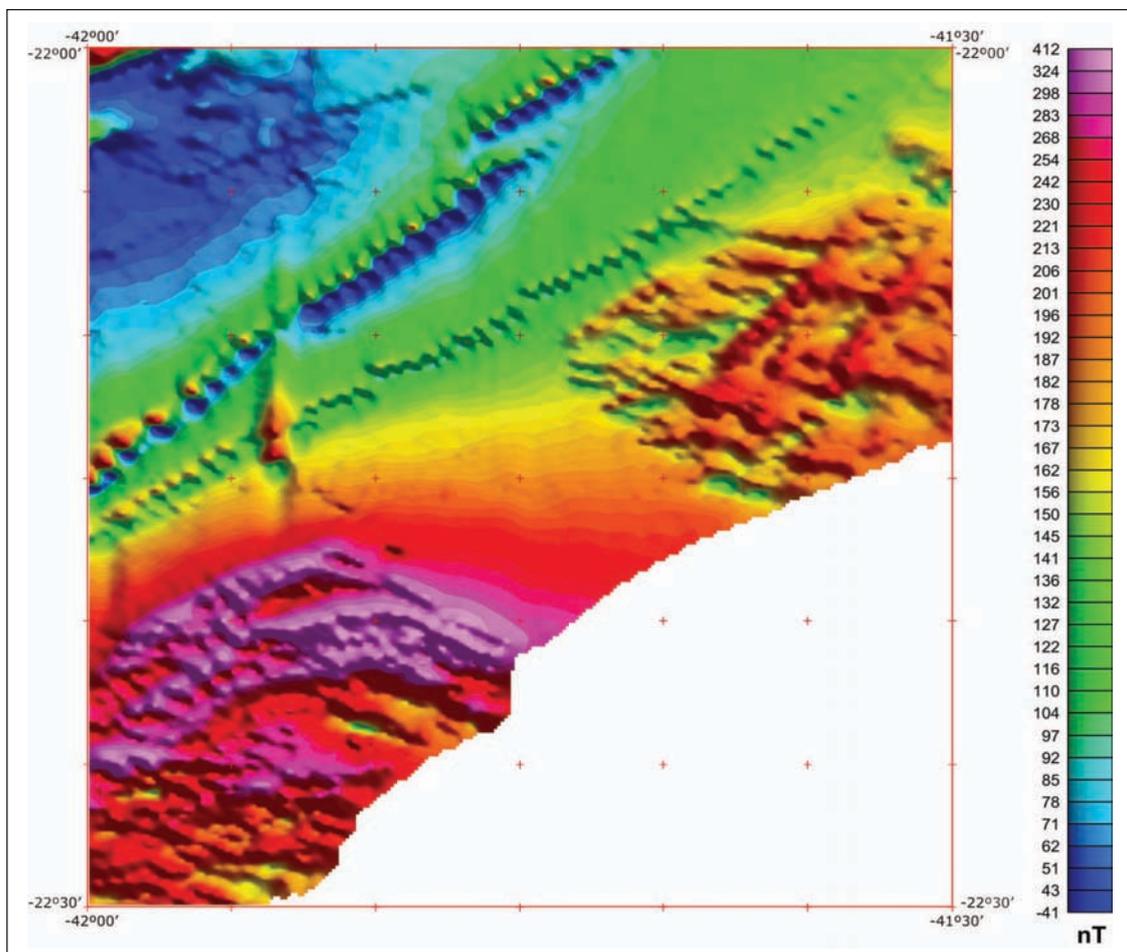


Figura 4.5 – Grid do campo magnético total da Folha Macaé. Destacam-se as estruturas NE-SW, N-S e E-W

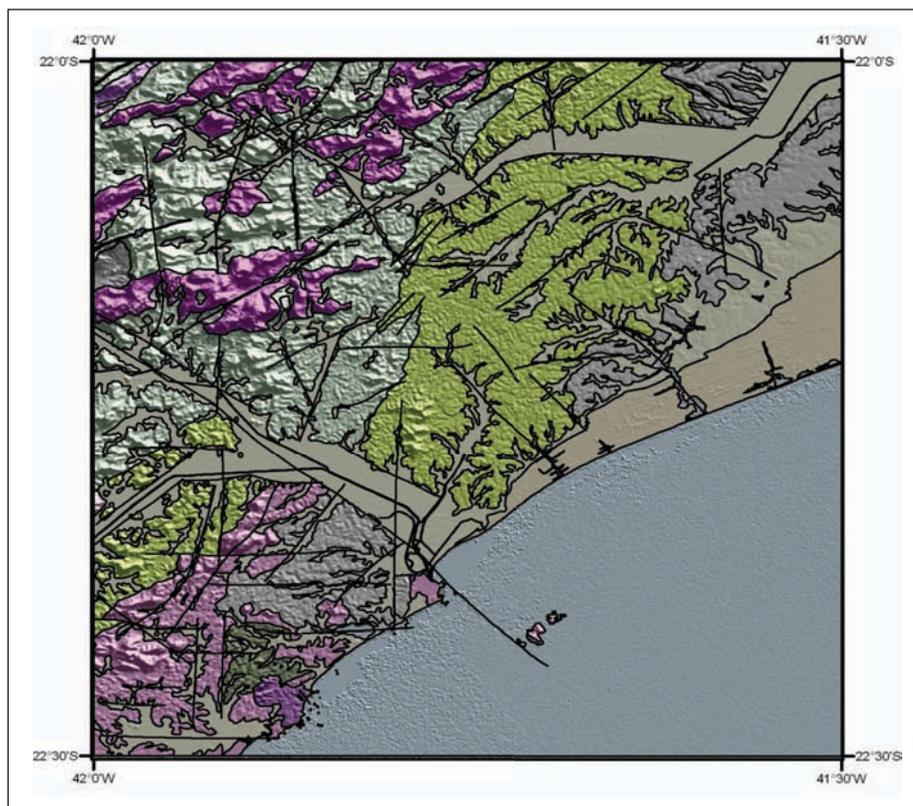


Figura 4.6 – Mapa dos domínios lito-estruturais da Folha Macaé. Em tons de rosa no canto SW da folha – Domínio Região dos Lagos; Em tons de verde água (ciano), magenta e roxo no canto NW da folha – Domínio Costeiro; Em verde claro, na parte central da folha - Domínio

A medida média obtida pelo estereograma é de 150/24, no entanto a dispersão das medidas faz com que a foliação possa mergulhar baixo para qualquer um dos quatro quadrantes. As lineações estão distribuídas de forma a apresentar um cacho (cluster) concentrado a SE (129/12), configurando um padrão de lineação “downdip” para SE.

Dentro deste domínio há regiões onde a deformação é relativamente baixa, onde os litotipos metamórficos exibem suas texturas ígneas preservadas. É o caso das metabásicas da região de Imboacica e do Granito Araruama (figuras 3.5 e 3.6). Em outras áreas a deformação é mais expressiva, mostrando forte estiramento subhorizontal na direção N a NW. O achatamento na vertical produz boudinagem em rochas mais competentes, como nos anfibolitos da Praia de Cavaleiros (figuras 3.4a e b).

4.4.2 - Domínio São Fidélis I [(Sillimanita)-biotita gnaïsse]

O Domínio São Fidélis I se posiciona estruturalmente logo abaixo do domínio Região dos Lagos. A atitude média da foliação é 108/30, mostrando uma inflexão para NNE na direção preferencial da foliação, quando se compara com o Domínio Região dos Lagos. O padrão de dispersão na orientação dos polos de foliação (figura 4.8a) mostra uma tendência de alongamento na direção NW, indicando o dobra-

mento da foliação Sn ao redor de um eixo com caimento suave para NE (056/15). Outra possibilidade, considerando o espalhamento na direção NE, é o de dobramento ao redor do eixo 123/24. O pequeno número de medidas de lineações não permite uma análise estatística, porém pode-se observar lineações de direções contrastantes NW-SE e NE-SW.

4.4.3 - Domínio São Fidélis II (kinzigito)

O Domínio São Fidélis II está estruturalmente sotoposto ao Domínio São Fidélis I. Este domínio contém os corpos granitóides das suítes Imbé e Cordeiro, e do Complexo Trajano de Moraes. A intensa migmatização torna a deformação mais plástica, no limite do sub-sólido. O resultado é uma foliação marcada por veios leucomáticos subparalelos com a xistosidade, e um comportamento mais plástico da foliação. A medida média da foliação é 120/46.

Nos estereogramas de polos da foliação (figuras 4.9a e b), a dispersão das medidas forma uma guirlanda com eixo em 053/16 e máximo em 120/46. No entanto outras concentrações em 351/30 e em 162/30 são observadas, mostrando a variação das atitudes da foliação principal.

O padrão da lineação (figura 4.9c) mostra muita dispersão, com alguma tendência para leste.

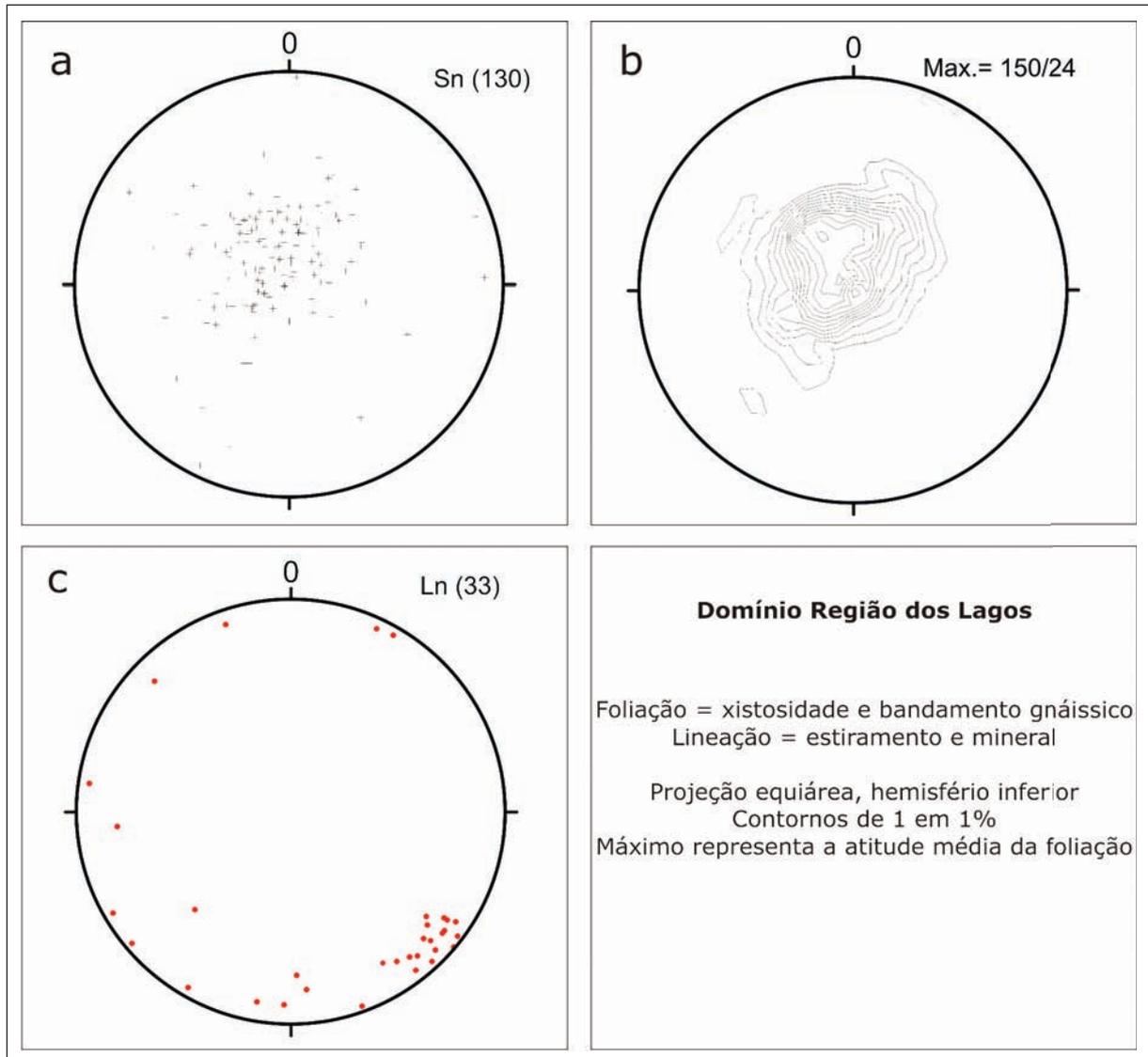


Figura 4.7 – Estereogramas de foliação e Lineação do Domínio Região dos Lagos. (a) diagrama de pólos de foliação; (b) diagrama de isolinhas de contorno da foliação e (c) diagrama de lineação de estiramento e mineral

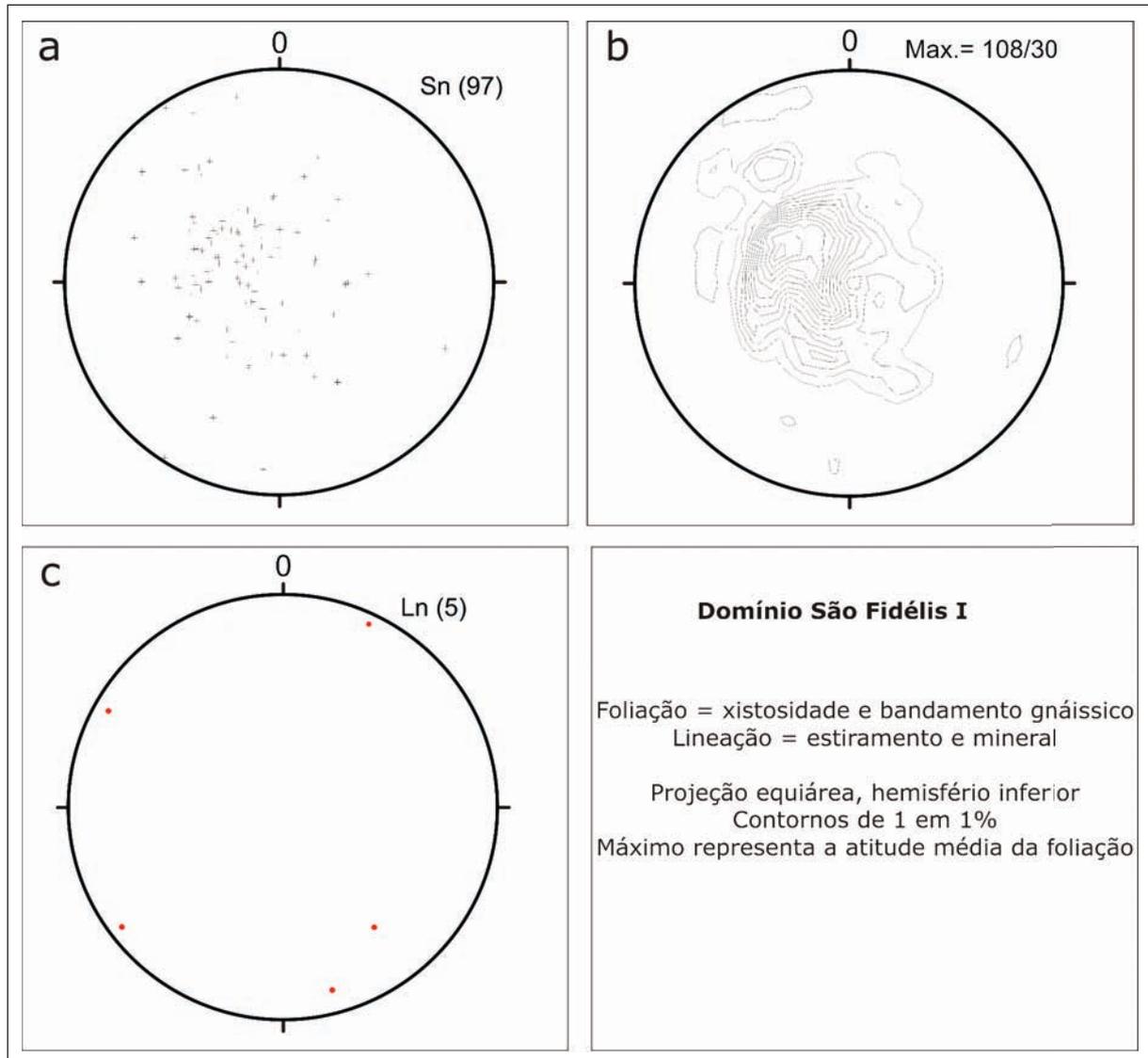


Figura 4.8 – Estereogramas de foliação e Lineação do Domínio São Fidélis I. (a) diagrama de pólos de foliação; (b) diagrama de isolinhas de contorno da foliação e (c) diagrama de lineação de estiramento e mineral

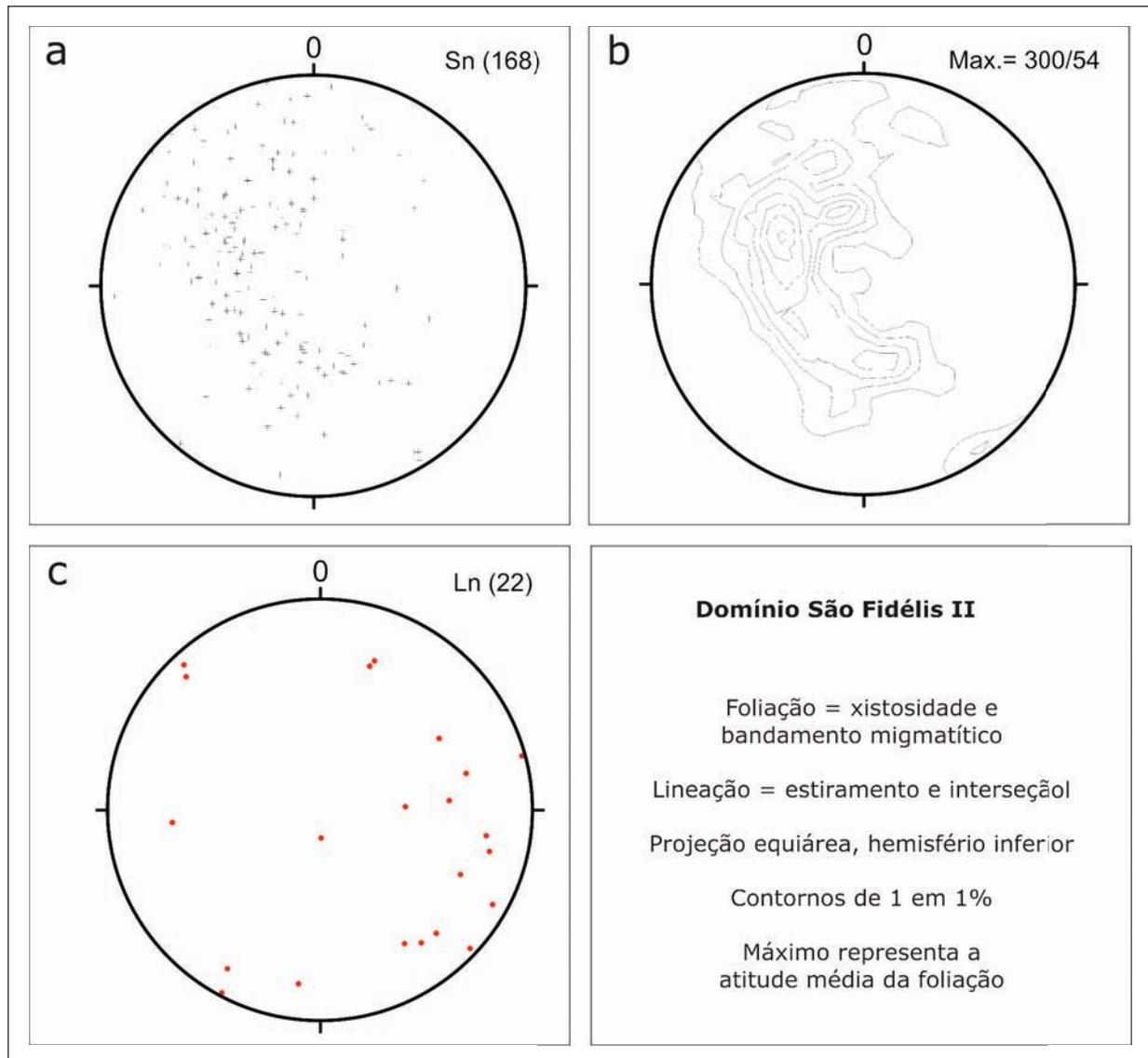


Figura 4.9 – Estereogramas de foliação e Lineação do Domínio São Fidélis II. (a) diagrama de pólos de foliação; (b) diagrama de isolinhas de contorno da foliação e (c) diagrama de lineação de estiramento e mineral

4.4.4 - Domínio Imbé

O Domínio Imbé é descontínuo e disposto em seis corpos maiores, além de pequenos corpos não mapeáveis. Apresenta foliação definida por orientação preferencial de biotita, feldspato e quartzo, sendo que o feldspato chega a formar porfiroclastos quando mais deformados. O padrão de orientação é irregular, porém com um máximo bem definido em 127/54 (figura 4.10). A nuvem de medidas mostra alongamento na direção NW com eixo (polo da guirlanda) em 040/03.

4.4.5 - Domínio Barreiras

O Domínio Barreiras compreende sedimentos em camadas subhorizontais (figura 4.11). A baixa dispersão das medidas mostra um padrão regular do acamamento S0, em torno do plano horizontal.

4.5 - ANÁLISE GEOMÉTRICA COMPARATIVA ENTRE OS DOMÍNIOS LITO-ESTRUTURAIS

Todos os domínios mostram uma tendência a apresentarem contatos litológicos e foliação tectôni-

ca mergulhando para sudeste, com lineações, preferencialmente de alta obliquidade, ou seja na posição “downdip”. No entanto pequenas discrepâncias neste padrão são observadas.

Os domínios Região dos Lagos e São Fidélis I têm um padrão de dispersão de medidas de foliação semelhante. Mergulhos baixos para sudeste a leste com baixa dispersão, padrão em “cluster”. A maior dispersão no Domínio São Fidélis I pode representar as modificações de Sn devido a dobramento suave, observados no setor NE da folha (BR-101).

Os domínios São Fidélis I e II mostram um padrão semelhante, mais pronunciado no Domínio São Fidélis II, com espalhamento da nuvem de medidas para noroeste, mudando de padrão “cluster” para guirlanda. Este padrão representa o efeito do dobramento com eixo caindo para nordeste e superfícies axiais mergulhando para sudeste. Zonas de empinamento da foliação podem ser resultado de zonas de cisalhamento, sem que se formem rochas francamente miloníticas. Este resultado é também a expressão da tendência da foliação ficar com mergulhos mais altos para noroeste. O Domínio Imbé mostra um padrão intermediário, com tendência a “cluster”, expressão do fato de possuir apenas a foliação S2.

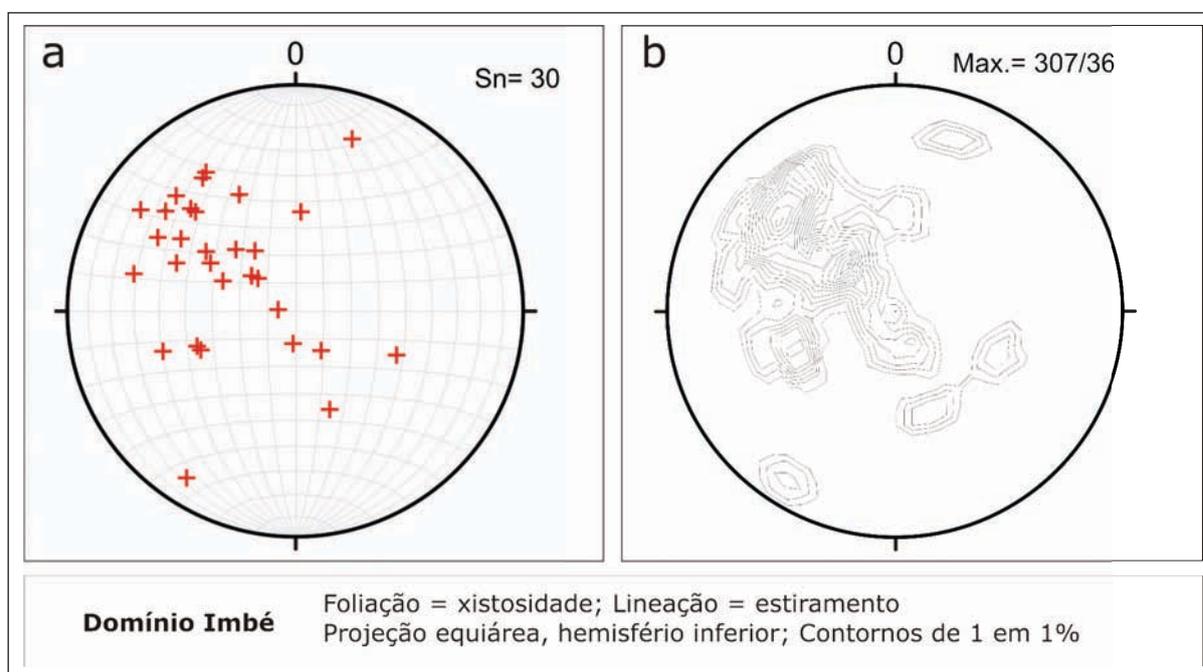


Figura 4.10 – Estereogramas de foliação e Lineação do Domínio Imbé. (a) diagrama de pólos de foliação; (b) diagrama de isolinhas de contorno da foliação e (c) diagrama de lineação de estiramento e mineral

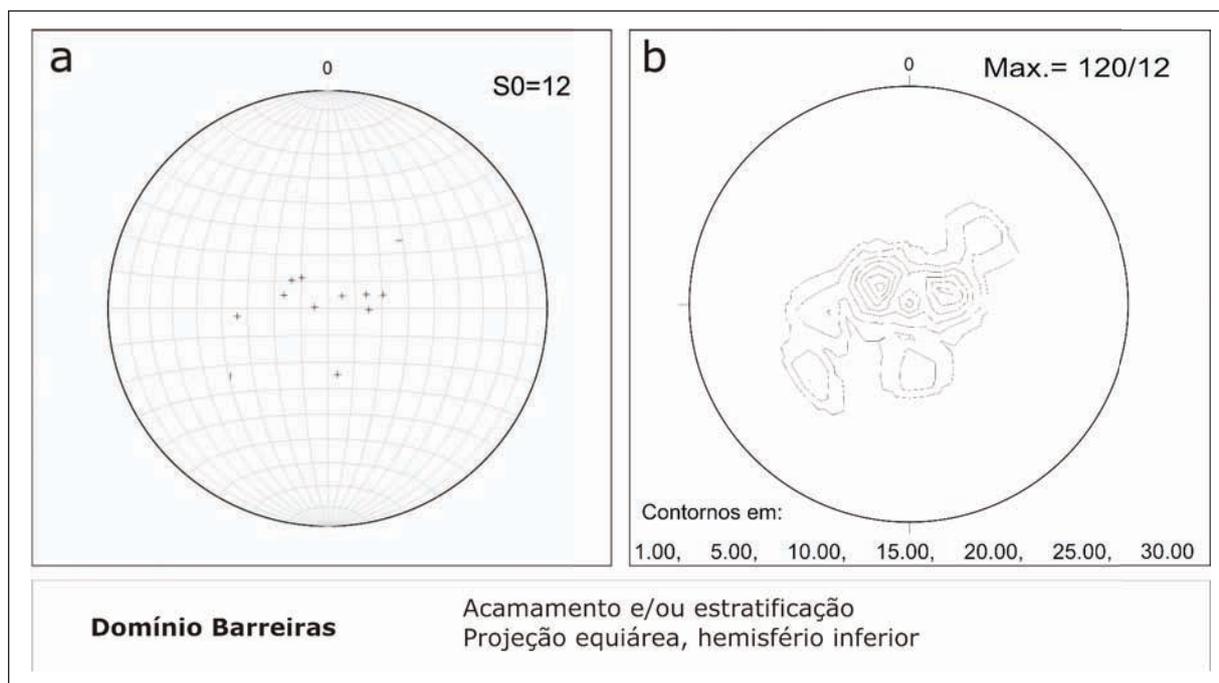


Figura 4.11 – Estereogramas de foliação e Lineação do Domínio Barreiras. (a) diagrama de pólos de foliação; (b) diagrama de isolinhas de contorno da foliação. Diagrama de Contorno de polos de foliação do Grupo Barreiras mostrando uma concentração nos 4 quadrantes com baixo ângulo de mergulho com máximo em 300/78 em forma de cluster

4.6 - DEFORMAÇÃO DÚCTIL BRASILIANA

A deformação dúctil na área abrangida pela Folha Macaé foi gerada durante os processos colisionais que resultaram na formação do Gondwana. Durante a Colisão I a deformação ficou mais concentrada na placa subductada, ou Terreno Ocidental, porém intensa granitogênese afetou o Terreno Oriental ou Domínio Costeiro, aqui representado pelo Grupo São Fidélis e as intrusivas do Complexo Trajano de Moraes, além das suítes Imbé e Cordeiro. Durante a Colisão II o Terreno Cabo Frio foi alçado por cima do Terreno Oriental, através do empurrão Serra do Segredo, o que causou forte deformação no próprio domínio Região dos Lagos, como também nos domínios do Terreno Oriental. Dessa forma, as estruturas observadas foram analisadas em seus aspectos geométricos, cinemáticos e dinâmicos, em agrupadas em fases de deformação que, provavelmente, ocorreram no decorrer das duas colisões brasileiras, com maior probabilidade de estarem relacionadas à Colisão II.

4.6.1 - Deformação D1

A fase de deformação D1 gerou uma foliação de baixo ângulo (S1 ou Sn – figura 4.12a e b) e uma lineação de estiramento (L1 ou Ln - figura 4.12c e d) de direção NW a NNW. A fase D1 ocorreu em condições de alta temperatura, chegando à fusão parcial nos litotipos apropriados.

A foliação S1 é definida pela orientação preferencial de grãos minerais ou de aglomerados de

grão (xistosidade) ou por alternância de bandas de composição diferentes (bandamento), seja por diferenciação tectônica (bandamento gnáissico) ou por geração de veios leucossomáticos sob esforço, formados, em geral, paralelos entre si (bandamento migmatítico).

A orientação preferencial dos grãos e dos aglomerados de grãos se deu por rotação passiva em resposta à deformação por achatamento ou estiramento, mas também, e principalmente, por recristalização dos minerais durante as reações metamórficas contemporâneas à deformação. Nos ortognaisses formou-se um bandamento por diferenciação, com pouco leucossoma (figura 4.12a), enquanto que nos paragnaisses, que originalmente já eram bandados pela variação litológica do acamamento sedimentar, a fusão é mais abundante e concentrada nas bandas mais micáceas (pelíticas). Nas bandas granulares dos paragnaisses, a quantidade de veios gerados por fusão parcial é bem reduzida ou ausente (figura 4.12b).

A deformação D1 é fortemente particionada, alternando regiões de alta deformação cisalhante com outras de deformação incipiente, onde ficam preservadas as texturas ígneas. Um belo exemplo desta partição pode ser observada nos costões localizados entre as praias de Mar do Norte e Itapebussu, onde os afloramentos do Granito Araruama mostram excelentes exemplos desta deformação. Nos costões do Mar do Norte a deformação é forte, com formação de uma foliação marcante, com feições miloníticas, e lineação de estiramento nos megacristais e na matriz granítica (figuras 3.6a e 4.12c). Mais a sul a trama granítica é bem preservada, com deformação fraca (figuras 3.5d e 3.6b, c, d, e, f).

Localmente, são observadas dobras D1. No afloramento de Mar do Norte (MC-JD-52), a foliação S1 corta os contatos de um dique básico metamorfizado subvertical, dobrando-o em dobras recumbentes suaves (figura 3.5b). Neste caso, os contatos entre o dique e a encaixante é vertical e, assim, a deformação por achatamento vertical dobra os contatos do dique e forma a foliação plano-axial. Quando as intrusões básicas tomam uma posição próxima a horizontal (soleiras) ocorre boudinagem com formação de anfibólio leucossoma nos “necks” dos boudins (figura 3.4a e b). Em cortes paralelos à foliação (corte XY do elipsóide de deformação) os boudins são estirados na direção da lineação de estiramento (eixo X do elipsóide de deformação), já nos cortes verticais, paralelos à lineação de estiramento, os indicadores cinemáticos (porfiroclastos tipo σ e superfícies S-C) mostram movimentos do topo para NW (considerando o máximo da lineação em 129/12, o rumo do deslocamento é para N50W).

4.6.2 - Deformação D2

Uma segunda fase de deformação é registrada por estruturas que dobram as estruturas D1. Dobras abertas a fechadas ocorrem localmente dobrando a foliação S1 (figura 4.13) e veios leucossomáticos paralelos à S1. As características plásticas das estruturas, zonas de cisalhamento dúctil nos flancos curtos de dobras nos ortognaisses (figura 4.13a) e a fusão parcial nos paragnaisses (figura 4.13c e d) indicam que a deformação D2 ocorreu em condições de alta temperatura. No entanto, os veios leucossomáticos dobrados mostram que a deformação ocorreu quando a fusão D1 já estava cristalizada, o que sugere um certo tempo e mudanças sutis nas condições de temperatura entre D1 e D2.

As dobras D2 têm eixos para NE, predominantemente, e superfícies axiais de médio a alto ângulo (figura 4.13b). A cinemática de D2 é ambígua, com movimentos de topo para NW e para SE.

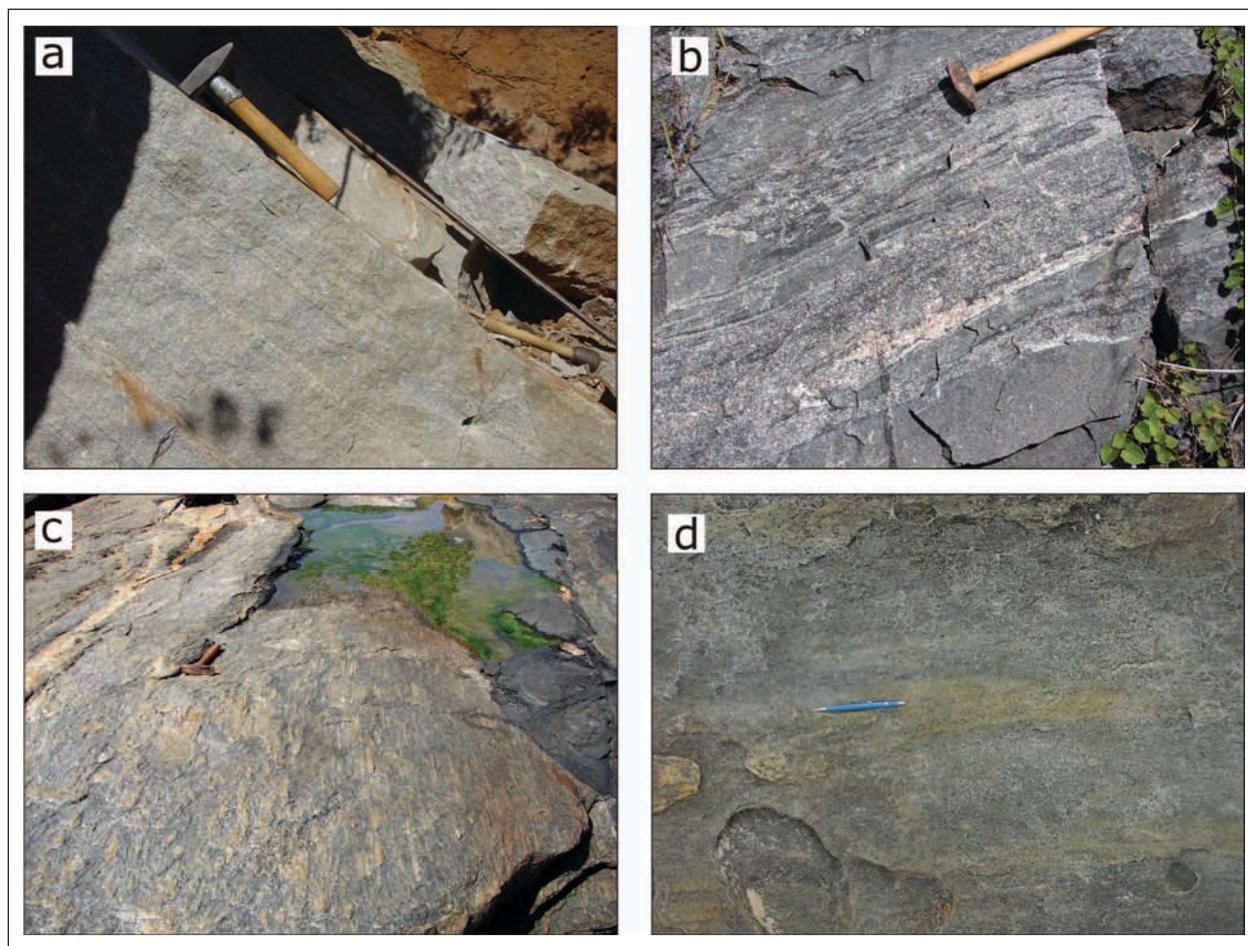


Figura 4.12 – Fotografias de campo das estruturas geradas na fase compressiva D1. (a) bandamento milimétrico a centimétrico formado por bandas claras quartzo-feldspáticas e bandas cinzentas mais ricas em biotita, e bandas leucossomáticas geradas por fusão parcial sob esforço (ortognaisse granodiorítico do Complexo Região dos Lagos – MC-MP-49); (b) Xistosidade e bandamento migmatítico paralelos ao acamamento sedimentar relícto (S0), mais visíveis nas bandas mais micáceas, com textura lepidoblástica (Paragnaisse da Unidade São Fidélis – Kinzigito - CM-JA-07); (c) Lineação de estiramento definida pela recristalização e orientação preferencial dos megacristsais de feldspato alcalino (Granito Araruama - MC-JD-52); (d) Lineação de estiramento de aglomerados de grãos de quartzo e feldspatos (ortognaisse tonalítico a granodiorítico do Complexo Região dos Lagos - MC-JA-29)

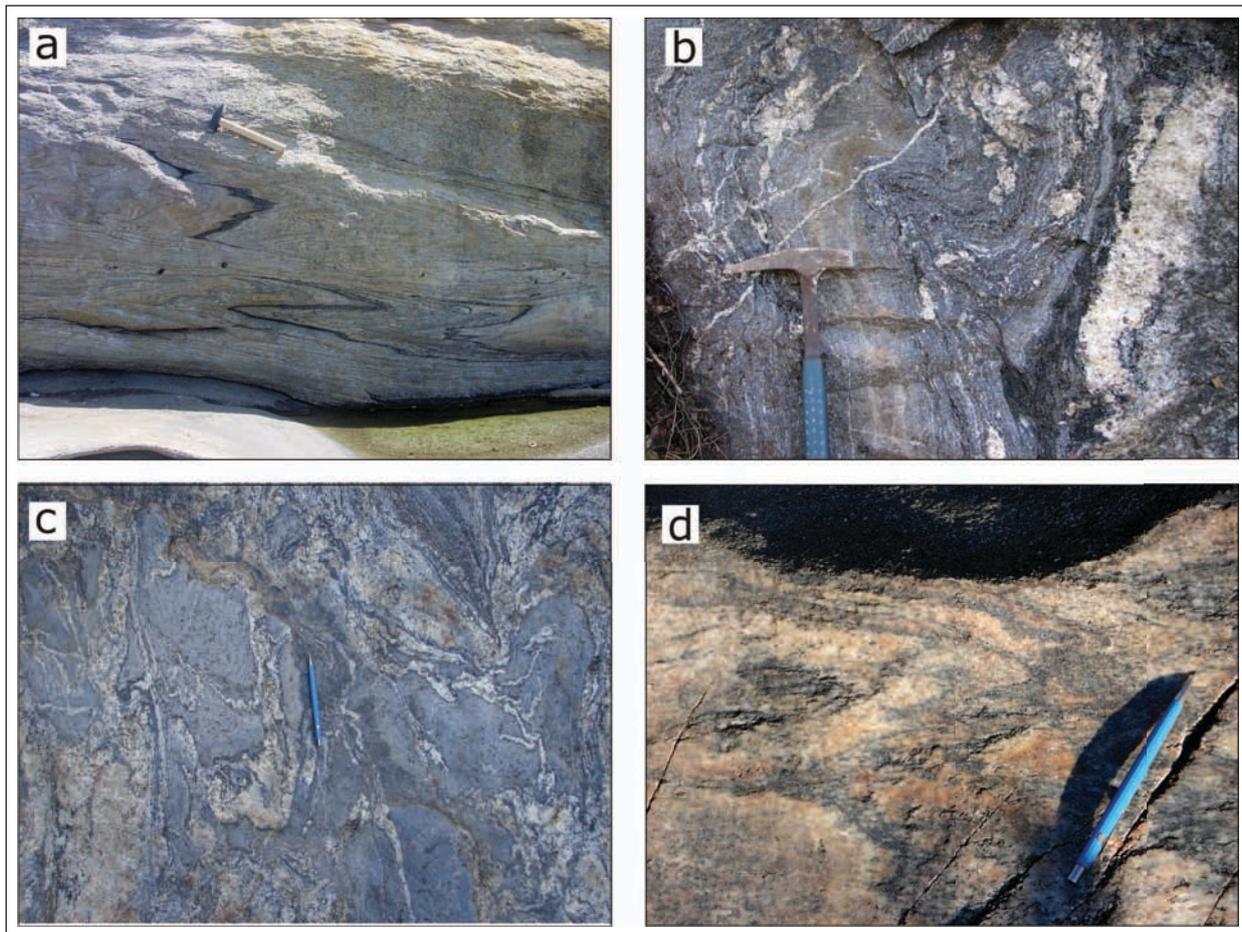


Figura 4.13 – Fotografias de campo das estruturas geradas na fase D2. (a) Dobras D2 nos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (MC-JA-69); (b) Camada de rocha calcissilicática dobrada por D2 (CM-JA-24); (c) Paragneisse migmatítico com dobras D2 (CM-JA-103); (d) Dobras D2 em gnaiss migmatítico (CM-JA-92)

4.6.3 - Deformação tardia D3

Uma série de estruturas tardias à foliação (D1) e dobras (D1 e D2) é registrada em zonas de cisalhamento transtensionais com intrusões de leucossomas, leucogranitos e pegmatitos, em diques centimétricos a decimétricos, de direções variando entre NW e N-S. São estruturas que ainda não estão posicionadas no tempo, porém são coerentes quanto a geometria e cinemática.

A deformação D3 tem caráter dúctil-rúptil a rúptil e cinemática predominante distensional-sinistral (figura 4.14). Estão provavelmente relacionadas ao relaxamento do orógeno.

4.7 - A ZONA DE CISALHAMENTO SERRA DO SEGREDO

Dentre as estruturas brasileiras a de maior relevância na Folha Macaé é a Zona de Cisalhamento Serra do Segredo, por se tratar de sutura de importância continental, provavelmente uma das últimas estruturas ativas na aglutinação do Gondwana. Sua expressão no relevo é marcante (figura 4.15c), se posicionando entre serras de encostas rochosas e alta

declividade na capa, e morros arredondados, com espesso manto de intemperismo na lapa.

A Zona de Cisalhamento Serra do Segredo é uma falha de empurrão de direção N60E e mergulho suave para SE. A cartografia detalhada desta estrutura e a análise estrutural cinemática mostrou estruturas com assimetrias indicativas de movimentos de topo para NW, tanto do lado NW, na lapa composta pelos paragneisses do Grupo São Fidélis (figura 4.15b), como na capa, composta pelos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (figura 4.15a).

As feições estruturais indicam comportamento dúctil-rúptil para os materiais envolvidos, apontando para um empurrão em condições de baixas temperatura e pressão confinante, típicas de mais baixa profundidade na crosta, comumente encontradas acima dos 10 km de profundidade.

4.8 - DEFORMAÇÃO RÚPTIL MESOZÓICO-CE-NOZÓICA

Após um período sem registros litológicos ou estruturais, entre o Siluriano e o Jurássico, o Gondwana não resistiu e teve início um período de intenso tectonismo rúptil distensivo, com a participação



Figura 4.14 – Fotografias de campo das estruturas geradas na fase distensiva D3. (a) zona de cisalhamento transtensiva sinistral, com fusão no plano de cisalhamento; (b) zona de cisalhamento sinistral com formação de fusão no seu interior; (c) zona de cisalhamento sinistral e dique de leucogranito (CM-JAMD-19)

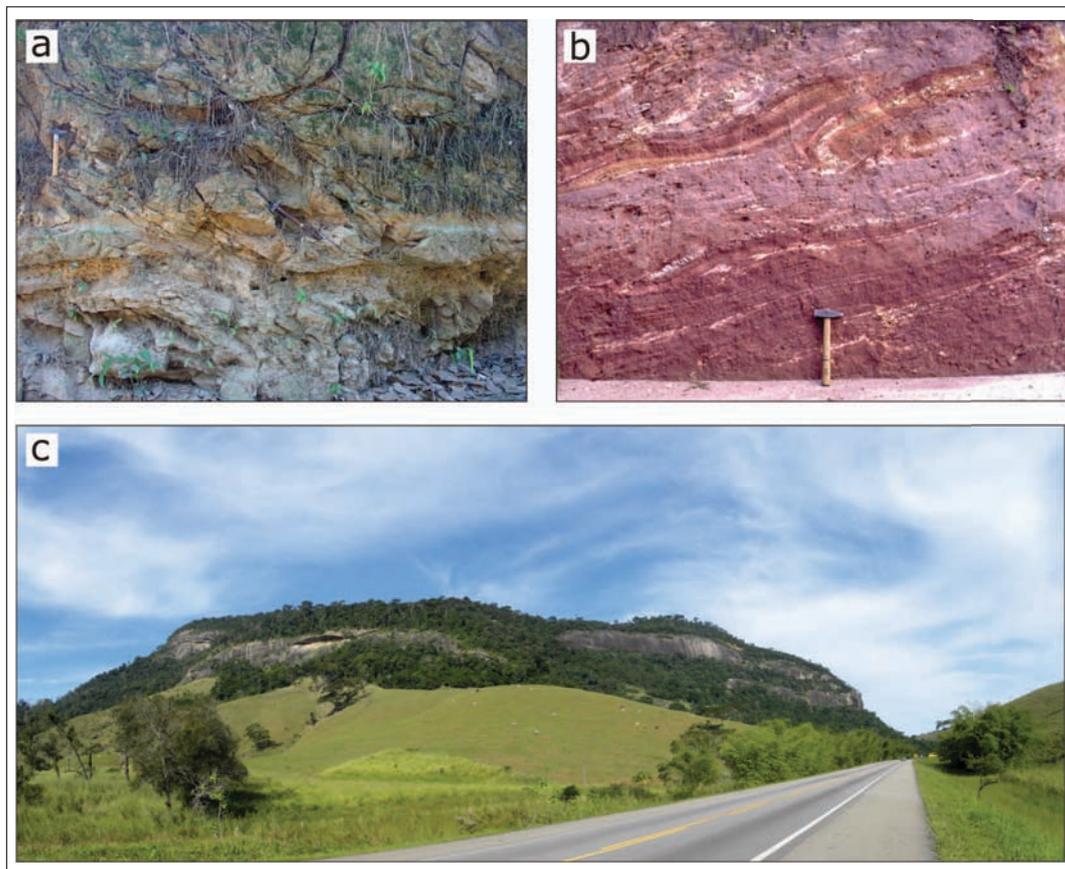


Figura 4.15 – Zona de Cisalhamento da Serra do Segredo: (a) ortogneisse com superfícies de cavalgamento em forma sigmoidal, indicando topo para NW; (b) deformação cisalhante de cavalgamento em paragneisse do Grupo São Fidélis, a camada dobrada e rompida é de rocha calcissilicática; (c) vista da Serra das Pedrinhas, formada por rochas ortognáissicas do Complexo Região dos Lagos sobre os paragneisses intemperizados, na parte baixa da foto

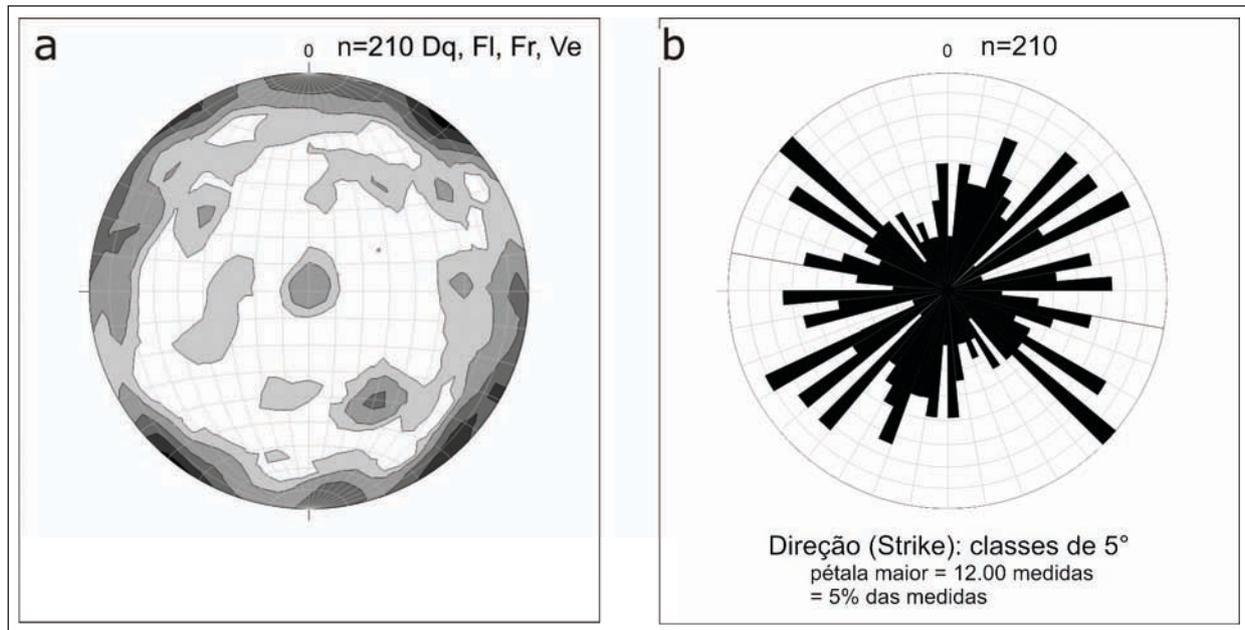


Figura 4.16 – Diagramas de orientação da deformação rúptil meso-cenozoica da Folha Macaé: (a) estereograma de polo de diques, falhas, fraturas e veios; (b) roseta dos mesmos elementos estruturais de (a) mostrando as direções preferenciais dos conjuntos rúpteis: N60W, N60-70E, N20-30E e N80-90E

de magmatismo. O Enxame de Diques da Serra do Mar, de idade barremiana-aptiana, é expresso na área da forma de diques espessos (dezenas a centenas de metros), de direção N60E, de diabásio ou microgabro. Outro pulso tectônico formou um sistema de falhas associados a intenso geotermalismo e magmatismo alcalino félsico e básico (este não observado na Folha Macaé, mas presente nas folhas vizinhas). Os movimentos tectônicos perduraram até o Neógeno, falhando, localmente, o Grupo Barreiras, de idade miocênica a pleistocênica.

As estruturas rúpteis consideradas para a análise geométrica foram os diques, falhas, fraturas e veios de quartzo ou quartzo-feldspáticos.

As principais direções observadas na Folha Macaé foram: N60W, N60-70E, N20-30E e N80-90E (figura 4.16). Essas direções de estruturas rúpteis são coerentes com as direções de lineamentos de relevo, como demonstrado anteriormente.

4.8.1 - Deformação do Cretáceo Inferior (Enxame de Diques Serra do Mar)

A direção dos diques de diabásio da Folha Macaé indica uma extensão NW para instalação dessas intrusões. Como os mergulhos são próximos à vertical, pode-se considerar que a maior extensão seja perpendicular às paredes dos diques. Os afloramentos visitados não apresentaram estruturas cabíveis para uma análise cinemática, como ocorre na Folha Rio das Ostras, onde se encontram indícios de tectônica distensional NW, com componente direcional sinistral.

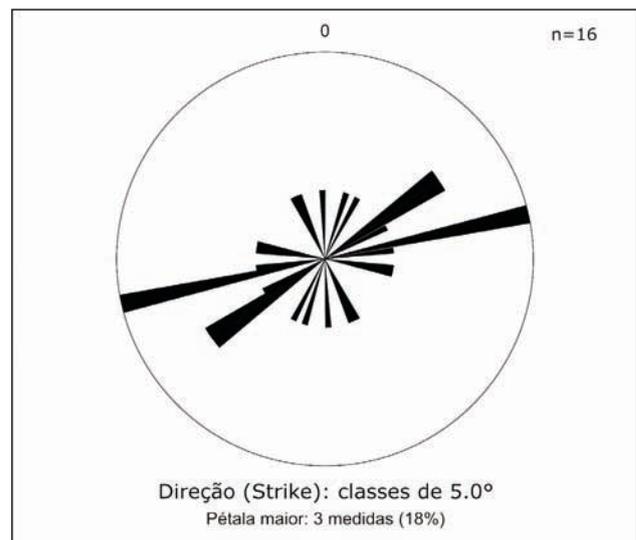


Figura 4.17 – Diagrama de roseta da deformação do Cretáceo Inferior: diques de diabásio

4.8.2 - Deformação do Cretáceo Superior-Paleógeno (Rifte Continental do Sudeste do Brasil)

A presença do Graben de Barra de São João na parte submersa da Folha Macaé, dada pela geofísica, apontava para uma tectônica rúptil marcante na costa, que corre paralela à borda NW do referido graben. Estudos prévios nesta área não revelaram falhas marcantes nesta direção. Por outro lado, uma série de falhas foram catalogadas. A principal delas é a Falha de Macaé, que segue a borda SW da baixo vale do Rio Macaé, e se estende “offshore” em direção

transversal ao Graben de Barra de São João. Falhas em diferentes orientações e estilos foram observadas e descritas em conjunto neste item (figura 4.18).

A figura 4.18a mostra uma falha de direção N55E, mergulho íngreme para NW e de caráter normal, afetando os ortognaisses do Complexo Trajano de Morais. As fraturas escalonadas da figura 4.18b são indicativas de superfície vertical de cisalhamento simples destal, de direção NE. Neste afloramento, próximo à Fazenda Itapebussu, um sistema de fraturas quebra o ortognaisse tonalítico do Complexo Região dos Lagos. A análise estrutural deste afloramento apontou para σ_1 subhorizontal na direção E-W.

Superfícies estriadas são comuns, especialmente nos paragnaises intemperizados (figura 4.18c). Neste caso, o plano estriado tem baixo mergulho para sudeste (153/57) e duas direções de estrias. O sentido de movimento ao longo do plano estriado é normal.

4.8.3 - Deformação do Neógeno (Neotectônica)

A última atividade tectônica registrada nas rochas da Folha Macaé foi o falhamento do Grupo Barreiras. Em apenas um afloramento foram observadas duas falhas conjugadas, normais, com abatimento da capa, formando um pequeno graben (figura 4.19).

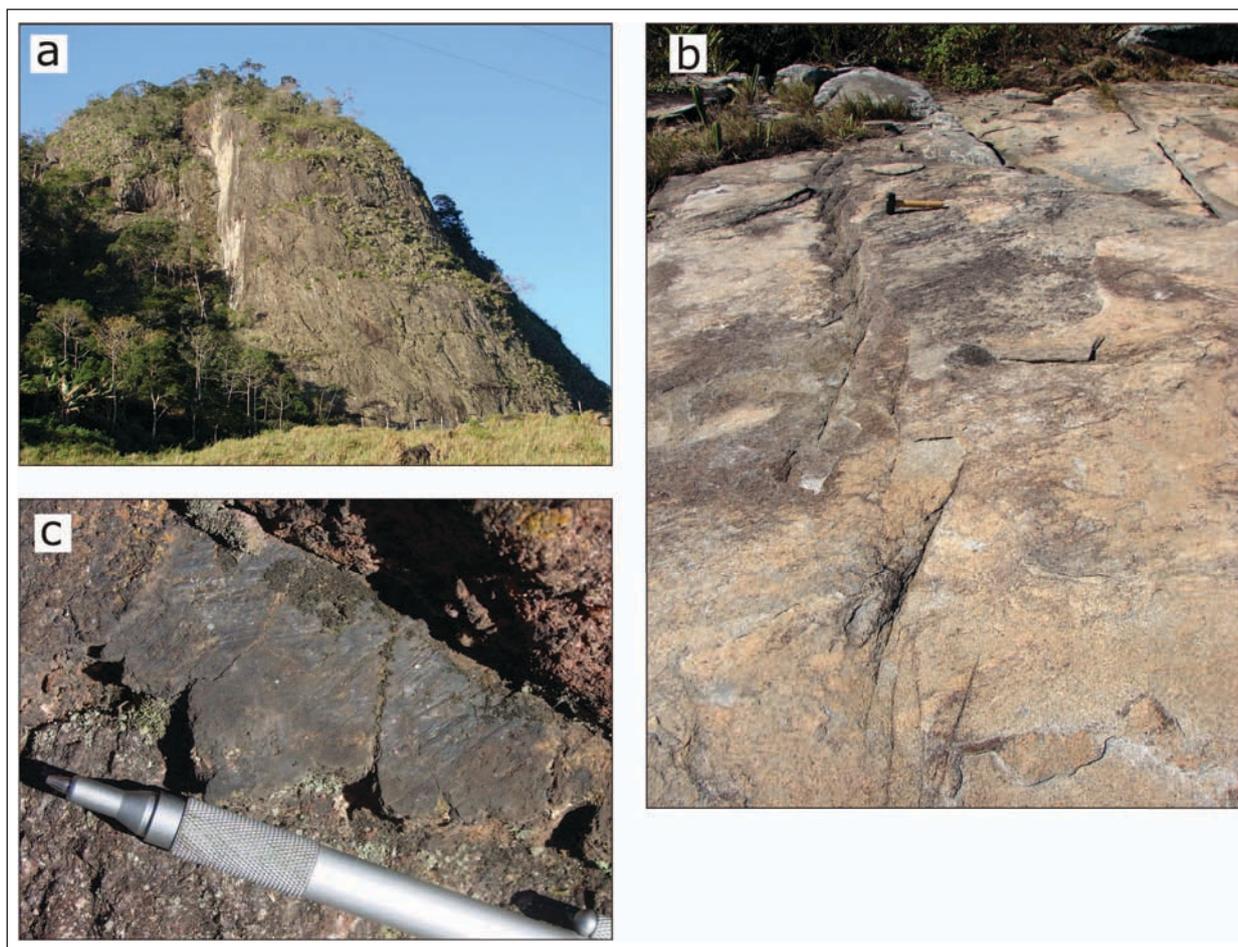


Figura 4.18 – Fotos da deformação do Cretáceo Superior/Paleogeno: (a) falha com ressaltos em afloramento de ortognaisse (CM-JA-66); (b) fraturas escalonadas em posição T (fraturas de extensão), indicando cisalhamento destal (MC-JA-50); (c) superfície estriada subhorizontal com duas direções de estrias (MC-MP-48)

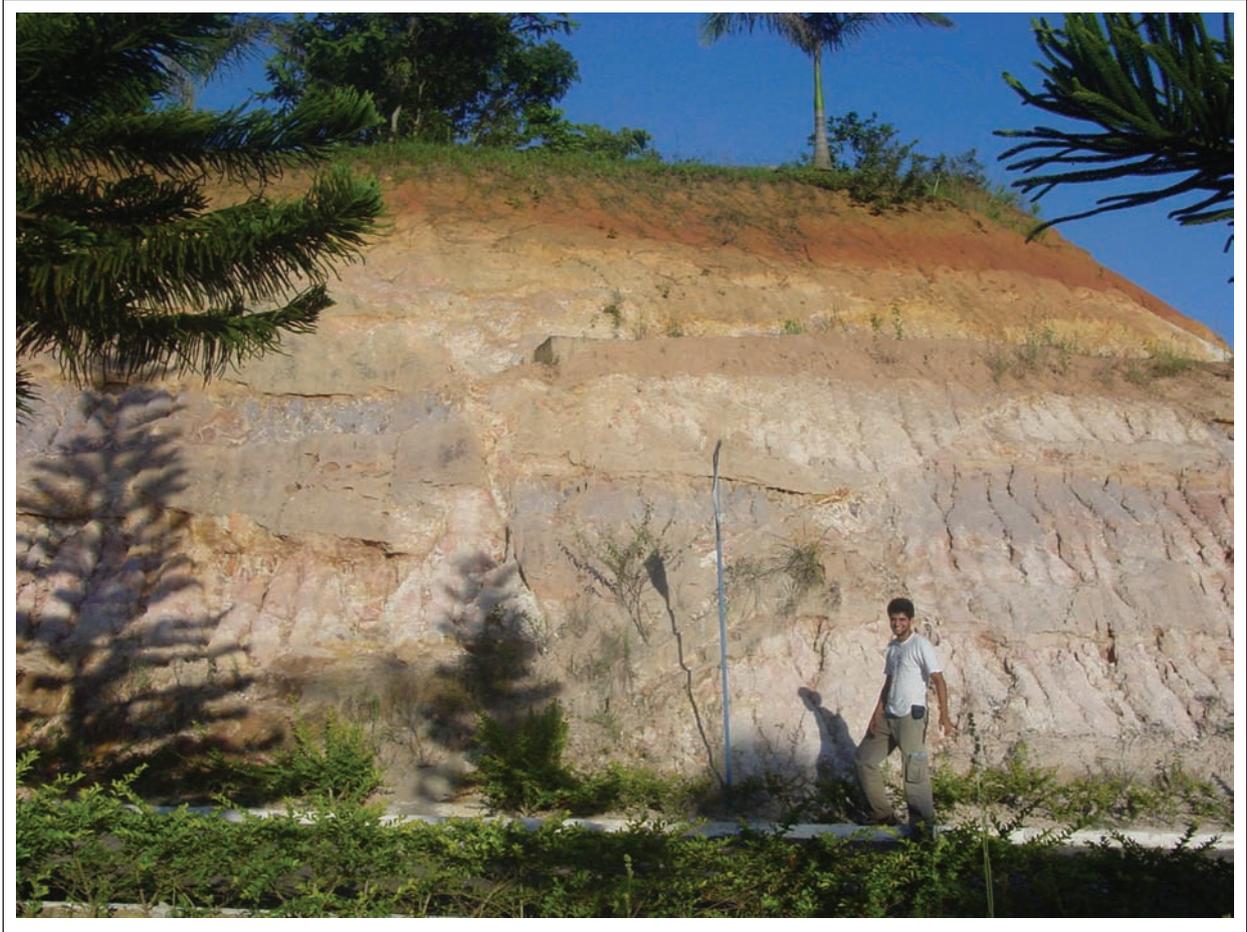


Figura 4.19 – Falhas normais em afloramento do Grupo Barreiras, em Macaé, formando estrutura em Graben (MC-JF-32)

5 – LITOGEOQUÍMICA E GEOCRONOLOGIA U-Pb

Este capítulo apresenta a interpretação de resultados analíticos de litogeoquímica e geocronologia U-Pb elaborados para a região da Folha Macaé durante o desenvolvimento do Pronageo 2008. A discussão que se segue foi dividida de acordo com a temática. Desta forma, primeiro serão discutidos os resultados de litogeoquímica, seguidos da discussão dos resultados de geocronologia U-Pb. A unidade escolhida para estas investigações foi o Complexo Região dos Lagos.

5.1 - BREVE HISTÓRICO

O Complexo Região dos Lagos de Fonseca (1989) foi anteriormente denominado de Unidade Região dos Lagos por Reis *et al.*, (1980), Sequência Inferior (Heilbron *et al.*, 1982) e Unidade Gnáissico-Migmatítica (Fonseca e Silva, in Fonseca *et al.* 1984). É constituído por ortognaisses bandados/migmatíticos, cinzentos, de composição tonalítica a granítica, com predominância de composições graníticas, associados a corpos anfibolíticos variavelmente deformados (Heilbron *et al.* 1982, Fonseca *et al.*, 1984, Fonseca *et al.*, 1998, Schmitt *et al.*, 2004).

A caracterização litogeoquímica do Complexo Região dos Lagos ainda é escassa. Fonseca (1993), por meio de dados de elementos maiores de três amostras, concluiu que estas rochas pertencem a uma série metaluminosa cálcioalcalina de alto-K. Viana *et al.* (2008) apresentou novos dados litogeoquímicos, que serão apresentados e discutidos neste capítulo.

As primeiras datações de ortognaisses deste complexo foram produzidas por Zimbres *et al.* (1990) que obtiveram pelo método U-Pb em zircão a idade de 1981 ± 18 Ma, considerada como idade de cristalização do protólito do ortognaisse. A idade de 488 ± 55 Ma (intercepto inferior) sugere, segundo os autores, uma perda episódica de Pb por parte dos cristais de zircão durante os eventos tectono-magmáticos finais do ciclo Brasileiro. Fonseca (1993) apresentou idades modelo TDM Sm-Nd dos ortognaisses entre 2663 e 2343 Ma, interpretando-as como época máxima de formação de seus protólitos/fonte. A cristalização destas rochas durante o Paleoproterozóico foi confirmada por Schmitt *et al.* (1999, 2004) que obtiveram idades U-Pb em zircão de 1971 ± 5 Ma e 1960 ± 6 Ma (intercepto superior) e ca. 525-518 Ma (intercepto inferior e zircões de veios leucocráticos nos ortognaisses), essas últimas atribuídas ao retrabalhamento no Neoproterozóico. A tabela 5.1 resume os dados geocronológicos obtidos da literatura.

5.2- LITOGEOQUÍMICA

5.2.1 - Introdução

Foram efetuadas, durante a execução do projeto na Folha Macaé, um total de 30 análises químicas em rocha total para o Complexo Região dos Lagos. Destas 30, 10 análises foram realizadas nos arredores (região de Araruama, São Pedro D'Áldeia e Cabo Frio) e publicadas durante a execução do projeto por Viana *et al.* (2008) e 20 estão em fase final de execução. Todas as análises foram realizadas no Activation Laboratories, ACTLABS, no Canadá.

Com o intuito de caracterizar geoquimicamente os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos foram realizadas dez análises químicas de rocha total (elementos maiores e traços, incluindo os terras raras), englobando os três tipos petrográficos identificados (tabela 5.2). Foram selecionadas para este estudo afloramentos localizadas em pedreiras e corte de estradas, e evitados aqueles de costões rochosos em praias. Foram também evitadas as amostras afetadas por migmatização e/ou deformação intensa. As análises químicas foram efetuadas pelo método ICP-AES e ICP-MS no Activation Laboratories, ACTLABS, no Canadá.

Das dez amostras selecionadas para geoquímica, quatro são de hornblenda-biotita-gnaisse, duas de biotita-gnaisse, e quatro de leucognaisse. Os dados geoquímicos (tabela 5.3) e petrográficos integrados indicam que o hornblenda-biotita gnaisse é constituído predominantemente de rochas intermediárias (SiO₂ entre 61 e 65%), enquanto que o biotita-gnaisse e o leucognaisse constituem rochas ácidas (SiO₂ entre 65 e 75%). Os baixos valores de LOI e os resultados analíticos não revelaram problemas nos valores ou correlações que pudessem indicar processos metassomáticos.

5.2.2 - Geoquímica dos elementos maiores

Os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos têm composição sienogranítica/monzogranítica e granodiorítica, com tonalitos subordinados, e pertencem à série cálcioalcalina de caráter metaluminoso (figura 5.1). Pode-se observar a existência de dois agrupamentos, com cinco amostras cada um: A) um grupo constituído de hornblenda-biotita gnaisses e biotita gnaisses, de caráter metaluminoso mais forte e menores teores de SiO₂, álcalis total e K₂O,

Tabela 5.1 - Dados geocronológicos de trabalhos anteriores do embasamento no Terreno Cabo Frio (Viana, 2003)

Rocha analisada	Amostra/Localização	Método	Idade/Autor
Ortognaisse	RJ-5/Ponta do Marisco (Búzios)	Idades modelo de Nd TDM	2,7;2,5;2,45;2,45;2,5 Ga
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-14/Praia das Conchas (Cabo Frio)	Idades modelo de Nd TDM	2,5;2,6;2,4;2,5;2,6 Ga
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-15/Praia da Caravela (Búzios)	Idades modelo de Nd TDM	2,5;2,4;2,4;2,4;2,6 Ga
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-19/Arraial do Cabo	Idades modelo de Nd TDM	2,4;2,4;2,4;2,4;2,5 Ga
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-5/Ponta do Marisco (Buzios)	Isócrona Rb-Sr	2071±75 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-19/Pontal do Atalaia (Arraial do Cabo)	Isócrona Rb-Sr	2068±154 Ma
			(Fonseca, 1993)
Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	(72EZ)/Pedreiras a 10Km de Cabo Frio em direção São Pedro	U-Pb zircão	1981±18 Ma
		Intercepto superior	(Zimbres <i>et al.</i> ,1990)
Ortognaisse	RJ-5/Ponta do Marisco (Búzios)	Isócrona Sm-Nd	1879±140 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-19/Pontal do Atalaia (Arraial do Cabo)	Isócrona Sm-Nd	1875±109 Ma
			(Fonseca, 1993)
Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	(72,73EZ)/5Km de Araruama em direção a Rio Bonito	Isócrona Rb-Sr	1799,6±62 Ma
			(Zimbres <i>et al.</i> ,1990)
Ortognaisse	(Rj-5,14,15,19)/ Praias do Marisco, das Conchas, Caravela e do Atalaia	Isócrona de referência Sm-Nd	1734±65 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-14/Praia das Conchas	Isócrona Rb-Sr	1661±141 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-14/Praia das Conchas	Isócrona Sm-Nd	1344±29 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-15/Praia da Caravela	Isócrona Sm-Nd	1199±234 Ma
			(Fonseca, 1993)
Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	(72EZ)/Pedreiras a 10Km de Cabo Frio em direção São Pedro	K-Ar em Anfibólio	571±44 Ma
			(Zimbres <i>et al.</i> ,1990)
Ortognaisse	RJ-4A/Praia do Perú	Ar-Ar em biotita	593 ±06 Ma
			(Fonseca, 1993)
Enclave máfico em ortognaisse	RJ-14B/Praia das Conchas	Ar-Ar em hornblenda	570±06 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-1B/Praia do Forte	Ar-Ar em hornblenda	542±06 Ma
			(Fonseca, 1993)
Anfibolito dos ortognaises	RJ-1A/Praia do Forte	Ar-Ar em hornblenda	536±06 Ma
			(Fonseca, 1993)
Ortognaisse	RJ-1B/Praia do Forte	Ar-Ar em biotita	507±06 Ma
			(Fonseca, 1993)

Continuação da Tabela 5.1 - Dados geocronológicos de trabalhos anteriores do embasamento no Terreno Cabo Frio (Viana, 2003)

Rocha analisada	Amostra/Localização	Método	Idade/Autor
Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	(72,73EZ)/5Km de Araruama em direção a Rio Bonito	K-Ar em biotita	494±11 Ma
			(Zimbres <i>et al.</i> ,1990)
Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	(72EZ)/Pedreiras a 10Km de Cabo Frio em direção São Pedro	U-Pb zircão	488±55 Ma
		Intercepto inferior	(Zimbres <i>et al.</i> ,1990)
Gnaisses migmatíticos estromáticos tonalíticos a granodioríticos	Amostra 72	K-Ar em biotita	474±12 Ma
			(Zimbres <i>et al.</i> ,1990)
Gnaisses migmatíticos	São Pedro	K-Ar em biotita e muscovita	460±23 Ma
			434±22 Ma (Delhal <i>et al.</i> ,1969) recalculado por Tupinambá <i>et al</i> (1997)
Ortognaisse	RJ-15/Praia das Caravelas	Isócrona Rb-Sr	368±11 Ma
			(Fonseca, 1993)
Schmitt (2001)			
Ortognaisses Félsicos	BUZ-19-1	U-Pb em Zircão	2029±39 Ma (int. sup.)
	Praia de Jaconé		583±130 Ma (int inf)
Ortognaisses Félsicos	BUZ-52-8	U-Pb em Zircão	1946±9.9 Ma (int. sup.)
	Macaé		86±46 Ma (int. inf.)
Ortognaisses Félsicos	BUZ-52-14	U-Pb em Zircão	1993±13 Ma (int. sup.)
	Macaé		523±28 Ma (int. inf.)
Ortognaisses Félsicos	BUZ-52-17	U-Pb em Zircão	1979±5,5 Ma (int. sup.)
	Macaé		531±23 Ma (int inf.)
Ortognaisses Félsicos	BUZ-37	U-Pb em Zircão	1986±16 Ma (int. sup.)
	Macaé		677±130 Ma (int. inf.)
Ortognaisses Félsicos	BUZ-48	U-Pb em Zircão	1960±5,8 Ma (int.Sup)
	Macaé		465±52 Ma (int. inf.)
Ortognaisses Félsicos	BUZ-62	U-Pb em Zircão	1971,1±5,1Ma (int. sup.)
	Rio das Ostras		525±37 Ma(int. inf.)
Ortognaisses Félsicos	CF-36	U-Pb em Zircão	1974,866,5 Ma (int. sup.)
	Praia das Conchas		501,265,9 Ma (int. inf.)
Veio Leucocrático deformado	BUZ-62-4	U-Pb em zircões herdados	1976,6±9,5 Ma (int. sup.)
	Rio das Ostras		519±11 Ma (int inf.)
Veio Leucocrático deformado	BUZ-62-4	U-Pb em zircões originais	517,7±5,2 Ma (int. sup.)
	Rio das Ostras		67±110 Ma (int. inf.)

Continuação da Tabela 5.1 - Dados geocronológicos de trabalhos anteriores do embasamento no Terreno Cabo Frio (Viana, 2003)

Rocha analisada	Amostra/Localização	Método	Idade/Autor
Veio Leucocrático deformado	BUZ-52-13	U-Pb em monazitas	627±9 Ma e 512±5 Ma
	Macaé		(concordantes)
Ortoanfibolitos Forte de São Mateus	BUZ-19-13	U-Pb em zircões	1944±97 Ma (int. sup.)
	Praia do Jaconé		463±150 Ma (int. inf.)
Ortoanfibolitos Forte de São Mateus	BUZ-01-05	U-Pb em zircões e titanitas	2037±200 Ma (int. sup.)
	Forte São Mateus		738±300 Ma (int. inf.)
Ortoanfibolitos Forte de São Mateus	BUZ-44	U-Pb em zircões	1969±4 Ma (int. sup.)
	Ponta do Farol		519±19 Ma (int. inf.)
Ortoanfibolitos Forte de São Mateus	BUZ-01-04	U-Pb em titanitas	551±10 Ma (int. sup.)
	Forte São Mateus		

Tabela 5.2 – Relação das amostras do Complexo Região dos Lagos selecionadas para o estudo

Ponto	Coordenadas		Amostras	Tipo petrográfico
	N	E		
1 – Pedreira de Araruama	7472563	770250	ARA-RCS-01	Biotita Gnaiss
2 – Km 35 da Via Lagos-RJ	7475012	772783	ARA-RCS-02 B	Hbl-Bt Gnaiss
3 – Km 46 da Via Lagos-RJ	7473401	783197	CF-RCS-03 B	Hbl-Bt Gnaiss
4 – Pedreira abandonada - São Pedro d'Aldeia	7472157	800901	CF-RCS-04 A	Leucognaiss
5 – Pedreira abandonada- Morro dos Milagres – São Pedro d'Aldeia	7472361	800245	CF-RCS-05 A	Leucognaiss
			CF-RCS-05 C	Leucognaiss
6 – Pedreira Campo Redondo- Morro do Frade-São Pedro d'Aldeia	7471759	810231	CF-RCS-06 A	Hbl-Bt Gnaiss
			CF-RCS-06 B	Biotita Gnaiss
			CF-RCS-06 C	Leucognaiss
			CF-RCS-06 D	Hbl-Bt Gnaiss

Tabela 5.3 – Dados litogeoquímicos dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos

		hbl-bt gnaisse			bt gnaisse		hbl-bt-gnaiss.	leucognaisse			
		CF RCS 06D	ARA RCS 02B	CF RCS 06A	ARA RCS 01	CF RCS 06B	CF RCS 03B	CF RCS 04A	CF RCS 05A	CF RCS 06C	CF RCS 05C
SiO ₂	%	61,11	62,25	64,31	64,82	67,91	69,96	70,59	70,95	71,44	74,26
Al ₂ O ₃	%	15,91	16,73	15,57	16,67	14,92	14,76	14,98	14,59	14,69	13,25
Fe ₂ O ₃	%	7,08	5,34	5,61	4,44	4,4	2,88	2,12	2,59	2,17	1,81
MnO	%	0,178	0,101	0,122	0,066	0,119	0,047	0,028	0,049	0,036	0,027
MgO	%	1,76	2,2	1,47	1,6	1,16	0,85	0,52	0,72	0,47	0,27
CaO	%	4,68	4,36	3,95	3,63	3,15	2,3	2,07	2,29	2,38	1,84
Na ₂ O	%	4,08	4,49	4,16	5	4,16	3,43	3,67	3,5	3,67	3,07
K ₂ O	%	3,63	2,98	3,18	2,25	2,98	4,57	5,11	4,73	4,48	4,96
TiO ₂	%	1,057	0,695	0,882	0,695	0,696	0,343	0,399	0,34	0,335	0,257
P ₂ O ₅	%	0,32	0,23	0,25	0,23	0,2	0,12	0,09	0,1	0,06	0,05
LOI	%	0,44	0,32	0,44	0,37	0,39	0,34	0,55	0,2	0,28	0,36
TOTAL	%	100,23	99,69	99,94	99,77	100,08	99,61	100,11	100,07	100	100,15
V	ppm	65,22	85,03	72,9	63,67	48,85	34,51	25,38	31,83	14,46	14,81
Cr	ppm	nd	26,01	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	ppm	8,98	14,11	10,06	11,04	7,94	4,74	2,93	4,17	2,52	1,42
Ni	ppm	nd	33,92	43,87	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Cu	ppm	30,83	48,71	49,06	24,33	19,07	nd	nd	nd	nd	nd
Zn	ppm	93,45	80,52	86,5	60,63	58,98	32,01	33,68	37,35	nd	nd
Ga	ppm	18,52	24,29	20,14	25,22	18,55	14,94	16,75	17,58	15,98	13,86
Ge	ppm	1,2	1,35	1,22	1,12	nd	nd	1,02	1,18	nd	1,77
Rb	ppm	51,6	130,28	70,91	86,32	78,28	68,38	95,6	105,25	79,95	84,02
Sr	ppm	356,55	373,84	418,1	613,9	359,24	447,56	480,97	446,1	412,38	405,55
Y	ppm	43,65	31,48	24,6	15,05	23,99	6,88	11,17	18,75	10,87	11,58
Zr	ppm	267,29	270,3	227,38	359,55	200,98	126,93	265,02	196,03	144,08	184,05
Nb	ppm	14,67	20,18	10,91	14,05	10,63	5,36	7,07	11,18	6,38	7,49
Sn	ppm	3,66	5,02	3,13	1,81	1,64	nd	1,46	2,04	1,17	1,07
Cs	ppm	nd	1,81	0,96	0,59	1,19	nd	1,01	0,91	0,58	0,96
Ba	ppm	1110	420,74	1200	547,46	936,97	1230	1830	1520	1420	1440
Hf	ppm	6,61	6,7	5,4	8,75	4,7	3,05	6,3	4,56	3,75	5,23
Ta	ppm	1,08	1,65	0,62	0,88	0,87	0,22	0,51	0,84	0,43	0,69
Tl	ppm	0,21	0,52	0,29	0,29	0,27	0,19	0,38	0,3	0,24	0,45
Pb	ppm	15,34	15,58	17,54	8,64	15,42	10,8	24,39	16,82	11,4	18,78
Th	ppm	16,48	24,72	11,12	30,06	13,73	13,26	21,45	17,09	18,71	15,72
U	ppm	1,23	3,09	1,39	1,21	2,64	0,47	1,01	1,36	0,78	0,96
La	ppm	45,06	68,75	46,9	111,3	36,3	80,82	73,98	43,97	67,58	38,76
Ce	ppm	82,55	127,12	82,04	202,26	66,25	141,23	131,03	81,85	109,93	73,83
Pr	ppm	9,13	13,58	8,76	20,76	6,97	13,88	13,75	8,66	10,03	8,05
Nd	ppm	38,01	50,38	35,44	73,96	27,24	47,66	49,38	32,32	33,09	31,61
Sm	ppm	7,76	8,12	6,2	9,74	4,65	5,51	7,24	4,95	3,98	5,04
Eu	ppm	1,9	1,21	1,71	1,84	1,31	1,09	1,38	1,1	0,97	1,07
Gd	ppm	6,98	5,64	4,68	5,33	3,67	3	4,48	3,15	2,46	3,11
Tb	ppm	1,31	0,87	0,78	0,62	0,62	0,32	0,57	0,47	0,38	0,43
Dy	ppm	8,03	4,82	4,55	2,98	3,88	1,5	2,64	2,74	1,95	2,23
Ho	ppm	1,63	0,99	0,89	0,51	0,86	0,25	0,41	0,59	0,38	0,41
Er	ppm	4,81	3,2	2,64	1,5	2,94	0,73	1,14	1,99	1,14	1,33
Tm	ppm	0,71	0,57	0,36	0,2	0,51	0,09	0,13	0,35	0,15	0,2
Yb	ppm	4,14	3,74	2,22	1,31	3,42	0,53	0,8	2,41	0,97	1,29
Lu	ppm	0,56	0,57	0,32	0,2	0,56	0,07	0,1	0,36	0,13	0,19
Yb _N		19,76	17,86	10,58	6,25	16,31	2,53	3,8199	11,49	4,64	6,14
La _N		145,36	221,77	151,3	359,02	117,1	260,7	238,63	141,83	217,99	125,03
(La/Yb) _N		7,36	12,42	14,3	57,47	7,18	103,24	62,64	12,35	46,97	20,36
(La/Sm) _N		3,65	5,32	4,76	7,19	4,91	9,23	6,42	5,59	10,67	4,84
(Sm/Lu) _N		2,31	2,35	3,18	8,16	1,38	12,92	11,81	2,29	4,91	4,49
Eu/Eu*		0,79	0,54	0,97	0,78	0,96	0,82	0,74	0,85	0,94	0,82

nd = não detectado

N = normalizado

LOI=lost on ignition = perda ao fogo

ppm=parte por milhão

referente às rochas intermediárias (série calcioalcalina de médio a alto-K); e B) grupo constituído de hornblenda-biotita gnaíse ácido e leucognaíses, de caráter metaluminoso mais fraco e maiores teores de SiO₂, álcalis total e K₂O, referente às rochas mais ácidas (série calcioalcalina de alto-K).

5.2.3- Geoquímica dos elementos terras raras

Vários autores consideram que as razões entre elementos incompatíveis não variam substancialmente em processo de cristalização fracionada, sendo esperadas variações em até 1,5 vezes dentre rochas cogenéticas (p. ex., Cox *et al.*, 1979)

Investigações do comportamento das TR durante o metamorfismo (Cullers *et al.*, 1974; Muecke *et al.*, 1979) indicam que, embora já se tenha observado mobilidades das TR durante eventos metassomáticos, geralmente há pouca modificação dos pa-

drões de TR durante o evento metamórfico, o que permite usá-los no estudo do protólito.

Com base nestas informações, foi selecionada a razão (La/Yb)_N para o estudo de cogeneticidade das rochas amostradas do CRL, apesar dos elementos maiores anteriormente estudados revelarem a existência de, pelo menos, dois agrupamentos calcioalcalinos (um de médio a alto-K e outro de alto-K) para os ortognaíses estudados.

Em uma tentativa de correlação entre os valores de SiO₂ e a razão (La/Yb)_N para o conjunto das amostras, foi constatado que o aumento de SiO₂ (que expressa a diferenciação magmática em suítes granitóides) não corresponde a um aumento ou diminuição de (La/Yb)_N. Essa falta de correlação indica que nem todas as amostras do CRL podem ser cogenéticas.

Em termos de (La/Yb)_N, a análise da razão permite reconhecer 4 grupos distintos (figura 5.2), cujas características são:

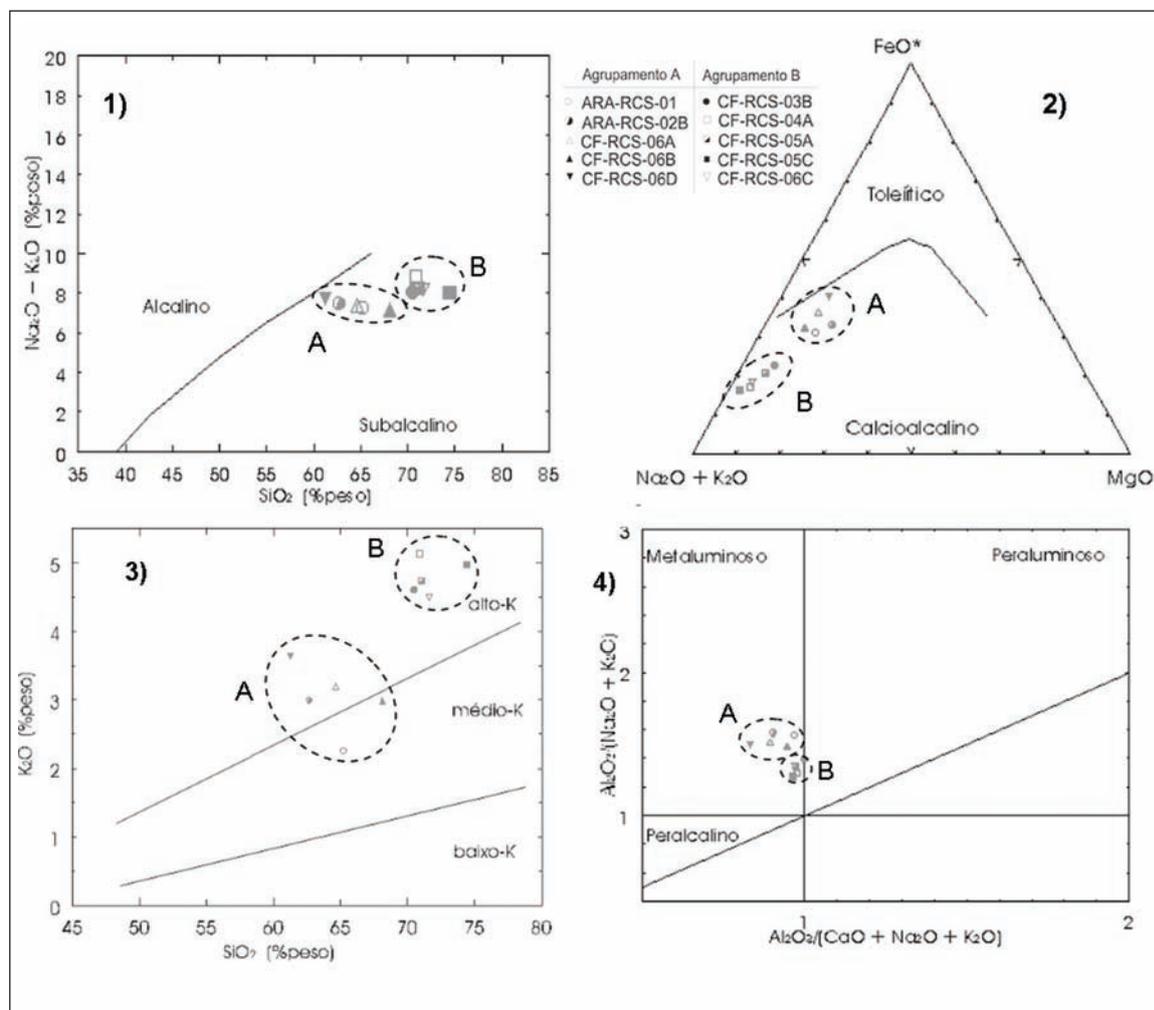


Figura 5.1 – Diagramas classificatórios utilizados para elementos maiores dos ortognaíses do Complexo Região dos Lagos. Dois agrupamentos (A e B) ocorrem em todos os diagramas

1) Diagrama sílica x álcalis com o limite entre os campos alcalino e subalcalino segundo Irvine & Baragar (1971)

2) Diagrama AFM com limite entre os campos calcioalcalino e toleítico segundo Irvine & Baragar (1971)

3) Diagrama K_2O x SiO_2 , com limites extraídos de Le Maitre (1989)

4) Caráter metaluminoso dos ortognaíses do Complexo Região dos Lagos, com índice de Shand inferior a 1,0, segundo Maniar & Piccoli (1989)

Grupo 1

Constituído por duas amostras (uma de hornblenda-biotita gnaiss e outra de biotita gnaiss), tem teores relativamente baixos de SiO₂ (61,11 e 67,91) e padrões ETR pouco fracionados, com (La/Yb)_N variando em torno de uma média de 7,27. Anomalias de Eu são ligeira a fracamente negativas (Eu/Eu*: 0,96-0,79). Apresenta leve enriquecimento de TRL (La/Sm) N = 3,65-4,91 e padrão subhorizontal de terras raras pesadas (TRP) (Sm/Lu)_N = 1,38-2,31 (figura 5.2a).

Grupo 2

Constituído por duas amostras de hornblenda-biotita gnaiss e duas de leucognaiss, tem SiO₂ variando de 62,25% a 74,26% e apresenta fracionamento moderado, com (La/Yb)_N variando entre 14,35 e 20,36, ficando a média em 14,85. Anomalia de Eu é, em geral, ligeiramente negativa (Eu/Eu*: 0,82-0,97), porém apresenta-se mais pronunciada na amostra menos ácida (Eu/Eu*: 0,54) (figura 5.2b). Apresenta o padrão TRL levemente enriquecido (La/

Sm)_N = 4,76-5,32 e padrão subhorizontal para as TRP (Sm/Lu)_N = 2,29-4,84.

Grupo 3

Constituído por uma amostra de biotita gnaiss e duas de leucognaiss, tem SiO₂ variando de 64,82% a 71,44% e padrões de ETR mais fracionados, com (La/Yb)_N variando entre 46,97 e 62,64, ficando a média em 55,69. As anomalias de Eu, quando presentes, são ligeira a fracamente negativas (Eu/Eu*: 0,74-0,94) (figura 5.2c). Apresenta TRL variando com razão (La/Sm)_N de 6,42 a 10,67 e TRP com razão (Sm/Lu)_N de 4,91 a 11,81.

Grupo 4

Representado por apenas uma amostra de hornblenda-biotita gnaiss, cujo padrão de ETR mostra-se bastante fracionado, com razão (La/Yb)_N igual a 103,24 (figura 5.2d). Esta amostra apresenta anomalia de Eu ligeiramente negativa (Eu/Eu*: 0,82) e razão TRL (La/Sm)_N a 9,23 e TRP (Sm/Lu)_N a 12,92.

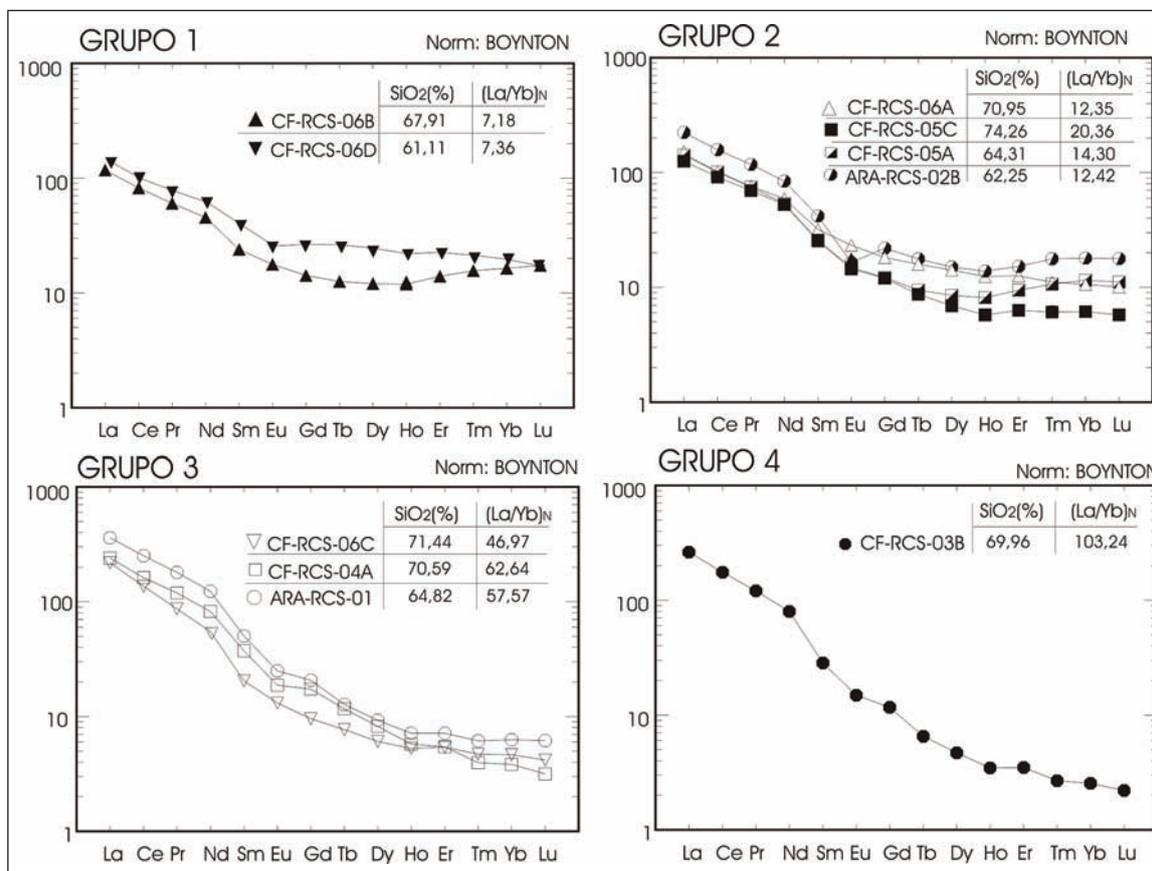


Figura 5.2 – Padrões de distribuição de ETR normalizados pelo condrito de Boynton (1984) para os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos: (A) grupo 1; (B) grupo 2; (C) grupo 3; e (D) grupo 4

5.2.4- Ambientes Geotectônicos para os Ortognaisses do Complexo Região dos Lagos

Diagramas de discriminação de ambientes tectônicos têm sido utilizados com cautela para rochas pré-cambrianas, uma vez que foram elaborados com base em eventos do Fanerozóico. Para estudar o conjunto de ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, foram utilizados os diagramas de Pearce *et al.* (1984) e Harris *et al.* (1986). A análise dos diagramas (figura 5.3a) mostra a os quatro grupos aqui definidos ocupam predominantemente o campo de granitos de arco vulcânico. No diagrama triangular de Harris *et al.* (1986), observa-se que cada um dos grupos ocupa uma posição distinta no diagrama, delineando um trend em direção ao campo dos granitos intra-placa que acompanha uma diminuição no grau de fracionamento dos elementos terras raras (do grupo 4, mais fracionado, ao grupo 1, menos fracionado). Esta tendência também pode ser verificada no diagrama de Pearce *et al.* (1984) (figura 5.3b). As correlações e tendência observadas sugerem que os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos formaram-se em ambiente de arco magmático, mostrando uma evolução natural de amadurecimento deste arco.

A comparação das assinaturas geoquímicas das amostras com padrões de mesma ambientação, normalizados pelo granito de crista oceânica (ORG) de Pearce *et al.* (1984), nos revela uma grande semelhança entre os granitóides do Complexo Região dos Lagos e o granito de arco vulcânico do Chile (figura 5.4).

Para os regimes tectônicos atuais, esse tipo de magmatismo calcioalcalino está fortemente relacionado a ambientes tectônicos compressivos, desenvolvidos em arcos mais maduros e margens continentais ativas. Segundo Pearce *et al.* (1984), granitos calcioalcalinos de alto-K e séries shoshoníticas de margem continental ativa plotam predominantemente nos campos de qtz-monzonito, granodiorito e granito, relacionado ao diagrama de Streickeisen (1976), tendo biotita e hornblenda como minerais ferromagnesianos dominantes. Todas essas características são observadas nos ortognaisses do CRL.

5.2.5- Discussão

O Complexo Região dos Lagos inclui ortognaisses pertencentes a série calcioalcalina. Quatro grupos de rochas cogenéticas foram identificados com base nos valores das razões (La/Yb)_N: Grupo 1 – pouco fracionado e razão (La/Yb)_N a 7,27 em média; Grupo 2 - fracionamento moderado, com (La/Yb)_N a 14,85 em média; Grupo 3 – com padrões de ETR mais fracionados, e razão (La/Yb)_N a 55,69 em média; e Grupo 4 - bastante fracionado, com razão (La/Yb)_N igual a 103,24.

Nota-se ainda que os subtipos de gnaisses discriminados por critérios petrográficos se distribuem aleatoriamente por esses quatro grupos, ou seja, há

uma variedade petrográfica para cada uma das possíveis suítes definidas.

Quanto à ambientação tectônica, os ortognaisses aqui estudados apresentam assinaturas geoquímicas similares aos granitóides gerados em ambiente de arco vulcânico com típico magmatismo calcioalcalino, sendo comparáveis ao granito de arco vulcânico do Chile. Alguns trends para o campo dos granitos intra-placa nos diagramas classificatórios sugerem uma evolução natural de amadurecimento deste arco magmático, gerado durante o Paleoproterozóico, no intervalo de 2.03- 1.96 Ga.

5.3- GEOCROLOGIA U-PB

5.3.1- Introdução

Foi realizada a datação U-Pb em zircões de uma amostra (MC-JF-09) de um ortognaisse coletado na Pedreira Imboacica (UTM= 198771/7524948, Datum Córrego Alegre), localizada no trevo da BR-101 na entrada para a cidade de Macaé (RJ), pertencente ao Complexo Região dos Lagos.

Trata-se de um hornblenda-biotita ortognaisse de composição tonalítica de textura homogênea, granulometria média, com foliação Sn marcada pela biotita e com lineação de estiramento qz-feldspática. Ocorrem na pedreira enclaves metadioríticos típicos deste conjunto de ortognaisses em forma de lentes de até 5 cm de comprimento. Veios quartzo-feldspáticos, apresentando biotita e magnetita como minerais acessórios com textura variável de aplítica a pegmatítica (mais localizada) cortam a foliação do ortognaisse e estão dobrados isoclinalmente. Leucogranitos tardios de forma tabular e coloração rosada apresentando biotita como mineral máfico e textura fina seccionam o conjunto rochoso no corte superior da pedreira (espessura até 30 cm). Veios pegmatíticos tardios também cortam todo o conjunto. (figura 5.5)

5.3.2- 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 moimho de discos;

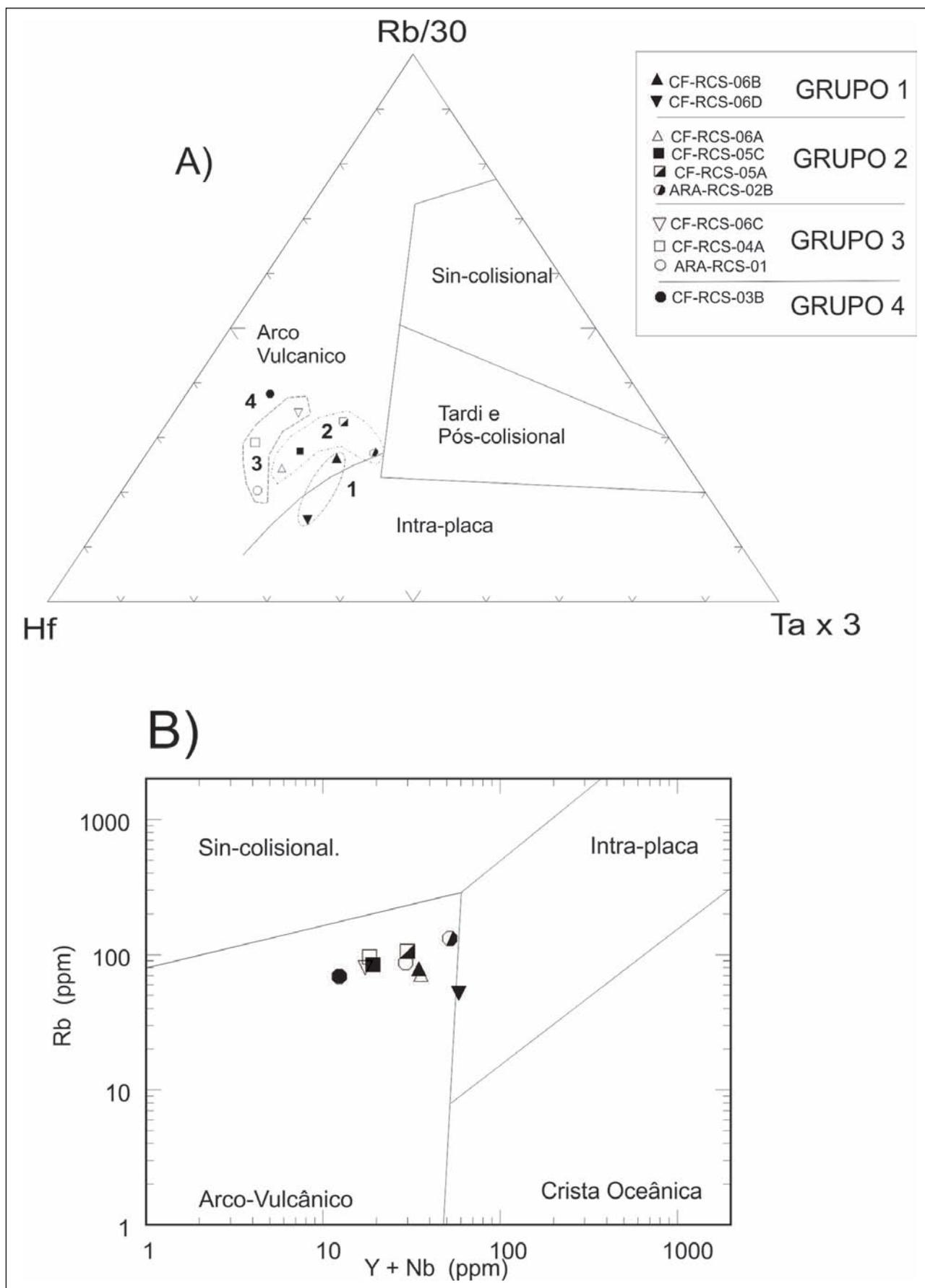


Figura 5.3 – Diagramas discriminantes de ambientes formadores de granito para os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos: (A) Diagrama triangular Hf-Rb/30-Ta x3 (Harris et al. 1986) ; (B) Rb-(Y+Nb) (Pearce et al., 1984)

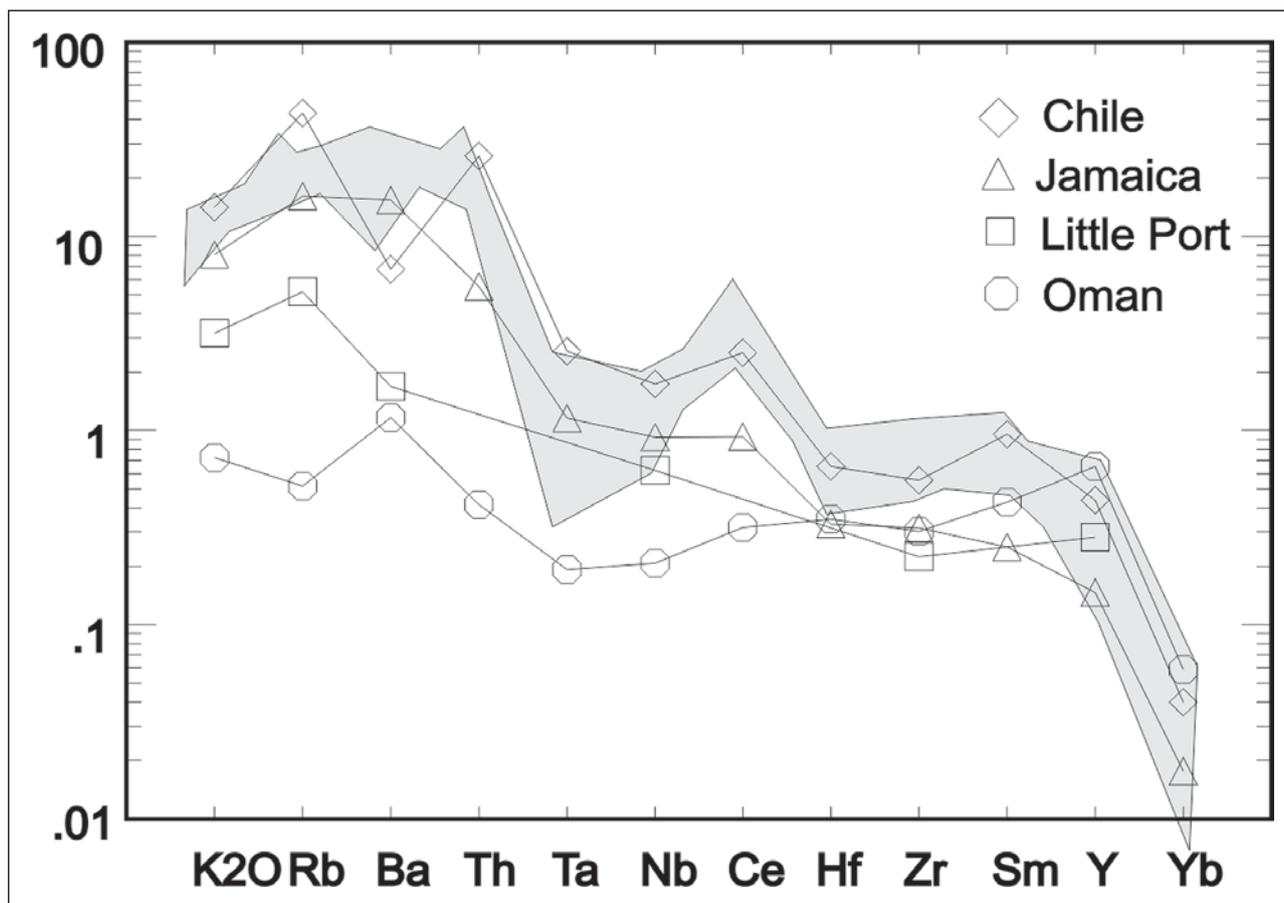


Figura 5.4- Diagrama de variação multi-elementar normalizados por ORG segundo Pearce et al. (1984) para os ortognaisses do Complexo Região dos Lagos (campo hachurado), comparados com granitos de arco vulcânico modernos.

- 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.

5.3.3- 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 multi-coletor Nu Plasma, acoplado a um sistema de emis-

são 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 ablatadas são transportadas para o sistema de plasma por um fluxo controlado de He.

5.3.4- Resultados

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

Foram analisados 23 grãos (tabela 5.4), sendo que um deles duas vezes, com grau de discordância entre 2 % e 13 %. O conjunto todo dos grãos define uma discórdia (figura 5.6) com intercepto superior de 2032.2 ± 6.1 Ma, e intercepto inferior de 507 ± 20 Ma, interpretados respectivamente como idades de cristalização e de metamorfismo. Este intercepto inferior

é fortemente condicionado pelo grão número 16, com idade $206\text{Pb}/238\text{U}$ de 510 ± 17 Ma (7,5 % discordante).

5.3.5- Discussão

A idade de cristalização obtida de ca 2.03 Ga é cerca de 60 m.y. mais antiga do que as idades de 1.96 – 1.97 Ga, anteriormente reportadas para as rochas do Complexo Região dos Lagos na área do Cabo de Búzios (Schmitt *et al.*, 2004), implicando em uma evolução mais complexa e longeva para esta unidade.

No âmbito mais regional, esta idade sucede em cerca de 20 m.y. o término dos eventos orogênicos riacianos registrados nas unidades do embasamento da borda meridional do Cráton do São Francisco (sul de Minas Gerais), e nos “*inliers*” do embasamento retrabalhado (Domínio Tectônico Juiz de Fora) do zona interna da Faixa Ribeira central (Heilbron *et al.*, 2010).

O intercepto inferior obtido, de 507 ± 20 Ma, tem coincidência com as idades de metamorfismo relacionadas à Orogênese Búzios (Schmitt *et al.*, 2004).



Figura 5.5- Imagem Google Earth da Pedreira de Imboacica (Macaé, RJ), onde foi analisada a amostra para datação U-Pb durante a execução deste projeto.

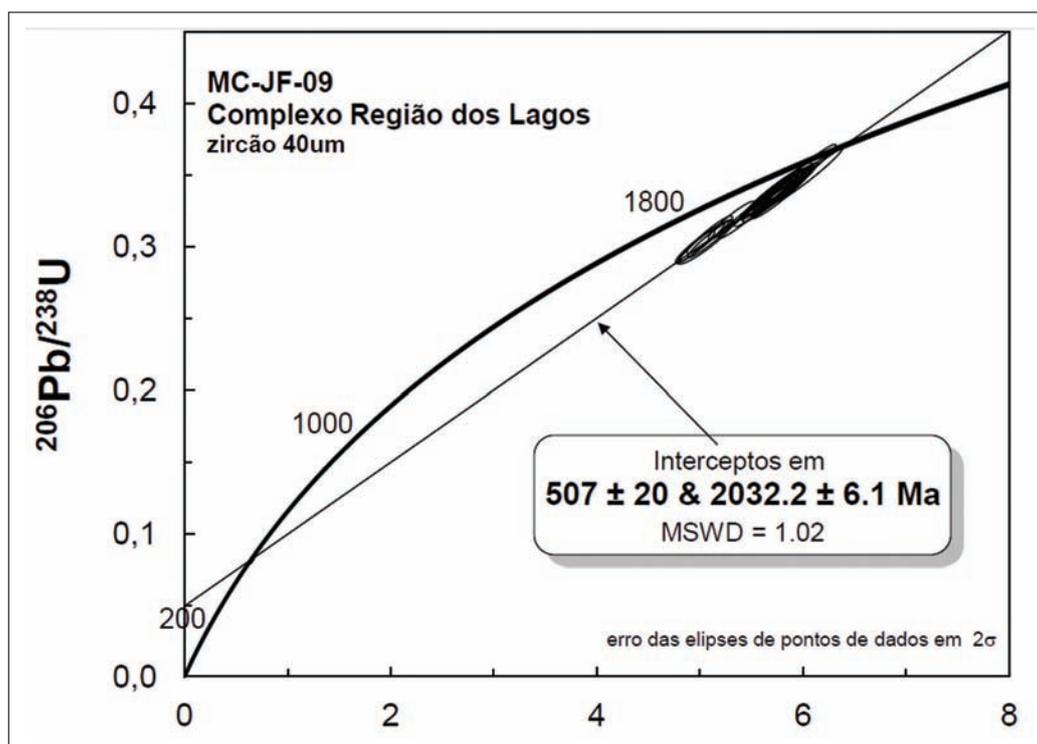


Figura 5.6 – Diagrama U-Pb concórdia para análises de zircões da amostra MC-JF-09 do Complexo Região dos Lagos, pelo método LA-ICPMS.

6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

6.1 - INTRODUÇÃO

A evolução geotectônica da região de Macaé é marcada por eventos geradores de rochas e deformacionais, desde os tempos paleoproterozóicos até o recente. Este capítulo está organizado de forma a sintetizar esta evolução por eventos geológicos separados por tempo. A figura 6.1 mostra a área da Folha Macaé no contexto regional do setor central da Faixa Ribeira.

6.2 - PALEOPROTEROZÓICO: ARCO MAGMÁTICO (2.06 A 1.96 GA)

As rochas mais antigas mapeadas da região do projeto integram o embasamento pré-1.8 Ga da Faixa Ribeira. As rochas do embasamento correspondem aos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos. As rochas ígneas ácidas, intermediárias e básicas foram formadas a partir da geração de um arco magmático de tipo andino.

6.3 - NEOPROTEROZÓICO: SUCESSÕES DE MARGEM ATIVA - GRUPO SÃO FIDELIS

Compreende paragnaisses de alto grau, pelíticos a semi-pelíticos, com intercalações de quartzitos, sillimanita xistos e gnaisses ricos em quartzo. Estas rochas metassedimentares encaixam os ortognaisses do Complexo rio Negro. As associações de litofácies parecem representar unidades mais distais. Estudos de zircão detríticos conduzidos por vários autores indicam contribuição mixta, desde fontes arqueanas até zircões derivados do próprio arco Rio Negro, sugerindo sedimentação, pelo menos em parte, em ambiente de margem ativa (Valladares et al., 2007; Schmitt et al, 2005).

6.4 - NEOPROTEROZÓICO: ARCOS MAGMÁTICOS

O Terreno Oriental é o único da faixa que encerra rochas granitóides relacionadas a processos de

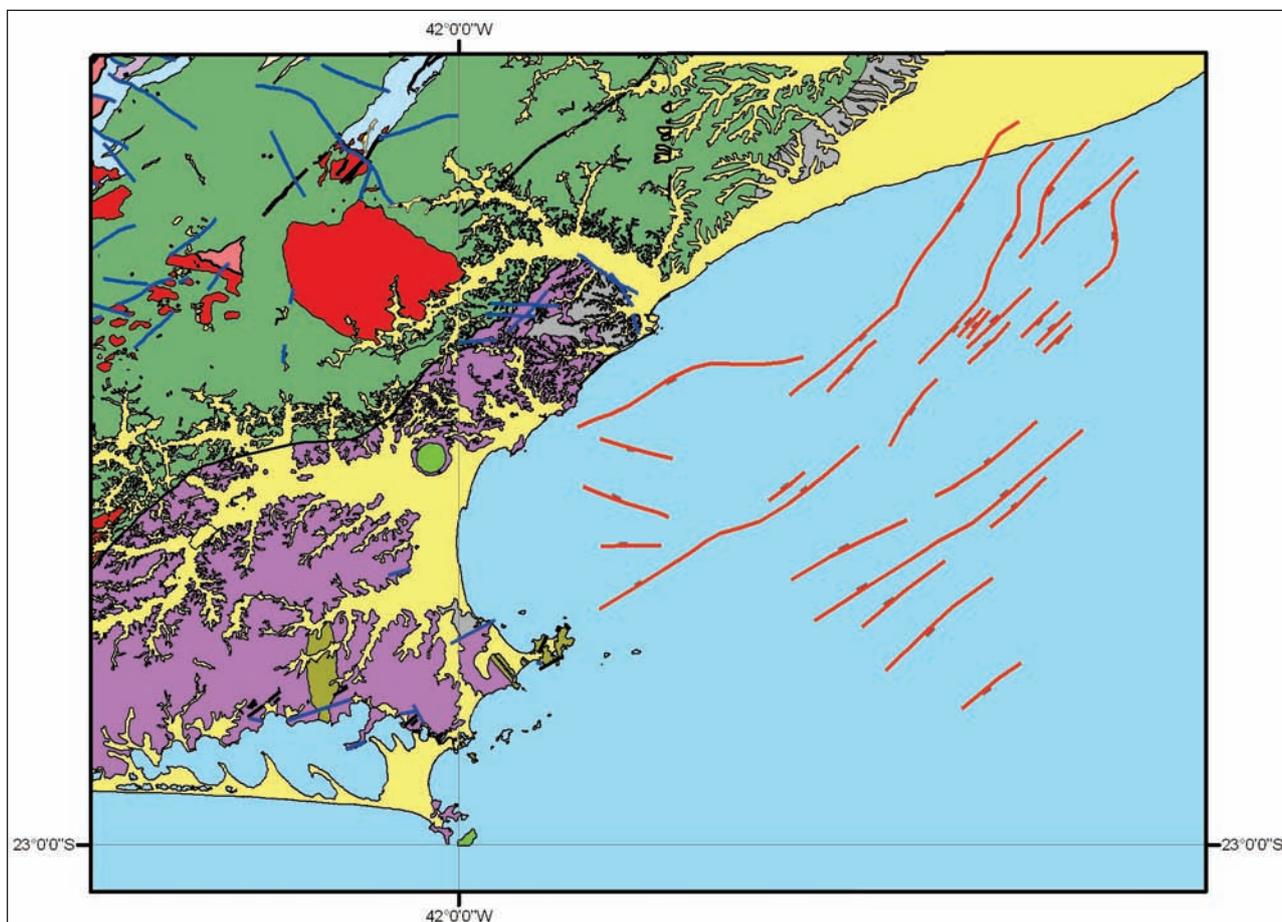


Figura 6.1 – Mapa tectônico da Região dos Lagos, mostrando a relação entre os terrenos Cabo Frio e Costeiro

subducção no intervalo de tempo entre (840??) 790-605 Ma. O Terreno Oriental é representado na área pelo Domínio Costeiro.

Neste domínio ocorrem rochas com afinidades de arco magmáticos, que registram vários episódios de subducção no Neoproterozóico:

Complexo Trajano de Moraes. Os ortognaisses com enclaves dioríticos e gabróicos intrudem paragneisses pelíticos com quartzitos e calcissilicáticas do Grupo São Fidelis. Compreendem várias suítes calcoalcalinas (Médio e Alto-K2O) e uma suíte toleítica. Dois intervalos de idades U-Pb foram encontrados, em ca. 790 Ma para conjuntos de ortognaisses bandados ricos em dioritos, como por exemplo, no município de Rio de Janeiro, e 635-605 Ma ortognaisses com composição de tonalitos, granodioritos e granitos. Dados Sm-Nd apontam dois conjuntos, sendo um mais primitivo, com idades TDM entre 1.3-0.9 Ga e com valores de ϵ Nd positivo a próximos de zero, enquanto que o segundo é mais evoluído com idades TDM entre 1.2 -1.6 Ga e valores de ϵ Nd negativos indicando contaminação crustal.

Estes dados sugerem que processos de subducção foram ativos durante todo Criogeniano.

6.5 - CAMBRIANO: GRANITÓIDES RELACIONADOS A EPISÓDIOS DE COLISÃO CONTINENTAL.

A colisão do Terreno Cabo Frio (aflorante também nas folhas vizinhas de Casimiro de Abreu e Cabo Frio) no Cambriano, ca. 530-510 Ma resultou em novo episódio de deformação regional, que gerou nos terrenos previamente amalgamados dobras abertas a apertadas, além de zonas de cisalhamento subverticais dextrais, como a de Além Paraíba. Granitóides se alojam nestas zonas de maior deformação, bem como nos planos axiais de dobras D3.

Os granitóides possuem composição muito variada (tipos S, I e híbridos), sugerindo derivação tanto das unidades metassedimentares, como de ortognaisses do embasamento. O magmatismo está associado a intensa deformação D1+D2 e ao metamorfismo regional na Faixa. Na folha, Macaé, estão representadas pelas suítes Imbé e Cordeiro.

6.6 - EOPALEOZÓICO: COLAPSO OROGÊNICO

A evolução terminal da Faixa Ribeira, neste setor estudado, culmina com o colapso do edifício orogênico, resultando em nova fase de deformação transtensiva, que gerou dobras e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis com trend NW, ortogonal ao orógeno. Granitos leucocráticos e pegmatitos cortam as unidades anteriores, na forma de diques centimétricos. Este período marca a transição para o estágio de estabilidade do Supercontinente Gondwana.

6.7 - CRETÁCEO INFERIOR: REATIVAÇÃO TECTÔNICA RÚPTIL

Após longo período sem registro geológico, no Cretáceo Superior, a partir de ca. 135 Ma, ocorrem diques de rochas básicas toleíticas associadas ao processo de fragmentação do Gondwana, com a abertura do Oceano atlântico Sul e a implantação de nossas bacias marginais petrolíferas de Campos e Santos.

Falhas oblíquas, normais e dextrais, bem como um arranjo de fraturas estão associados a este período de reativação, que se estende até o Eoceno.

6.8 - CRETACEO SUPERIOR-PALEÓGENO: O GRABEN DE BARRA DE SÃO JOÃO E AS INTRUSÕES ALCALINAS

Ao largo da costa de Macaé, entre a cidade de Rio das Ostras e o Cabo de Búzios, localiza-se uma depressão observada em seções sísmicas (Mohriak & Barros 1990), de direção N60E e preenchida por pilha espessa (400 m apx) de sedimentos, denominado de Graben de Barra de São João. A borda SE deste graben aflora na região da Ponta do Pai Vitório, na forma de uma zona de brechas tectônicas – a Falha do Pai Vitório. A borda NW não mostra falha importante, pelo menos na parte emersa, podendo se tratar de uma borda flexural. Ao longo desta borda, para o interior do continente a SW, aflora um corpo intrusivo composto por uma série de rochas de afinidade alcalina, o Morro de São João. Ambas as feições estão associadas ao evento tectono-magmático que perdurou desde o Cretáceo Superior até, pelo menos, o Eoceno.

6.9 - NEÓGENO: REARRANJO TECTÔNICO - O GRUPO BARREIRAS E A DEFORMAÇÃO RÚPTIL ASSOCIADA

Já no Neógeno, provavelmente no Mioceno, toda a costa brasileira, desta região para norte, estava em condições de receber sedimentos fluviais, com alguma contribuição marinha, que se constitui na magassequência denominada de Grupo Barreiras. Esses sedimentos foram soerguidos e hoje formam as falésias de cores fortes que afloram na costa brasileira, entre Búzios, no Rio de Janeiro, e o Ceará. Estas rochas apresentam indícios de deformação rúptil por falhas normais localizadas. Na maioria dos afloramentos não se registram grandes deformações.

7 – RECURSOS MINERAIS

7.1 - INTRODUÇÃO

Os recursos minerais localizados na Folha Macaé relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil, assumindo um papel significativo na economia mineral da região, há a produção de águas minerais. De modo geral, os insumos utilizados na construção civil, excetuando-se petróleo e gás natural, representam a quase totalidade da produção mineral do Estado do Rio de Janeiro.

A produção de rochas e minerais industriais depende, dentre outros fatores, da proximidade com o centro consumidor, o que torna a extração desses bens errática e sazonal, dificultando sobremaneira a tentativa de catalogação dos mesmos. Nesse sentido faz-se necessário discutir a seguir os critérios adotados no presente relatório, para o cadastramento desses bens, com a finalidade de expor o panorama mineral da área em questão.

O cadastramento dos bens minerais seguiu as seguintes etapas: coleta de informações bibliográficas e em banco de dados de órgãos afins, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação do banco de dados georreferenciados.

As informações bibliográficas sofreram uma revisão criteriosa relacionada principalmente às coordenadas geográficas, pois que poucas eram as numericamente referenciadas, a maioria das ocorrências estava assinalada em mapas de caminhamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1:50.000. Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 2007 e feita atualização da situação funcional das empresas além de ajustes nas coordenadas geográficas. No Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de dezembro de 2008, foram selecionadas as áreas com requerimentos e concessões de lavra e de licenciamento para o confronto com os dados existentes em outras fontes. Para a integração desses dados no banco georreferenciado 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 georreferenciados 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 se obter informações acerca da importância econômica das empresas para a economia local.

Na consolidação final do banco de dados dos recursos minerais foi verificada a possível duplicidade de pontos oriundos de diferentes fontes e adicionadas informações de campo.

A partir daí, foi definido o grau de importância de cada ponto cadastrado, considerando as categorias mina ativa e paralisada, garimpo ativo e paralisado, ocorrência e indício, as quais estarão assinaladas no mapa anexo a este relatório, conforme normas fornecidas pelo requerente. A maioria das extrações paralisadas principalmente de areia, argila e saibro não deixam vestígios, sendo consideradas para efeito do banco de dados, as indicações fornecidas pela fonte bibliográfica.

A lista de substâncias minerais apresentada nesse relatório, bem como no mapa e no banco de dados, segue a nomenclatura estabelecida pela requerente. Nesse caso vale ressaltar que na ausência de denominação específica para rocha de cantaria optou-se pela denominação rocha ornamental, distinguindo-a quando necessário no texto.

7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA

A cidade de Macaé é um importante polo de desenvolvimentos industrial voltado para a indústria do petróleo, com a presença de várias empresas de prestação de serviço (setor portuário, logística, informática, suporte etc). Como consequência, vários setores da economia são atraídos pelo crescimento da cidade como setor imobiliário, de alimentos, de transporte, telecomunicações, hoteleiro etc.. O município de Macaé está, segundo dados do IBGE, entre as dez maiores economias do país.

Por esse motivo, a área delimitada pela Folha Macaé é caracterizada por uma atividade mineral razoavelmente desenvolvida nos arredores de Macaé, grande consumidor de matéria prima para a construção civil.

Foram cadastrados 51 registros de recursos minerais, estando 17 em atividade, 23 inativas, 11 depósitos não explorados e/ou ocorrências.

As substâncias minerais em exploração na região em questão são água mineral, areia, rocha para brita e saibro.

Ainda podem ser mencionados, dentre os recursos minerais da região, antigas extrações de argila, rocha ornamental e para cantaria, turfa e ocorrências de ametista. No geral, correspondem a jazidas exauridas ou a ocorrências e indícios que, até o momento, não suscitaram um maior interesse econômico.

Os processos protocolados no DNPM até dezembro de 2008 correspondem a 9 registros para requerimentos e concessões de lavra, 16 licenciamentos e 93 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 Macaé, listados por ordem alfabética.

Água Mineral

O Estado do Rio de Janeiro, apesar de ser o quarto maior produtor nacional de águas minerais, somente tem parte da demanda anual de 400 milhões de litros coberta pela produção interna que gira em torno de 250 milhões de litros. Esse tipo de atividade de exploração desperta um enorme interesse conforme indicam os dados colhidos junto ao DNPM, em 2008, onde se verificaram 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 polos produtores como Nova Friburgo, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua e Magé.

Na região que recobre a Folha Macaé existem dois registros para água mineral, estando uma em atividade e um depósito não explorado.

A marca *Serra do Segredo*, que se encontra na fazenda Santa Cruz, na Serra do Segredo, município de Macaé é classificada como fluoretada, brometada, fracamente radioativa e hipotermal sendo produzida na fonte Andorinha. Sua vazão esta estimada em 72 mil litros por dia. Comercializam para todo o estado em embalagens de 20; 5; 1,5; 0,5 e 0,2 litros.

Na localidade Mar do Norte, no município de Rio das Ostras, a empresa Imobiliária Arbor Ltda está

em fase de implantação de uma estação de captação de água mineral do tipo fluoretada com vazão estimada de 120 mil litros por dia.

De um modo geral e na escala desse trabalho, os locais com fontes de água mineral estão localizados em áreas de rochas pertencentes ao Complexo Região dos Lagos (Granito Araruama) e Megassequência São Fidelis.

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

Ametista

No município de Macaé, foi registrado um antigo garimpo de ametista, segundo informação bibliográfica (Gomes *et al.*, 1981). Identificaram lascas de ametista em elúvio e aluvião próximos ao córrego Fundo-Cangulo, sugerindo antiga atividade garimpeira, onde afloram veios de quartzo com ametista e pegmatito caulinizado com quartzo e biotita.

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 podem 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.

Na região existem 20 locais de extração de areia, estando nove em atividade e o restante inativo.

Os depósitos em atividade do município de Macaé são explorações de pequeno porte extraíndo areia de depósitos aluvionares ao longo do Canal de Macaé (artificial - figura 7.1). Estão diretamente subordinados aos períodos de cheia, já que as drenagens no entorno são de pequeno porte. Extraem o material com auxílio de balsa e bomba de sucção de forma artesanal e destina-se ao consumo local.

Os depósitos em atividade no município de Carapebus extraem material superficial de aproximada-

mente um metro de espessura constituído de areia subangulosa de granulometria média a fina misturada com argila e matéria orgânica. Trata-se de um material denominado comumente de areola. No entanto, nesse relatório, areola está identificada como areia como solicitado pelas normas técnicas da contratante. Esse depósito está inserido numa zona de baixada próximo a restingas litorâneas (figura 7.2), o que acarreta por vezes a ausência de argila e a predominância de areia com influencia marinha (depósitos de restinga). Trata-se de depósitos aluvionares próximos aos depósitos fluviais do Grupo Barreiras.

O método de extração utiliza retroescavadeira. Essa atividade gera um impacto ambiental importante já que retira o capeamento superficial do solo e a vegetação, deixando apenas uma superfície arenosa sem nutrientes para o desenvolvimento de nova cobertura vegetal. Além disso, essa área fica sujeita a inundações quando a extração encerra em camada argilosa não permeável. Em campo, antigas extrações são reconhecidas pelas pequenas elevações de até um metro de altura em torno das raízes de árvores.



Figura 7.1 – Imagem de satélite destacando extração de areia no Canal de Macaé. Imagem de satélite do Google Earth, dezembro 2008



Figura 7.2 – Depósito de areola próximo a restinga litorânea, Carapebus. Imagem de satélite do Google Earth, dezembro 2008

Argila

Nessa região existem catalogados apenas dois depósitos paralisados na região de Macaé e Conceição de Macabu.

Na região de Conceição de Macabu, esse material foi extraído de depósitos aluvionares em área de baixada, na bacia do Rio Santa Catarina, e foi utilizado pelas indústrias cerâmicas locais na fabricação de tijolos.

Em Macaé, a extração está situada em sedimentos fluviais terciários pertencentes ao Grupo Barreiras.

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.

Na região da Folha Macaé, ocorre três pedreiras de extração de brita atualmente em atividade de um total de sete cadastradas. As pedreiras em atividade localizam-se na região de Macaé (2 - figura 7.3) e Santa Maria Madalena (1). As paralisadas estão principalmente no município de Rio das Ostras (1), Macaé (2) e Conceição de Macabu (1).

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região. Na área de Macaé as rochas exploradas são ortognaisses da Unidade Região dos Lagos. Em Santa Maria Madalena, a lavra extrai rochas da Unidade São Fidélis.

Em geral, são empresas de médio a grande porte cortando paredões de rochas *insitu*, por vezes utilizando bancadas. O método de lavra é mecanizado (desmonte com explosivo, utilização de retroescavadeiras e britadores). As empresas produzem em geral brita, pó de pedra e pedra de mão para atender demanda do mercado local.

É importante salientar que o mercado para brita é dependente da demanda em centros urbanos e construção de rodovias, podendo ser utilizados vários litotipos, independente das especificações geológicas.

Rochas Ornamentais e para cantaria

Nesse relatório está sendo adotado a denominação rochas ornamentais para as pedras para cantaria (paralelepípedo, lajotas e blocos para a alvenaria) além das rochas ornamentais propriamente ditas. Essa utilização segue as normas do banco de dados Aflora fornecido pela CPRM e também pelas informações obtidas através



Figura 7.3 – Pedreira de brita, na região de Macaé. Imagem de satélite do Google Earth, dez/2008

dos processos do Cadastro Mineiro do DNPM que nem sempre especificam com exatidão a classe utilitária do material extraído. A verificação em campo constatou que inúmeros locais indicados como extrações para rochas ornamentais tratavam-se de rochas para cantaria.

Importante salientar que em geral, as extrações de rocha para cantaria atendem a um mercado local e em geral a textura das rochas condiciona o uso, além dos fatores de mercado. No caso de paralelepípedos a utilização de rochas graníticas é mais comum, para as lajotas as rochas miloníticas são as de maior uso facilitando o corte manual.

De um total de nove pontos identificados na região em questão, apenas uma mina está ativa, duas estão paralisadas e seis depósitos não foram explorados.

A única pedreira em atividade no momento encontra-se no município de Santa Maria Madalena extraíndo blocos para alvenaria.

As paralisadas são rochas para cantaria e encontram-se na cidade de Conceição de Macabu e próximo a Macaé. Essas pedreiras são de pequeno porte e funcionaram para atender a demanda de mercado local produzindo paralelepípedos e lajotas, principalmente a partir de matacões. A de Macaé extraiu não apenas paralelepípedos mas, também, blocos para alvenaria (ornamental).

As pedreiras e depósitos extraem rochas pertencentes às unidades estratigráficas Região dos Lagos e São Fidélis.

Os depósitos não explorados estão preferencialmente próximos a Conceição de Macabu. Representam registros de requerimentos de lavra do DNPM.

Saibro

Registraram-se quatro saibreiras em atividade e seis paralisadas. A maioria está localizada próximo ao litoral no município de Macaé, além de Rio das Ostras e Quissamã.

Segundo análise em mapa, esse material deriva-se do desmantelamento de rochas do Complexo Região dos Lagos e dos depósitos terciários do Grupo

Barreiras (figura 7.4). Um depósito está inserido nos terraços aluvionares quaternários.

A exploração desse material atende a necessidade das prefeituras para obras de estradas locais e em geral são extraídos de barrancos, sem deixar vestígios.

Turfa

Um depósito de turfa não explorado foi descrita em trabalhos anteriores (Fonseca 1998), próximo a cidade de Macaé, na baixada do Rio Macabu. A turfa é geralmente encontrada na superfície e mais raramente sotoposta a camadas de areia, variando de 0,20 a um metro de espessura. A reserva estimada foi de 211 mil metros cúbicos.



Figura 7.4 – Saibreira em Macaé. Imagem de satélite do Google Earth, dezembro

7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

Com relação aos materiais de construção há boas perspectivas para o incremento da sua produção. As pedreiras e os depósitos de areia, em atividade, estão sendo constantemente demandados para atender o ritmo cada vez maior da construção civil. Macaé encontra-se em rápido processo de expansão econômica em função de sediar o polo de extração petrolífera nas zonas de plataforma e talude continentais. Dessa forma, o mercado imobiliário encontra-se em franca expansão em Macaé, bem como nos municípios vizinhos que sofrem um reflexo desse processo.

Do exposto, projeta-se uma situação próxima do limite com relação à produção e fornecimento dos atuais insumos produzidos na região.

A constante perda de qualidade da água fornecida pelas empresas de saneamento /abastecimento em geral, faz com que haja, cada vez mais, uma demanda acentuada por água mineral de mesa engarrafada. Dessa forma seria interessante que se desenvolvessem estudos de modo a estabelecer o potencial hidrogeológico da região não só com o in-

tuito de determinar a real capacidade de produção das fontes já existentes, bem como potencializar a área para novos locais de produção.

7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS

O crescimento do polo petrolífero e dos tributos fiscais associados a essa atividade (“royalties”) atingem não somente o município de Macaé, mas aqueles circunvizinhos tais como Rio das Ostras, Carapebus, Quissamã, Conceição do Macabu, Cabo Frio dentre outros. Esses benefícios são utilizados em geral para melhorias de infraestrutura, educação e proteção ao meio ambiente. Vale lembrar que parte da área coberta pela Folha Macaé esta contida na Baixa da Litorânea, na extensão da zona turística da Região dos Lagos. Nesse sentido, qualquer impacto causado pela mineração deve ser minimizado.

Um dos problemas mais conspícuos gerados pela atividade de mineração na região corresponde à degradação da paisagem e do terreno em função da exploração das pedreiras para a produção de brita. Os problemas oriundos de tal tipo de atividade são basicamente os mesmos encontrados em todas as

áreas onde exista a exploração de pedreiras: impactos visuais proporcionados pela cava, problemas com a deposição dos rejeitos gerados (tipo pó de pedra), dispersão de partículas pelo ar como produto das detonações, da britagem e da movimentação de equipamentos e caminhões, poluição sonora (detonações, ruídos em excesso e prolongados devido ao trânsito de caminhões), etc. Todos esses problemas são, entretanto, contornáveis e plenamente minimizáveis, desde que adotadas medidas preventivas e corretivas.

Em parte, algumas dessas máculas vêm sendo paulatinamente encobertas pela vegetação que vem, naturalmente, se desenvolvendo nas encostas.

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

A retirada de areia por dragas de sucção provoca, momentaneamente, a turbidez das águas dos rios e córregos, impactando diretamente o leito ativo dessas correntes, em função de comprometerem o equilíbrio das populações faunísticas que os habitam. Como os rios dragados têm porte razoável, os impactos decorrentes estão restritos a pequenos trechos dos cursos d’água.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

8.1 - CONCLUSÕES

A Folha Macaé inclui rochas de idades e gêneses distintas. Engloba parte dos terrenos Cabo Frio e Oriental da Faixa Ribeira.

O Terreno Cabo Frio é constituído de ortognaisses granodioríticos a tonalíticos, granitos e rochas básicas, de idade paleoproterozóica (Complexo Região dos Lagos). Os ortognaisses são tidos como de ambiente de arco vulcânico com típico magmatismo calcioalcalino, no intervalo de 2.03- 1.96 Ga.

O Terreno Oriental é constituído por metassedimentos neoproterozóicos, com protólitos predominantemente pelíticos, com contribuição de areias grauváquicas e/ou arcoseanas e, subordinadamente margas e arenitos quartzosos (Grupo São Fidélis). Estes metassedimentos formam as rochas hospedeiras do arco magmático neoproterozóico (Complexo Trajano de Morais) e passaram juntos por intenso metamorfismo de alto grau, fácies anfibolito alto a granulito, gerando generosas massas de granitóides anatéticos (suítes Imbé e Cordeiro).

Completam o quadro litológico da folha as rochas intrusivas básicas do Enxame de Diques Serra do Mar, de idade barremiana a aptiana (Cretáceo Inferior) e a cobertura sedimentar neogênica. O Enxame de Diques da Serra do Mar se implantou durante o processo de desestabilização do supercontinente Gondwana, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico. Os depósitos neogênicos da Folha Macaé se constituem na primeira ocorrência dos tabuleiros do Grupo Barreiras, que se estendem para norte, na costa brasileira, por milhares de quilômetros, marcando uma transição entre o litoral recortado, formado por costões gnáissicos, para sul e o litoral característico do nordeste brasileiro, com praias extensas e falésias de sedimentos coloridos, para norte. Depósitos mais recentes, de origens gravitacionais, fluviais e marinhas cobrem as áreas mais baixas, escavadas pela rede de drenagem.

A história geológica da Folha Macaé teve início na geração do arco magmático paleoproterozóico. A tectônica compressiva brasileira (Orogênese Búzios), que ocorreu no Cambriano (530-500 Ma) foi responsável pela compartimentação e estruturação da área. As rochas do arco paleoproterozóico foram alçadas sobre os metassedimentos neoproterozóicos, num movimento compressivo para NW. A sutura entre os terrenos Oriental e Cabo Frio é considerada aqui como sendo o contato basal do Complexo Região dos Lagos, a chamada Zona de Cisalhamento Serra do Segredo. Os pulsos magmáticos mais tardios geraram diques de granitos leucocráticos e pegmatitos, com indicações de terem perdurado até o Ordoviciano.

O magmatismo básico fissural no Cretáceo gerou o enxame de diques da Serra do Mar, de direção predominante N60E. Zonas de cisalhamento rúpteis de direção NE, E-W, N-S e NW, com forte influência na configuração do relevo, estão relacionadas ao tectonismo cenozóico.

Os recursos minerais da Folha Macaé relacionam-se, basicamente, com rochas e minerais industriais empregados na construção civil. Assumindo um papel significativo na economia mineral da região há a produção de águas minerais. Subordinadamente, em veios pegmatíticos e brechas, ocorre ametista.

8.2 - Recomendações

Os recursos naturais da Folha Macaé estão destinados, na sua parte setentrional, à preservação e ao turismo geocológico. Nesta área está situada a Serra de Macaé, com grande potencial turístico. Na região costeira alternam-se áreas de alto potencial turístico, como praias e lagoas e áreas fortemente industrializadas, estimuladas pela crescente indústria petrolífera e termo-elétrica. Recomenda-se o levantamento das potencialidades geoecoturísticas nesta região.

Nas baixadas litorâneas encontram-se instaladas indústrias satélites da indústria petrolífera, em expansão. A demanda crescente de material de construção tem estimulado o setor extrativista mineral. A implantação de plantas industriais, portos, usinas termo-elétricas, laboratórios de pesquisa, indústrias químicas e metalúrgicas gera uma grande preocupação com o meio físico. Recomenda-se a elaboração de estudos amplos e profundos de ocupação do espaço físico, com a delimitação de áreas para construções controladas e áreas de preservação ambiental.

Os recursos minerais da Folha Macaé estão concentrados em insumos para a construção civil. A pesquisa geológica de novos materiais e de novas minas deve ter como objetivo apoiar a expansão planejada dos centros urbanos situados na folha.

A exploração de água mineral é outra vocação da Folha Macaé. A Água Serra do Segredo é de qualidade mineral e está localizada sobre a área de interferência entre falhas E-W e a Zona de Cisalhamento Serra do Segredo. Recomenda-se pesquisa voltada para este bem mineral, levantamento hidrogeológico ao longo das grandes estruturas descritas no mapa e nesta Nota Explicativa, para aproveitamento em jazimentos associados a meios fraturados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, Aziz Nacib. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, n. 20, p. 1-26, 1970.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. The system of continental rifts bordering the Santos basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, n. Suplemento, p. 15-26, 1976.
- _____. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, n. 4, p. 349-364, 1977.
- _____. O Cráton do Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1981, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG Núcleo Bahia, 1981. p.1-10.
- _____. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo v. 16, n. 4, p. 325-349, 1986.
- _____. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG Núcleos SP e RJ, 1991. p. 423-428.
- _____; HASUI, Yociteru (Coord.). **O pré-cambriano do Brasil**. São Paulo: Edgard Blücher, 1984. 378 p.
- ALMEIDA, Júlio César Horta de. **Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do médio vale do rio Paraíba do Sul**. 2000. 190 p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, 2000.
- _____. et al. Geometric and kinematic analysis at the central tectonic boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 1998. p. 32.
- _____. et al. Structural framework and landscape evolution between Bocaina and Mantiqueira ranges, Southeastern Brazil. In: GEMORPHIC RESPONSES TO VEGETATION CHANGES, INTERNATIONAL GEOGRAPHICAL UNION, COMMISSION ON GEOMORPHIC RESPONSES TO ENVIRONMENT CHANGES, 1999, Rio de Janeiro. **Anais...** [S.l.]: International Geographical Union, 1999. p. 90-98.
- _____. et al. Tectônica mesozóico-cenozóica na margem continental sudeste emersa do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG Núcleo Nordeste, 2002.b p. 376.
- _____.; Dios, Fatima; Souza, M. P. G. O contato entre os terrenos Cabo Frio e Costeiro, na Faixa Ribeira central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG Núcleo Nordeste, 2002.a p. 287.
- _____. et al. Tectônica rúptil no Terreno Cabo Frio. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios, RJ. **Boletim de resumos**. Rio de Janeiro: SBG Núcleo Rio de Janeiro e Espírito Santo, 2003. p. 432-434.
- _____. et al. Deformation patterns in occidental and oriental terranes of the Ribeira belt, Southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 32., 2004, Firenze, Italy. **Abstracts**: part 1. [S.l.]: International Union of Geological Sciences, v. 1, p. 284.
- _____. et al. Deformation patterns in Occidental and Oriental terranes of the Ribeira belt e Cabo Frio: registros da tectônica de quebra do Gondwana e da evolução da margem continental sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 3., 2005, Cabo Frio-RJ. **Roteiro de Excursão**. Rio de Janeiro: SBG, 2005. 19 p.
- ALMEIDA, Júlio César Horta de; TETZNER, W.; HEILBRON, Monica. Determining paleostress field from dyke swarms structural analysis (Serra do Mar Dyke Swarm – Southeastern Brazilian coast). In: LASI III CONFERENCE: physical geology of subvolcanic systems: laccoliths, sills and dykes. 2008, Elba Island. **Abstracts...** Pisa: Universidade de Pisa, 2008. p.11-12.
- AMARAL, Gilberto et al. Potassium-argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Amsterdam, v. 30, n. 2, p. 159-189, Feb. 1966.
- ASMUS, Haroldo Erwin; FERRARI, A.L. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PROJETO REMAC. **Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS; CENPES; DINTEP, 1978, p. 75-88. (Série Projeto REMAC, 4).
- _____.; Guazelli, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: PROJETO REMAC. **Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais**. Rio de Janeiro: PETROBRAS; CENPES; DINTEP, 1981. p. 187-269. (Série Projeto REMAC, 9).
- BAPTISTA, Milton Brandt et al. **Léxico estratigráfico brasileiro**. Brasília: DNPM, 1984. 541 p.
- BERGQVIST, Lílian Paglarelli. **Reassociação do pós-crânio às espécies deungulados da bacia de S. J.**

- de Itaboraí (Paleoceno), estado de Rio de Janeiro, e filogenia dos “*Condylarthra*” e ungulados sulamericanos com base no pós-crânio. 1996. 234 f., il. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1996.
- BIGARELLA, João José; ANDRADE, G.O. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. **Geological Society of America Special Papers**, New York, v.84, p. 333-451, 1965.
- BOYNTON, Walter Raymond. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: HENDERSON, Paul (Ed). **Rare earth element geochemistry**. Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63-114.
- BUENO, G. V. et al. A influência do lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da bacia de Santos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 52., 2004, Araxá. **Anais...** Araxá: SBG, 2004.
- BULL, W. B.; WALLACE, R.E. Tectonic geomorphology. In: **Penrose Geology Conference report**, 216. [S.l.: s.n.], 1985. 13p.
- BURBANK, Douglas West; ANDERSON, Robert Stewart. Tectonic geomorphology at late Cenozoic time scales. In: **Tectonic geomorphology**. Malden, MA: Blackwell Science, 2001. Cap. 10, p. 201-230.
- CAINELLI, C.; MOHRIAK Webster Ueipass. Geology of Atlantic Eastern Brazilian basins. In: AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, 1998, Rio de Janeiro. [Short course: Brazilian geology. S.l.: s.n.} 1998. 67 p.
- CAMPANHA, Ginaldo Ademar da Cruz. O lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 11, n. 3, p. 159-171, 1981.
- CAMPOS NETO, Mario da Costa; CABY, Renaud. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil: petrologic and structural constraints. **Tectonics**, Washington, v. 19, n. 4, p. 669-687, 2000.
- _____; FIGUEIREDO, Mario César Heredia de. Evolução geológica dos terrenos costeiros, Paraíba do Sul e Juiz de Fora. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal. **Anais...** Natal : SBG Núcleo Nordeste, 1990. v.6, p. 2631-2648.
- CARMO, Isabela de Oliveira; VASCONCELOS, Paulo Marcos. Geochronological evidence for pervasive Miocene weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Processes and Landforms**, Sussex, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- _____; _____. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology constraints on late miocene weathering rates in Minas Gerais, Brazil. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 241, n. 1-2, p. 80-94, 2006.
- CENTRO DE INFORMAÇÕES DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO. **Mapa do quadro geo-bio-físico do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 1992. 1 mapa. Escala 1:1.500.000.
- 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, nov. 2001.
- COMIN-CHIARAMONTI, Piero et al. High- TiO_2 basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). **Neues Jahrbuch für Mineralogie-Abhandlungen**, Stuttgart, v. 146, p. 133 – 150, 1983.
- CORDANI, Umberto Giuseppe. Síntese da geocronologia pré-cambriana da região costeira atlântica meridional da América do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., 1971, São Paulo, SP. **Boletim Especial 1**. São Paulo, SP: SBG Núcleo SP, 1971. p. 179-180.
- _____. 1973. Síntese dos dados geocronológicos disponíveis para a região oriental da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 17., 1973, Aracaju, Se. **Boletim 2**. [Aracaju: SBG], 1973. p. 27-29.
- _____; BRITO NEVES, Benjamin Bley de. The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 12, n. 1-3, p. 78-88, 1982.
- _____; COUTINHO, José Moacyr Vianna; NUTMAN, A. P. Geochronological constraints on the evolution of the Embú Complex, São Paulo, Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, Oxford, v. 14, p. 903-910, 2002.
- CORVAL, Artur. **Petrogênese das suítes basálticas de baixo- TiO_2 e alto- TiO_2 do Enxame de Diques da Serra do Mar**. Rio de Janeiro, 2004. 145p. Dissertação (Mestrado), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.
- CORVAL, Artur et al. Plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in The Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal. **Anais...** Natal: SBG Núcleo Nordeste, 2007. v.1. p.280-281.
- COUTO, Carlos de Paula; MEZZALIRA, Sergio. Nova conceituacao geocronologica de Tremembe, Estado de Sao Paulo, Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, p. 473-488, 1971. Suplemento.
- COX, Keith Gordon; BELL, John David; PANKHURST, Robert J. **The interpretation of the igneous rocks**. London: Allen & Unwin, 1979. 450 p., il.
- _____. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, London, v. 342, p. 873-876, Dec. 1989.

- CULLERS, Robert L. et al. Rare earth elements in Silurian pelitic schists from NW marine. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, New York, v. 38, p. 389-400, 1974.
- Dantas, Marcelo Eduardo. **Mapa Geomorfológico do estado do Rio de Janeiro**. Brasília: DNPM; CPRM, 2001. 63 f.
- _____; CHOROWICZ, Jean. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v. 194, p. 237-263, 1991.
- _____. et al. Discovery of an intra-arc transform zone in Mindanao (Philippines) using morphotectonic data. **Zeitschrift für Geomorphologie**, Berlin, v. 94, p. 261-273, 1993.
- DIOS, Fátima Regina Blanco de. **Evolução tectônica do domínio costeiro da Faixa Ribeira Central, na seção Macaé - Trajano de Moraes, RJ**. Rio de Janeiro, RJ, 2004. 76 p. Tese (Doutorado) - Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2004.
- DUTRA, Thiago et al. Os diques de Búzios e os basaltos de Campos: relações petrogenéticas e modelos geodinâmicos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Boletim de Resumos Expandidos**. Curitiba: SBG Núcleo Paraná, 2005. p. 81-83.
- _____. et al. Geochemical modelling for the low-TiO₂ basalts (the Costa Azul suite) in the eastern portion of the Serra do Mar Dyke Swarm, Rio de Janeiro: evidence for the contribution of a depleted mantle source. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 5., 2006, Punta del Este. **Short papers**. Buenos Aires : Idea Grafica, 2006. p. 355-357.
- EIRADO SILVA, L. G. et al. Condicionantes estruturais na denudação da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal. **Boletim de Resumos Expandidos**. Natal: SBG, 2007. p. 252-254.
- FERNANDES, Flávio Luís; CHANG, Hung Kiang. Arca-bouço estrutural da Bacia de Taubaté, SP. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Armação de Búzios. **Boletim de resumos**. Rio de Janeiro: SBG Núcleos RJ e ES, 2003. p. 367-370.
- FERRARI, André Luiz. **Evolução tectônica do graben da Guanabara**. 2001. 412 p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.
- _____. et al. O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG. v.1, p. 103-113.
- FONSECA, Ariadne do Carmo. **Esboço Geocronológico da Região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro**. 1993. 186 p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1993.
- FONSECA, Mario Jorge Gesteira. O Cinturão Ribeira e o Bloco Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Atas**. Rio de Janeiro: SBG Núcleos RJ e SP, 1989. p.132-133.
- _____. et al. **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**: folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. Brasília: DNPM, 1979. 240p.
- _____; HEILBRON, Monica; CHRISPIM, Salvador. Geologia estrutural da área de Cabo Frio e Armação de Búzios. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG Núcleo do Rio de Janeiro, 1984. p. 5393-5407.
- _____; PEÇANHA, R. M.; SERRÃO, M. A. **Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro**: escala 1:400.000. Rio de Janeiro: DNPM, 1998. 141p.
- FREITAS, R.O. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 2, p. 218, 1951.
- FYFE, William Sefton; LEONARDOS, Othon Henry. Ancient metamorphic – migmatite belts of the Brazilian Atlantic coast: the African connection. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 4, n. 4, p. 247-251, 1974.
- GARDA, Gianna Maria. **Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo**. 1995. 156 p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.
- GUEDES, Eliane et al. K-Ar and 40Ar/39Ar ages of dikes emplaced in the onshore basement of the Santos basin, Resende area, SE Brazil: implications for the South Atlantic opening and tertiary reactivation. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 18, n. 3-4, p. 371-382, mar. 2005.
- GOMES, Benedito Souza et al. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**: folhas Renascença, Conceição de Macabu, Macaé, Dores de Macabu, Carapebus, Cabiunas. Niterói: DRM-RJ; TRISERVICE, 1981. 217 p. Escala 1:50.000.
- HACKSPACHER, Peter Christian et al. A origem da Serra do Mar: termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Armação de Búzios. **Boletim de resumos...** Rio de Janeiro: SBG Núcleo RJ/ES, 2003. p. 384-385.
- HADLER, Júlio C. et al. A Pc compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. **Radiation Measurements**, Amsterdam, v. 34, n. 1-6, p. 149-154, Jun. 2001.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A.; TINDLE, Andrew G. Geochemical characteristics of collision-zone mag-

- matism. **Geological Society Special Publication**, v. 19, p. 67-81, 1986.
- HASUI, Yociteru; PONÇANO, Waldir Lopes. 1978. Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978, Recife. **Anais...** Recife: SBG. Núcleo Nordeste, 1978. v. 1, p. 368-381.
- _____; OLIVEIRA, Marcos Aurélio Farias de. Província Mantiqueira, setor central. In: ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de; HASUI, Yociteru (Coord.). **O Precambriano do Brasil**. São Paulo: Edgar Blücher, 1984. p. 308-344.
- _____. et al. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1977, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1977. p. 369-380.
- _____. et al. **Geologia da Região Administrativa 3 (vale do Paraíba) e parte da Região Administrativa 2 (litoral) do estado de São Paulo**. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas, 1978. 78p. (Publicação 1106).
- HAWKESWORTH, Christopher John et al. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: STOREY, Bryan C.; ALABASTER, Tony.; PANKHURST, Robert J. (Ed.). **Magmatism and the causes of continental break-up**. London: Geological Society, 1992. p. 221-240. (Special Publication, no. 68).
- _____.; MACHADO, Nuno. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 125, n. 1-2, p. 87-112, 15 Jul. 2003.
- _____. et al. Geologia do Cabo dos Búzios. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, n. 3, p. 553-562, 1982.
- _____. et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON PRE-CAMBRIAN BASEMENT AND CRATON TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto, MG. **Extended Abstracts**. [S.l.: s.n.], 1998. p. 15-17.
- _____. et al. From collision to extension: the roots of the southeastern continental margin of Brazil. In: MOHRIAK, Webster Ueipass; TALWANI, Manik (Ed.). **Atlantic rifts and continental margins**. Washington, DC: American Geophysical Union, 2000. p. 1-32. (Geophysical monograph, 115).
- _____. et al. A Faixa Ribeira no Segmento Central da Província Mantiqueira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá-MG. **Anais...** Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 2004.a 1 CD-ROM.
- _____. et al. Falhas extensionais associadas a riftes cenozóicos: características de campo, interpretação geofísica e idade do tectonismo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá-MG. **Anais...** Belo Horizonte: SBG Núcleo Minas Gerais, 2004.b 1 CD-ROM.
- _____. et al. Episódios tectono-magmáticos de idade mesozóica e cenozóica na região SE brasileira e bacias marginais: implicações geodinâmicas. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007, Natal-RN. **Boletim de Resumos Expandidos**. Natal: SBG, 2007. p.312.
- _____. et al. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: PANKHURST, Robert J. et al. (Ed.). **West Gondwana: pre-cenozoic correlations across the South Atlantic region**. London: Geological Society, 2008. p. 211-237. (Geological Society special publication, no. 294).
- _____. et al. Evolution of reworked Paleoproterozoic basement rocks within the Ribeira belt (Neoproterozoic), SE-Brazil, based on U-Pb geochronology: implications for paleogeographic reconstructions of the São Francisco-Congo paleocontinent. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 178, n. 1-4, p. 136-148, Apr. 2010.
- HERZ, Norman. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 88, n. 1, p. 101-112, 1977.
- IRVINE, T. Neil; BARAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth Sciences**, Ottawa, v. 8, p. 523-548, 1971.
- JANASI, Valdecir de Assis; ULBRICH, Horstpeter Herberto Gustavo José. Late proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 51, n. 1-4, p. 351-374, Jun. 1991.
- _____. et al. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos eventos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. **Geologia**, São Paulo, v. 3, p. 13-24, 2003.
- KELLER, Edward A.; PINTER, Nicholas. **Active tectonics: earthquakes, uplift and landscape**. Upper Saddle River, N.J.: Prentice Hall, 1996. 338 p.
- KING, Lester Charles A geomorfologia do Brasil oriental. Separata de: **Revista Brasileira de Geologia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, 121 p, 1956.
- LE MAITRE, Roger Walter (Ed.) 1989. A Classification of igneous rocks and Glossary of terms. Blackwell, Oxford, 193 p.
- LIMA, Murilo Rodolfo de; AMADOR, Elmo da Silva. Análise palinológica de sedimentos da formação Resende, terciário do estado do Rio de Janeiro, Brasil.

- In: CAMPOS, Diógenes de Almeida et al. **Coletânea de trabalhos paleontológicos**. Brasília: DNPM, 1985. p. 371-387. (Série Geologia, 27. Seção Paleontologia e Estratigrafia, 2).
- LIU, Chan Chiang. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do LANDSAT. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA RJ-ES, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1987. p. 164-188.
- LUDWIG, Kenneth R. **User's manual for Isoplot 3.00**: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley: Berkeley Geochronology Center, 2003. 70 p. (Berkeley Geochronology Center Special Publication, 4).
- MACHADO FILHO, Luiz et al. **Projeto Radambrosil**: folhas SF 23/24, Rio de Janeiro e Vitória, escala 1:1.000.000. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. v. 32, 780 p.
- MACHADO, Nuno et al. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 79, n. 3-4, p. 347-361, Sep. 1996.
- MACHADO, Rômulo; DEMANGE, Michel. Reinterpretação estrutural e tectônica da região a leste da Baía de Guanabara e a definição do Batólito de Araruama (RJ). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG Núcleo Nordeste, 1990. v.2, p. 2744-2754.
- _____; _____. Caracterização geoquímica e tectônica do magmatismo pré-colisional tipo cordilheirano de idade neoproterozóica no cinturão Paraíba do Sul, estado do Rio de Janeiro. **Boletim IG-USP**: Publicação Especial, São Paulo, v. 18, p. 83-85, 1996.
- MANIAR, Papu D.; PICCOLI, Philip M. Tectonic discrimination of granitoides. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 101, n. 5, p. 644-651, May 1989.
- MCKENZIE, D.; BICKLE, M. J. The volume and composition of melt generated by extension of the lithosphere. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 29, n. 3, p. 625-679, Jun. 1988.
- Marques, Anderson. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, Rio de Janeiro, v. 4, n. 3, p. 253-262, 1990.
- MARQUES, Leila Soares et al. O magmatismo intrusivo cretáceo 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: SBG, 1992. v.1, p. 511-512.
- MARTIN, Louis et al. **Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e Espírito Santo**. Belo Horizonte: CPRM; FAPESP, 1997. 104p.
- MARTINS Anderson Marques et al. **Águas Minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói: DRM-RJ, 2006. 182p.
- MARTONNE, Emmanuel de. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 5, n. 4, p. 523-50, 1943.
- MAYER, Larry. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: **Active Tectonics: impact on society**. Washington, DC: National Academy Press, 1986. Cap. 7, p. 125-135.
- _____; MOURA, Josilda Rodrigues da Silva de. Upper Quaternary sedimentation and hillslope evolution: southeastern Brazilian plateau. **American Journal of Science**, East Lansing, MI, v. 284, n. 3, p. 241-254, Mar. 1984.
- MEISLING, Kristian E.; COBBOLD, Peter R.; MOUNT, Van S. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. **AAPG Bulletin**, Tulsa, v. 85, n. 11, p. 1903-1924, 2001.
- MELLO, Edson Farias; CALAES, Gilberto Dias. **A indústria de brita na região metropolitana do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 218 p.
- MELO, Mario Sergio de 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.
- MENDES, Julio César et al. 207Pb/206Pb-ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 9, n. 3, p. 326-336, Apr. 2006.
- MILANI, Edson José et al. **Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados**. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 18, n. 3, p. 352-396, 2000.
- MINIOLI, B.; PONÇANO, Waldir Lopes.; OLIVEIRA, S.M.B. Extensão geográfica do vulcanismo basáltico do Brasil meridional. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 43, p. 433-437, 1971.
- MIZUSAKI, Ana Maria Pimentel; MOHRIAK, Webster Ueipass. Sequências vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio (RJ). In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Atas...** Rio de Janeiro: UERJ; CPRM, 1993. p.52-56.
- MOHRIAK, Webster Ueipass; BARROS, Ana Zélia Nunes. . Novas evidências de tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil: a bacia de Barra de São João na plataforma de Cabo Frio, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, n. 1-4, p. 187-196, 1990.
- MORAES, Luiz Flores de. **Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese**. São Paulo: Instituto Agrônomo e Geográfico, 1932. 28 p.
- REIS, Antonio Pereira dos et al. Projeto Carta Geológica do estado do Rio de Janeiro. Geologia e Recursos Minerais das Folhas de Cabo Frio e Farol do Cabo. Niterói. DRM. (inédito), 1980.

- MUECKE, Gunter K.; PRIDE, C; SARKAR, P. Rare earth element geochemistry of regional metamorphic rocks. **Physics and Chemistry of the Earth**, Amsterdam, v. 11, p. 449-464, 1979.
- NOCKOLDS, Stephen Robert; KNOX, Robert William O'Brien; CHINNER, G.A. **Petrology for students**. Cambridge: Cambridge University Press, 1978. 435 p.
- O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, Howard A. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. **Geological Society of America Bulletin**, New York, v. 87, n. 10, p. 1463-1469, Oct. 1976.
- PEARCE, Julian A.; HARRIS, Nigel B.W.; TINDLE, Andrew G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, n. 4, p. 956-983, Nov. 1984.
- PHILPOTTS, Anthony Robert. **Petrography of Igneous and Metamorphic Rocks**. Englewood Cliffs, N.J.: Prentice-Hall, 1989. ix, 178 p.
- PINTO, Claiton Piva (Org.). **Lima Duarte, folha SF.23-X-C-VI**: estado de Minas Gerais, escala 1:100.000: texto explicativo. Brasília: DNPM; CPRM, 1991. 201p. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.
- RAMOS, Renato Rodriguez Cabral. **Sistemas aluviais terciários da bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: análise de fácies e revisão estratigráfica**. 2003. 221 p. Tese (Doutorado em Geologia)- Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2003.
- REGELOUS, Marcel. 1993. Geochemistry of dolerites from the Paraná flood basalt province, southern Brazil. 200 f. PhD thesis, Open University, 125p.
- RICCOMINI, Cláudio. **Rift continental do sudeste do Brasil**. 1989. 304 p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1989.
- _____; FRANCISCO, Benedicto Humberto Rodrigues. Idade potássio-argônio do derrame de ankaramito da bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos**: sessões temáticas. São Paulo: SBG, 1992. p. 469-470.
- _____ et al. Sobre a ocorrência de um derrame de ankaramito na bacia de Volta Redonda (RJ) e sua importância na datação das bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1983, São Paulo. **Boletim de resumos**. São Paulo: SBG Núcleo de São paulo, 1983. p. 23-24.
- _____; SANT'ANNA, Lucy Gomes, FERRARI, André Luís. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: V. Mantesso-Neto, A. Bartorelli, C. Dal Ré carneiro & B.B. Brito Neves (orgs.). **Geologia do Continente Sul-Americano – Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. Beca, p. 383-405. 2004.
- ROSIER, Georges Frédéric. A geologia da Serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 166, p. 1-58, 1957.
- _____. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**, Rio de Janeiro, n. 222, paginação irregular, 1965.
- RUBIM, Ilson Nunes; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Petrografia de brechas tectônicas: um modelo de descrição e classificação. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios-RJ. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG Núcleo RJ e ES, 2003. p. 149-152.
- _____; _____. VALLADARES, Cláudia Sayão. A falha do Pai Vitório. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 8., 2003, São Pedro, SP. **Boletim de Resumos**. São Pedro, SP; SBG Núcleos SP, RJ, ES, 2003. p. 89.
- _____; _____. Análise cinemática e petrográfica de brechas tectônicas: as falhas de Quatis e do Pai Vitório, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá-MG. **Anais...** Belo Horizonte: sbg Núcleo Minas Gerais. 1 CD-ROM.
- RUBIM, Ilson Nunes; VALLADARES, Cláudia Sayão. Structural evolution of Pai Vitório breccia zone: example of a reactivated rift margin. In: BRECCIA SYMPOSIUM, 2007, Townsville, Australia. [**Abstracts volume**]. Townsville, Queensland: James Cook University, 2007. p. 26. (EGRU contribution, 65).
- RUELLAN, F. Evolução geomorfológica da baía da Guanabara e das regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 6, n. 4, p. 445-508, 1944.
- _____; DIAS NETO, Coriolano de Marins. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 11, n. 4, p. 209-212, dez. 1981.
- _____; CAMPANHA, G. A. C. Grandes falhas no Brasil continental. 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.407-421.
- SCHMITT, Renata da Silva. A orogenia Búzios e a evolução tectônica do segmento central da faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleo RJ/ES, 2001. v. 1, p. 12.
- _____; TROUW, Rudolph Allard Johannes; VAN SCHMUS, W.R. The characterization of a cambrian (520 Ma) tectonometamorphic event in the coastal domain of the Ribeira belt (SE Brazil) - using U-Pb in syntectonic veins. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE Geology, 2., 1999, Villa Carlos Paz, Argentina. **Actas...** Córdoba, Argenti-

na: Servicio Geológico Minero Argentino, 1999. v. 1. p. 363-366.

_____ 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**, Amsterdam, v. 133, n. 1-2, p. 29-61, Aug. 2004.

SCHUMM, Stanley Alfred; DUMONT, Jean François; HOLBROOK, John Millard. **Active tectonics and alluvial rivers**. Cambridge: Cambridge University Press, 2000. 276p.

SHAND, Samuel James. **Eruptive rocks: their genesis, composition, classification, and their relations to ore deposits**. London: Thomas Murby, 1927.

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 Atomic Spectrometry**, London, v. 20, p. 677-686, 2005.

SILVA, Luiz Carlos da; CUNHA, Hélio Canejo da Silva (Org.). **Geologia do estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do mapa geológico do estado do Rio de Janeiro**. Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM.

_____ et al. The neoproterozoic Mantiqueira province and its African connections: a zircon-based U-Pb geochronologic subdivision for the Brasiliano/Pan-African systems of orogens. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 136, n. 3-4, p. 203-240, Feb. 2005.

SILVA, T. M. **A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no estado do Rio de Janeiro**. 2002. 264 p. Tese (Doutorado)-Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2002.

_____ ; MORENO, R. S.; CORREIA, J. D. A utilização de cartas topográficas 1:50.000 para classificação morfológica região do médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE CARTOGRAFIA, 23., 2007, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBC, 2007. v.1, p. 429-437.

SOUZA, D. M.; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Feições morfotectônicas na área emersa da borda norte do gráben de Barra de São João. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 11., 2007.a, Natal-RN. **Boletim de Resumos Expandidos**. Natal: SBG, 2007. p.268.

SOUZA, D. M.; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Falhas e fraturas controladoras dos lineamentos de direção N-S da região serrana de Macaé-RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 10., 2007.b, Diamantina-MG, **Resumos...** Belo Horizonte: SBG, 2007. p.161.

_____ et al. Truncamento do contato entre o Terreno Cabo Frio e o Terreno Costeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracajú-SE. **Anais...** Aracajú: SBG Núcleo Bahia/Sergipe, 2006. p. 183.

_____ ; MARTINS, P.; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Tectônica rúptil da região de Macaé e arredores-RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba-PR. **Anais...** Curitiba: SBG Núcleo Paraná, 2008. p. 772-772.

STEWART, I.S.; HANCOCK, Paul Lewis. Neotectonics. In: HANCOCK Paul Lewis (Ed.). **Continental deformation**. Oxford: Pergamon Press, 1994. p. 370-409.

STRECKEISEN, Albert. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v. 12, n. 1, p. 1-33, Mar. 1976.

SUMMERFIELD, Michael A. Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geography**, London, v. 11, n. 3, p. 384-397, Sep. 1987.

_____ ; Global tectonics and landform development. **Progress in Physical Geography**, London, v. 12, n. 3, p. 388-404, Sep. 1988.

SZATMARI, Peter et al. Tectonic and sedimentary effects of a hotspot track of alkaline intrusions defined by Ar-Ar dating in SE Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Abstracts**. [S.l.: IUGS], 2000. 1 CD-ROM.

TELLO SAENZ, Carlos Alberto et al. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. **Journal of South American Earth Sciences**, Amsterdam, v. 15, n. 7, p. 765-774, Jan. 2003.

TETZNER, Wolfram; ALMEIDA, Júlio Horta de. Tectônica de emplacement de diques toleíticos no Cabo de Búzios, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa. **Anais...** João Pessoa: SBG Núcleo Nordeste, 2002. p. 397.

_____ ; _____. Registros da abertura do oceano Atlântico sul no Cabo de Búzios: os diques toleíticos. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9., 2003, Búzios-RJ. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG Núcleo RJ e ES, 2003. p. 250-253.

_____ ; CAMILLO JUNIOR, E.; ALMEIDA, Júlio César Horta de. Tectônica mesozóica e emplacement dos diques básicos do Cabo do Búzios – RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG Núcleo RJ/ES, 2001. p.91.

THOMAZ-FILHO, S. ; Rodrigues, A.L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. **Revista brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 29, n. 2, p.189-194. 1999.

TROUW, Rudolph Allard Johannes et al. The central segment of the Ribeira belt. In: CORDANI, Umberto

- Giuseppe (Ed.) et al. **Tectonic evolution of South America**. Rio de Janeiro: 31st International Geological Congress, 2000. p. 335-365.
- TUPINAMBÁ, Miguel et al. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. **Geonomos**, Belo Horizonte, v. 15, n. 1, p. 67-79, 2007.
- TUPINAMBÁ, Miguel; TEIXEIRA, Wilson; HEILBRON, Mônica. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 7-11, mar. 2000.
- VALENTE, Sérgio de Castro. **Geochemistry and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dikes of Rio de Janeiro, Brazil**. 1997. 400 p. Tese (Doutorado)- Queen's University of Belfast, Belfast, 1997.
- _____ et al. U Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, Amsterdam, v. 130, n.1/4, p. 27-55, 2004.
- _____ ; PORTO JUNIOR, Rubem; DUARTE, Beatriz Paschoal. 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 Núcleos SP e RJ, 1991. p. 83-90.
- _____ et al. Alteração deutérica e metassomatismo provocados por intrusão de alcaliolivina basalto em granito no Maciço da Pedra Branca, Rio de Janeiro, RJ. In: 37 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de Resumos Expandidos**. São Paulo : SBG, 1992. v. 2. p. 63-64.
- _____ et al. Petrografia e geoquímica do enxame de diques do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. **Boletim de Resumos Expandidos**. [S.l.]: SBG; DNPM; CPRM, 1994. v. 3. p. 167-169.
- _____ et al. Os diques de rochas alcalinas do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 5., 1995, Niterói. **Anais...** Niterói: UFF; SBGq, 1995. v. 1. p. 20. Simultaneamente ao Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 3.
- _____ et al. Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretácio 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.
- _____ et al. Provincialidade geoquímica do enxame de diques da Serra do Mar e domínios tectônicos do Orógeno Ribeira: o Cretáceo como uma janela para o Proterozóico. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 10., 2005, Curitiba. **Boletim de Resumos Expandidos...** Curitiba: SBG. Núcleo Paraná, 2005. p. 283-285.
- VALERIANO, Claudio de Morisson & HEILBRON, Monica. A zona de transtensão de Volta Redonda e sua implicação na junção entre os rifts do Vale do Rio Paraíba e o da Guanabara. IN: Simpósio de Geologia do Sudeste, III. Rio de Janeiro, Atas.... Rio de Janeiro, Outubro/1993. SBG, Núcleos Rio de Janeiro/São Paulo, p.9-16.
- VALLADARES, Cláudia Sayão et al. Ages of detrital zircon from central Ribeira belt (Brazil) using laser-ablation-ICPMS. **Boletín Servicio Geológico Minero Argentino**, Buenos Aires, Argentina, v. 1, n. 34, p. 145-147, 1999.
- _____ et al. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions southern of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. **Gondwana Research**, Amsterdam, v. 7, n. 4, p. 913-921, Oct. 2004, Valadares, 2007.
- VIANA, Samuel Magalhães. Petrografia e Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama-Cabo Frio (RJ). Dissertação de Mestrado (Inédita), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, 69p., 2003.
- VIANA, Samuel Magalhães; VALLADARES, Cláudia Sayão; DUARTE, Beatriz Paschoal. Geoquímica dos ortognaisses do Complexo Região dos Lagos, Araruama - Cabo Frio, Rio de Janeiro, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São paulo, v. 38, n. 3, p. 488-500, set. 2008.
- VILAS BOAS, Geraldo da Silva et al. Paleogeographic and paleoclimatic evolution during the Quaternary in the northern half of the coast of the state of Bahia, Brazil. In: SUGUIO, Kenitiro; FAIRCHILD, Thomas Rich. **Proceedings: International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary**. São Paulo: USP, 1979. p. 254-263.
- VLACH, Sílvio Roberto Farias. Microprobe monazite constraints for na earlu (ca. 790 Ma) Brasileiro Orogeny: the Embu Terrane, southeastern Brazil. In: SIMPÓSIO SUDAMERICANO EM GEOLOGIA ISOTÓPICA, 3., 2001, Pucón, Chile. **Extended Abstracts**. [S.l.:s.n.], 2001. 1 CD-ROM.
- ZALÁN, Pedro Víctor. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. 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. 595-613.
- _____ ; OLIVEIRA, João Alberto Bach de. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do sudeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.13, n. 2, p. 269-300, maio/nov 2005.
- ZIMBRES, Eurico; MOTOKI, Akihisa; SANTOS, Rui Alberto Azevedo dos. Brecha de Carapebus, Macaé-RJ: evidências de origem tectônica. In: SIMPÓSIO DE GE-

OLOGIA DO SUDESTE, 1., 1989, Rio de Janeiro. **Boletim de Resumos**. Rio de Janeiro: SBG. Núcleos RJ e SP, 1989. p. 122-123.

_____; KAWASHITA, Koji; VAN SCHMUS, William Randall. Evidências de um núcleo transamazônico na

região de Cabo Frio, RJ e sua conexão com o Cráton de Angola. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1990. v.6, p. 2735-2743.

