

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 ITAPERUNA*

SF.24-V-C-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

Duarte, Beatriz Paschoal (et al.)

Geologia e recursos minerais da folha Itaperuna SF.24-V-C-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Beatriz Paschoal Duarte [et al.] ;organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.

138 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 978-85-7499-108-5

1.Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro. I. Duarte, Beatriz Paschoal. 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 ITAPERUNA*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Beatriz Paschoal Duarte - UERJ
Monica Heilbron - UERJ
Ambrosina H. F.Gontijo-Pascutti - UERJ
Telma Mendes da Silva - UERJ
Claudia Sayão Valladares - UERJ
Júlio César Horta de Almeida - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ
José Renato Nogueira - UERJ
Claudio Valeriano - UERJ
Luiz Guilherme do Eirado Silva - UERJ
Renata Schmitt - UERJ

Diana Ragatky - UERJ
Mauro Geraldes - UERJ
Sérgio de Castro Valente - UERJ
Rubem Porto Junior - UERJ
Paulo de Tarso Luiz Menezes - UERJ
Rudolph Trouw - UERJ
Ronaldo Pereira Mello - UERJ
Nely Palermo - UERJ
Paulo Vicente Guimarães - UERJ
Felipe de Lima da Silva - UERJ



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 ITAPERUNA

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
Edison Lobão
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL
Claudio Scliar
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM
Manoel Barretto da Rocha Neto
Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos
Diretor de Geologia e Recursos Minerais
Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial
Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças
Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia
Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica
João Henrique Gonçalves

Chefe de Divisão de Geoprocessamento
Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia
Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação
José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca
Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais
Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial
Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento
Lindinalva Felipe

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ricardo Vieira Alves de Castro
Reitor

Lélia Araújo Kalil Thiago
Diretora da Faculdade de Geologia

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

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

CRÉDITOS DE AUTORIA DO RELATÓRIO

Capítulo 1 - INTRODUÇÃO

Beatriz Paschoal Duarte

Capítulo 2 - CONTEXTO REGIONAL

Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Claudia Sayão Valladares, Júlio César Horta de Almeida, Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, José Renato Nogueira, Claudio Valeriano, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Renata Schmitt, Diana Ragatky, Mauro Geraldês, Sérgio de Castro Valente

Capítulo 3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, José Renato Nogueira, Monica Heilbron, Julio C. H. Almeida, Rubem Porto Junior, Paulo de Tarso Luiz Menezes

Capítulo 4 - GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, Rodson de Abreu Marques, Rubem Porto Junior, José Renato Nogueira, Monica Heilbron, Julio

César Horta de Almeida, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti

Capítulo 5 - LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Diana Ragatky, Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, Monica Heilbron, Claudia Sayão Valladares, Rudolph Trouw

Capítulo 6 - EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, Diana Ragatky, Monica Heilbron, José Renato Nogueira, Julio C. H. Almeida, Claudia Sayão Valladares

Capítulo 7 - RECURSOS MINERAIS

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

Capítulo 8 - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Beatriz Paschoal Duarte, José Renato Nogueira, Miguel Tupinambá, Diana Ragatky, Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Ronaldo Pereira Mello, Nely Palermo

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-Degeo

Reginaldo Alves dos Santos

Inácio Medeiros Delgado

Divisão de Geologia Básica-Digeob

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 Cibeles 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 Itaperuna (SF.24-V-C-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:

Ao Ministério das Minas e Energia e ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) pelo apoio financeiro, técnico e institucional.

Aos graduandos em geologia da Faculdade de Geologia da UERJ, em especial aqueles que cursaram a disciplina Estágio de Campo II nos anos de 2003, 2004, 2005 e 2007, realizada na área da Folha Itaperuna.

Aos motoristas Walter Agripino e Walter Maciel, pelo apoio durante a realização dos trabalhos de campo.

Aos funcionários dos laboratórios da UERJ envolvidos no projeto, em especial aos funcionários e estagiários do: LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras), Maria Rosalva Campos Coelho, Jorge Barbosa de Oliveira Junior, Miguel Arcaño da Costa Villela, Vagner Macchiarulo Peres e Verônica Suhett do Nascimento; do LET (Laboratório de Estudos Tectônicos), Evânia Alves da Silva, Bruno Tavares, Mário Franklin de Lima Junior, Thiago Racca da Silva, Rosângela Souza e Silva, Elisabeth Constantino da Silva, Pedro Henrique G. R. Coelho; do LAGIR (Laboratório de Geocronologia de Isótopos Radiogênicos), Gilberto da Silva Vaz e Carla Cristine Aguiar Neto; e do LPET (Laboratório de Petrografia), Fábio dos Santos Silva.

Aos colegas Miguel Tupinambá, Julio César Horta de Almeida e Claudio Valeriano, pelo apoio como coordenadores dos laboratórios supracitados.

A Miriam de Carvalho Marques e Egberto Guimarães Almeida, pelo apoio administrativo.

Às colegas Monica Heilbron e Maria Antonieta Rodrigues que, como diretoras da Faculdade de Geologia, nos apoiaram sempre que necessário.

À estagiária do projeto, Erika Damázio, graduanda da Faculdade de Geologia, pelo apoio durante os trabalhos com o Banco de Dados Aflora.

À Sheila Fabiana Marcelino de Souza, pelo apoio na confecção de material gráfico.

À Caroline Peixoto, mestranda do Programa de Pós-Graduação da Faculdade de Geologia, pela ajuda em diversas etapas do processo de digitalização do mapa.

A todos aqueles que, de alguma forma, contribuíram para a realização deste trabalho.

RESUMO

Este relatório consiste no livro-texto do Mapa Geológico da área correspondente à Folha Itaperuna (SF-24-V-C-I), escala 1:100.000. A área em questão é parte do contexto geotectônico do setor central da Faixa Ribeira, englobando seções de quatro domínios tectônicos distintos: Domínio Juiz de Fora (escama superior do Terreno Ocidental); e Domínios Cambuci, Costeiro e Italva, todos integrantes do Terreno Oriental. Na área afloram espessos pacotes metassedimentares ou metavulcanossedimentares intrudidos por diversos corpos granitóides brasileiros relacionados a diferentes estágios da Orogênese Brasileira (desde pré- até pós-tectônicos). Os dados geológicos foram obtidos por meio de compilações e correlações feitas com trabalhos anteriores na região, bem como a partir de trabalhos de campo em escala 1:50.000, realizados por pesquisadores/docentes e alunos da Faculdade de Geologia/UERJ desde o ano 2003.

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

- Ortogranulitos ácidos a básicos, de idade pré-1,7 Ga, do Complexo Juiz de Fora (reconhecidos apenas no domínio homônimo);
- Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica) ou relacionadas ao fechamento oceânico (bacias de ante-arco e retro-arco);
- 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 tardi-colisionais; e
- Granitóides cambro-ordovicianos pós-colisionais e lamprófiros associados.

Diques de diabásio, reativações de estruturas e bacias neogênicas com sedimentação colúvio-aluvionar são representantes da história mais jovem da área.

De acordo com dados do IBGE, os municípios que compõem a área estudada têm suas atividades voltadas, essencialmente, para a agropecuária, sendo a atividade mineira considerada secundária. Dentre os bens minerais explorados, destacam-se os materiais de uso direto na construção civil, principalmente rocha ornamental (que abastece o mercado do estado), e mármore para a indústria cimenteira (que atende aos Estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo). Outras substâncias em exploração na região são água mineral, areia, rocha para brita e saibro. Antigas extrações de argila, bauxita, grafita, manganês, minerais de pegmatito (berilo, feldspato e quartzo) e ouro correspondem a jazidas exauridas ou a ocorrências e indícios que, até o momento, não suscitaram maior interesse econômico. Nesse trabalho foram cadastrados 84 pontos de recursos minerais, sendo 14 de minas em atividade, 26 de ocorrências e o restante relaciona-se a minas paralisadas ou depósitos não explorados.

O relatório contém ainda dados sobre a geomorfologia da área, contexto geológico regional, cartografia geológica prévia, integração geologia-geofísica preliminar, descrição litológico-petrográfica das unidades mapeadas, análise das estruturas, análise metamórfica, litogeoquímica, dados isotópicos Sm-Nd, resultados de geocronologia U-Pb em zircão, recursos minerais, além de um capítulo dedicado ao esboço da evolução geológica da área.

ABSTRACT

This report consists of the descriptive text of the Geologic Map of the area enclosed by the 1:100.000 Itaperuna quadrangle (code SF-24-V-C-1). This area is inserted within the geotectonic context of central Ribeira belt and includes sections of four distinct tectonic domains: Juiz de Fora Domain (upper thrust within the Occidental or Western Terrane); and Cambuci, Costeiro and Italva Domains, which integrate the Oriental (or Eastern) Terrane. Within the area occur thick metasedimentary or metavolcanosedimentary sequences which are intruded by several brasiliano granitoid bodies related to different stages of the Brasiliano Orogeny (from pre- to post-tectonic bodies). Geological data were obtained by means of compilations and correlations with previous works and also from 1:50.000 geological mapping performed by researchers and graduate/post-graduate students of the Geology Faculty of the Rio de Janeiro State University from 2003 to 2007.

The two tectonic terranes are composed of the following lithostratigraphic units:

- Pre-1.7 Ga basic to acid orthogranulites of Juiz de Fora Complex (which occur only within the homonymous tectonic domain);
- Metasedimentary and metavolcanosedimentary sequences which include passive margin, forearc and back arc sequences;
- Pre-collisional neoproterozoic granitoids, generated within an intra-oceanic or continental active margin environment, contemporaneous to subduction processes;
- Sin- to late-collisional neoproterozoic granitoids; and
- Post-collisional cambro-ordovician granitoids and associated lamprophyres.

Dikes of diabase, reactivated structures and neogenic basins with coluvio-aluvionar sedimentation are representatives of the younger history of the area.

According to IBGE data, the counties enclosed by the study area have their economic activities based essentially on agriculture and cattle raising. Mineral activities are considered of minor importance and, taking only exploited mineral wealths, those related to civil construction (ornamental rocks, which supply Rio de Janeiro State) and cement industry (marbles, which supply Rio de Janeiro, Minas Gerais and Espírito Santo States) stand out among others. Other exploited substances are mineral water, sand, coarse aggregate and fine aggregate. Old extractions of clay, bauxite, graphite, manganese, pegmatite minerals (beril, feldspar and quartz) and gold correspond to exhausted deposits or to occurrences which are of minor economic concern. In this work, 84 records on mineral resources were registered, 14 of which are of mines in activity, 26 are of occurrences and the remaining ones relate to inactive mines and not exploited deposits.

This report also includes regional data (geology, tectonics, geomorphology), previous works on geologic mapping, preliminar geology-geophysical integration, lithologic-petrographic description of the mapped units, structural analysis, metamorphic analysis, litho geochemistry, Sm-Nd isotopic data, results on U-Pb zircon geochronology and description of the area mineral resources. An attempt to delineate the geologic evolution of the area is also included in this work.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - APRESENTAÇÃO	17
1.2 - OBJETIVOS, BASE DE DADOS, MÉTODOS E PRODUTOS	17
1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO	19
1.4 - FÍSIOGRAFIA.....	19
2 – CONTEXTO REGIONAL	23
2.1 - CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL.....	23
2.1.1 - A 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 do Relevo da Folha Itaperuna (1:100.000).....	27
2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO	29
2.2.1 - A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana.....	29
2.2.2 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira	31
2.2.3 - A Quebra do Supercontinente Gondwana.....	33
2.2.4 - O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o Magmatismo Associado.....	33
2.2.5 - Rochas Alcalinas	34
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	37
3.1 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE A GEOLOGIA DA FOLHA ITAPERUNA 1:100.000	37
3.2 - INTEGRAÇÃO GEOLOGIA-GEOFÍSICA	39
3.2.1 - Magnetometria.....	41
3.2.2 - Gamaespectrometria	41
3.3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA FOLHA ITAPERUNA	41
3.3.1 - Unidades Litoestratigráficas Precambrianas-Cambro/Ordovicianas	41
3.3.1.1 - Contexto Tectônico Local	41
3.3.1.2 - Domínio Juiz de Fora: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas.....	41
3.3.1.3 - Domínio Cambuci: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas	48
3.3.1.4 - Domínio Costeiro: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas	53
3.3.1.5 - Domínio Italva: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas.....	57
3.3.1.6 - Granitóides Tardi a Pós-Tectônicos (€1γ4fc, €Oγ4-6) e Lamprófiros	61
3.3.2 Unidades Litoestratigráficas do Mesozóico-Cenozóico	63
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	65
4.1 - GEOLOGIA ESTRUTURAL: DEFORMAÇÃO NEOPROTEROZÓICA-CAMBRO/ ORDOVICIANA....	65
4.1.1- Deformação Principal (D_1+D_2) no Domínio Juiz de Fora	65
4.1.2 - Deformação Principal no Terreno Oriental	67
4.1.2.1 - Deformação Principal (D_1+D_2) no Domínio Cambuci.....	67
4.1.2.2 - Deformação principal no Domínio Costeiro	68
4.1.2.3 - Deformação Principal no Domínio Italva	69
4.1.3 - Deformação Tardia D_3 nos quatro Compartimentos Tectônicos.....	70
4.1.4 - Deformação D_4 nos quatro Compartimentos Tectônicos.....	72
4.2 - DEFORMAÇÃO MESOZÓICA-CENOZÓICA	72
4.3 - METAMORFISMO.....	72
4.3.1 - Metamorfismo no Domínio Juiz de Fora	73
4.3.2 - Metamorfismo no Domínio Cambuci	74
4.3.3 - Metamorfismo no Domínio Costeiro	74
4.3.4 - Metamorfismo no Domínio Italva.....	75

5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA	77
5.1- LITOGEOQUÍMICA.....	77
5.1.1 - Apresentação e Tratamento dos Dados	77
5.1.2 - Resultados da Litogeoquímica.....	79
5.1.2.1 - Domínio Juiz de Fora	79
5.1.2.2 Domínio Cambuci	93
5.1.2.3 - Domínio Italva	103
5.1.2.4 - Outros dados litogeoquímicos da área da Folha Itaperuna	107
5.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Nd.....	108
5.2.1 - Apresentação e Tratamento dos dados.....	108
5.2.2- Resultados da Geoquímica Isotópica de Nd	108
5.3 - GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO	109
5.3.1 - Procedimentos Analíticos	109
5.3.2 - Resultados	112
6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA.....	115
7 – RECURSOS MINERAIS.....	119
7.1 - INTRODUÇÃO.....	119
7.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA	119
7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS	124
7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS	125
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	129

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA ITAPERUNA

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

O Programa Pronageo, que trata da Retomada de Levantamentos Geológicos Básicos do Território Brasileiro, integra a carteira de programas do Serviço Geológico do Brasil (CPRM). Este esforço nacional conta com ativa participação das universidades brasileiras. Neste contexto, o presente relatório integra o conjunto de dez folhas na escala de 1:100.000 que constituem o Convênio UERJ/CPRM no âmbito do Programa de retomada dos Levantamentos Geológicos Básicos (PRONAGEO), na fase 2, desenvolvido no período entre 2008-2010.

Este convênio UERJ/CPRM, executado na universidade, contou com intensa participação de alu-

nos 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.

O presente trabalho consiste do texto explicativo do Mapa Geológico da Folha Itaperuna (SF24-V-C-I) - MI: 2649, escala 1:100.000, localizada na região noroeste fluminense do estado (Figura 1.1), cujos limites são dados pelas latitudes de 21° 00 e 21° 30 S e os meridianos de 41° 30 e 42° W. Além dos resultados do mapeamento geológico, esse trabalho apresenta novos dados petrográficos, litogeoquímicos, isotópicos e geocronológicos. Ressalta-se ainda que grande parte dos dados levantados encontra-se no Banco de Dados da CPRM (AFLORA).

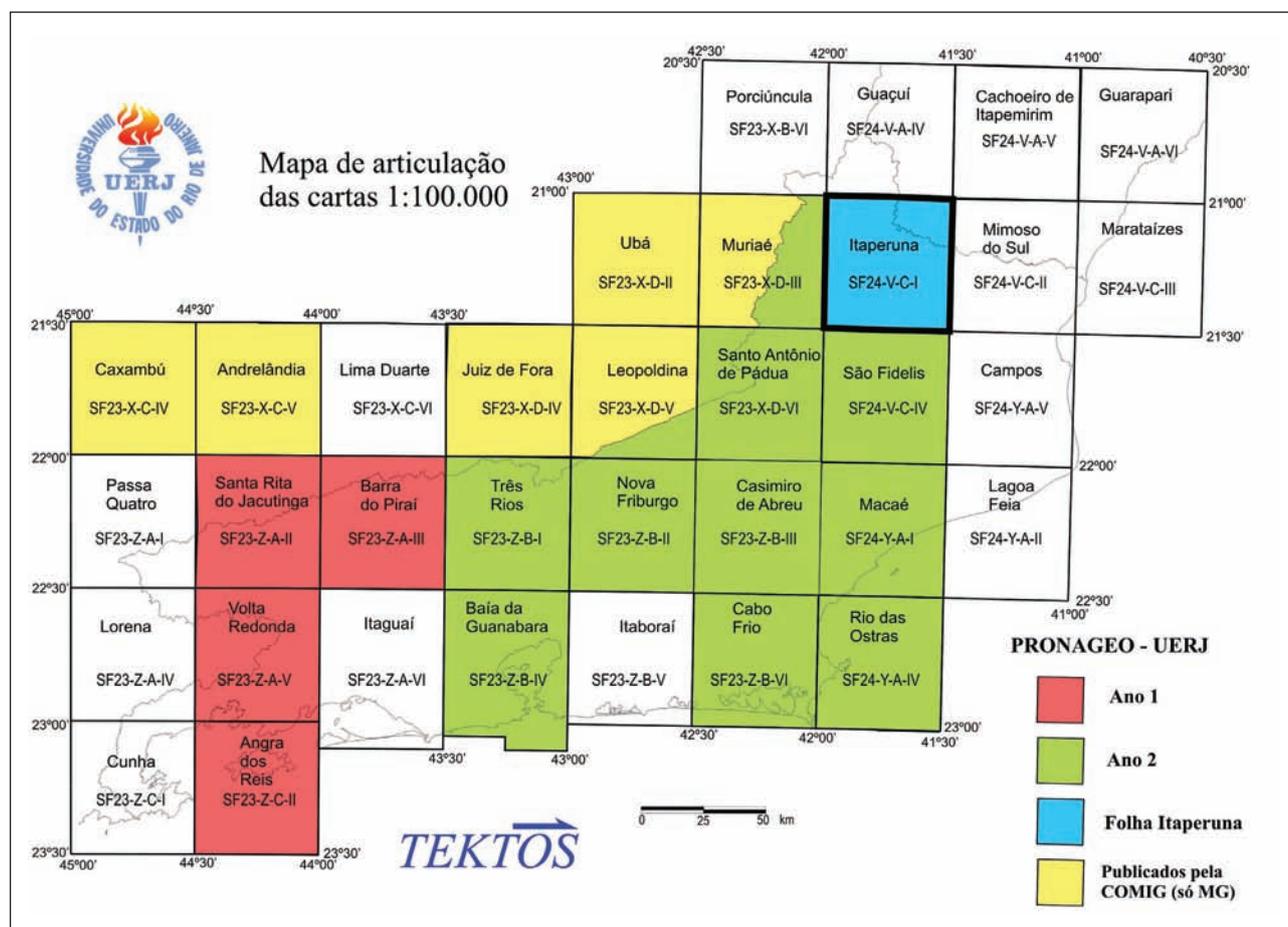


Figura 1.1 – Localização da Folha Itaperuna 1:100.000 no contexto do Convênio UERJ-CPRM- Pronageo Fase 2

1.2 - OBJETIVOS, BASE DE DADOS, MÉTODOS E PRODUTOS

O PRONAGEO tem como objetivo o conhecimento do solo e subsolo brasileiros e, no caso específico deste relatório, o mesmo conhecimento aplica-

do à área abrangida pela Folha Itaperuna 1:100.000. Para tal, a compilação de dados de trabalhos prévios (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c; Costa *et al.*, 1978a, 1978b; Batista, 1984, 1986; Rego, 1979; Matos *et al.*, 1980; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Machado Filho *et al.*, 1983; Reis & Mansur, 1995; Fon-

seca, 1998; Silva & Cunha, 2001; Silva *et al.*, 2002) foi associada aos resultados apresentados por Tupinambá *et al.* (2007), a resultados ainda inéditos do mapeamento em escala 1:50.000 realizado pelo TEKTOS (Grupo de Estudo em Geotectônica da UERJ), com a participação de alunos da disciplina Estágio de Campo II dos anos de 2003, 2004, 2005 e 2007. Esses resultados foram também integrados àqueles advindos da análise de imagens de satélite (imagens *Geocover* e relevo sombreado) e mapas aerogeofísicos (magnetometria e gamaespectrometria) disponibilizados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. A identificação de áreas ainda com carência de dados ou com problemas de natureza geológica levou à realização de novas expedições de campo a fim de compor e integralizar o conhecimento da área. A figura 1.2 apresenta as principais fontes de aquisição de dados geológico-estruturais. Com base nos resultados do mapeamento geológico, foram selecionadas amostras para proceder às seguintes análises, uma

cos (magnetometria e gamaespectrometria) disponibilizados pela CPRM – Serviço Geológico do Brasil. A identificação de áreas ainda com carência de dados ou com problemas de natureza geológica levou à realização de novas expedições de campo a fim de compor e integralizar o conhecimento da área. A figura 1.2 apresenta as principais fontes de aquisição de dados geológico-estruturais. Com base nos resultados do mapeamento geológico, foram selecionadas amostras para proceder às seguintes análises, uma

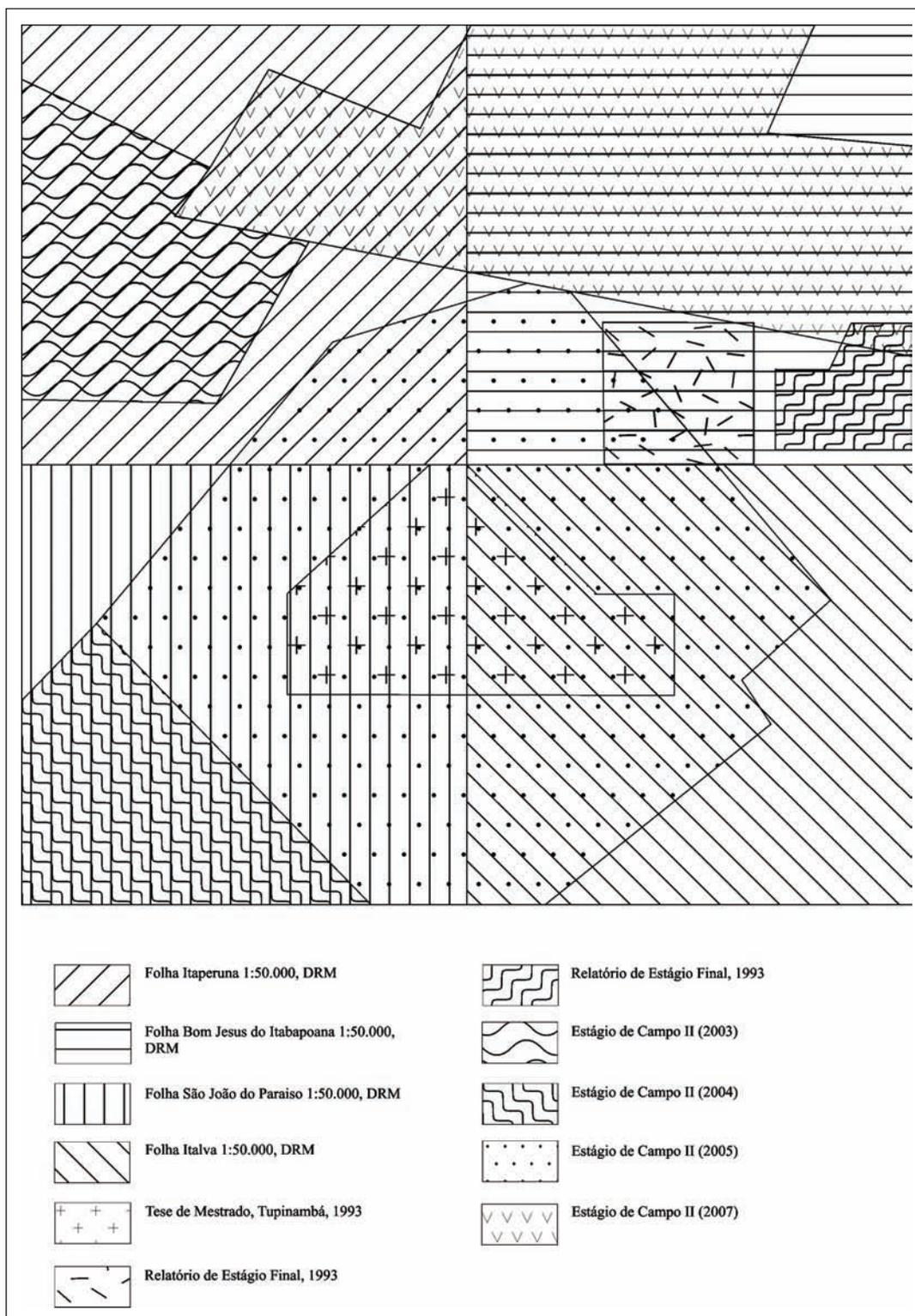


Figura 1.2 – Principais fontes de aquisição de dados geológico-estruturais

dependente e sucessiva à outra: petrografia, litogeoquímica, geoquímica isotópica Sm-Nd e geocronologia U-Pb. A integração dos dados obtidos encontram-se consolidadas nos seguintes produtos: Mapa Geológico da Folha Itaperuna escala 1:100.000, com a indicação das ocorrências dos recursos minerais e hídricos e o Livro-texto sobre a geologia da área (presente relatório). Outros produtos gerados pelo programa foram:

- Banco de dados Aflora, com 700 pontos visitados em campo, 120 análises petrográficas e 100 ocorrências de recursos minerais e hídricos;
- 50 análises litogeoquímicas;
- 3 análises Sm-Nd; e
- 2 análises U-Pb em zircão.

1.3 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E VIAS DE ACESSO

A Folha Itaperuna, escala 1:100.000, compreende área de 2912 km², localizada entre as coordenadas UTM aproximadas de 188000 e 240000 W e 7619000 e 7676000 S, no norte / noroeste do Estado do Rio de Janeiro (figura 1.3). Abrange parte dos municípios fluminenses de Natividade, Bom Jesus do Itabapoana, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua, São José de Ubá, Cambuci, Italva, São Fidélis, Cardoso Moreira e Campo dos Goytacazes e dos municípios capixabas de São José do Calçado, Bom Jesus do Norte, Apicacá e Mimoso do Sul (figura 1.4).

A partir da cidade do Rio de Janeiro, a área pode ser acessada via BR-101, até Campos, daí tomando-se a BR-356 que passa pelas sedes municipais de Cardoso Moreira, Italva e Itaperuna (figura 1.5). Alternativamente, o acesso pode ser feito via BR-493 até Teresópolis, tomando-se, então, a BR-116, até Além Paraíba (MG) e, a partir desta cidade, toma-se a BR-393 (setor leste) que passa pelas cidades de Pirapetinga, Santo Antônio de Pádua, São José de Ubá, Laje do Muriaé, Itaperuna e Bom Jesus do Itabapoana (figura 1.5). Estradas vicinais, de variadas condições de tráfego, integram, à malha viária, os distritos, as vilas e as principais propriedades rurais.

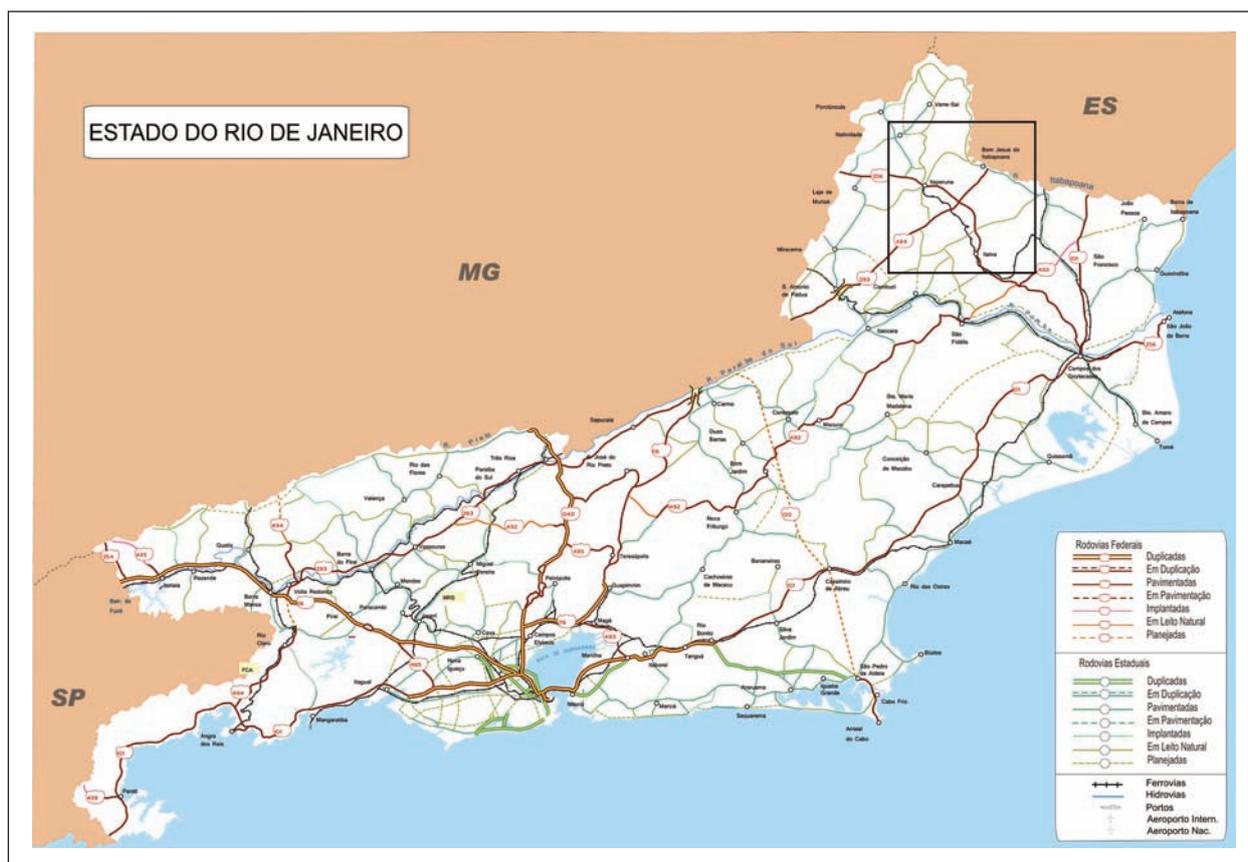


Figura 1.3 - Localização Geográfica da Folha Itaperuna 1:100.000.

Fonte: http://www.zonu.com/brazil_maps/Rio_Janeiro_State_Political_Administrative_Divisions_Map_Brazil.htm. Acesso em junho / 2010

1.4 - FISIOGRAFIA

A Mesorregião do Noroeste Fluminense tem área correspondente a 5.573,545 km², população:

de 327.872 habitantes, o que gera uma densidade demográfica de 58,8 hab/km². O Produto Interno Bruto (PIB) dessa região é de R\$ 1.714.421.031,00, sendo o PIB per capita de R\$ 5.577,46 (IBGE, 2008).

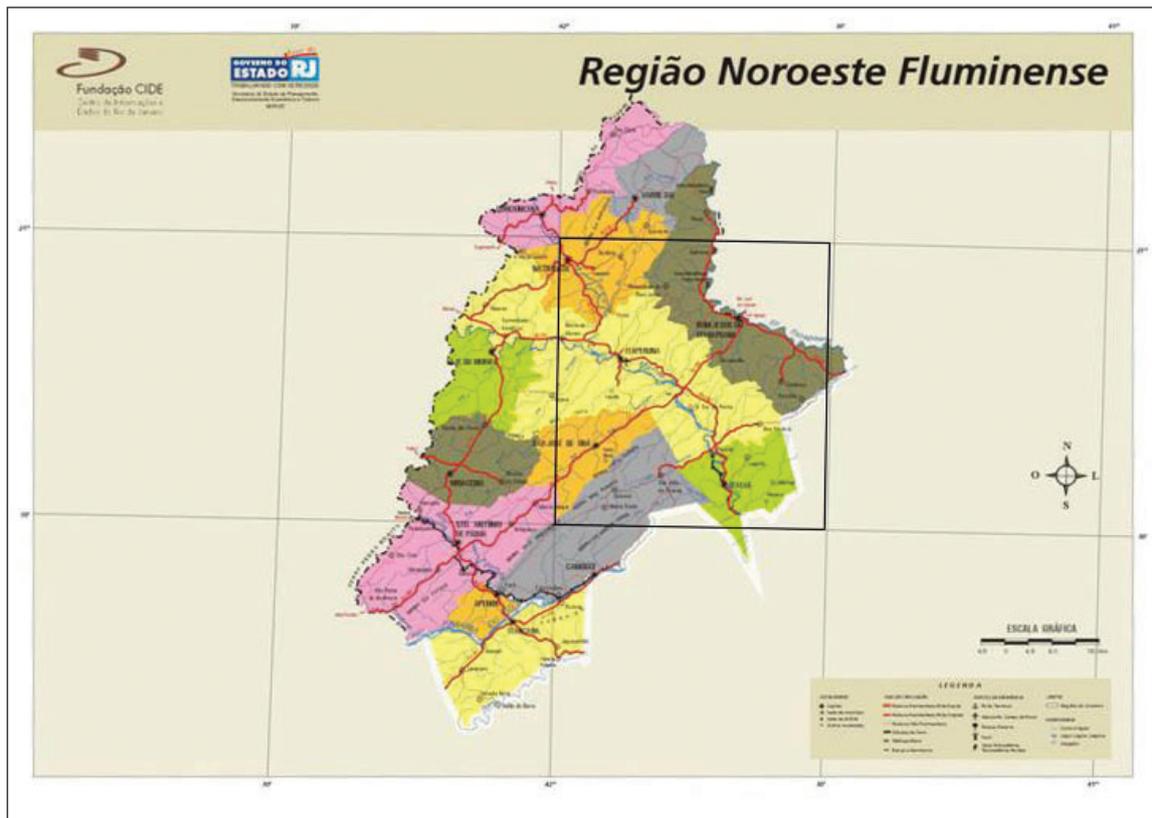


Figura 1.4 – Área da Folha Itaperuna 1:100.000 e municípios inseridos.

Fonte: http://www.zonu.com/brazil_maps/Rio_Janeiro_State_Political_Administrative_Divisions_Map_Brazil.htm. Acesso em junho / 2010

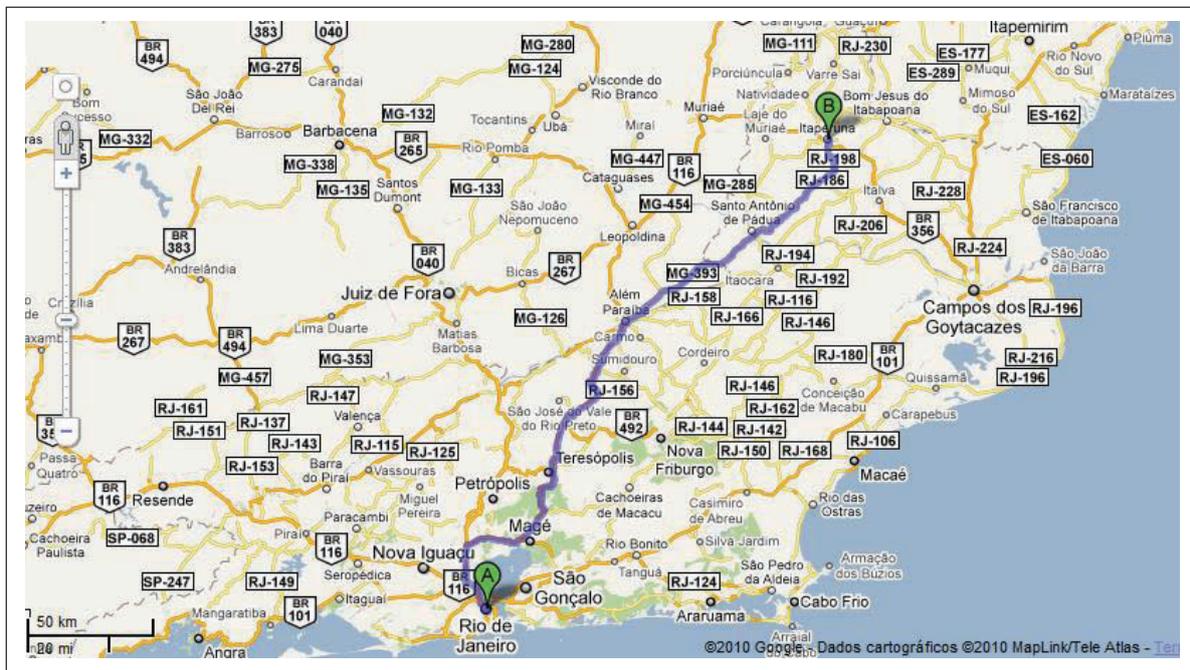


Figura 1.5 - Vias de Acesso à área da Folha Itaperuna 1:100.000.

Fonte: <http://www.maps.google.com.br/maps?hl=ptBR&tab=wl>. Acesso em junho/ 2010

O desenvolvimento econômico na região iniciou-se na segunda metade do século XIX com o cultivo do café que, além de contar com mão de obra portuguesa e de escravos africanos, atraiu mão de obra da Itália e da Síria. Atualmente, a principal atividade econômica na região noroeste fluminense corresponde à produção de leites e derivados

por pequenos produtores e à pecuária de corte. A companhia de laticínios, que é, então, industrializada para Parmalat é a principal compradora do leite produzido, os quais são então industrializados para a produção e venda de leite, requeijão, leite condensado, doce de leite, leite em pó (fonte: www.itaperuonline.com.br).

A agricultura é também uma atividade relevante e inclui tanto produtos advindos da lavoura permanente (banana, café, coco-da-baía, mamão e maracujá) quanto da lavoura temporária (abacaxi, arroz, cana-de-açúcar, feijão, mandioca, milho e tomate) (IBGE, 2003).

Os tipos de solos mais comuns são: agrossolo vermelho-amarelo; agrossolo amarelo; e latossolo vermelho-amarelo.

O clima da região é do tipo tropical, caracterizado por apresentar duas estações bem distintas: verão-primavera chuvosa, sendo dezembro o mês de maior precipitação pluvial; e outono-inverno seco, sendo agosto o mês mais seco. Temperatura média do mês mais frio (julho) pode ser inferior a 18° C e a do mês mais quente (dezembro) ultrapassa os 22° C. De uma maneira geral, a região é caracterizada por baixos índices pluviométricos, apresentando clima bastante seco e sem bruscas variações de temperatura (IBGE, 2003).

A mais importante bacia hidrográfica do Estado do Rio de Janeiro é a do Paraíba do Sul. Seu principal rio é o mais extenso do Estado, com 464 km de comprimento. Além dele, podem-se citar o Guandu (26,5 km), o Itabapoana (215,7km), o Macabu (136 km), o Macaé (85 km), o São João (75 km) e o Mambucaba (29,2 km). Estes rios são aproveitados para o abastecimento de água, o uso agrícola e a geração de energia elétrica (Fundação CIDE, 2008).

Na área da Folha Itaperuna, a bacia hidrográfica mais importante é a do Muriaé que corta a área na direção WNW – ESSE e, mais à juzante, na direção N-S. Outras bacias também importantes são as do Carangola, que atravessa o canto NW da área de N para S e vem a desaguar no Muriaé logo a W da cidade de Itaperuna, e do Itabapoana, que atravessa a porção centro-norte da área em direção à porção leste-central e desenha o limite entre os Estados do Rio de Janeiro e do Espírito Santo nessa área. Dez a quinze quilômetros a sul da área, corre o Rio Paraíba do Sul, numa direção geral E-W e, mais à juzante, NW-SE, já em seu curso baixo, tomando o caminho em direção à cidade de Atafona, onde, enfim, deságua no Oceano Atlântico.

Em escala regional, o relevo do território do Estado do Rio de Janeiro pode ser compartimentado

em: depressão do Rio Paraíba do Sul; e escarpas e reversos das Serras do Mar e da Mantiqueira (IBGE, 2008). A região noroeste fluminense corresponde a uma área onde o relevo de alto gradiente (serras) grada para formas residuais, com topos rochosos levemente arredondados e vertentes predominantemente convexas cobertas de colúvios, alúvios e depósitos de tálus (Fundação CIDE, 2008). Em termos regionais, sua porção sul representa uma zona de transição para o Sistema da Serra do Mar, enquanto sua porção norte representa uma transição para o Sistema Orográfico do Caparaó. As serras são, em geral, alongadas segundo a direção NE-SW e suas vertentes são, frequentemente, abruptas, formadas por paredes rochosas e desníveis acentuados, cuja sustentação é dada por litotipos mais resistentes como gnaisse, granitóides e granulitos (Fundação CIDE, 2008).

Em função do desnível, a transição dos paredões alongados até o vale-encosta se faz por meio de rampas de colúvio, com campos de matações no sopé. O nível de base local (Rio Muriaé) varia de 150 m, a W da cidade de Itaperuna, a 40 m, em Cardoso Moreira. A altitude média das serras fica entre 500 e 650 m. As serras mais altas (com topos > 700 m) são: Serra do Monte Verde, Serra de Santo Eduardo (W) e Serra da Esperança. A maior altitude é de 901 m registrada na Serra do Monte Verde (Fundação CIDE, 2008).

Encontram-se nas terras altas, sobretudo nas áreas de relevo mais acidentado, os mais expressivos remanescentes da Mata Atlântica, assim como as maiores evidências de regeneração natural desta floresta. De acordo com o Mapa de Uso e Cobertura do Solo - 2001, elaborado pela Fundação CIDE, apenas 31,7% do território estadual são cobertos por vegetação remanescente (florestas, mangues e restingas) e secundária. O restante é ocupado principalmente por pastagens, áreas cultivadas e/ou urbanizadas. De todo o território do Estado, as áreas que se localizam na Mesorregião Noroeste Fluminense são as menos florestadas, com menos de 1% de suas áreas cobertas por florestas. Os ecossistemas do Estado, o que inclui as áreas naturais protegidas (parques nacionais e estaduais, reservas biológicas e estações ecológicas) têm sofrido intensa e contínua degradação, sendo os tipos mais comuns incêndios, queimadas, desmatamentos e ocupações irregulares (Fundação CIDE, 2008).

2 – CONTEXTO REGIONAL

2.1 - CONTEXTO GEOMORFOLÓGICO REGIONAL

2.1.1 - A Evolução Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

O entendimento da evolução e dinâmica da paisagem, que permeia a compreensão do relevo no estado do Rio de Janeiro, nos faz remeter a eventos ocorridos em distintas escalas espaciais e temporais, e que estão diretamente 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 e da aglutinação do continente Gondwana, entre o Neoproterozóico e o Cambriano (1Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, o intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e a abertura do Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, se destaca como o mais importante evento tectônico que definiu a paisagem cenozóica brasileira. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil (Figura

2.1) onde foi mais intenso e gerou um amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de riftamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformais, Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1987; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989; Zalán, 2004 e outros). Nesse contexto, ressalta-se que a elaboração dessa paisagem, tanto em escala regional como local, foi estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos pré-Cambrianos de direção NE (Almeida, 1976; Hasui *et al.*, 1977, 1978; Riccomini *et al.*, 2004; Sadowski & Campanha, 2004), que se ramificam por mais de 2.000 km de extensão entre os estados da região Sul até o Sudeste, reativados como falhas no Cretáceo e no Cenozóico. Assim, 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, respectivamente.

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, os intervalos de relativa calma tectônica que se sucederam

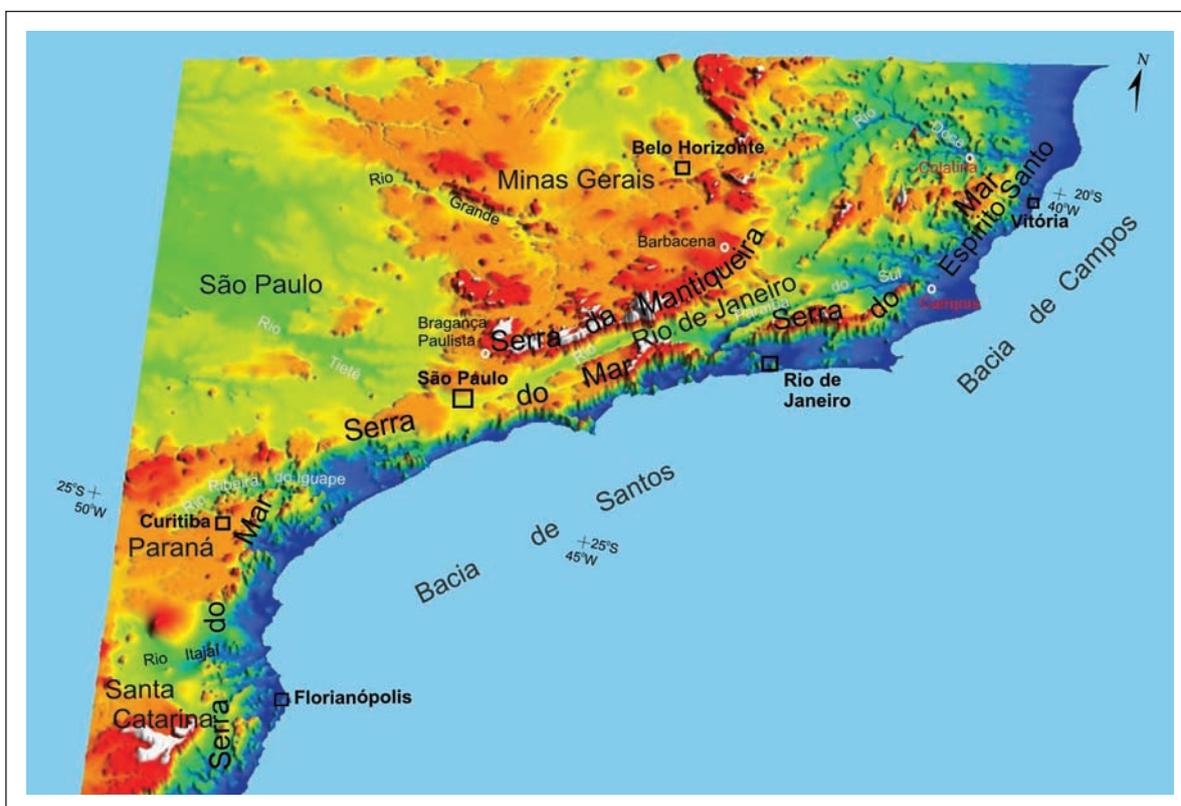


Figura 2.1: Configuração regional do Planalto Atlântico destacando o relevo mesozóico-cenozóico das serras do Mar e da Mantiqueira e algumas bacias sedimentares do Rift Continental do Sudeste do Brasil (1-Curitiba; 2-São Paulo; 3-Taubaté; 4-Resende; 5-Volta Redonda; 6-Baía da Guanabara). Em destaque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

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

As superfícies de aplainamento no estado do Rio de Janeiro tiveram suas primeiras classificações propostas por autores como Moraes Rego (1932), Martonne (1943), Ruellan (1944), Freitas (1951) e King (1956), sendo esse último o mais discutido. De acordo com

King (1956) essas superfícies (Figura 2.2) 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 corroborado com o entendimento das superfícies no Planalto Atlântico, reconhecendo fases de soerguimentos tectônicos seguidas de quiescências e intensa denudação ao longo do Mesozóico e do Cenozóico (ex. Guedes *et al.*, 2000; Tello *et al.*, 2003; Hadler *et al.*, 2001; Hackspacher *et al.*, 2003; Carmo & Vasconcelos, 2004, 2006; Eirado *et al.*, 2007).

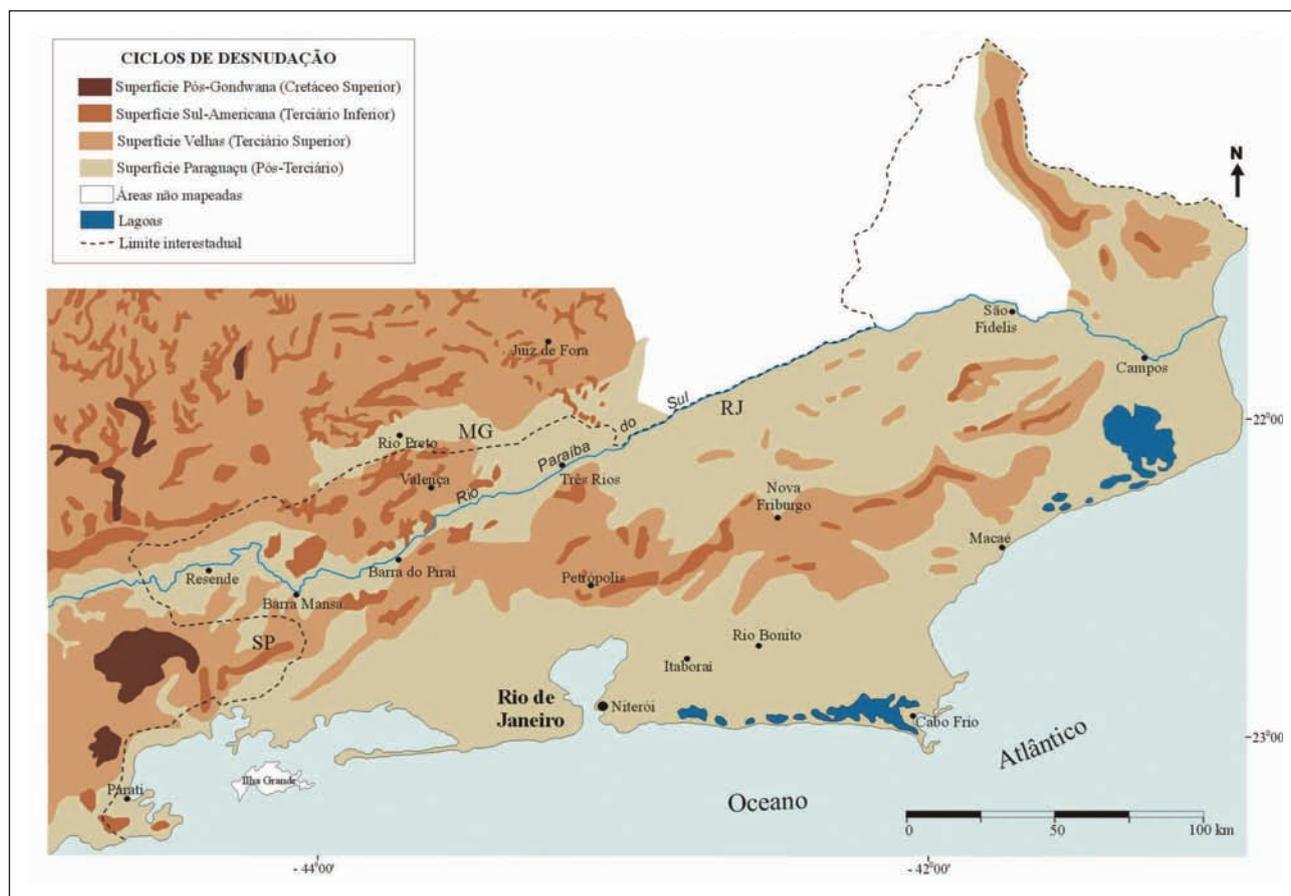


Figura 2.2 - Superfícies de aplainamento propostas para o Estado do Rio de Janeiro (modificado de King, 1956)

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 providos da região serrana adjacente, produziram um entulhamento generalizado da paisagem do entorno da Baía da Guanabara, Baixadas de Jacarepaguá, Sepetiba, regiões dos Lagos e Baixada Campista, gerando as extensas planícies flúvio-marinhas, além das morfologias de terraços marinhos, restingas e lagunas costeiras (Silva, 2002).

Neste contexto, o quadro morfológico gerado entre a associação dos balanços das forças tectônicas e erosivas mostra-se, no estado do Rio de Janeiro, bastante diversificado entre um conjunto de formas de relevo que variam desde serras com escarpas pro-

nunciadas, a serras e morros reafeiçoados, algumas vezes isolados, morros e colinas e, planícies aluvionares e marinhas (Silva, 2002). O relevo resultante conferiu ao território fluminense uma das mais intrigantes e belas paisagens do território brasileiro, guardiãs de um dos mais importantes registros da história geológica e geomorfológica da região sudeste.

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

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

.....”a menos impressionante margem oriental é que nos dá, com a sua tectônica, a chave mestra do problema da origem da Guanabara”.... (Alberto Lamego, 1945).

.....” a topografia da serra do Mar indica natureza tectônica, por falhamentos escalonados..... as provas de que estes falhamentos são geneticamente tectônicos são: os alinhamentos das escarpas, bordos retilíneos, vales suspensos, assimetria de relevo, contraste entre drenagem, escarpa e planalto, coincidência da topografia com a direção da xistosidade, adaptação da drenagem entre a morfologia e a rocha” (Rui Osório de Freitas, 1951).

2.1.2 - A Compartimentação Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro

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

O Projeto RADAMBRASIL (1983) subdivide o estado em domínios morfológicos onde prevalecem grandes tipos de arranjos morfoestruturais, combinando elementos estruturais e litológicos, incluindo os processos de erosão e sedimentação que atuaram sobre o arcabouço geológico, sendo reconhecidos os seguintes domínios morfoestruturais: Faixas de dobramentos remobilizados e remanescentes de cadeias dobradas, resultantes do forte controle estrutural, evidenciado por extensas linhas de falha, blocos deslocados, escarpas e relevos alinhados coincidindo com os dobramentos originais e/ou falhamentos mais recentes, além da resistência das rochas reflete-se nas formas de dissecação, ressaltando filões resistentes, pontões, cristas e sulcos nas

zonas diaclasadas e fraturadas; e os Depósitos Sedimentares que, apesar de descontínuos, apresentam uma significativa expressão areal, bordejando as áreas escarpadas de Sul a Norte do Estado.

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

Dantas (2001) estabelece uma subdivisão em unidades morfoestruturais e morfoesculturais (Figura 2.3). Reconheceu a partir da análise integrada a dados geológicos duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. A unidade Cinturão Orogênico do Atlântico corresponde, litologicamente, a rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana, e foi subdividida nas unidades morfoesculturais: Superfícies Aplainadas nas Baixadas litorâneas, Escarpas Serranas, Planaltos Residuais, Depressões Interplanálticas e Alinhamentos Serranos Escalonados. Estas, por sua vez, foram individualizadas e subdivididas em unidades geomorfológicas distintas por guardarem variações morfológicas próprias. Os sedimentos das bacias sedimentares cenozóicas foram agrupados nas seguintes 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 possuem significado morfoestrutural, sendo denominadas de Regiões Morfoestruturais, ou apenas compreendem formas de relevo de gêneses distintas.

Para o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico foram identificadas as feições morfológicas de: Planaltos, correspondentes a extensas massas de relevo que foram submetidas a intensos processos de erosão, que são cortadas por inúmeros vales fluviais e possuem altitudes elevadas entre 600 e 1200

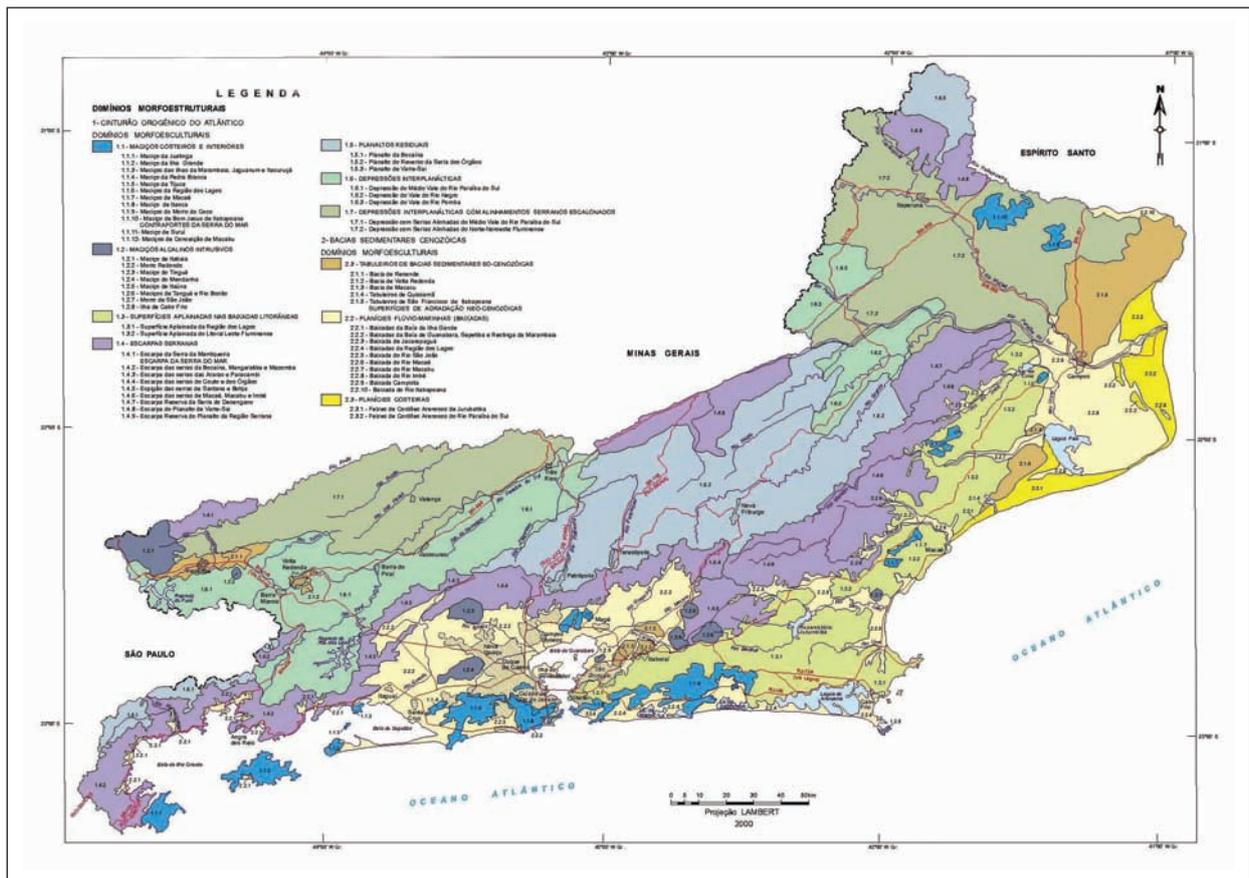


Figura 2.3 - Mapa de unidades geomorfológicas do estado do Rio de Janeiro (Dantas, 2001)

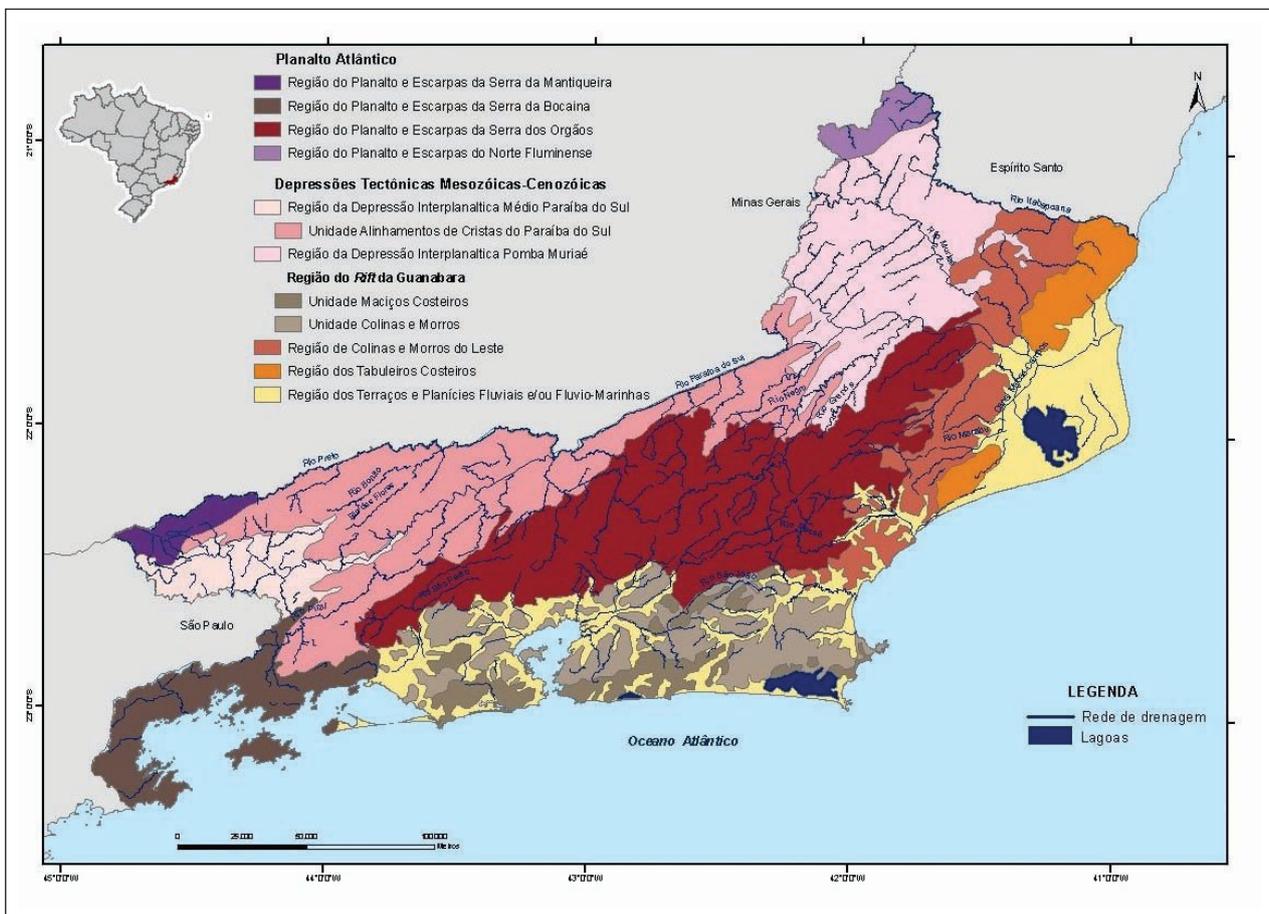


Figura 2.4 - Domínios Morfoestruturais para o estado do Rio de Janeiro (Silva, 2002)

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

No Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas foram delimitadas as Regiões Morfoestruturais das Depressões Interplanálticas: Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul e Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, além do *Rift* da Guanabara, assim definido por Almeida (1976), que engloba a área de relevo deprimido que se estende desde a Baía de Sepetiba, a oeste, até a localidade de Barra de São João, a leste, fazendo parte do Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou 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 planas, onde os processos de degradação superam os de degradação.

2.1.3 - Compartimentação do Relevo da Folha Itaperuna (1:100.000)

A Folha Itaperuna está localizada no mapa de Domínios Morfoestruturais proposto por Silva (2002) no domínio morfoestrutural Depressão Tectônica Mesozóicas-Cenozóicas ou Região Interplanáltica Pomba-Muriaé. O relevo encontra-se subdividido entre cinco compartimentos (Figura 2.5):

- Degraus e/ou serras elevadas e/ou escarpadas: definem dois conjuntos de relevo de serras residuais com altitudes entre 800 e 1 000m (Figura 2.6), localizados a sudoeste da área, ponto culminante da área a 1.034m na Serra do Monte Verde, e o outro na porção norte. Ocorre ainda, como unidade isolada na porção centro leste da área, com altitudes médias de 540 a 780 m. Definem corpos alongados de direção NE-SW, concordantes com as direções pré-cambrianas subjacentes, embora, o setor centro-leste possua a vertente sudoeste retilínea devido ao controle de falhas de direção NW-SE.
- Degraus e/ou serras reafeiçoadas ou degraus de transição entre compartimentos diferentes: definem um compartimento de relevos rebai-

xados, geralmente adjacentes às serras mais elevadas ou em setores individuais, com altitudes entre 550 e 380 metros. A área de maior expressão é a norte da folha onde uma pronunciada dissecação obedece as estruturas de direção NW-SE.

- Morros isolados e vales encaixados: ocorrem em toda a área entre altitudes de 280 e 160 m, intensamente dissecados e geralmente se destacam, entre o relevo de colinas rebaixadas por apresentarem vertentes rochosas que mostram o condicionamento do litotipo adjacente (Figura 2.7). A área de maior expressão é a nordeste onde apresenta um estreito controle das estruturas de direção NW-SE, definindo um compartimento entre os vales dos rios Muriaé e Itabapoana, ambos encaixados nessa direção.
- Colinas: relevo de colinas suaves com grande entulhamento de vales (ver a figura 2.6) e reentrâncias de cabeceiras de drenagem e colinas de encostas íngremes com vales e reentrâncias entulhados, porém estreitos. Ocorrem sobretudo na porção central da área com altitudes entre 70 e 40 m, como um compartimento embutido adjacente às planícies fluviais (Figura 2.8).
- Planícies fluviais marcadas por diferentes níveis de terraços escalonados e embutidos, desenvolvidas com maior expressão ao longo dos vales dos rios Muriaé e Itabapoana em altitudes que variam de 130 a 22 m, como pode ser observado na figura 2.8. Apresentam um estreito controle da estruturação subjacente, sobretudo de direções NE e NW, sendo que no primeiro caso, definem alvéolos de diferentes dimensões, estreitos e alongados, com maior expressão na região central, no vale do Rio Muriaé. Nesse vale, o padrão espacial da sedimentação e o encaixamento do leito do rio, juntamente com o padrão de quebra e o alinhamento do relevo, associado às falhas mapeadas, sugerem tratar-se de um sistema de grábens quaternários de formas romboédricas, controlados pelas falhas de direções NE e NW, semelhantes aos mapeados regionalmente (Tomaz, 2003).

A compartimentação do relevo bem como da drenagem na área compreendida pela Folha Itaperuna são caracterizadas pela presença de aspectos morfológicos que mostram rígido controle da estruturação geológica subjacente. Em uma primeira instância, o controle é dado pelas estruturas do embasamento, como o alongamento dos corpos rochosos para NE-SW, as zonas de cisalhamento e contatos. Porém, o que predomina no arranjo espacial e nas formas, bem como no arranjo e caracterização dos

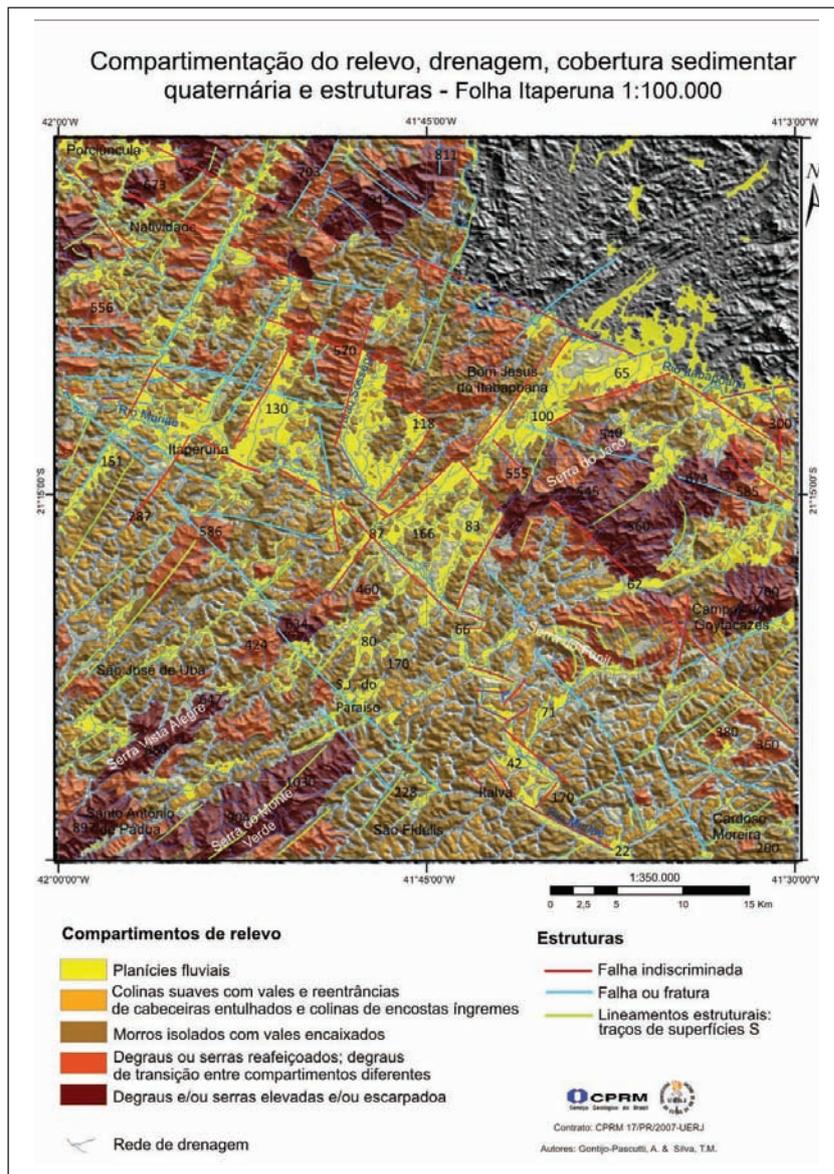


Figura 2.5 - Compartimentação do relevo, drenagem e estruturas da Folha de Itaperuna (1:100.000)



Figura 2.6 – Relevo associado ao compartimento de Degraus e serras elevadas e escarpadas. Santo Antonio de Pádua. Em primeiro plano, destacam-se o relevo de colinas com pronunciado entulhamento das cabeceiras



Figura 2.7 – Relevo de morros isolados com vertentes rochosas e intensos processos coluvionares no sopé na região entre os municípios de Lages do Muriaé e Itaperuna

processos morfogenéticos são as presenças das falhas e fraturas de direções NW-SE, que conferem as zonas preferenciais de erosão e sedimentação da área. Nesse contexto, destacam-se as orientações preferenciais de dissecação do relevo e a geração de bacias sedimentares quaternárias em estruturas do tipo gráben, como ocorre ao longo do vale do Rio Muriaé. O relevo apresenta pronunciadas quebras ou abatimentos tectônicos tanto em direção ao eixo desse rio, em conformidade com falhas de direção NW-W, bem como abatimentos perpendiculares, de direção NE-SW, conferindo um padrão em blocos escalonados de altitudes entre 130 a 22 m em direção à foz do rio. Trata-se de um relevo bastante dissecado pelos processos morfogenéticos quaternários, marcado na região sudeste, por intensa dissecação e pronunciado entulhamento dos vales, mas, com forte controle da tectônica rúptil cenozóica, o que faz do mesmo ser merecedor de trabalhos mais detalhados.



Figura 2.8: Relevo de colinas suaves que delimitam as planícies fluviais do vale do Rio Muriaé, Itava

2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO

Três episódios tectônicos marcantes estão registrados na região sudeste brasileira. O primeiro, registrado em por rochas do embasamento cristalino, desenvolveu-se no período compreendido entre o Neoproterozóico e o Cambriano, resultando na edificação do Orógeno ou Faixa Ribeira durante a amalgamação do Supercontinente Gondwana. O segundo episódio está associado a ruptura do supercontinente, a abertura do Oceano Atlântico Sul e a implantação das Bacias marginais petrolíferas de Espírito Santo, Campos. O terceiro episódio resultou em importante reativação tectônica da margem sudeste brasileira, resultando na implantação do sistema de Riftes do Sudeste, contemporâneo ao extensivo magmatismo de caráter a lcalino 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 *et al.* (1977, 1981) (Figura 2.9)

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE que se estende por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, resultado da colisão entre os paleo-continentes (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 Araçuai, 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 2.9) (Heilbron *et al.*, 2004).

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

A compartimentação tectônica da Faixa Ribeira, estabelecida no seu setor central, compreende

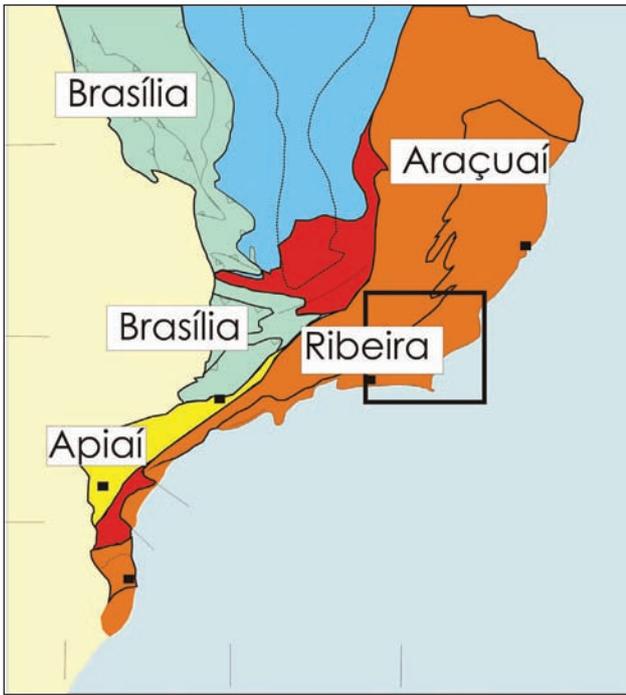


Figura 2.9 - Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004,2008; Tupinambá *et al.*, 2007)

quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2.10, Heilbron *et al.*, 2000; 2004; Trouw *et al.*, 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente 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.*, 2000a, 2000b). 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

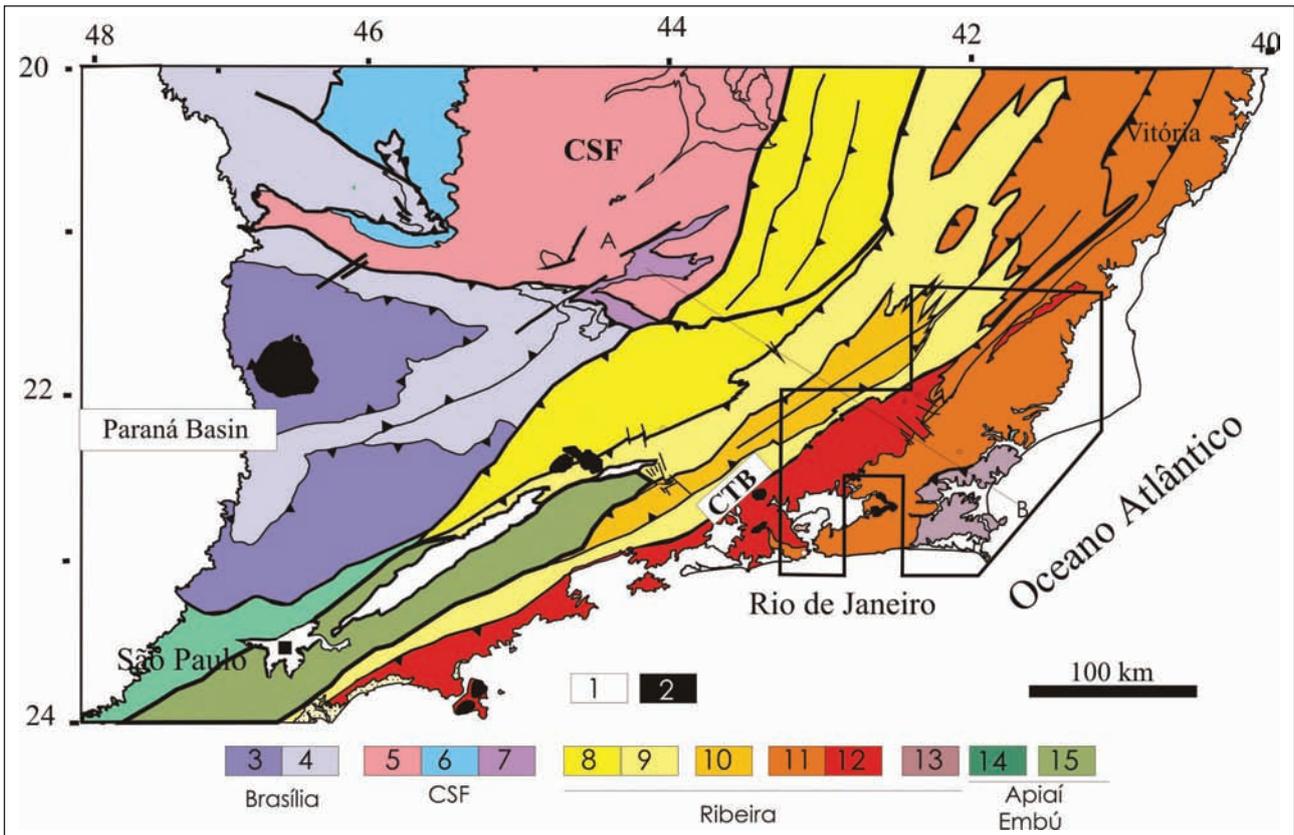


Figura 2.10 - Compartimentação Tectônica da Região SE brasileira. Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9- Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental; 10- Terreno Paraíba do Sul; 11 e 12- Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11); 13- Terreno Cabo Frio. Dados de Heilbron *et al.* (2004, 2008); Tupinambá *et al.* (2007); Schmitt *et al.* (2004)

Ribeira datam do Cambriano Superior ao Ordoviciano Superior (ca. 510-480 Ma) e são interpretadas como sendo relacionadas ao colapso orogênico já em regime transtensivo (Heilbron et al., 2000; 2004; Heilbron & Machado, 2003).

- Os terrenos tectônicos são compostos, geralmente, pelas seguintes unidades lito-estratigráficas: Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga ;
- Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica) ou relacionadas ao fechamento oceânico (bacias de ante-arco e retro-arco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís);
- Granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa, e portanto contemporâneos a processos de subducção;
- Granitóides neoproterozóicos sin e tardicolisionais;
- Coberturas neoproterozóico-cambrianas associadas a bacias tardi-orogênicas e magmatismo pós-colisional.

2.2.2 - Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

Terreno Ocidental

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

As associações do embasamento compreendem duas unidades distintas: a) ortognaisses migmatíticos com anfíbolitos e, subordinadamente, rochas granulíticas; b) ortogranulitos paleoproterozóicos com ampla variação composicional. Dados geoquímicos e geocronológicos sugerem complexa evolução, com várias unidades litológicas, representadas por granulitos básicos do tipo MORB de 2,4 Ga, rochas com composições variando desde ácidas até intermediárias de um arco magmático juvenil de 2,1-2,0 Ga e granulitos básicos alcalinos de 1,7 Ga.

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

O Terreno Ocidental é subdividido em dois domínios estruturais principais, Domínios Andrelândia e Juiz de Fora, que apresentam distintos estilos estruturais e associações litológicas. O Domínio Andrelândia é caracterizado por grandes dobras e empurrões de baixo a médio ângulo com vergência para NNW, que deformam a seqüência metassedimentar siliciclástica e seu embasamento arqueano a paleoproterozóico. O Domínio Andrelândia está cavalgado sobre o Domínio Autóctone, situado junto a borda do Cráton do São Francisco, e também sobre a porção meridional da Faixa Brasília, formando uma zona de interferência com a Faixa Ribeira. O Domínio Juiz de Fora é caracterizado pela intensa intercalação tectônica entre os metassedimentos da Megaseqüência Andrelândia e os ortogranulitos paleoproterozóicos do Complexo Juiz de Fora, mostrando, frequentemente, rochas com texturas miloníticas relacionadas a empurrões de alto ângulos, que também indicam movimentação oblíqua destrai. 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. 1996; Heilbron et al. 2000, 2004).

Terreno Paraíba do Sul

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

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

Terreno Embu

O Terreno Embu é limitado a norte e ao sul por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo com componente de movimentação dextral, como os contatos com os Terrenos Paraíba do Sul e Oriental, denominado de Zona de Cisalhamento de Cubatão. Indicadores cinemáticos tectônicos sugerem que os Terrenos Paraíba do Sul e Embu foram colados lateralmente aos Terrenos Apiaí-Açunguí e Ocidental (Campos Neto, 2000; Heilbron *et al.*, 2004). Ao longo de seu *strike* o Terreno Embu acunha junto ao Terreno Ocidental, para leste, e com o Terreno Apiaí-Açunguí, a oeste. Semelhante ao Terreno Paraíba do Sul, o Terreno Embu é composto por duas associações litológicas: a) ortognaisses paleoproterozóicos de composições graníticas a tonalíticas; b) sequência metassedimentar composta por metapelitos, metapsamitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

A maioria dos dados geocronológicos disponíveis indica que o principal período de atividade tectônica e magmatismo sincolisional ocorreu entre 605–580 Ma (Janasi & Ulbrich 1991; Machado *et al.*, 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).

Terreno Oriental

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

- Domínio Cambuci – composto por granada-biotita gnaisses com lentes de mármore e calcissilicáticas, onde os protólitos sedimentares destas rochas são interpretados como depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco.
- Domínio Costeiro – representa o ambiente aonde se instalou o arco magmático da Faixa Ribeira, denominado de Complexo Rio Negro, sendo constituído também por paragnaisses pelíticos ricos em interações de quartzitos e calcissilicáticas. Os ortognaisses do Complexo Rio Negro possuem afinidade calcialcalina e composição variando desde tonalítica até granítica, com enclaves dioríticos e gabróicos. Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem pelo menos dois estágios de desenvolvimento do arco magmático, um mais antigo há *ca.* 790 Ma, e outro há *ca.* 635–620 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.*, 2000). Os dados isotópicos também mostram dois diferentes grupos, indicando uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron *et al.*, 2005).

- Domínio Italva – composto de uma sucessão metassedimentar de baixo grau rico em rochas carbonáticas plataformais, interpretadas como depositadas em uma margem passiva ou ambiente de bacia retro-arco. A época de deposição desta sucessão é indicada pelas idades U–Pb de *ca.* 840 Ma, registrada em zircões de intercalações anfibolíticas (Heilbron & Machado, 2003).

O CTB – *Central Tectonic Boundary* ou Limite Tectônico Central (Almeida *et al.* 1998; Almeida, 2000) é a principal descontinuidade tectônica, que representa o limite entre os Terrenos Oriental e Ocidental, ou seja, uma zona de sutura entre as duas placas. O CTB é uma zona de cisalhamento dobrada que mostra uma complexa evolução estrutural desenvolvida em condições de alta temperatura. A relação do *fabric* milonítico e as várias gerações de corpos graníticos são utilizadas como marcadores cronológicos dos eventos de deformação e magmáticos.

A deformação principal do Terreno Oriental é caracterizada por dois episódios tectônicos progressivos. O primeiro é representado por uma xistosidade de baixo ângulo subparalela ao bandamento, superposta por uma foliação 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.

Terreno Cabo Frio

Duas principais unidades estratigráficas ocorrem no Terreno Cabo Frio (Heilbron *et al.*, 1982): a) ortognaisses paleoproterozóicos (*ca.* 1.9 Ga) com intrusões de anfibolitos (Schmitt *et al.*, 2004); b) e um conjunto mais novo formado por sucessão metassedimentar de alto grau composta de paragnaisses pelíticos a psamíticos com lentes de anfibolitos e calcissilicáticas. Datações U–Pb (SHRIMP) de zircões de tríticos revelam fontes arqueanas (*ca.* 2.5 Ga), paleoproterozóicas (*ca.* 2.0 Ga) e neoproterozóicas (*ca.* 1.0 Ga e 800–600 Ma) (Schmitt *et al.*, 2003). Heilbron & Machado (2003) baseados em datações, localização geográfica e composição litológica (pelitos, carbonatos and basaltos) dessas sucessões, afirmam 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 - A Quebra do Supercontinente Gondwana

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

Extensivo magmatismo basáltico, na forma de enxames de diques, como o Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM) de direção NEE, e o Enxame de Diques da Baía da Ilha Grande (EDBIG), de direção NNW, tal como descrito por Almeida (1976); McKenzie & Bickle, 1988; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Regelous, 1993; Garda, 1995; Valente, 1997; Corval, 2004; Guedes *et al.*, 2005; Dutra, 2006; Dutra *et al.*, 2005; Dutra *et al.*, 2006; Corval *et al.*, 2007). O Enxame da Serra do Mar (ESDM), pode ser subdividido também em dois grupos o Ocidental, de Alto TiO₂ e o Oriental de Baixo TiO₂ (Figura 3). 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, 1997; Valente *et al.*, 1998). 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 as unidades da Faixa Ribeira, um orógeno de idade brasileira (Neoproterozóico a Cambro-ordoviciano). Os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional de afinidade toleítica (Valente *et al.*, 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.*, 1967; Minioli *et al.*, 1971; Guedes *et al.*, 2005; Corval, 2009).

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) o que sugere que este magmatismo pode ter se iniciado no Jurássico, antes da fase rifte da abertura do Atlântico Sul. Estes diques toleíticos mais antigo, datados do Jurássico, possuem orientação NNW e afloram na região da borda norte da Bacia de Resende. Os diques NNE deste enxame foram datados, em geral, no intervalo entre 145 e 135Ma, sendo correlatos ao Enxame da Serra do Mar.

Na região do Cabo de Búzios (RJ), Tetzner *et al.* (2001) descrevem diques toleíticos, relacionados à porção SE do Enxame da Serra do Mar, orientados nas direções N60E, N30E e, subordinadamente, N10E. Estes autores relatam o baixo conteúdo de TiO₂ 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 Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB; Riccomini, 1989). Compreende de uma faixa alongada e deprimida com cerca de 1000 Km de extensão, desde Curitiba (PR) até Barra de São João (RJ), no litoral fluminense. Nesta faixa encontram-se instaladas uma sequência de bacias tafrogênicas cenozóicas que podem ser agrupadas em três segmentos: a) ocidental, com a Bacia de Curitiba e os *Grabens* de Cananéia e Sete Barras; b) central, bacias de São Paulo e as do vale do Paraíba do Sul – Taubaté, Resende e Volta Redonda; c) oriental, bacias de Macacu e Itaboraí no *Graben* da Guanabara, e o *Graben* de Barra de São João, na região submersa (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 depres-

são 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.

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

A literatura também parece concordar quanto à idade do preenchimento destas bacias. Vertebrados e diques de rochas ankaramíticas de *ca.* 53 Ma determinam a idade paleocênica da Bacia de São José do Itaboraí, no Gráben da Guanabara (Paula Couto, 1952; Bergqvist, 1996). Fósseis de mamíferos apontam idade oligocênica/miocênica para a Formação Tremembé na Bacia de Taubaté (Couto & Mezzalira, 1971), enquanto análises palinológicas apontam idade eocênica para as bacias de Resende (Lima & Amador, 1985) e de São Paulo (Melo & Ponçano, 1983), ratificando a proposição de contemporaneidade (Paleógeno) das bacias. Entretanto, Marques (1990) descreve a existência de duas novas unidades sísmicas, sotopostas à Formação Tremembé e com idade provável do Cretáceo Médio-Superior, sugerindo um preenchimento bem mais antigo para a Bacia de Taubaté.

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

Quanto à evolução tectônica do RCSB, Riccomini (1989) propôs que o segmento central foi gerado num regime distensivo NNW-SSE no Paleógeno, reativando antigas estruturas NE da Faixa Ribeira. Nesta época, este setor comporia um único rifte contínuo, desde a Bacia de São Paulo até Volta Redonda. A segmentação desta extensa bacia ocorreu somente durante as reativações neogênicas, através da formação de altos estruturais. A presença de sedimentos paleogênicos sobre estes altos estruturais também sugere uma ligação pretérita entre as bacias. Outro modelo proposto por Cobbold *et al.* (2001), baseado na integração de dados das áreas *onshore* e *offshore*, indica que as bacias do RCSB seriam do tipo *pull apart*, geradas num regime transtensivo paleogênico. Esta proposta inclui as reativações das zonas de transferências neocomianas NW, responsáveis pelos altos do embasamento que segmentam o RCSB, contemporâneas à sedimentação paleogênica. Ramos

(2003), baseado em estudos estratigráficos da Bacia de Resende, também sugeriu que o setor central do RCSB já seria segmentado desde a sua formação. Porém, as bacias pertenceriam a um mesmo sistema hidrográfico regional, de modo similar ao que ocorre atualmente com a bacia do rio Paraíba do Sul.

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

2.2.5 - Rochas Alcalinas

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

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

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

As rochas mais jovens estão representadas pelos os derrames de ankaramitos (alcalina ultramáfica), intercalados nos sedimentos das bacias de Vol-

ta 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 *on-shore* citadas acima.

A tendência dos corpos alcalinos relacionados ao Alinhamento Magmático Poços de Caldas–Cabo Frio apresentarem, em geral, idades mais novas em direção a leste (do interior para costa), sugeriram o traçado de um *hot spot* mantélico sob a placa sul-americana (Herz, 1977; Sadowski & Dias Neto, 1981;

Thomaz Filho & Rodrigues, 1999). Este traçado é reforçado pela conexão com as manifestações vulcânicas da área *off-shore*: Bacia de Campos, arquipélago de Abrolhos, montes submarinos e na ilha de Trindade.

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

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 - REVISÃO BIBLIOGRÁFICA SOBRE A GEOLOGIA DA FOLHA ITAPERUNA 1:100.000

Desde o final da década de 70 e início da de 80, diversos trabalhos foram produzidos sobre a geologia da região norte/noroeste fluminense. Todos estes trabalhos tiveram como base o mapeamento geológico estrutural de semi-detalle (1:50.000; Barbosa & Grossi Sad, 1983a,b,c; Costa *et al.*, 1978a, 1978b; Silva *et al.*, 1978; Batista, 1984, 1986; Rego, 1979; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Tupinambá *et al.*, 2007) ou regional em diversas escalas (Machado Filho *et al.*, 1983 - 1:1.000.000; Reis & Mansur, 1995 - 1:400.000; Fonseca, 1998 -

1:400.000; Silva & Cunha, 2001 - 1:500.000; Silva *et al.*, 2002 - 1:2.500.000). A tabela seguinte (tabela 3.1) apresenta um sumário da contribuição de cada um destes autores para o conhecimento da geologia da área em foco.

Em 2000, o Serviço Geológico Nacional (CPRM) publicou o Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, escala 1:500.000 (Silva & Cunha, 2001), no qual foi apresentada uma integração fundamentada em levantamento geológico de detalle/semi-detalle. A tabela 3.2 apresenta as unidades litológicas então mapeadas e/ou definidas para a área correspondente à Folha Itaperuna 1:100.000. Essa tabela apresenta também uma tentativa preliminar de correlação da nomenclatura adotada com aquela que

Tabela 3.1 – Unidades litológicas definidas para a região norte-noroeste do Estado do Rio de Janeiro, seus autores e correlações com Domínios Tectônicos, Unidades Lito-tectônicas e Unidades Litoestratigráficas adotadas no presente trabalho

Unidade Litológica	Autores	Domínio Estrutural e Unidade (segundo o presente trabalho)	Constituição (segundo Tupinambá <i>et al.</i> , 2007 e adotada no presente trabalho)	Idade (segundo Tupinambá <i>et al.</i> , 2007)
Unidades Raposos ¹ e Comendador Venâncio ¹	¹ Barbosa & Grossi Sad (1983a,b,c)	Domínio Juiz de Fora (Suíte Salvaterra)	Leucocharnockitos e charno-enderbitos com granada	580-570 Ma
Unidades Raposos ¹ e Catalunha ² para os gnaisses pelíticos; Unidades Itaocara ¹ e Santo Eduardo ² para gnaisses bandados.	¹ Barbosa & Grossi Sad (1983a,b,c) ² Costa <i>et al.</i> (1978a, 1978b); Batista (1984, 1986); Rego (1979); Tupinambá (1993a,b)	Domínio Juiz de Fora (unidade pós-1,7 Ga: Grupo Andrelândia)	a) gnaisses pelíticos b) gnaisses bandados com quartzitos	Neoproterozóica
Unidades Itaperuna ¹ , Comendador Venâncio ¹ , S. José de Ubá ²	¹ Barbosa & Grossi Sad (1983a,b,c) ² Costa <i>et al.</i> (1978a, 1978b); Batista (1984, 1986); Rego (1979)	Domínio Juiz de Fora (unidade pré-1,7 Ga – Complexo Juiz de Fora)	Gnaisses charnockíticos a enderbíticos e noritos associados	2,4–1,7Ga
Unidades Vista Alegre ² e S. João do Paraíso ²	² Costa <i>et al.</i> (1978a, 1978b); Batista (1984, 1986); Rego (1979); Tupinambá (1993a,b)	Domínio Cambuci Unidade Granitóides / charnockitóides brasileiros (Suíte São João do Paraíso)	Leuco-Charnockitos e charno-enderbitos São João do Paraíso	580 Ma
Unidades Monte Verde ³ e Bela Joana ³ e Associação II indivisa ³ .	³ Costa <i>et al.</i> (1978a, 1978b)	Domínio Cambuci Unidade granitóides / charnockitóides brasileiros - Complexo Serra da Bolívia	Ortognaisses e charnockitóides	596 Ma

Tabela 3.1 - continuação

Unidade Litológica	Autores	Domínio Estrutural e Unidade (segundo o presente trabalho)	Constituição (segundo Tupinambá <i>et al.</i> , 2007 e adotada no presente trabalho)	Idade (segundo Tupinambá <i>et al.</i> , 2007)
Unidades Catalunha ² , São Fidélis ⁴	² Costa <i>et al.</i> (1978a, 1978b); Batista (1984, 1986); Rego (1979); Tupinambá (1993a,b) ⁴ Silva <i>et al.</i> (1978); Batista (1984, 1986); Reis & Mansur (1995)	Domínio Cambuci Unidade pós-1,7 Ga – Grupo Bom Jesus do Itabapoana	biotita gnaisses bandados e granada gnaisses, mármores	Neoproterozóico III.
Unidade Bela Joana ⁵ , Desengano ⁵	⁵ Silva <i>et al.</i> (1978)	Domínio Costeiro Unidade granitóides / charnockitóides brasileiros Suíte Bela Joana (não exposta na área da folha Itaperuna)	Charnockitóides e Granitóides Porfíricos foliados	575-565 Ma
Unidade Angelim ⁶	⁶ Silva <i>et al.</i> (1978); Rego (1979)	Domínio Costeiro Unidade granitóides / charnockitóides brasileiros Suíte Angelim	Granada-hornblenda ortognaisses	?
Unidade ou Complexo Rio Negro ⁷	⁷ Matos <i>et al.</i> (1980); Tupinambá (1999); Tupinambá <i>et al.</i> (1996, 2000, 2003)	Domínio Costeiro Unidade granitóides pré-colisionais brasileiros Complexo Rio Negro	ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros	790-620 Ma
Unidades São Fidélis ⁴ e Santo Eduardo ⁸ .	⁴ Silva <i>et al.</i> (1978); Batista (1984, 1986); Reis & Mansur (1995) ⁸ Reis & Mansur (1995)	Domínio Costeiro Unidade pós-1,7 Ga Grupo São Fidélis	paragnaisses com quartzitos Grupo São Fidélis: Kinzigitos, sillimanita-granada-biotita gnaiss e gnaiss homogêneo	Neoproterozóico
Grupo Paraíba do Sul ⁹ Grupo Italva ¹⁰	⁹ Sad & Dutra (1988) ¹⁰ Machado Filho <i>et al.</i> (1983)	Klippe de Italva Unidade pós-1,7 Ga - Grupo Italva (Unidades Macuco, São Joaquim e Serra da Prata)	(granada)-hornblenda-biotita gnaisses, mármores e anfíblitos	840-600 Ma.

vem sendo utilizada pelo *TEKTOS* (Grupo de Pesquisa em Geotectônica da FGEL/UERJ) para a região norte/noroeste fluminense.

3.2 - INTEGRAÇÃO GEOLOGIA-GEOFÍSICA

Neste capítulo é apresentada uma interpretação preliminar de dados aerogeofísicos do Estado do Rio de Janeiro e sua integração com dados geológicos no âmbito do Projeto Pronageo 2008. Os mapas aerogeofísicos dos seguintes temas geofísicos

(magnetometria e gamaespectrometria: Intensidade de Campo Magnético Total, Urânio, Tório, Potássio, Contagem Total e Ternário) foram fornecidos pela CPRM no formato de imagem GEOTIFF (Tif georeferenciado) para as dez folhas 1:100.000. O objetivo da presente interpretação é o de promover a integração entre os diversos temas geofísicos e o conhecimento geológico prévio, visando: a identificação de falhas e fraturamentos com expressão em profundidade; melhor definição de contatos geológicos; e a definição de possíveis áreas em que a equipe de geologia de campo possa fazer um refinamento do mapa geológico pré-existente.

Tabela 3.2 – Coluna Estratigráfica – CPRM – Projeto RJ (Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro, Escala 1:500.000, Silva & Cunha, 2001). Correlações são apresentadas em *itálico*

Período	Símbolo (símbolo correlação)	Unidade (correlação)	Descrição
Quaternário	Qca <i>(Qca)</i>	Depósito colúvio-aluvionar <i>(Depósito colúvio-aluvionar)</i>	Depósitos fluviais areno-siltico-argilosos com camadas de cascalheiras associadas a depósitos de talus
Paleozóico – Cambriano (Brasiliano III)	€g5 (23)	Granitos pós-tectônicos (Granito Morro do Coco Grande) <i>(Diques e stocks graníticos)</i>	(Hornblenda)-biotita granitóides do tipo-I, de granulação fina a média, textura equigranular a porfirítica, localmente com foliação de fluxo magmático preservado. Ocorrem como corpos tabulares, diques, e pequenos batólitos. Ocorrem também como plútons homogêneos, algumas vezes com evidências de mistura magmática. Fases aplíticas tardias são abundantes
Neoproterozóico (Brasiliano III) Granitóides tardi-colisionais	Ng3v e Ng3vb <i>(sem correlação)</i>	Suíte Varre-Sai (3v) e Granito Valão do Bambuí (3vb)	Bt-hbl granito foliado, tipo-I, de textura milonítica (porfiroclástica)
Neoproterozóico (Brasiliano III) Granitóides tardi-colisionais	Ng3a e Ng3af <i>(€1g4fc)</i>	Suíte Serra das Araras (3a) e Granito Serra das Frecheiras (3f) <i>(Suíte Frecheiras)</i>	Gr-granito a duas micas, tipo-S, grosso a porfirítico, foliado, rico em enclaves de paragneisse. Inclui facies leucogranítica com sll-gr-mu-bt-tu
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides tardi-colisionais	Ng2a <i>(NP3g2ang)</i>	Suíte Angelim <i>(Suíte Angelim)</i>	Gr-hbl-tonalito a granito, porfirítico a porfiroclástico e foliado. Suíte mista, com domínios peraluminosos com gr tipo-S e domínios metaluminosos tipo-I ricos em hbl
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides tardi-colisionais	Ng2n <i>(NP3g2ck)</i>	Suíte Natividade <i>(Suíte Salvaterra)</i>	Hbl-bt granito e granodiorito, foliado, associado a domínios peraluminosos de leucogranito tipo-S
Neoproterozóico (Brasiliano II) Granitóides tardi-colisionais	Ng2b <i>(NP3g2ck e NP3g2cksp)</i>	Suíte Bela Joana <i>(Suítes Salvaterra e São João do Paraíso)</i>	Granito tipo-C – gr-hbl-cpx-opx charnockito, grosso, textura magmática equigranular a porfirítica, isótropo a foliado, associado a enderbita e norito

Tabela 3.2 - continuação

Período	Símbolo (símbolo correlação)	Unidade (correlação)	Descrição
Neoproterozóico (Brailiano II) Granitóides tardi- colisionais	Ng2d (NP3g2ds)	Suíte Desengano (Suíte Desengano)	Granito tipo-S com gr-mu-bt, grosso, granoblástico e porfirítico (<i>augen</i>), foliado. Ocorrem domínios e manchas charnockíticas com gr e opx, xenólitos e restitos de paragnaisse
Meso- Neoproterozóico	MNps (NPa e NPsf)	Complexo Paraíba do Sul – Unidade São Fidélis (Grupos Andrelândia e São Fidélis)	Gr-bt-sll-(crd) gnaiss (metagrauvaca) migmatítico. Intercalações de cc, qtzts, metacarbonática (ca) e xistos grafitosos
Meso- Neoproterozóico	MNpi (NPbj e NP3it)	Unidade Italva (Grupos Bom Jesus do Itabapoana e Italva)	Metacalcários dolomíticos e calcíticos, mármore (ca) e intercalações de gr-bt-sll gn e cc
Meso- Neoproterozóico	MNpit (NPa e NPbj)	Unidade Itaperuna (Paragranulitos) (Grupos Andrelândia e Bom Jesus do Itabapoana)	Gr-bt-sll-(opx) gnaiss migmatítico com neossoma charnockítico com gr e opx. Interclações de cc

A primeira etapa da presente interpretação englobou uma visualização integrada das dez folhas para os mapas do Potássio (Figura 3.1) e de Intensidade do Campo Magnético Total (Figura 3.2). Tal estratégia permitiu verificar a continuidade das feições magnéticas e gamaespectométricas ao longo de toda área investigada. Isto é importante para evitar problemas de discontinuidades, de folha para folha, das unidades geológicas mapeadas.

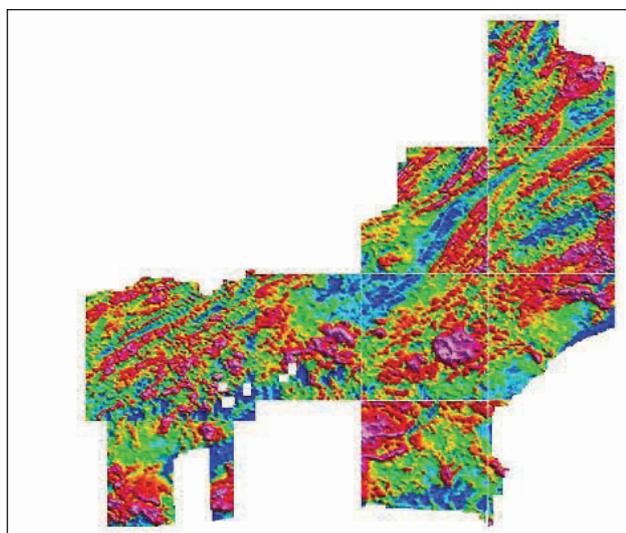


Figura 3.1 – Integração dos mapas de Potássio para as 10 folhas geológicas do projeto Pronageo Fase 2

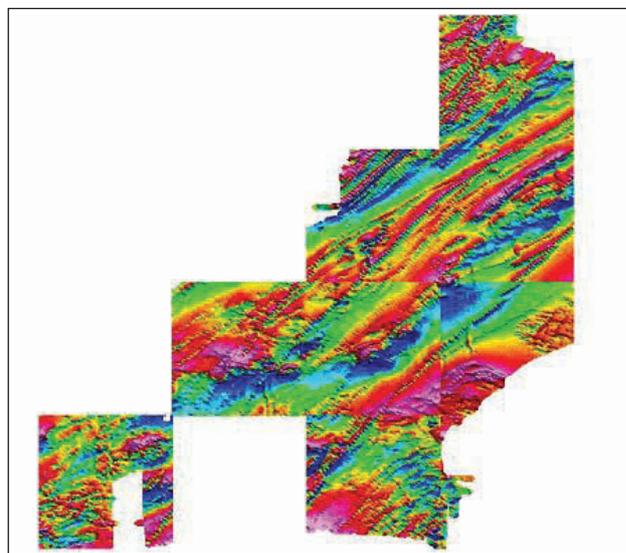


Figura 3.2 – Integração dos mapas de Intensidade de Campo Magnético Total para nove folhas do projeto Pronageo Fase 2 (Folha Três Rios – tema ausente)

Dentre as principais feições dos mapas de Potássio destaca-se uma série de anomalias circulares relacionadas a corpos graníticos e rochas intrusivas ultramáficas. Já nos mapas magnéticos, destacam-se anomalias lineares (SW-NE) de grande extensão, muito possivelmente associadas a diques de diabásio.

A seguir, serão descritas, para a Folha Itaperuna, feições geofísicas mapeadas e sua integração

com feições geológicas. Os falhamentos e contatos identificados foram incorporados ao conhecimento geológico no formato vetorial *shape file*.

3.2.1 - Magnetometria

Mapeamento das principais estruturas – falhamentos. É forte o condicionamento das estruturas NW (mesma resposta na gamaespectrometria). As estruturas lineares de direção NE seriam preliminarmente interpretáveis como diques. Entretanto os altos valores de Tório, normalmente incompatíveis com rochas básicas, indicam a necessidade de mapeamento geológico para investigar essas feições.

3.2.2 - Gamaespectrometria

Unidade Paraíba do Sul (Grupo Italva no presente trabalho) – poderia ser diferenciada em 2 sub-unidades: alto e baixo tório – melhor visto no Ternário.

Continuidade da subunidade de alto tório em direção à Unidade Angelim (Suíte Angelim no presente trabalho), cuja expressão no extremo sudeste da folha é dada por baixos teores radiométricos.

Noroeste/Norte da área – altos teores de tório – lineares – não apresentam correspondência com a geologia regional.

3.3 - UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS DA FOLHA ITAPERUNA

3.3.1 - Unidades Litoestratigráficas Precambrianas-Cambro/Ordovicianas

3.3.1.1 - Contexto Tectônico Local

A região abrangida pela folha Itaperuna está inserida no contexto geotectônico do setor central da Faixa Ribeira, cuja evolução se deu durante a Orogênese Brasileira (630 - 495 Ma; Machado *et al.*, 1996; Tupinambá *et al.*, 2000a,b; Heilbron & Machado, 2003). Dois terrenos tectonoestratigráficos distintos, imbricados de SE para NW, integram a Faixa nessa região. Da base para o topo, esses terrenos são: o Terreno Ocidental e o Terreno Oriental, separados por uma zona de cisalhamento de direção NE denominada *Central Tectonic Boundary* (Almeida *et al.*, 1998) (Figura 3.3). O Terreno Ocidental, considerado como o retrabalhamento da margem do paleocontinente São Francisco, está representado pelo Domínio Juiz de Fora que compreende o sistema de empurrões superior desse Terreno. O Terreno Oriental é integrado por três diferentes domínios tectônicos que, da base para o topo, são os Domínios Cambuci, Costeiro e Italva. Os domínios são limitados por

zonas de cisalhamento transpressionais dextrais, de média a baixa obliquidade e, localmente, por zonas de cisalhamento compressionais de médio a alto ângulo. Adotou-se, para todos os compartimentos tectônicos, uma subdivisão litoestratigráfica em quatro grandes conjuntos: i) rochas do embasamento pré-1,7 Ga, retrabalhadas na Orogênese Brasileira; ii) sucessões metavulcano-sedimentares neoproterozóicas; iii) rochas granitóides (granitos/gnaisses) neoproterozóicas, geradas durante o período pré-colisional da Orogênese Brasileira; e iv) rochas granitóides (granitos/gnaisses, tipo-S, I e híbridos) neoproterozóicas, geradas durante a etapa sin-colisional da orogênese supracitada. Uma vez que os terrenos/domínios tectônicos e suas unidades foram consolidados ao final da etapa sin-colisional, o magmatismo granítico tardi- a pós-colisional, de idade neoproterozóica a cambriana-ordovicianas, e a história mesozóica-cenozóica serão descritas posteriormente, em seções distintas daquelas dedicadas aos domínios. A tabela 3.3 apresenta as unidades de mapeamento.

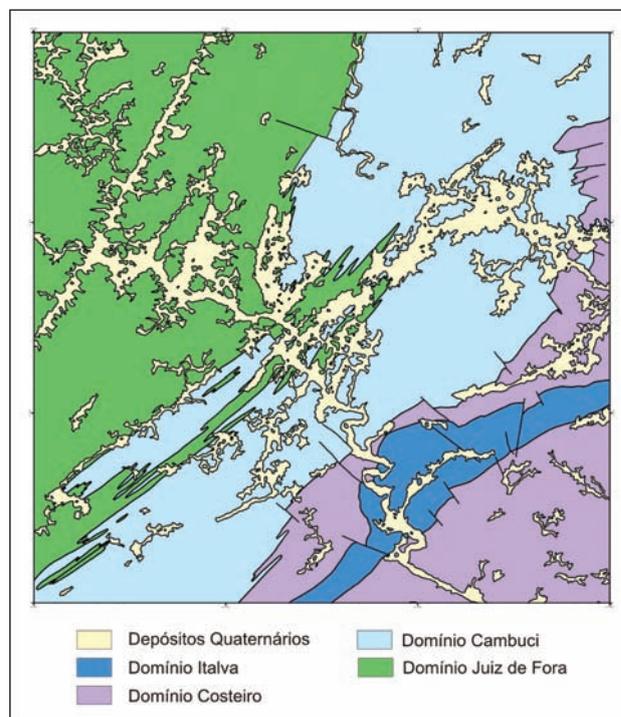


Figura 3.3 – Compartimentação Tectônica da Faixa Ribeira na área da Folha Itaperuna 1:100.000

3.3.1.2 - Domínio Juiz de Fora: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas

O Domínio Juiz de Fora ocupa as porções NW e W da Folha Itaperuna e constitui 40% da área mapeada. Representa o compartimento tectônico estruturalmente inferior da área, mapeada, estando recoberto por rochas do Domínio Cambuci. Aflora em meio a este domínio em núcleos de antiformais e sobrepõe-se ao mesmo em flancos invertidos de sinformais e antiformais relacionados a D_3 . Quatro uni-

Tabela 3.3 – Unidades litoestratigráficas da Folha Itaperuna 1:100.000

SIGLA_UNID	Nome da Unidade	Descrição das Unidades	Hierarquia	Unidade Maior
Qca	Depósito Colúvio-Aluvionar	Depósitos aluvionares recentes: areias com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica.	Não Definida	Não Definida
K1βsm	Serra do Mar	Diques de diabásio, micro-gabro e gabros toleíticos	Suíte	Enxame de Diques da Serra do Mar
€Oγ4-6	Diques e stocks graníticos	Granitos finos equigranulares leucocráticos	Corpo	Granitos
€1γ4fc	Frecheiras	Allanita granito cinzento, fracamente foliado a milonítico	Suíte	Suíte Frecheiras
NP3γ2ang	Angelim	(Granada)-hornblenda granito a tonalito foliado	Suíte	Suíte Angelim
NP3γ2ds	Desengano	Ortognaisses porfíricos	Suíte	Suíte Desengano
NP3γ2ck	Salvaterra	Granada charnockito a charno-enderbitto, com enclaves máficos e de granada-biotita gnaïsse	Suíte	Suíte Salvaterra
NP3γ2cksp	São João do Paraíso	Charnockito a leucogranito com enclaves de granada gnaïsses, rochas máficas e calcissilicáticas	Suíte	Suíte São João do Paraíso
NP3γ1sb2	Serra da Bolívia	Ortognaïsse diorítico a tonalítico ou quartzo-diorítico a quartzo-sienítico; gabros e noritos	Complexo	Complexo Serra da Bolívia
NP23γ1rn	Rio Negro	Hornblenda-biotita gnaïsse migmatítico tonalítico a granítico	Complexo	Complexo Rio Negro
NP3itmc	Metachert	Metachert quartzoso	Camada	Grupo Italva
NP3itan	Italva - anfibolito	Anfibolitos finos, localmente com cpx	Camada	
NP3itma	Macuco	Anfibólio-biotita gnaïsse a biotita gnaïsse leucocrático com intercalações de anfibolito e rochas calcissilicáticas	Unidade	
NP3itsj	São Joaquim	Mármore calcítico a dolomítico ricos em grafita, com intercalações de anfibolitos e rochas meta-ultramáficas	Unidade	
NP3itsp	Serra da Prata	Hornblenda-biotita gnaïsse, com intercalações de gnaïsses cinzentos e leucognaïsses com granulometria fina	Unidade	

Tabela 3.3 – Unidades litoestratigráficas da Folha Itaperuna 1:100.000 - continuação

SIGLA_UNID	Nome da Unidade	Descrição das Unidades	Hierarquia	Unidade Maior
NPasgn	Granada-biotita gnaïsse	Granada-biotita gnaïsse bandado com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaïsse, quartzito, anfibolito e rochas calcissilicáticas	Unidade	Grupo Andrelândia
NPaq1	Quartzito	Sillimanita-granada-feldspato quartzitos, bandados, com variações para quartzitos grossos feldspáticos	Camada	
NPabgn	Biotita gnaïsse bandado	Biotita-gnaïsse bandado e migmatíticos, com intercalções de quartzito e rochas calcissilicáticas	Unidade	
NPaaa	Arcádia Areal	(granada)-biotita gnaïsses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas meta-ultramáficas, gonditos e ocorrência de sulfetos disseminados	Unidade	Grupo Andrelândia
NPbjgn	Bom Jesus do Itabapoana	Granada-biotita gnaïsse, anfibólio-biotita gnaïsse, anfibolito, gondito, olivina-diopsídio mármore	Unidade	Grupo Bom Jesus do Itabapoana
NPbjian	Anfibolito	Anfibolitos maciços a bandados e rochas metaultrmáficas	Corpo	
NPbjigo	Gondito	Granada metachert quartzoso	Corpo	
NPbjim	Mármore	Mármore dolomíticos predominantes	Unidade	
NPsfbgn	São Fidélis - (sillimanita)-biotita gnaïsse	(Sillimanita)-biotita gnaïsse bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas	Unidade	Grupo São Fidélis
NPsfqz	São Fidélis-quartzito	Sillimanita-feldspato-muscovita quartzito	Camada	
NPsfkz	São Fidélis - kinzigito	(Cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaïsse kinzigítico; (cordierita)-(sillimanita)-biotita gnaïsse bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfibolitos	Unidade	
NPsfgh	São Fidélis gnaïsse homogêneo	Biotita gnaïsse homogêneo	Unidade	
PP2jfgl	Juiz de Fora	Ortogramulitos de composição variada, incluindo rochas charnockíticas, charno-enderbítica, enderbítica e rochas gabróicas. A textura varia de granoblástica, gnáïssica a milonítica.	Unidade	
PP2jfb	Juiz de Fora	Ortogramulitos de composição diorítica a gabróica, foliados a miloníticos.	Unidade	

dades distintas constituem o Domínio Juiz de Fora: ortogranulitos ácidos a básicos do Complexo Juiz de Fora (unidade do embasamento pré-1,7 Ga); rochas metassedimentares e metavulcânicas associadas, neoproterozóicas, em facies granulito, do Grupo Andrelândia; granada charnockitos e granada charno-enderbitos, isotrópicos a gnaissificados/miloníticos, da Suíte Salvaterra; e hornblenda granito/granodiorito milonítico. A principal característica do Domínio Juiz de Fora é a presença extensiva de interdigitação tectônica entre escamas constituídas de rochas do Complexo Juiz de Fora e escamas de rochas metavulcanossedimentares do Grupo Andrelândia. Os contatos entre as várias escamas são representados, predominantemente, por zonas de cisalhamento traspressionais dextrais de média a baixa obliquidade. As rochas são, em geral, miloníticas, feição melhor desenvolvida próximo aos contatos tectônicos. Os contatos destas duas unidades com as rochas da Suíte Salvaterra e o hornblenda granito/granodiorito são interpretados como normais, embora haja complexidades locais que serão abordadas adiante na descrição das unidades.

i) Complexo Juiz de Fora (PP2jfgl e PP2jfb)

O termo Juiz de Fora foi pioneiramente utilizado por Ebert (Série Juiz de Fora, definida em 1955) para englobar paragnaisses com paragêneses diagnósticas para a facies granulito que ocorrem na porção centro-oeste da cidade de Juiz de Fora e cercanias. A ocorrência de ortogranulitos associados levou alguns autores a incluir também estas sob a denominação de Série ou Complexo Juiz de Fora (Cordani *et al.*, 1973; Fonseca *et al.*, 1979; Oliveira, 1980, 1983; Mahcado Filho *et al.*, 1983; Barbosa e Grossi Sad, 1983a, 1983b, 1983c; Grossi Sad e Barbosa, 1985; e Pinto, 1991). A partir de trabalhos realizados na região noroeste fluminense, outras terminologias foram adotadas para esse conjunto (tabela 3.1): Unidade Itaperuna e parte da Unidade Comendador Venâncio (Barbosa e Grossi Sad, 1983a, 1983b, 1983c); e Unidade São José de Ubá (Costa *et al.*, 1978a, 1978b; Batista, 1984, 1986; Rego, 1979). A posterior constatação, em vários segmentos da Faixa Ribeira, de que somente rochas ortoderivadas tinham paragêneses diagnósticas para a facies granulito, induziu diversos autores a utilizarem o termo Complexo Juiz de Fora para agrupar tais rochas (por exemplo: Figueiredo *et al.*, 1989; Campos Neto & Figueiredo, 1990; Heilbron, 1993; Nogueira, 1994; Duarte, 1998; Duarte *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 1995; Heilbron *et al.*, 2004). Assim, a utilização do termo Juiz de Fora, ao longo das últimas duas ou três décadas, foi gradativamente se afastando da definição original, levando à forte associação do termo aos gnaisses ortoderivados com paragêneses da facies granulito. Seguindo, então, esta última tendência, o presente trabalho adota o termo Complexo Juiz de

Fora para um conjunto de ortognaisses, ora migmatíticos, e metabasitos que ocorrem no Domínio Juiz de Fora e apresentam, em larga escala, paragêneses diagnósticas para a facies granulito.

Na área da Folha Itaperuna, o Complexo Juiz de Fora constitui um conjunto de ortogranulitos esverdeados, de composições desde básicas a ácidas, que sustenta os grandes maciços das porções NW (Serras da Mutuca, Esperança e Tamanduá) e WSW (Serra da Alvarenga e Serra das Sete Voltas) da área mapeada. As principais e melhores exposições das rochas do Complexo Juiz de Fora estão em afloramentos dos tipos corte de estrada, topo de morro, meia encosta e em lajes em leito de rios. Outros tipos de afloramentos comuns, porém de pior qualidade, ocorrem em chão de estradas não pavimentadas e em lajes em aluvião. No sopé de morros e em vales, adjacentes às grandes serras/maciços dessa região, é comum a presença de blocos e matacões de rochas dessa unidade. Em geral, os afloramentos citados promovem exposições excelentes das rochas e estruturas do Complexo Juiz de Fora, tanto em termos dimensionais, pois os afloramentos são, na maioria, relativamente grandes, quanto em termos de exposição de rocha sã. Barrancos de solo de coloração marrom-alaranjada, observados em cortes de estrada e em voçorocas, são produto da alteração *in situ* das rochas dessa unidade.

Comumente, os afloramentos possuem aspecto heterogêneo, o que é consequência da diversidade de litotipos que constituem o Complexo Juiz de Fora. Em função de relações de campo observadas (tipos de contatos e outras estruturas), estes litotipos podem ser agrupados em três diferentes conjuntos: ortogranulitos básicos, em geral máficos e, subordinadamente, ultramáficos; ortogranulitos enderbíticos a charnockíticos de cor verde-cana e granulação fina a média; e ortogranulitos charnockíticos de cor bege-caramelo e granulação média a grossa. É comum a ocorrência de afloramentos onde os três litotipos dispõem-se em bandas centimétricas mais ou menos regulares (Figura 3.4)



Figura 3.4 – Bandamento entre ortogranulitos charnockíticos e básicos do Complexo Juiz de Fora

Todos estes litotipos podem apresentar textura granoblástica, cuja paragênese dada por ortopiroxênio ± clinopiroxênio + plagioclásio ± ortoclásio ± hornblenda + quartzo indica metamorfismo sob condições da facies granulito. Essas rochas tornam-se ortognaisses cinzentos de textura protomilonítica, milonítica ou ultramilonítica próximo às zonas de cisalhamento geradas durante a Orogênese Brasileira. Nessas zonas, biotita e/ou hornblenda, nas rochas ácidas a intermediárias, e granada e/ou hornblenda, nos litotipos básicos, formam-se às expensas de piroxênios, plagioclásio e ortoclásio, como resultado de metamorfismo retrógrado sob condições da facies anfibolito superior. Alguns desses novos minerais, dependendo de sua estrutura interna, ocorrem normalmente orientados ao longo da foliação milonítica Brasileira. Em mapa, não foi possível discriminar esses diversos litotipos, exceto em alguns casos, nos quais foi possível individualizar alguns corpos de ortogranulitos básicos.

Os ortogranulitos básicos ocorrem, em geral, como bandas ou lentes, de espessura desde centimétrica até 1 m, associadas aos ortogranulitos enderbíticos a charnockíticos (Figura 3.4) ou como enclaves centimétricos a decimétricos nos ortogranulitos charnockíticos médios a grossos (Figura 3.5). As bandas e lentes supracitadas podem representar tanto paleodiques/sills quanto enclaves deformados, enquanto os enclaves observados nos ortogranulitos charnockíticos grossos são provavelmente do tipo xenolítico. Os ortogranulitos básicos são predominantemente máficos e, subordinadamente, ultramáficos e é comum apresentarem forte magnetismo. Essas rochas são, em geral, homogêneas, maciças, de granulação fina a média e textura granoblástica. Próximo a zonas de cisalhamento, podem adquirir textura protomilonítica. Quando máficos, sua composição mineralógica modal média é dada por: plagioclásio (50%), clinopiroxênio (15%), hornblenda (25%), ortopiroxênio (10%) e traços de mineral opaco (magnetita, ilmenita e pirita), granada, ortoclásio, quartzo, biotita, apatita, titanita e zircão; minerais secundários como sericita e carbonato ocorrem localmente. Quando ultramáficos, são constituídos de clinopiroxênio (35%), ortopiroxênio (30%), hornblenda (30%), plagioclásio + mineral opaco + quartzo (5%).

Os ortogranulitos enderbíticos a charnockíticos têm cor esverdeada, granulação fina a média e bandamento dado pela alternância de níveis mais félsicos centimétricos e menos félsicos milimétricos. A xistosidade não é claramente percebida, a não ser pela orientação de grãos dispostos em níveis máficos milimétricos ou quando a rocha encontra-se parcialmente retrometamorfisada ou alterada. A textura dessas rochas varia desde granoblástica, quando mais afastadas das principais zonas de cisalhamento, a protomiloníticas, miloníticas ou ultramiloníticas, quando próximas a estas zonas. Sua composição modal média é dada por: 1) ortogranulitos enderbíticos – plagioclásio (60%), ortoclásio (7%), quartzo



Figura 3.5 – Granulito charnockítico com enclaves de granulito básico. Complexo Juiz de Fora



Figura 3.6 – Granulito charnockítico, com cristais grossos de ortopiroxênio (Complexo Juiz de Fora)

(23%), biotita (3), ortopiroxênio + biotita + hornblenda (10%) e traços de mineral opaco, zircão e apatita e dos minerais secundários muscovita e carbonato; 2) ortogranulitos charno-enderbíticos – plagioclásio (45%), ortoclásio (20%), quartzo (23%), biotita (10%), ortopiroxênio (2%) e traços de hornblenda, mineral opaco, zircão e apatita e dos secundários sericita, muscovita e carbonato; 3) ortogranulitos charnockíticos – ortoclásio + microclina (55%), plagioclásio (15%), quartzo (25%), biotita (3%) ortopiroxênio (2%) e traços de mineral opaco, zircão, apatita, além dos secundários sericita, muscovita e carbonato. Em termos volumétricos, há uma clara predominância das composições charnockíticas sobre as demais. Bandas e lentes de ortogranulitos básicos, descritos previamente, ocorrem hospedadas nessas rochas.

Os ortogranulitos charnockíticos de granulação média a grossa são claramente intrusivos nos demais litotipos do Complexo Juiz de Fora. Compõem corpos de rochas félsicas, hololeucocráticas a leucocráticas, maciças a, localmente, foliadas e com grãos grossos de ortopiroxênio (Figura 3.6).

Assim como ocorre para o conjunto previamente descrito, a textura dessa rocha varia desde

granoblástica a protomilonítica/milonítica. Sua composição modal é dada por: ortoclásio + microclina (57%), plagioclásio (15%), quartzo (23%), ortopiroxênio (5%) e traços de mineral opaco, zircão e allanita, além dos secundários, sericita, muscovita e carbonato. Machado *et al* (1996) e Heilbron *et al* (2001 e 2003) apresentaram idade U-Pb em zircão de cristalização para rochas similares de áreas adjacentes de 2,13 e 2,07 Ga. Enclaves de ortogranulitos básicos ocorrem localmente e, em função das feições observadas (contatos bruscos sem interação) podem ser interpretados como autolíticos ou xenolíticos.

ii) Grupo Andrelândia (NPasgn, NPaq1, NPabgn)

A Série Andrelândia de Ebert (1955) foi definida como um conjunto de rochas paraderivadas, desde filitos/xistos a gnaisses/migmatitos, que ocorrem na porção sul de Minas Gerais. Com base em estudos litoestratigráficos, essa unidade foi, na década de 80, redefinida como Grupo Andrelândia por Trouw *et al.* (1980 e 1986). Nomenclaturas locais, referentes à região noroeste fluminense, podem ser visualizadas na tabela 3.1. Essa sucessão metassedimentar tem idade entre 1,0 e 0,7 Ga (Ribeiro *et al.*, 1995; Söllner & Trouw, 1997).

Na área abrangida pela folha Itaperuna, o Grupo Andrelândia consiste de uma sequência de rochas metavulcanossedimentares de idade neoproterozóica, interpretada como tendo sido depositada em bacia de margem passiva do paleocontinente São Francisco (Paciullo, 1997). As rochas dessa unidade formam relevo mais arredondado se comparado àquele formado pelo Complexo Juiz de Fora. As exposições de rochas do Grupo Andrelândia ocorrem em afloramentos do tipo meia-encosta, topo de morros, lajes em leitos de rios e cortes de estrada. Lajes em aluvião são comuns, porém os afloramentos nem sempre são de boa qualidade, dadas a alteração da rocha e a utilização desse ambiente para pastagem. São tanto comuns afloramentos de boa exposição como afloramentos onde a rocha encontra-se em estágio avançado de alteração, formando um solo de coloração avermelhada.

Na área mapeada, o Grupo Andrelândia é constituído de três unidades: granada-biotita gnaisse bandado, largamente predominante; biotita gnaisse bandado; e quartzito.

O granada-biotita gnaisse bandado é a rocha predominante da unidade homônima que inclui adicionalmente intercalações centimétricas a decamétricas de sillimanita-granada-biotita gnaisse, quartzito, anfíbolito, rocha calcissilicática e gondito. A rocha dominante tem cor cinzenta a esverdeada e, quando alterada, adquire coloração esbranquiçada com feldspatos caulinizados. Tem granulação predominantemente média a grossa, xistosidade dada pela orientação preferencial de cristais de biotita e bandamento, ora gnáissico, ora migmatítico (Figura 3.7).

O bandamento gnáissico, paralelo à xistosidade da rocha e caracterizado pela alternância de bandas milimétricas mais e menos félsicas, é claramente observado na porção mesossomática, na qual a rocha é mais fina (granulação fina a média), mais acinzentada e salpicada de cristais milimétricos de granada. O bandamento migmatítico é subparalelo à xistosidade da rocha e é caracterizado pela alternância de porções leucossomáticas félsicas centimétricas e porções melanossomáticas de biotita + granada (+ sillimanita) milimétricas a centimétricas. Nas porções leucossomáticas podem ocorrer também granada, ortopiroxênio e biotita. A textura da rocha é predominantemente granoblástica, tornando-se milonítica a ultramilonítica, de granulação fina e com fitas de quartzo, próximo às zonas de cisalhamento brasileiras. Sua composição mineralógica, em ordem decrescente de % volume, é dada por: plagioclásio, ortoclásio, quartzo, biotita, granada, (ortopiroxênio), (sillimanita), mineral opaco, zircão, rutilo, apatita e hercinita. Os minerais secundários observados são muscovita, sericita, clorita e carbonato.

O sillimanita-granada-biotita gnaisse ocorre em bandas lenticulares centimétricas a decamétricas e apresenta as mesmas características que aquelas descritas para o granada-biotita gnaisse bandado, a não ser por: teores mais elevados de sillimanita; granulação mais fina; ausência de ortopiroxênio; e maior tendência a adquirir textura milonítica.



Figura 3.7 – Biotita-granada gnaisse migmatítico do Grupo Andrelândia

O quartzito intercalado no conjunto gnáissico ocorre em camadas centimétricas, têm granulação fina a média e textura granoblástica, por vezes poligonal. Seus minerais são quartzo, feldspato, muscovita, sillimanita, rutilo, mineral opaco e zircão.

A rocha calcissilicática ocorre em bandas e lentes centimétricas. Tem cor branca a esverdeada, granulação fina a média e estrutura maciça a bandada. Sua composição mineralógica é dada por plagioclásio, clinopiroxênio, quartzo, ortoclásio, granada, ortopiroxênio, biotita/flogopita, mineral opaco, titanita e apatita.

O gondito ocorre em lentes centimétricas de coloração acastanhada. Tem granulação fina a média, estrutura maciça e composição mineralógica dada por: quartzo, granada alaranjada e mineral opaco.

O anfibolito ocorre em bandas e lentes centimétricas a decamétricas de coloração negra. Tem granulação fina a média, textura granoblástica, nematoblástica ou protomilonítica e composição mineralógica dada por: plagioclásio, hornblenda, clinopiroxênio, ortopiroxênio, (granada), (quartzo), mineral opaco, apatita e zircão.

O biotita gnaisse bandado tem ocorrência muito restrita na porção sudoeste da área mapeada. Tem coloração branca a cinza claro, granulação média a grossa, xistosidade dada pela orientação preferencial dos grãos de biotita e bandamento dado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas mais e menos félsicas. Sua composição mineralógica é dada por ortoclásio, microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, mineral opaco, zircão e rara granada. Embora regionalmente ocorra associado a quartzito, anfibolito e rocha calcissilicática, na área em questão esses litotipos não foram observados.

Camadas de 200 a 300 m de espessura de quartzito ocorrem hospedadas na unidade granada-biotita gnaisse bandado, na porção noroeste da área mapeada. O quartzito tem granulação média a grossa, textura do tipo sal grosso e constituição mineralógica dada por quartzo, feldspato, muscovita e sillimanita, sendo que biotita, granada, zircão, turmalina e mineral opaco têm ocorrência esparsa.

iii) Suíte Salvaterra (NP3γ2ck)

O termo Charno-enderbitos Salvaterra foi utilizado primeiramente por Duarte *et al.* (2000), englobando um conjunto de rochas charnockíticas com granada e levemente peraluminosas, ocorrentes no bairro homônimo, localizado na porção centro-oeste da cidade de Juiz de Fora. Estendendo-se o estudo para as porções noroeste e norte do Estado do Rio de Janeiro, constatou-se que esse conjunto é constituído de uma sequência de rochas desde enderbíticas até charnockíticas, de caráter híbrido, ora levemente peraluminosas ora metaluminosas e, assim, neste trabalho, deu-se preferência à terminologia Suíte Salvaterra. Correlações com outras nomenclaturas já adotadas podem ser observadas na tabela 3.1.

A Suíte Salvaterra é constituída, predominantemente, por um conjunto de rochas esverdeadas, em geral com granada, de composição variando de charnockítica a enderbítica, interpretado como granitóides tipo-S e híbridos (Figura 3.8). Ocorre sob a forma de grandes corpos descontínuos, em geral nos contatos entre rochas das duas unidades supradescritas. Os afloramentos são de boa qualidade, apresentando, em grande maioria, rochas sãs, maciças e pouco fraturadas. As principais exposições ocorrem em meia-encosta, lajes em leitos de rios e, mais rara-

mente, como cristas. A Serra da Marambaia, situada na porção noroeste da área mapeada, é sustentada por rochas dessa unidade. Quando em estado avançado de alteração, essas rochas dão origem a um solo de coloração rosada a avermelhada.

Os granada charnockitos, granada charno-enderbitos e granada enderbíticos dessa suíte são rochas leucocráticas, de coloração ora esverdeada (com ortopiroxênio) ora esbranquiçada (sem ortopiroxênio), granulação média a grossa, estrutura maciça a gnaisificada e textura granular (localmente porfirítica) a granoblástica (localmente porfiroblástica). Os pórfiros/porfiroblastos observados são de K-feldspato, quartzo e granada. A feição mosqueada da unidade é atribuída a uma variação na composição da fase fluida: rica em CO₂, quando esverdeada e com ortopiroxênio, e rica em H₂O, quando esbranquiçada e sem ortopiroxênio. Localmente, textura protomilonítica ou milonítica é observada. Sua composição mineralógica é dada por: plagioclásio, ortoclásio (+ microclina, quando milonítico), quartzo, granada, biotita, ortopiroxênio, mineral opaco, zircão, apatita, allanita (e hornblenda, quando milonítico). Granada é um mineral que, embora seja um dos critérios de identificação da unidade, nem sempre está presente em quantidade marcante (> 2%).



Figura 3.8 – Granada charnockito da Suíte Salvaterra (detalhe de sua matriz). Observar a presença de cristais grossos de granada e ortopiroxênio

Na Suíte Salvaterra é comum a presença de vários enclaves de diversas composições, tais como: enclaves máficos, de granada-biotita gnaisse, de rocha calcissilicática e de gondito, similares às rochas do Grupo Andrelândia; em regiões adjacentes, enclaves de ortogranulitos enderbíticos similares àqueles do Complexo Juiz de Fora são também observados. Em geral, quando os enclaves são, em grande maioria, do tipo máfico, os charnockitos a enderbíticos têm muito pouca granada (<1%). Quando os enclaves são de granada-biotita gnaisse, rocha calcissilicática e gondito, a rocha hospedeira é relativamente rica em granada (> 5%). É comum também a presen-

ça de feições fantasmas, tipo foliações fantasmas, herdadas de sua fonte/protólito. Embora os corpos maiores (mapeáveis) dessa unidade apresentem contatos normais com as rochas do Complexo Juiz de Fora e do Grupo Andrelândia, os corpos menores (não mapeáveis) têm contatos difusos com as mesmas, principalmente com aquelas do Grupo Andrelândia. Essas feições indicam fortemente que a Suíte Salvaterra tenha sido formada pela fusão parcial do granada-biotita gnaiss bandado do Grupo Andrelândia (mantendo as rochas associadas e refratárias como enclaves) e, talvez também, em menor quantidade, da fusão parcial de rochas do Complexo Juiz de Fora. A Suíte Salvaterra é, então, interpretada como um produto anatético relacionado ao estágio sin-colisional da Orogênese Brasileira (585-570 Ma; Machado *et al.*, 1996; Heilbron *et al.*, 2000), cujas características mais expressivas são de um granitóide tipo-S, embora, considerando sua origem a partir de mais de uma fonte, seja mais adequado interpretá-la como de caráter híbrido.

3.3.1.3 - Domínio Cambuci: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas

O Domínio Cambuci ocupa as porções sudoeste, central e nordeste da área mapeada, o que corresponde a um recobrimento de aproximadamente 32% da área abrangida pela folha Itaperuna. Os contatos com o domínio subjacente (Domínio Juiz de Fora) são tectônicos, de médio a alto ângulo, marcados por zonas de cisalhamento transpressionais dextrais de baixa a média obliquidade. Além de sua área de domínio, ocorre em núcleos de sinformais D_3 em meio ao Domínio Juiz de Fora. Em flancos invertidos de dobras D_3 , rochas do Domínio Cambuci jazem por baixo daquelas do Domínio Juiz de Fora.

O Domínio Cambuci é constituído de três grandes unidades: sequência de rochas metavulcanossedimentares neoproterozóicas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana; conjunto de rochas ortoderivadas de composições diversas (dioritos a tonalitos, quartzo dioritos a quartzo sienitos, gabros e noritos) do Complexo Serra da Bolívia de idade neoproterozóica, relacionado à etapa de transição do período pré-ao período sin-colisional da Orogênese Brasileira; e charnockitos/granulitos charnockíticos e leucogranitos/leucognaisses da Suíte São João do Paraíso. Os contatos entre essas unidades são de natureza primária e ocorrem dobrados, redobrados e, localmente, cisalhados por zonas de cisalhamento D_3 (Zonas de Cisalhamento do Aré e São João do Paraíso).

i) Grupo Bom Jesus do Itabapoana (NPbjign, NPbjian, NPbjigo, NPbjim)

Na área mapeada, o Grupo Bom Jesus do Itabapoana é constituído de uma sequência de rochas

metavulcanossedimentares, em facies anfibolito alto a granulito, que podem ser subdivididas nas seguintes unidades: (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaiss com intercalações de sillimanita-granada-biotita gnaiss, biotita gnaiss, anfibolito, rocha calcissilicática, gondito, rocha metaultramáfica e olivina-diopsídio mármore da Unidade Bom Grupo Bom Jesus do Itabapoana; anfibolitos maciços a bandados e rochas metaultramáficas; gondito; e mármore predominantemente dolomíticos.

A ausência de rochas do embasamento pré-1,7 Ga aponta firmemente para uma aloctonia com relação ao paleocontinente São Francisco. Além disso, as rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana estão em contato tectônico sob as rochas do Domínio Costeiro, mais especificamente, sob as rochas do Arco Magmático Rio Negro que representa o estágio pré-colisional da Orogênese Brasileira em todo o setor central da Faixa Ribeira. Sendo assim, a bacia “Bom Jesus do Itabapoana” poderia ter sido desenvolvida tanto em ambiente de margem passiva de um outro paleocontinente (microcontinente) como em ambiente de ante-arco. Dados existentes são ainda inconclusivos para a definição dessa questão.

Unidade Bom Jesus do Itabapoana (NPbjign)

O (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaiss é a rocha dominante na Unidade Bom Jesus do Itabapoana. Esse litotipo é cinzento a esverdeado e tem como característica marcante uma grande heterogeneidade estrutural e composicional, por ser uma rocha que, em geral, apresenta-se francamente migmatítica e ocorre associada a bandas e lentes de composições diversas: biotita gnaiss, sillimanita-granada-biotita gnaiss, anfibolito, rocha calcissilicática, gondito e olivina-diopsídio mármore.

As melhores exposições das rochas dessa unidade encontram-se em afloramentos do tipo lajedos em leitos de rios, topos de morros, meia encosta, cortes de estrada e em raras pedreiras desativadas (ex: Fazenda Pão de Açúcar, na parte norte do quadrante noroeste da área). Exposições não tão boas ocorrem em chão de estrada não pavimentada e em lajes em aluviões. Com poucas exceções, a qualidade dos afloramentos não é tão boa, pois a rocha se intemperiza com maior velocidade do que a maioria das demais rochas da área, o que faz com que este litotipo forme relevo colinoso, de morros arredondados e solo argiloso avermelhado. Quando alterado, o (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaiss se apresenta em barrancos argilo-arenosos de tons arroxeados, com bandas argilosas escuras com plaquetas de vermiculita. O barranco adquire textura mosqueada dada pela presença de pontos escuros que representam, provavelmente, a alteração de porfiroblastos de granada.

O (ortopiroxênio)-granada-biotita gnaiss é uma rocha que apresenta-se comumente em alto grau de migmatização. Leucossomas ocorrem em

bandas quartzo-feldspáticas de composição tonalítica a granodiorítica, associadas a melonossomas ricos em biotita e magnetita (Tupinambá, 1993).

Os gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana ((ortopiroxênio)-granada-biotita gnaisse *sensu stricto*, biotita gnaisse e sillimanita-granada-biotita gnaisse) formam um conjunto bastante heterogêneo, com bandamento composicional de três tipos: primário (interclação sedimentar entre esses três litotipos clásticos), metamórfico (alternância de bandas milimétricas félsicas e menos félsicas com biotita (e granada e sillimanita) – mesossoma) e migmatítico (alternância de leucossomas, melanossomas e mesossomas). A não ser pelo que já está expresso em suas denominações, ou seja, quantidades relativas e/ou presença ou ausência de uma determinada fase mineral (granada, ortopiroxênio e sillimanita), esses litotipos não apresentam grandes diferenças entre si: são todos heterogêneos, por serem bandados, migmatíticos e associados a bandas e lentes de diversas composições. Os três litotipos têm granulação variando de fina a média (no mesossoma) e de média a grossa (no leucossoma e melanossoma). Sua textura varia de granoblástica a grano-porfiroblástica e, neste caso, os porfiroblastos são predominantemente de granada (de até 5 cm de diâmetro), sendo que é também comum a presença de profiroblastos de K-feldspato (e plagioclásio?) (de até 7 cm de comprimento). Localmente, em zonas de cisalhamento (nos contatos com os domínios sub e sobrejacentes e em zonas de cisalhamento D_3), a rocha adquire textura protomilonítica (Figura 3.9) a ultramilonítica.



Figura 3.9 – Granada-biotita gnaisse da Unidade Bom Jesus do Itabapoana (Grupo Bom Jesus do Itabapoana). Observa-se textura porfiroclástica, gerada pela deformação dinâmica de um gnaisse com porfiroblastos de K-feldspato e granada

Seus minerais constituintes, guardando as devidas diferenças dentre os três litotipos, são: K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, sillimanita, ortopiroxênio, hornblenda (rara), mineral opaco,

rutilo, espinélio verde, zircão e grafita. Como fases secundárias ocorrem muscovita e sericita.

Próximo ao contato com mármore e rochas calcissilicáticas, é comum a ocorrência de um gnaisse claro, cuja composição é dominada por uma associação entre plagioclásio e granada, quase sem biotita (Tupinambá, 1993a).

A presença de bandas e lentes centimétricas de rochas calcissilicáticas é comum nos três litotipos gnáissicos descritos. A rocha calcissilicática tem cor variando de cinza claro a esverdeada, estrutura maciça a bandada (alternância, desde milimétricas até 1 cm, entre bandas claras félsicas e bandas verdes máficas) e granulação fina a média. Os minerais constituintes são: plagioclásio, ortoclásio, quartzo, diopsídio, granada, biotita/flogopita, hornblenda, mineral opaco. Como secundários ocorrem clorita, sericita e muscovita.

Destaca-se também a presença de veios de quartzo de espessuras desde milimétricas a centimétricas (até 5 cm) e de pegmatitos parcialmente deformados e subparalelos à xistosidade e ao bandamento dos gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana.

Bandas e/ou lentes de espessura centimétrica a métrica (não mapeáveis) de gonditos, mármore, anfíbolitos e rochas metaultramáficas são comumente observadas em associação aos gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana. Entretanto, por terem as mesmas características estruturais (desconsiderando-se as dimensões) e petrográficas daquelas que são corpos ou camadas mapeáveis, esses litotipos serão descritos separadamente em seção própria.

Anfíbolito e Rochas Metaultramáficas (NPbjian)

Essas rochas ocorrem comumente em corpos não mapeáveis, hospedados nos gnaisses e mármore do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Figuras 3.10 e 3.11) e como enclaves nas rochas da Suíte São João do Paraíso. Apenas três corpos, cujas espessuras variam de 150 a 200 m, mostraram-se mapeáveis (mapa em anexo). Os anfíbolitos são rochas de coloração verde escura a negra e estrutura maciça a bandada. Tem granulação variando de fina a média e textura granoblástica a nematoblástica, localmente protomilonítica. Seus minerais constituintes são: plagioclásio, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio, granada (rara), biotita, mineral opaco, rutilo, apatita, zircão e quartzo. Como secundários ocorrem clorita, sericita e carbonato. As rochas metaultramáficas têm cor verde escura a verde clara, estrutura maciça, granulação média e textura granoblástica. Essas rochas são, predominantemente, metapiroxenitos, cuja composição mineral é dada por clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda, mineral opaco e plagioclásio. Carbonato ocorre como fase secundária. Rochas constituídas essencialmente por hornblenda (hornblenditos) ocorrem subordinadamente (Marques, 2009).



Figura 3.10 – Banda de anfibolito em granada-biotita gnaíse do Grupo Bom Jesus do Itabapoana



Figura 3.11 – Lente de rocha metaultramáfica hospeda em granada-biotita gnaíse do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

Mármore (NPbjim)

Ocorre em lentes descontínuas não mapeáveis, hospedadas em gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana e em camadas maiores, cujas extensão e espessura variam, respectivamente de 1 a 30 km e de 100 a 300 m. Os afloramentos desse litotipo têm qualidade variável, sendo comuns tanto a exposição de rocha são pouco fraturada como de rocha variavelmente alterada. Os melhores afloramentos correspondem a pedreiras (ativas e desativadas), meia encostas e topos de morros e voçorocas. Dependendo de seu grau de alteração, o mármore associa-se a relevos de média altitude ou a regiões baixas como vales e vertentes.

O mármore é uma rocha homogênea, de granulação média a grossa (caracteristicamente inequigranular), cor branca a branco esverdeado, de estrutura maciça a bandada e textura granoblástica poligonal a interlobulada. Quando bandado, caracteriza-se pela alternância de bandas centimétricas carbonáticas claras (carbonato, flogopita e apatita) e

máficas esverdeadas com concentração de olivina e/ou diopsídio e flogopita).

Os minerais constituintes são (Tupinambá, 1993a): carbonato (dominantemente dolomita, em megacristais e em arranjo poligonal na matriz), olivina (serpentinizada nas bordas e em fraturas), flogopita, diopsídio, espinélio, talco, titanita e apatita. É comum a associação com rochas calcissilicáticas (bandas centimétricas) e com anfibolitos (bandas centimétricas a decimétricas).

O contato do mármore com os gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana é caracterizado por um nível pegmatóide de espessura métrica, com textura gráfica localmente preservada, de aspecto desde granular a protomilonítico e mineralogia dada por quartzo feldspato, diopsídio e, mais raramente, granada (Tupinambá, 1993).

Gondito (NPbjigo)

Além das lentes de ocorrência pontual e não mapeáveis que hospedam-se em gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana, duas camadas de 100 m de espessura de gonditos puderam ser individualizadas. Dentre as diversas ocorrências, puderam ser discriminados dois tipos de gondito (Tupinambá, 1993 e Tupinambá *et al.*, 2007): o de ocorrência mais comum apresenta cor acastanhada, granulação média, estrutura maciça e é constituído de granada alaranjada (espessartita?) e quartzo; o outro litotipo, de ocorrência mais localizada, tem cor verde amarronada, granulação média, estrutura maciça e composição dada por anfibólio, piroxênio, granada e quartzo. Ambos os tipos têm densidade relativamente elevada e quase sempre estão recobertos por películas de óxidos/hidróxidos de manganês de origem supergênica.

ii) Complexo Serra da Bolívia (NP3y1sb)

O Complexo Serra da Bolívia, que ocupa a posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci, foi definido como um complexo plutônico frequentemente gnaissificado, constituído por um conjunto de ortognaisses e ortogranulitos de composições variadas (hornblenda gabronoritos, dioritos e quartzo dioritos; tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos; e monzogranitos) (Tupinambá *et al.*, 2007). Na área da folha Itaperuna, além das supracitadas, rochas de composição granítica, com ou sem granada, foram também encontradas. Nesta área estas rochas foram incluídas por Costa *et al.* (1978a,b) nas unidades Monte Verde, Bela Joana e Associação II indivisa. As melhores exposições ocorrem em afloramentos de meia encosta, paredão e crista de serra. Outras exposições comuns ocorrem em cortes de estrada, lajedo em leitos de rios e aluviões e blocos em

sopé de morros. As rochas desse complexo são associadas a relevos acidentados e a encostas íngremes e, comumente, sustentam serras proeminentes, como, por exemplo, as Serras de São Romão, Graças a Deus, do Monte Verde, do Firmamento e do Progresso, todas situadas na porção sudoeste da área mapeada. Quando intemperizada, gera um solo argilo-arenoso de coloração vermelho-alaranjado.

Predominam neste complexo ortognaisses e/ou ortogranulitos, cinzentos a esverdeados, de granulação média à grossa, inequigranulares a porfiríticos, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. Localmente, como, por exemplo, próximo à cidade de São José do Calçado, corpos mapeáveis de hornblenda gabronoritos, variavelmente deformados, predominam. Hornblenda tonalitos a hornblenda granitos, isotrópicos e equigranulares, não deformados ocorrem nas escarpas e topos da Serra do Monte Verde (Figura 3.12 e 3.13). Nessas faciologias, é comum a presença de enclaves máficos (Figura 5.12).



Figura 3.12 – Morfologia de relevo e afloramento de granitóide isotrópico do Complexo Serra da Bolívia (Serra de Monte Verde)



Figura 3.13 – Hornblenda granito do Complexo Serra da Bolívia (sopé da Serra do Monte Verde) com enclave máfico

Na Zona de Cisalhamento São João do Paraíso, estas rochas adquirem textura milonítica a ultramilonítica. A transição de uma rocha praticamente não deformada, como a da figura 3.13, para um ultramilonito pode ser observada em poucos metros no centro da localidade de Monte Verde. Também em área a sudeste de São José do Calçado, em zona de cisalhamento, um hornblenda-biotita gnaiss mostra textura milonítica com porfiroclastos milimétricos de feldspato e de hornblenda em matriz quartzo-feldspática fina com biotita preferencialmente orientada (Figura 3.14).



Figura 3.14 – Hornblenda-biotita gnaiss milonítico do Complexo Serra da Bolívia

Leucossomas quartzo-feldspáticos com hornblenda grossa e rara granada são comuns nas rochas de composições tonalíticas a graníticas. Bandas e/ou enclaves de anfibolito, rochas metaultramáficas e de ortognaisses diversos (hornblenda gnaiss grosso e biotita gnaiss fino) ocorrem associados às rochas desse complexo.

Resultados preliminares obtidos em gabronorito coletado na Serra da Bolívia, município de Aperibé, apontam para uma idade de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma (Tupinambá *et al.*, 2007).

iii) Suíte São João do Paraíso (NP3y2cksp)

A Suíte São João do Paraíso corresponde a corpos plutônicos de estrutura claramente diatexítica, dada pelo predomínio de porções leucossomáticas sobre aquelas meso e melanossomáticas, pela presença abundante de estruturas prévias (foliações, bandamentos) descontínuas e rompidas e de enclaves de rochas de composições variadas e refratárias, como, por exemplo, anfibolitos, rochas calcissilicáticas, rochas metaultramáficas, biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses (Figura 3.15). Esse conjunto foi considerado por Costa *et al.* (1978a, 1978b)

como parte das Unidades Vista Alegre e São João do Paraíso e, posteriormente, por Tupinambá (1983a, 1983b) como Leucocharnockito São João do Paraíso. Essa unidade compreende, de uma forma geral, leucocharnockitos/leucogranulitos charnockíticos a enderbíticos verdes e leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos branco a rosados. Embora ocorram por todo o Domínio Cambuci, os corpos maiores estão localizados na proção basal desse domínio, junto ao contato com o Domínio Juiz de Fora.



Figura 3.15 – Leucognaisse da Suíte São João do Paraíso com enclaves de biotita gnaisse com bandas de anfíbolito

As melhores exposições de rochas dessa unidade ocorrem em afloramentos em pedreiras desativadas, blocos *in situ* em topos de morros, meia encosta e paredões. Menos comumente geram afloramentos do tipo lajes em leitos de rios e aluviões e blocos no sopé dos morros. Na grande maioria, as exposições são de rocha sã a fracamente alterada. Quando alterada, o solo formado é predominantemente róseo, de natureza silte-arenosa, com grande abundância de caulim.

As rochas dessa unidade são leucocráticas, têm caráter dominante homogêneo, granulação média a grossa, estrutura maciça e textura granoblástica (dominante) a porfiroblástica, cujos profiroblastos de granada e/ou K-feldspato atingem dimensões de até 5 cm. Consistem de uma matriz quartzo-feldspática, geralmente com granada (e ortopiroxênio), com *shlieren* e agregados máficos (biotita + granada), caracterizando as porções melanossomáticas.

Sua constituição mineralógica é dada por: ortoclásio, microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio (raro), hornblenda, zircão, mineral opaco, sillimanita (rara); muscovita e clorita são fases secundárias. Granada e ortopiroxênio, embora fases comuns nessas rochas, nem sempre estão presentes; o ortopiroxênio ocorre apenas nas composições charnockíticas a enderbíticas, enquanto que a granada pode estar localmente ausente, tanto de porções esverdeadas quanto



Figura 3.16 – Leucocharnockito/leucogranito de matriz isotrópica, quartzo-feldspática, com granada, da Suíte São João do Paraíso

daquelas branco-rosadas. O mosqueamento verde/branco-rosado comum nessa unidade sugere, fortemente, o controle da composição da fase fluida: rica em CO₂ nas porções verdes e rica em H₂O nas porções brancas e rosadas.

Próximo e em zonas de cisalhamento D₃ (Zonas de Cisalhamento do Aré e São João do Paraíso), a rocha adquire foliação dada pela presença de lâminas submilimétricas de biotita e mineral opaco, fitas de quartzo de comprimento centimétrico e domínios quartzo-feldspáticos. Texturas desde protomiloníticas a ultramiloníticas foram observadas (Figuras 3.17 e 3.18).



Figura 3.17 – Leucognaisse milonítico da Suíte São João do Paraíso

Enclaves centimétricos a decimétricos de granada-biotita gnaisse, biotita gnaisse, anfíbolito (Figura 3.19); hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, mineral opaco), rocha calcissilicática (diopsídio, granada, plagioclásio, quartzo, mineral opaco, flogopita, hornblenda; muscovita e clorita são secundários), mármore e rocha metaultamáfica (metapiroxenitos – ortopiroxênio, clinopiroxênio e carbonato; anfíbolio, ortopiroxênio e plagioclásio) são feições muito comuns em associação à Suíte São



Figura 3.18 - Leucognaisse e bandas anfibolíticas miloníticas da Suíte São João do Paraíso



Figura 3.19 – Enclave de anfibolito em leucognaisse da Suíte São João do Paraíso

João do Paraíso. Quando parcialmente alterados, é comum a presença de diversos “buracos no leucognaisse”, deixados pela lixiviação seletiva desses enclaves.

De acordo com a natureza dos enclaves, os diatexitos da Suíte São João do Paraíso podem ser divididos em três subtipos (Tupinambá, 1993): diatexito com predominância de enclaves máficos (por exemplo, em braço afluente do Valão Grande); diatexito com predominância de enclaves de biotita gnaisse finamente bandado semelhante àquele do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (como, por exemplo, na Pedreira da Usina de Asfalto na RJ-24, próximo à cidade de São José de Ubá e próximo ao Valão do Chalé/Fazenda do Chalé, a leste de São José de Ubá); e diatexito com enclaves de (sillimanita)-granada-biotita gnaisse semelhante àquele do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (por exemplo, próximo ao Valão da Areia, canto sudoeste da área mapeada).

Com base nos dados apresentados, as rochas dessa Suíte foram interpretadas como resultantes da cristalização de magma gerado pela fusão parcial, em graus variados, muitas vezes avançado, dos gnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

3.3.1.4 - Domínio Costeiro: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas

O Domínio Costeiro ocupa uma posição estrutural intermediária no contexto do Terreno Oriental. Na região Serrana do Estado do Rio de Janeiro, esse domínio cavalga o Domínio Juiz de Fora. No entanto, nas regiões norte e noroeste fluminense, nas quais o presente trabalho se inclui, o Domínio Costeiro cavalga o Domínio Cambuci. Em termos de recobrimento areal, o Domínio Cambuci corresponde a 20% da área da folha Itaperuna, concentrando-se nos segmentos sudeste e leste dessa folha. Nessa área, é constituído de quatro grandes unidades: sequência metassedimentar neoproterozóica, em facies anfibolito alto a granulito do Grupo São Fidélis; um conjunto de ortognaisses de composições variadas do Complexo Rio Negro, gerados durante o estágio pré-colisional da Orogênese Brasileira (610 – 580 Ma; Tupinambá *et al.*, 2000) e intrusivos na sequência metassedimentar; granada-hornblenda granito a tonalito gnaisseificado da Suíte Angelim, gerado durante o estágio sin-colisional da Orogênese Brasileira; e granitóides porfiríticos gnaisseificados da Suíte Desengano, gerados também durante o estágio sin-colisional da Orogênese Brasileira. Assim como observado para o Domínio Cambuci, o Domínio Costeiro não inclui rochas do embasamento pré-1,7 Ga e esta afirmação pode ser estendida para este domínio por todo o estado do Rio de Janeiro.

i) Grupo São Fidélis (NPsfkz, NPsfgh, NPsfbgn, NPsfqz,)

A terminologia Unidade São Fidélis foi amplamente utilizada na literatura (Silva *et al.*, 1978; Batista, 1984, 1986; Reis & Mansur, 1995) como referência a um conjunto de gnaisses kinzigíticos. No presente trabalho o termo Grupo São Fidélis é definido como uma unidade de caráter metassedimentar constituída por quatro unidades distintas: kinzigito com intercalações de paragnaisses, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos; biotita gnaisse homogêneo com intercalações de rochas calcissilicáticas e anfibolitos; (sillimanita)-biotita gnaisse bandado ou homogêneo com intercalações de quartzito; e quartzito. As três últimas unidades já haviam sido descritas sob a denominação de Unidade Santo Eduardo (Reis & Mansur, 1995).

Kinzigito (NPsfkz)

Sob a denominação de kinzigito encontra-se um conjunto de gnaisses metapelíticos, peraluminosos, de alto grau metamórfico (facies granulito), quais sejam: (cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaisse; e (cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-biotita gnaisse bandado. Intercalação de camadas e

lentes não mapeáveis de sillimanita-granada-biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos são comuns.

As melhores exposições dessas rochas ocorrem em afloramentos de meia encosta e laje em drenagem. O relevo comumente associado corresponde a colinas e morros arredondados, de altitudes médias.

Esses gnaisses têm coloração variando de cinza claro a cinza escuro, granulação média a grossa e, localmente, apresentam bandamento metamórfico fino dado pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas (de 0,2 a 1,0 e, localmente, até 3 cm de espessura) e bandas menos félsicas, com biotita (de cerca de 0,5 a 3,0 cm de espessura), além de xistossidade bem definida (Figura 3.20). Frequentemente encontram-se muito migmatizados, dando origem a estruturas metatexíticas e diatexíticas, cujos leucossomas apresentam granada (Figura 3.21) e, localmente, cordierita peritéticas. Leucossomas ocorrem, comumente, como veios longos e contínuos, de espessura centimétrica, compostos por quartzo, feldspatos, granada, sendo comum a presença de pórfiros/porfiroclastos oftálmicos de K-feldspato de até 7 cm de comprimento. Nessas porções, a granada pode ocorrer como porfiroclastos achatados de 0,3 a 1,0 cm de comprimento. Os melanossomas ocorrem ao redor dos leucossomas e correspondem a níveis de concentração de biotita e granada e, localmente, cordierita e/ou sillimanita.

Os minerais constituintes dessas rochas são: K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, granada, sillimanita, cordierita, mineral opaco eudral, zircão, apatita e mineral opaco sem forma definida (grafita?); muscovita, sericita e carbonato são produtos secundários gerados pela transformação parcial de feldspatos.

Há indícios de blastese local, envolvendo o crescimento de K-feldspato e quartzo anédricos, englobando plagioclásio, K-feldspato e quartzo da matriz, o que dá à rocha um aspecto “pipocado”, decorrente da tendência desses novos minerais desenvolverem



Figura 3.20 – Granada-biotita gnaisses do Grupo São Fidélis com bandas leucossomáticas e bandas centimétricas de anfibolito



Figura 3.21 – Granada-biotita gnaisses do Grupo São Fidélis com leucossomas com granada

cristais arredondados. Esse processo pode estar relacionado à migmatização desses kinzigitos.

Biotita gnaisses homogêneo (NPsfgh)

Essa rocha (ou conjunto de rochas) ocorre em camadas descontínuas e dobradas, tanto na base do Domínio Costeiro quanto em megaxenólitos inclusos nas rochas do Complexo Rio Negro. Essas camadas se estendem desde as proximidades da Fazenda Cachoeirinha (no sul/sudoeste da área) até o Córrego da Chica (sudeste da área). A rocha consiste de um conjunto de gnaisses migmatíticos bandados ((granada)-biotita gnaisses), com intercalações de bandas e/ou lentes centimétricas a decimétricas de rochas calcissilicáticas e anfibolitos. Em função de sua composição, o conjunto é menos resistente aos processos intempéricos e, portanto, ocupa as cotas mais baixas. As melhores exposições estão em lajedos em leitos de rios (por exemplo, na margem esquerda do Rio Muriaé, 700 m a montante da ponte de São Pedro do Paraíso) e no sopé da Serra de Santo Eduardo. Tupinambá (1993a) englobou esses gnaisses sob a denominação de Metatexito Santo Eduardo.

A rocha predominante é um biotita gnaisses de estrutura bandada complexa (bandamento metamórfico e migmatítico estromático). O mesossoma consiste de uma massa quartzo-feldspática de granulação média, com cristais isolados e orientados de hornblenda e biotita. O leucossoma corresponde a faixas aplíticas a pegmatóides que se alternam com bandas e/ou *boudins* centimétricos a decimétricos de anfibolito não foliado. Dois tipos de anfibolitos foram observados (Tupinambá, 1993a): anfibolitos grossos, homogêneos, com espessura de até 2,0 m e contatos bem definidos com as demais bandas (anfibolitos ortoderivados?); e anfibolitos com diopsídio, associados a bandas mais estreitas calcissilicáticas (anfibolitos paraderivados?).

O gnaisses tem cor cinza clara, granulação fina a média e textura variando de granoblástica a profi-

roblástica, com porfiroblastos/porfiroclastos médios a grossos (0,2 a 0,7 cm) de granada e feldspatos. Os minerais constituintes são: microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, granada, hornblenda, sillimanita, mineral opaco, zircão e apatita; muscovita, sericita e carbonato são fases secundárias.

Próximo e em zonas de cisalhamento (D_2 e/ou D_3), o gnaiss adquire foliação milonítica e bandamento composicional fino, com o desenvolvimento de fitas de quartzo. Próximo à Zona de Cisalhamento São João do Paraíso (próximo ao Valão Grande), que se sobrepõe ao cavalgamento D_2 do Domínio Costeiro sobre o Domínio Cambuci, é observada foliação milonítica (provavelmente D_2) dobrada.

(Sillimanita)-biotita gnaiss bandado ou homogêneo (NPsfbgn)

Esse litotipo ocorre na porção basal do Domínio Costeiro e também como megaxenólitos no Complexo Rio Negro. As melhores exposições associam-se a afloramentos de cortes de estrada e lajedos em drenagens. É dificilmente encontrado em estado são e o relevo associado a este litotipo é de morros suaves e arredondados, comumente cobertos por espessa camada de solo alaranjado. Consiste de um (sillimanita)-biotita gnaiss de granulação fina a média, migmatítico, com leucossomas quartzo-feldspáticos com granada e melanossomas biotíticos com minerais opacos. Intercalações de camadas centimétricas (de 2 a 20 cm) de quartzito com muscovita, sillimanita e biotita ocorrem localmente, em geral próximo ao contato com a unidade Quartzito descrita a seguir. Essa feição indica que o contato entre ambos é gradacional e evidencia o acamamento sedimentar do conjunto. Localmente, próximo ou na Zona de Cisalhamento de São João do Paraíso, o conjunto torna-se milonítico com a formação de fitas de quartzo.

Dados de SHRIMP em zircões desses gnaisses apontam para a contribuição tanto de fontes arqueanas e paleoproterozóicas (embasamento pré-1,7 Ga) quanto de fontes neoproterozóicas do Arco Magmático Rio Negro (Schmitt *et al.*, 2003, 2004).

Quartzito (NPsfqz)

Camadas de sillimanita-feldspato-muscovita quartzito de espessuras variando desde não mapeáveis até espessuras de 100 a 300 m ocorrem, tanto intercaladas às demais unidades do Grupo São Fidélis, quanto associada ao biotita gnaiss homogêneo do mesmo grupo (na base do empurrão do Domínio Costeiro sobre o Domínio Cambuci e incluso em granitóides do Complexo Rio Negro). Essas camadas, descontínuas e dobradas, se entendem desde a Fazenda do Sobradinho, no sul da área, até a Serra de Santo Eduardo, na porção sudeste/leste da mesma. Tupinambá (1993) incluiu esse conjunto sob a deno-

minação Quartzito Duas Barras. Gera relevos escarpados e tem suas melhores exposições em cristas de morros, saibreiras (Figura 3.22) e cortes de estrada. Quando intemperizado, torna-se friável e gera solo com concentração de cascalhos.

O quartzito encontra-se totalmente recristalizado, no entanto, variações granulométricas primárias estão preservadas, o que dá ao mesmo uma granulação variando de média a grossa. Os minerais acessórios são feldspato, sillimanita, muscovita e mineral opaco e biotita (rara). Tem níveis de sillimanitito e sillimanita xistos.

Camadas não mapeáveis de (sillimanita)-



Figura 3.22 - Sillimanita-feldspato-muscovita quartzito do Grupo São Fidélis. Afloramento em saibreira

-(granada)-biotita gnaiss e granada-biotita gnaiss com grafita, em geral em alto grau de intemperização, ocorrem intercaladas ao quartzito. Esses níveis dão origem a um solo areno-argiloso avermelhado com níveis esbranquiçados compostos por caulim e associam-se, muitas vezes, a ravinas. O granada-biotita gnaiss, que por vezes ocorre como camadas mapeáveis (biotita gnaiss homogêneo, previamente descrito) tem contatos gradacionais com o quartzito, passando, intermediariamente, por um gnaiss fino quartzoso (Tupinambá, 1993a).

Dados U/Pb (Laser Ablation) em zircões detriticos desta unidade indicam o retrabalhamento de fontes mistas, desde arqueanas a neoproterozóicas (Valladares *et al.*, 1997), e, conseqüentemente, deposição no Neoproterozóico.

ii) Complexo Rio Negro (NP23y1rn)

As rochas desse complexo ocorrem sob a forma de numerosos corpos plutônicos, de composições variadas, metamorfisados e mais ou menos gnaissificados, intrusivos na sequência metassedimentar do Grupo São Fidélis. Com base em dados litogeoquímicos e de geocronologia U-Pb em zircão, obtidos na região Serrana do Estado do Rio de Janeiro e na cidade homônima, essa unidade perfaz uma séria tonalítica e é interpretada como a raiz de arcos

magmáticos que evoluíram desde intraoceânicos a cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá 1999; Tupinambá *et al.* 2000b, 2003; Heilbron *et al.* 2004, 2005; Heilbron & Machado 2003). Na área correspondente à folha Itaperuna, as rochas desse complexo, ocorrem ao longo de uma faixa NE-SW na porção sul da área e toma uma direção N-S no extremo leste da mesma, onde passa a sustentar maciços mais elevados, como, por exemplo, as Serras de Santo Eduardo, do Balanceado, dos Pirineus e do Sossego.

As melhores exposições dessas rochas são encontradas em afloramentos do tipo paredões/“dorso de baleia”, topos de morros, meia encosta, escarpas, lajedos em leitos de rios e drenagens e campos de blocos. Ocorrem também expostos em algumas pedreiras, algumas ainda ativas, como, por exemplo, uma grande pedreira próxima à cidade de Apicá, onde a rocha é explorada para brita e paralelepípedo. Quando alteradas, geram solo areno-argiloso de coloração alaranjada com porções esbranquiçadas pela presença de caulim proveniente da alteração de feldspatos.

Na área da folha Itaperuna, o Complexo Rio Negro inclui um conjunto bastante heterogêneo de rochas plutônicas, cujas composições vão desde dioritos até granitos, passando por termos quartzo dioríticos, tonalíticos e granodioríticos. As rochas variam desde tipos homogêneos, em geral isotrópicos (Figura 3.23) ou foliados, até termos heterogêneos, bandados (Figura 3.24), muitas vezes de estrutura migmatítica. Ocorrem desde granitóides equigranulares /granoblásticos a porfiríticos/oftálmicos (pórfiros/porfiroclastos de K-feldspato de 0,5 até 5 cm de comprimento). Em alguns litotipos, ocorre granada dispersa na matriz ou em pórfiros/porfiroclastos de até 0,8 cm de diâmetro. As rochas dessa unidade apresentam domínios de alta, média e baixa deformação. Em zonas de baixa deformação, como, por exemplo, na Serra do Sossego (porção leste da área), ocorre um corpo granítico com foliação de fluxo localmente preservada, cuja atitude (240/50) é discordante em relação à atitude da foliação metamórfica local que varia de NS (~90/40) a NE-SW (~160/50). Frequentemente, a foliação metamórfica, quando presente, é incipiente e torna-se mais expressiva próximo à Zona de Cisalhamento São João do Paraíso, chegando a ser protomilonítica a milonítica nessa zona, com o desenvolvimento de granulação mais fina, o estiramento de porfiroclastos de feldspatos e a formação de fitas de quartzo.

Nessas rochas, é comum a presença de enclaves centimétricos a métricos de anfibólito. Enclaves de granitóides de granulação fina e de granada charnockito foram observados localmente.

Dada a ocorrência e a complexidade composicional e também estrutural dessa unidade na área, entende-se que a mesma carece de um estudo mais detalhado a fim de que possa ter sua gênese melhor compreendida e um melhor detalhamento em termos de mapa.



Figura 3.23 – Granitóide isotrópico do Complexo Rio Negro



Figura 3.24 – Ortognaisse bandado (bandas graníticas rosadas alternando com bandas granodioríticas cinzentas) (Complexo Rio Negro)

iii) Suíte Angelim (NP3y2ag)

A Suíte Angelim, derivada da denominação inicial de Unidade Angelim (Silva *et al.*, 1978 e Rego, 1979), é constituída predominantemente por um (granada)-hornblenda-biotita granito a tonalito foliado, homogêneo e variavelmente gnaissificado, intrusivo nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis. Ocorre ao longo de faixa SW-NE na porção sudeste da área e tem como melhores exposições afloramentos em pedreiras, em geral inativas, e lajedos em meia encosta. Por serem relativamente mais resistentes do que suas rochas encaixantes, esses litotipos sustentam relevos acentuados, de média declividade, muitas vezes formando serras de cristas alinhadas e angulosas. As rochas da Suíte Angelim tem granulação média a grossa, e variam de isotrópicas a foliadas (Figura 3.25). Bandamento composicional é comum nas faciologias foliadas e se dá pela alternância de bandas quartzo-feldspáticas e bandas ricas em biotita e hornblenda. Esse bandamento composicional pode ser de natureza metamórfica e/ou migmatítica. Os leucossomas são bran-

cos, em geral com granada e/ou hornblenda grossa e os melanossomas ocorrem em níveis centimétricos e são enriquecidos em biotita, granada e/ou hornblenda. Localmente, em zonas de cisalhamento, adquire foliação milonítica. O bandamento composicional da rocha, seja metamórfico seja migmatítico, encontra-se localmente dobrado, o que indica fusão parcial anterior à fase de deformação. Em zonas de cisalhamento, as rochas dessa suíte e seus leucossomas adquirem textura protomilonítica a milonítica. A textura das rochas varia de granular/granoblástica a porfírica/porfiroclástica; quando porfírica, ocorrem megacristais milimétricos a centimétricos de feldspatos e hornblenda. Os minerais constituintes, são: plagioclásio, quartzo, K-feldspato, hornblenda, granada, biotita, apatita, mineral opaco, zircão e allanita. Enclaves de rocha máfica de granulação fina e composta de plagioclásio e hornblenda são comuns e em áreas de maior deformação formam bandas milimétricas descontínuas.

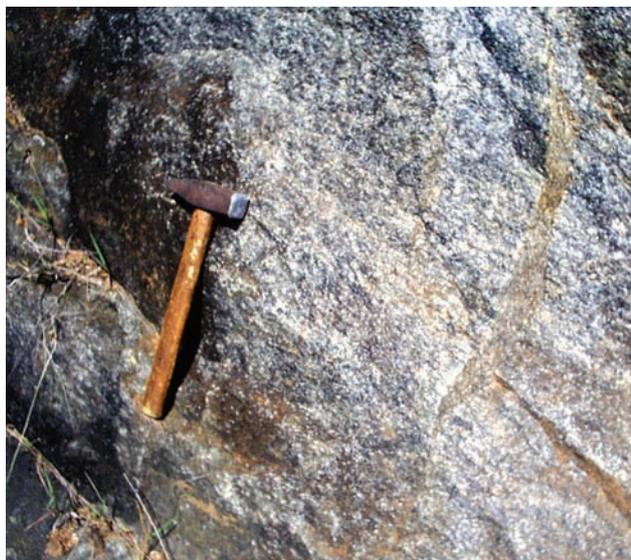


Figura 3.25 – Ortognaisse grosso, isotrópico a levemente foliado da Suíte Angelim

iv) Suíte Desengano (NP3γ2ds)

A Suíte Desengano (nomenclatura derivada da Unidade Desengano de Silva *et al.*, 1978) é constituída de granitos a tonalitos com granada, porfíricos a inequigranulares, em geral gnaissificados, cuja gênese relaciona-se ao período sin-colisional da Orogênese Brailiana. Na área da folha Itaperuna, ocorre parte de um único corpo que vem da folha São Fidélis, a sul. As melhores exposições ocorrem em lajes em leitos de rios e meia encosta. Sustenta relevos do tipo colinas e morros arredondados. As rochas dessa suíte são homogêneas, de coloração cinzenta, granulação média a grossa (eventualmente a matriz é fina) e estrutura variando de isotrópica (Figura 3.26) a foliada. A foliação pode ser primária, de fluxo magmático, delineada pelo arranjo dos pórfiros de feldspatos

(Figura 3.27), ou metamórfica, dada pela orientação preferencial das plaquetas de biotita. Leucossomas com granada média a grossa e melanossomas com biotita e granada ocorrem ao longo de faixas paralelas à foliação da rocha, gerando um migmatito estromático. A textura da rocha varia de inequigranular/granoblástica a porfírica/porfiroclástica e seus minerais constituintes são: plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, granada, mineral opaco, zircão e apatita. Enclaves centimétricos de anfibolito, biotita-granada gnaisse e rocha calcissilicática são comuns e, muitas vezes, encontram-se dobrados. As rochas da Suíte Desengano são consideradas produto da cristalização de magma formado pela fusão parcial das rochas metapelíticas do Grupo São Fidélis.



Figura 3.26 – Granada-biotita gnaisse grosso (detalhe da matriz) da Suíte Desengano



Figura 3.27 – Granitóide porfírico da Suíte Desengano. Pórfiros de plagioclásio de até 5 cm de comprimento

3.3.1.5 - Domínio Italva: Estruturação e Unidades Litoestratigráficas

O Domínio Italva, disposto estruturalmente sobre do Domínio Costeiro, corresponde à escama superior do Terreno Oriental e regionalmente define uma klippe que se estende da região noroeste fluminense (região de Cantagalo) ao sul do Estado do

Espírito Santo. Na área da Folha Itaperuna, próximo à cidade de Italva, seu contato basal está mais próximo ao Domínio Cambuci, já que os ortognaisses do Complexo Rio Negro afloram em uma faixa muito estreita entre estes dois compartimentos. Em termos de recobrimento areal, esse domínio corresponde a, aproximadamente, 8% da área da folha Itaperuna e ocorre ao longo de uma faixa SW-NE na porção sudeste dessa folha. Uma única grande unidade, denominada Grupo Italva, de idade neoproterozóica, constitui o domínio homônimo nessa área. Este grupo é constituído de um conjunto metavulcanossedimentar rico em mármore e anfibolitos que, na área em questão, pode ser subdividido em cinco unidades menores: anfíbio-biotita gnaiss a (granada)-biotita gnaiss leucocrático com intercalações de anfibolitos, rochas calcissilicáticas e muscovita-sillimanita-(granada)-biotita gnaisses da Unidade Macuco; mármore calcítico a dolomínico rico em grafita, com intercalações de anfibolito e rochas metaultramáficas da Unidade São Joaquim; camadas de anfibolitos finos, localmente com clinopiroxênio; camada de metachert quartzoso; e hornblenda-biotita gnaiss, com intercalações de gnaisses cinzentos e leucognaisses de granulação fina da Unidade Serra da Prata. Diferentemente do que é observado para os demais compartimentos desse setor da faixa, as paragêneses minerais e microestruturas relacionadas ao metamorfismo principal no Domínio Italva indicam que condições da facies anfibolito superior não foram ultrapassadas e, além disso, nesse domínio, a intensidade da deformação foi moderada. Por outro lado, assim como observado para os demais domínios do Terreno Oriental, o Domínio Italva não inclui rochas do embasamento pré-1,7 Ga e esta afirmação pode ser estendida para todo o domínio dentro do Estado do Rio de Janeiro.

i) Grupo Italva (NP3itma, NP3itsj, NP3itan, NP3itmc, NP3itsp)

O Grupo Italva foi definido pioneiramente por Machado Filho *et al.* (1983) como referência a um conjunto constituído de granada-hornblenda gnaisses, mármore e anfibolitos. O presente trabalho adota essa nomenclatura. Na região de Itaperuna, o Grupo Italva é constituído de cinco unidades de mapeamento: Unidade Serra da Prata; Unidade Macuco; Unidade São Joaquim; anfibolito; e metachert.

Unidade Serra da Prata (NP3itsp)

Os gnaisses dessa unidade predominam na parte superior da sequência Italva e, na área correspondente à folha Itaperuna, constituem um único corpo mapeável, de aproximadamente 18 Km². Aflora em núcleo de sinformal, por cima dos gnaisses da Unidade Macuco, sustentando o relevo da Serra da

Califórnia. Na parte inferior do Grupo Italva e também próximo aos mármore, ocorre como corpos pequenos, não mapeáveis, cujas relações de contato com as rochas da Unidade Macuco são do tipo gradacional. Em termos composicionais, corresponde a hornblenda-biotita gnaiss com intercalações de gnaisses cinzentos, leucognaisses de granulação fina e anfibolitos, muito semelhantes aos litotipos que constituem o Complexo Rio Negro. Isso sugere, fortemente, que os gnaisses da Unidade Serra da Prata tenham como protólito rochas vulcânicas de arco magmático. As melhores exposições dessas rochas se dão em afloramentos do tipo lajedo em sopés de morros e drenagens.

Os gnaisses da Unidade Serra da Prata têm composições que variam de tonalítica (гнаisses cinzentos mesocráticos) a granítica (гнаisses leucocráticos finos) e, como característica comum, apresentam um bandamento marcante (Figura 3.28), cuja natureza pode ser tanto primária quanto migmatítica, predominantemente estromática. O bandamento primário se dá pela alternância de níveis decimétricos de anfibolitos finos, rochas calcissilicáticas e, localmente, bandas métricas de piroxênio anfibolitos grossos. O bandamento migmatítico consiste na alternância entre faixas paralelas de leucossoma aplítico a pegmatóide, rico em hornblenda, de composição tonalítica à granodiorítica, e bandas melanosomáticas ricas em biotita e magnetita.



Figura 3.28 – Orotognaisse bandado e migmatítico da Unidade Serra da Prata

Em termos de constituição mineral, os gnaisses cinzentos apresentam: plagioclásio, quartzo, K-feldspato, biotita, hornblenda, granada (rara), titanita, mineral opaco, apatita e zircão (além de sericita, muscovita e carbonato como fases secundárias). Os gnaisses leucocráticos finos consistem de K-feldspato, quartzo, plagioclásio, biotita, granada, zircão, mineral opaco, apatita e titanita. Os anfibolitos incluem: hornblenda, plagioclásio, clinopiroxênio (local), mineral opaco, titanita, apatita e zircão.

Unidade Macuco (NP3itma)

Essa é a unidade dominante no Grupo Italva e é formada por um conjunto de gnaisses homogêneos, cujas características e associações com outros litotipos (rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e muscovita-sillimanita-granada-biotita gnaisses ou unidades (Unidade Serra da Prata) sugerem, fortemente, origem vulcanossedimentar. Os gnaisses da Unidade Macuco sustentam relevos proeminentes na porção sudeste da área, como aqueles das Serras do Funil e de Santo Eduardo. As melhores exposições dessas rochas estão em aforamentos do tipo cortes de estrada, lajedos e lajes em leitos de rios, paredões, blocos e matacões em meia encosta e lajedos em topos de morros. Dois tipos principais de gnaisses constituem a Unidade Macuco na área: hornblenda-biotita gnaisse, com intercalações de anfíbolito, muscovita-sillimanita-(granada)-biotita gnaisses, rochas calcissilicáticas, mármore e rochas metaultramáficas; e granada-biotita gnaisse claro.

O hornblenda-biotita gnaisse tem coloração cinza clara, granulação predominantemente fina, sendo, localmente, fina a média, e composição variando de granítica a granodiorítica. É comumente anisotrópico, apresentando bandamento fino dado pela alternância de bandas milimétricas a centimétricas quartzo-feldspáticas e filmes ricos em biotita e, localmente, granada. Xistosidade grossa pouco penetrativa é definida pela orientação incipiente de cristais de biotita e, localmente, também de porfiroblastos (de 0,5 a 2,0 cm de comprimento) de feldspato (Figura 3.29). Este gnaisse pode apresentar-se incipientemente migmatizado com lâminas ou bandas leucossomáticas quartzosas com biotita ou granada+muscovita, paralelas à xistosidade da rocha e a melanossomas ricos em biotita e hornblenda. Localmente, a porção leucossomática ocorre como veios quartzo-feldspáticos ptigmáticos. Quando em muscovita-sillimanita-biotita gnaisses, os veios ptigmáticos têm melanossomas adjacentes ricos em sillimanita+muscovita. Próximo à Zona de Cisalhamento São João do Paraíso, esses gnaisses adquirem foliação protomilonítica a milonítica. Os minerais constituintes da rocha dominante são: plagioclásio, K-feldspato, quartzo, biotita, hornblenda, granada, magnetita, zircão, apatita, sillimanita e muscovita (primária?). Clorita e sericita ocorrem como fases secundárias. Quando alterado, apresenta solo areno-argiloso ocre e associa-se a ravinas, sulcos e colinas (em geral próximo ao mármore).

Bandas e camadas, em geral centimétricas a decimétricas, mas ocorrendo também níveis milimétricos e camadas de até 10 m, de anfíbolito ocorrem associadas ao hornblenda-biotita gnaisse. Esses anfíbolitos têm granulação fina a média e são constituídos de plagioclásio, hornblenda, mineral opaco (magneti-



Figura 3.29 – Hornblenda-biotita gnaisse da Unidade Macuco (Grupo Italva)

ta), titanita e, localmente, clinopiroxênio. São granoblásticos e podem ser maciços ou milimetricamente bandados (alternância de bandas ricas em hornblenda e bandas ricas em plagioclásio). Veios pegmatóides com cristais grossos de hornblenda são comuns. Menos frequentemente, ocorrem lentes de rocha metaultramáfica constituída de piroxênios (orto e clino), espinélio, mineral opaco e plagioclásio. Ocorrem também lentes e bandas não mapeáveis de rochas calcissilicáticas e muscovita-sillimanita-biotita gnaisse.

O granada-biotita gnaisse claro é uma rocha leucocrática, branca, de granulação média, estrutura maciça e composição granítica. Nestes, a característica mais conspícua é a presença de cristais arredondados e milimétricos de granada (de até 0,5 cm de diâmetro) salpicados pela rocha e plaquetas de biotita disseminadas em matriz quartzo-feldspática de coloração branca, o que gera um aspecto geral tipo “sorvete de flocos” (Figura 3.30). Os minerais constituintes são: K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, granada mineral opaco, zircão, apatita, titanita e muscovita (primária?); sericita e clorita são fases secundárias. A granada ocorre localmente e, ainda assim, em percentual muito baixo.



Figura 3.30 – (Granada)-biotita leucognaisse do Grupo Italva

Unidade São Joaquim (NP3itma)

A Unidade São Joaquim corresponde a uma sequência metacarbonática com espessuras entre 500 e 1000 metros, constituída de mármore calcítico a dolomítico rico em grafita, com intercalações de anfibolito, rochas metaultramáficas, rochas calcissilicáticas e metachert quartzoso (Figura 3.31). Ocorre estruturalmente por cima dos gnaisses da Unidade Macuco, com os quais faz contatos bruscos (por falhas) ou gradacionais, por meio de uma intercalação entre mármore e gnaíse. As melhores exposições das rochas dessa unidade se dão em Pedreiras, muitas ativas (por exemplo, Pedreira ABTA e Pedreira Calcário Maravilha, próximas a Italva), cristas em topos de morros e blocos. Quando intemperizado, o mármore dá origem a solos argilosos cor de café ou vermelho/vinho.

O mármore dessa unidade pode ser calcítico ou dolomítico, não havendo, aparentemente, a dominância de um tipo sobre outro. Comumente tem cores claras, branca a cinza claro, mas, localmente desenvolve outras tonalidades, também claras, como rosa, laranja, azul e verde. A rocha é frequentemente



Figura 3.31 – Mármore da Unidade São Joaquim (Grupo Italva) com intercalações de anfibolito

bandada, estrutura esta dada principalmente por diferenças granulométricas (alternância de bandas carbonáticas brancas de granulação média e bandas carbonáticas cinzentas de granulação fina) (Figura 3.32), como por diferenças composicionais (por exemplo, pela alternância de bandas centimétricas calcíticas de granulação grossa e bandas dolomíticas alaranjadas de granulação fina a média). Os mármore dolomíticos são, em geral, maciços, microcristalinos e de aspecto leitoso. Os mármore calcíticos apresentam granulação grossa, com cristais centimétricos e euédricos de calcita de brilho vítreo. Níveis milimétricos (que denunciam o acamamento sedimentar original) contém plaquetas de flogopita, cristais euédricos de olivina serpentinizada e de pirita e grãos cloritizados de diopsídio e grafita em plaquetas disseminadas. Os minerais constituintes desses mármore são: carbonato (calcita e dolomita), diopsídio, tremolita, flogopita, olivina, pirita e grafita. Serpentina e clorita ocorrem como fases secundárias.



Figura 3.32 – Mármore branco bandado da Unidade São Joaquim (Grupo Italva)

Associados ao mármore da Unidade São Joaquim, ocorrem corpos centimétricos a métricos de anfibolitos sob a forma de bancos contínuos, bandas, lentes ou *boudins*. Esses anfibolitos são constituídos de hornblenda verde azulada, plagioclásio, diopsídio, quartzo, titanita, clinozoisita, epidoto, zircão e mineral opaco. Bordas de reação ricas em epidoto e biotita ocorrem na zona de contato entre o anfibolito e o mármore. Intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio ocorrem localmente, associadas ao conjunto. Segundo Tupinambá *et al.* (2007), uma variedade melanocrática de anfibolito, formada predominantemente por hornblenda e biotita, ocorre com frequência (pode ser observada em todas as pedreiras de Italva), sob a forma de lâminas e filmes milimétricos que acompanham a estratificação original dos carbonatos. A disposição concordante desses filmes se mantém mesmo quando a estratificação mostra irregularidades promovidas pela presença de massas quartzo-feldspáticas interpretadas como possíveis

construções silico-aluminosas algais (trombolitos) (Tupinambá *et al.*, 2007). Este arranjo sugere, para o anfibolito melanocrático, um protólito piroclástico, formado pela consolidação de cinzas-lapilli. Ragatky *et al.* (2003), com base em dados litogeoquímicos, concluíram que estes anfibolitos tiveram, como protólitos, basaltos toleíticos dos tipos E-MORB e N-MORB. Com base em geocronologia U-Pb/TIMS em zircão, Heilbron & Machado (2003) obtiveram, para estes anfibolitos, idade de cristalização de *ca.* 840 Ma e indicações de retrabalhamento metamórfico em *ca.* 501 Ma.

Bandas de rochas calcissilicáticas de coloração verde médio a escuro e granulação média a grossa também ocorrem associadas aos mármore. Têm estrutura bandada (alternância entre bandas quartzo-feldspáticas e bandas ricas em anfibólio e piroxênio) e seus constituintes minerais são: quartzo, plagioclásio, K-feldspato, diopsídio, biotita, granada, hornblenda, titanita e mineral opaco.

Anfibolito (NP3itan)

Corpos mapeáveis de anfibolito ocorrem associados aos gnaisses da Unidade Macuco e também no contato entre estes gnaisses e o mármore da Unidade São Joaquim (Figura 3.33). Assim, estes corpos de anfibolitos, cujas espessuras variam de 100 a 150 m, constituem posição estrutural grosseiramente intermediária entre as duas unidades supracitadas. Os anfibolitos possuem granulação fina a média, textura granoblástica a nematoblástica e bandamento dado pela alternância de bandas milimétricas compostas por plagioclásio de granulação fina e bandas centimétricas compostas por hornblenda e clinopiroxênio de granulação média.



Figura 3.33 – Banda espessa (no mínimo, 50cm de espessura) de anfibolito em contato com mármore da Unidade São Joaquim (Grupo Italva)

Metachert (NP3itmc)

Uma única camada de metachert quartzoso pode ser individualizada em mapa. Essa camada constitui uma lente, cuja espessura máxima chega aos 200m, intercalada aos mármore da Unidade São Joaquim.

3.3.1.6 - Granitóides Tardi a Pós-Tectônicos (€1γ4fc, €0γ4-6) e Lamprófiros

Na área da folha Itaperuna, ocorrem diversos corpos de granitóides relacionados às etapas tardi- a pós-colisionais da Orogênese Brasileira e, portanto, ao período que se sucedeu à amalgamação entre os Terrenos Ocidental e Oriental da Faixa Ribeira e o empilhamento de seus respectivos domínios. Dois conjuntos puderam ser identificados: granitóides foliados, interpretados como de posicionamento tardi-colisional e, portanto, sin- a tardi-D₃ (agrupados sob a denominação de Suíte Frecheiras); e granitóides isotrópicos, claramente associados a estruturas rúpteis ou ductil-rúpteis desenvolvidas em etapa posterior a D₃, provavelmente D₄ ou eventos ainda mais jovens, englobados sob a denominação conjunta de diques e *stocks* graníticos.

i) Granitóides da Suíte Frecheiras (€1γ4fc)

Granitos incluídos na Suíte Frecheiras ocorrem sob a forma de diques e sills, ao longo de três corpos de direção SW-NE, subparalela àquela das rochas encaixantes (гнаisses do Domínio Cambuci). A extensão desses corpos é de, no mínimo, 4,5 km e sua espessura varia de 100 a 150 ou 200 m. As melhores exposições ocorrem em afloramentos de meia encosta e em blocos e matacões alinhados *in situ*, tanto em topos de morros como em beira de encostas. Correspondem a granitos de coloração cinza a cinza rosado, equigranulares (finos a médios), podendo ser tanto isotrópicos (o que é comum no núcleo dos corpos) como foliados (comum nas bordas dos mesmos) (Figura 3.34). Essa foliação é, em geral, subparalela àquela das rochas encaixantes, o que, associado ao fato de ocorrer nas bordas dos corpos, sugere que seja de natureza primária (foliação de fluxo). Os contatos com as rochas encaixantes podem ser bruscos ou difusos e é comum a presença de fitas biotíticas semelhantes a *schlieren*. Os minerais constituintes são: ortoclásio, microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, apatita, zircão, allanita e mineral opaco.

Corpos menores, não mapeáveis são encontrados em diversos locais. Diques de 5 a 15 cm de espessura de granito foliado ocorre encaixado em már-



Figura 3.34 – Biotita granito foliado (tardi-tectônico) da Suíte Frecheiras com enclave de anfíbolito

more da Unidade São Joaquim, nas Pedreitas ABTA e Calcário Maravilha, situadas próximo a Italva. Esses corpos são constituídos de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, por vezes cloritizada, hornblenda e pirita. Possui bandamento fino, xistosidade marcada pela orientação de biotita e hornblenda e evidências de processo de recristalização dada pela ocorrência de contatos cristalinos poligonais.

ii) Diques e Stocks Graníticos (€Oγ4-6)

Cerca de 10 corpos de granito de posicionamento claramente pós-tectônico ocorrem na área correspondente à folha Itaperuna, com maior concentração em seu quadrante nordeste. Os corpos mapeáveis têm extensões variando de 500 m a, no mínimo, 5 km e, no máximo, 15 km, além de espessuras que variam de 75 a 200 m (vide mapa geológico). Ocorrem sob a forma de diques e *stocks* de direção SW-NE e diques de direção NW-SE, claramente associados a estruturas rúpteis ou dúctil-rúpteis como falhas e fraturas (Figura 3.35). As melhores exposições são obtidas em blocos alinhados em topos de morros e encostas e em lajedos em leitos de rios. Correspondem a granitos isotrópicos e equigranulares (granulação fina a média) que apresentam contatos bruscos com as rochas encaixantes (Figura 3.35). Nessas zonas de contato, é comum a ramificação de aplitos a partir desses granitos para as rochas encaixantes adjacentes, o que inclui corpos de granitos da Suíte

Frecheiras, como ocorre na porção centro-nordeste da área mapeada (vide mapa geológico). Os granitos pós-tectônicos correspondem a rochas de cor clara, constituídas de K-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita, allanita, zircão e mineral opaco. A presença de allanita e seu halo avermelhado marca uma característica comum dessas rochas. Entretanto, na região adjacente à Serra do Sossego, parte leste/nordeste da área, foi verificado que um dos corpos tem magnetita, enquanto allanita está ausente. Embora esses diques graníticos sejam claramente pós-colisionais, sua colocação está associada a um ou mais eventos tectônicos, uma vez que são comuns a ocorrência de diques escalonados (Figura 3.36).



Figura 3.35 – Dique de granito intrusivo em rochas do Complexo Rio Negro e alojado em zona de falha relacionada à fase de deformação D_4 (vide capítulo 4 do presente trabalho)

Localmente, observa-se que essas rochas cortam e/ou são cortadas por diques de lamprófiros, o que indica contemporaneidade no posicionamento. Os lamprófiros serão descritos a seguir.

iii) Lamprófiros

A região abrangida pela folha Itaperuna inclui diversas ocorrências de diques de lamprófiro (cerca de 28 ocorrências) que já foram descritas por Figueiredo & Ribeiro (1989), Mouta (1990), Tupinambá (1993a), Huber e Ranna (2005) e Freitas e Machado (2005). Uma compilação e um estudo petrográfico mais detalhado foram apresentados por Ranna (2008).

O termo lamprófiro foi originado da contração das palavras gregas *Lampros* e *Porfiros* que, juntas, significam “grandes cristais púrpuras”, uma alusão à presença característica de fenocristais de mica escura (biotita ou flogopita).

Estes corpos ocorrem predominantemente sob a forma de diques (Figura 3.37) e subordinadamente como apófises e são intrusivos em todas as unidades descritas, sendo que a relação com os



Figura 3.36 – Diques granitícos escalonados e intrusivos em rochas do Complexo Rio Negro

granitóides pós-tectônicos é dúbia (lamprófiros invadem esses granitóides e estes também cortam os lamprófiros), o que aponta para uma relação de contemporaneidade. Os diques de lamprófiros têm espessura que varia de 3 cm até 5 m e atitude média mergulhando cerca de 35 ° para NW. Encontram-se melhor expostos em cortes de estrada e lajes em pasto e em meia encosta. Correspondem a rochas máficas homogêneas de cor negra e granulação fina, cujo índice de cor varia de mesocrático a melanocrático. A rocha pode ser isotrópica ou apresentar foliação de fluxo dada pela orientação preferencial de alguns minerais (biotita, principalmente). A textura varia de granular a porfirítica e, neste último caso, os pórfiros têm, em média, 1 cm de comprimento e são de hornblenda e/ou biotita. Ocorrem tanto variedades calcioalcalinas quanto alcalinas e tipos como vogesitos (lamprófiros cujos máficos são biotita e hornblenda), minettos (máficos são biotita) e sannaitos (máficos são piroxênio – augita e; ou diopsídio - e anfibólio). Os demais minerais constituintes, o que depende do tipo petrográfico, são: ortoclásio, plagioclásio, nefelina, clorita, calcita (primária e secundária), apatita, titanita, zircão, minerais opacos, epidoto e escapolita. Essas rochas são associadas a porções aplíticas em suas bordas e, muitas vezes, tem com estas um contato irregular, apontando para processo de mistura de líquidos. Segundo Ranna (2008), a formação de berilos do tipo água-marinha poderia estar associada à captura de elementos do lamprófiro, como Be, F e Cr, pelo magma que gerou o pegmatito.



Figura 3.37 – Dique de lamprófiro intrusivo em gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana (Grupo Bom Jesus do Itabapoana)

3.3.2 Unidades Litoestratigráficas do Mesozóico-Cenozóico

Na área da folha Itaperuna, assim como ocorre para toda a Faixa Ribeira, não há registros, sejam tectônicos sejam de formação de rochas, no período que vai do Ordoviciano até o final do Permiano. Pulsos magmáticos e atividades tectônicas começam a ser registradas no Cretáceo Inferior, decorrentes da quebra do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico e, na área mapeada, são representadas por falhas, fraturas e pela intrusão de diques de diabásio. Eventos tectônicos e formações de bacias relacionadas ao Neógeno têm também seus registros nessa área.

i) Suíte Serra do Mar (K1βsm)

Quatro diques de diabásio da Suíte Serra do Mar ocorrem na área. Correspondem a corpos de espessura centimétrica a métrica, cuja extensão varia até, no máximo, 1 km (Figura 3.38). Ocorrem em cortes de estrada ou em blocos alinhados em drenagens. São corpos subverticais de direções N40E, N55W e N25E. Correspondem a diabásios tholeíticos de granulação fina e textura sub-óptica a intergranular. Seus minerais são: plagioclásio, augita, pigeonita, mineral opaco (magnetita?) e apatita. Uralita e carbonato ocorrem como fases de alteração deutérica.

ii) Depósitos do Neógeno: Deposito Colúvio-Aluvionar (Qca)

A região da Folha Itaperuna inclui vastas áreas cobertas por aluviões associados ao Rio Muriaé e seus principais afluentes como o Rio Carangola e o Córrego Sacramento. Os eixos maiores desses alu-



Figura 3.38 – Dique de diabásio intrusivo em gnaiss do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

viões dispõem-se claramente ao longo das direções NW-SE (Rio Muriaé) e NE-SW (afluentes), mostrando o forte controle de estruturas pretéritas como con-

tatos litológicos, zonas de cisalhamento dúcteis e falhas e/ou zonas de cisalhamento rúpteis. Além disso, é marcante o fato de que a grande maioria dos aluviões, incluindo aqueles de maiores áreas e volumes, encontram-se do lado da margem esquerda do Rio Muriaé, o que indica diferença no potencial da área fonte associado ao maior basculamento tectônico (maior desnivelamento) a NE do Rio Muriaé. Alguns aluviões são claramente limitados por falhas e fraturas de direção NW-SE, o que aponta, fortemente, para a reativação, no Neógeno, de estruturas pretéritas, formadas durante uma fase tardia de deformação (D_4 – vide Parte IV.1 deste volume).

Esses depósitos aluvionares são formados por areias finas a médias imaturas com intercalações de argila, cascalho e restos de matéria orgânica. A ocorrência desses depósitos, preferencialmente ao longo do Rio Muriaé, se dá em depocentros controlados por falhas e fraturas. Já os depósitos de encosta ocorrem na forma de rampas coalescentes de colúvios e depósitos de tálus na base das escarpas.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

4.1 - GEOLOGIA ESTRUTURAL: DEFORMAÇÃO NEOPROTEROZÓICA-CAMBRO/ ORDOVICIANA

Na área da Folha Itaperuna foram descritas diferentes estruturas dúcteis, dúctil-rúpteis e rúpteis que foram agrupadas e hierarquizadas de acordo com critérios de superposição e orientação. A maior parte das estruturas dúcteis e dúctil-rúpteis foi gerada no Neoproterozóico como resultado dos efeitos das diferentes etapas da Colagem Brasileira. A convergência neoproterozóica a cambriana-ordovicianas nesses Terrenos da Faixa Ribeira (Terrenos Ocidental e Oriental) pode ser subdividida em três etapas principais, datadas pelo método U/Pb em zircão e titânita (Machado *et al.*, 1996): a) deformação D_1+D_2 , de idade 595-565 Ma e de caráter pervasivo em todos os compartimentos tectônicos; b) deformação D_3 , de idade *ca.* 535-510 Ma, que, embora não sendo a deformação mais pervasiva, é responsável pelo arcabouço estrutural dos diferentes domínios do Terreno Oriental na região de Itaperuna; e c) deformação D_4 , de idade de *ca.* 510-480 Ma, claramente tardia e de características semelhantes para todos os compartimentos tectônicos. A seguir, cada uma dessas etapas deformacionais será descrita, sendo que D_1+D_2 será descrita separadamente para cada domínio tectônico, enquanto que D_3 e D_4 abordarão em conjunto os quatro compartimentos da área mapeada.

4.1.1- Deformação Principal (D_1+D_2) no Domínio Juiz de Fora

Em termos estruturais, o Domínio Juiz de Fora foi bem estudado em região mais a oeste, situada entre as cidades de Barra do Piraí, Nossa Senhora do Amparo, Conservatória e Juiz de Fora. Nessa região, pode ser verificado que a estruturação da porção basal (mais a norte/noroeste e menos deformada) desse domínio é distinta daquela da porção de topo (mais a sul/sudeste, de deformação intensa) (Heilbron *et al.*, 2003a; Duarte *et al.*, 2003). Na área da folha Itaperuna, encontra-se exposta apenas a porção de topo desse domínio e, nesta, a deformação principal é caracterizada pela presença de inúmeras zonas de cisalhamento D_2 (ou D_1+D_2) e intenso imbricamento tectônico entre rochas metavulcanossedimentares do Grupo Andrelândia (cobertura pós-1,7 Ga) e ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora (embasamento pré-1,7 Ga). Esta interdigitação pode ser verificada tanto em escala de afloramento, como na escala de mapa e resulta em uma configuração geral

em mapa dada por escamas estreitas (em média de 100 a 400 m de espessura, embora ocorram escamas de 1 a 5 km) de rochas da cobertura e escamas mais espessas (em média de 1 a 1,5 km) de rochas do embasamento.

A foliação principal é freqüentemente milonítica e, uma vez que transecta e transpõe uma xistosidade/bandamento composicional mais antigo, é considerada como S_2 . É definida pelo arranjo planar de minerais tabulares, prismáticos e/ou micáceos em uma matriz fina a média constituída de grãos dinamicamente recristalizados. A presença de porfiroclastos é comum e a proporção destes com a matriz é muito variada, ocorrendo desde protomilonitos a ultramilonitos. Bandas leucossomáticas e melanossomáticas orientam-se paralelamente a S_2 , dando origem a um bandamento composicional migmatítico. Embora as estruturas S_0 e S_1 tenham sido quase totalmente transpostas, verifica-se que tanto as superfícies S_2 (xistosidade, foliação milonítica ou bandamento composicional) mostram-se paralelas àquelas estruturas. A atitude da foliação principal S_2 é mostrada em estereograma, e pode-se verificar seu máximo em 115/66, além de poucas medidas com mergulhos para NW, caracterizando o dobramento tardio referente a D_3 (Figuras 4.1 e 4.2).

Em escala microscópica, verifica-se a alternância de níveis de granulometria mais fina (mais deformados) e mais grossa (menos deformados), e mostrando que a foliação S_2 formou-se pela redução na granulometria da rocha, como consequência de recristalização dinâmica.

A análise petrográfica mostrou serem os porfiroclastos constituídos de piroxênio (ortopiroxênio e/ou clinopiroxênio), hornblenda e plagioclásio nos

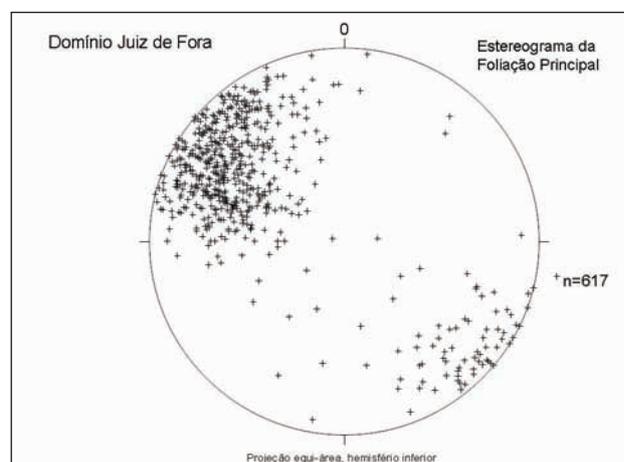


Figura 4.1 – Estereograma da foliação principal S_2 do Domínio Juiz de Fora

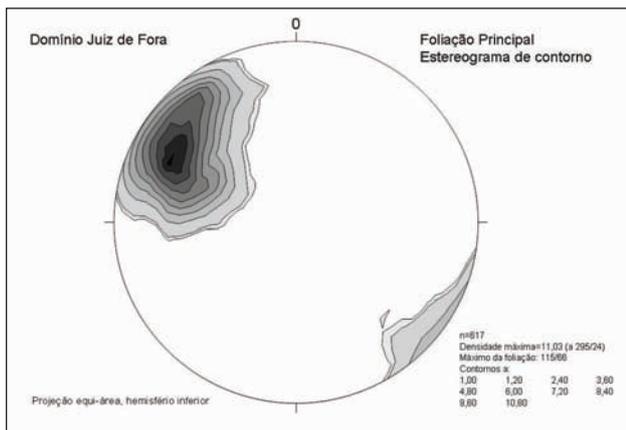


Figura 4.2 – Estereograma de contorno da foliação principal S_2 do Domínio Juiz de Fora

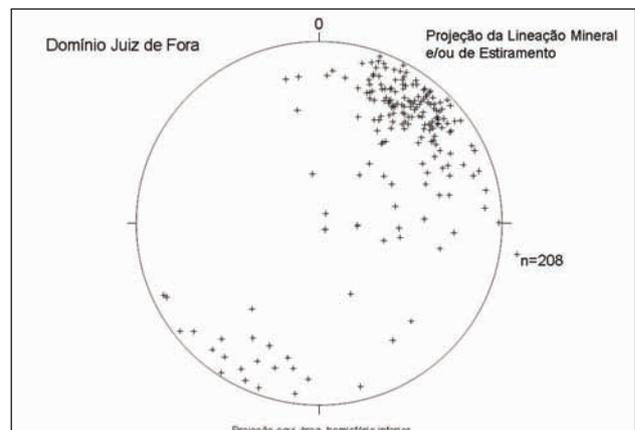


Figura 4.3 – Projeção da lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2

ortogranulitos e de feldspatos e granada, nas rochas metassedimentares. Extinção ondulante, bandas e/ou lamelas de deformação e formação de subgrãos são feições comumente observadas nos porfiroclastos. A matriz é granoblástica, constituída de novos grãos formados pela recristalização dos minerais que formam os porfiroclastos, além de quartzo (muitas vezes em fitas), biotita e uma segunda geração de hornblenda.

Nas rochas da Suíte Salvaterra, apenas a foliação S_2 é observada e esta é predominantemente uma xistosidade grossa, desenvolvida pela orientação de grumos ou *schlieren* biotíticos ou de biotita + granada e, apenas localmente, há o desenvolvimento de foliação milonítica S_2 . Foliação mais antiga (S_1), por ser muito fina, pouco visível e irregular, ocorre localmente e é interpretada como uma estrutura tipo fantasma, herdada, principalmente das rochas do Grupo Andrelândia. Esses dados sugerem que a Suíte Salvaterra foi gerada durante o período de evolução de D_2 , provavelmente desde seus estágios iniciais até os estágios de maior deformação. No hornblenda-biotita gnaiss, a foliação observada é S_2 milonítica, apontando para uma cristalização/colocação desse corpo durante etapas já finais de D_2 .

Associada à foliação milonítica e, portanto, à D_2 , ocorre uma lineação mineral e/ou de estiramento (Lm_2), cujas natureza e características variam de um litotipo para outro. Nas rochas metassedimentares (gnaisses pelíticos, gnaisses quartzo-feldspáticos e quartzitos), essa lineação é mais visível, enquanto que nos ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora esta lineação é dificilmente observada. Lm_2 é definida pela orientação preferencial de minerais como quartzo, hornblenda, piroxênios e biotita e/ou pelo estiramento de agregados minerais, de acordo com o litotipo. A orientação da lineação mineral D_2 é bastante constante neste domínio, possuindo predominantemente direção NE, com caimento de baixo a médio ângulo (máximo a 45/18; Figuras 4.3 e 4.4) e obliquidade variando de baixa a média com relação a S_2 . Poucas medidas de lineações com caimento para SW mostram os efeitos, ainda que fracos, da deformação D_3 (Figuras 4.3 e 4.4).

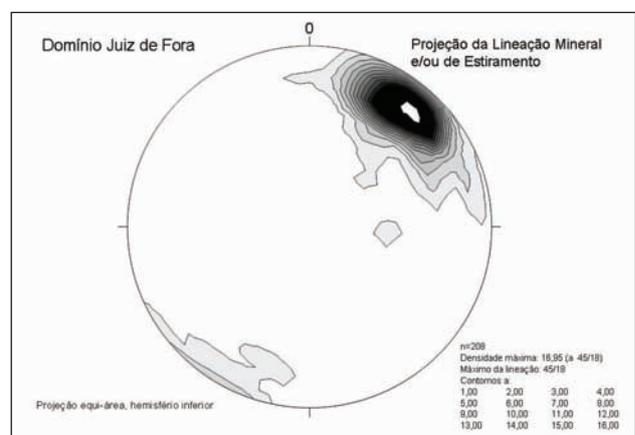


Figura 4.4 – Diagrama de contorno para a projeção da lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2

Na porção de topo do Domínio Juiz de Fora, não são observadas com frequência dobras da fase principal de deformação e a foliação principal, como já descrito, é uma xistosidade milonítica, associada a bandamento composicional e a uma lineação mineral. Em poucos afloramentos, observam-se dobramentos de uma foliação mais antiga, apertados a isoclinais, intrafoliais e transpostos pela xistosidade milonítica S_2 . Neste caso, a estrutura principal consiste de uma alternância entre faixas dobradas, onde a foliação principal é uma xistosidade grossa (S_1), e faixas miloníticas, onde a foliação principal é milonítica (S_2) e transpõe a foliação S_1 , resultando em alta razão entre a porção milonítica e a porção dobrada (vide mapa geológico e perfil). Na porção de topo desse domínio, as dobras D_2 são ainda mais apertadas do que aquelas da porção basal do mesmo e são comuns dobras com perfil isoclinal, geralmente simétricas, com eixo subhorizontal mergulhando para NE e ambos os flancos mergulhando para sudeste (subparalelos à foliação S_2).

As relações entre foliação milonítica S_2 e lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2 indicam que as zonas de cisalhamento D_2 (deformação principal) têm forte caráter transpressional dextral, tendo sido, portanto, desenvolvidas por encurtamento oblíquo associado a componente horizontal dextral.

As dobras F_2 e F_3 são coaxiais e, portanto, é muitas vezes difícil determinar com segurança que medidas são de E_2 e quais são de E_3 . Considerando o fraco efeito de D_3 nesse domínio (como visto por meio das figuras 4.3 e 4.4), considera-se que grande parte dos eixos medidos sejam referentes a D_2 . As figuras 4.5 e 4.6 mostram que E_2 tem direção predominante NE com caimento de baixo a médio ângulo e máximo em 46/12. A ocorrência de poucas medidas com caimento para SW pode ser atribuída a: F_2 serem dobras em bainha, perfil este não observado em escala mesoscópica; e/ou efeito dispersivo causado por fase de deformação mais nova, não coaxial, provavelmente D_4 .

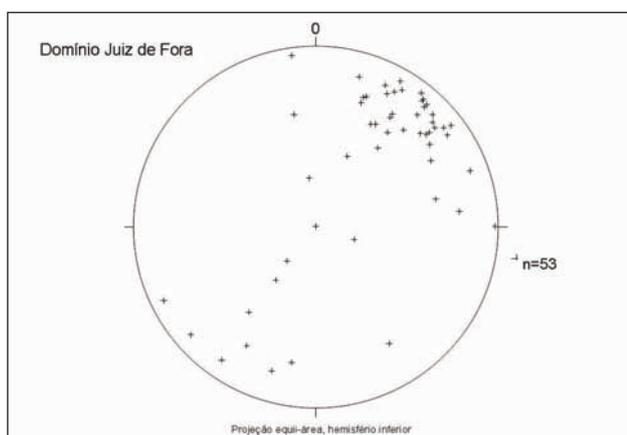


Figura 4.5 – Projecção do eixo das dobras F_2

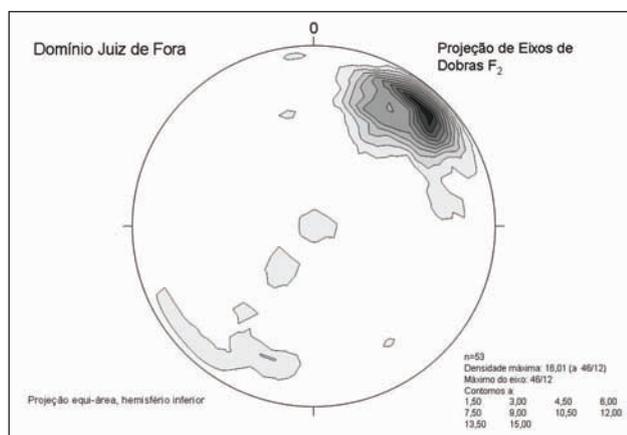


Figura 4.6 – Diagrama de contorno para o eixo das dobras F_2

4.1.2 - Deformação Principal no Terreno Oriental

Diferentemente do que ocorre para o Domínio Juiz de Fora subjacente, os contatos litológicos nos três domínios do Terreno Oriental são normais e as zonas de cisalhamento com o desenvolvimento de foliação milonítica são menos frequentes. O arcabouço estrutural principal é caracterizado por dobramentos verticais, cuja amplitude aumenta do Domínio Cambuci (dobras fechadas) para o Domínio Italva (dobras abertas), associados a zonas de cisalhamento de alto ângulo de mergulho (vide mapa e perfil

geológico). Essas estruturas deformam os contatos entre os diferentes terrenos/domínios, cujo empilhamento se deu durante D_1+D_2 , e, portanto, são responsáveis pelo dobramento da foliação milonítica S_2 do Domínio Juiz de Fora. Por suas características tardias, esses dobramentos e estruturas associadas são considerados como referentes a D_3 e, sendo assim, serão descritos em item subsequente àqueles destinados à deformação D_1+D_2 .

4.1.2.1 - Deformação Principal (D_1+D_2) no Domínio Cambuci

Nesse domínio, a foliação principal é uma xistosidade grossa, paralela àquela do Domínio Juiz de Fora e, localmente, em rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana e do Complexo Serra da Bolívia, essa foliação é paralela ao plano axial de dobras que deformam uma foliação anterior. Estes aspectos sugerem que a foliação principal, também neste domínio, seja S_2 e que, portanto, para as rochas das duas unidades supracitadas, tenha havido intensa transposição de S_1 . A foliação S_1 , observada, portanto, apenas localmente, nos gnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana e do Complexo Serra da Bolívia, pode ser: uma xistosidade que, localmente, pode ser definida como subparalela ao acamamento sedimentar e é expressa pelo arranjo planar de minerais micáceos ou tabular de minerais prismáticos; ou um bandamento gnáissico. A foliação S_2 é definida pelo arranjo planar de minerais tabulares, prismáticos e/ou micáceos em uma matriz granoblástica e pelo bandamento do tipo estromático entre faixas leucossomáticas, melanossomáticas e mesossomáticas. A atitude da foliação principal S_2 é mostrada em estereograma, e pode-se verificar seu máximo em 115/66 e um submáximo em 313/74, caracterizando o dobramento tardio (Figuras 4.7 e 4.8).

Nas rochas da Suíte São João do Paraíso, apenas a foliação S_2 é observada e esta corresponde a uma xistosidade grossa, descontínua, definida pela orientação de grumos e *schlieren* biotíticos e/ou de biotita + grana da em matriz quartzo-feldspática média a grossa.

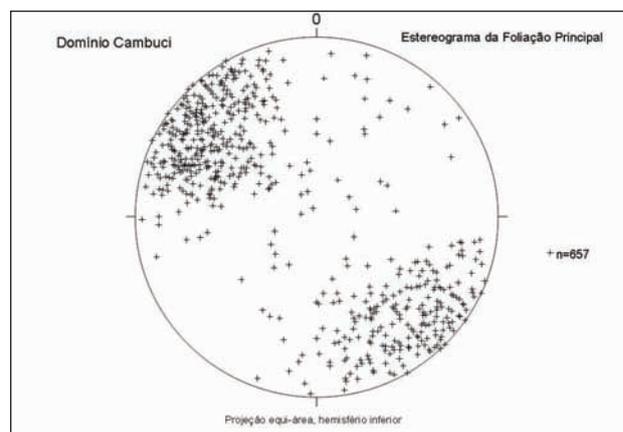


Figura 4.7 – Estereograma da foliação S_2 do Domínio Cambuci

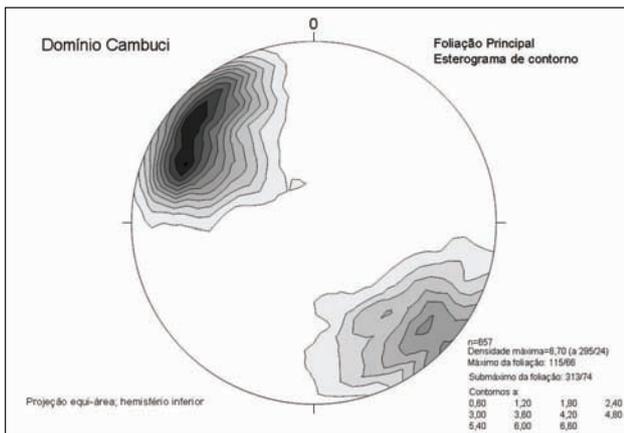


Figura 4.8 – Estereograma de contorno da foliação S_2 do Domínio Cambuci

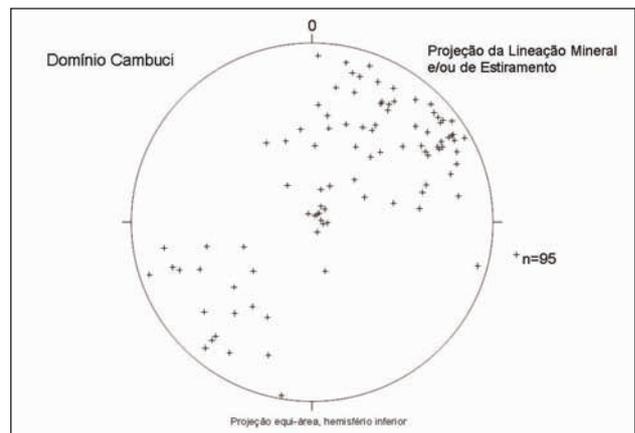


Figura 4.9 - Projeção da lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2 do Domínio Cambuci

Em zonas de cisalhamento D_2 , praticamente restritas aos contatos com os domínios sub e sobrejacentes, a foliação principal S_2 é milonítica, sendo os porfiroclastos constituídos de feldspato, granada, ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda e a matriz fina constituída de feldspatos recristalizados, hornblenda, biotita e fitas de quartzo.

Na porção basal do Domínio Cambuci, a foliação S_2 está frequentemente associada a uma lineação mineral e/ou de estiramento, cujas características e relações geométricas são, até certo ponto, bastante semelhantes às daquelas de Lm_2 descritas para o Domínio Juiz de Fora. Além da lineação ser definida pelos mesmos materiais (orientação preferencial de feldspatos, quartzo, hornblenda, piroxênios, biotita e flogopita e/ou estiramento de agregados minerais, de acordo com o litotipo), é definida também pela orientação dos enclaves máficos na Suíte São João do Paraíso (Tupinambá, 1993). Há uma predominância de relações do tipo oblíquas com a foliação S_2 , entretanto, para o Domínio Cambuci, há mais registros de lineação com relações de obliquidade alta até *down dip* do que para o Domínio Juiz de Fora (Figuras 4.9 e 4.10). Essas relações podem ser atribuídas a D_3 que gerou dobras, muitas vezes assimétricas, cujos flancos curtos são íngrimes e mergulham para NW. O estereograma de contorno da figura 4.10 mostra que existem dois submáximos de planos para NW: um com mergulho de 74° e outro subvertical.

Por outro lado, nas porções de topo desse domínio, não é tão frequente a observação de lineações associadas a S_2 , sejam minerais sejam de estiramento, mas os registros obtidos são coerentes com aqueles obtidos para a porção basal.

4.1.2.2 - Deformação principal no Domínio Costeiro

Dobras fechadas e recumbentes (D_1) com planos axiais e eixos próximos da horizontal somente são encontradas na área da Fazenda Santa Quitéria (Amorim & Carneiro, 1991; Tupinambá, 1993a). Possuem

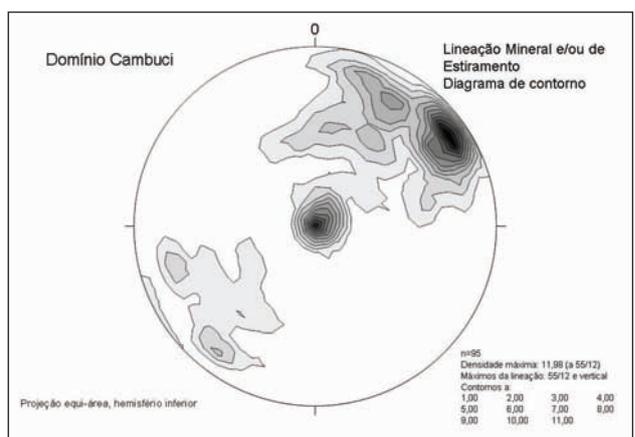


Figura 4.10 - Diagrama de contorno para a projeção da lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2

dimensões métricas, eixo com caimento $020/5$ e plano axial paralelo ao bandamento gnáissico dobrado.

Dobras apertadas, inclinadas a recumbentes, relacionadas a D_2 , deformam a foliação S_1 . Essas dobras têm direção e caimento de eixo, frequentemente de médio a alto ângulo, para NW e SE. Eixos das dobras D_2 têm direção E-W com caimentos de médio a alto ângulo predominantemente para E, sendo, portanto, subparalelos à lineação mineral Lm_2 (ver adiante).

Nesse domínio, a foliação principal é uma xistosidade S_2 , definida, em gnaisses quartzo-feldspáticos, pela orientação de cristais de biotita e hornblenda e bandamento dado pela alternância de filmes de biotita, hornblenda e opacos e níveis quartzo-feldspáticos. Em estereograma, verifica-se claramente a existência de três máximos (115/66, 143/67, 315/64), o que mostra que esta foliação está dobrada pela atuação de fase(s) de deformação posterior(es) (Figuras 4.11 e 4.12). A mudança da direção de mergulho de SE para NW é atribuída ao dobramento associado a D_3 ; a dispersão de direções de mergulho no quadrante SE e também de NW para NE pode ser efeito da atuação de D_4 .

A lineação mineral Lm_2 é definida por: biotita e anfibólio nos gnaisses tonalíticos a graníticos do Complexo Rio Negro; e biotita e sillimanita nas rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis. Tem direção predominante E, com dispersão para as dire-

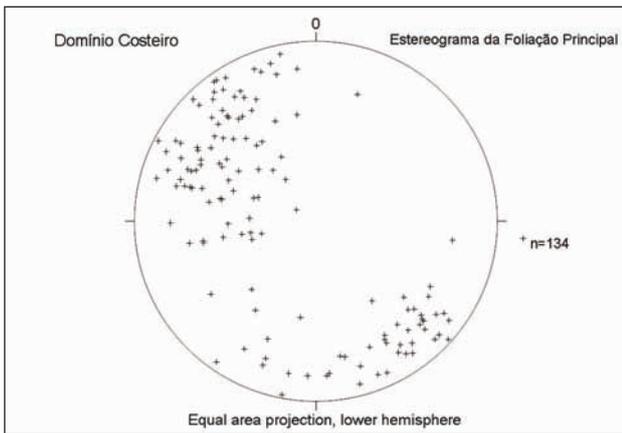


Figura 4.11 – Estereograma da foliação S_2 do Domínio Costeiro

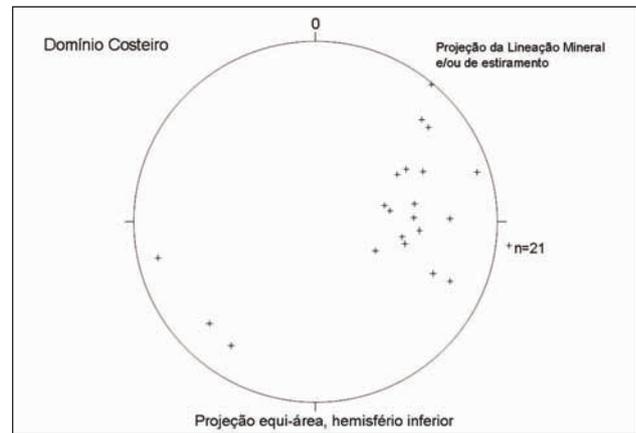


Figura 4.13 - Projeção da lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2

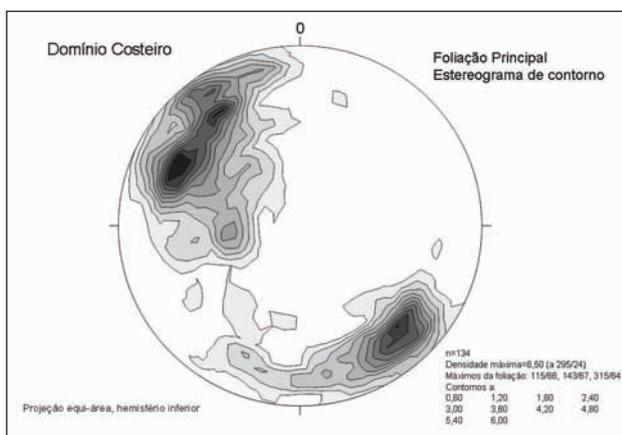


Figura 4.12 – Estereograma de contorno da foliação S_2 do Domínio Costeiro

ções ENE e ESE, e caimento de médio a baixo ângulo (Figura 4.13). Localmente, ocorre lineação mineral de maior obliquidade, indicando maior peso na participação do componente de encurtamento oblíquo.

4.1.2.3 - Deformação Principal no Domínio Italva

A foliação principal no Domínio Italva é definida por plaquetas de biotita, anfibólio e muscovita nos gnaisses, hornblenda prismática nos anfibolitos e flogopita, mica branca e tremolita-actinolita nos mármore. A análise de dados de campo e petrográficos indica que essa foliação é S_1 , gerada durante o desenvolvimento da primeira fase de deformação (D_1) ou S_{1+2} , gerada pelo acúmulo dos efeitos das fases de deformação D_1 e D_2 (D_1+D_2).

Dobras apertadas, inclinadas a reclinadas e até recumbentes, relacionadas a D_2 , deformam a foliação S_1 . Essas dobras têm direção e caimento de eixo para NW e SE, mais frequentemente de médio a alto ângulo, e foram observadas nos gnaisses bandados da Unidade Macuco e nos mármore da Unidade São Joaquim, em geral nas proximidades de zonas de cisalhamento de escala mesoscópica. Essa dispersão na atitude dessas estruturas é atribuída a um evento de

deformação mais tardio (D_3) que dobrou as estruturas formadas anteriormente e cujas dobras têm plano axial paralelo à foliação regional e eixos paralelos à lineação de estiramento Lm_2 (ver parágrafo seguinte).

Localmente, como já descrito, S_1 encontra-se transposto, dando origem a uma xistosidade S_2 ou S_{1+2} plano-axial que, nas intercalações pelíticas, corresponde a uma xistosidade de crenulação. Essa nova foliação tem direção NE-SW e mergulho varian-

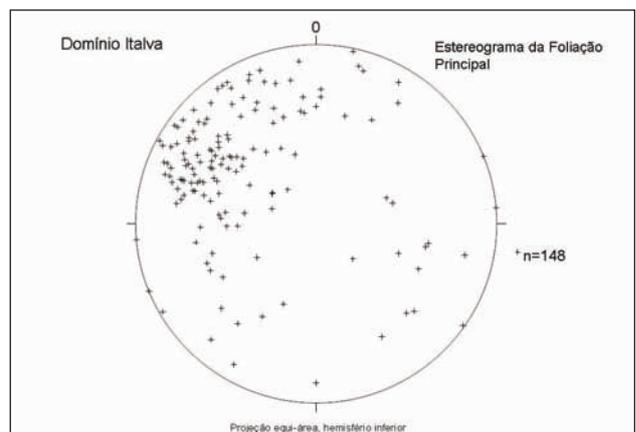


Figura 4.14 – Estereograma da foliação S_2 do Domínio Italva

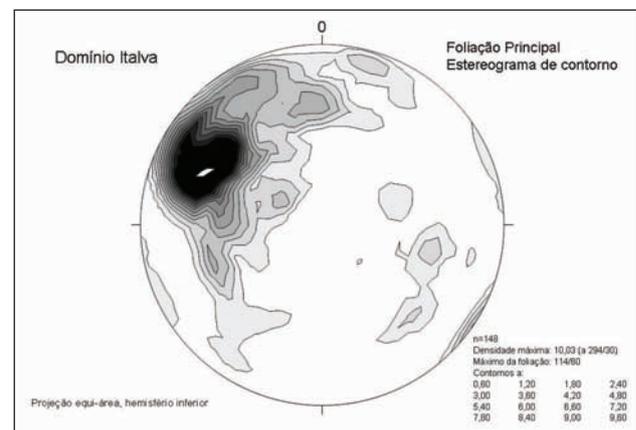


Figura 4.15 – Estereograma de contorno da foliação S_2 do Domínio Italva

do de médio a alto, estando seu máximo a 114/60 (Figuras 4.14 e 4.15). Poucas medidas têm mergulho para NW, o que também é atribuído ao dobramento referente a D_3 . A dispersão de mergulhos de SE para SW podem ser efeitos da atuação de D_4 .

Associada à foliação S_2 ou S_{1+2} , ocorre uma lineação mineral e/ou de estiramento Lm_2 ou Lm_{1+2} , definida pela orientação preferencial de biotita e sillimanita nos gnaisses Italva, biotita nos anfibolitos e flogopita nos mármores.

4.1.3 - Deformação Tardia D_3 nos quatro Compartimentos Tectônicos

Ao longo dos quatro compartimentos tectônicos, a foliação principal S_2 e os contatos entre os diferentes domínios encontram-se dobrados por dobras F_3 . Correspondem a dobras de plano axial vertical que predominam em toda a área, desde a escala de amostra de mão até a escala de mapa, onde podem ser vistos antififormes e sinformes de dimensões quilométricas (Figura 4.16). Bandamento migmatítico (leuco e melanossomas) é dobrado e cisalhado em padrão apertado e simétrico. Essas dobras variam de fechadas (mais frequentes nos Domínios Juiz de Fora e Cambuci) a abertas (mais frequentes nos Domínios Costeiro e Italva), têm plano axial subvertical de direção N30 a 60E e apresentam, em escala mesoscópica, um padrão assimétrico em Z, olhando-se na direção de mergulho do eixo de atitude 30/15. Este eixo é paralelo à lineação mineral principal na área e, assim como esta, tem direção predominante para NE. Localmente o sentido do mergulho inverte para valores entre 195/20 e 230/15. Pertencem a este tipo de dobra as grandes estruturas denominadas por Tupinambá (1993) de Sinforme da Penha, Antiforme do Angelim, Sinforme do Valão do Cedro e Antiforme das Sete Voltas, que podem ser visualizadas no mapa.

A deformação D_3 não é pervasiva no Domínio Juiz de Fora, sendo seus efeitos registrados apenas na porção superior deste, próximo ao contato com



Figura 4.16 - Dobras F_3 em escala de afloramento. Domínio Cambuci

o Domínio Cambuci sobrejacente. Nesta porção, dobras verticais, abertas a fechadas, deformam a foliação principal S_2 , em geral milonítica, e o contato entre os dois domínios. Essas dobras são do tipo normal, com planos axiais subverticais e eixos subhorizontais com mergulhos predominantemente para NE. Como resultado dessa deformação, porções do Domínio Juiz de Fora ocorrem em núcleos de antiformais, representando janelas estruturais em meio ao Domínio Cambuci (vide mapa geológico).

No Domínio Cambuci, os eixos de F_3 têm direção NE com caimento variando de baixo a médio ângulo e máximo em 16/24. Pequena dispersão de mergulhos para SW pode indicar que as dobras F_3 são dobras em bainha. Amorim e Carneiro (1991) observaram uma dobra em bainha (braquissinformal) de dimensões métricas, em localidade próxima ao Córrego da Capivara, porção central da área da folha Itaperuna. Essa estrutura é alongada na direção NE-SW e tem eixo com mergulhos de baixo ângulo para NE e SW. Alternativamente, a dispersão nas medidas de E_3 pode ser atribuída à atuação de D_4 .

No Domínio Costeiro, as dobras F_3 têm eixo de direção NE (em geral, N30E a N40E), com mergulhos de baixo a médio ângulo (Figura 4.17).

No Domínio Italva, a fase de deformação D_3 gerou uma estrutura sinformal regional, que está expressa em estereograma (Figuras 4.14 e 4.15) e no perfil

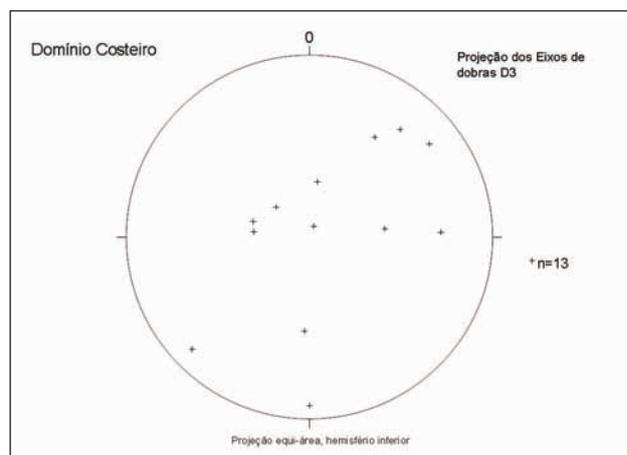


Figura 4.17 – Projeção dos eixos das dobras F_3 do Domínio Costeiro

geológico-estrutural (mapa em anexo). Um exemplo que ressalta no mapa geológico é o Sinformal da Ferradura (ou Ferradura de Italva, de Costa *et al.*, 1978b), situado próximo a Italva, formado por dobramento de mármore da Unidade São Joaquim. Dobras em escala mesoscópica, cuja amplitude é maior do que aquela dos demais domínios, apresentam planos axiais íngrimes, ora para SE (mais frequente) ora para NW. Zonas de cisalhamento de escala centimétrica a decimétrica desenvolvem-se localmente em flancos curtos e/ou planos axiais de dobras D_3 .

Muitas zonas de cisalhamento de alto ângulo de mergulho, cujas espessuras e extensões variam de poucos centímetros a alguns quilômetros, cortam

a área mapeada, transectando todos os compartimentos tectônicos. O arrasto é produzido por dobras com assimetria em z (olhando-se na direção do mergulho do eixo) que desenvolvem pequenas zonas de cisalhamento em seus flancos curtos. As duas principais, mais espessas e mais extensas, são a Zona de Cisalhamento do Aré (ZCA) e a Zona de Cisalhamento São João do Paraíso (ZSJP). Ambas têm caráter transpressivo destal.

A ZCA consiste de uma grande faixa de milonitos, de 3.500 m de espessura, mergulho próximo à vertical e direção N50E (vide mapa geológico; Figura 4.18). A deformação é heterogênea com a alternância de faixas de ultramilonitos e faixas menos deformadas que se desenvolvem nas rochas do Grupo Bom Jesus de Itabapoana e da Suíte São João do Paraíso. Lineação mineral (biotita e hornblenda) se orienta invariavelmente segundo 030/15, a mesma direção do eixo das dobras assimétricas, indicando que a ZCA tem componente horizontal de movimentação destal (Figura 4.19). Somente bem próximo às principais zonas de cisalhamento é que esta lineação gira para N50E. Mesmo assim, a direção N30E ainda persiste dentro das zonas principais em alguns locais.

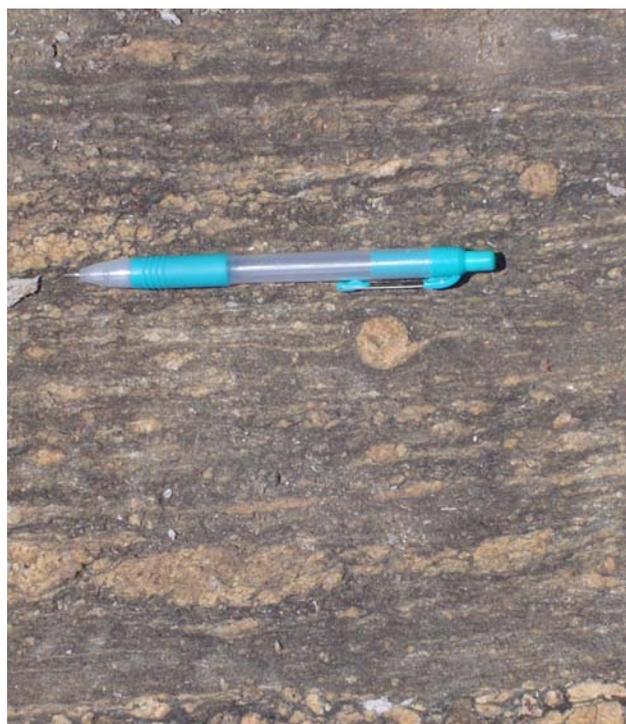


Figura 4.19 – Porfiroclasto de feldspato tipo delta, indicando movimentação horizontal destal

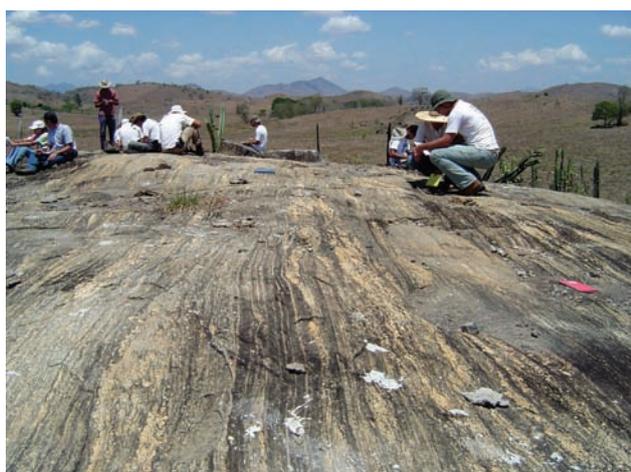


Figura 4.18 – Granda-biotita gnaiss da Unidade Bom Jesus do Itabapoana na Zona de Cisalhamento do Aré

A ZCSJP corresponde a uma faixa de 1.500 m espessura, onde a taxa de deformação é mais elevada do que o padrão regional. Essa zona tem atitude igual àquela da ZCA, ou seja, N50E-subvertical, e a foliação que se desenvolveu internamente à ZCSJP trunca as estruturas regionais. Essa deformação é também bastante heterogênea, como, por exemplo, pode ser visto na localidade de Monte Verde, sudoeste da área, onde a passagem de rocha não deformada para um ultramilonito do Complexo Serra da Bolívia se dá ao longo de poucos metros. A ZCSJP representa o lineamento mais marcante da área, podendo ser observado claramente no quadrante inferior esquerdo da imagem de satélite Geocover e relevo sombreado (centro sul e sudoeste da área). Pode-se também observar o arrasto de contatos e foliações causado pelo movimento ao longo dessa zona de cisalhamento (Figuras 4.20 e 4.21).



Figura 4.20 – Zona de Cisalhamento São João do Paraíso associada à dobra de arrasto

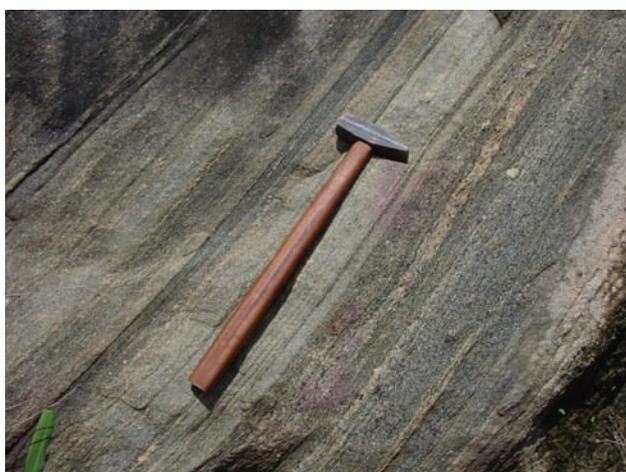


Figura 4.21 – Biotita gnaiss milonítico do Grupo São Fidélis na Zona de Cisalhamento São João do Paraíso

Em zonas de cisalhamento D_3 (como as duas supracitadas), a foliação principal S_2 é transposta para a direção de S_3 . Zonas de cisalhamento menores, principalmente de escala de afloramento, ocorrem por todo o terreno/domínio.

4.1.4 - Deformação D_4 nos quatro Compartimentos Tectônicos

Zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis e rúpteis, de direção variando de NW-SE a WNW-ESE, ocorrem por toda a área, girando e transladando as estruturas formadas durante as fases de deformação mais antigas (vide mapa geológico). Essas zonas são atribuídas a uma quarta fase de deformação (D_4), cuja idade absoluta não é conhecida. Estas estruturas podem ter sido relacionadas ao colapso do edifício orogênico e, neste caso, teriam idade provável cambro-ordoviciano. Alternativamente, podem ter se formado ou ter sido reativadas durante eventos posteriores e, assim, poderiam ter idade mais jovem, mesozóica e/ou cenozóica. Diversos corpos graníticos, tidos como pós-tectônicos, encontram-se alojados nessas estruturas (vide mapa geológico); no entanto, a idade desses corpos também não é conhecida. A deformação D_4 gerou zonas de cisalhamento subverticais com *trend* NW-SE a WNW-ESE, ortogonal à extensão do orógeno, associadas a dobras de arrasto que giram as foliações previamente formadas. As espessuras dessas zonas variam desde a escala milimétrica até dezenas de metros e sua extensão varia de 2 a 18 km, sendo, em média, de 5 a 6 km. Por estas características, considera-se que D_4 desenvolveu-se em níveis crustais mais rasos e sob condições mais frias do que aquelas das fases que a precederam.

O melhor exemplo de uma zona de cisalhamento de caráter dúctil-rúptil relacionada a D_4 é o giro da foliação principal milonítica do Domínio Juiz de Fora na região de Natividade do Carangola, situada a norte/noroeste da cidade de Itaperuna (vide mapa geológico). Outro exemplo importante é aquele da porção central do mapa, onde o curso do Rio Muriaé, drenagem principal da área, encontra-se encaixado. Nestes dois exemplos, podem ser observados o arrasto da foliação principal e os componentes horizontais de rejeito na escala do mapa. Com relação ao componente vertical, de uma maneira geral, verifica-se que o bloco SW é o bloco abatido.

4.2 - DEFORMAÇÃO MESOZÓICA-CENOZÓICA

Na área da folha Itaperuna, atividades relacionadas ao Mesozóico estão representadas por pulsos magmáticos (diques de diabásio da Suíte Serra do Mar) e estruturas rúpteis (falhas e fraturas) oriundas de atividades tectônicas que se processaram no Cratéreo Inferior, como resultado da fragmentação do

supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Os diques de diabásio encontram-se encaixados em fraturas subverticais de direção N40E, N55W e N25E, o que pode indicar a ocorrência de reativação de estruturas pré-existentes como contatos litológicos, foliações secundárias (S_1 , S_2 e S_3), zonas de cisalhamento dúcteis (relacionadas a D_2 e D_3) e falhas e zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis (associadas a D_4). Os registros da deformação mesozóica apontam para uma tectônica de caráter rúptil, reconhecida regionalmente (Almeida, 1967; Ferrari, 1990), que reativou as estruturas precambrianas e cambro-ordovicianas, bem como gerou novas estruturas. Estas estruturas podem ser vistas tanto em afloramento quanto no relevo, muitas vezes, deslocando, com caráter normal ou transcorrente, contatos litológicos, conforme descrito na parte de geomorfologia local do Capítulo 2.

Eventos tectônicos e formações de bacias relacionadas ao Neógeno têm também seus registros nessa área. Indícios da atuação de processos tectônicos no Neógeno podem ser deduzidos da presença de vastas áreas cobertas por aluviões relacionados ao Rio Muriaé e seus principais afluentes. Associados a essas planícies aluvionares ocorrem níveis de terraços assimétricos, concentrados geralmente em uma das margens do rio. Em contrapartida à assimetria dos terraços, o canal fluvial (de direção NW-SE) encontra-se encaixado na base das vertentes escarpadas do vale, ora vergentes para NE ora para SW, associadas a falhas perpendiculares, preferencialmente de direção NE. Este mesmo sistema de falhas, juntamente com falhamentos E-W promovem variações expressivas no nível de base local, apontando, fortemente, para a atuação de processos tectônicos neogênicos. O Rio Muriaé corre encaixado em zonas de falha e/ou fratura, sendo seu eixo maior na direção NW-SE e trechos menores na direção NE-SW. Há uma clara tendência dos aluviões maiores e mais volumosos estarem dispostos na margem esquerda (NE) do Rio Muriaé (vide mapa geológico), ao longo de um eixo NE-SW. Os aluviões dispostos na margem direita deste rio tiveram, inequivocamente, desenvolvimento mais restrito, sendo de menores área e volume. Essa distribuição de sedimentação neogênica indica a ocorrência de maior basculamento tectônico do bloco NE em relação ao bloco SW. Além disso, alguns aluviões são claramente limitados por falhas e fraturas de direção NW-SE (vide mapa geológico), apontando para a reativação, no Neógeno, de estruturas pretéritas, formadas durante uma fase tardia de deformação (D_4 – vide Parte IV.1 deste volume) desenvolvida, provavelmente, no Ordoviciano.

4.3 - METAMORFISMO

A integração de dados de campo com a análise petrográfico-petroológica mostrou que cada um dos quatro compartimentos tectônicos da área correspondente àquela da folha Itaperuna teve evolução

metamórfica própria e distinta. Dessa forma, a abordagem do metamorfismo será dada por domínio. Três eventos metamórficos distintos, denominados M_1 , M_2 e M_3 estão registrados nas rochas da área mapeada, embora nenhum domínio registre os três eventos. M_1 é o evento mais antigo, registrado apenas nas rochas do Complexo Juiz de Fora e, talvez, também nas rochas metamáficas do Domínio Cambuci. M_2 é o evento metamórfico mais importante, com evolução contemporânea àquela da tectônica de empurrões e com registros impressos em todas as unidades litológicas da área. O processo anatético que levou à geração de granitóides sin-colisionais em todos os domínios foi contemporâneo a M_2 . Dados U-Pb em zircão, monazita e titanita de granito sin-colisional do Domínio Juiz de Fora (Granito Rio do Turvo), situado em região mais a oeste, fora dos limites da Folha, indicam que M_2 teve seu auge em 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996). M_3 ocorre impresso nas rochas metassedimentares e granitóides /charnockitóides sin-colisionais do Domínio Costeiro e dados U-Pb em titanita de leucossomas em rochas da *Klippe* Paraíba do Sul e do Domínio Costeiro indicam, para M_3 , idade de 535-520 Ma (Machado *et al.*, 1996).

4.3.1 - Metamorfismo no Domínio Juiz de Fora

Dois eventos metamórficos distintos, M_1 e M_2 , estão registrados nas rochas do Domínio Juiz de Fora. Para o evento metamórfico M_1 , os registros encontrados correspondem a um arranjo granoblástico de paragêneses minerais diagnósticas para a facies granulito, impressas apenas nos litotipos do Complexo Juiz de Fora. Paragêneses com ortopiroxênio ocorrem nos tipos intermediários a ácidos, e ortopiroxênio + plagioclásio \pm clinopiroxênio \pm hornblenda \pm quartzo, nos granulitos básicos (Figura 4.22). Relações microestruturais indicam que estas paragêneses são mais antigas do que a foliação principal S_2 (milonítica ou não) e, portanto, formadas em período anterior

àquele caracterizado pela tectônica de empurrões responsável pelo empilhamento dos domínios/terrenos tectônicos nesse setor da faixa.

Paragêneses relacionadas a M_2 encontram-se registradas tanto nos litotipos do Complexo Juiz de Fora quanto naqueles do Grupo Andrelândia e têm seus minerais dispostos ao longo da foliação principal S_2 . Entretanto, a evolução de M_2 é aparentemente mais complexa, uma vez que evoluções distintas são observadas para cada uma das unidades. Nos metapelitos do Grupo Andrelândia são verificadas paragêneses, muitas vezes diagnósticas da facies granulito: ortoclásio + plagioclásio + granada + biotita + sillimanita \pm ortopiroxênio + quartzo + mineral opaco \pm hercinita. Nos metabasitos do Grupo Andrelândia, a paragênese registrada é: clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + mineral opaco \pm granada + biotita \pm ortopiroxênio. Paragêneses da facies granulito evoluindo para facies anfíbolito superior ocorrem na matriz recristalizada das rochas do Complexo Juiz de Fora. Nos ortogranulitos básicos, textura coronítica de granada \pm hornblenda forma em torno de clinopiroxênio, ortopiroxênio e hornblenda (Figura 4.22); nos ortogranulitos intermediários a ácidos, hornblenda e/ou biotita formam-se às custas de piroxênios (Figura 4.23) e, muitas vezes, compõem a matriz em rochas com foliação miloníticas, nas quais clino e ortopiroxênio ocorrem como porfiroclastos. Estas relações mostram a existência de gradientes (locais) de T e/ou P_{fluidos} durante o processo metamórfico (aquecimento e/ou desidratação da sucessão metassedimentar e resfriamento e/ou hidratação do conjunto de ortogranulitos). M_2 foi também responsável pela geração de corpos granitóides/charnockitóides tipo-S a híbrido da Suíte Salvaterra, formados predominantemente pela anatexia das rochas metassedimentares desse domínio. Leucossomas paralelos à foliação principal, considerados de mesma origem, ocorrem nos litotipos metassedimentares.

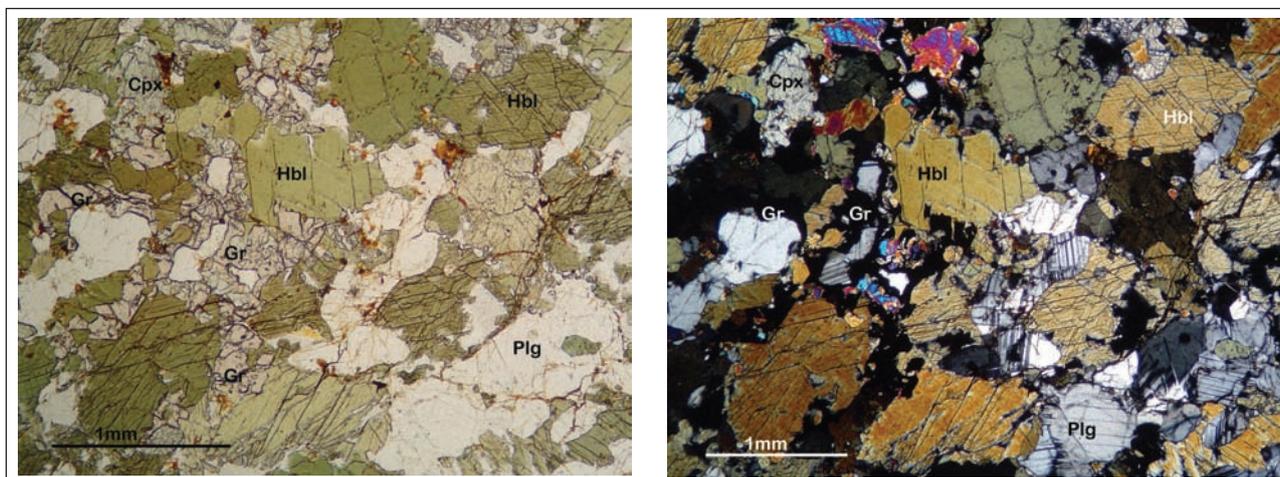


Figura 4.22 – Paragênese granulítica em arranjo granoblástico (relacionada a M_2): clinopiroxênio (Cpx) + hornblenda (Hbl) + plagioclásio (Plg). Estes minerais apresentam coroas de granada desenvolvidas durante M_2 . Ortogranulito básico do Complexo Juiz de Fora (Domínio Juiz de Fora): a) Nicós paralelos; b) Nicós cruzados

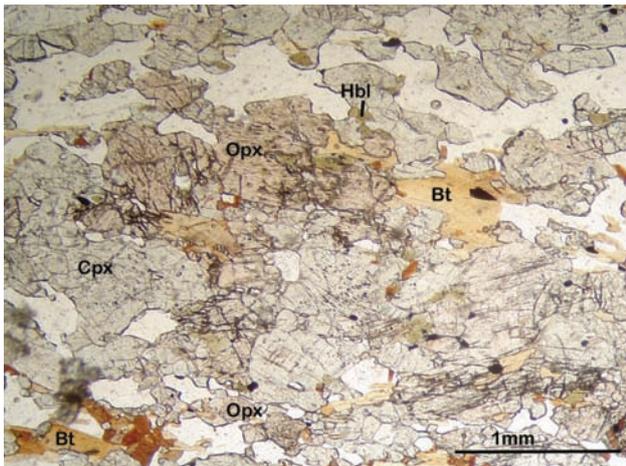


Figura 4.23 – Biotita (Bt) formada durante D_2 às custas de orto (Opx) e clinopiroxênio (Cpx). Ortogranulito básico do Complexo Juiz de Fora (Domínio Juiz de Fora)

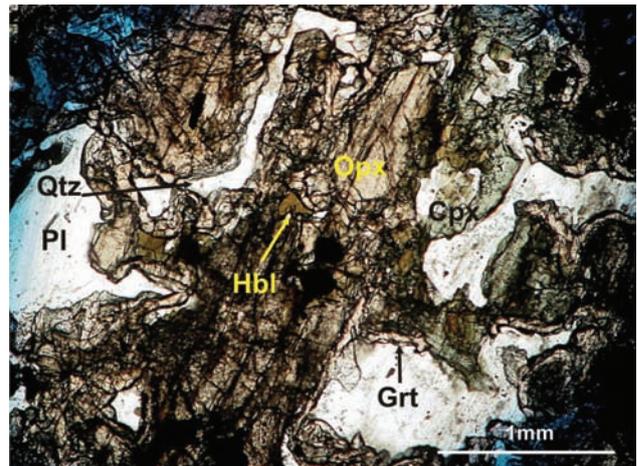


Figura 4.24 – Paragênese mais antiga (ortopiroxênio (Opx) + plagioclásio (Plg)) relacionada a M_1 coroada por granada formada durante o metamorfismo M_2 . Rocha metabásica hospedada em granada-biotita gnaiss do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Domínio Cambuci)

4.3.2 - Metamorfismo no Domínio Cambuci

Dois eventos termais distintos são registrados nas rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana no domínio homônimo. Paragêneses relacionadas ao evento mais antigo (M_1 ?) encontram-se impressas em anfibolitos deste grupo e morfologias de grãos e relações texturais deixam dúvidas sobre sua natureza ígnea ou metamórfica (Marques, 2009). Nesses casos, clinopiroxênio e ortopiroxênio aparentemente eudrais a subedrais ocorrem em arranjo granular ou granoblástico em equilíbrio com plagioclásio e mineral opaco. A definição correta da morfologia é dificultada, uma vez que os grãos de piroxênio encontram-se coroados por granada, hornblenda e quartzo, relacionados ao metamorfismo principal na área (M_2) (Figura 4.24). Considerando que os contatos entre esses anfibolitos e as rochas metassedimentares do Grupo Bom Jesus do Itabapoana são normais, sugere-se que o primeiro evento termal, seja ígneo ou metamórfico, tenha se desenvolvido sob condições báricas mais amenas do que aquelas relacionadas a M_2 , uma vez que, somente neste segundo evento, houve formação de granada. Com exceção desses casos mais específicos e restritos, os anfibolitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana apresentam hornblenda + plagioclásio + clinopiroxênio + ortopiroxênio + granada + quartzo + mineral opaco, como equilíbrio estável durante a fase D_2 e, assim, indica condições da facies granulito de pressão intermediária para M_2 (Figura 4.25).

As rochas metapelíticas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana apresentam paragêneses com granada-K-feldspato-sillimanita, diversas vezes acompanhadas de ortopiroxênio estável e cuja formação foi contemporânea ao desenvolvimento da foliação principal S_2 . Essas rochas são bastante migmatizadas e seus leucossomas, paralelos à xistosidade e bandamento S_2 , têm granada e, menos frequentemente, ortopiroxênio. Similarmente, as rochas da Suíte São

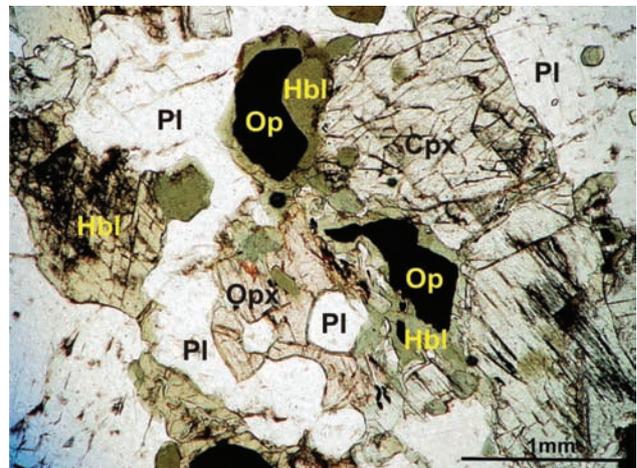


Figura 4.25 – Paragênese ortopiroxênio (Opx) + clinopiroxênio (Cpx) + plagioclásio (Pl) + hornblenda (Hbl) relacionada a M_2 em anfibolito hospedado em granada-biotita gnaiss do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Domínio Cambuci)

João do Paraíso apresentam paragêneses com granada, K-feldspato e, localmente, são verdes e têm ortopiroxênio. No caso dos litotipos do Complexo Serra da Bolívia, é comum a presença de ortopiroxênio estável em paragênese com os demais minerais, além do desenvolvimento de cores esverdeadas, provavelmente decorrentes de pressão parcial de CO_2 relativamente alta.

4.3.3 - Metamorfismo no Domínio Costeiro

Nos kinzigitos do Grupo São Fidélis, paragêneses com K-feldspato-sillimanita-granada (Figura 4.26) registram, na foliação principal S_2 , um primeiro evento metamórfico, possivelmente correlacionado ao evento M_1 definido para a área da folha Itaperuna. Paralelamente a S_2 ocorrem leucossomas com granada e, localmente, também com ortopiroxênio

e/ou cordierita, além de melanossomas na forma de grumos, *schlieren* e/ou bandas máficas. Cordierita é descrita como mineral consituente dos kinzigitos em diversos locais do Domínio Costeiro, o que inclui a área em questão, áreas adjacentes e também a área da cidade do Rio de Janeiro (Khun *et al.*, 2004; Pires *et al.*, 1986). Nesta última ocorrência, o crescimento de cordierita em paragnaises e leucossomas associados é considerado tardio e, portanto, indicado para representar o desenvolvimento de um segundo estágio metamórfico denominado M_2 (Pires *et al.*, 1986). Além disso, nas rochas kinzigíticas desse domínio é claramente observada a existência de duas gerações distintas de estruturas migmatíticas. Leucossomas, melanossomas e mesossomas associados a S_2 encontram-se dobrados e/ou milonitizados em zonas de cisalhamento relacionadas à D_3 , enquanto que nessas zonas e nos planos axiais associados a dobras D_3 , ocorre uma nova geração de neossomas, não deformados, cujas características mineralógicas são muito semelhantes àquelas dos neossomas associados a D_2 .

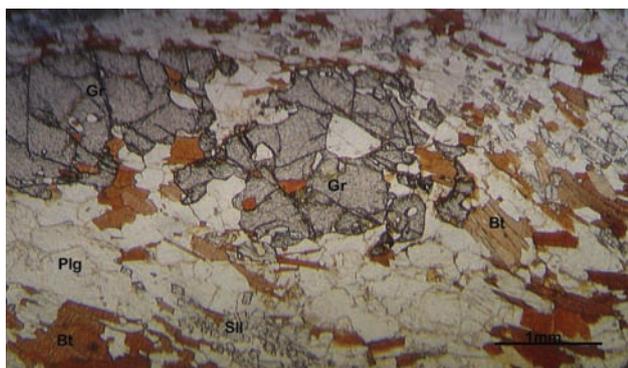


Figura 4.26 – Paragneisse do Grupo São Fidélis cuja paragênese inclui sillimanita (Sil), granada (Gr) e biotita (Bt). Domínio Costeiro

Ortopiroxênio é localmente encontrado em associação às paragêneses das rochas das Suítes Desengano e Angelim, interpretadas como produtos da cristalização de magmas gerados pela fusão parcial das rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis.

Os ortogneisses do Complexo Rio Negro, embora sem paragêneses diagnósticas para a definição de facies metamórfica, apresentam estruturas migmatíticas geradas *in situ*, pela fusão parcial de seus protólitos. Nessas rochas, diferentemente do que ocorre para as demais unidades desse domínio, não foram observados grãos de ortopiroxênio nem colorações esverdeadas sugestivas de alta pressão parcial de CO_2 . Sendo assim, as evidências sugerem, ao menos, que as condições de mínimo granítico tenham sido ultrapassadas, embora a pressão de H_2O tenha se mantido relativamente alta.

As feições descritas evidenciam evolução dessas rochas sob regime de pressão intermediária e condições termais transicionais da facies anfibolito para a granulito ou, alternativamente, considerando a presença de ortopiroxênio e equilíbrios com cordierita, condições termais francas da facies granulito.

4.3.4 - Metamorfismo no Domínio Italva

De todos os domínios ocorrentes na área, o Domínio Italva é o que registra condições menos intensas de metamorfismo e as paragêneses encontradas indicam que o limite superior da facies anfibolito não foi ultrapassado. As rochas metapelíticas do Grupo Italva apresentam paragêneses com sillimanita + muscovita primária, ambas dispostas ao longo da foliação principal no domínio, considerada S_2 (Figura 4.27). Condições de fusão granítica mínima foram ultrapassadas, uma vez que essas rochas apresentam leucossomas, em geral em forma de veios ptigmáticos, cujos melanossomas têm concentrações de sillimanita e muscovita. Isso indica que o metamorfismo se deu sob condições de P e T intermediárias entre aquelas da primeira e da segunda isógrada da sillimanita, respectivamente, entre as condições de estabilidade dos equilíbrios sillimanita + muscovita e sillimanita + K-feldspato. Leucossomas também ocorrem nos hornblenda-biotita gnaisses do Grupo Italva, o que indica que as condições mínimas para haver fusão granítica foram ultrapassadas. Alguns anfibolitos do Grupo Italva mostraram-se bons para a análise metamórfica, uma vez que contém paragêneses com clinopiroxênio (Figura 4.28). Isso indica condições de fácies anfibolito superior e está de acordo com o obtido para as rochas metassedimentares desse grupo. As rochas da Suíte Serra da Prata não se prestaram à análise metamórfica.

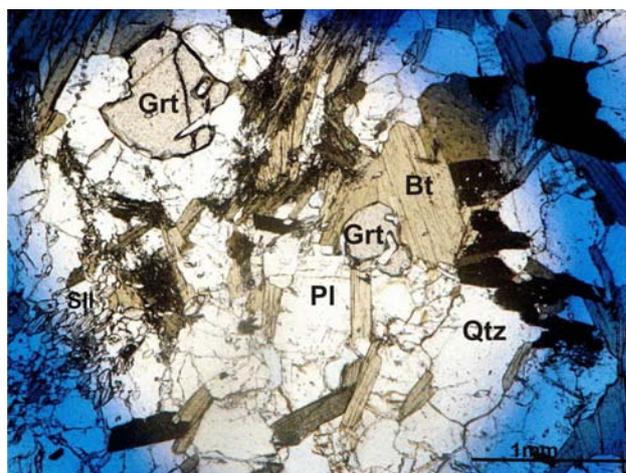


Figura 4.27 – Paragneisse do Grupo Italva cuja paragênese inclui sillimanita (Sil), granada (Grt) e biotita (Bt). Domínio Italva

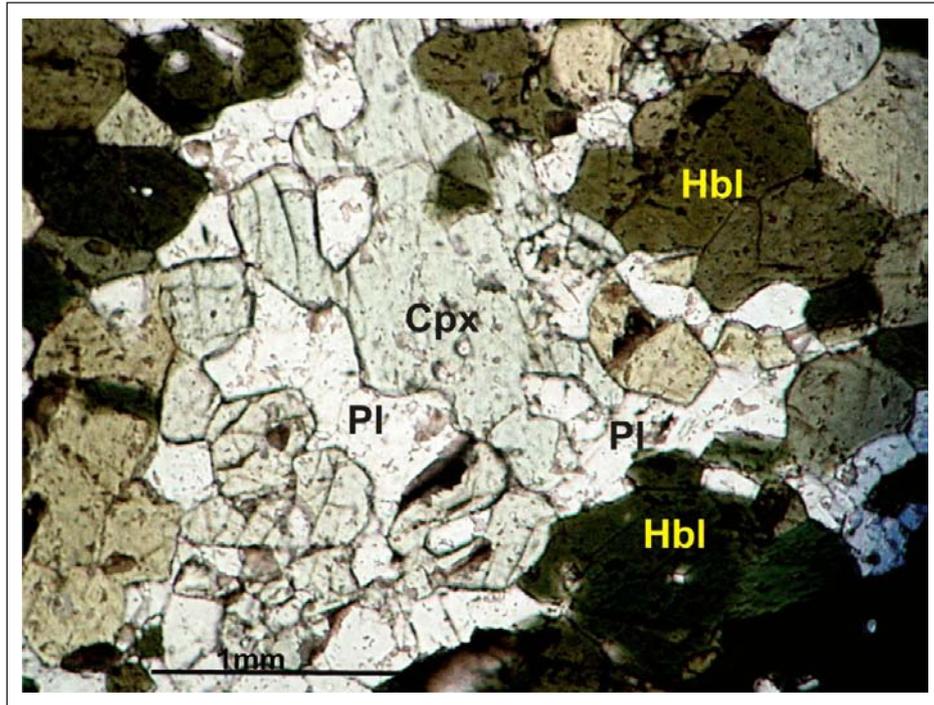


Figura 4.28 – Paragênese com clinopiroxênio (Cpx) + hornblenda (Hbl) + plagioclásio (Pl) em anfibolito do Grupo Itálva

5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Este capítulo apresenta novos dados e a interpretação de resultados analíticos de litogeoquímica, geoquímica isotópica de Nd e geocronologia U-Pb em zircão elaborados, durante o desenvolvimento do Pronageo-Fase 2, para a região inserida na Folha Itaperuna. Tendo como base uma metodologia tradicional e eficiente, primeiro serão discutidos os resultados de litogeoquímica, seguidos da discussão dos resultados de geoquímica isotópica de Nd, finalizando com a discussão dos resultados de geocronologia U-Pb.

5.1- LITOGEOQUÍMICA

5.1.1 - Apresentação e Tratamento dos Dados

O programa Pronageo-Fase 2 na Folha Itaperuna contou com um total de 50 análises químicas em rocha total (elementos maiores e traços, incluindo os elementos terras raras). Destas, 37 tiveram os elementos maiores analisados por meio de ICP-AES

Tabela 5.1 – Amostras analisadas no ACTLABs

IT-IX-20A	Complexo Juiz de Fora	Ortogranulito básico
JP-28-32A	Complexo Juiz de Fora	Ortogranulito básico
IP-VII-14A	Grupo Andrelândia	Anfibolito
IP-VII-03	Suite Salvaterra	Enclave máfico
IP-VII-3D	Suite Salvaterra	Enclave máfico
JI-XI-07	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Anfibolito
JI-XI-25B	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Anfibolito
JI-XI-15B	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Anfibolito
JI-XI-53A	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Anfibolito
JI-VI-25B	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Anfibolito
BJ-XIV-21A	Complexo Serra da Bolívia	Anfibolito
BJ-XIV-26	Complexo Serra da Bolívia	Anfibolito
JI-75C	Suite São João do Paraíso	Enclave metamáfico
BJ-XIV-11A	Suite São João do Paraíso	Enclave metamáfico
JI-RM-13E	Suite São João do Paraíso	Enclave metamáfico
JI-XI-55A	Suite São João do Paraíso	Enclave metaultramáfico
JP-RM-15A	Suite São João do Paraíso	Enclave metamáfico
JI-RM-14D	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
JP-28-43B	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
JP-III-09	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
JP-IV-26	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
JP-32-49A	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
IV-X-06	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
IT-VI-22A	Suite São João do Paraíso	Leucognaisse/leucocharnockito
IV-IX-75	Grupo Italva	Anfibolito
IV-VIII-59B	Complexo Rio Negro	Enclave metamáfico
JI-II-42B	Granito pós-colisional	Granito

Tabela 5.2 – Amostras analisadas na Geosol

Amostra	Unidade	Rocha
NF-002	Complexo Juiz de Fora	Ortogramulito básico
NF-150	Complexo Juiz de Fora	Ortogramulito básico
NF-165	Complexo Juiz de Fora	Ortogramulito básico
NF-333	Complexo Juiz de Fora	Ortogramulito básico
NF-172	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada anfíbolito
NF-709	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Piroxênio anfíbolito
NF-769	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Granada anfíbolito
NF-803	Grupo Bom Jesus do Itabapoana	Anfíbolito
NF-593	Suíte São João do Paraíso	Enclave metamáfico
NF-655	Suíte São João do Paraíso	Leucognaisse
NF-702	Suíte São João do Paraíso	Leucogramulito
NF-641	Grupo Italva	Anfíbolito
NF-657	Grupo Italva	Piroxênio anfíbolito

(*inductively coupled plasma-atomic emission spectrometry*) e os elementos traços, por ICP-MS (*inductively coupled plasma-mass spectrometry*), após fusão, no *Activation Laboratories*, (ACTLABs), no Canadá. O Ferro foi analisado como $Fe_2O_3^*$ total e o cálculo de Fe_2O_3 e FeO foi realizado, quando necessário, com base na razão $Fe_2O_3/FeO=0,15$ (Cox *et al.*, 1979). Os totais obtidos variam dentro do intervalo entre 97,55 e 100,90 %peso. Os valores de Perda ao Fogo (PF) variam entre -1,87 e 2,54 %peso. Apenas duas amostras têm PF > 2,00%peso, o que indica que a grande maioria de amostras não foi afetada significativamente por processos de intemperismo. As duas amostras com PF mais alto receberam tratamento mais cuidadoso.

Adicionalmente, foram utilizados dados analíticos existentes para outras 13 amostras, cujas análises foram realizadas no Laboratório GEOLAB da GEOSOL (Geologia e Sondagens Ltda), Brasil, no ano de 1991. Não há dados disponíveis a cerca da metodologia empregada nas análises, bem como para avaliações de precisão e acurácia, e, portanto, estes dados devem ser tratados com cautela. As análises tiveram Fe_2O_3 e FeO analisados e totais dentro do intervalo de 99,83 a 100,07%peso. Durante o tratamento dos dados, foi verificado que os elementos móveis (K, Na, Sr, Ba) têm valores muito distintos (muito altos ou muito baixos) daqueles de amostras da mesma unidade analisadas no ACTLABs (sobre cujas análises temos maior controle). Dessa forma, qualquer resultado oriundo de parâmetros que envolvem esses elementos não foi considerado conclusivo.

A opção por trabalhar com amostras analisadas em diferentes laboratórios deve-se ao fato de que os dados obtidos na GEOSOL já encontravam-se disponíveis (e inéditos) quando do início do projeto. Por outro lado, as 37 amostras selecionadas durante

a execução do Pronageo-Fase 2 foram enviadas ao ACTLABs por ser este considerado hoje um laboratório de referência em análises de rocha. As tabelas 5.1 e 5.2 apresentam as amostras analisadas no ACTLABs e na GEOSOL, respectivamente, juntamente com informações a cerca do litotipo e unidades de origem.

As 50 amostras foram selecionadas, procurando-se atender aos seguintes critérios: homogeneidade da amostra, evitando-se a presença de veios leucossomáticos e de injeção; e ausência de evidências de intemperismo. A preparação das 13 amostras analisadas em 1991 foi realizada em laboratório da GEOSOL. A preparação das 37 amostras analisadas no ACTLABs foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da FGEL/ UERJ, seguindo os procedimentos padrões de britagem, utilizando-se um britador de mandíbulas, e moagem, utilizando-se moinho de bolas de tungstênio. A cada troca de amostra, os equipamentos eram limpos, por meio de procedimentos padrão, para evitar a contaminação das amostras seguintes.

O estudo litogeoquímico teve, como foco principal, a petrologia das rochas anfíbolíticas associadas às diferentes unidades dos diferentes domínios. Dependendo da unidade, os anfíbolitos ocorrem como enclaves (nas unidades ortoderivadas), bandas (em unidades orto e paraderivadas) ou camadas (nas unidades paraderivadas). A origem dos anfíbolitos, se orto ou paraderivada (definição esta crucial para o estudo de seqüências supracrustais metavulcanossedimentares), pode ser determinada por meio do estudo litogeoquímico. Além disso, o estudo litogeoquímico de ortoanfíbolitos é de grande relevância em terrenos metamórficos de alto grau, uma vez que pode trazer contribuições quanto à evolução petrológica de uma

unidade e à geodinâmica atuante em período remoto do passado geológico. Foram, portanto, selecionadas amostras de anfibolitos relacionados às seguintes unidades litoestratigráficas (Tabelas 5.1 e 5.2):

- Complexo Juiz de Fora (embasamento pré-1,7 Ga no Domínio homônimo) – 10 amostras (9 de rocha metamáfica e 1 de metaultramáfica);
- Grupo Andrelândia (seqüência supracrustal neoproterozóica no Domínio Juiz de Fora) – 1 amostra;
- Suíte Salvaterra (granitóide/charnockitóide sin-colisional no Domínio Juiz de Fora) – 2 amostras;
- Grupo Bom Jesus do Itabapoana (seqüência supracrustal neoproterozóica no Domínio Cambuci) – 9 amostras;
- Complexo Serra da Bolívia (granitóide do período de transição entre os estágios pré- e sin-colisionais neoproterozóicos; Domínio Cambuci) – 2 amostras;
- Suíte São João do Paraíso (granitóide/charnockitóide neoproterozóico sin-colisional no Domínio Cambuci) – 6 amostras (enclaves);
- Grupo Italva (seqüência metavulcanossedimentar do Domínio homônimo) – 4 amostras; e
- Complexo Rio Negro (granitóide neoproterozóico pré-colisional no Domínio Costeiro) – 1 amostra;

Além do estudo dos anfibolitos, foram selecionadas amostras de rochas intermediárias a ácidas de diferentes unidades lito-tectônicas, como segue (Tabela 5.1):

- 6 amostras de rochas ácidas (4 amostras) e intermediárias (2 amostras) do Complexo Juiz de Fora (embasamento pré-1,7 Ga no Domínio homônimo);
- 6 amostras da Suíte São João do Paraíso (granitóide/charnockitóide neoproterozóico sin-colisional no Domínio Cambuci);
- 1 amostra de granito pós-colisional, alojado em zona de falha D₄.

Os resultados analíticos e o método de análise são apresentados nas tabelas 5.3 e 5.4.

5.1.2 - Resultados da Litogeoquímica

5.1.2.1 - Domínio Juiz de Fora

Dado que as relações de campo indicam que o granada charnockito da Suíte Salvaterra é resultado da fusão parcial do granada-biotita gnaiss bandado do Grupo Andrelândia e, talvez também, em menor quantidade, da fusão parcial de rochas do Complexo Juiz de Fora (vide capítulo 3 do presente trabalho), as amostras metabásicas destas unidades serão tratadas conjuntamente.

Caracterização litogeoquímica das amostras de metabasitos das unidades do Domínio Juiz de Fora

Discriminação de séries

O diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica, Irvine e Baragar, 1971), (Figura 5.1a), mostra a presença de rochas alcalinas e subalcalinas no conjunto das rochas em estudo. Neste diagrama, três amostras situam-se no campo correspondente às rochas alcalinas e oito ao campo das rochas subalcalinas. A norma CIPW (Tabela 5.5) mostra presença de nefelina normativa em três amostras: JI-II-39B, NF-002 e IT-IX-20A, com 0,62, 2,82 e 1,03 % peso, respectivamente. No entanto, no diagrama Nb/Y *versus* Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977), mostrado na Figura 5.1b, somente duas amostras plotam no campo das rochas alcalinas, sendo estas as amostras NF-333 (sem nefelina normativa) e a supracitada amostra JI-II-39B. Considerando que os elementos envolvidos neste diagrama apresentam comportamento relativamente imóvel durante a atuação de processos metamórficos e intempéricos, este diagrama foi adotado como base para a discriminação dentre rochas das séries alcalina e subalcalina. As amostras incluídas na série subalcalina pertencem a dois grupos distintos: um disposto ao longo de um *trend* toleítico e outro, de um *trend* calcioalcalino, evidenciado no diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971) apresentado na Figura 5.1c.

Tabela 5.3 - Resultados analíticos de litogeoquímica das amostras analisadas no ACTLABs. a: Elementos maiores

Amostra	Unidade	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ ⁽¹⁾	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOI	Total
JP-28-14	CJF	61,48	1,13	14,92	5,70	0,07	2,11	4,28	2,88	4,26	0,35	1,15	98,33
IT-IX-20B	CJF	65,74	0,66	16,27	4,30	0,07	1,46	4,01	3,41	4,03	0,31	-1,87	98,39
SJP-30-19	CJF	66,28	1,08	13,70	6,21	0,13	0,95	2,79	2,70	4,63	0,42	0,33	99,24
SJP-28-6A	CJF	60,24	0,85	16,01	5,02	0,08	5,78	3,07	3,71	3,47	0,19	1,34	99,77
IT-VII-61	CJF	56,72	1,11	17,38	6,87	0,08	2,71	7,84	3,20	1,75	0,75	1,37	99,78
IP-V-07	CJF	57,50	1,53	14,75	8,24	0,16	2,15	3,55	2,80	6,57	0,23	1,45	98,95
Ji-II-39B	CJF	46,19	1,70	13,22	8,46	0,13	7,16	9,02	2,06	5,30	1,77	2,54	97,55
IP-RM-16C	CJF	48,13	2,33	13,52	16,10	0,22	4,95	8,74	4,16	0,86	0,33	0,71	100,10
JP-28-37	CJF	48,40	1,08	13,26	12,22	0,31	8,93	9,68	2,64	1,16	0,09	1,67	99,45
BJ-XIV-11D	CJF	52,19	1,52	18,62	7,57	0,16	4,35	7,68	3,23	2,22	0,43	1,43	99,40
IT-IX-20A	CJF	48,32	0,79	17,51	9,15	0,15	7,85	8,66	3,28	1,96	0,07	1,12	98,85
JP-28-32A	CJF	48,68	0,80	7,21	12,92	0,23	16,21	10,47	1,22	0,49	0,11	0,84	99,20
IP-VII-14A	GA	45,03	1,51	14,04	16,38	0,34	5,59	9,88	2,28	0,72	0,17	3,13	99,07
IP-VII-03	SS	49,72	1,80	13,97	14,33	0,23	6,36	10,80	2,74	0,79	0,28	-0,33	100,70
IP-VII-3D	SS	52,11	1,12	13,83	12,84	0,18	7,24	7,03	3,54	0,71	0,10	0,25	98,96
Ji-XI-07	GBJI	45,02	2,12	18,41	11,73	0,18	5,45	8,54	3,15	1,92	0,82	1,37	98,70
Ji-XI-25B	GBJI	45,13	2,21	14,56	14,91	0,25	6,94	9,62	2,70	1,09	0,30	1,73	99,45
Ji-XI-15B	GBJI	47,96	1,47	13,60	12,69	0,20	8,25	11,28	2,13	0,90	0,15	1,56	100,20
Ji-XI-53A	GBJI	49,26	1,31	13,49	10,34	0,17	10,23	8,78	2,59	2,11	0,62	1,45	100,30
Ji-VI-25B	GBJI	57,72	1,23	16,02	7,59	0,13	3,35	6,38	2,90	1,59	0,58	1,41	98,88
BJ-XIV-21A	SB	52,55	1,34	17,36	10,52	0,16	3,86	7,30	3,66	0,99	0,29	1,28	99,30
BJ-XIV-26	SB	46,85	2,19	19,06	12,07	0,13	3,70	8,27	3,59	1,69	1,33	0,92	99,80
Ji-75C	SSJP	47,90	1,91	15,46	11,55	0,21	6,74	8,90	3,19	1,64	0,55	1,18	99,23
BJ-XIV-11A	SSJP	48,74	1,26	16,54	11,02	0,27	7,25	10,22	2,09	0,89	0,22	0,05	98,53
Ji-RM-13E	SSJP	52,97	0,95	14,38	13,23	0,19	6,63	9,68	0,85	0,20	0,09	1,11	100,30
Ji-XI-55A	SSJP	51,45	0,07	2,52	4,59	0,20	14,91	22,14	0,37	0,13	0,02	2,10	98,50
JP-RM-15A	SSJP	47,59	0,81	13,67	10,13	0,20	10,81	13,33	1,54	0,43	0,07	0,87	99,45
Ji-RM-14D	SSJP	56,36	2,36	16,03	8,52	0,06	2,79	5,15	3,00	2,49	1,02	1,41	99,19
JP-28-43B	SSJP	67,44	0,76	14,41	4,86	0,05	2,49	2,94	3,39	1,98	0,05	1,04	99,41
JP-III-09	SSJP	73,04	0,22	13,76	1,48	0,02	0,34	1,96	3,42	4,16	0,03	0,13	98,55
JP-IV-26	SSJP	74,82	0,16	14,38	1,29	0,03	0,29	1,44	3,87	4,38	0,09	0,18	100,90
JP-32-49A	SSJP	75,08	0,12	13,06	1,48	0,02	0,11	1,28	3,04	4,95	0,05	0,84	100,00
IV-X-06	SSJP	62,33	1,24	15,06	9,12	0,19	3,62	3,65	2,33	1,61	0,04	0,61	99,80
IT-VI-22A	SSJP	69,75	0,61	13,17	3,89	0,05	0,71	1,88	2,41	5,68	0,16	0,75	99,07
IV-IX-75	GI	50,38	0,76	13,48	11,09	0,14	8,02	13,08	1,32	0,25	0,05	1,06	99,64
IV-VIII-59B	CRN	48,90	1,16	18,38	10,49	0,17	5,50	9,56	3,28	1,46	0,23	1,04	100,20
Ji-II-42B	GPC	67,02	0,82	14,51	4,27	0,05	0,86	2,26	2,94	5,36	0,31	1,18	99,58
Unidade		%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
Limite de detecção		0,01	0,001	0,01	0,01	0,001	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01		0,01
Método analítico		FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP

CJF - Complexo Juiz de Fora

GBJI - Grupo Bom Jesus do Itabapoana

SSJP - Suite São João do Paraíso

GI - Grupo Itávia

Tabela 5.3 - Resultados analíticos de litogeoquímica das amostras analisadas no ACTLABs. b: elementos traços

Amostra	Unidade	Sc	V	Ba	Sr	Y	Zr	Cr	Ni	Cu	Rb	Nb	Hf	Ta	Th	U
JP-28-14	CJF	13	119	2152	608	22	313	< 20	< 20	20	93	10	8,50	0,70	0,90	0,4
IT-IX-20B	CJF	7	60	1286	492	12	298	< 20	< 20	20	94	11	7,50	0,80	2,30	0,5
SJP-30-19	CJF	9	54	1602	295	30	520	< 20	< 20	< 10	114	31	13,30	2,00	1,50	0,2
SJP-28-6A	CJF	27	172	642	150	21	144	80	60	20	172	8	4,20	0,70	1,90	0,7
IT-VII-61	CJF	11	135	893	601	11	81	50	70	110	36	11	2,70	0,70	4,00	0,6
IP-V-07	CJF	25	91	1672	328	30	60	50	< 20	20	163	38	2,00	2,10	2,40	0,5
JI-II-39B	CJF	26	211	7411	2421	32	409	360	50	< 10	146	25	12,40	1,40	19,90	3,5
IP-RM-16C	CJF	35	391	320	144	42	188	120	50	50	8	11	5,50	1,00	2,10	1,2
JP-28-37	CJF	47	346	183	143	30	57	440	100	< 10	10	7	2,10	0,60	2,60	0,2
BJ-XIV-11D	CJF	21	177	1282	769	36	240	60	30	30	104	14	6,80	0,80	2,10	0,7
IT-IX-20A	CJF	20	126	181	256	18	92	320	180	20	75	9	3,20	0,60	1,80	0,4
JP-28-32A	CJF	57	242	113	143	16	55	330	290	120	8	3	2,30	0,20	0,80	0,2
IP-VII-14A	GA	44	425	206	161	33	73	100	60	180	11	9	3,00	0,60	0,90	0,4
IP-VII-03	SS	41	392	194	160	27	114	110	30	170	13	11	3,90	0,80	0,60	0,2
IP-VII-3D	SS	32	251	273	317	20	56	280	160	70	6	5	1,90	0,60	0,50	0,1
JI-XI-07	GBJI	26	231	1830	804	42	435	60	30	20	48	23	10,50	1,00	0,90	0,3
JI-XI-25B	GBJI	38	350	150	313	29	93	190	< 20	30	44	9	3,50	0,70	1,70	0,5
JI-XI-15B	GBJI	41	348	122	185	23	82	210	130	< 10	13	8	2,60	0,70	0,40	0,3
JI-XI-53A	GBJI	25	181	2235	1251	21	152	470	250	70	58	17	4,50	1,10	7,60	1,1
JI-VI-25B	GBJI	14	130	887	361	60	194	70	60	40	127	18	6,70	1,00	16,00	2,1
BJ-XIV-21A	SB	18	220	747	451	21	170	< 20	40	70	72	11	5,30	0,90	5,30	1,2
BJ-XIV-26	SB	15	220	1495	913	28	295	< 20	< 20	40	59	19	8,00	1,00	2,00	0,5
JI-75C	SSJP	32	228	439	357	39	167	230	< 20	50	55	11	5,10	0,80	1,50	0,3
BJ-XIV-11A	SSJP	40	268	182	366	30	54	200	40	< 10	19	3	1,90	0,30	0,80	0,3
JI-RM-13E	SSJP	38	310	178	107	25	50	160	90	10	< 2	3	1,70	0,60	0,30	0,7
JI-XI-55A	SSJP	< 1	19	201	26	26	16	< 20	< 20	< 10	13	2	1,00	0,70	1,30	2,2
JP-RM-15A	SSJP	42	251	179	215	12	56	320	190	< 10	8	3	1,80	0,30	0,30	0,2
JI-RM-14D	SSJP	11	144	2242	1202	19	355	50	20	60	135	19	8,80	1,20	2,70	0,4
JP-28-43B	SSJP	12	98	367	192	6	207	< 20	40	50	97	9	6,50	0,50	8,40	0,7
JP-III-09	SSJP	3	13	454	117	4	116	< 20	< 20	< 10	113	3	4,30	0,40	14,70	0,8
JP-IV-26	SSJP	3	< 5	573	174	9	85	< 20	< 20	< 10	168	3	2,90	0,40	11,00	1,6
JP-32-49A	SSJP	2	6	795	152	7	117	< 20	< 20	50	133	< 1	4,80	0,30	21,20	1,2
IV-X-06	SSJP	31	200	781	232	69	174	140	40	< 10	46	13	5,10	0,70	1,50	0,6
IT-VI-22A	SSJP	8	35	825	162	32	674	< 20	< 20	20	228	18	18,70	0,90	11,70	0,4
IV-IX-75	GI	53	336	70	69	18	30	130	70	10	6	1	1,00	0,20	0,10	< 0.1
IV-VIII-59B	CRN	34	231	449	432	27	123	40	< 20	40	40	6	3,50	0,40	1,30	0,2
JI-II-42B	GPC	4	58	1844	270	19	600	< 20	< 20	20	157	16	15,50	0,80	4,70	0,4
Unidade		ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
Limite de detecção		1	5	3	2	2	4	20	20	10	2	1	0.2	0.1	0.1	0.1
Método analítico		FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-ICP	FUS-MS								

CJF - Complexo Juiz de Fora

GBJI - Grupo Bom Jesus do Itabapoana

SSJP - Suite São João do Paraíso

GI - Grupo Italva

Tabela 5.3 - Resultados analíticos de litogeoquímica das amostras analisadas no ACTLABs: c: elementos terras raras

Amostra	Unidade	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
JP-28-14	CJF	30,20	66,00	7,77	29,50	6,70	1,97	5,80	0,80	4,50	0,90	2,60	0,36	2,00	0,28
IT-IX-20B	CJF	42,30	74,20	7,54	24,70	4,80	1,63	3,80	0,50	2,50	0,50	1,40	0,19	1,10	0,17
SJP-30-19	CJF	72,90	138,00	14,50	49,40	9,60	2,64	7,70	1,00	5,60	1,10	3,50	0,52	3,10	0,47
SJP-28-6A	CJF	16,20	34,80	4,04	15,80	4,00	0,96	4,20	0,60	3,90	0,80	2,50	0,38	2,30	0,34
IT-VII-61	CJF	52,10	118,00	14,90	54,00	12,00	2,01	7,40	0,70	2,60	0,40	1,20	0,15	0,80	0,10
IP-V-07	CJF	49,20	97,30	11,00	42,00	8,90	2,50	7,90	1,10	6,50	1,30	3,90	0,56	3,40	0,49
Jl-II-39B	CJF	195,00	371,00	43,30	136,00	25,70	6,85	16,40	1,70	7,60	1,20	3,10	0,40	2,30	0,30
IP-RM-16C	CJF	26,50	57,50	6,95	28,70	7,20	2,02	8,00	1,30	7,70	1,60	5,10	0,74	4,50	0,67
JP-28-37	CJF	20,70	50,40	5,83	22,50	5,30	1,41	5,50	0,90	5,50	1,10	3,70	0,56	3,50	0,52
BJ-XIV-11D	CJF	47,70	100,00	12,50	48,80	11,20	3,18	9,30	1,30	7,00	1,40	4,00	0,58	3,40	0,47
IT-IX-20A	CJF	15,90	36,20	3,90	15,50	3,80	1,29	3,50	0,60	3,30	0,70	2,10	0,31	1,90	0,27
JP-28-32A	CJF	7,80	19,70	2,57	12,20	3,50	1,20	3,70	0,60	3,40	0,70	2,00	0,29	1,80	0,22
IP-VII-14A	GA	16,80	44,70	5,37	24,30	6,60	1,63	7,00	1,10	6,60	1,30	4,00	0,58	3,50	0,50
IP-VII-03	SS	15,80	37,20	4,48	20,50	5,50	1,86	5,60	0,90	5,20	1,10	3,20	0,46	2,80	0,41
IP-VII-3D	SS	17,20	41,10	5,34	21,90	5,30	1,32	5,10	0,80	4,20	0,80	2,50	0,37	2,20	0,31
Jl-XI-07	GBJl	66,10	160,00	19,80	71,10	15,40	3,63	12,50	1,60	8,60	1,70	5,10	0,73	4,20	0,60
Jl-XI-25B	GBJl	14,60	32,30	4,03	18,70	5,30	2,18	6,00	1,00	5,80	1,20	3,60	0,53	3,20	0,42
Jl-XI-15B	GBJl	15,00	35,50	4,45	18,10	4,60	1,69	5,00	0,80	4,50	0,90	2,80	0,42	2,40	0,34
Jl-XI-53A	GBJl	70,10	132,00	15,10	50,10	10,10	2,93	7,40	0,90	4,30	0,80	2,30	0,32	1,80	0,25
Jl-VI-25B	GBJl	78,50	126,00	16,60	63,00	14,30	3,02	13,70	1,80	9,70	2,00	6,00	0,86	5,20	0,73
BJ-XIV-21A	SB	20,70	46,00	5,15	21,50	5,30	1,77	5,00	0,80	4,30	0,80	2,40	0,34	2,10	0,28
BJ-XIV-26	SB	56,90	114,00	13,40	49,40	11,00	2,83	9,30	1,20	6,00	1,10	3,40	0,47	2,70	0,36
Jl-75C	SSJP	30,70	69,10	8,15	34,00	8,60	2,70	8,20	1,20	7,10	1,50	4,50	0,65	3,90	0,54

Tabela 5.3 c - continuação

Amostra	Unidade	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
BJ-XIV-11A	SSJP	15,50	37,60	4,89	21,10	5,50	1,41	5,80	1,00	5,70	1,20	3,80	0,56	3,30	0,47
Jl-RM-13E	SSJP	5,60	14,40	2,05	11,00	3,60	0,88	4,60	0,80	4,70	1,00	3,20	0,46	2,80	0,40
Jl-XI-55A	SSJP	12,50	30,80	4,22	19,70	5,50	0,41	5,20	0,80	4,00	0,70	1,80	0,24	1,30	0,17
JP-RM-15A	SSJP	4,30	9,00	1,42	7,20	2,20	0,79	2,80	0,40	2,60	0,50	1,60	0,23	1,40	0,19
Jl-RM-14D	SSJP	71,10	148,00	17,10	58,50	11,90	3,45	8,70	1,00	4,60	0,80	2,00	0,25	1,40	0,18
JP-28-43B	SSJP	34,30	62,90	6,48	20,60	3,90	1,25	2,80	0,30	1,30	0,30	0,90	0,15	1,10	0,20
JP-III-09	SSJP	49,30	86,80	8,72	23,20	3,90	1,17	2,60	0,20	0,90	0,20	0,50	0,07	0,40	0,07
JP-IV-26	SSJP	30,10	53,00	5,01	14,80	2,70	0,49	1,70	0,30	1,50	0,30	0,90	0,14	0,80	0,12
JP-32-49A	SSJP	40,00	76,20	7,82	26,10	5,10	0,77	3,80	0,40	1,80	0,30	0,90	0,13	0,80	0,12
IV-X-06	SSJP	30,20	52,80	5,12	16,80	3,30	1,68	4,80	1,20	9,80	2,70	9,50	1,53	9,70	1,39
IT-VI-22A	SSJP	130,00	260,00	29,50	93,10	17,30	1,65	12,10	1,40	6,80	1,30	3,70	0,51	2,80	0,37
IV-IX-75	GI	2,70	4,40	0,92	5,00	1,70	0,74	2,60	0,50	3,20	0,70	2,40	0,36	2,30	0,35
IV-VIII-59B	CRN	26,50	61,30	7,43	28,90	6,50	1,73	6,20	0,90	5,20	1,10	3,40	0,50	3,00	0,42
Jl-II-42B	GPC	74,40	149,00	15,90	51,90	9,80	2,00	6,60	0,90	4,10	0,70	2,20	0,30	1,70	0,24
Unidade		ppm													
Limite de detecção		0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,05	0,1	0,1	0,1	0,1	0,1	0,05	0,1	0,04
Método analítico		FUS-MS													

CIF - Complexo Juiz de Fora

GBJI - Grupo Bom Jesus do Itabapoana

SSJP - Suíte São João do Paraíso

GI - Grupo Itávia

Tabela 5.4 – Resultados analíticos de litogeoquímica das amostras analisadas na Geosol. a: Elementos maiores

Amostra	Unidade	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	MnO	P ₂ O ₅	BaO	S	Cr ₂ O ₃	NiO	F	H ₂ O+	CO ₂	Total	O = F	Soma Final
NF-002	CJF	44,30	0,77	15,90	7,60	6,40	11,40	8,80	2,30	1,10	0,18	0,05	0,019	0,006	0,03	0,02	0,05	0,9	0,25	100,07	0,02	100,05
NF-150	CJF	48,10	2,40	13,40	7,60	8,40	8,90	5,10	3,20	1,30	0,21	0,32	0,039	0,005	0,02	0,01	0,26	0,59	0,25	100,10	0,11	99,99
NF-165	CJF	50,90	0,73	10,90	6,70	3,90	10,40	10,20	3,40	1,00	0,17	0,12	0,026	0,012	0,1	0,02	0,45	0,59	0,4	100,02	0,19	99,83
NF-333	CJF	49,90	1,20	10,60	3,50	7,70	9,20	11,40	2,20	1,80	0,18	0,37	0,095	0,08	0,06	0,03	0,15	0,92	0,7	100,09	0,06	100,03
NF-172	GBJI	49,00	1,10	13,40	6,80	6,40	11,70	7,30	2,60	0,33	0,17	0,11	0,008	0,006	0,02	0,02	0,16	0,6	0,25	99,97	0,07	99,90
NF-709	GBJI	45,80	2,80	16,20	5,60	6,00	13,40	5,50	2,60	0,79	0,18	0,30	0,022	0,008	0,04	0,01	0,22	0,44	0,25	100,16	0,09	100,07
NF-769	GBJI	49,80	1,90	13,50	4,30	9,10	10,60	5,90	3,30	0,35	0,17	0,27	0,011	0,095	0,02	0,01	0,18	0,17	0,25	99,93	0,08	99,85
NF-803	GBJI	49,10	0,81	15,90	5,40	4,90	12,10	6,30	3,20	1,10	0,20	0,09	0,033	0,014	0,04	0,02	0,19	0,32	0,4	100,12	0,08	100,04
NF-593	SSJP	49,90	2,40	12,80	5,60	8,40	7,90	6,40	3,70	1,00	0,18	0,33	0,033	0,084	0,03	0,02	0,17	0,5	0,6	100,05	0,07	99,98
NF-655	SSJP	58,80	1,20	15,50	5,60	4,20	2,20	2,70	3,00	4,80	0,14	0,10	0,16	0,024	0,02	0,01	0,19	0,99	0,25	99,88	0,08	99,80
NF-702	SSJP	69,10	0,72	13,80	1,50	2,50	3,80	2,10	3,40	1,60	0,07	0,05	0,052	0,016	0,01	0,01	0,13	0,55	0,7	100,11	0,06	100,05
NF-641	GI	41,00	3,30	13,70	7,60	8,40	13,60	7,60	1,40	1,20	0,22	0,55	0,039	0,012	0,03	0,01	0,19	0,83	0,25	99,93	0,08	99,85
NF-657	GI	44,80	2,10	15,60	10,80	4,90	11,20	4,70	3,30	0,69	0,20	0,17	0,022	0,006	0,01	0,01	0,19	0,59	0,7	99,99	0,08	99,91

CJF - Complexo Juiz de Fora

GBJI - Grupo Bom Jesus do Itabapoana

SSJP - Suíte São João do Paraíso

GI - Grupo Itálva

Tabela 5.4 – Resultados analíticos de litogeoquímica das amostras analisadas na Geosol. b: elementos traços

Amostra	Unidade	H ₂ O-	Cl	V	Co	Y	Rb	Sr	Zr	Nb
NF-002	CJF	0,28	52	300	97	16	190	15	14	10
NF-150	CJF	0,25	320	340	87	56	89	53	210	14
NF-165	CJF	0,03	230	220	82	32	280	17	65	11
NF-333	CJF	0,09	310	190	72	26	470	46	220	19
NF-172	GBJI	0,12	310	310	87	21	120	10	57	10
NF-709	GBJI	0,07	76	300	77	28	460	13	170	23
NF-769	GBJI	0,03	150	330	82	24	88	13	110	18
NF-803	GBJI	0,08	51	210	67	35	170	33	50	12
NF-593	SSJP	0,15	96	350	77	48	200	20	79	30
NF-655	SSJP	0,20	430	160	46	26	280	230	280	29
NF-702	SSJP	0,06	230	63	36	12	320	86	140	14
NF-641	GI	0,09	2720	340	92	44	81	15	180	41
NF-657	GI	0,08	60	450	77	24	300	12	80	10

CJF - Complexo Juiz de Fora

GBJI - Grupo Bom Jesus do Itabapoana

SSJP - Suite São João do Paraíso

GI - Grupo Itálva

Tabela 5.4 – Resultados analíticos de litogeoquímica das amostras analisadas na Geosol. c: elementos terras raras

Amostra	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
NF-002	3,36	8,11	5,56	1,52	0,58	1,61	1,86	0,40	1,21	0,88	0,12
NF-150	29,93	52,68	41,41	9,89	2,00	9,22	9,07	1,82	4,94	4,15	0,56
NF-165	16,34	28,19	20,76	4,32	0,83	3,72	3,24	0,72	2,26	1,85	0,27
NF-333	31,45	74,80	38,70	7,27	1,35	5,27	3,52	0,69	1,78	1,26	0,16
NF-172	3,93	12,02	8,25	2,39	0,64	2,58	2,59	0,55	1,67	1,34	0,19
NF-709	13,74	39,68	24,14	5,62	1,32	4,86	4,04	0,84	2,45	1,92	0,28
NF-769	12,71	35,29	20,12	4,56	1,21	4,08	3,76	0,83	2,61	2,29	0,32
NF-803	8,38	24,94	13,06	3,38	0,90	3,41	3,93	0,91	3,07	3,19	0,47
NF-593	17,21	56,84	37,22	9,26	1,00	8,09	7,66	1,56	4,34	3,69	0,47
NF-655	35,00	79,74	29,33	5,01	0,95	3,35	2,61	0,58	1,82	1,86	0,27
NF-702	14,46	28,16	10,65	1,88	0,83	1,43	1,04	0,24	0,76	0,59	0,09
NF-641	22,25	43,35	31,77	7,90	2,39	7,52	6,96	1,41	3,88	3,13	0,40
NF-657	1,50	29,50	16,30	4,00	0,90	3,50	3,30	0,70	2,20	1,90	0,30

CJF - Complexo Juiz de Fora

GBJI - Grupo Bom Jesus do Itabapoana

SSJP - Suite São João do Paraíso

GI - Grupo Itálva

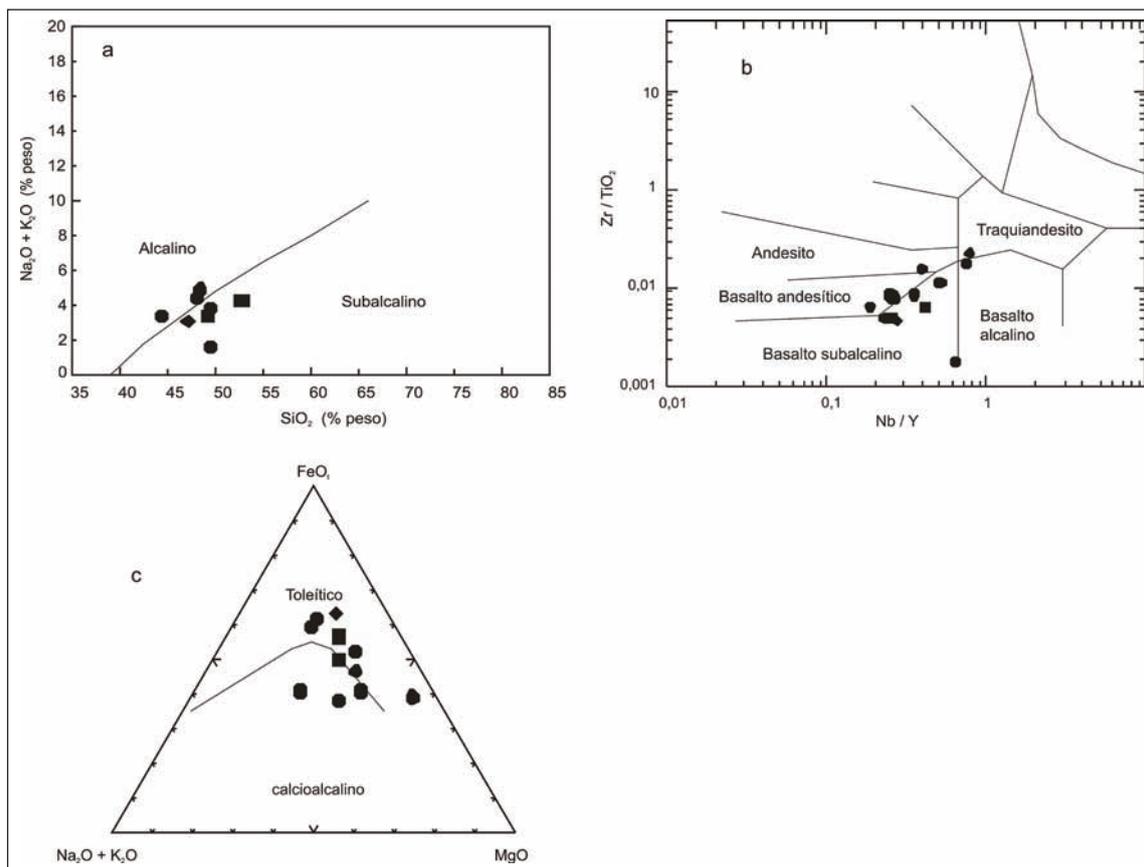


Figura 5.1- a: Diagrama TAS de discriminação de séries (Irvine e Baragar, 1971); b: Diagrama de classificação de rochas (Winchester e Floyd, 1977); c: Diagrama de discriminação de séries toleítica e calcioalcalina (Irvine e Baragar, 1971) para os metabasitos em estudo. Círculo: metabasitos do Complexo Juiz de Fora; quadrados: metabasitos no granada charnockito da Suíte Salvaterra; losango: metabasito no Grupo Andrelândia

Tabela 5.5 – Norma CIPW dos anfíbolitos do Domínio Juiz de Fora

Amostra	NF-002	NF-150	NF-165	NF-333	IP-VII-14A	JI-II-39B	IP-RM-16C	IT-IX-20A	JP-28-37	JP-28-32A	IP-VII-03	IP-VII-3D	BJ-XIV-11D	IT-VII-61	IP-V-07
Quartzo	0	2,12	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,18	10,1	2,94
Corindon	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Zircão	0	0,04	0,01	0,04	0,01	0,08	0,04	0,02	0,01	0,01	0,02	0,01	0,05	0,02	0,01
Ortoclásio	6,57	7,72	6,02	10,82	4,26	31,38	5,09	11,61	6,86	2,9	4,67	4,2	13,16	10,36	38,89
Albita	15,86	26,13	28,09	17,7	19,29	3,26	29,38	19,63	22,34	10,32	23,18	29,95	27,33	27,07	23,69
Anortita	29,87	18,85	11,85	14,15	25,96	11,31	15,69	27,28	20,92	12,75	23,5	19,77	29,84	27,96	8,31
Leucita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nefelina	1,87	0,21	0,08	0,25	0	7,67	3,15	4,4	0	0	0	0	0	0	0
Diopsídio	19,65	17,64	28,51	19,98	18,56	20,1	21,57	12,54	21,82	31,12	23,57	12,1	5	5,41	7,08
Hiperstênio	0	9,78	10,08	20,7	5,18	0	0	0	1,8	19,91	10	23,5	17,28	12,41	11,73
Olivina	11,66	0	1,91	5,71	16,46	13,4	15,9	18,87	19,35	16,97	8,84	4,23	0	0	0
Magnetita	11,13	11,02	9,87	5,18	3,71	1,94	3,52	2,03	2,71	2,86	3,09	2,83	1,68	1,52	1,84
Cromita	0	0	0	0	0,02	0,08	0,03	0,07	0,09	0,07	0,02	0,06	0,01	0,01	0,01
Ilmenita	1,46	4,56	1,39	2,28	2,87	3,22	4,42	1,49	2,05	1,51	3,42	2,13	2,89	2,11	2,91
Apatita	0,12	0,76	0,28	0,88	0,4	4,35	0,78	0,17	0,21	0,26	0,66	0,24	1,03	1,79	0,56
Calcita	0,57	0,57	0,91	1,59	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	98,77	99,45	99,04	99,32	96,72	96,8	99,57	98,1	98,17	98,7	100,98	99,02	98,45	98,76	97,97

Discriminação de suítes

Diagramas binários de variação para os toleitos (incluindo os enclaves no granada charnockito), utilizando como índice de evolução o MgO, são mostrados na Figura 5.2. O teor de MgO (% peso) das amostras em estudo varia entre 5% e próximo de 9%. Uma única amostra apresenta alto teor de MgO (16,21 % peso), com concentração de Al_2O_3 (7,21 %) muito abaixo do esperado para rochas basálticas, características que sugerem que o protólito desta amostra tenha sido um piroxenito, sendo, portanto, interpretado, preliminarmente, como um cumulado. Por este motivo, esta amostra não será tratada no presente trabalho. Os diagramas binários mostram que duas amostras (NF-002 e JP-28-37) apresentam teores de MgO semelhantes (8,8 e 8,9 % peso, respectivamente) com diferentes concentrações de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO e TiO_2 , entre outros, inclusive alguns elementos traços imóveis, como o Zr e o La, sugerindo a presença de mais de uma suíte de rochas. Outras duas amostras também apresentam igual teor de MgO (NF-150 e IP-RM-16C, com 5,1 e 4,9 % peso, respectivamente), sendo que, neste caso, a maior parte dos elementos maiores mostra praticamente os mesmos teores. Outros óxidos ou elementos, como

K_2O , Na_2O , Ba, Rb e Sr, de caráter móvel, mostram diferentes concentrações que podem ser atribuídas a processos supergênicos e/ou a problemas analíticos (amostras analisadas no Laboratório GEOSOL). Com exceção de duas amostras (IP-RM-16C e NF-150, ambas do Complexo Juiz de Fora), as demais são toleitos de baixo- TiO_2 (Figura 5.2). Com relação ao Ni, todas as amostras, mesmo as de alto MgO, apresentam teores baixos (< 300 ppm), o que indica que nenhuma das amostras representa um magma primário.

A variação das razões de elementos traços incompatíveis imóveis, superior a 1,5 vezes em relação à possível amostra parental, aponta para mais de uma suíte de rochas toleíticas ou outro processo evolutivo que não o de cristalização fracionada pura e simples (Cox *et al.*, 1979). Considerando as variações das razões elementares em relação às possíveis rochas parentais, foram discriminados quatro grupos de rochas (Tabela 5.6). Os grupos 1 e 4 incluem apenas amostras de ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora. Já os grupos 2 e 3 incluem litotipos que hoje se encontram hospedados em unidades litológicas distintas: o Grupo 2 inclui uma amostra de metabasito do Grupo Andrelândia e uma de enclave máfico no granada charnockito; o Grupo 3 inclui uma amostra de ortogranulito básico do Complexo Juiz de Fora e uma do enclave máfico no granada charnockito.

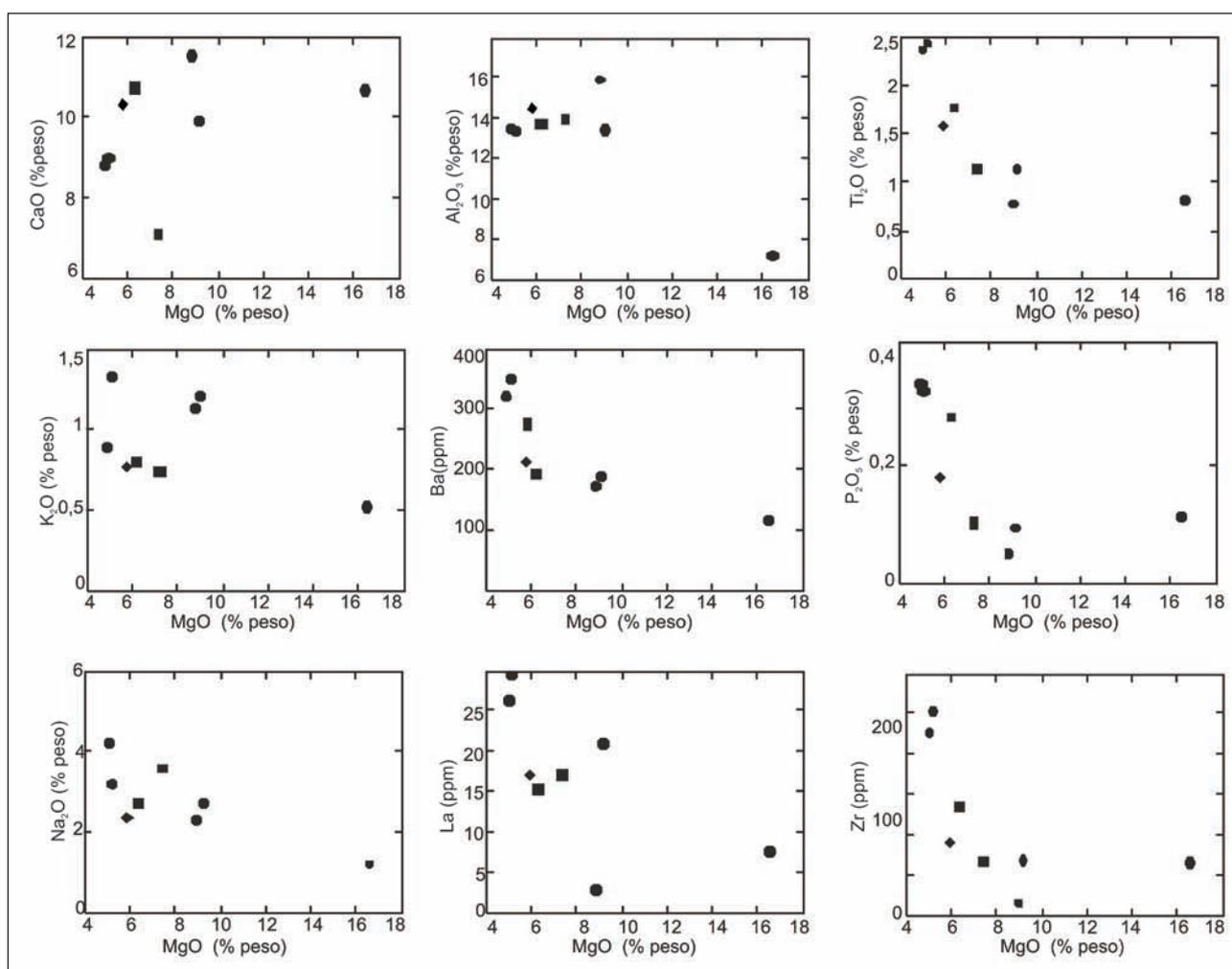


Figura 5.2 - Diagramas de variação binários para os metabasitos toleíticos em estudo. Símbolos como na Figura 5.1

Tabela 5.6 - Grupos dos metabasitos toleíticos em estudo identificados com base nas razões de elementos traços incompatíveis

	Amostras	Unidade	MgO	Zr/Nb	Y/Nb
			(% peso)		
Grupo 1	NF-150	Complexo Juiz de Fora	5,2	15	4
	IP-RM-16C	Complexo Juiz de Fora	5	17,1	3,8
Grupo 2	JP-28-37	Grupo Andrelândia	9,1	8,1	4,3
	IP-VII-3D	Suite Salvaterra	7,3	11,2	4
Grupo 3	IP-VII-03	Suite Salvaterra	6,3	10,4	2,5
	IP-VII-14A	Complexo Juiz de Fora	5,8	8,1	3,7
Grupo 4	NF-002	Complexo Juiz de Fora	8,9	1,4	1,6

Os dois enclaves máficos no granada charnokito têm assinaturas geoquímicas similares, respectivamente, àquelas de rocha metabásica do Complexo Juiz de Fora e de rocha metabásica do Grupo Andrelândia. Considerando que as evidências de campo indicam que o granada charnokito da Suite Salvaterra é um granitóide anatótico (tipo S e/ou híbrido), esses enclaves são interpretados como resíduos de processo de fusão parcial daquelas unidades.

Os padrões de elementos terras raras, normalizados pelo condrito de Boynton (1984), são apresentados na Figura 5.3. As razões $[La/Yb]_N$ mostram que as mesmas são coerentes com os grupos discriminados com base nas razões Zr/Nb e Y/Nb.

Os padrões de elementos terras raras dos metabasitos toleíticos e os valores das razões $[La/Yb]_N$ (Figura 5.3) são característicos de toleítos do tipo E-MORB (Grupo 4) e intraplaca (Grupos 1, 2 e 3). A Figura 5.4 apresenta diagramas de variação multielementar para as rochas em estudo (fatores de normalização de Thompson *et al.*, 1984). Apesar das diferenças supracitadas entre as amostras, estes diagramas mostram as seguintes características comuns a todas elas (com exceção da amostra NF-002): 1) anomalia negativa leve a pronunciada em Nb e Ta; 2) anomalia negativa leve a pronunciada em Sr; e 3) anomalia negativa leve a moderada em P e Ti. Algumas amostras apresentam também anomalia negativa de Th. Com exceção do comportamento do Sr, as outras feições são observadas comumente em gnaisses ácidos e intermediários da fácies anfíbolito e granulito, cujos padrões são incluídos no gráfico da Figura 5.5, e que aponta para a participação de processo de contaminação crustal na evolução dos magmas parentais das suítes/grupos 1, 2, e 3 estudados. A anomalia negativa em Nb e Ta é normalmente atribuída a processos de contaminação crustal (Cox e Hawkesworth, 1985) e, portanto, os metabasitos dos

grupos/suítes 1, 2 e 3 são interpretados como toleítos intracontinentais. A anomalia negativa de Sr deve refletir fracionamento de plagioclásio em condições de baixa pressão (Wilson, 1989). No caso da amostra NF-002 (do Grupo 4), ressalta-se a ausência de padrão relacionado à contaminação crustal, o que sugere que o protólito desta amostra tenha se formado em ambiente oceânico.

Cinco amostras de ortogranulitos básicos do Complexo Juiz de Fora correspondem a rochas das séries alcalina (amostras NF-333 e JI-II-39B) e calcioalcalina (amostras BJ-XIV-11D, NF-165 e IT-IX-20A). Dado o reduzido número de amostras, não são apresentados diagramas binários de variação.

As amostras calcioalcalinas pertencem à série de alto-K ($K_2O = 1; 1,96$ e $2,22$ % em peso). Entretanto, as razões entre elementos incompatíveis imóveis e os padrões de elementos terras raras mostram que este grupo inclui rochas não cogenéticas (Tabela 5.7 e Figura 5.6a).

Basaltos calcioalcalinos de alto-K são característicos de ambiente de arco, seja de arco de ilhas ou continental. Na figura 5.6b são apresentados os diagramas multielementares (fatores de normalização de Thompson *et al.*, 1984) para os metabasitos calcioalcalinos. As amostras deste grupo apresentam enriquecimento variável nos elementos de baixo potencial iônico, além de anomalias negativas em Th, Nb, Ta, Sr, P e Ti. Com exceção da anomalia em Th e em Sr, as demais são observadas em gnaisses das fácies anfíbolito e granulito, sendo que neste último também ocorre anomalia negativa em Th. A pronunciada anomalia negativa de Th aponta para contaminação por gnaisses de fácies granulito (crosta inferior). Em magmas relacionados à subducção, a fossa em Nb e Ta pode ser devida à contribuição da devolatilização e fusão de sedimentos oceânicos (Wilson, 1989).

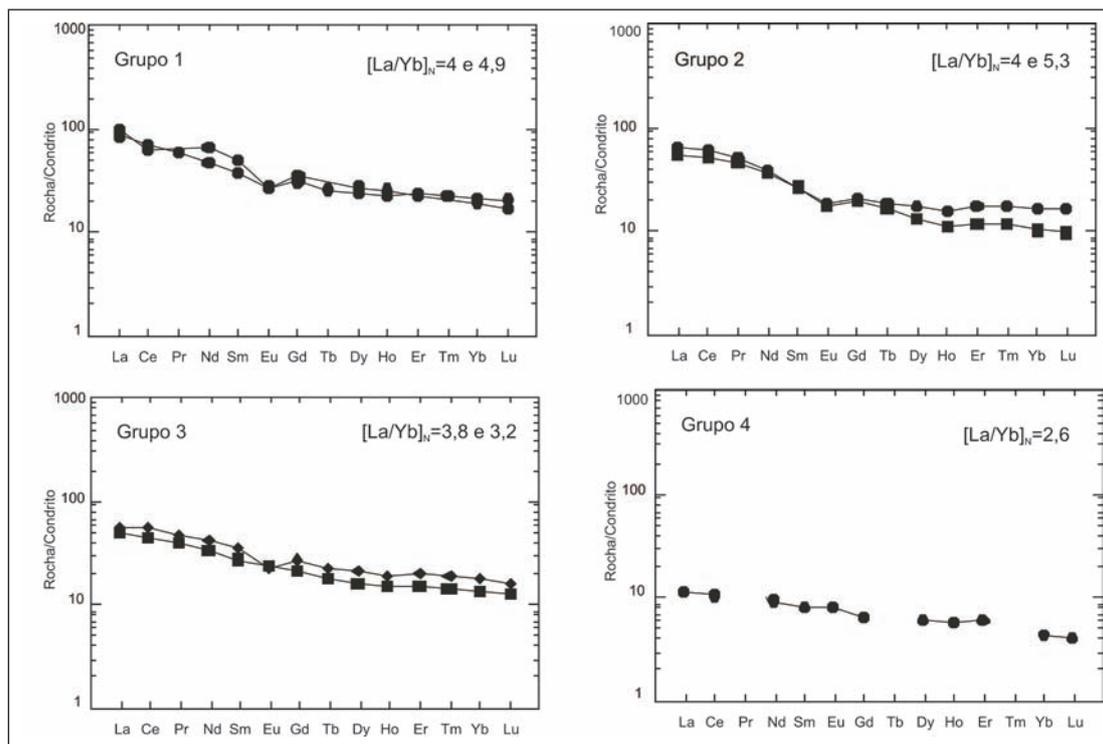


Figura 5.3 - Padrões dos elementos terras raras (normalizados para valores de condrito de Boynton, 1984) para os metabasitos toleíticos em estudo. Símbolos como na figura 5.1

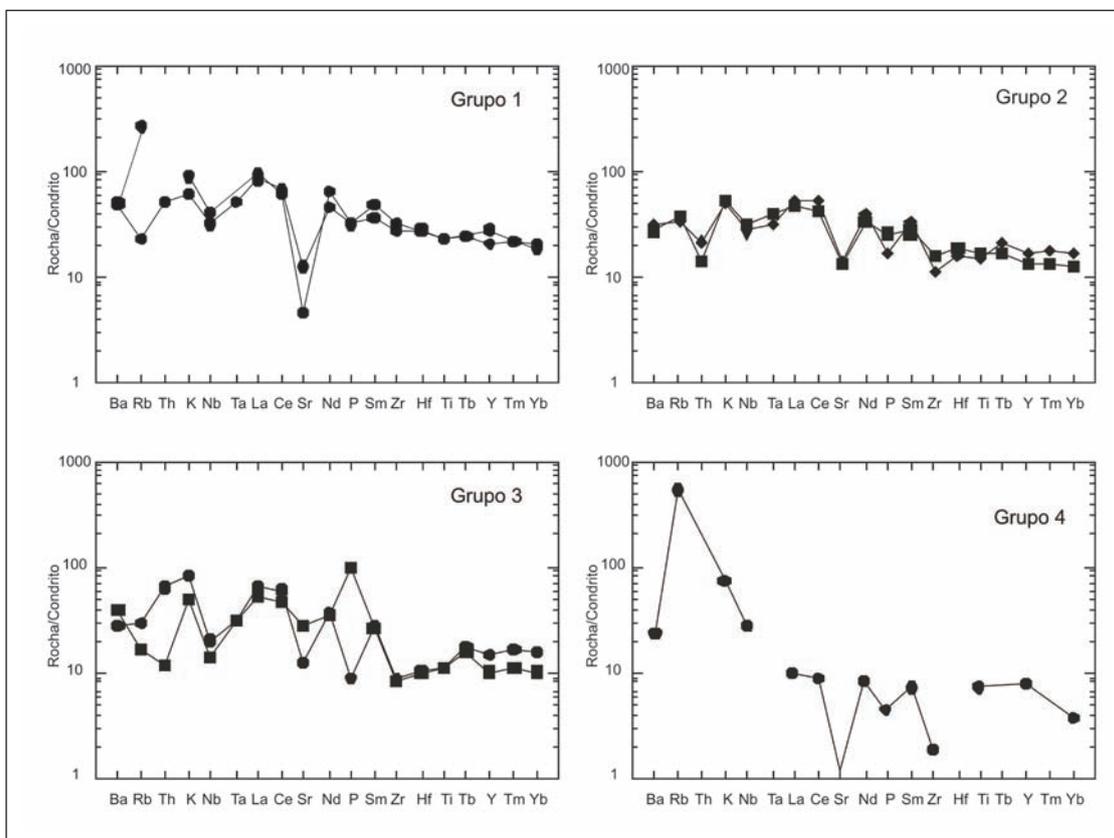


Figura 5.4 - Diagramas multielementares (normalizados para valores de Thompson, 1984) para os metabasitos toleíticos em estudo. Grupo 1 - metabasitos com $[La/Yb]_N$ de 4,0 e 4,9; Grupo 2 - metabasitos com $[La/Yb]_N$ de 4,0 e 5,3; Grupo 3 - metabasitos com $[La/Yb]_N$ de 3,8 e 3,2; Grupo 4 - metabasito com $[La/Yb]_N$ de 2,6

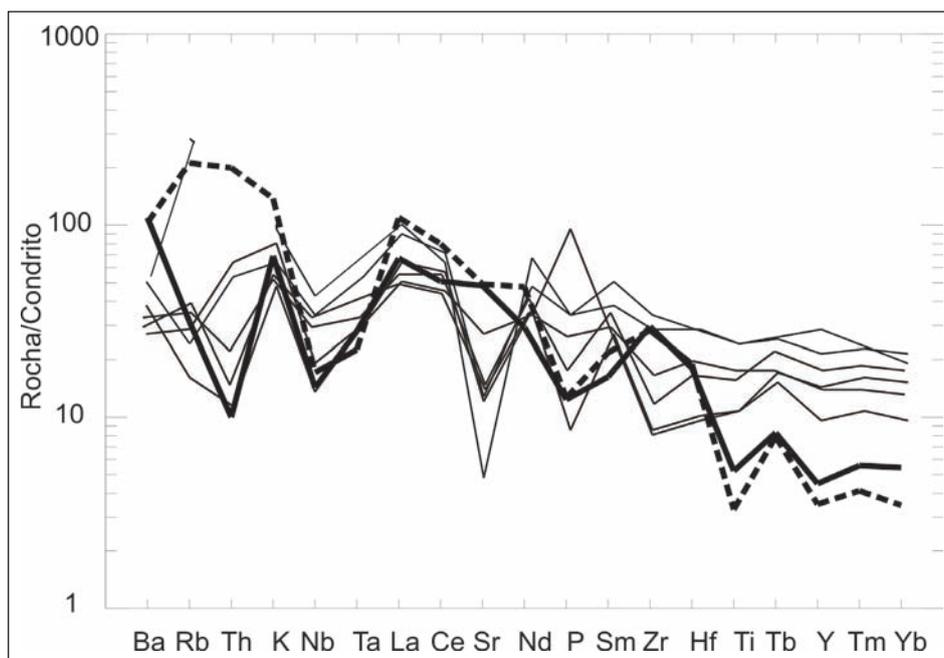


Figura 5.5 – Diagrama multielementar (normalizados para valores de Thompson, 1984) para os metabasitos toleíticos em estudo (linhas finas). Para comparação são incluídos os padrões de gnaiss ácido na fácies anfíbolito (linha grossa tracejada) e de gnaiss intermediário na fácies granulito (linha grossa cheia) extraídos de Wilson (1989)

Tabela 5.7 – Razões de elementos traços incompatíveis para os metabasitos alcalinos e calcioalcalinos em estudo

Amostras calcioalcalinas	Unidade	MgO % peso	Y/Nb	Zr/Nb	[La/Yb] _N
NF-165	Complexo Juiz de Fora	10,2	2,9	5,9	6
IT-IX-20A	Complexo Juiz de Fora	7,85	2	10,2	5,6
BJ-XIV-11D	Complexo Juiz de Fora	4,35	2,6	24,3	9,5
Amostras alcalinas					
NF-333	Complexo Juiz de Fora	11,4	1,4	8,3	16,8
Jl-II-39B	Complexo Juiz de Fora	7,2	1,3	5,6	57,2

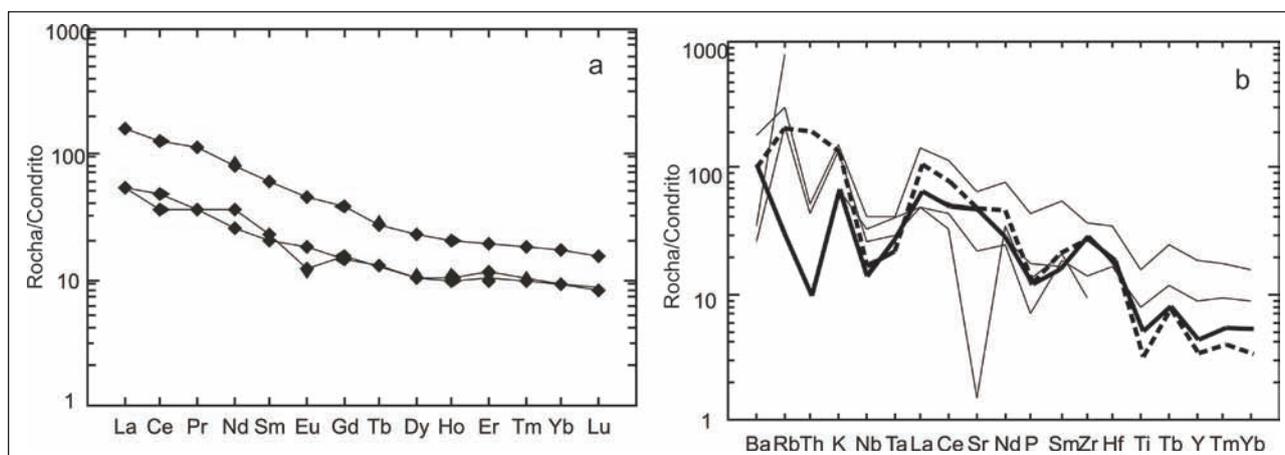


Fig. 5.6 – a: Padrões dos elementos terras raras (normalizados para valores de condrito de Boynton, 1984) para os metabasitos calcioalcalinos em estudo; b: Diagramas multielementares (normalizados pelos valores de Thompson, 1984) para os metabasitos calcioalcalinos em estudo (linhas finas). Para comparação são incluídos os padrões de gnaiss ácido na fácies anfíbolito (linha grossa tracejada) e de gnaiss intermediário na fácies granulito (linha grossa cheia) extraídos de Wilson (1989)

Os metabasitos alcalinos apresentam padrões de elementos terras raras muito diferentes (Figura 5.7a), com razões $[La/Yb]_N = 16,77$ e $57,16$, denotando a não cogeneticidade das duas amostras. Isto é corroborado nos diagramas multielementares (Figura 5.7b), que mostra que os metabasitos alcalinos diferem entre si pela existência de forte anomalia ne-

gativa de Nb e Ta na amostra JI-II-39B, o que aponta para processo de contaminação crustal, sugerindo que o protólito desta amostra tenha se formado em ambiente intracontinental. No caso da amostra NF-333, a anomalia negativa de Nb não é tão pronunciada; entretanto, não se pode descartar um ambiente de formação do tipo intracontinental.

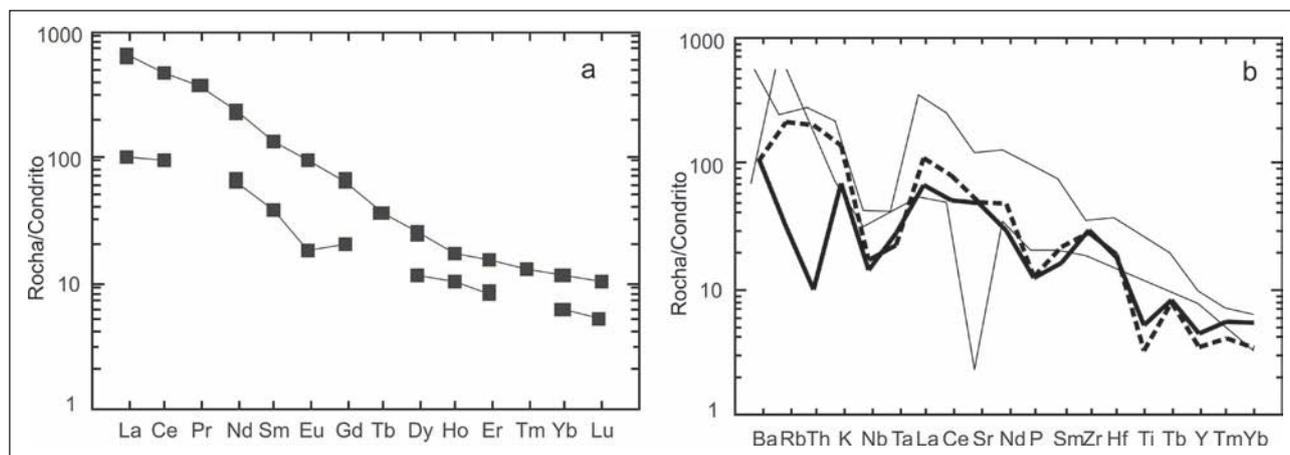


Figura 5.7 – a: Padrões dos elementos terras raras (normalizados para valores de condrito de Boynton, 1984) para os metabasitos alcalinos em estudo; b: Diagrama multielementar (normalizados pelos valores de Thompson, 1984) para os metabasitos alcalinos em estudo (linhas finas). Para comparação são incluídos os padrões de gnaiss ácido na fácies anfíbolito (linha grossa tracejada) e de gnaiss intermediário na fácies granulito (linha grossa cheia) extraídos de Wilson (1989)

Caracterização litogeoquímica das amostras ácidas e intermediárias do Complexo Juiz de Fora

Quatro amostras de rochas intermediárias e 2 de rochas ácidas do Complexo Juiz de Fora foram selecionadas para análise litogeoquímica. Os teores de SiO_2 destas amostras variam entre 56,7 e 66,3 % peso. No diagrama TAS (Middlemost, 1994) e AFM (Irvine & Baragar, 1971) (Figura 5.8a,b), uma destas amostras plota no campo alcalino (IP-V-07, sienito), enquanto as restantes apresentam afinidade calcioalcalina, sendo classificadas como quartzodiorito (1 amostra), quartzo monzodiorito (2 amostras) e granito (2 amostras). Apresentam caráter metaluminoso, evidenciado no diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943), mostrado na Figura 5.8c, com exceção da amostra SJP-28-6A que é levemente peraluminosa. Uma das amostras calcioalcalinas metaluminosas pertence à série de médio-K, enquanto que as amostras restantes são de alto-K (Figura 5.8d). Na Tabela 5.8 é apresentada uma síntese das características litogeoquímicas das rochas em estudo.

A única amostra de afinidade alcalina possui razão $[La/Yb]_N$ de 9,8. A amostra de afinidade calcioalcalina metaluminosa de médio-K apresenta alto grau de fracionamento, evidenciado pela razão $[La/Yb]_N$ de 43,9. Em contraposição, a amostra de afinidade calcioalcalina peraluminosa exibe um baixo grau de fracionamento, com $[La/Yb]_N$ de 4,7. As 3

amostras da série calcioalcalina de alto-K apresentam razões $[La/Yb]_N$ de 10,2; 25,9 e 15,9.

A figura 5.9 mostra os padrões de ETR para estas amostras. Para facilitar a observação, foram divididas em dois grupos: um grupo reúne as amostras calcioalcalinas metaluminosas de alto-K (3 amostras) e o segundo grupo, as amostras restantes. O primeiro grupo (Figura 5.9a) mostra padrão de ETR fracionado, sem anomalias expressivas de Eu. O segundo grupo é quimicamente heterogêneo, incluindo rochas de diferentes assinaturas e, portanto, de padrões ETR também distintos (Figura 5.9).

Ambientação tectônica

Nos diagramas de Pearce *et al.* (1984; Figura 5.10), as amostras das séries calcioalcalinas de médio e alto-K ocupam predominantemente o campo de granitos de arco vulcânico e, em menor número (1 amostra), de intraplaca. O granulito de composição sienítica situa-se no campo dos granitos intraplaca.

Sendo assim, as rochas ácidas a intermediárias do Complexo Juiz de Fora são interpretadas, no presente trabalho, como rochas de ambiente convergente do tipo arco vulcânico, desde mais primitivo até mais maduro, estágio este que pode incluir magmatismo alcalino. De qualquer forma, é possível que a rocha alcalina represente um ambiente intraplaca sem correlação com o arco.

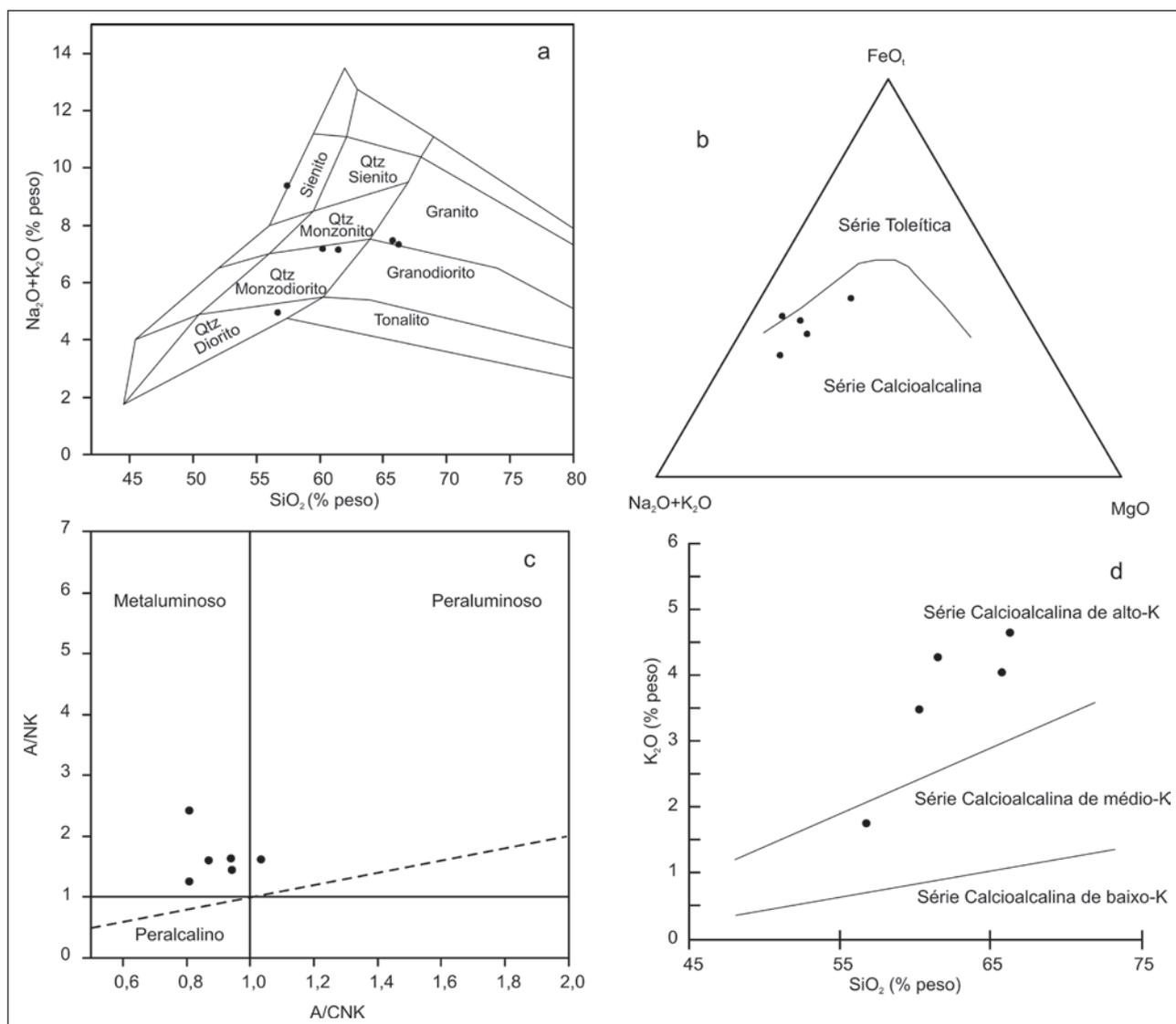


Figura 5.8 – a. Diagrama de classificação de rochas para as amostras intermediárias e ácidas do Complexo Juiz de Fora (Middlemost, 1994); b. Diagrama AFM (Irvine & Baragar, 1971); c. Diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943); d: Diagrama de Le Maitre (1989)

Tabela 5.8 - Características químicas das amostras intermediárias e ácidas do Complexo Juiz de Fora

Amostra	SiO ₂ % peso	Série	Caráter	[La/Yb] _N
IT-VII-61	56,7	calcioalcalina	metaluminoso médio-K	43,9
IP-V-07	57,5	alcalina	metaluminoso alto-K	9,8
SJP-28-6A	60,2	calcioalcalina	metaluminoso alto-K	4,7
JP-28-14	61,5	calcioalcalina	metaluminoso alto-K	10,2
IT-IX-20B	65,7	calcioalcalina	metaluminoso alto-K	25,9
SJP-30-19	66,3	calcioalcalina	metaluminoso alto-K	15,9

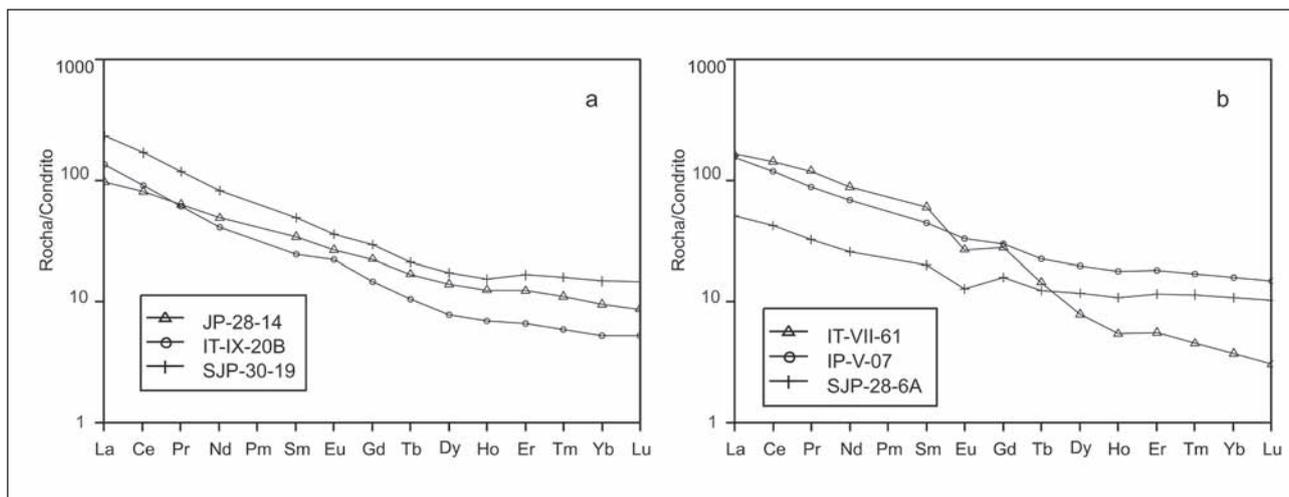


Figura 5.9 - Padrões dos elementos terras raras (normalizados para valores de condrito de Boynton, 1984) para as rochas ácidas a intermediárias do Complexo Juiz de Fora. a. Amostras calcioalcalinas metaluminosas de alto-K; b. Amostra calcioalcalina metaluminosa de médio-K, amostra calcioalcalina peraluminosa de alto-K e amostra alcalina

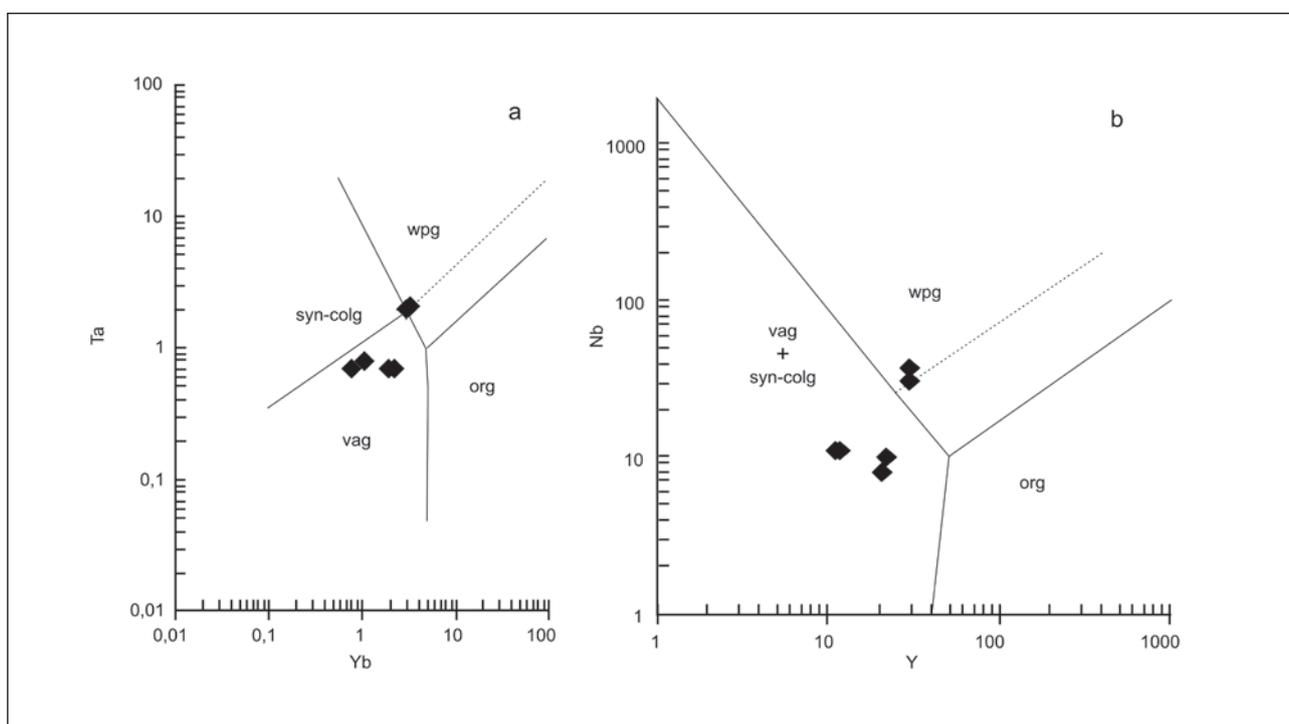


Figura 5.10 – Diagrama de Pearce et al. (1984) para ambientes tectônicos, com a projeção das composições das rochas ácidas a intermediárias do Complexo Juiz de Fora. vag: granito de arco magmático; syn-colg: granito colisional; wpg: granito intraplaca; org: granito de cadeia oceânica

5.1.2.2 Domínio Cambuci

Anfibolitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

Determinação do caráter orto ou paraderivado dos anfibolitos

Devido à ausência de texturas relicto nos anfibolitos em estudo do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, somado à associação, no campo, a mármores e paragnaisseis, foram realizados diversos testes vi-

sando determinar a origem (orto ou paraderivada) dos protólitos. Para isso foi utilizada a metodologia estabelecida por Van de Kamp (1970) utilizando os parâmetros de Niggli (1954).

Na figura 5.11 são apresentados os diagramas que confrontam os valores dos parâmetros *c*, *mg*, *al* e *alk* de Niggli. A tendência subhorizontal dos metabasitos Bom Jesus do Itabapoana, praticamente paralela ao *trend* dos basaltos continentais de Karoo (Figura 5.11a) e a localização no campo das rochas ígneas, especificamente, na área dos doleritos de Karoo (Figura 5.11b), sugerem origem magmática

para estas rochas. A correlação positiva entre o parâmetro *mg* e os teores de Cr e Ni (Figuras 5.11c e 5.11d) corroboram estas observações. Nestes diagramas, algumas amostras se situam no campo de mistura pelito-carbonato, embora ainda dentro do *trend* ígneo. No tratamento dos dados será dada especial atenção a estas amostras fim de observar seu comportamento geoquímico.

tura pelito-carbonato, embora ainda dentro do *trend* ígneo. No tratamento dos dados será dada especial atenção a estas amostras fim de observar seu comportamento geoquímico.

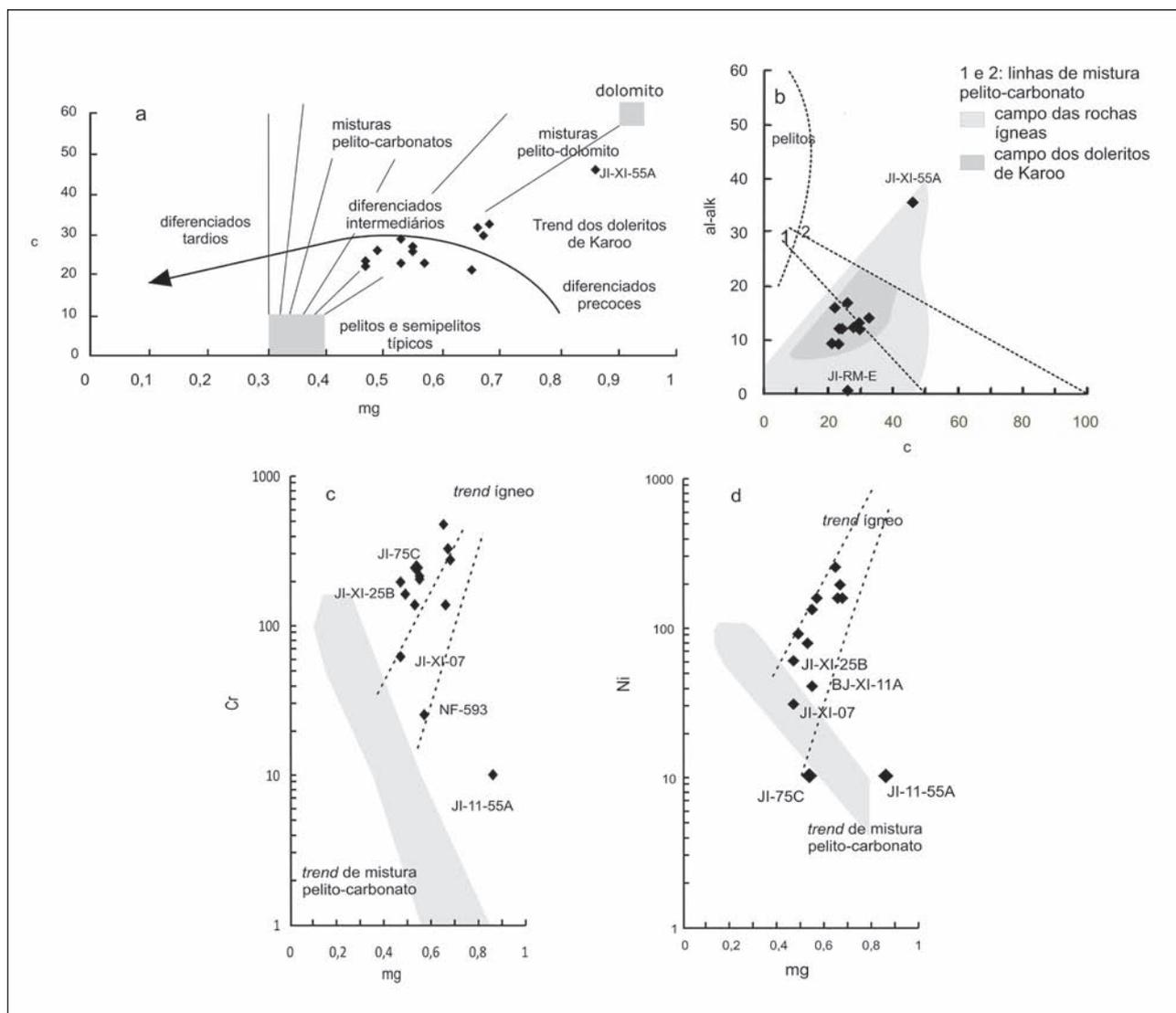


Figura 5.11 - Diagramas para distinção de orto e paragneisses para os anfibolitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a. Diagrama “c” versus “mg” (Leake, 1964); b. Diagrama “al-alk” versus “c” (Van de Kamp, 1971); “mg” versus teores de Cr (c) e Ni (d)

Com base nos critérios químicos apresentados, conclui-se que os anfibolitos em estudo representam rochas ígneas que fazem parte da sequência metavulcanossedimentar (supracrustal) do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. A única exceção é a amostra JI-XI-55A, que se afasta do *trend* definido pelo conjunto de amostras e cujo posicionamento nos diversos diagramas sugere não ter origem ígnea. Conseqüentemente, esta amostra foi excluída do tratamento de rochas metabásicas.

Identificação de possíveis processos de alteração pós-magmática dos metabasitos

Com o intuito de identificar a possibilidade da atuação de processos pós-magmáticos capazes de alterar o quimismo das rochas básicas, como também

verificar se houve mobilização dos elementos químicos durante o metamorfismo, foram realizados alguns testes. Na figura 5.12 são apresentados diagramas que permitem identificar o grau de alteração de rochas ígneas básicas (espilitização) e metamórficas. Os resultados mostram que os anfibolitos em estudo, ou seus protólitos, não foram afetados de forma significativa por estes processos. A única exceção é a amostra JP-RM-15A, que se situa no campo correspondente a graus altos de alteração (Figura 5.12c) e, portanto, seu comportamento nos diferentes diagramas foi observado com maior atenção.

Determinação de séries magmáticas

O diagrama TAS (total de álcalis *versus* sílica, Le Bas *et al.*, 1986), apresentado na figura 5.13a, e o

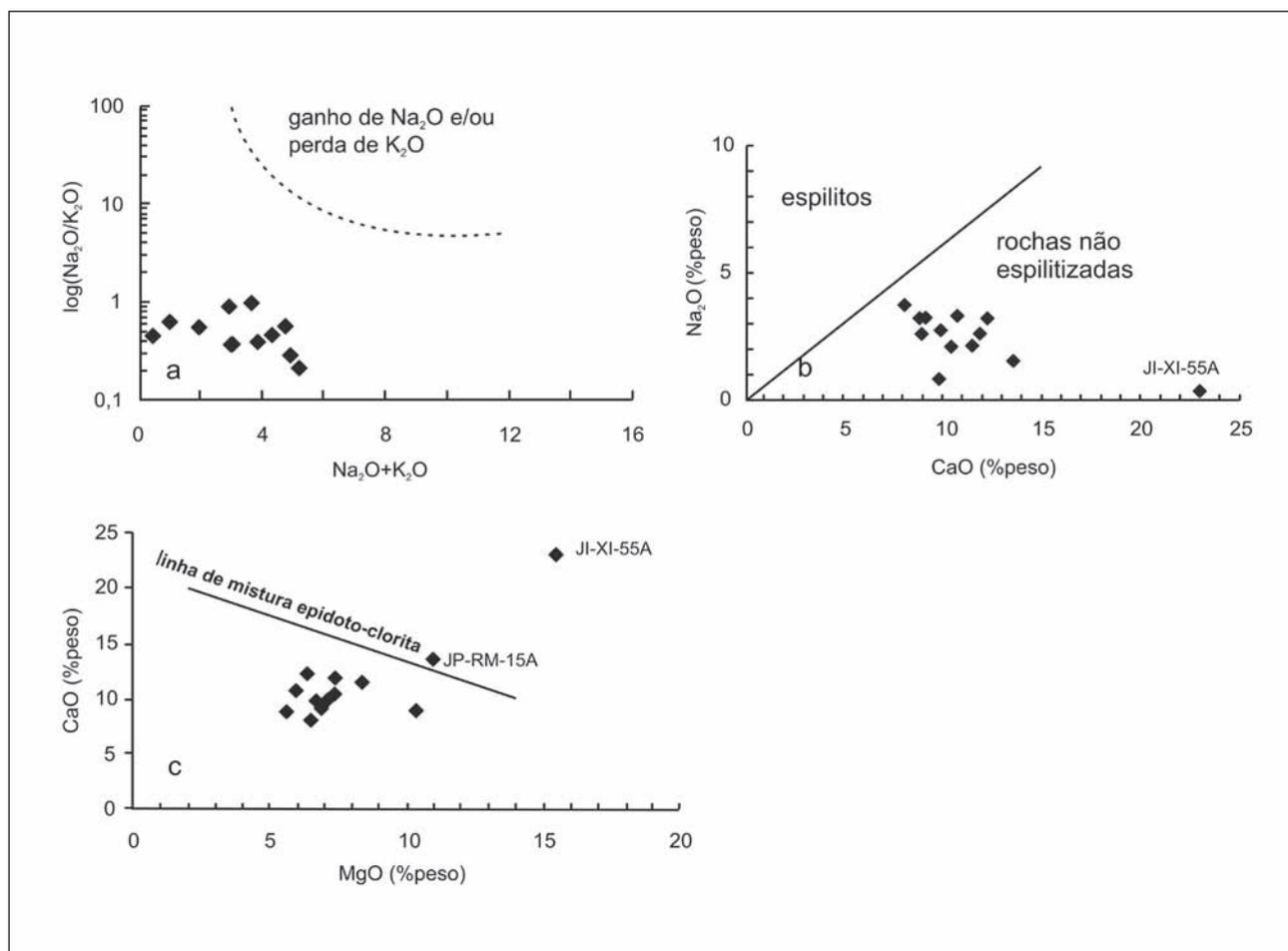


Figura 5.12 - Diagramas de discriminação de rochas que sofreram alteração por processos pós-magmáticos. a. Miyashiro (1975); b. Floyd (1975, 1976); c. Mullen (1983)

diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977), (Figura 5.13b), mostra a presença de rochas alcalinas e subalcalinas no conjunto de rochas em estudo. A norma CIPW (Tabela 5.9) confirma a afinidade alcalina de algumas destas amostras (JI-XI-25B, JI-7C e JI-XI-07), evidenciada pela presença de nefelina normativa (e ausência de hiperstênio normativo). Adicionalmente, a amostra NF-803 também apresenta essas características na norma (Tabela 5.9). Entretanto, seu padrão de ETR, como será visto mais adiante, é semelhante àquele de toleítos do tipo E-MORB. Além disso, considerando que essa amostra foi analisada em 1991, os valores de elementos móveis como Na e K, são tomados com certa precaução. Dessa forma, essa amostra foi classificada como subalcalina de afinidade toleítica.

Os metabasitos da série subalcalina apresentam afinidade toleítica, à exceção de uma amostra de caráter calcioalcalino (Figura 5.13c).

Com base no exposto, os metabasitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana, no Domínio Cambuci, correspondem aos seguintes grupos: 1. metabasitos da série toleítica (9 amostras); 2. metabasitos da série alcalina (2 amostras); metabasito da série calcioalcalina (1 amostra).

Caracterização geoquímica dos metabasitos de afinidade toleítica

Os metabasitos toleíticos em estudo apresentam teores de SiO₂ variando entre 48,3 e 50,6% peso, sendo incluída no grupo, ainda, uma amostra intermediária com 53,4% peso. O MgO varia entre 5,9 e 11 % peso, sem que haja correlação com as concentrações de SiO₂ (Tabela 5.10). Todas as amostras apresentam baixos teores de TiO₂ (0,8 a 1,9 % peso, com uma amostra com 2,4% peso), Ni (41-193 ppm) e Cr (137-325 ppm). Os baixos teores de Ni e Cr indicam claramente que nenhuma das amostras em estudo pode ser considerada como representante de magma primário.

Dado o caráter regional da amostragem para litogeoquímica, não são objetivos a caracterização de suítes e o modelamento petrogenético das mesmas. No entanto, a utilização dos elementos terras raras (ETR) pode contribuir para a identificação de possíveis rochas cogenéticas por processos evolutivos. Na Tabela 5.10 são apresentados os valores das razões $[La/Yb]_N$ (normalizados para o condrito de Boynton, 1984), e os teores de SiO₂ e MgO (% peso) para os metabasitos toleíticos em estudo. Para uma

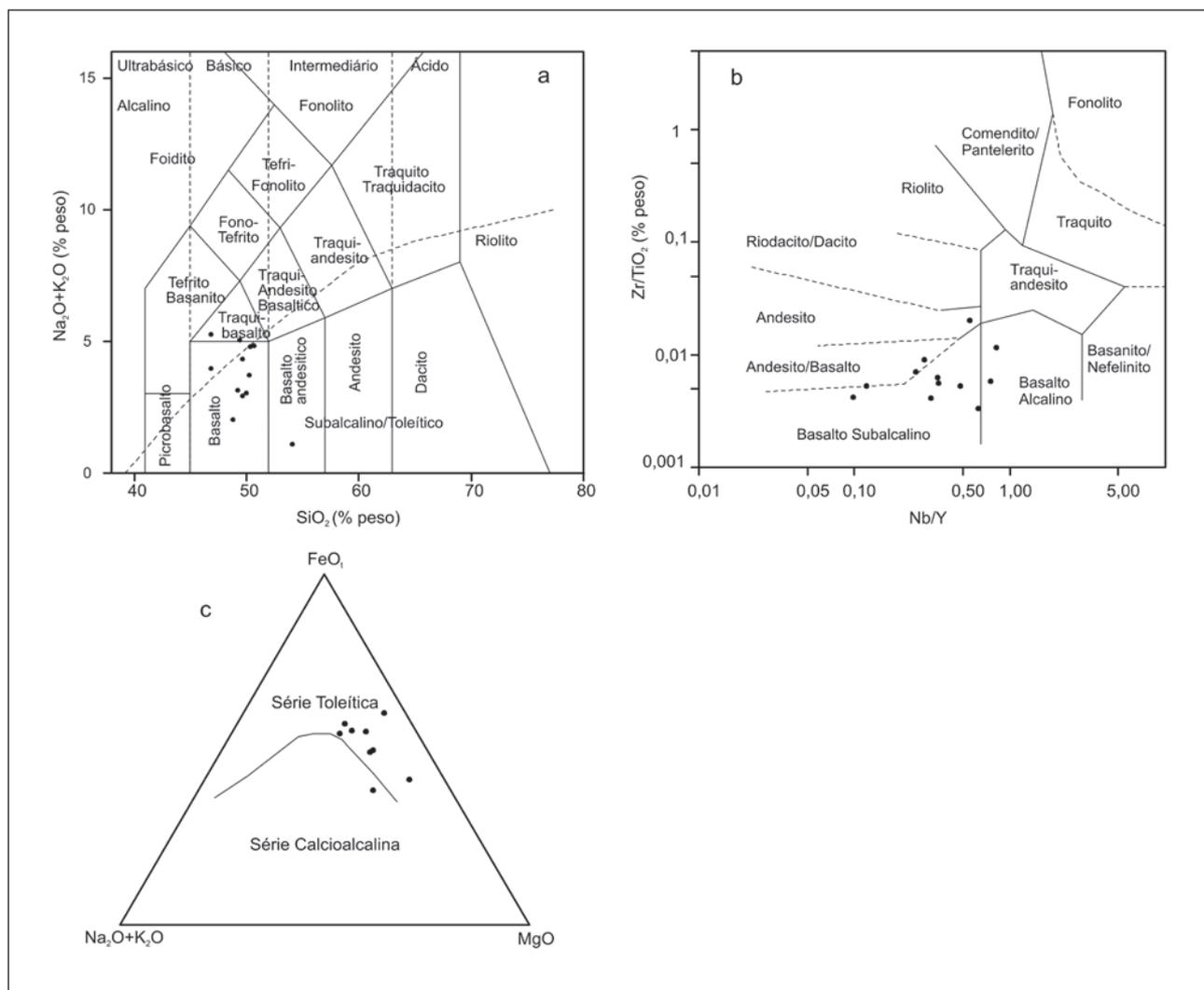


Figura 5.13 - Projeção das composições dos metabasitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a. Diagrama de classificação de rochas de Le Bas et al. (1986); b. Diagrama de classificação de rochas de (Winchester e Floyd, 1977); c. Diagrama de discriminação de séries toleítica e calcioalcalina (Irvine e Baragar, 1971)

Tabela 5.9 – Norma CIPW para os metabasitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

Amostra	NF-172	NF-593	NF-655	NF-769	NF-803	JI-XI- 07	JI-XI- 25B	JP-RM- 15A	JI-75C	JI-XI- 15B	BJ-XIV- 11A	JI-XI- 53A	JI-XI- 55A	JI-RM- 13E	JI-RM- 14D	JI-VI- 25B
Quartzo	2,9	1,28	15,55	0,74	0	0	0	0	0	0	0	0	0	12,52	13,71	14,79
Corindon	0	0	2,38	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1,19	0
Zircão	0,01	0,02	0,06	0,02	0,01	0,09	0,02	0,01	0,03	0,02	0,01	0,03	0	0,01	0,07	0,04
Ortosa	2,02	6,07	28,99	2,12	6,63	11,68	6,61	2,58	9,91	5,4	5,35	12,64	0,8	1,19	15,11	9,69
Albita	21,32	31,46	24,54	27,7	26,18	20,8	21,01	13,22	26,62	18,28	17,95	22,16	3,25	7,25	25,96	25,17
Anortita	24,66	15,71	9,08	21,39	26,06	31,38	24,97	29,55	23,5	25,24	33,65	19,25	5,01	35,14	20,34	26,72
Leucita	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Nefelina	0	0	0	0	0,53	3,57	1,28	0	0,49	0	0	0	0	0	0	0
Diopsídio	25,4	14,94	0	23,42	25,07	6,14	18,18	30,03	14,84	25,03	13,54	17,59	86,13	10,56	0	1,85
Hiperstênio	10,99	16,24	8,24	13,78	0	0	0	6,33	0	8,25	20,02	2,75	0,73	27,31	14,4	15,8
Olivina	0	0	0	0	5,39	16,98	18,38	13,51	16,16	10,78	3,22	18,87	2,48	0	0	0
Magnetita	9,97	8,23	8,26	6,28	7,9	2,62	3,32	2,23	2,56	2,8	2,43	2,27	1,04	2,9	1,89	1,69
Cromita	0	0	0	0	0	0,01	0,04	0,07	0,05	0,05	0,04	0,1	0	0,03	0,01	0,02
Ilmenita	2,11	4,62	2,32	3,64	1,55	4,13	4,29	1,56	3,69	2,82	2,43	2,51	0,13	1,82	4,58	2,39
Apatita	0,26	0,79	0,24	0,64	0,22	2,02	0,73	0,17	1,33	0,36	0,53	1,51	0,05	0,22	2,53	1,42
Calcita	0,57	1,36	0,57	0,57	0,91	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Total	100,26	100,73	100,3	100,34	100,46	99,41	98,83	99,26	99,19	99,02	99,18	99,68	99,63	98,96	99,79	99,58

Tabela 5.10 – Características químicas dos metabasitos toleíticos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

Amostra	SiO ₂ %peso	MgO % peso	[La/Yb] _N
JP-RM-15A	48,3	11	2,1
JI-XI-15B	48,6	8,4	4,2
BJ-XIV-11A	49,5	7,4	3,2
NF-172	49,5	7,4	2
NF-803	49,5	6,4	1,8
NF-593	50,6	6,5	3,1
NF-769	50,2	5,9	3,8
JI-RM-13E	53,41	6,69	1,3

suíte de rochas cogenéticas, as variações nos valores das razões entre elementos incompatíveis não devem ultrapassar 1,5 vezes; ou seja, rochas cogenéticas de mesmo grau evolutivo (valores similares de MgO e/ou SiO₂) devem ter valores similares de [La/Yb]_N. Sendo assim, a tabela 5.10 mostra a existência de mais de uma suíte de rochas cogenéticas por processo evolutivo.

Com base nos valores das razões [La/Yb]_N, foram diferenciados 2 conjuntos de amostras: 1) Grupo 1: amostras com valores de [La/Yb]_N entre 1,3 e 2,1; e 2) Grupo 2: amostras com valores de [La/Yb]_N entre 3,1 e 4,2. Na figura 5.14 são apresentados os

padrões de ETR (normalizadas pelo condrito de Boynton, 1984). As amostras do Grupo 1 apresentam diferentes graus de enriquecimento em ETR, padrão aproximadamente horizontal dos ETRp e anomalias negativas de Eu leves a inexistentes. No Grupo 2 a amostra NF-593 exibe um padrão bastante diferente das demais, com anomalia negativa de Eu pronunciada, enquanto nas restantes a anomalia de Eu é leve (positiva ou negativa) a inexistente.

Caracterização geoquímica dos metabasitos de afinidade alcalina

As 2 amostras de metabasitos alcalinos apresentam teores de SiO₂ de 46,2% peso e 48,9% peso, com concentrações de MgO de 5,6 e 6,9 % peso, respectivamente (Tabela 5.10). Os padrões de ETR (normalizados pelo condrito de Boynton, 1984) são apresentados na Figura 5.15: as 2 amostras exibem padrões dos ETRp praticamente horizontais, com grau variável de enriquecimento de ETR, o que resulta em razões [La/Yb]_N muito diferentes de 5,3 e 10,6 (Tabela 5.10). A amostra mais evoluída, com 5,6% MgO (% peso), apresenta razão [La/Yb]_N de 10,6, enquanto que a amostra menos evoluída (MgO = 6,9 % peso) tem razão [La/Yb]_N de 5,3. Essa variação entre elementos traços incompatíveis (La/Yb, neste caso), de mais de 1,5 vezes, indica que cada

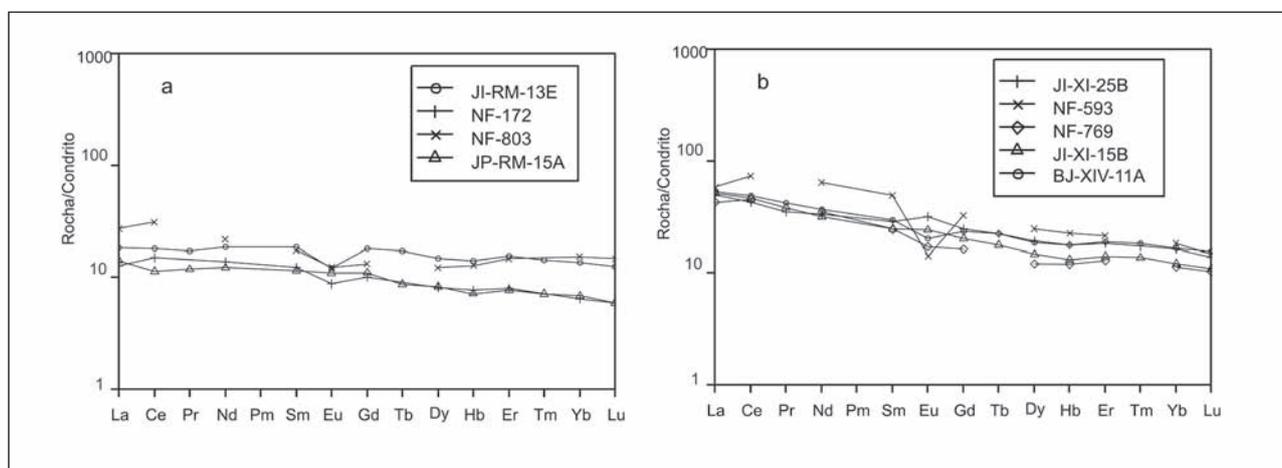


Figura 5.14 - Diagrama de distribuição dos ETR (normalizados pelo condrito de Boynton, 1984) para os ortoamfibolitos de afinidade toleítica do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a. Grupo 1 - amostras com [La/Yb]_N entre 1,3 e 2,1; b. Grupo 2 - amostras com [La/Yb]_N entre 3,1 e 4,2

uma das amostras deve pertencer a suítes distintas, o que, dado o baixo número de amostras, deve ser confirmado em trabalhos futuros.

Caracterização geoquímica do metabasito de afinidade calcioalcalina

O metabasito calcioalcalino tem 49,8% peso de SiO₂ e o teor de MgO de 10,3% peso. Apresenta altas concentrações de K₂O (2,1 % peso), Ba (2260 ppm), Sr

(1265 ppm) e ETR totais (301,7 ppm), quando comparado a basaltos calcioalcalinos de diferentes ambientes convergentes (arcos de ilhas e arcos continentais). A amostra possui padrão de ETR fracionado, com [La/Yb]_N de 12,2 e sem anomalia de Eu (Figura 5.15b).

Ambientação tectônica dos metabasitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana

Embora os diagramas de discriminação de ambientes tectônicos tenham sido elaborados para

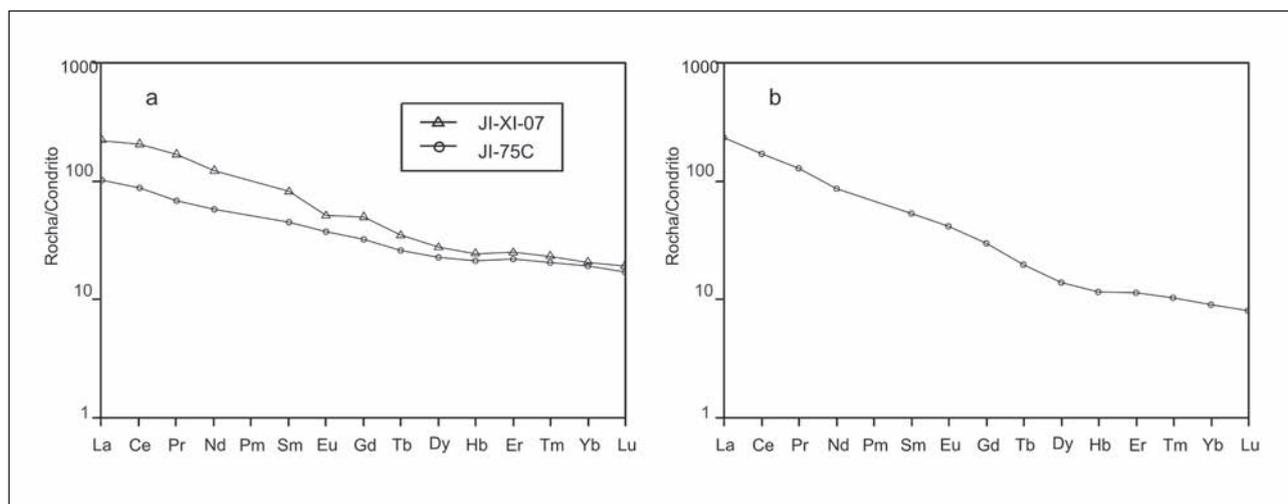


Figura 5.15 - Diagrama de distribuição dos ETR (normalizados pelo condrito de Boynton, 1984) para os ortoanfíbolitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a. Ortoanfíbolitos de afinidade alcalina; b. Ortoanfíbolito de afinidade calcioalcalina

rochas fanerozóicas, a utilização dos mesmos faz-se necessária quando investigamos terrenos metamórficos de alto grau onde as texturas e estruturas originais foram obliteradas.

Metabasitos de afinidade toleítica

Para discriminar ambiente tectônico, foram utilizados os diagramas de Pearce & Cann (1973), elaborados para basaltos toleíticos, e Meschede (1986) (Figura 5.16). Em conjunto, estes diagramas permitiram identificar os seguintes conjuntos de amostras que apresentam também padrões distintos em diagramas multielementares (fatores de normalização de Pearce, 1983; Figura 5.17):

Basaltos toleíticos intraplaca (3 amostras Figura 5.17a);

Basaltos tipo MORB (2 amostras – Figura 5.17b);

Basaltos de arco de ilhas (2 amostras – Figura 5.17c); e

Basaltos cujo ambiente tectônico não pode ser definido (2 amostras).

Metabasitos de afinidade alcalina

Diagramas discriminantes de ambiente tectônico para basaltos alcalinos referem-se, em geral, a ambientes intraplaca (oceânica e continental) sem contemplar os basaltos alcalinos de zonas de subducção. No diagrama de Meschede (1986) uma amostra plota no campo dos basaltos intraplaca e a outra no campo que reúne os toleitos intraplaca e os basaltos de arco vulcânico (Figura 5.16c).

A figura 5.18a apresenta o diagrama de variação multielementar para os metabasitos alcalinos em estudo (fatores de normalização de Pearce 1983). As

2 amostras apresentam enriquecimento em LILE e padrão irregular, com picos em Ce e Sm. Um das amostras (JI-75C) apresenta anomalia negativa em Nb. Este padrão com picos em Ce e Sm (e anomalia negativa em Nb) são considerados componentes de zona de subducção. Sendo assim, estes metabasitos alcalinos são interpretados no presente trabalho como rochas formadas em ambiente de arco vulcânico.

Metabasito calcioalcalino

A composição da única amostra de metabasito da série calcioalcalina foi plotada juntamente com os outros metabasitos (Figura 5.16). No diagrama Zr-Ti-Y (Pearce & Cann, 1973), situam-se no campo dos basaltos intraplaca, enquanto que no Zr-Ti-Sr, no campo dos toleitos de arco de ilha. Em síntese, a ambientação tectônica deste metabasito é ambígua.

A figura 5.18b apresenta o diagrama de variação multielementar para o metabasito em estudo (fatores de normalização de Pearce, 1983). Para comparação foi incluído o padrão correspondente a um basalto calcioalcalino de arco de ilha (extraído de Wilson, 1989). O diagrama mostra que ambas as rochas apresentam o mesmo padrão, embora em diferentes concentrações elementares: enriquecimento nos elementos incompatíveis de baixo potencial iônico (Ba, Rb, Th e K), leves anomalias negativas em Zr e Ti e pronunciada fossa Nb-Ta. Desta forma, e em caráter preliminar, dado que se trata somente de uma amostra, este metabasito de afinidade calcioalcalina é interpretado como um possível representante do magmatismo calcioalcalino presente em ambientes convergentes.

Caracterização geoquímica das rochas da Suíte São João do Paraíso

A Suíte São João do Paraíso é constituída de leucognaisses e leucocharnockitos, de composição granítica e, com base em dados de campo, é interpretada como produto da fusão parcial dos parag-

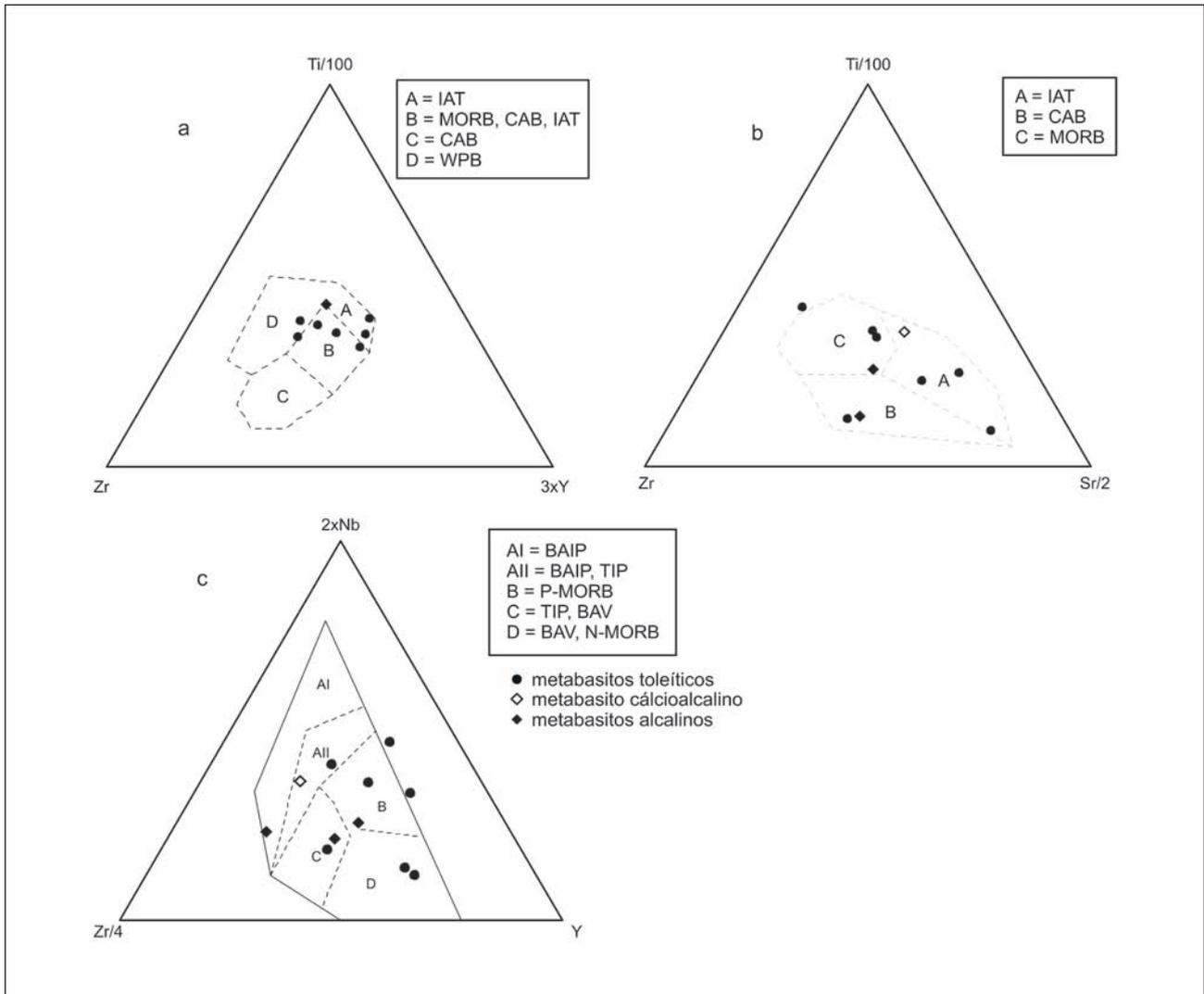


Figura 5.16 - Diagramas discriminantes de ambientes tectônicos para os ortoanfibolitos do Grupo Bom Jesus do Itabaipoana. a. Meschede (1986); b e c. Pearce e Cann (1973). Símbolos: círculos – metabasitos toleíticos; losangos fechados – metabasitos alcalinos; losango aberto – metabasito cálcioalcalino

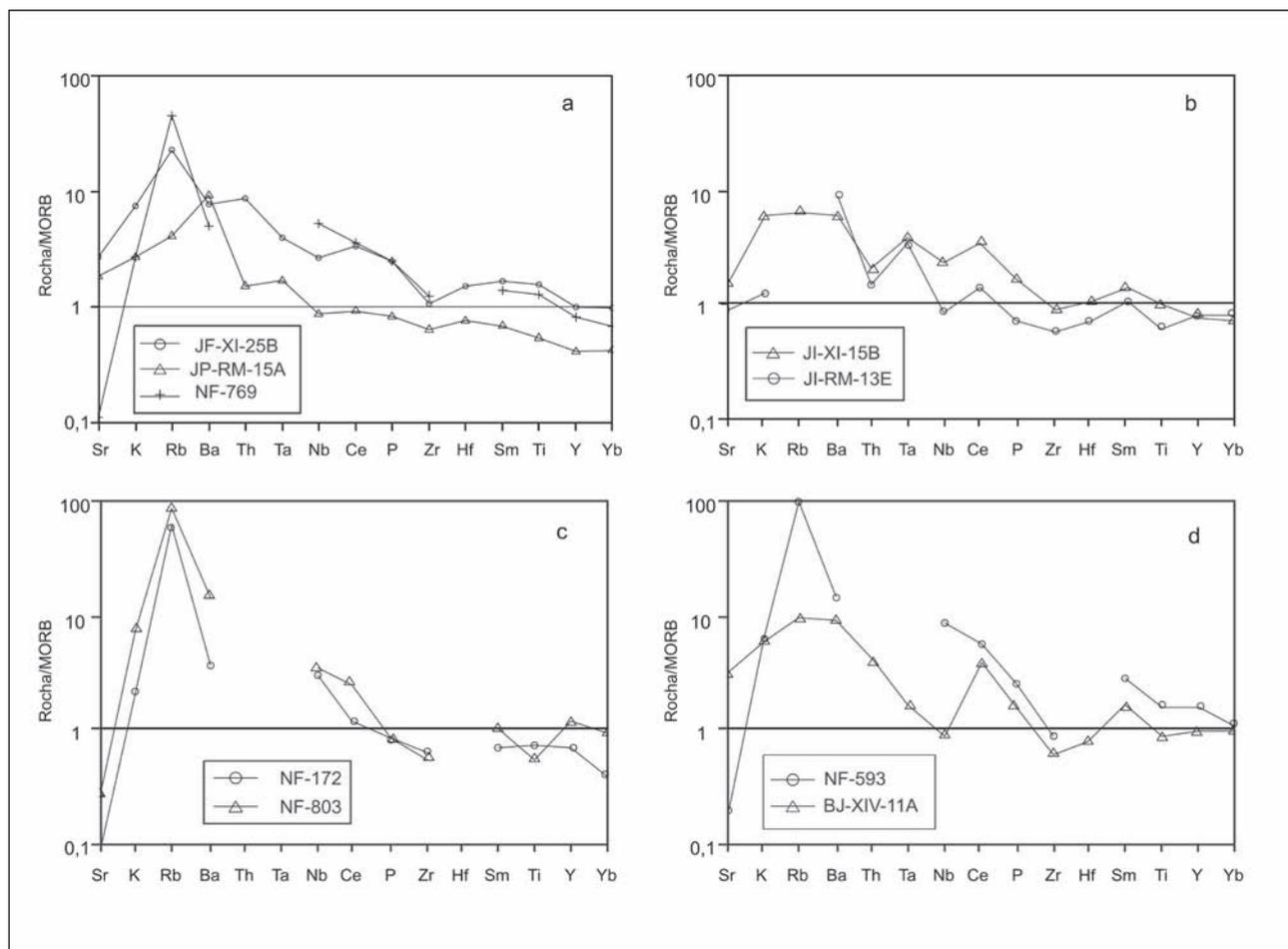


Figura 5.17 - Diagramas de variação multielementar (fator de normalização: Pearce, 1983) para os ortoanfibolitos de afinidade toleítica do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a. Anfibolitos toleíticos intraplaca; b. Anfibolitos toleíticos tipo MORB; c. Anfibolitos toleíticos de arco de ilhas; d. Anfibolitos toleíticos de ambiente tectônico não definido

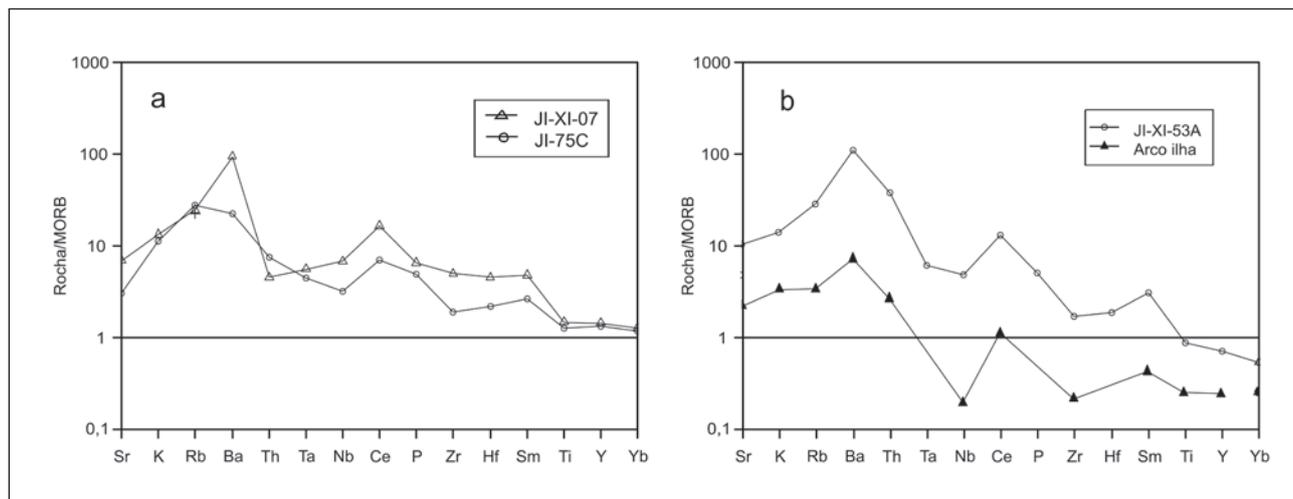


Figura 5.18 - Diagrama de variação multielementar (fator de normalização: Pearce, 1983) para os ortoanfibolitos do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. a. Ortoanfibolitos de afinidade alcalina; b. Ortoanfibolito de afinidade calcioalcalina

naisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana. Desta unidade, foram selecionadas 9 amostras para o estudo litogeológico.

Das 9 amostras da Suite São João do Paraíso, 3 apresentam caráter metaluminoso e 6, peraluminoso, evidenciado no diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943), mostrado na figura 5.19. Na Tabela 5.11 são apresentadas as principais características químicas destas rochas

Tabela 5.11 - Principais características químicas das rochas da Suite São João do Paraíso

Amostra	Caráter	SiO ₂ % peso	[La/Yb] _N
Jl-RM-14D	metaluminoso	57,6	34,2
Jl-VI-25B	metaluminoso	59,2	10,2
NF-655	peraluminoso	59,9	12,7
IT-VI-22A	metaluminoso	69,8	31,3
IV-X-06	peraluminoso	62,3	2,1
JP-28-43B	peraluminoso	67,4	21,0
JP-III-09	peraluminoso	73,0	83,1
JP-IV-26	peraluminoso	74,8	25,4
JP-32-49A	peraluminoso	75,1	33,7

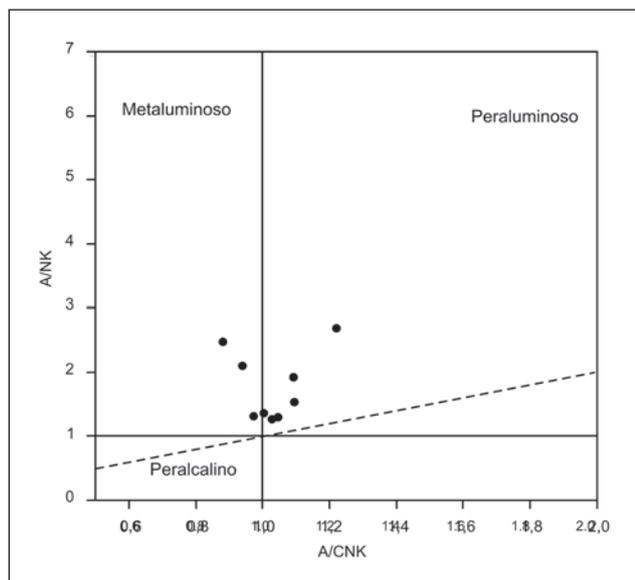


Figura 5.19 - Diagrama A/CNK versus A/NK (Shand, 1943) para as amostras da Suite São João do Paraíso

As 3 amostras metaluminosas possuem teores de SiO₂ de 57,6; 59,2; e 69,7 % peso e razões [La/Yb]_N de 34,2; 10,2; e 31,3, respectivamente. O padrão de ETR (Figura 5.20a) mostra enriquecimento em ETR1, com anomalia negativa de Eu (2 amostras), e sem anomalia de Eu a terceira amostra, com o maior grau de fracionamento.

As amostras peraluminosas (6) possuem teores de SiO₂ variando entre 59,8 e 75,1 % peso, e razões [La/Yb]_N muito diferentes, desde valores tão baixos quanto 2,1 até 83,1. Estas amostras foram divididas em 2 grupos segundo estas razões: o Grupo 1 reúne 3 amostras com razões [La/Yb]_N de 21; 33,7;

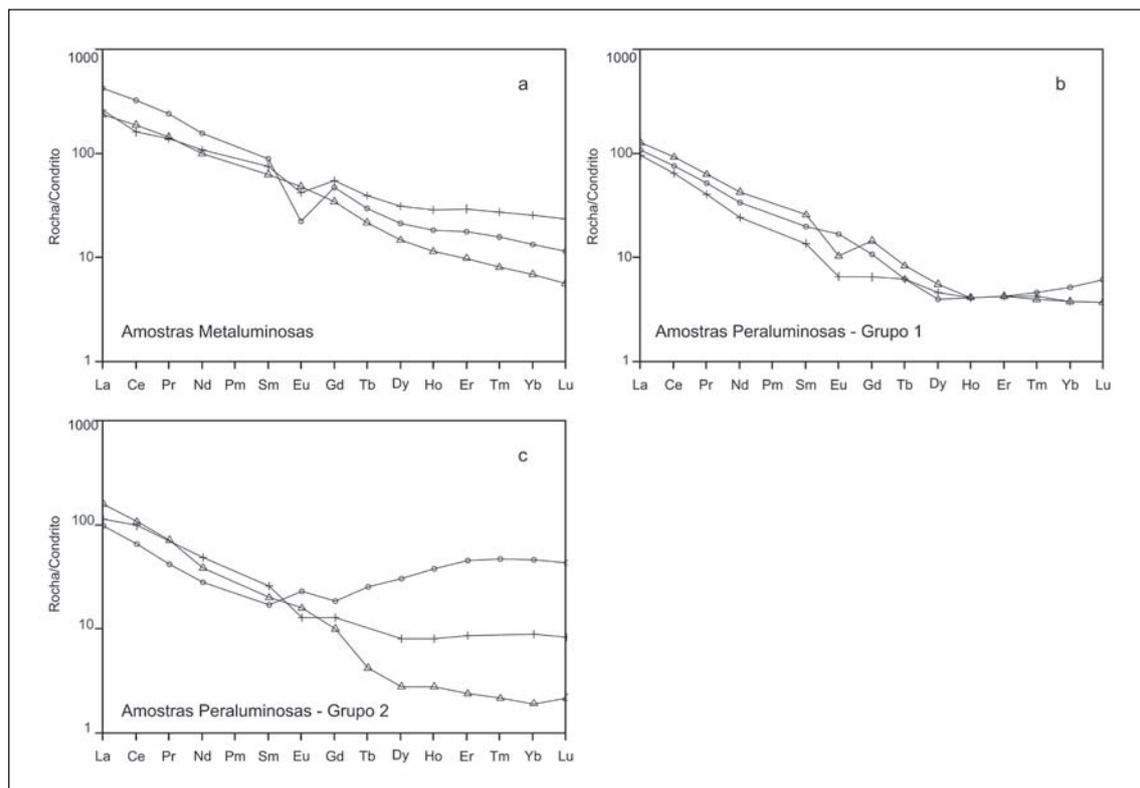


Figura 5.20 - Padrões dos ETR (normalizados pelo condrito de Boynton, 1984) para as amostras da Suite São João do Paraíso. a. Amostras metaluminosas; b e c. Amostras peraluminosas

e 25,4. Os teores de SiO₂ para essas amostras são: 67,4; 75,1; e 74,8, % peso, respectivamente. O Grupo 2 inclui 3 amostras com razões [La/Yb]_N de 2,1; 12,7; e 83,1. As concentrações de SiO₂ para estas amostras são: 62,3; 59,8; e 73,0 % peso, respectivamente.

Analisando-se os padrões de ETR (Figura 5.20b,c), verifica-se que, além dos diferentes graus de fracionamento, também são muito diferentes os padrões. Essas variações são atribuídas ao fato dessa unidade ser produto da fusão de paragneisses, tanto metapelíticos quanto metapsamíticos e que, adicionalmente, incluem litotipos distintos como metabasitos de variadas origens (vide capítulo 4 do presente volume), mármore em geral impuros, rochas calcissilicáticas e gonditos. Além disso, essa suíte inclui faciologias também distintas, sendo as mais proeminentes a faciologia com granada e a faciologia sem granada. A razão [La/Yb]_N de 2,1 muito baixa para a amostra IV-X-06 é oriunda de um relativo enriqueci-

mento em ETRp, o que é esperado para a faciologia com granada como é o caso.

Geoquímica do Complexo Serra da Bolívia

As duas amostras do Complexo Serra da Bolívia, no Domínio Cambuci, selecionadas para análise litogeoquímica, pertencem a duas diferentes séries: 1) série alcalina (BJ-XIV-26); e 2) série calcioalcalina de médio-K (BJ-XIV-21) (Figura 5.21). São classificadas como sienogabro e gabrodiorito (Diagrama R1-R2, De La Roche *et al.*, 1980), respectivamente.

As razões [La/Yb]_N destas amostras são 14,2 e 6,6, para teores de SiO₂ de 46,8 e 52,5 % peso, respectivamente. Os padrões de ETR (normalizados pelos valores do condrito de Boynton, 1984) são apresentados na figura 5.22a.

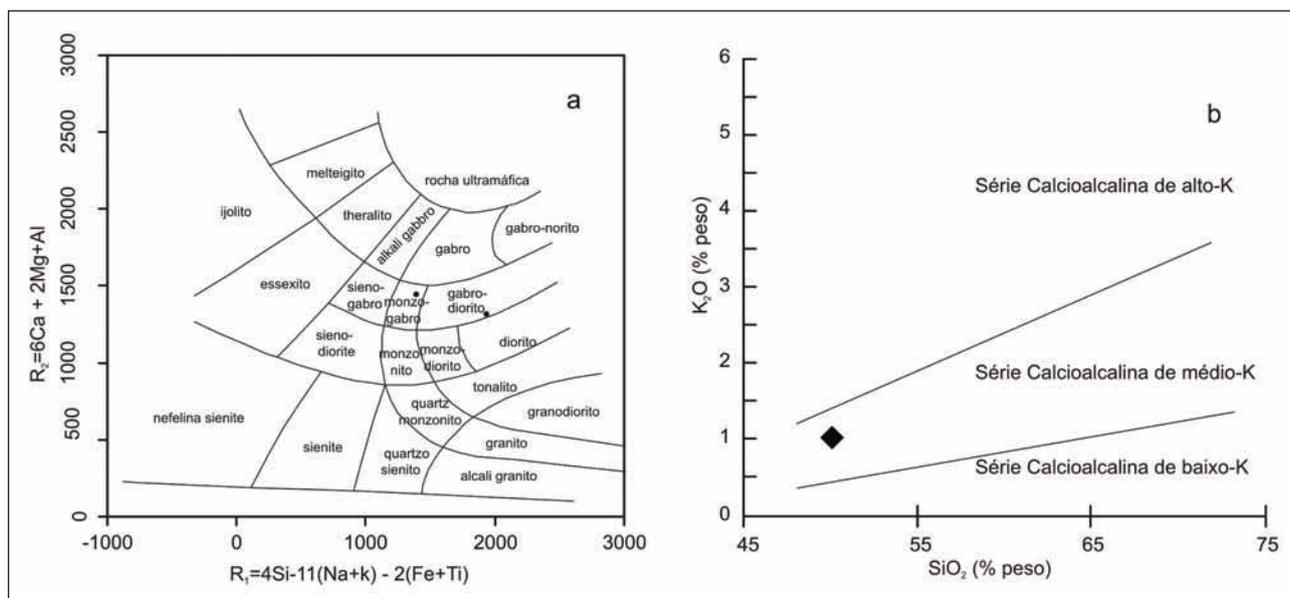


Figura 5.21 – Diagramas de classificação de rochas ígneas para as amostras do Complexo Serra da Bolívia: a. R1-R2 (De La Roche *et al.*, 1980); b. K₂O versus SiO₂ (Le Maitre, 1989)

Nos diagramas de ambientação tectônica (Figura 5.22b), tanto o sienogabro quanto o gabro posicionam-se em campos correspondentes aos basaltos de ambiente intraplaca. No entanto, o gabro, por seu caráter calcioalcalino, é interpretado no presente trabalho como tendo sido gerado em ambiente de arco magmático. No diagrama de variação multielementar (fator de normalização: Thompson, 1982) (Figura 5.22c), a amostra de basalto intraplaca mostra anomalia negativa de Nb e Ta, indicativa de ambiente de subducção ou de contaminação crustal (Wilson, 1989).

Estas observações estão de acordo com a caracterização das rochas do Complexo Serra da Bolívia como tendo sido geradas em ambientes convergentes do tipo de arcos magmáticos (Heilbron, *no prelo*).

5.1.2.3 - Domínio Italva

O presente trabalho conta com 4 análises de anfíbolitos do Grupo Italva, sendo uma obtida durante o desenvolvimento do mesmo, enquanto as outras 3 haviam sido obtidas em 1991.

O caráter ortoderivado dos anfíbolitos em estudo foi comprovado por meio dos parâmetros de Niggli. Testes realizados sugerem que os metabasitos em estudo não devem ter sofrido modificações químicas pós-magmáticas expressivas.

O diagrama TAS (total de álcalis versus sílica; Le Bas *et al.*, 1986) (Figura 5.23a) mostra a presença de rochas alcalinas e subalcalinas no conjunto de amostras de anfíbolito do Grupo Italva em estudo: 3

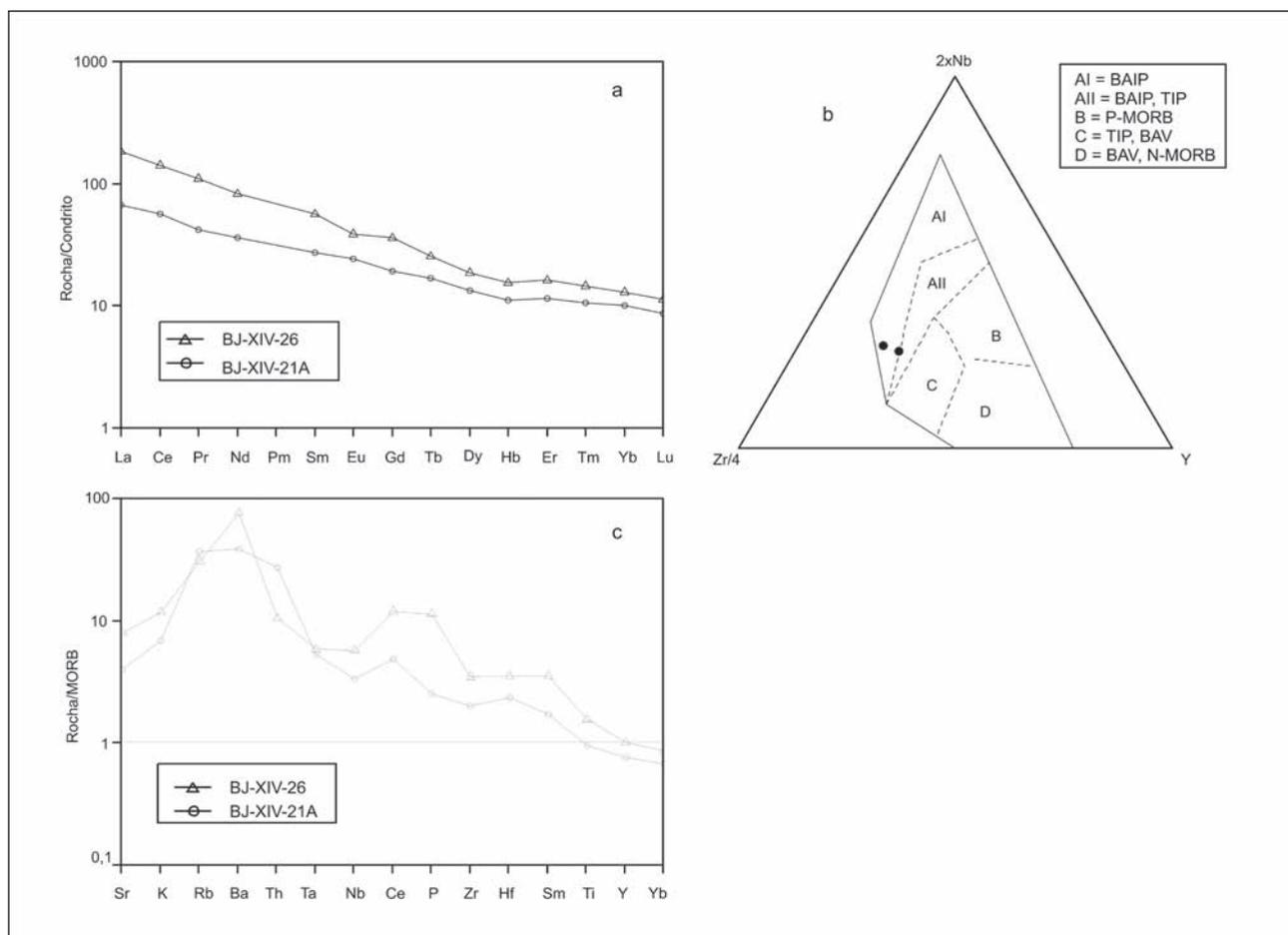


Figura 5.22- a. Padrão dos ETR (normalizados para condrito de Boynton, 1984) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia; b. Diagrama discriminante de ambientes tectônicos (Pearce e Cann, 1973) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia; c. Diagrama de variação multielementar (fator de normalização: Thompson, 1982) para as amostras do Complexo Serra da Bolívia

amostras plotam no campo das rochas alcalinas (NF-641, NF-657 e IV-IX-75), enquanto a amostra NF-709 plota no campo das rochas subalcalinas. No diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977), mostrado na figura 5.23b, as amostras NF-709 e a NF-641 situam-se no campo das rochas alcalinas, e as duas restantes, no campo subalcalino. A amostra NF-709 apresenta nefelina normativa (norma CIPW) (Tabela 5.12). Entretanto, quando da análise dos ETR, as quatro amostras apresentam valores de [La/Yb]_N relativamente baixos, similares àqueles de basaltos subalcalinos de afinidade toleítica. A afinidade toleítica das quatro amostras pode ser verificada também no diagrama AFM (Figura 5.23c).

A tabela 5.13 apresenta os teores de SiO₂ (% peso), MgO (% peso) e as razões [La/Yb]_N de cada uma das amostras.

Os diagramas de ETR (normalizados para condrito de Boynton, 1984) são apresentados na figura 5.24. O padrão subhorizontal, com empobrecimento em ETR das amostras IV-IX-75 e NF-657 (Figura 5.24a) e valores de [La/Yb]_N < 1, é característico de magmas N-MORB. As outras duas amostras, cujos valores de [La/Yb]_N são de 4,8, apresentam padrão relativamente fracionado, sendo que a amostra NF-

709 apresenta leve anomalia negativa de Eu. A princípio, o padrão e os valores de [La/Yb]_N das amostras NF-641 e NF-709 são semelhantes àqueles de basaltos E-MORB e/ou basaltos toleíticos intraplaca.

Ambientação geotectônica dos ortoanfibolitos do Grupo Itálva

No diagrama discriminante de ambientes tectônicos baseado nos teores de Nb, Zr e Y (Meschede, 1986), apresentado na figura 5.25, as duas amostras de valor [La/Yb]_N igual a 4,8 situam-se no campo dos basaltos intraplaca. Os metabasitos de valor [La/Yb]_N < 1 plotam no campo E-MORB (NF-657) e N-MORB (IV-IX-75). Estes resultados estão de acordo com aqueles oriundos da análise dos padrões de ETR (Figura 5.24).

Nos diagramas de variação multielementar (normalizados pelos valores MORB de Pearce, 1983) apresentados na figura 5.26, os toleitos do tipo MORB mostram padrões aproximadamente horizontais determinados pelos elementos Zr, Hf, Sm, Ti, e Y, com valores em torno dos correspondentes àqueles de basaltos N-MORB. As amostras de meta-

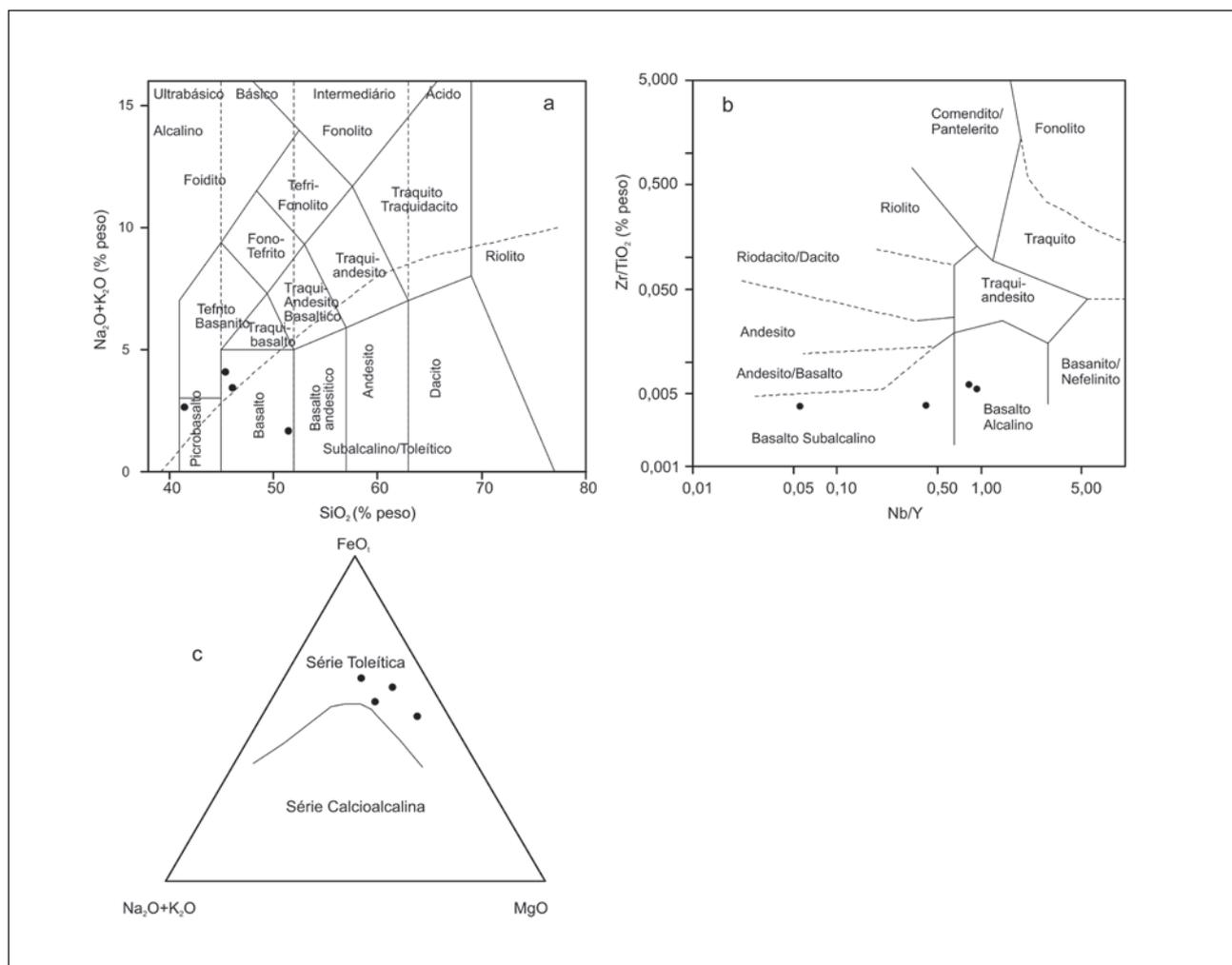


Figura 5.23 - Projeção das composições dos ortoanfibolitos do Grupo Itapva. a. Diagrama TAS (sílica x álcalis, Le Bas et al., 1986) de Irvine e Baragar, 1971); b. Diagrama Nb/Y versus Zr/TiO₂ (Winchester e Floyd, 1977); c. Diagrama AFM (Irvine e Baragar, 1971)

Tabela 5.12 – Norma CIPW para os ortoanfibolitos do Grupo Itapva

	IV-IX-75	NF-641	NF-657	NF-709
Quartzo	3,41	0	0	0
Ortoclásio	1,8	7,1	4,1	4,7
Albita	11	7,7	25,9	19,5
Anortita	30,1	22,5	25,7	30,2
Nefelina	0	2,2	1,1	1,3
Diopsídio	27,9	28,6	22,2	27,1
Hiperstênio	19,35	0	0	0
Olivina	0	6,7	0,9	2,1
Magnetita	2,4	11	10,3	8,1
Ilmenita	1,5	6,3	4	5,3
Hematita	0	0	3,6	0
Apatita	0,23	1,4	0,5	0,7
Total	97,7	98,6	98,5	99,2

Tabela 5.13 - Características químicas dos ortoanfibolitos do Grupo Itálva

Amostra	MgO (% peso)	SiO ₂ (% peso)	[La/Yb] _N
NF-641	7,6	41,0	4,8
NF-709	5,5	45,8	4,8
NF-657	4,7	44,80	0,5
IV-IX-75	8,0	50,38	0,8

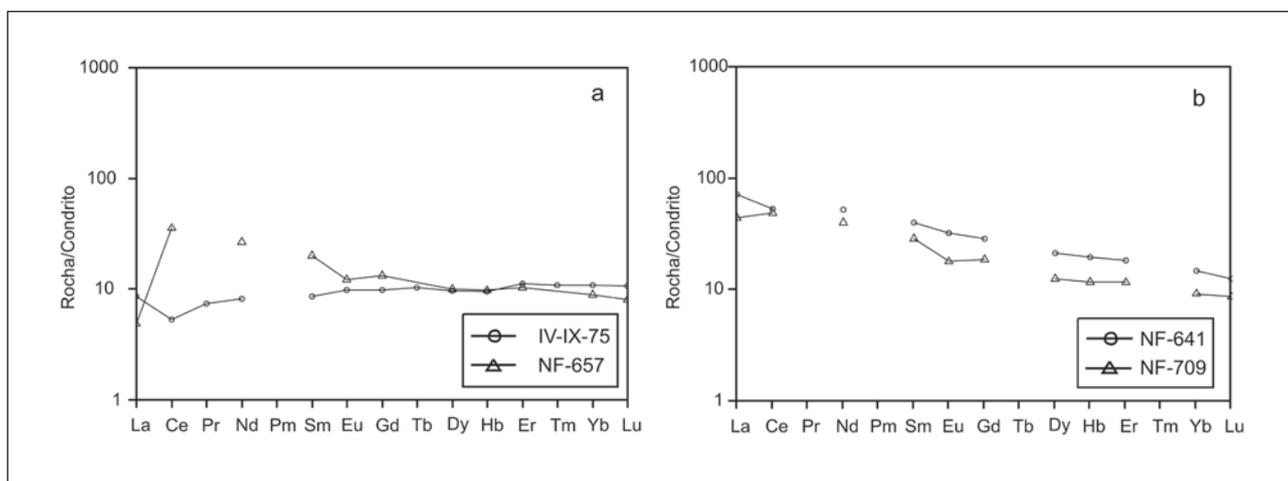


Figura 5.24 – Diagramas de ETR (normalizados pelo condrito de Boynton, 1984) dos ortoanfibolitos do Grupo Itálva. a. Ortoanfibolitos de razão $[La/Yb]_N < 1$; b. Ortoanfibolitos de razão $[La/Yb]_N = 4,8$

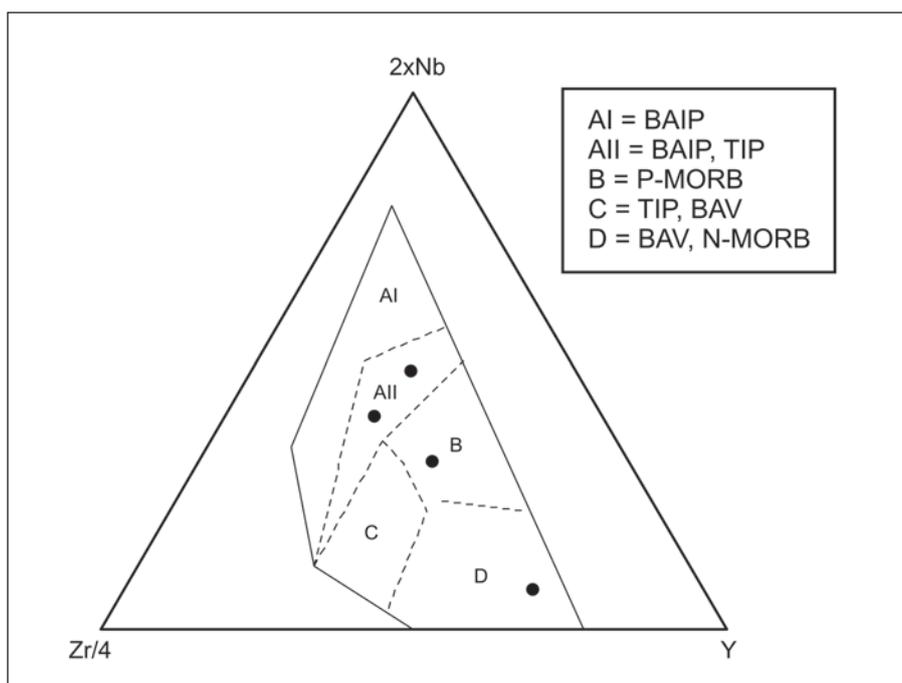


Figura 5.25 - Diagrama discriminante de ambientes tectônicos para os ortoanfibolitos do Grupo Itálva (Meschede, 1986)

basitos de $[La/Yb]_N = 4,8$ mostram padrão característico de basaltos intraplaca. A tabela 5.13 mostra as características químicas destas amostras.

5.1.2.4 - Outros dados litogeoquímicos da área da Folha Itaperuna

Dado que somente foi analisada uma amostra de enclave máfico nos ortognaisses do Complexo Rio Negro e uma amostra de granito pós-

-colisional, os dados litogeoquímicos de ambas as amostras serão tratados conjuntamente.

O enclave máfico nos ortognaisses do Complexo Rio Negro apresenta 48,9% peso de SiO_2 , sendo classificado como gabro de afinidade alcalina no diagrama TAS (Cox *et al.*, 1979; Figura 5.27). A razão $[La/Yb]_N$ é de 5,9, denotando um moderado fracionamento com enriquecimento dos ETRI. A figura 5.28 mostra o padrão dos ETR (normalizados pelo padrão condrito de Boynton, 1984). Verifica-se que esta amostra apresenta leve anomalia negativa de Eu.

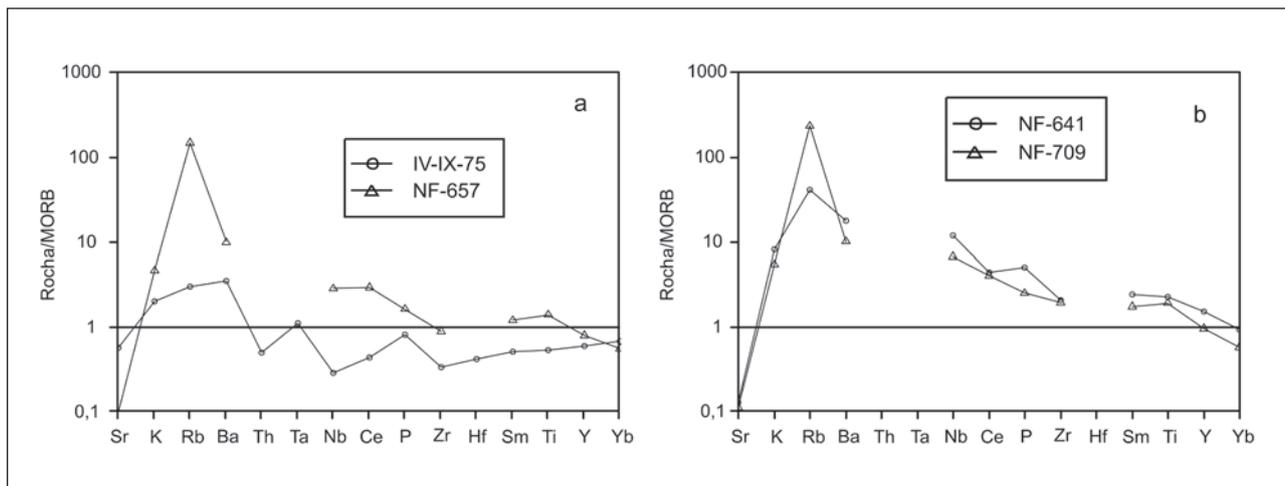


Figura 5.26 - Diagrama multielementar (normalizados pelos valores de Pearce, 1983) para os ortoanfibolitos do Grupo Itava; a. Ortoanfibolitos de razão $[La/Yb]_N < 1$; b. Ortoanfibolitos de razão $[La/Yb]_N = 4,8$

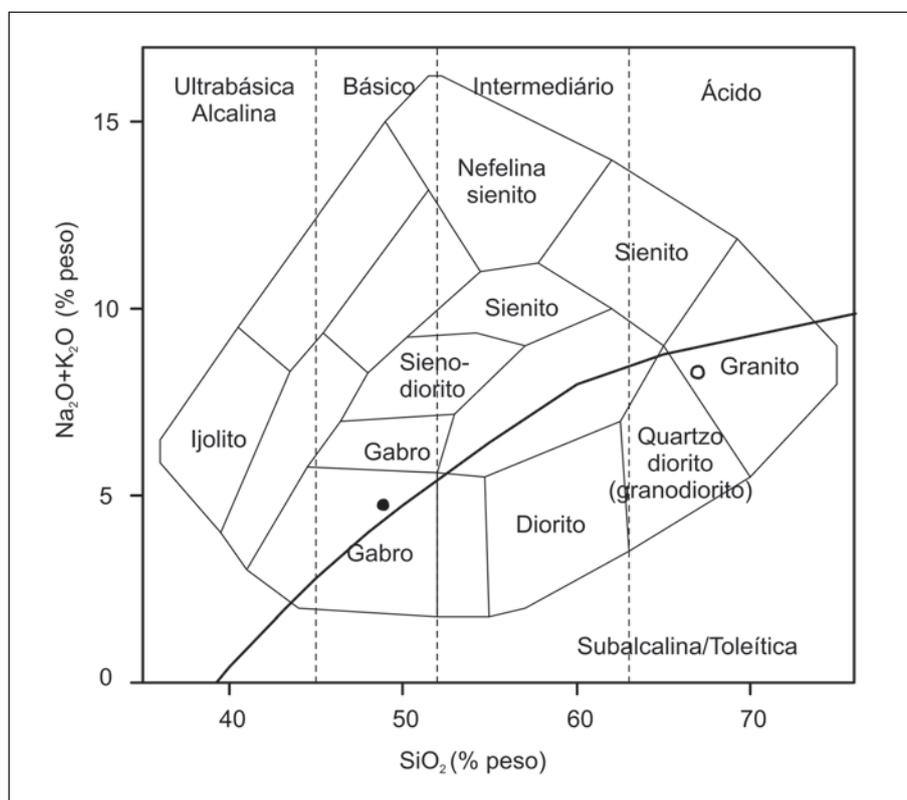


Figura 5.27 - Diagrama de Cox *et al.* (1979) com a projeção das composições do enclave máfico e do granito

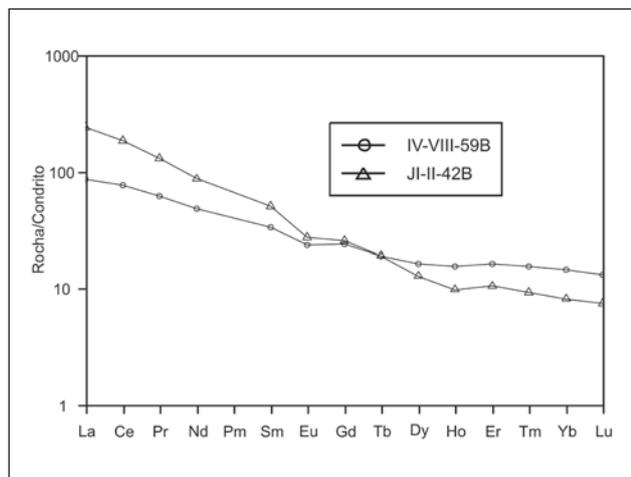


Figura 5.28 - Diagramas de ETR (normalizados pelo condrito de Boynton, 1984) para o enclave máfico e para o granito pós-colisional

O granito pós-colisional pertence à série calcioalcalina de alto-K, evidenciado nos diagramas TAS (Cox *et al.*, 1979; Figura 5.27) e K_2O versus SiO_2 (Le Maitre, 1989; Figura 5.29), respectivamente. A figura 5.30 mostra o caráter calcioalcalino/metaluminoso dessa rocha e a figura 5.28 mostra padrão moderadamente fracionado, com razão $[La/Yb]_N$ de 29,5 e leve anomalia negativa de Eu.

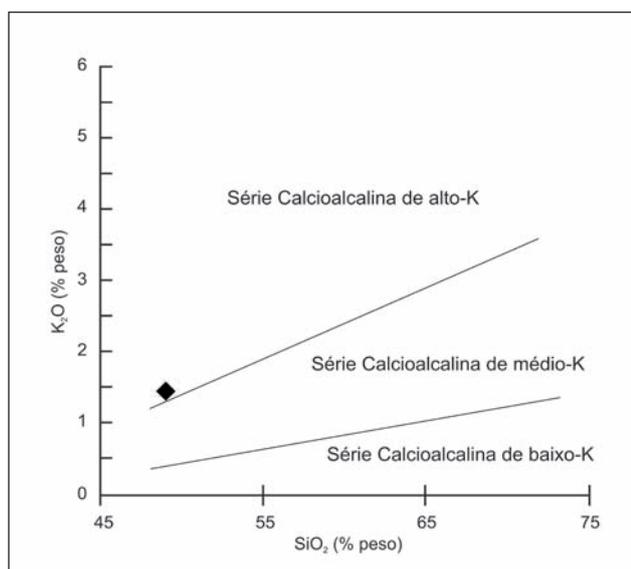


Figura 5.29 – Diagrama K_2O versus SiO_2 (Le Maitre, 1989) com a projeção da composição do granito pós-colisional

5.2 - GEOQUÍMICA ISOTÓPICA DE Nd

5.2.1 - Apresentação e Tratamento dos dados

Durante a execução do projeto na Folha Itaperuna, foi efetuado um total de 3 análises isotópicas de Nd. As amostras selecionadas para a investigação isotópica foram aquelas relacionadas à série calcio-

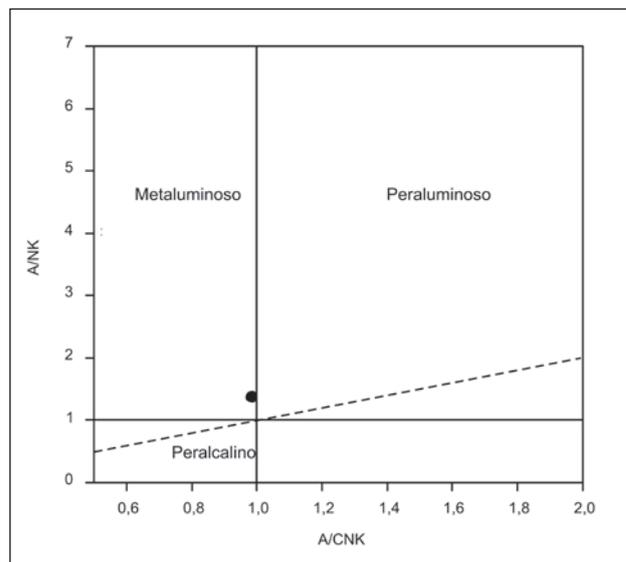


Figura 5.30 – Diagrama de Shand (1943) com a projeção da composição do granito pós-colisional

alcalina de alto-K do conjunto das rochas ácidas a intermediárias do Complexo Juiz de Fora (embasamento pré-1,7 Ga), quais sejam: SJP-30-19, JP-28-14 e IT-IX-20B.

A preparação das amostras foi realizada no LGPA (Laboratório Geológico de Processamento de Amostras) da FGEL/UERJ, segundo os mesmos procedimentos que aqueles descritos na preparação para a litogeoquímica.

Todas as análises foram realizadas no Laboratório de Geocronologia e Isótopos Radiogênicos (LAGIR) da Faculdade de Geologia da UERJ. Os procedimentos analíticos utilizados por este laboratório podem ser obtidos em Valeriano *et al.* (2009).

5.2.2- Resultados da Geoquímica Isotópica de Nd

Os dados obtidos forneceram duas idades Sm-Nd modelo manto empobrecido (T_{DM}) distintas (Tabela 5.14): 2,23 Ga (dada por uma das amostras analisadas) e 1,6 Ga (dada por 2 das amostras analisadas).

Dados isotópicos de Nd para o Complexo Juiz de Fora são escassos. Fischel *et al.* (1998) obtiveram, para o Complexo Juiz de Fora da região de Rio Casca e Abre Campo (MG), idades T_{DM} paleoproterozóicas (2,22-2,13 Ga) para os ortogranulitos e de 1,40-1,56 Ga para os granada gnaisses (considerados, no presente trabalho, como pertencentes ao Grupo Andreilândia). Lima André *et al.* (2009) encontraram, para o conjunto calcioalcalino de alto-K do Complexo Juiz de Fora na região de Três Rios, idade T_{DM} de 2,37 Ga. Todos estes autores concluíram que o conjunto calcioalcalino (ortoderivado) foi gerado num arco magmático juvenil durante o Paleoproterozóico.

O valor de ϵ_{Nd} da amostra IT-IX-20B calculado para 2,1 Ga (idade de cristalização para o protólito de um ortogranulito charnockítico do conjunto calcioalcalino, U-Pb em zircão; Machado *et al.*, 1996) foi

de -0,4. Esse valor, fracamente negativo, sugere que o protólito da rocha representa material juvenil do paleoproterozóico e, portanto, pode ter sido gerado em ambiente de arco magmático; para as amostras JP-28-14 e SJP-30-19, os valores de ϵ_{Nd} para a mesma idade (2,1 Ga) foram de 10 e 8,6, respectivamente. Estes resultados, juntamente com os valores de idade de T_{DM} (1,6 Ga), indicam que a idade de cristalização

assumida (2,1 Ga) não é válida para estas amostras, descartando a possibilidade de estas rochas pertencerem ao Complexo Juiz de Fora, uma vez que este é definido, na literatura, como representante de magmatismo juvenil paleoproterozóico. Por outro lado, o erro associado a esta T_{DM} é muito alto (Tabela 5.14), o que pode indicar problemas analíticos.

Tabela 5.14 – Dados Isotópicos Sm-Nd das amostras em estudo

Amostra	Rocha	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	T_{DM} (Ga)	$\epsilon_{Nd}(0)$	$\epsilon_{Nd}(2,1\text{Ga})$
IT-IX-20B	ortogranulito charnockítico	3,8	22,0	0,511341	0,000001	0,10266	2,24	-14,94	-0,4
SJP-30-19	ortogranulito charnockítico	7,8	45,0	0,511877	0,000001	0,10478	1,56	-14,85	10
JP-28-14	ortogranulito enderbítico	5,4	26,5	0,512062	0,000219	0,12445	1,57	-11,23	8,4

5.3 - GEOCROLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO

Duas amostras do Complexo Juiz de Fora (um granulito básico e um granulito intermediário) foram selecionadas para a datação por geocronologia U-Pb em zircão. As análises foram realizadas em dois laboratórios de geocronologia do Canadá: *Centre de Recherche en Géochimie et Géodynamique* (GEOTOP-UQAM-McGill), *Université du Québec*, em Montreal (onde foi obtida a análise para o granulito básico, por meio da metodologia ID-TIMS); e *Radiogenic Isotope Facility at the Department of Earth and Atmospheric Sciences, University of Alberta*, Edmonton (onde foi obtida a análise para o granulito intermediário, por meio da metodologia LA-MC-ICPMS). A seguir apresenta-se um detalhamento dos procedimentos laboratoriais. Descrições detalhadas das metodologias aplicadas em Montreal e em Edmonton estão disponíveis em Valeriano *et al.* (2004) e Simonetti *et al.* (2005), respectivamente. Os resultados analíticos são apresentados nas tabelas 5.17 (ID-TIMS) e 5.18 (LA-MC-ICPMS).

5.3.1 - Procedimentos Analíticos

As amostras foram britadas e pulverizadas, utilizando-se procedimento padrão sob condições limpas. Os minerais pesados foram concentrados por bateamento no LOPAG (Laboratório do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Ouro Preto – amostra de granulito básico) e no LGPA/FGEL/UERJ (amostra de granulito intermediário). O bateamento manual dispensa o uso de mesa Wilfley e minimiza as chances de contaminação. Os concentrados de bateia foram passados em separador magnético Frantz para obter as frações de monazita, titanita, rutilo e zircão. Este último foi separado em quatro frações magnéticas e duas frações diamagnéticas, sendo estas últimas preferidas para a catação

manual. Na medida do possível, somente os grãos livres de inclusões, alterações e fraturas foram selecionados para análise. Os minerais foram analisados por diluição isotópica-espectrometria de massa por ionização termal (*isotopic dilution-thermal ionisation mass spectrometry: ID-TIMS*, no Laboratório GEOTOP, Montreal – amostra de granulito básico) e por ablação a laser-espectrometria de massa com fonte de plasma indutivamente acoplado (*laser ablation-multicollector inductively coupled plasma mass spectrometry: LA-MC-ICPMS*, no *Radiogenic Isotope Facility* em Edmonton – amostra de granulito intermediário).

ID-TIMS

Os grãos de zircão analisados foram abradados (Krogh, 1982) durante um tempo entre 72h e 120h para a obtenção da redução em *ca.* de 30% do tamanho do grão, o que tem sido considerado necessário para eliminar grande parte ou toda a perda recente de chumbo, comum em zircões brasileiros, e torná-los concordantes ou subconcordantes. Este procedimento limita drasticamente a quantidade de grãos que podem ser utilizados, uma vez que, atingindo-se tamanhos menores que 75-100 μm , os grãos abradados tornam-se muito pequenos para serem manipulados ou o peso da amostra torna-se muito baixo para gerar resultados com precisão razoável. Dependendo do tamanho do grão, zonas periféricas onde o sistema U-Pb permaneceu aberto podem ainda estar presentes. A pressão do ar para a abrasão foi regulada para manter os cristais de zircão intactos durante o procedimento. No caso de grãos quebrados, a abrasão pode remover não só a zona periférica, mas, também, porções internas ao cristal onde o sistema U-Pb pode ter permanecido fechado.

Tabela 5.15 – Dados U-Pb em zircões da amostra 1070

Amostra		Concentrações						Razões isotópicas						Idades				
Nº	Mineral	Peso (mg)	U (ppm)	Pb rad. (ppm)	Pb com. (pg)	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	\pm Des. Pad % (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	\pm Des. Pad % (1s)	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	\pm StError	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$	Disc. %
1070-1	Z (2)	0,001	1158	335,214	385,54	63,7	0,08	0,2765	1,677	5,25407	2,122	0,1378	1,677	1573,6	1861,4	2200,1	32,03	
1070-2	Z (4)	0,001	2E+08	392,155	33,46	709,4	0,1144	0,2317	0,254	4,25082	0,314	0,1331	0,183	1343,48	1683,9	2138,6	41,1	
1070-3	Z (5)	0,008	363,8	126,79	23,31	2540	0,1259	0,3188	0,258	6,35573	0,275	0,1446	0,096	1783,79	2026,2	2283	24,99	
1070-5	Z (8)	0,002	2571	559,078	35,27	1968	0,0737	0,2113	0,253	3,59107	0,264	0,1233	0,053	1235,56	1547,6	2004,2	42,07	

Z: zircão

Tabela 5.16 – Dados U-Pb em zircão da amostra 1076

Grão#	Amostra 1076 - Zircão 40 um										Idade (Ma) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ erro	% discord.	
	^{206}Pb cps	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	2σ erro	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	2σ erro	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	2σ erro	rho	Idade (Ma) $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$				
1	18080	infinito	0,0591	0,0022	0,8285	0,0402	0,0985	0,0033	0,660	572	±79	606	±20	-5,9
2	160704	infinito	0,1095	0,0012	3,8982	0,1790	0,2578	0,0118	0,972	1790	±20	1479	±68	17,4
3	23512	infinito	0,0677	0,0013	1,0991	0,0482	0,1143	0,0047	0,901	859	±40	698	±28	18,8
4	826780	infinito	0,1645	0,0019	6,5156	0,2302	0,2889	0,0101	0,947	2503	±19	1636	±57	34,6
5	250184	infinito	0,0609	0,0007	0,8212	0,0272	0,0981	0,0032	0,936	635	±25	603	±20	5,0
6	32339	infinito	0,0943	0,0014	2,2488	0,0862	0,1699	0,0062	0,918	1514	±29	1012	±37	33,2
7	110474	infinito	0,0619	0,0007	0,8670	0,0360	0,1005	0,0041	0,958	671	±26	617	±25	8,0
8	451275	infinito	0,0606	0,0006	0,8129	0,0285	0,0978	0,0034	0,954	626	±23	601	±21	3,9
9	100356	infinito	0,0601	0,0007	0,7870	0,0276	0,0940	0,0032	0,941	607	±26	579	±20	4,5
10	71506	infinito	0,0622	0,0010	0,8323	0,0302	0,0963	0,0033	0,907	682	±33	593	±20	13,2
11	41190	infinito	0,0915	0,0028	1,8677	0,0967	0,1447	0,0062	0,809	1458	±58	871	±38	40,2
12	95783	infinito	0,1132	0,0027	4,1431	0,2355	0,2641	0,0139	0,908	1852	±43	1511	±79	18,4
13	22810	infinito	0,0548	0,0013	0,7464	0,0316	0,0950	0,0034	0,817	404	±55	585	±21	-45,0
14	27263	infinito	0,0573	0,0009	0,7471	0,0276	0,0923	0,0032	0,898	502	±36	569	±20	-13,4
15	53594	infinito	0,0594	0,0008	0,7760	0,0272	0,0922	0,0031	0,922	582	±30	569	±19	2,3
16	202037	infinito	0,0612	0,0007	0,8525	0,0297	0,1004	0,0035	0,949	645	±24	617	±21	4,4
17	757885	infinito	0,1449	0,0018	7,5903	0,2738	0,3816	0,0135	0,941	2287	±21	2084	±74	8,9
18	129013	infinito	0,1095	0,0012	3,6304	0,1235	0,2376	0,0080	0,949	1791	±20	1374	±46	23,3
19	46877	infinito	0,1170	0,0016	5,1927	0,1825	0,3157	0,0107	0,918	1911	±25	1769	±60	7,5
20	183337	infinito	0,0606	0,0007	0,8249	0,0350	0,0985	0,0041	0,962	627	±25	606	±25	3,3
21	73896	2111	0,1075	0,0072	3,2080	0,2950	0,2133	0,0136	0,683	1758	±123	1246	±79	29,1
22	25160	infinito	0,0923	0,0034	2,2544	0,1670	0,1716	0,0111	0,866	1474	±70	1021	±66	30,7
23	287194	infinito	0,1007	0,0011	3,0806	0,1483	0,2210	0,0106	0,974	1636	±20	1287	±62	21,3
24	75140	infinito	0,1007	0,0016	2,5601	0,1249	0,1842	0,0087	0,943	1636	±30	1090	±51	33,4

A dissolução mineral, a extração química de U e Pb e a análise espectrométrica foram realizadas segundo os procedimentos descritos em Machado *et al.* (1996). O valor médio do branco total foi de 10 pg Pb e 2 pg U para as análises de zircão. As incertezas associadas às razões isotópicas foram calculadas por meio de um programa de propagação do erro, que leva em consideração a precisão analítica da razão isotópica medida. Foram calculadas regressões e construídos diagramas utilizando-se o programa *Isoplot-Ex Version 2* (Ludwig, 2000). Os erros são representados a 1σ , mas todas as idades estão incluídas no intervalo de 95% de confiança.

LA-MC-ICPMS

A preparação das amostras foi realizada no Laboratório Geológico de Processamento de Amostras (LGPA) da FGEL/UERJ, seguindo os procedimentos padrões de britagem, moagem, bateamento manual, separação magnética utilizando ímã de mão e separador isodinâmico Frantz, conforme a metodologia descrita em Machado *et al.* (1996).

Posteriormente no Laboratório de Petrografia da FGEL/UERJ foi realizada a seleção manual dos grãos de zircão com auxílio de lupa binocular, procurando diversificar os tipos quanto à forma, tamanho, cor e susceptibilidade magnética, evitando os mais fraturados e aqueles com muitas inclusões.

No Laboratório de Geocronologia U-Pb do *Radiogenic Isotope Facility of the University of Alberta*, Canadá, os grãos selecionados foram montados em epoxi de alta pureza, juntamente com fragmentos de padrão de zircão (UQ-Z8). A montagem foi polida para a exposição dos grãos para a análise. Os zircões foram processados em um sistema de *laser ablation* acoplado a um espectrômetro de massa para a aquisição dos dados. O sistema multicoletor utilizado é dotado de doze detectores *Faraday* e três contadores iônicos. Informações mais detalhadas dos instrumentos utilizados podem ser pesquisadas pelo *website* do fabricante: <http://www.nu-ins.com/products.html>.

O procedimento e os parâmetros analíticos foram testados e descritos por Simonetti *et al.* (2005). O cálculo das idades correspondentes às razões isotópicas reduzidas foi realizado com o auxílio do *Software Isoplot version 3* (Ludwig, 2003), também usado na representação dos dados em diagramas concórdia. Detalhamento da técnica de datação *in situ* e do cálculo da propagação de erro estão disponíveis em Simonetti *et al.* (2005, 2006, 2008).

5.3.2 - Resultados

Uma espessa banda de ortogranulito básico de afinidade toleítica do Complexo Juiz de Fora sustenta a escarpa sudeste da Serra das Sete Voltas, situada próxima à localidade Aré, a sul da cidade de Itaperuna. Foi coletada uma amostra deste corpo (amostra 1070) para proceder à análise geocronológica U-Pb (ID-TIMS) em zircão. A amostra é constituída de clinopiroxênio, hornblenda, biotita, plagioclásio, zircão e minerais opacos. A preparação da amostra foi efetuada no LO-PAG/UFOP, e a análise geocronológica foi realizada no *Centre de Recherche en Géochimie et Géodynamique* (GEOTOP-UQAM-McGill), *Université du Québec*, em Montreal, no Canadá. Os grãos de zircão extraídos correspondem, predominantemente, a cristais prismáticos curtos a subisométricos, arredondados, de cor amarelo pálido a incolores. Sobrecrescimento piramidal estreito é raramente observado. Três de quatro análises definem uma discórdia com interceptos em 2427 ± 9 Ma e 654 ± 12 Ma (Tabela 5.17, Figura 5.31), interpretados, respectivamente, como idades de cristalização e metamorfismo brasileiro do protólito. A quarta análise forneceu valores que plotam abaixo dessa discórdia, provavelmente em decorrência de abrasão insuficiente em cristais de dimensões reduzidas.

Heilbron *et al.* (2001) apresentaram idades U-Pb em zircão (ID-TIMS) de 1,7 Ga para uma rocha básica de afinidade alcalina do Complexo Juiz de Fora na região homônima, interpretada como representante do magmatismo associado ao rifteamento do paleocontinente São Francisco. Esses dados mostram a complexidade da unidade o que, adicionado à deformação brasileira, dificulta a definição dos protólitos e relações primárias da mesma.

Um granulito enderbítico do Complexo Juiz de Fora foi coletado na Pedreira Bahia (amostra 1076), situada na porção central da Folha Itaperuna, visando sua datação por U-Pb (LA-MC-ICPMS) em zircão. A amostra foi preparada no LGPA/FGEL/UERJ e as análises foram efetuadas na Alberta University, Edmonton, Canadá. A amostra forneceu grãos de zircão arredondados e límpidos, típicos da facies granulito. As análises obtidas definiram uma discórdia com interceptos em 1966 ± 38 Ma e 585 ± 38 Ma, interpretados, respectivamente, como idades de cristalização e metamorfismo brasileiro do protólito (Tabela 5.18 e Figura 5.32). Poucos grãos fortemente discordantes sugerem herança de crosta mais antiga, característica esta que não é comum para as rochas desse Complexo.

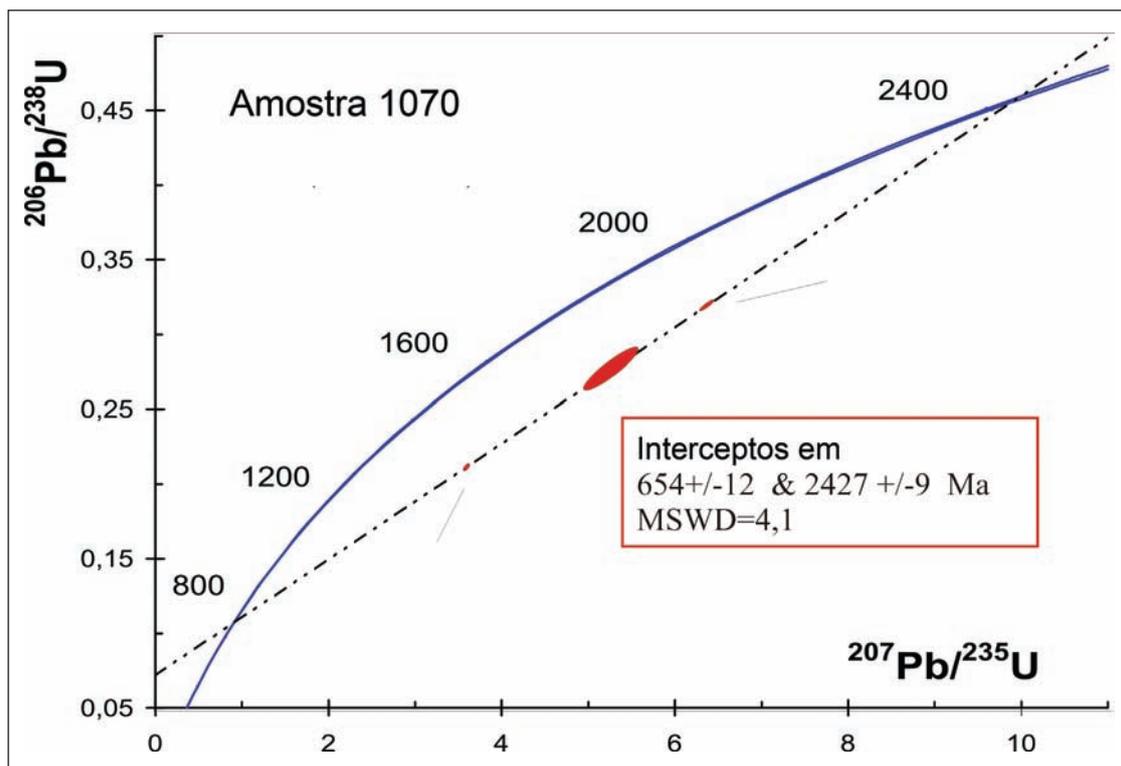


Figura 5.31 – Diagrama concórdia para a amostra 1070 (ortopyroxeno enderbítico)

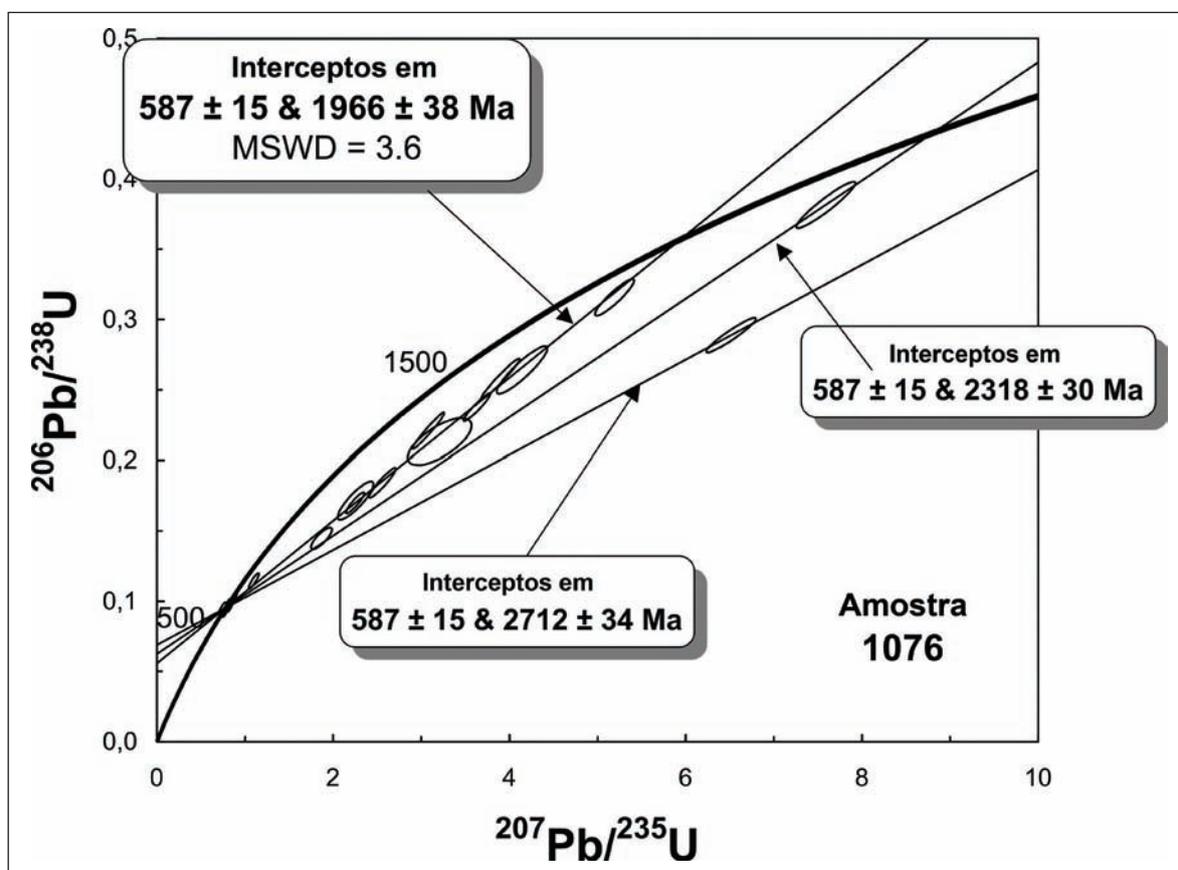


Figura 5.32 - Diagrama concórdia para a amostra 1076 (ortopyroxeno básico)

6 – EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA

Neste capítulo será apresentada, de forma sucinta, a evolução geológica proposta para a área inserida na folha Itaperuna, tendo como base os dados levantados durante a execução deste trabalho. A área em questão tem uma evolução geológica complexa, com história que remonta desde o Paleoproterozóico até o Cenozóico.

História Paleoproterozóica

A história paleoproterozóica está registrada nas rochas que constituem o Complexo Juiz de Fora, unidade esta que corresponde ao embasamento pré-1,7 Ga da Faixa Ribeira na área (Machado *et al.*, 1996; Fichel *et al.*, 1998; Heilbron *et al.*, 2001). Esta unidade é constituída de ortogranulitos de composições desde básicas a ácidas, de evolução petrogenética complexa (Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998, Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999). Neste trabalho, a investigação litogeoquímica, isotópica e geocronológica em rochas desse Complexo possibilitou a reconstituição de parte da história paleoproterozóica da área, como apresentado a seguir.

Formação de assoalho oceânico paleoproterozóico: Complexo Juiz de Fora

Regionalmente, as rochas básicas do Complexo Juiz de Fora podem ser agrupadas em dois conjuntos principais (Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998, Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999): basaltos tholeiíticos de assinaturas químicas diversas (N-MORB, E-MORB e intracontinental); e basaltos alcalinos. Os dados litogeoquímicos, obtidos no presente trabalho, indicam que o Complexo Juiz de Fora na região de Itaperuna é constituído de um conjunto heterogêneo de rochas metabásicas, de afinidades alcalina, toleítica e calcioalcalina. Além disso, os dados indicam também que, dentro de cada série, há uma heterogeneidade petrogenética, ou seja, existem mais de um grupo de rochas cogenéticas. Esta heterogeneidade foi também identificada para o Complexo Juiz de Fora da região de Juiz de Fora (MG) – Barra do Piraí (RJ) (Heilbron, 1993; Duarte, 1998; Heilbron *et al.*, 1998; Duarte & Valente, 1999). Dados geocronológicos U-Pb TIMS em zircão mostram que houve mais de um evento de formação de rochas metabásicas. Heilbron *et al.* (2001) obtiveram idade de 2,4 Ga para a um metabasito cuja assinatura geoquímica indica fonte do tipo E-MORB e, portanto, relacionada a uma evento de formação de crosta oceânica. Idade de 1,7 Ga foi obtida para rocha metabásica da série alcalina do Complexo Juiz de Fora da região de Barra do Piraí (Heilbron *et al.*, 2001), tendo sido a mesma relacionada a magmatismo intraplaca. A amostra de rocha básica datada por geocronologia U-Pb em zircão representa uma rocha basáltica cuja química indica fonte do tipo E-MORB e,

portanto, associada a um ambiente distensivo, provavelmente de assoalho oceânico. Os dados U-Pb em zircão para essa amostra forneceram idade de cristalização em 2427 ± 9 Ma. A integração dos dados de litogeoquímica e geocronologia indica que essa amostra representa, provavelmente, um fragmento de crosta oceânica, formada em 2427 ± 9 Ma e obductada durante um evento colisional associado a uma das orogêneses relacionadas ao Evento Transamazônico.

Subducção e formação de arco vulcânico e/ou magmático paleoproterozóicos: Complexo Juiz de Fora

Os ortogranulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz de Fora são, regionalmente, tidos como derivados de protólitos calcioalcalinos que podem ser agrupados em dois conjuntos distintos (Duarte *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1997; Heilbron *et al.*, 1998, Duarte, 1998; Duarte & Valente, 1999): rochas calcioalcalinas de médio-K; e rochas calcioalcalinas de alto-K. Os granulitos intermediários a ácidos do Complexo Juiz de Fora, estudados no presente trabalho, correspondem, na maioria, a rochas da série calcioalcalina, de alto- e médio-K, com exceção de uma amostra, que possui características alcalinas. As amostras das séries calcioalcalinas de médio e alto-K têm assinatura geoquímica de granitos de arco vulcânico, com exceção de uma que revela características de granito intraplaca. A amostra de afinidade alcalina tem química típica de granito intraplaca. A amostra de ortogranulito enderbítico (Heilbron *et al.*, *subm.*) apresenta assinatura química de rocha de arco magmático insular e/ou cordilherano e dados U-Pb em zircão forneceram idade de cristalização em 1966 ± 38 Ma. Ressalta-se que o Complexo Juiz de Fora inclui rochas metabásicas calcioalcalinas ainda não datadas. Sendo assim, é possível que estes metabasitos possam estar relacionados ao mesmo evento (subducção e formação de arco magmático) que as rochas intermediárias a ácidas do Complexo Juiz de Fora.

História do Neoproterozóico

Formação da bacia marginal ao paleocontinente São Francisco: Grupo Andrelândia

Com o término dos eventos orogênicos paleoproterozóicos (sideriano e ryaciano) e da tafrogênese stateriana, foi estabelecida a consolidação do paleocontinente São Francisco e teve início a formação da Bacia Andrelândia (Grupo Andrelândia - sucessão sedimentar siliciclástica, com pelitos e areias puras e magmatismo basáltico associado), considerada como uma bacia passiva, marginal a este paleocontinente. Dados químicos regionais de anfíbolitos intercalados na seqüência sugerem uma variação progressiva, desde ambiente continental até ambiente francamente

oceânico (assinaturas tipo E-MORB e N-MORB) (Paciullo, 1997 e Paciullo *et al.*, 2000). Idades-modelo Sm-Nd nesses anfíbolitos indicam o intervalo de 1,2 a 1,05 Ga como limite de idade máxima para a deposição do Grupo Andrélandia (Paciullo, 1997 e Paciullo *et al.*, 2000). No entanto, a idade U-Pb de *ca.* 900 Ma de zircões detríticos é usada como melhor estimativa para o máximo deposicional do Grupo Andrélandia (Valeriano *et al.*, 2004; Valladares *et al.*, 2004). A idade mínima é representada pela idade do metamorfismo mais antigo na seqüência: 630-625 Ma (U-Pb em zircão; Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto & Caby, 2000). O metabasito estudado por litogeoquímica neste trabalho revelou ter afinidade toleítica e assinatura semelhante àquela de basaltos intracontinentais, o que vem ao encontro da consideração da Bacia Andrélandia como do tipo marginal passiva.

Subducção neoproterozóica, magmatismo pré-colisional (Complexos Rio Negro e Serra da Bolívia e Unidade Serra da Prata) e formação de bacias ante-arco e de retro-arco (Grupos Bom Jesus do Itabapoana e Italva) e da Bacia São Fidélis

Subducção para SSE da placa São Franciscana sob a placa do Congo Ocidental levou ao desenvolvimento do magmatismo relacionado ao Arco Magmático Rio Negro (635–620 Ma; Tupinambá, 1999; Tupinambá *et al.* 2000b; Heilbron & Machado, 2003) na placa superposta (Congo Ocidental).

O Complexo Serra da Bolívia pode representar uma associação de arco magmático no Domínio Cambuci. Resultados preliminares obtidos em gabronorito do Complexo Serra da Bolívia, coletado na serra homônima, município de Aperibé, apontam para uma idade de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma (Tupinambá *et al.*, 2007). Segundo Heilbron (no prelo), as rochas do Complexo Serra da Bolívia compreendem quatro grupos de rochas subalcalinas (três de rochas calcioalcalinas e um de rochas toleíticas) e 1 grupo de rochas transicionais a alcalinas. Em termos de ambientes tectônicos, as características químicas destas rochas apontam para ambiente convergente do tipo arco magmático, sendo as rochas da série toleítica e calcioalcalinas formadas em etapa menos evoluída do arco, enquanto que aquelas da série transicional a alcalina representam um estágio mais evoluído do mesmo (Heilbron, no prelo). No presente trabalho, foram obtidos dados litogeoquímicos para duas amostras metabásicas de rochas dessa unidade, um sienogabro e um gabrodiorito, as quais pertencem a séries magmáticas distintas (série alcalina e série calcioalcalina, respectivamente). As assinaturas químicas dessas amostras indicam ambiente de arco magmático para a rocha da série calcioalcalina e ambiente intraplaca para aquela da série alcalina. Sugere-se que a assinatura de intraplaca seja um reflexo de um ambiente de arco já evoluído, com um grande volume de crosta já formado. Sendo

assim, considera-se que as rochas do Complexo Serra da Bolívia tenham sido geradas em ambiente convergente e, portanto, correspondem a uma associação magmática expandida de arco, desde mais primitivo (rochas da série toleítica; Heilbron, no prelo) até mais maduro (rochas da série transicional a alcalina; Heilbron, no prelo; este trabalho).

Os gnaisses da Unidade Serra da Prata (Grupo Italva) são muito semelhantes àqueles do Complexo Rio Negro e, provavelmente, têm como protólitos rochas vulcânicas de arco magmático. Seu posicionamento estratigráfico em associação com seqüências claramente supracrustais indica que o Grupo Italva tem origem intimamente relacionada ao desenvolvimento do arco magmático neoproterozóico.

Formação da Bacia Bom Jesus do Itabapoana - pelito - carbonática e magmatismo básico associado), cujos dados U-Pb em zircão detrítico (Heilbron & Machado, 2003) indicam derivação tanto a partir de fonte paleoproterozóica quanto a partir de fonte neoproterozóica, relacionando-a ao desenvolvimento do arco magmático neoproterozóico. Com base nesses dados e na posição em que essa sucessão se encontra em relação ao Arco Magmático Rio Negro, essa bacia tem sido interpretada como uma bacia de ante-arco (Tupinambá & Heilbron, 2002; Heilbron *et al.*, 2008). O estudo litogeoquímico dos anfíbolitos associados às rochas metassedimentares dessa bacia apontam para uma grande heterogeneidade petrogenética e diversidade de ambientes tectônicos (vide Capítulo 5 do presente trabalho). Os dados litogeoquímicos dessas rochas caracterizam-nas como ortoanfíbolitos e apontam para ambientes desde distensivos (MORB, intraplaca continental e/ou oceânico) até ambientes convergentes (toleíticos e basaltos calcioalcalinos de arco magmático). Integrando os dados geológico-estruturais aos dados litogeoquímicos, sugere-se que a Bacia Bom Jesus do Itabapoana tenha evoluído desde uma bacia marginal passiva até uma bacia de ante-arco (relacionada ao arco magmático neoproterozóico – Complexo Serra da Bolívia).

A Bacia São Fidélis representa uma sucessão sedimentar siliciclástica com pelitos, psamitos, areias mais ou menos puras e magmatismo basáltico restrito associado. Dados regionais de geocronologia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ em zircões detríticos de quartzitos da seqüência indicam contribuição mista, incluindo fontes arqueanas, paloproterozóicas e mesoproterozóicas-neoproterozóicas (zircões derivados do Arco Magmático Rio Negro) (Valladares *et al.*, 1997). Estes dados indicam que, pelo menos, parte da sedimentação foi contemporânea ao desenvolvimento do Arco Magmático Rio Negro e, portanto, se deu em ambiente de margem ativa.

A Bacia Italva (psamito-carbonática plataforma e magmatismo básico a intermediário associado) é claramente uma bacia de caráter vulcanossedimentar, cujo período de deposição é indicado pela idade U-Pb de *ca.* 840 Ma, registrada em zircões de metabasitos intercalados na seqüência (Heilbron & Machado, 2003). Os dados litogeoquímicos de anfíbolitos do Grupo Italva, obtidos por Heilbron (no prelo) apontam para formação em ambiente oceânico (MORB) e ambiente de arco magmático (toleíticos de arco de ilha - IAT), o que, associado aos

dados de campo, sugere que a Bacia Italva tenha se desenvolvido em ambiente de retro-arco. Quatro amostras de anfibolito foram estudadas por litogeoquímica no presente trabalho. Em termos de derivação, os dados indicam que estes anfibolitos são ortoderivados e pertencentes às séries alcalina (2 amostras) e toleítica (2 amostras). As assinaturas químicas das mesmas apontam para ambiente intraplaca, no caso das rochas da série alcalina, e para ambiente do tipo MORB (N-MORB e E-MORB), no caso daquelas da série toleítica. Considerando os dados de campo (Grupo Italva é caracterizado por íntima associação de rochas paraderivadas e rochas ortoderivadas) e o fato de que o ambiente de retro-arco tem, comumente, características de regime tectônico extensional, interpreta-se as associações metabásicas do Grupo Italva como formadas em ambiente de bacia de retro-arco.

Metamorfismo pré-colisional

Em ortogranulitos básicos do Complexo Juiz de Fora (domínio homônimo) e metabasitos associados aos paragnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana (Domínio Cambuci), há registros de um metamorfismo precoce, anterior à tectônica de empurrões, responsável pelo empilhamento tectônico dos diferentes domínios da Faixa Ribeira. Esse metamorfismo gerou paragêneses com plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, atestando condições relativas à fácies granulito (Duarte, 1998; Marques, 2009). Em um ortogranulito intermediário do Complexo Juiz de Fora, foi obtida idade U-Pb em zircão (intercepto inferior) de 654 ± 12 Ma. Este valor é mais próximo àqueles obtidos para o estágio colisional na extremidade sul do Orógeno Brasília (630-625 Ma; Trouw *et al.*, 2000; Campos Neto & Cabby, 2000). No entanto, considera-se que a idade deste evento metamórfico na área é ainda um tema ainda em aberto.

Colisão do paleocontinente São Francisco com o Arco Magmático Rio Negro

Colisão do paleocontinente São Francisco com o Arco Magmático Rio Negro, levou à duplicação da crosta e ao empilhamento dos terrenos (Ocidental e Oriental)/domínios tectônicos (Domínios Juiz de Fora, Cambuci, Costeiro e Italva). Nesta colisão, o Terreno Ocidental representa a margem retrabalhada do paleocontinente São Francisco, enquanto que o Terreno Oriental representa a margem do paleocontinente Congo Ocidental acrescida de material juvenil relativo ao Arco Magmático Rio Negro.

Este período é acompanhado de intensa deformação, tendo sido desenvolvidas zonas de cisalhamento dúcteis (limites entre os diferentes terrenos/domínios tectônicos e internamente ao Domínio Juiz de Fora) e formação da foliação principal (milonítica no Domínio Juiz de Fora) relacionadas à segunda fase de deformação (D_2).

O metamorfismo principal (M_2), datado em 585 ± 38 Ma (Machado *et al.*, 1996), é contemporâneo, porém precoce, com relação à fase de de-

formação D_2 e teve desenvolvimento sob condições distintas para cada Domínio Tectônico (fácies granulito a anfibolito superior para os Domínios Juiz de Fora, Cambuci e Costeiro e fácies anfibolito superior para o Domínio Italva).

Extensa fusão parcial crustal gerou, em todos os domínios, um grande volume de granitóides sin-colisionais, tendo sido mais importante nos Domínios Juiz de Fora, Cambuci e Costeiro. Este magmatismo é representado, principalmente, por granitóides tipo-S e/ou híbridos (Suíte Salvaterra, Suíte São João do Paraíso, Suíte Angelim, Suíte Desengano), formados por fusão parcial da crosta local. Dados de U/Pb obtidos para a Suíte Angelim, em área a sul daquela da folha Itaperuna, indicam idade de cristalização em 569 ± 5 Ma (Tupinambá *et al.*, 2007).

A assinatura geoquímica de enclaves metabásicos no granada charnockito da Suíte Salvaterra estudados no presente trabalho apontam para sua correlação ora com metabasito do Complexo Juiz de Fora, ora com metabasito do Grupo Andrelândia. Isto, aliado a dados de campo, sugere que os metabasitos estudados são resíduos do processo de fusão parcial das rochas do Grupo Andrelândia e do Complexo Juiz de Fora. Do ponto de vista da ambientação tectônica, os dados litogeoquímicos destes metabasitos sugerem que seus protólitos correspondem a basaltos toleíticos, gerados em ambiente intraplaca.

História do Paleozóico

Desenvolvimento das fases tardias de deformação e granitogênese tardi- a pós-colisional

Desenvolvimento de fase de deformação tardia (tardi- a pós-colisional) D_3 , caracterizada pelo desenvolvimento de dobras fechadas a abertas reviradas (por exemplo: Antiforme do Angelim, Sinforme do Valão do Cedro, Antiforme das Sete Voltas e Sinforme da Ferradura) e zonas de cisalhamento dúcteis, sendo as mais importantes a Zona de Cisalhamento do Aré e a Zona de Cisalhamento São João do Paraíso (de direção NE-SW). Regionalmente, a formação dessas estruturas está relacionada ao desenvolvimento da Zona de Cisalhamento do Rio Paraíba do Sul (Heilbron *et al.*, 1995, 2000, 2004) e à docagem do Terreno Cabo Frio ao Terreno Oriental ocorrida em 530–510 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). Associado a essas zonas de cisalhamento, ocorreu magmatismo granítico (s.s.) tardi- a pós-colisional, cujos corpos tem direção predominante NE-SW.

Desenvolvimento de falhas e zonas de cisalhamento dúcteis a dúctil-rúpteis (de direção NW-SE) relacionadas à fase de deformação tardia D_4 . Associados a estas estruturas ocorrem corpos graníticos (s.s.) subverticais, de direção NW-SE e NE-SW, de caráter pós-colisional, relacionados, provavelmente, ao estágio de colapso do edifício orogênico..

Associado ao magmatismo granítico pós-colisional, ocorrem diques e apófises de lamprófiros.

**Final do Ordoviciano ao Cretáceo Inferior
Hiato Gondwânico**

Não há registros de qualquer atividade magmática e/ou tectônica relacionadas a esse intervalo de tempo.

História do Mesozóico (Cretáceo Inferior)

Quebra do supercontinente Gondwana e magmatismo básico pré-rifte (Suíte Serra do Mar)

Desenvolvimento de estruturas rúpteis (falhas e fraturas) e magmatismo basáltico associado, cujos

corpos, sob a forma de diques, têm direções N40E, N55W e N25E. Esta tectônica é regionalmente associada ao soerguimento da Serra do Mar.

História do Cenozóico (Neógeno)

Processos neotectônicos e sedimentação associada

Formação de depósitos colúvio-aluvionares relacionados a variações eustáticas e à processos neotectônicos responsáveis pelo basculamento de blocos, formação de desnivelamentos e de sítios de sedimentação.

7 – RECURSOS MINERAIS

7.1 - INTRODUÇÃO

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

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

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

As informações bibliográficas sofreram uma revisão criteriosa relacionada principalmente às coordenadas geográficas, pois que poucas eram as numericamente referenciadas, a maioria das ocorrências estava assinalada em mapas de caminhamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1:50.000. Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 2007 e feita atualização da situação funcional das empresas além de ajustes nas coordenadas geográficas. No Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de dezembro de 2008, foram selecionadas as áreas com requerimentos e concessões de lavra e de licenciamento para o confronto com os dados existentes em outras fontes. Para a integração desses dados no banco georeferenciado foram calculadas as coordenadas geográficas do centróide das poligonais dos títulos minerários. Os requerimentos de pesquisa e de licenciamento não foram considerados no banco de dados como indicadores de recursos minerais, sendo utilizados apenas como parâmetro para verificação do interesse no setor mineral do estado.

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados 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 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

Na área delimitada pela Folha Itaperuna, há registros de uma série de bens minerais onde despontam a exploração de materiais de uso direto na construção civil, principalmente rocha ornamental e mármore para a indústria cimenteira. A produção de rocha ornamental visa abastecer o mercado do estado enquanto que a indústria cimenteira atende não só o estado do Rio de Janeiro como os de Minas Gerais e Espírito Santo.

Vale ressaltar que o noroeste fluminense está sendo alvo de interesse de mineradores capixabas, que estão buscando novidades no setor. Em geral esta atividade é considerada muitas vezes ilegal, já que não possuem as autorizações ambientais necessárias. Em geral, exploram blocos e os transportam para beneficiamento nos teares do estado do Espírito Santo.

Nesse trabalho foram cadastrados 84 pontos de recursos minerais, estando 14 minas em atividade, 26 ocorrências e o restante são minas paralisadas ou depósitos não explorados.

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

Ainda podem ser mencionados, dentre os recursos minerais da região, antigas extrações de argila, bauxita, grafita, manganês, minerais de pegmatito (berilo e feldspato) e ouro. 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 identificam 267 áreas correspondentes a 34 requerimentos e concessões de lavra, oito licenciamentos e 225 autorizações de pesquisa e requerimento 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 Itaperuna, listados por ordem alfabética.

Água Mineral

O Estado do Rio de Janeiro, apesar de ser o quarto maior produtor nacional de águas minerais, somente tem parte da demanda anual de 400 milhões de litros coberta pela produção interna que gira em torno de 250 milhões de litros. Esse tipo de atividade de exploração desperta um enorme interesse conforme indicam os dados colhidos junto ao DNPM (2008) onde se verificam mais de 1.500 pedidos de pesquisa, 500 autorizações e 35 concessões de lavra no estado do Rio de Janeiro.

Dados do Martins *et al.* (2006) revelam que o parque produtor do estado é constituído por 27 empresas em plena atividade, destacando-se alguns pólos produtores como Nova Friburgo, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua e Magé.

Na região que recobre a Folha Itaperuna existem seis registros de extração de água mineral, estando duas em atividade, localizadas nos municípios de Itaperuna e Cambuci.

A marca comercializada em Itaperuna é Avahy (fonte de mesmo nome) classificada como carbogásosa e fluoretada, vazão de 21,6 mil l/dia. Em Cambuci, a marca comercializada é Céu Azul.

As fontes paralisadas se encontram em Itaperuna, Italva (ocorrência) e Cardoso Moreira, da marca Belieny, classificada como alcalina bicarbonatada.

De um modo geral e na escala desse trabalho, as fontes de água mineral na região em questão estão localizadas em áreas de rochas pertencentes aos Domínios Juiz de Fora, Cambuci, Italva e Costeiro.

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 está bem definida em mapa devido à escala (regional) de trabalho.

Areia

As áreas de extração de areia na região se dão em geral sob regime de licenciamento. No entanto, é comum a extração ilegal de areais devido à variação da disponibilidade de material no leito dos rios. Os areais exploram nas margens e nos leitos ativos de rios e nas planícies aluvionares.

Essa atividade depende diretamente dos períodos de chuva que pode intensificar a capacidade de transporte de sedimento nos leitos dos rios, além dos atributos físicos das drenagens como largura, profundidade entre outros. Por esse motivo, essa atividade tem um caráter intermitente e raramente deixa vestígios ao final do processo.

Na região existem 14 locais de extração de areia, estando seis em atividade e o restante inativo. Estão localizadas nas bacias de drenagem dos rios Muriaé (Figura 7.1) e Itabapoana (Figura 7.2).

Os depósitos em atividade no município de Bom Jesus de Itabapoana extraem material superficial de aproximadamente 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 aréola (Figura 7.3). No entanto, nesse relatório, aréola está identificada como areia como solicitado pelas normas técnicas da contratante.



Figura 7.1 – Exploração de areia com sistema de armazenamento em silo nas margens do Rio Muriaé no município de Itaperuna, RJ



Figura 7.2 – Exploração de areia por meio de dragagem no Rio Itabapoana, município de Bom Jesus do Itabapoana, RJ



Figura 7.3 – Exploração de aréola, município de Bom Jesus do Itabapoana, RJ

Em geral, as explorações de areia são de pequeno porte, extraindo material de depósitos fluviais holocênicos. De uma maneira geral, os depósitos recebem contribuição principalmente das rochas ortogranulíticas e ortognáissicas pertencentes ao Domínio Juiz de Fora e rochas paraderivadas pertencentes ao Domínio Cambuci.

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. A produção destina-se ao consumo local.

Argila

Na área da Folha Itaperuna existe catalogada apenas uma mina paralisada na região de Bom Jesus de Itabapoana ao longo do Rio Muriaé. Trata-se provavelmente de um depósito do tipo terrazzo aluvionar do Rio Itabapoana.

No cadastro do DNPM (dezembro 2008), existe uma mina em atividade em sedimentos quaternários

do Rio Muriaé em Italva. Nessa região existe um aglomerado de empresas que exploram o mármore para a fabricação de cimento. Essas argilas podem ser derivadas da alteração intempérica dos mármores.

Bauxita

Uma ocorrência de bauxita foi descrita nas margens do Rio Itabapoana no município de Bom Jesus de Itabapoana (Fonseca 1998). Nenhuma outra informação foi fornecida na literatura.

Vale ressaltar que, segundo dados do DNPM (dez 2008), existem vários pedidos de pesquisa para bauxita na região oeste da folha Itaperuna, nos municípios de Itaperuna e Natividade.

Manganês e Grafita

Em Itaperuna há registros de ocorrências de manganês (1 ocorrência e 1 mina paralisada) e grafita (1 ocorrência) associadas na região de Itaperuna. Na mina paralisada (Fazenda Alto Limoeiro) ocorre minério de manganês em gondito grafitoso (Fonseca, 1998), composto de psilomelana, pirolusita, limonita, grafita, hematita e quartzo e encaixado em gnaisses. No entanto, na década de 40, o plano de lavra era para grafita e, como subproduto, óxido de manganês.

A visita de campo atingiu a frente de lavra abandonada no topo do morro na Fazenda Alto Limoeiro (Figura 7.4), e foi possível identificar o corpo do minério manganésífero com até três metros de espessura e direção N35E, com caimento variando entre 55 e subvertical NW. O minério esta encaixado em granada biotita gnaisse milonítico do Domínio Juiz Fora. A grafita encontra-se disseminada em plaquetas milimétricas na rocha manganésífera e também em cristais euédricos orientados segundo um plano definido. Segundo dados anteriores, a grafita perfaz aproximadamente 10 % da rocha.



Figura 7.4 – Frente de lavra abandonada de manganês grafitoso na Fazenda Alto do Limoeiro, município de Itaperuna, RJ

Mármore

Os depósitos de mármore perfazem 65 registros estando 14 em atividade, 33 depósitos paralisados e o restante estão catalogados como ocorrências. Encontram-se no município de Italva, na porção sudeste da folha em questão, distribuídos na Serra do Funil que apresenta uma configuração em mapa na forma de ferradura com extensão total da ordem de 13 km e largura de 1km. Trata-se de um sinforme assimétrico de eixo N20E com caimento para SW, composto de mármore, em geral calcíticos e, mais raramente, dolomíticos (Fonseca, 1998), pertencentes ao Domínio Italva. Esses mármore apresentam-se com aspecto maciço, sacaróide e/ou lamelar, com textura granoblástica média a grossa e coloração branca, azulada, rósea e esverdeada. Ocorrem intercaladas a anfíbolitos e rochas calcissilicáticas.

As empresas são de pequeno a grande porte (Holcim) e utilizam o material moído para a indústria agropecuária, como corretivo de solo, e para a indústria cimenteira, como argamassa (Figura 7.5). O mármore dolomítico é principalmente aproveitado pela cafeicultura em Minas Gerais e na região. O rejeito dessa atividade é por vezes utilizado como brita para estrada.



Figura 7.5 – Extração de mármore, para uso industrial e agrícola, no município de Italva, RJ

Minerais de pegmatitos

Foram descritas ocorrências ou antigos garimpos de berilo (2 antigos garimpos e 1 ocorrência), feldspato (3 minas paralisadas) e quartzo (7 ocorrências e uma mina paralisada). Esses depósitos estão inativos ou representam ocorrências, sendo de difícil identificação no campo.

Trabalhos anteriores (Menezes, 1982; Fonseca, 1998) citam a existência de dois pegmatitos com berilo (pequenas lascas de água marinha). Um apresenta direção N10W, largura de até 3 metros e comprimento de 80 metros. A reserva medida foi de 29 toneladas. O

segundo tem direção N50E, largura média de 1,5 metros, comprimento de 60 cm e reserva medida de 186 toneladas. Segundo consta, uma empresa de mineração voltada para gemas explorou esses pegmatitos; no entanto, não se encontra dados de produção.

Os depósitos de feldspato estiveram ativos durante os anos 60, nas regiões de Italva, Cambuci e Itaperuna. Em um dos depósitos de Italva (garimpo Marimbondão), foram explorados feldspato e quartzo, produzindo até 50 toneladas de feldspato e também de quartzo, comercializados em São Paulo. As rochas encaixantes são rochas calcissilicadas do Domínio Italva. Foram descritos vários garimpos abandonados de exploração de quartzo e feldspato em pegmatitos localizados na região de Cambuci (garimpos Mutum e São Francisco, por exemplo). Apresentam largura variando de 2 a 10 metros em rochas do Domínio Cambuci. Apresentam cristais de feldspato de 10 a 20 cm, cristalizados ou caulinizados. O pegmatito Cubatão em Itaperuna apresenta cerca de 150 metros de extensão e 4 a 6 metros de largura. O feldspato explorado é róseo, maciço, com intercrescimento gráfico quartzo-feldspato. Foi explorado em galerias com até 20 metros de extensão. As rochas encaixantes são ortogranulitos do Complexo Juiz de Fora.

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 Itaperuna, ocorrem duas pedreiras de extração de brita atualmente em atividade, de um total de sete cadastradas. As pedreiras estão concentradas no município de Itaperuna, próximo à cidade de mesmo nome. Uma das ativas encontra-se no município de Natividade (Figura 7.6).



Figura 7.6 – Extração de brita, município de Natividade, RJ

As rochas utilizadas como brita são granulitos do Domínio Juiz de Fora. A empresa em atividade é de médio porte e atende ao mercado consumidor da região de Itaperuna e Italva. Fornece brita e pó de brita, utilizando explosivos em cava aberta e em bancadas. O tratamento é feito por um sistema de britadores. A empresa tem um pátio de estocagem de volume importante.

Rocha Ornamental

Foram catalogados 26 depósitos, sendo nove de minas ativas (Figura 7.7). No entanto, vale lembrar que nessa região tem ocorrido atualmente a exploração ilegal de blocos.

Os depósitos distribuem-se por toda a área da folha em questão, concentrando-se principalmente no município de Itaperuna. A exploração está direcionada para a extração de blocos para corte e polimento em chapas (Figura 7.8) e corte de rocha para cantaria, seja paralelo ou lajota, algumas vezes denominada Pedra Paduana.



Figura 7.7 – Extração de rocha ornamental, município de Itaperuna, RJ



Figura 7.8 – Extração de blocos para corte e polimento em chapas, município de Campos dos Goytacazes, RJ

Nesse relatório adotou-se a denominação rocha ornamental para o material comumente denominado pedra para cantaria (paralelepípedo, lajotas e blocos para a alvenaria), além das rochas ornamentais propriamente ditas. Essa utilização segue as normas do banco de dados fornecido pela requerente e também pelas informações obtidas através 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 sítios de exploração e 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, além dos fatores de mercado, condiciona o uso. 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.

Em Itaperuna, a extração de rocha ornamental é feita principalmente em granulitos do Domínio Juiz de Fora e rochas do Domínio Cambuci, além do mármore ornamental do Domínio Italva na região de mesmo nome (Figura 7.9).



Figura 7.9 – Extração de mármore para corte e polimento em chapas, município de Italva, RJ

Em geral, os produtores selecionam rochas de coloração amarela, foliadas ou com textura migmatítica (segundo jargão comercial textura movimentada). A granulometria é grossa e a mineralogia é composta essencialmente de quartzo, feldspato e biotita.

Os blocos são na maioria das vezes beneficiados em teares no Espírito Santo, tendo apenas uma empresa com tear em Bom Jesus de Itabapoana.

As rochas utilizadas para cantaria são mais cisalhadas, permitindo o corte de maneira artesanal, com auxílio de compressor e marretas (Figura 7.10). Formam lajotas de tamanho 40x40 cm que seguem para serrarias locais que fazem o corte de lajinhas de tamanho 11x23 cm denominada comercialmente de “olho de pombo”.

A análise do Cadastro do DNPM (dezembro 2008) demonstra que a região está coberta por re-

querimentos de pesquisa e de lavra (213 pedidos) para rocha ornamental e de revestimento.



Figura 7.10 – Lajotas de rocha para cantaria (“Branco Aré”), município de Cambuci, RJ

Ouro

Na década de 80, a região noroeste do Estado do Rio de Janeiro foi alvo de curta, porém intensa, atividade garimpeira com a dragagem dos leitos ativos dos principais rios. Na área em questão, ao longo do rio Muriaé, em Cardoso Moreira e Itaperuna, algumas balsas atuaram nos trabalhos de dragagem. Uma ocorrência e um garimpo abandonado foram catalogadas em trabalhos anteriores (Fonseca, 1998) no rio Muriaé. No Distrito de Ourânia, município de Natividade, foi citada a presença de faiscadores de ouro (Menezes, 1973).

No cadastro do DNPM de dezembro 2008, foram identificados vários requerimentos para a substância ouro, nas margens dos afluentes do Rio Carangola em Ourânia, no Valão da Lage em Bom Jesus de Itabapoana, no Ribeirão Capivara em Itaperuna e em São João do Paraíso.

A metalogenia do ouro no estado do Rio de Janeiro não está delineada. Como os rios citados são interestaduais, pode ser que as fontes das mineralizações estejam relacionadas a unidades geológicas situadas fora das fronteiras estaduais. Convém mencionar, entretanto, que não pode ser descartada a hipótese da presença de alguns metalotectos propícios para tais tipos de mineralização, tais como as zonas de cisalhamento, presença de rochas máficas-ultramáficas metamorfizadas, entre outros.

Saibro

Foram catalogadas quatro extrações de saibro e apenas uma em atividade. Localizam-se em depósitos quaternários próximos aos afluentes do Rio Muriaé, nos municípios de Itaperuna e Natividade, na porção noroeste da folha. A saibreira ativa



Figura 7.11 – Saibreira na planície do Rio Muriaé, município de Itaperuna, RJ. Imagem de satélite Google Earth, dezembro de 2008

encontra-se em Itaperuna e é explorada esporadicamente (Figura 7.11).

A exploração desse material atendeu à necessidade das prefeituras para obras de estradas locais e, em geral, foi extraído de planícies aluvionares, sem deixar vestígios.

Segundo análise em mapa, as saibreiras devem ser derivadas de sedimentos provenientes de rochas quartzíticas do Grupo Andrelandia do Domínio Juiz de Fora.

7.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

Os municípios que compõem a área estudada são pouco populosos e, de acordo com dados do IBGE, tem as suas atividades voltadas essencialmente para a agropecuária. Pode-se considerar a atividade mineira, que aí ocorre, como secundária, predominando na região a exploração da rocha ornamental.

Com relação aos materiais de construção, não há grandes perspectivas para o incremento da sua produção, salvo a completa inviabilização dos areiais e pedreiras, situados na cidade do Rio de Janeiro e seu entorno, em virtude de problemas ambientais. Nessa situação, e equacionado o problema do sistema de transporte mais adequado para o escoamento desses insumos que possuem um baixo valor agregado (brita e areia), os municípios do noroeste do estado podem vir a representar importantes pólos produtores desses bens minerais.

Localmente, os depósitos de areia estão em atividade e atendendo, perfeitamente, à demanda do mercado. Sua exploração tem emprego imediato na construção civil, atividade que, entretanto, não apresenta grande expressão, considerando que as cidades da região são pouco populosas.

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

Particularmente, em virtude da presença de faixas com rochas básicas e ultrabásicas e possíveis seqüências vulcanossedimentares associadas, pode-se considerar a região em questão como aberta à pesquisa mineral. Soma-se a isso a presença de grafita, distribuída por uma ampla porção do norte fluminense, fato que abre a possibilidade de concentrações econômicas desse mineral, desde que, é claro, sejam empreendidos os estudos necessários para a busca de novos corpos mineralizados.

7.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS

O efetivo controle da deposição dos rejeitos e planos de manejos adequados para a recuperação das áreas degradadas (Figura 7.12) (tais como: processos de re-vegetação induzida e natural das pilhas de rejeitos a partir do recobrimento com o solo decaído das próprias áreas mineradas; construção de muros no entorno da base da pilha de rejeitos para atuar na contenção/retenção dos resíduos; remanejamento de rejeitos para aterrar as frentes de lavra desativadas; utilização dos rejeitos para encascalhamento das estradas municipais) minimizariam sobremaneira os impactos gerados pela mineração.



Figura 7.12 – Imagem de satélite mostrando extrações de rocha para cantaria, município de Cambuci, RJ. Imagem de satélite Google Earth, dezembro de 2008

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. Em função dessa dragagem se efetuar em pequena escala e em rio de grande porte, por si só, não teria um efeito impactante muito alto.

8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Para a execução do Programa Pronageo, na folha Itaperuna, foram integrados mapeamentos geológicos nas escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000, posteriormente estruturados em Sistema de Informações Geográficas (SIG), com auxílio de levantamentos aerogeofísicos (magnetometria e gama espectrometria) e metalogenéticos. Foram utilizados dados de campo obtidos em trabalhos prévios (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c; Costa *et al.*, 1978a, 1978b; Batista, 1984, 1986; Rego, 1979; Matos *et al.*, 1980; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b; Machado Filho *et al.*, 1983; Reis & Mansur, 1995; Fonseca, 1998; Silva & Cunha, 2001; Silva *et al.*, 2002), em projetos desenvolvidos na Faculdade de Geologia da UERJ e através da participação de alunos de graduação e pós-graduação, nos anos de 1989, 1990, 1991, 2003, 2004, 2005, 2006, 2007 e 2008.

As diversas etapas do trabalho consistiram de mapeamento geológico, integração de dados geológicos, geração de banco de dados e mapas em SIG, análises geomorfológica, estrutural-metamórfica, petrográfica-petrológica, litogeoquímicas, isotópicas Sm-Nd e geocronológicas (U-Pb).

O resultado deste trabalho possui grande importância por servir como subsídio do meio físico para a pesquisa de recursos minerais, para o incremento da produção mineral brasileira, assim como para gerar suporte ao planejamento de atividades de uso e ocupação do solo e à gestão ambiental e de recursos hídricos.

O projeto produziu dados na área em questão com densidade e distribuição suficientes para permitir uma maior acurácia na individualização e cartografiação das unidades litoestratigráficas, bem como uma definição mais precisa dos domínios tectônicos existentes.

A Folha Itaperuna, escala 1:100.000, compreende área de 2912 km², localizada na Mesorregião do Noroeste Fluminense. Abrange parte dos municípios fluminenses de Natividade, Bom Jesus do Itabapoana, Itaperuna, Santo Antônio de Pádua, São José de Ubá, Cambuci, Italva, São Fidélis, Cardoso Moreira e Campo dos Goytacazes e dos municípios capixabas de São José do Calçado, Bom Jesus do Norte, Apiacá e Mimoso do Sul.

Sob o aspecto geomorfológico, esta área está inserida, no mapa de Domínios Morfoestruturais proposto por Silva (2002), no domínio morfoestrutural Depressão Tectônica Mesozóicas-Cenozóicas (Região Interplanáltica Pomba-Muriaé) e é caracterizada pela presença de aspectos morfológicos e da conformação de seu arranjo espacial que sugerem forte controle tectônico, responsável pela estruturação geológico-morfológica da área.

A região abrangida pela folha Itaperuna está inserida no contexto geotectônico do setor central

da Faixa Ribeira, cuja evolução se deu durante a Orogênese Brasileira. Dois terrenos tectonoestratigráficos distintos, imbricados de SE para NW, integram a Faixa nessa região. Da base para o topo, esses terrenos são: o Terreno Ocidental e o Terreno Oriental, separados por uma zona de cisalhamento de direção NE denominada *Central Tectonic Boundary* (Almeida *et al.*, 1998). O Terreno Ocidental, considerado como o retrabalhamento da margem do paleocontinente São Francisco, está representado pelo Domínio Juiz de Fora que compreende o sistema de empurrões superior desse Terreno. O Terreno Oriental é integrado por três diferentes domínios tectônicos que, da base para o topo, são os Domínios Cambuci, Costeiro e Italva. Os domínios são limitados por zonas de cisalhamento transpressionais destrais, de média à baixa obliquidade e, localmente, por zonas de cisalhamento compressionais de médio a alto ângulo.

Adotou-se, para todos os compartimentos tectônicos, uma subdivisão litoestratigráfica em quatro grandes conjuntos: i) rochas do embasamento pré-1,7 Ga, retrabalhadas na Orogênese Brasileira (Complexo Juiz de Fora); ii) sucessões metavulcano-sedimentares neoproterozóicas (Grupos Andrelândia, Bom Jesus do Itabapoana, São Fidélis e Italva); iii) rochas granitóides (granitos/gnaisses) neoproterozóicas, geradas durante o período pré-colisional da Orogênese Brasileira (Complexo Rio Negro); e iv) rochas granitóides (granitos/gnaisses, tipo-S, I e híbridos) neoproterozóicas, geradas durante a etapa sin-colisional da orogênese supracitada (Suítes Salvaterra, São João do Paraíso, Angelim, Desengano, Complexo Serra da Bolívia). As rochas destes domínios tectônicos foram intrudidas por magmatismo granítico tardi- a pós-colisional, de idade cambriana a ordoviciana, em parte, associado a magmatismo lamprofírico. Em virtude da ocorrência de diversas rochas granitóides, com formações relacionadas a diferentes estágios orogenéticos, pode-se considerar a região como um alvo adequado ao estudo da granitogênese relacionada à Orogênese Brasileira na Faixa Ribeira.

Na área da Folha Itaperuna, assim como ocorre para toda a Faixa Ribeira, não há registros, sejam tectônicos sejam de formação de rochas, no período que vai do Ordoviciano até o final do Permiano. Pulsos magmáticos e atividades tectônicas começam a ser registradas no Cretáceo Inferior, decorrentes da quebra do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico e, na área mapeada, são representadas por falhas, fraturas e pela intrusão de diques de diabásio. Eventos tectônicos e formações de bacias relacionadas ao Neógeno têm também seus registros nessa área.

A área em questão registra diferentes estruturas dúcteis, dúctil-rúpteis e rúpteis que foram agrupadas e hierarquizadas de acordo com critérios de

superposição e orientação. A maior parte das estruturas dúcteis e dúctil-rúpteis foi gerada no Neoproterozóico como resultado dos efeitos das diferentes etapas da Colagem Brasileira. A convergência neoproterozóica a cambriana-ordoviciana nesses Terrenos da Faixa Ribeira (Terrenos Ocidental e Oriental) pode ser subdividida em três etapas principais, datadas pelo método U/Pb em zircão e titanita (Machado *et al.*, 1996): a) deformação $D_1 + D_2$, de idade 595-565 Ma e de caráter pervasivo em todos os compartimentos tectônicos; b) deformação D_3 , de idade *ca.* 535-510 Ma, que, embora não sendo a deformação mais pervasiva, é responsável pelo arcabouço estrutural dos diferentes domínios do Terreno Oriental na região de Itaperuna; e c) deformação D_4 , de idade de *ca.* 510-480 Ma, claramente tardia e de características semelhantes para todos os compartimentos tectônicos.

Na área estudada, atividades relacionadas ao Mesozóico estão representadas por pulsos magmáticos (diques de diabásio da Suíte Serra do Mar) e estruturas rúpteis (falhas e fraturas) oriundas de atividades tectônicas que se processaram no Cretáceo Inferior, como resultado da fragmentação do supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul. Eventos tectônicos e formações de bacias relacionadas ao Neógeno têm também seus registros na área.

Três eventos metamórficos distintos, denominados M_1 , M_2 e M_3 estão registrados nas rochas da área mapeada, embora nenhum domínio registre os três eventos. M_1 é o evento mais antigo, registrado apenas nas rochas do Complexo Juiz de Fora e, talvez, também nas rochas metamáficas do Domínio Cambuci. M_2 é o evento metamórfico mais importante, com evolução contemporânea àquela da tectônica de empurrões e com registros impressos em todas as unidades litológicas da área. O processo anatético que levou à geração de granitóides sin-colisionais em todos os domínios foi contemporâneo a M_2 . Dados U-Pb em zircão, monazita e titanita de granito sin-colisional do Domínio Juiz de Fora (Granito Rio do Turvo), situado em região mais a oeste, fora dos limites da Folha, indicam que M_2 teve seu auge em 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996). M_3 ocorre impresso nas rochas metassedimentares e granitóides /charnockitóides sin-colisionais do Domínio Costeiro e dados U-Pb em titanita de leucossomas em rochas da *Klippe* Paraíba do Sul e do Domínio Costeiro indicam, para M_3 , idade de 535-520 Ma (Machado *et al.*, 1996).

Os municípios que compõem a área estudada têm suas atividades voltadas, essencialmente, para a

agropecuária, sendo a atividade mineira considerada secundária. Dentre os bens minerais explotados, destacam-se os materiais de uso direto na construção civil, principalmente rocha ornamental (que abastece o mercado do estado), e mármore para a indústria cimenteira (que atende aos Estados do Rio de Janeiro, Minas Gerais e Espírito Santo). Outras substâncias em exploração na região são água mineral, areia, rocha para brita e saibro. Antigas extrações de argila, bauxita, grafita, manganês, minerais de pegmatito (berilo, feldspato e quartzo) e ouro correpondem à jazidas exauridas ou à ocorrências e indícios que, até o momento, não suscitaram maior interesse econômico. Nesse trabalho foram cadastrados 84 pontos de recursos minerais, sendo 14 de minas em atividade, 26 de ocorrências e o restante são relativos a minas paralisadas ou depósitos não explotados.

Em virtude da presença de faixas com rochas básicas e ultrabásicas e seqüências metavulcanosedimentares associadas, pode-se considerar a região como aberta à pesquisa mineral. Soma-se a isso a presença de grafita, distribuída por uma ampla porção do norte fluminense, fato que abre a possibilidade de concentrações econômicas desse mineral desde que, é claro, sejam empreendidos os estudos necessários para a busca de novos corpos mineralizados.

Este trabalho inclui o levantamento de cerca de 30 ocorrências de diques/apófises de lamprófiros associadas a granitos e pegmatitos pós-colisionais. Segundo Ranna (2008), a formação de berilos do tipo água-marinha poderia estar associada à captura de elementos do lamprófiro, como Be, F e Cr, pelo magma que gerou o pegmatito. Nesse sentido, a área estudada pode ser considerada aberta à pesquisa de concentrações desse bem mineral.

Com relação aos materiais de construção, não há grandes perspectivas para o incremento da sua produção, salvo o caso da completa inviabilização dos areais e pedreiras, situados na cidade do Rio de Janeiro e seu entorno, em virtude de problemas ambientais. Nessa situação, e equacionado o problema do sistema de transporte mais adequado para o escoamento desses insumos que possuem um baixo valor agregado (brita e areia), os municípios do noroeste do estado podem vir a representar importantes pólos produtores desses bens minerais.

De todo o território do Estado, as áreas que se localizam na Mesorregião Noroeste Fluminense são as menos florestadas, com menos de 1% de suas áreas cobertas por florestas. Os ecossistemas do Estado, o que inclui as áreas naturais protegidas (parques nacionais e estaduais, reservas biológicas e estações ecológicas) têm sofrido intensa e contínua degradação, sendo os tipos mais comuns incêndios, queimadas, desmatamentos e ocupações irregulares (Fundação CIDE, 2008).

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Ab'Sáber, A.N. 1970. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. *Boletim de Geomorfologia*, 18, IGEO/USP, São Paulo.
- Almeida, F.F.M. de, 1967. Origem e evolução da Plataforma brasileira. *Dep. Nac. Prod. Min., Div. Geol. Min., Bol.* 241,36 pp.
- Almeida, F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas na região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Rev. Bras. Geoc.*, 13(3):139-158.
- Almeida J.C.H., Tupinambá M, Heilbron M., Trouw R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira belt, Southeastern Brazil, In: SBG-MG, Congr Bras. Geol., 39, Belo Horizonte, Anais, 32.
- Almeida, F.F.M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, 48: 15-26.
- Almeida, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. *Atas do 2º Simpósio de Geologia do Sudeste*, São Paulo, 423-428.
- Almeida, F.F.M. 1986 Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 16, p. 325 - 349.
- Almeida, J.C.H., Tupinambá, M.A., Heilbron, M., And Trouw, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the central tectonic boundary of the Ribeira belt, southeastern Brazil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, 1998, Anais... SBG, p. 32.
- Almeida, J.C.H. 2000. Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul. IGCE, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, Tese de Doutorado, 190 p.
- Amorim, M.S. & Carneiro, S.L. 1991. A geologia do Pré-cambriano ao longo da zona de cisalhamento de São João do Paraíso, no município de Italva (RJ). Trabalho Final de Graduação, Curso de Geologia/UERJ. 50 pp, mapas, inédito.
- Asmus, H.E.; Guazelli, W. 1981. 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: Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Sul Brasileira e Suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação do Potencial de Recursos Minerais. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, 187-269 (Série Projeto REMAC, 9).
- Asmus, H.E.; Ferrari, A.L. 1987. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. Petrobrás. In: Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil. Rio de Janeiro, CENPES/DINTEP, 75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- Barbosa A.L. & Grossi Sad J.H.G. 1983a. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins ao Longo da Divisa RJ/MG. In: SBG-MG, Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Anais, 63-74.
- Barbosa A.L. & Grossi Sad J.H.G. 1983b. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora. RJ/MG. In: SBG-MG, Simp. Geol. Minas Gerais, 2, Belo Horizonte, Anais, 75-84.
- Barbosa, A.L.M. & Grossi Sad, J.H.G. - 1983c - Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. An Simp Reg Minas Gerais; Bol 3, SBG/MG; pp. 1-15.
- Batista, J.J. - 1986 - Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. IN: Congr. Bras. Geol., 34, Goiânia, Anais..., SBG, v.2 : 722-727.
- Batista, J.J. 1984. Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 123 pag., 1 mapa, inédita.
- Bergqvist, L.P. 1996. 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. Programa de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Tese de Doutorado, 406 p.
- Boynton, W.R. 1984. Cosmochemistry of the rare earth elements meteorite studies. In: Henderson, P. (ed). Rare Earth Element Geochemistry, p. 63-114. Elsevier, Amsterdam.
- Bueno, G. V.; Machado Jr., D. L.; Oliveira, J.A B.; Marques, E.J.J. 2004. A influência do Lineamento Capricórnio na evolução tectono-sedimentar da Bacia de Santos. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 52, 2004, Araxá. Anais, Araxá: Sociedade Brasileira de Geologia, 2004. Simpósio 28 – Petróleo: geologia e exploração, T 773.
- Campos Neto, M.C. & Figueiredo, M.C.H. 1990. Evolução Geológica dos Terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, 1990. Anais ...SBG,6: 2631-2648.
- Cainelli, C. E Mohriak, W. U. 1998. Geology of Atlantic Eastern Brazilian Basins. AAPG International Conference & Exhibition, 67 p.

- Campanha, G.A.C., 1981. O Lineamento Além Paraíba na área de Três Rios (RJ), *Revista Brasileira de Geociências*, 11, 3, 159-171.
- Campos Neto, M.C. 2000. Orogenic systems from southwestern Gondwana. An approach to Braisliano-Pan African Cycle and orogenic collage in southeastern Brazil. In U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st Int. Geol. Congr., Rio de Janeiro, p. 335-365.
- Campos Neto, M.C & Caby, R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of Southeast Brazil: petrological and structural constraints. *Tectonics*, 19:669-687.
- Carmo, I. O. ; Vasconcelos, P. 2004. Geochronological Evidence for Pervasive Miocene Weathering, Minas Gerais, Brazil. *Earth Surface Processes And Landforms*, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- Carmo, I. O. ; Vasconcelos, P. 2006 . ⁴⁰Ar/³⁹Ar Geochronology Constraints on Late Miocene Weathering Rates in Minas Gerais, Brazil. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 241, n. 1/2, p. 80-94, 2006.
- CIDE - Centro de Informações do Estado do Rio de Janeiro. 1992. Mapa do quadro geo-bio-físico do Estado do Rio de Janeiro (Escala 1:1.500.000). Rio de Janeiro (Folder Rio em Dados).
- CIDE - Centro de Informações do Estado do Rio de Janeiro. 2008. Rio de Janeiro em Dados www.cide.rj.gov.br (acessado em 10/02/2009).
- Cobbold, P.R.; Meisling, K.E., Mount, V.S. 2001. Re-activation of an obliquely-rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, 85 (11): p.1925– 1944.
- Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C. B.; Piccirillo, E. M.; Rivalenti, G. 1983. High-TiO₂ basaltic dykes in the coastline of São Paulo and Rio de Janeiro states (Brazil). *Neues Jahrbuch Fur Mineralogie-Abhandlungen*, v. 146, p. 133 – 150.
- Cordani, U.G.; Delhal, J.; Ledent, O. 1973. Orogeneses superposeés dans le Précambrien du Brésil sud-oriental (États du Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc.*, 3(1):1-22.
- Cordani, U.G., Coutinho, J.M.V. & Nutman, A.P., 2002. Geochronological constraints on the evolution of the Embú Complex, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 14: 903-910.
- Corval, A. V. 2004. Petrogênese das suítes basálticas de baixo-TiO₂ e alto-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar. *Dissertação (Mestrado)*, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 145p.
- Corval, A. 2009. Petrogênese dos basaltos do Enxame de Diques da Serra do Mar e Implicações Geodinâmicas. *Tese de doutoramento*. FGEL/UERJ
- Corval, A., Valente, S., Duarte, B. P., Ellam, R., Fallick, A., Meighan, I. G., Dutra, T. 2007. Plume-subcontinental lithospheric mantle interactions in The Serra do Mar Dyke Swarm, SE Brazil. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics of the SBG, 2007, Natal. *Anais do XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e V International Symposium on Tectonics of the SBG*. Natal: SBG, v.1. p.280 - 281.
- Costa, L.M.;Baptista,J.I.;Souza,B. - 1978a - Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso, Niterói, DRM/RJ.
- Costa, L.M.;Baptista,J.I.;Souza,B. - 1978b - Texto explicativo da Folha Geológica Itálva, Niterói, DRM/RJ
- Cox, K. G., Bell, J. D., Pankhurst, R. J., 1979. The interpretation of igneous rocks. George Allen & Unwin, London, 450 pp.
- Cox, K.G., Hawkesworth, C.J., 1985. Geochemical stratigraphy of the Deccan Traps, at Mahabaleshwar, Western Ghats, India, with implications for open system magmatic processes. *J. Petrol.* 26, 355-377.
- Dantas, M. E. 2001. Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. DNPM/CPRM (Relatório final).
- De La Roche H., Leterrier J., Grande Claude P., Marchal M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagrams and major elements analysis – its relationships and current nomenclature. *Chemical Geology*, 29: 183-210.
- Duarte, B.P. 1998. Evolução Tectônica dos Ortognaisses dos Complexos Juiz de Fora e Mantiqueira na Região de Juiz de Fora: Geologia, Petrologia e Geoquímica. *Tese de Doutorado*, IG/USP. 284p.
- Duarte, B.P.; Heilbron,M. & Campos Neto, M. 2000. Granulite/Charnockite from the Juiz de Fora Domain, Central Segment of the Brasiliano-Pan-African Ribeira Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30 (1).
- Duarte, B.P. & Valente, S. C. 1999. Modelamento Petrogenético para as Rochas do Complexo Juiz de Fora, Setor Central da Faixa Ribeira. In: Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, 5, e Congresso Brasileiro de Geoquímica, 7, Porto Seguro, BA, 1999. *Boletim de Resumos Expandidos, SBGq*, p. 488-491.
- Duarte, B.P.; Figueiredo, M.C.H.; Campos Neto, M.C.; Heilbron, M. 1997. Geochemistry of granulite facies orthogneisses of the Juiz de Fora Complex, central segment of the Ribeira Belt, southern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, 27(1): 67-83.
- Duarte, B.P.; Heilbron, M.; Nogueira, J.R.; Tupinambá, M.; Eirado, L.G.; Almeida, J.C.H.; Valladares, C.S. (2003). Geologia das Folhas Juiz de Fora-Chiador (1:100.000). In: Projeto Sul de Minas – Etapa I. Livro em CD-ROM. Coordenação: Antônio Carlos Pedrosa

- Soares. Edição: Companhia Mineradora de Minas Gerais (COMIG).
- Dutra, T. 2006. Petrogênese dos basaltos de baixo-TiO₂ do Enxame de Diques da Serra do Mar na Região dos Lagos, RJ. Dissertação (Mestrado), Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 111p.
- Dutra, T.; Corval, A.; Valente, S.C.; Duarte, B.P.; Almeida, J.C.H.; Tetzner, W.; Monteiro, H.J.L. 2005. Processos petrogenéticos evolutivos para os basaltos de Búzios no Enxame de Diques da Serra do Mar. In: IV SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE E XIII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, Niterói. Boletim dos resumos ... Niterói: SBG, v. 1, p. 36.
- Dutra, T.; Valente, S.; Corval, A.; Duarte, B.P.; Heilbron, M.; Szatmari, P. 2006. Geochemical Modeling 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: V SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, Punta del Este/Uruguay. Bulletin of Short Papers... Punta del Este/Uruguay: SAAGI, p.355 - 357.
- Ebert, H. 1955. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. Relatório Anual do Diretor. DNPM, DGM, p. 62-81, Rio de Janeiro.
- Eirado Silva, L. G. ; Heilbron, M. ; Netto, A. M. ; Vignol-Lelarge, M. L. 2007. Condicionantes estruturais na denudação da Serra da Bocaina, Sudeste do Brasil. In: XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ V International Symposium on Tectonics, 2007, Natal. Boletim de Resumos Expandidos do XI Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos/ V International Symposium on Tectonics. Natal : SBG, 2007. p. 252-254.
- Ferrari, A.L. 1990. A geologia do "Rift" da Guanabara na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento Pré-Cambriano. In: SBG, Congr. Bras. Geol., 36, Natal, 1990. Anais..., Natal, v.6, p. 2858-2872.
- Ferrari, A.L. 2001. Evolução tectônica do graben da Guanabara. São Paulo, 412p. (Tese de Doutorado, Depto Geologia - IG/USP).
- Figueiredo, E. & Ribeiro, I.1989. Relatório de Estágio de Campo II, Faculdade de Geologia, UERJ, inédito.
- Figueiredo, M.C.H., Campos Neto, M.C. & Rêgo, I.T.S.F. 1989. Geoquímica dos terrenos Juiz de Fora, Paraíba do Sul e Costeiro nos estados do Rio de Janeiro e Espírito Santo. In: Workshop de Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogeoquímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil, São Paulo, 1989. Boletim de Resumos... SBGq-IG/USP, p. 41-45.
- Floyd P.A. 1975. Geochemical variations in the greenstones of SW England. *Journal of Petrology*. 17(4): 522-545.
- Floyd, P.A & Winchester, J.A. 1975. Magma-type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth and Planetary Science Letters*, 27: 211-218.
- Fonseca, M. J. G. 1998. Mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:400.000. Texto explicativo. Rio de Janeiro : DNPM, 141p. Mapa.
- Fonseca, M.J.G.; Silva, Z.C.G.; Campos, D.A. e Tosatto, P. 1979. Carta Geológica do Brasil ao milionésimo, Fôlhas Rio de Janeiro (SF23), Vitória (SF24) e Iguape (SG23). DNPM, Texto explicativo, Brasília, 240p.
- Freitas, R.O. 1951. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. *Rer. Bras. de Geografia*, (2), 218 p.
- Freitas, A. & Machado, L. 2005. Relatório de Estágio de Campo II, Faculdade de Geologia, UERJ, inédito.
- Garda, G. M. 1995. Os diques básicos e ultrabásicos da região costeira entre as cidades de São Sebastião e Ubatuba, Estado de São Paulo. Tese (Doutoramento), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 156p .
- Google. 2008. Google Earth, version 4.0 (beta): free satellite's image software. Disponível em: <http://earth.google.com/intl/pt/>. Acessado em 02/06/2008.
- Grossi Sad, J.H. & Barbosa, L.M. (1985). A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, Estado do Rio de Janeiro. *Contribuições à Petrologia e à Mineralogia*, SBG-Núcleo de Minas Gerais, 1985, p.15-27.
- Guedes, E.; Heilbron, M.; Vasconcelos, P.M.; Valeriano, C.M.; Almeida, J.C.H.; Teixeira, W.; Thomaz Filho, A. 2005. 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*, v. 18, p. 371 - 382.
- Guedes, S. ; Hackspacher, P. C. ; Hadler, J.C. ; Lunes, P. J. ; Paulo, S. R. ; Ribeiro, L. F.; Tello, C. A. 2000. Constraints on the evolution and thermal history of the continental platform of southeast Brazil, São Paulo state, using Fission Track Analysis (AFTA). *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, p. 107-109, 2000.
- Hackspacher P.C., Ribeiro L.F.B., Ribeiro M.C.S., Hadler Neto J.C., Lunes P.J., Saenz Tello C.A. 2003. A origem da Serra do Mar. Termocronologia por traços de fissão em apatita. In: SBG, Simp. Nac. Est. Tect., 9, International Symposium on Tectonics, 3, Armação de Búzios, 2003. B. Res..., Armação de Búzios, p. 384-385.
- Hadler, J ; Paulo, S. R. ; Lunes, P. J. ; Tello, C. A. ; Balestrieri, M. L. ; Bigazzi, G. ; Curvo, E. A. C. ; Hackspacher, P. C.. 2001. A Pc compatible Brazilian software for obtaining thermal histories using apatite fission track analysis. *Radiation Measurements*, v. 34, p. 149-154, 2001.

- Hasui, Y.; Ponçano, W.L.; Bistrichi, C.A.; Stein, D.P.; et al. 1977. As grandes falhas do leste paulista. In: SBG / São Paulo, Simpósio Regional de Geologia, 1, São Paulo, Anais, 369-380.
- Hawkesworth, C. J.; Gallagher, K.; Kelley, S.; Mantovani, M.; Peate, D. W.; Regelous, M.; Rogers, N. W. 1992. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. In: Storey, B.C.; Alabaster, T.; Pankhurst, R.J. (Eds). Magmatism and the causes of continental break-up. Special Publication of the Geological Society of London, v. 68, p. 221-240.
- Heilbron, M., 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado. IG/USP, 268 pp.
- Heilbron M. & Machado N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*, 125: 87-112.
- Heilbron M. 1993. Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) - Barra do Piraí (RJ). Setor Central da Faixa Ribeira. Tese de Doutorado. IG/USP, 268 pág.
- Heilbron, M.; Chrispim, S.J.; Alves, R.P.; Simões, L.S.A. 1982 Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 54 (3).
- Heilbron, M.; Valladares, C. S.; Valeriano, C.; Machado, N. 1995. A Orogenese Brasileira No Segmento Central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 4, p. 32-50.
- Heilbron, M, Duarte, B.P. & Nogueira, J.R., 1998. The Juiz de Fora complex of the Central Ribeira belt, SE Brazil: a segment of Palaeoproterozoic granulitic crust thrust during the Pan-African Orogen. *Gondwana Research*, 1, 373-382.
- Heilbron, M.; Machado, N. & Duarte, B.P. 2001. Evolution of the Paleoproterozoic Transamazonian Orogen in SE Brazil: a view from the Neoproterozoic Ribeira Belt. In: Geological Association of Canada/Mineralogical Association of Canada Joint Annual Meeting, St. Johns, Newfoundland, Canada, May, 2001. Abstracts, vol. 26, p. 61.
- Heilbron, M.; Figueiredo, M.C.H.; Machado, R. 1997. Lithochemistry of paleoproterozoic ortho- and paragneisses from Rio Preto (MG) – Vassouras (RJ) region, central Ribeira Belt. *Rev. Bras. Geol.*, 27(1):83-99.
- Heilbron, M.; Mohriak, W.; Valeriano, C.M.; Milani, E.; Almeida, J.C.H & Tupinambá, M. 2000 From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. IN: Talwani & Mohriak (eds.) *Atlantic Rifts and Continental Margins*, 354 p. American Geophysical Union, Geophysical Monograph Series, V 115:1-34 (ISBN- 0-87590-098-4).
- Heilbron, M., Machado, N., Simonetti, T., and Duarte B., 2003. A Palaeoproterozoic orogen reworked within the Neoproterozoic Ribeira belt, SE Brazil. In: IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Brazil. August 2003. Short Papers, 1: 186-189. ISSN 1679-3684.
- Heilbron, M.; Pedrosa-Soares, A. C.; Campos Neto, M.; Silva, L. C.; Trouw, R.; Janasi, V. 2004. A Província Mantiqueira. In: Virgino Mantesso-Neto; Andrea Bartorelli; Celso Dal Ré Carneiro; Benjamin Bley de Brito Neves. (Org.). *Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1ª ed. São Paulo: Beca Produções Culturais Ltda., 2004, v. I, p. 203-234.
- Heilbron, M.; Almeida, J.C.H.; Tupinambá, M.; Duarte, B.P.; Valladares, C.S.; Schmitt, R.; Nogueira, J.R., Valeriano, C.M.; Ragatky, C.D.; Eirado, L.G.; Palermo, N.; Geraldies, M.C. 2005. The Ribeira orogen: Neoproterozoic/Cambrian tectonic evolution and open questions. *Anais do III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco*, Salvador, p. 231-234 (ISSN 1808-6047).
- Heilbron, M.; Valeriano, C.; Tassinari, C.; Almeida, J. C. H. ; Tupinambá, M.; Siga Jr, O. ; Trouw, R. 2008. Correlation of Neoproterozoic terranes between the Ribeira Belt, SE Brazil and its African counterpart: comparative tectonic evolution and open questions. In: Pankhurst, R.j.; Trouw, R.A.J.; Brito Neves, B.B.; De Wit, M.J.. (Org.). *West Gondwana Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*. 1 ed. Londres: The Geological Society of London, 2008, v. 294, p. 211-237.
- Heilbron, M.; Duarte, B.P.; Valeriano, C.; Simonetti, A.; Machado, N.; Nogueira, J.R. (subm.). A paleoproterozoic orogen hidden within the neoproterozoic Ribeira belt, southeastern Brazil: a piece of the São Francisco-Congo paleocontinent. *Precambrian Research* (subm.).
- Heilbron, M. (org) (no prelo). Nota explicativa da Folha Santo Antônio de Pádua (SF.26-X-D-VI). Programa Geologia do Brasil. Contrato CPRM-UERJ Nº. 017/PR/07.
- Hubber, A. & Ranna, R.T.S. 2005. Relatório de Estágio de Campo II, Faculdade de Geologia, UERJ, inédito.
- IBGE .2003. www.ibge.gov.br (acessado em 10/02/2009).
- IBGE .2008. www.ibge.gov.br (acessado em 10/02/2009).
- Irvine, T.N., Baragar, W.R.A., 1971. A guide to the chemical classification of the common rocks. *Can. J. Earth Sci.* 8, 523-548.
- Janasi, V. A.; Ulbrich, H. G. J. (1991) Late proterozoic granitoid magmatism in the state of São Paulo, southeastern Brazil. *Precambrian Research*, v. 51, p. 351-374.
- Janasi, V.A, Alves, A., Vlach, S.R.F. and Leite, E.J., 2003. Granitos peraluminosos da porção central da Faixa Ribeira, Estado de São Paulo: Sucessivos even-

- tos de reciclagem da crosta continental no Neoproterozóico. *Geologia- Universidade de São Paulo*, 3: 13-24.
- Khün, A.; Stüwe, K.; Trouw, R.A.J. 2004. Metamorphic evolution of the Ribeira Belt: evidence from outcrops in the Rio de Janeiro area, Brazil. *Journal of Petrology*, 45 (11) : 2303 - 2323.
- King, L.C. 1956. A geomorfologia do Brasil Oriental. Separata da Revista Brasileira de Geologia, 18, v. 2, abr/jun. Rio de Janeiro, 121 p.
- Krogh, T.E. 1982 Improved accuracy of U-Pb zircon dating by selection of more concordant systems using an air abrasion technique. *Geochemical and Cosmochemical Acta*, 46: 637-649.
- Lamego, R. A. 1945. O Homem e o Brejo, Reedição 2007, IBGE. 204 pg.
- Le Bas M.J., LeMaitre R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B.A. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *J. Petrol.*, 27: 745-750.
- Leake, B.E. 1964. The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. *J. Petrol.*, 5(2):238-254.
- Le Maitre, R.W. 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of Petrology*, 17:589-637
- LeMaitre, R.W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. (Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks). Blackwell, Oxford, 193p.
- Lima, M.R. & Amador, E.S. 1985. Análise palinológica de sedimentos da Formação Resende, Terciário do Estado do Rio de Janeiro, Brasil. In: Coletânea de trabalhos paleontológicos. Brasília, DNPM, Série Geologia 27, Seção Paleontologia e Estratigrafia 2, p.371-3787.
- Ludwig, K.L. (2000) Users manual for Isoplot/Ex v. 2.3. A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 1a. Berkeley, California.
- Ludwig, K.R. (2003) User's manual for Isoplot 3.00: A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication No. 4, 70 pages.
- Luz, A.B.; Lins, F. F. 2005. Rochas & Minerais Industriais: Usos e Especificações. Centro de Tecnologia Mineral - CETEM. Rio de Janeiro, RJ. 1. ed. v. 1. 726 p.
- Machado Filho L., Ribeiro M.W., Gonzalez S.R., Schenini C.A., Santos Neto A., Palmeira R.C.B., Pires J.L., Teixeira W., Castro H.E.F. 1983. Geologia. In: Projeto RADAMBRASIL (ed.). Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro e Vitória. Brasil -MME-SG - RADAMBRASIL Rio de Janeiro, v. 32, p. 27-304.
- Machado, N.; Valladares, C.; Heilbron, M.; Valeriano, C. 1996. U/Pb Geochronology of Central Ribeira Belt: Implications For The Evolution Of Brasiliano Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, n. 3, p. 347-361.
- Marques, A. 1990. Evolução tectono-sedimentar e perspectivas exploratórias da Bacia de Taubaté, São Paulo, Brasil. *B. Geoc. Petrobras*, 4:221-340.
- Marques, L.S.; Ernesto, M.; Min, A.; Figueiredo, A.M.G. 1992 O magmatismo intrusivo cretáceo do Município do Rio de Janeiro: resultados geoquímicos e paleomagnéticos preliminares. In: XXXIIV Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo. Boletim de resumos expandidos... São Paulo: SBG, v.1, p. 511-512.
- Marques, R.A. 2009. Evolução metamórfica do Terreno Oriental da Faixa Ribeira entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ. Dissertação de Mestrado, FGEL-UERJ, 180p.
- Martins A. M., Maurício R. C., Mansur K.L., Caetano L. C., Silva J. D., Pimenta T.S., Erthal F. L. C & Pereira Filho J. C. 2006. Águas Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Departamento de Recursos Minerais do Governo do Estado do Rio de Janeiro, Niterói, RJ. 182p.
- Martonne, E. 1943. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. *Revista Brasileira de Geografia*, 5(4): 523-50.
- Matos, G.M.M.; Ferrari, P.G. & Cavalcante, J.C. - 1980 - Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo. Relatório Final, texto e mapas geológicos, vol. 1. CPRM., Belo Horizonte, 620 pag. + 4 mapas. (inédito).
- Melo, M.S. & Ponçano, W.L. 1983. Gênese, distribuição e estratigrafia dos depósitos cenozóicos do Estado de São Paulo, São Paulo, IPT, Monografias 9, 74p.
- Meisling, E. Cobbold, P. R. E Mount, V. S. 2001. Segmentation of an obliquely rifted margin, Campos and Santos basins, southeastern Brazil. *AAPG Bulletin*, vol. 85 (11): p. 1903-1924.
- Mello E.F. & Calaes, G.D. A indústria de brita na Região Metropolitana do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 218 p.
- Melo, M.S.; Riccomini, C.; Hasui, Y.; Almeida, F.F.M.; Coimbra, M.C. 1985. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 15(3): 193-201.
- Mendes, J.C.; Ávila, C.A.; Pereira, R.M.; Heilbron, M.; Moura, C.A.V. 2006. 207Pb/206Pb-ages of zircons from syn-collisional I-type porphyritic granites of the central Ribeira belt, SE Brazil. *Gondwana Research*, 9:326-336.
- Menezes, S. O. 1973 - Contribuição à geologia de Cantagalo. Rio de Janeiro. UFRJ. 45p il. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, inédito.

- Menezes, S.O., 1982. Catálogo dos Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. Niterói, Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro – DRM/RJ, 134p.
- Menezes S.O., 1997. Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. Principais Depósitos Minerais do Brasil. V. IV/B. DNPM/CPRM. Brasília, p. 405-414.
- Meschede, M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagrams. *Chemical Geology*, 56: 207-218.
- Middlemost, E. A. K. (1985). Naming materials in the magma/igneous rock system. *Earth-Sciences Reviews* 37, 215–224.
- Middlemost, E. A. K., 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chem. Geol.*, 77: 19-26.
- Milani E. J., Brandão J. A. S. L., Zalán P. V. & Gamboa L. A. P., 2001. Petróleo na Margem Continental Brasileira: Geologia, Exploração, Resultados. *Revista Brasileira de Geofísica*, 18(3): p. 351-396.
- Miyashiro A. 1975. Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Sci.*, 3: 251-269.
- Mizusaki, A.M.P. & Mohriak, W.U. 1993. Sequência vulcano-sedimentares na região da plataforma continental de Cabo Frio (RJ). In: SBG, Simp. Geol. SE, 3, Rio de Janeiro, 1993, Atas..., Rio de Janeiro, p.52-56.
- Moraes Rego, L.F. 1932. Notas sobre a geomorfologia de São Paulo e sua gênese. Instituto Agrônomo e Geográfico, São Paulo. 28 p.
- Moura, J. R. S. ; Meis, M. R. M. 1984. Uper quaternary sedimentary and hillslope evolution: southeastern brazilian plateau. *American Journal of Science*, Londres, v. 284, n. 3, p. 241-254, 1984.
- Mouta, F. 1990. Relatório de Estágio Final. Faculdade de Geologia, UERJ, inédito.
- Mullen, E.D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.*, v.62, p. 53-62.
- Niggli P. 1954. Rocks and mineral deposits. San Francisco: W.H. Freeman & CO.
- Nogueira, J.R. 1994. Relações tectonoestruturais e metamórficas entre metassedimentos e ortogneisses em fácies granulito de Juiz de Fora, Minas Gerais. Dissertação de Mestrado, IG-UFRJ, 151p.
- Oliveira A.I. 1945b. Grafita no Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. DNPM/DFPM, Boletim 97, p.97-115.
- Oliveira, M.A.F. 1980. Petrologia das rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gera is. Tese de Livre Docência, IGCE-UNESP, 116p (inédito).
- Oliveira, M.A.F. 1983. As rochas granulíticas da Faixa Paraíba do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(2):84-90.
- Paciullo, F. V. P. 1997. A seqüência deposicional Andrelândia. Tese de doutoramento, IG-UFRJ, Rio de Janeiro, 245p.
- Paciullo, F. V. P., Ribeiro, A., Andreis, R. R., & Trouw, R.A.J., 2000. The Andrelândia Basin, a Neoproterozoic intra-plate continental margin, southern Brasília belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 30: 200-202.
- Paula Couto, C. & Mezzalira, S. 1971. Nova conceituação geocronológica de Tremembé, Estado de São Paulo. Simpósio Bras. Paleont., 1. An. Acad. Brasil. Ciênc.:473-488.
- Pearce, J.A. 1983. Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. In: Hawkesworth C.J. & Norry M.J. (eds). *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, nanttwish, pp. 230-249.
- Pearce, J.A. & Cann, J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. *Earth and Planetary Science Letters*, 19: 290–300.
- Pearce, J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. 1984. Trace elements discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal Petrology*. 25: 956-983.
- Pinto, C.P. 1991. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil: Folha Juiz de Fora. CPRM/MG. Texto Explicativo. 212 p.
- Pires, F.R.M.; Heilbron, M. E Silva. P.C.F. (1986)- Polimetamorfismo em gnaisses do Rio de Janeiro. An. 34º Congr. Bras. Geol., Goiania, 3: 1451-1462.
- Radambrasil. 1983. Folhas SF23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 780p.
- Ragatky, C. D.; Tupinamba, M.; Marins, G. S.; Duarte, B.P. 2003. Chemical characterization of metabasites from the Italva Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. In: IX Simposio Nacional de Estudos Tectonicos - III International Symposium on Tectonics, 2003, Búzios, 2003.
- Ramos, R.R.C. 2003. Sistemas aluviais terciários da bacia de Resende, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: análise de fácies e revisão estratigráfica. Tese de doutoramento, IG-UFRJ, 221p.
- Ranna, R.T.S. 2008. Caracterização petrográfica de lamprófiro da Suíte Ígnea de Carabuçu (Bom Jesus do Itabapoana, RJ). Monografia de Graduação, Faculdade de Geologia, UERJ, 46p.

- Regelous, M. (1993). Geochemistry of dolerites from the Paraná flood containing a new biotite variant, Middle Park, northwest Colorado, basalt province, southern Brazil. Ph.D. Thesis, Open University, USA. *Mineralogical Magazine* 61, 557–572. Milton Keynes, UK, 256 pp.
- Rego, I.T.S.F. 1979. *Petrologia e Geoquímica da unidade charnockítica Bela Joana, Região de São Fidelis, RJ. São Paulo. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, USP, 348 p.*
- Reis, A.P., Mansur, K. L. 1995. Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Mapa Geológico 1 :400.000. Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, 204 Niterói. 60 p. + mapa.
- Ribeiro, A.; Andreis, R.R.; Trouw, R.A.J.; Paciullo, F.V.P. & Valença, J.G. 1995. Evolução das bacias proterozóicas e termotectonismo brasileiro na margem sul do Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*. 25(4):235-248.
- Riccomini, C., Melo, M.S., ALMEIDA, F.F.M., CARNEIRO, C.D.C., MIOTO, J.A., HASUI, Y. 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: IV Simpósio Regional de Geologia, Resumos, São Paulo, p. 23-24, 1983.
- Riccomini C., Velázquez V.F., Gomes C.B. 2004. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: P. Comin-Chiaramonti, C.B. Gomes (eds). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. EDUSP-FAPESP, São Paulo, p. 1-26.
- Riccomini, C. 1989. O Rift Continental do Sudeste do Brasil. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 256 p.
- Riccomini, C.; Francisco, D.H. 1992. Idade potássio-argônio do derrame ankaramítico da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: SBG / São Paulo, Congresso Brasileiro de Geologia, 37, São Paulo, Resumos Expandidos, 2: 469-470.
- Ruellan, F. 1944. Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, 4: 445-508.
- Sad, J.H.G. & Dutra, C.V. - 1988 - Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis* 7(2): 143–174.
- Sadowski, G.R.; Campanha, G.A.C. 2004. Grandes falhas no Brasil continental. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito-Neves, B.B. (Org.) *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.407-421.
- Schmitt, R.S., Pimentel, M., Van Schmus, W.R, Trouw, R.A.J. & Armstrong, R.A., 2003. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira belt: new U/Pb data. IV South American Symposium on Isotope Geology. Salvador, Bahia, Brazil Special Volume of Short Papers: 294-297.
- Schmitt, R.S., Trouw, R.A.J., Van Schmus, W.R. & Pimentel, M.M., 2004. Late amalgamation in the central part of Western Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collision orogeny in the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research*, 133, 29-61.
- Shand, S.J. 1943. *Eruptive rocks*. London. Thomas Murby. 488 p.
- Shand, S. J. (1943). *Eruptive Rocks. Their Genesis, Composition, Classification, and Their Relation to Ore-Deposits with a Chapter on Meteorite*. New York: John Wiley & Sons.
- Silva, L. C. da, McNaughton, N.J, Armstrong R, Hartmann, L.A., Fletcher, I., 2005. 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* 136 (3-4): 203-240.
- Silva, L.C. da; Armstrong, R.; Noce, C.M.; Pimentel, M.; Pedrosa-Soares, A.C.; Leite, C.; Vieira, V.S.; Paes, V.C.; 2002. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuaí, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. *Revista Brasileira de Geociências*, 32 (4): 513-528.
- Silva, L.C., Cunha, H.C.S. (org.). 2001. *Geologia do Estado do Rio de Janeiro: texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro*. Brasília, CPRM, CD-ROM. I
- Silva, T.M. 2002. A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro. Inst. de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Tese de Doutorado, 264 p.
- Silva, W.G.; Batista, J.J.; Thompson, R.. 1978. *Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci, Niterói, DRM/RJ*.
- Simonetti A., Heaman L.M. and Chacko T. 2008. Use of discrete-dynode secondary electron multipliers with faradays – a ‘reduced volume’ approach for in situ U-Pb dating of accessory minerals within petrographic thin sections by LA-MC-ICP-MS. In: *Laser Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences Current Practices and Outstanding Issues* (edited by Paul Sylvester). Mineralogical Association of Canada, Short Course Series Volume 40, 241-264.
- Simonetti, A., Heaman, L.M., Chacko, T. & Banerjee, N.R. 2006. In situ petrographic thin section U-Pb dating of zircon, monazite, and titanite using laser ablation-MC-ICP-MS. *Int. J. Mass Spectrom.* 253, 87-97.

- Simonetti, A., Heaman, L.M., Hartlaub, R.P., Creaser, R.A., McHattie, T.G., and Bohm, C.O. 2005. U-Pb zircon dating by laser ablation-MC-ICP-MS using a new multiple ion counting-faraday collector array. *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*, 20, 677-686.
- Söllner, F. & Trouw, R.A.J. 1997. The Andrelândia depositional cycle (Minas Gerais, Brazil), a post-Transamazonian sequence south of the São Francisco Craton: evidence from U-Pb dating on zircons of a metasediment. *Journal of South American Earth Sciences*: 10 (1): 21-28
- Tello Saenz, C.A.; Hackspacher, P.C.; Hadler Neto, J.C.; Lunes, P.J.; Guedes, S.; Ribeiro, L.F.B.; PAULO, S.R. 2003. 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*, 15(7): p. 765-774.
- Tetzner, W., Camillo, E.J.R. & Almeida, J.C.H. 2001. Tectônica Mesozóica e emplacement dos diques básicos do Cabo de Búzios, RJ. In: VII SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2001, Rio de Janeiro. Boletim de Resumos do VII Simpósio de Geologia do Sudeste. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleo Rio de Janeiro), 2001. p. 91-92.
- Thomaz-Filho, S. & Rodrigues, A.L. O alinhamento de rochas alcalinas Poços de Caldas-Cabo Frio (RJ) e sua continuidade na cadeia Vitória-Trindade. *Rev. Bras. Geoc.*, 29(2):189-194.
- Thompson, R.M., Morrison, G.L., Hendry G.L., Parry, S.J, 1984. An assessment of the relative roles of a crust and mantle in magma genesis: an elemental approach. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.* A310, 549-590.
- Thompson, R.N. 1982. British Tertiary volcanism province. *Scott. J. geology*. 18: 49-107.
- Tomaz, E. A. 2003. Integração de dados estruturais ao longo da margem continental da bacia de Campos, região da planície costeira do rio Paraíba do Sul. Rio de Janeiro. 50p. Monografia de Graduação em Geologia - IGEO/UFRJ.
- Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A.; Psciullo F.V.P. 1980. Geologia estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. *An. Acad. bras. Ci.*, Rio de Janeiro. 55(1): 71-85.
- Trouw, R.A.J.; Ribeiro, A. & Paciullo, F.V.P. 1986. Contribuição à geologia da Folha Barbacena 1:250.000. In: Congr. Bras. de Geol., 34, Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG., 2:972-986.
- Trouw, R.A., Heilbron, M; Ribeiro, A.; Paciullo, F.; Valeriano, C.; Almeida, J.H.; Tupinambá, M. & Andreis, R. 2000. The Central Segment of the Ribeira belt. IN: U.G. Cordani et al. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*, pp. 287-300. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro (ISBN 85-901482-1-1).
- Tupinambá M., Heilbron M. 2002. Reconstituição da fase pré-colisional neoproterozóica da Faixa Ribeira: O arco magmático e as bacias de ante-arco e retro-arco do Terreno Oriental. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, João Pessoa, 2002. Anais..., João Pessoa, p. 345.
- Tupinambá M., Teixeira W., Heilbron M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(1): 7-11.
- Tupinambá M., Teixeira W., Heilbron M., Basei M. 1998. The Pan-African/Brasiliano arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil: new geochronological and litho-geochemical data. In: UFOP, International Conference on Basement Tectonics Association, 14, Ouro Preto, 1998. Abstracts..., Ouro Preto, p. 12-17.
- Tupinambá, M. - 1993a - Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do precambriano entre Itaperuna e Italva, Rio de Janeiro. Msc Thesis, IG/UFRJ, Rio de Janeiro, 146 p., inédito.
- Tupinambá, M. - 1993b - Rochas intrusivas e metasedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. ATAS. 3º. Simp. Geol. Sudeste, SBG/RJ, Rio de Janeiro.
- Tupinambá, M. 1999. Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado - IG-USP. 221 p. (inéd.).
- Tupinambá, M.; Penha, H. M. ; Junho, M. C. B. . 2003. Arc related to post-collisional magmatism at Serra dos Órgãos region, Rio de Janeiro State, Brazil: products of Gondwana assembly, during the Brailiano-Pan African Orogeny. In: H. Chaves; Camozzato, E.; Louguercio, S.O.; Campos, D.A.. (Org.). *Field trips/International Geological Congress*, 3: 2000. 1 ed. Rio de Janeiro: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31, CD-ROM.
- Tupinambá, M., Teixeira W. & Heilbron, M. 2000a. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30, 7-11.
- Tupinambá, M., Teixeira, W. ; Heilbron, M. 2000b. The Rio Negro Magmatic Arc: a plutonic rock series generated at the Ribeira Belt (SE Brazil) during the pre-collisional phase of Western Gondwana assembly. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 1.
- Tupinambá, M., Heilbron, M., Duarte, B.P., Nogueira, J.R., Valladares, C.S., Almeida, J.C.H., Eirado, L.G., Medeiros, S.R., Almeida, C.G., Miranda, A., Ragatky, C.D., Mendes, J.C.2, Ludka, I. 2007. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuaí. *Geonomos*, v. 15, p. 67-79.
- Valente, S.C. 1997. Geochemistry and isotopic constraints on the petrogenesis of the Cretaceous dikes

- of Rio de Janeiro, Brazil. Tese de Doutorado, Queen's University of Belfast, 400 p. Inédita.
- Valente, S. C. ; Ellam, R. L. ; Meighan, I. G. ; Fallick, A. E. . Petrogênese dos diques alcalinos do Rio de Janeiro e a natureza dos processos mantélicos no Cretácio Superior sob a Serra do Mar, RJ. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte. Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia. Belo Horizonte : SBG, 1998. v. 1. p. 486-486.thesis. 400p. 1997.
- Valeriano, C.M., Machado, N., Simonetti, A., Valladares, C.S., Seer, H.J. and Simões, L.S., 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West- Gondwana. *Precambrian Research*, 130: 27-55.
- Valeriano, C. M.; Medeiros, S. R.; Vaz, G. S.; Neto, C. C.A. 2009. Sm-Nd isotope dilution TIMS analyses of BCR-1, AGV-1 and G-2 USGS rock reference materials: first results from the LAGIR Laboratory at UERJ, Rio de Janeiro. In: Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil, São Paulo - USP- IGC. Boletim de Resumos Expandidos, 1, p. 146-148.
- Valladares, C.S., 1996 Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira com base em estudos de geoquímica e de geocronologia U-Pb. Tese de Doutorado. IG-USP, São Paulo, 147 pp. Inédita.
- Valladares, C.; Heilbron, M.; Machado; N. & Valeriano, C. 1997. Provenance of central Ribeira belt metasediments using $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ages on zircon by laser - ablation. *Symp. Isot. Geol. Extended Abstracts*. p: 323-325.
- Valladares, C.S., Machado N., Heilbron M., Gauthier G. 2004. Ages of detrital zircon from siliciclastic successions southern of the São Francisco craton, Brazil: implications for the evolution of proterozoic basins. *Gondwana Research*, 7(4):913-921.
- Van de Kamp, P.C. 1971. The green beds of the Scottish Dalradian series: geochemistry, origin and metamorphism of mafic sediments. *Journal Geology*, 78: 281-303.
- Vlach, S.R.F. 2001. Microprobe monazite constraints for na earlu (ca. 790 Ma) Brasiliano Orogeny: The Embu Terrane, Southeastern Brazil. In: SERNAGEOMIN, Simpósio Sudamericano em Geologia Isotópica, 3, Pucón, 2001. Extended Abstracts..., Pucón, p.265-268 (CD-ROM).
- Wilson, M., 1989. Igneous petrogenesis. Unwin Hyman eds. pp 466.
- Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chem. Geol.* 20,325-343.
- Zalán, P.V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: V.Mantesso Neto; A. Bartorelli; C.D.R. Carneiro; B.B.Brito-Neves, Orgs. *Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*, São Paulo, Ed. Beca, Cap 23, pg. 595-613.
- Zalán P.V. & Oliveira J.A.B. de. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 13 (2): p. 269- 300.

