

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 SÃO FIDÉLIS*

SF.24-V-C-IV

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

***Parceria com**



Contrato Nº 017/PR/2007



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

BELO HORIZONTE
2012

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

Nogueira, José Renato ... [et al.]

Geologia e recursos minerais da folha São Fidélis SF.24-V-C-IV, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / José Renato Nogueira... [et al.] ;organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte : CPRM, 2012.

108 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 978-85-7499-106-1

1.Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro.
I. Nogueira, José Renato ...[et al.]. 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 SÃO FIDÉLIS*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

José Renato Nogueira - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ
Ambrosina Gontijo - UERJ
Nely Palermo - UERJ
Paulo de Tarso Meneses - UERJ
Monica Heilbron - UERJ
Ariadne Marra de Souza - UERJ
Telma Mendes da Silva - UERJ
Júlio Almeida - UERJ
Luiz Guilherme Eirado Silva - UERJ
Cláudio Valeriano - UERJ
Beatriz Duarte - UERJ
Renata Schmitt - UERJ

Claudia Valladares - UERJ
Célia Diana Ragatky - UERJ
Mauro Gerales - UERJ
Sérgio Valente - UERJ
Rubem Porto - UERJ
Marina Barbosa - UERJ
Caroline Peixoto - UERJ
Silvia Regina de Medeiros - UERJ
Gilberto da Silva Vaz - UERJ
Carla Neto - UERJ
Ronaldo Mello Pereira - UERJ
Paulo Vicente Guimarães - UERJ
Felipe de Lima da Silva - UERJ



CPRM
Serviço Geológico do Brasil

BELO HORIZONTE
2012

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

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

Programa Geologia do Brasil

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SÃO FIDÉLIS

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA

Edison Lobão
Ministro de Estado

SECRETARIA DE GEOLOGIA, MINERAÇÃO E TRANSFORMAÇÃO MINERAL

Claudio Scliar
Secretário

SERVIÇO GEOLÓGICO DO BRASIL – CPRM

Manoel Barretto da Rocha Neto
Diretor-Presidente

Roberto Ventura Santos

Diretor de Geologia e Recursos Minerais

Thales de Queiroz Sampaio

Diretor de Hidrologia e Gestão Territorial

Antônio Carlos Bacelar Nunes

Diretor de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Eduardo Santa Helena

Diretor de Administração e Finanças

Reginaldo Alves dos Santos

Chefe do Departamento de Geologia

Edilton José dos Santos

Chefe de Divisão de Geologia Básica

João Henrique Gonçalves

Chefe de Divisão de Geoprocessamento

Paulo Roberto Macedo Bastos

Chefe da Divisão de Cartografia

Ernesto von Sperling

Chefe do Departamento de Relações Institucionais e Divulgação

José Márcio Henriques Soares

Chefe da Divisão de Marketing e Divulgação

SUPERINTENDÊNCIA REGIONAL DE BELO HORIZONTE

Marco Antônio Fonseca

Superintendente Regional

Márcio Antônio da Silva

Gerente de Geologia e Recursos Minerais

Márcio de Oliveira Cândido

Gerente de Hidrologia e Gestão Territorial

Marcelo de Araújo Vieira

Gerente de Relações Institucionais e Desenvolvimento

Lindinalva Felipe

Gerente de Administração e Finanças

UNIVERSIDADE DO ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Ricardo Vieira Alves de Castro

Reitor

Lélia Araújo Kalil Thiago

Diretora da Faculdade de Geologia

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

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

APOIO TÉCNICO DA CPRM

Departamento de Geologia-Degeo
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 Cibele Vieira Soares

Editoração para publicação
UNIKA Editora

EDIÇÃO DO PRODUTO DIGITAL

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

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

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

CRÉDITOS DE AUTORIA

CAPÍTULO 1 – Introdução

*José Renato Nogueira, Miguel Tupinambá, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti,
Nely Palermo, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Monica Heilbron, Ariadne Marra de Souza*

Capítulo 1.1 – Trabalhos de Cartografia Geológica na Folha São Fidélis

Capítulo 1.2 – Objetivos e Metodologia

Capítulo 1.3 – Nomenclatura Adotada

CAPÍTULO 2 – CONTEXTO REGIONAL

Capítulo 2.1 – Geomorfologia

Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti e Telma Mendes da Silva, José Renato Nogueira

Capítulo 2.2 – Contexto Geotectônico

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

Capítulo 2.3 – Compartimentação Tectônica da Folha São Fidélis

Miguel Tupinambá, Monica Heilbron, Beatriz Paschoal Duarte, José Renato Nogueira

CAPÍTULO 3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

Capítulo 3.1 – Integração Geologia-Geofísica

Paulo de Tarso Luiz Menezes, José Renato Nogueira

Capítulo 3.2 – Descrição das Unidades de Mapeamento

*José Renato Nogueira, Miguel Tupinambá, Beatriz Paschoal Duarte, Monica Heilbron,
Ariadne Marra de Souza, Mauro Cesar Geraldes*

Capítulo 3.3 – Petrografia das Unidades de Mapeamento

*Rubem Porto Junior, Marina Barbosa, José Renato Nogueira, Ariadne Marra de Souza,
Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, Monica Heilbron*

CAPÍTULO 4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

Capítulo 4.1 – Geologia Estrutural: Deformação Neoproterozóica-Cambro/Ordoviciano

José Renato Nogueira, Beatriz Paschoal Duarte, Ariadne Marra de Souza

Capítulo 4.2 – Metamorfismo

Beatriz Paschoal Duarte, José Renato Nogueira, Ariadne Marra de Souza

CAPÍTULO 5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

Capítulo 5.1 – Litogeoquímica

Ariadne Marra de Souza, Beatriz Paschoal Duarte, José Renato Nogueira

Capítulo 5.2 – Geologia Isotópica e Geocronologia

*Miguel Tupinambá, Monica Heilbron, José Renato Nogueira, Cláudio de Morisson Valeriano,
Caroline Peixoto, Silvia Regina de Medeiros, Gilberto da Silva Vaz, Carla Neto*

CAPÍTULO 6 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICA DA FOLHA SÃO FIDÉLIS

José Renato Nogueira

CAPÍTULO 7 – RECURSOS MINERAIS

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

Capítulo 7.1 – Panorama Mineral da Área

Capítulo 7.2 – Projeções e Perspectivas

Capítulo 7.3 – Aspectos Ambientais

CAPÍTULO 8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

José Renato Nogueira

APRESENTAÇÃO

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

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

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

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

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

MANOEL BARRETTO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem a todos que de alguma forma contribuíram para a realização deste trabalho, em especial ao Ministério das Minas e Energia, ao Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) e toda sua coordenação técnica pelo apoio institucional, aos graduandos em geologia e pós-graduandos da Faculdade de Geologia da UERJ e aos funcionários dos laboratórios da UERJ envolvidos no projeto.

RESUMO

Para a execução do Programa Pronageo, na Folha São Fidélis (SF-24-V-C-IV; escala 1:100.000), 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 projetos desenvolvidos na Faculdade de Geologia da UERJ e através da participação de alunos de graduação e pós-graduação, nos anos de 2000, 2001, 2004 e 2008.

As diversas etapas do trabalho consistiram de mapeamento geológico, integração de áreas, geração de banco de dados e mapas em SIG, análises geomorfológica, estrutural-metamórfica, petrográfica-petroológica, litogeoquímicas e geocronológicas. O projeto produziu dados na área trabalhada com densidade e distribuição suficientes para permitir uma melhor acuracidade na individualização e cartografia das unidades litoestratigráficas, bem como uma definição mais precisa dos domínios tectônicos existentes.

Em seu contexto tectônico, a região encontra-se no Terreno Oriental e é constituída por três escamas tectônicas, listadas abaixo da base para o topo, seguindo uma seção NW–SE:

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

Estes domínios tectônicos são intrudidos por granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção, e por granitóides neoproterozóicos sin- a tardi-colisionais. O limite entre os domínios é representado por importantes descontinuidades estruturais definidas como empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente destrais.

Três eventos metamórficos distintos, denominados M_1 , M_2 e M_3 estão registrados, embora nenhum domínio registre os três eventos. As feições descritas evidenciam, para M_2 no Domínio Costeiro, regime de pressão intermediária e condições termais transicionais da facies anfíbolito para a granulito ou, alternativamente, condições termais francas da facies granulito nas rochas da Suíte Bela Joana. De todos os domínios ocorrentes, o Domínio Italva é o que registra condições menos intensas de metamorfismo e o limite superior da facies anfíbolito não foi ultrapassado.

Em termos litogeoquímicos, as rochas granitóides do Domínio Costeiro apresentam química de ambiente convergente avançando ao ambiente colisional, com recorrente mistura e fusão das rochas de arco vulcânico e crosta oceânica, dificultando a diferenciação desses dois sítios. Essa contaminação inclui rochas basálticas do tipo intraplaca.

Dados de U/Pb e Sm/Nd obtidos para a Suíte Angelim indicam idade de cristalização em 569+/- 5 Ma, com provável contribuição crustal de fontes Mesoproterozóicas. Estes resultados são compatíveis com a interpretação do posicionamento do corpo em relação à deformação D₂. Para a Suíte Bela Joana os dados de U/Pb indicam idade de cristalização em 562+/- 6 Ma, coerentes com as observações texturais e estruturais de campo que apontam caráter sin-tectônico para este corpo.

Na área delimitada pela Folha São Fidélis há registros de uma série de bens minerais onde despontam a exploração de materiais de uso direto na construção civil principalmente rocha ornamental. A produção desse material visa abastecer o mercado local. Destaca-se ainda a região noroeste fluminense como a única com áreas de Mata Atlântica preservadas, no Parque Estadual do Desengano, a sul da folha, com potencial para desenvolvimento de ecoturismo e apoio à preservação ambiental.

ABSTRACT

During the execution of this project, geological mapping at 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000 scales were integrated for the São Fidélis quadrangle (SF-24-V-C-IV; 1:100.000 scale) and these data were structured for the Geographic Information System (GIS) together with aerogeophysics (magnetometry and gama spectrometry) and metalogenetic results. Field data from projects carried out by Faculdade de Geologia (UERJ) were used, including the participation of undergraduate and postgraduate students in 2000, 2001, 2004 and 2008.

The stages of this work consisted of geological mapping, compilation of older geological mappings, production of maps and data base in GIS, geomorphological, structural, metamorphic, petrographic, petrological, geochemical and geocronological analysis. The project has produced data with density and distribution enough to allow better precision in the lithostratigraphic individualization as well as best definition for the tectonic domain for this area.

In accord to its geotectonic context, the region is located at the Oriental Terrain and consists of three tectonic domains, listed bellow from bottom to the top in the NW-SE direction:

Cambuci Domain – composed of garnet-biotite gneisses with marble lenses where the metasedimentary protoliths are interpreted as deposited in fore-arc basin setting

Costeiro Domain – is the site where the Ribeira Belt magmatic arc (Rio Negro Complex) took place, and is also composed by metapelitic gneisses with many calc-silicate rocks and quartzites intercalations. The orthogneisses of the Rio Negro Complex have calcalkaline affinity and tonalitic to granitic composition, with dioritic and gabbroic enclaves. The isotope and geochemical data suggest at least two magmatic arc stages, at 790 Ma. and 635-620 Ma. (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.* 2000). The isotope data also shows two different groups, indicating a progression from an intra-oceanic arc to a cordilleran type (Heilbron *et al.* 2005).

Italva Domain – composed by an amphibolites facies metasedimentary succession rich in carbonatic rocks, interpreted as deposited at passive margins or back-arc basin. The time of the deposition is indicated by U/Pb ages at 840 Ma., registred in zircons of amphibolites intercalations (Heilbron & Machado, 2003).

These tectonic domains are intruded by pre-collisional neoproterozoic granitoids at the magmatic arc stage, during the subduction, and by sin a tardi-collision neoproterozoic granitoids. The limits between the tectonic domains are represented by major structural features defined as thrusts and subvertical transpressional shear zones normally showing dextral component.

Three different metamorphic events, named M_1 , M_2 and M_3 , are reconiged although any tectonic domains did not show evidence for the three events. The features indicate for M_2 at the Costeiro Domain intermediate pressure conditions and transition from amphibolites to granulite facies metamorphism, or alternatively, granulite facies at Bela Joana Suite. The Italva Domain show the lowest metamorphic condition and the superior limit for amphibolite facies was not crossed.

Based on litho-geochemical data, the Costeiro Domain granitoid rocks present convergent to collisional setting with recurrent mixture and melting of volcanic arc and oceanic crust rocks, which is a problem for the differentiation of these two sites. This contamination include intraplate basaltic rocks.

U/Pb and Sm/Nd data from this project indicate crystallization age at 569+/- 5 Ma for the Angelim Suite, with mesoproterozoic crustal contribution. These results are consistent with the interpretation for D_2 structural position for this pluton. For the Bela Joana Suite, the U/Pb data indicate crystallization age at 562+/- 6 Ma, coerent with textural and structural field observations indicating a sin-tectonic position for this pluton.

At the area of the São Fidélis quadrangle a series of mineral resources are reported and special attention should be given to the exploitation of materials directly used for constructions, mainly ornamental rocks. This production tends to supply the local trading. Prominent for the northwest Rio de Janeiro state region is the fact of being the unic place where the Atlantic Forest has been preserved at the Desengano State Park, at the southern part of the quadrangle, with environment preservation support and ecoturism potential.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - TRABALHOS DE CARTOGRAFIA GEOLÓGICA NA FOLHA SÃO FIDÉLIS	17
1.2 - OBJETIVOS E METODOLOGIA	20
1.2.1 - Mapeamento Geológico e Integração de Áreas	21
1.2.2 - Geração de Banco de Dados e Mapas Geológicos em SIG	21
1.2.3 - Análise Geomorfológica	21
1.2.4 - Análise Estrutural	22
1.2.5 - Análise Petrográfica	22
1.2.6 - Litogeoquímica	22
1.2.7 - Geocronologia e Geoquímica Isotópica	22
1.2.8 - Magnetometria e gamaespectrometria	22
1.2.9 - Levantamento de recursos minerais.....	22
1.3 - NOMENCLATURA ADOTADA	23
2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO	25
2.1 - GEOMORFOLOGIA	25
2.1.1 - A Evolução Geomorfológica do Estado do Rio de Janeiro	25
2.1.2 - O Relevo do Estado do Rio de Janeiro: O Estado da Arte da Compartimentação Geomorfológica ...	28
2.1.3 - Compartimentação Geomorfológica da Folha São Fidélis (1:100.000).....	31
2.2 - CONTEXTO GEOTECTÔNICO	32
2.2.1- A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana	33
2.2.2- A Quebra do Supercontinente Gondwana.....	36
2.2.3- O Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil e o magmatismo associado	37
2.2.4 - Rochas Alcalinas	38
2.3 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA SÃO FIDÉLIS.....	39
2.3.1 - Domínio Cambuci/ Terreno Oriental	39
2.3.2 - Domínio Italva/Terreno Oriental	41
2.3.3 - Domínio Costeiro/Terreno Oriental.....	42
3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS	45
3.1 - INTEGRAÇÃO GEOLOGIA-GEOFÍSICA	45
3.2 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO.....	46
3.2.1 Coberturas Deformadas Neoproterozóicas	46
3.2.2 - Granitóides Relacionados ao Brasileiro	49
3.2.3 - Magmatismo Intraplaca da Quebra do Gondwana e Reativações Posteriores (Cretáceo Superior–Paleógeno).....	50
3.2.4 - Coberturas sedimentares terciárias (ENb).....	50
3.2.5 Coberturas sedimentares cenozóicas (Qca)	50
3.3 - PETROGRAFIA DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO	50
3.3.1 Coberturas Deformadas Neoproterozóicas	50
3.3.2 - Granitóides Relacionados ao Brasileiro	54
3.3.3 - Magmatismo Intraplaca da Quebra do Gondwana e Reativações Posteriores (Cretáceo Superior–Paleógeno).....	61
4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO	63
4.1 - GEOLOGIA ESTRUTURAL: DEFORMAÇÃO NEOPROTEROZÓICA-CAMBRO/ORDOVICIANA.....	63

4.1.1 - Deformação Principal no Terreno Oriental	63
4.1.2 - Deformação Tardia D3 nos Compatimentos Tectônicos.....	66
4.1.3 - Deformação D4 nos três Compatimentos Tectônicos.....	66
4.2 - METAMORFISMO.....	67
4.2.1 - Metamorfismo no Domínio Cambuci	67
4.2.2 - Metamorfismo no Domínio Costeiro	67
4.2.3 - Metamorfismo no Domínio Italva.....	68
5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA	69
5.1 - LITOGEOQUÍMICA.....	69
5.1.1 - Método	69
5.1.2 - Características Geoquímicas das Rochas do Domínio Costeiro	70
5.1.3 - Análise Geoquímica por Unidade	76
5.1.4 - Conclusões.....	79
5.2 - GEOLOGIA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA	80
5.2.1 - Análises U-Pb	80
5.2.2 - Análises Sm-Nd.....	82
6 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICO/GEOTECTÔNICA DA FOLHA SÃO FIDÉLIS.....	85
6.1 - DOMÍNIO CAMBUCI	85
6.2 - DOMÍNIO ITALVA.....	87
6.3 - DOMÍNIO COSTEIRO	87
6.4 - MAGMATISMO ASSOCIADO À QUEBRA DO SUPERCONTINTE GONDWANA	88
6.5 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICA	88
7 – RECURSOS MINERAIS.....	91
7.1 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA	91
7.2 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS	96
7.3 - ASPECTOS AMBIENTAIS	96
8 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	97
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	101

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA SÃO FIDÉLIS

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

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

Este convênio UERJ/CPRM, executado na universidade, contou com intensa participação de docentes, alunos de graduação e pós-graduação

da Faculdade de Geologia da UERJ, bem como foi desenvolvido em estreita parceria com o Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro, co-responsável pela atualização dos bancos de recursos minerais.

A Folha São Fidélis (escala 1:100.000, SF24-V-C-IV) localiza-se na região noroeste fluminense (Figura 1.1), entre as latitudes de 21° 30' e 22° 00' S, e os meridianos de 41° 30' e 42° 00' W, e contém as folhas 1:50.000 (IBGE) Cambuci, São Fidélis, Renascença e Dores de Macabú. A região abrange os municípios de Cambuci, São Fidélis, São Sebastião do Alto, Itaocara, Santa Maria Madalena e Campos, todos pertencentes ao Estado do Rio de Janeiro.

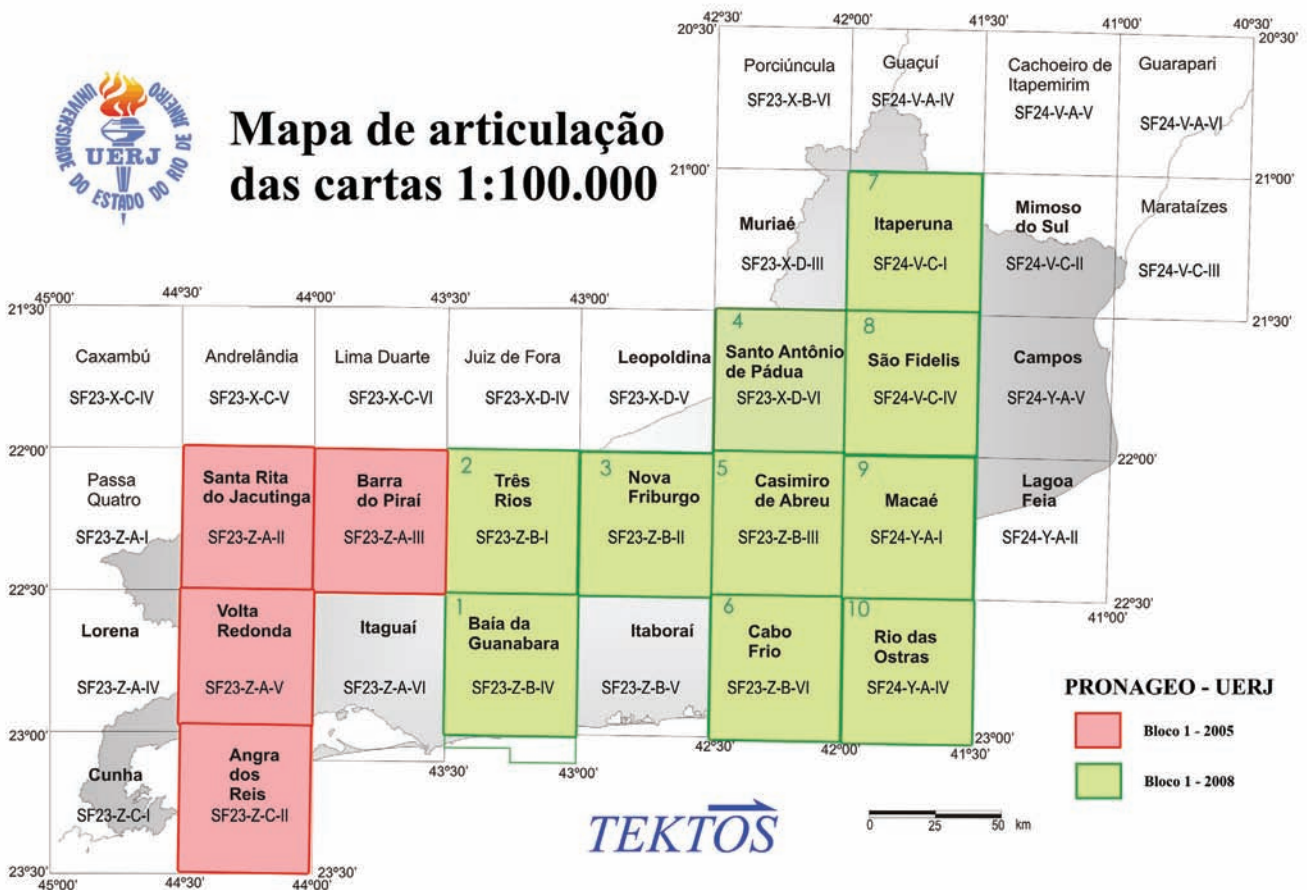


Figura 1.1 – Localização da Folha São Fidélis no contexto do Convênio UERJ-CPRM- Pronageo Fase 2

1.1 - TRABALHOS DE CARTOGRAFIA GEOLÓGICA NA FOLHA SÃO FIDÉLIS

No início da primeira década deste século, as atividades de cartografia geológica, desenvolvidas

pelos autores e colaboradores, tiveram como enfoque principal o reconhecimento das diversas unidades litológicas mapeadas por algumas equipes na região noroeste fluminense na década de 70. Este trabalho inicial teve o intuito de viabilizar a integração regional entre estes mapeamentos geológicos e

homogeneizar as diversas nomenclaturas adotadas nestes trabalhos com os mapas geológicos produzidos pelos pesquisadores da Faculdade de Geologia da UERJ.

Foram reunidos as cartas geológicas existentes em escala 1:50.000, realizadas pelo DRM/RJ, CPRM e UERJ. A Figura 1.2, com a articulação das folhas topográficas, em escala 1:50.000, mostra a localização das Folha Cambuci, São Fidélis, Renascença e Dores de Macabú que compõem a Folha São Fidélis em escala 1:100.000 (SF-24-V-C-IV). Esta figura mostra também a localização dos diversos mapeamentos geológicos realizados na década de 70. Basicamente, quatro

diferentes equipes de mapeamento produziram cartas geológicas e textos explicativos através de serviços da Triservice Ltda/DRM, Geosol Ltda/DRM (duas equipes), e CPRM (Figura 1.2). Estas equipes utilizaram metodologias de campo distintas o que dificultou a integração entre os mapas geológicos feitos. Dentre estes trabalhos, aquele realizado pela Triservice Ltda. (Batista et al., 1977; 1978) abrange a área da Folha São Fidélis em escala 1:100.000, e o mapeamento realizado nestas áreas pode ser aproveitado com maior segurança. Este trabalho serviu como base para o início da integração entre as áreas e para o reconhecimento de campo das grandes unidades litológicas mapeadas.

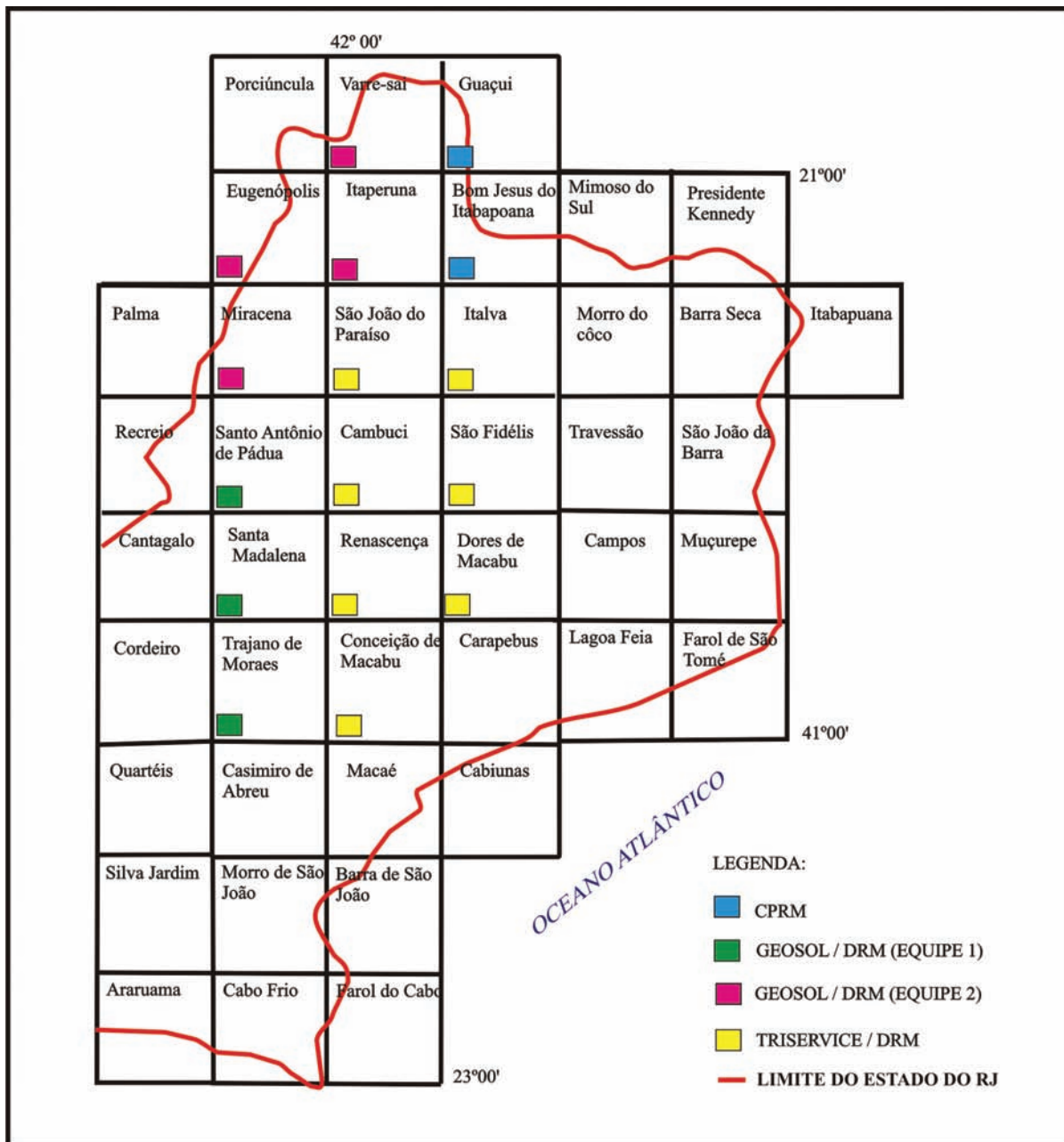


Figura 1.2 – Mapa de articulação das folhas topográficas, esc. 1:50.000, com localização dos trabalhos de mapeamento executados pelo DRM e CPRM na década de 70 na região noroeste fluminense

Desta forma, nesta etapa foram integrados os mapas 1:50.000, realizados pela Triservice em escala 1:250.000 (Figura 1.3), o que permitiu um melhor visualização dos litotipos aflorantes. Esta área mereceu enfoque especial e nela foram realizadas as primeiras campanhas de campo no ano de 2000, através do projeto/Faperj “Geologia dos terrenos de alto grau da Faixa Ribeira na região noroeste do estado do Rio de Janeiro” coordenado pelo autor.

As etapas de campo tiveram como objetivo o reconhecimento das unidades litológicas mapeadas por Triservice/DRM (Figura 1.3; Batista et al., 1977), visando uma melhor familiarização com os aspectos de campo dos principais litotipos aflorantes nesta região. Nestas etapas de campo foram observadas as unidades litológicas definidas em Batista et al. (1977) e detalhadas por Batista (1984).



Figura 1.3 – Mapa com integração das unidades litológicas mapeadas pela Triservice/DRM nas folhas 1:50.000 do IBGE (1. São João do Paraíso, 2. Itaiuva, 3. Cambuci, 4. São Fidélis, 5. Renascença e 6. Dores de Macabú)

Já nesta época foram feitas também campanhas de campo com a participação de graduandos da Faculdade de Geologia da UERJ, através da realização da disciplina curricular Estágio de Campo II, que foi ministrada no âmbito de parte da Folha São Fidélis (esc. 1:100.000) nos anos de 2000, 2001 e 2004.

Por meio de participação no projeto “Consolidação do Parque Estadual do Desengano – RJ”, em parceria com a Fundação Brasileira para a Conservação da Natureza (FBCN) e o Instituto Estadual de Florestas (IEF), esta região também foi estudada e mapeada durante o biênio 2002-2003, pela equipe composta pelo autor e também pelos geólogos Luis Guilherme do Eirado Silva e Miguel Tupinambá.

Trabalho de integração, também foi realizado, até os meados da década, nas folhas Cordeiro, Cantagalo, Santa Maria Madalena, Trajano de Moraes, Renascença e Conceição de Macabú, de escala 1:50.000, visando a confecção do mapa geológico em escala 1:250.000 de grande parte do estado do Rio de Janeiro, conforme objetivos do projeto mais amplo, intitulado “Geologia e Recursos Minerais Industriais do Estado do Rio de Janeiro (Projeto/FAPERJ nº E26-150.951/99) que tem como meta principal desenvolver a integração e atualização dos conhecimentos geológicos e de recursos minerais do Estado do Rio de Janeiro.

A região da Folha São Fidélis e parte sul da Folha Itaperuna, ambas de escala 1:100.000, foi alvo de uma tese de doutorado, intitulada “Petrologia e geoquímica da Unidade Charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis – RJ”, produzida por Inês Fernandes do Rêgo, e defendida em 1989 na Universidade de São Paulo. Este trabalho tomou como base cartográfica o mapa geológico produzido pela Triservice/DRM (Batista et al.1977; 1978; e Batista, 1984).

Em outro trabalho de enfoque acadêmico, a região próxima à cidade de Cambuci foi estudada em uma Dissertação de Mestrado, intitulada “Evolução estrutural da Unidade Angelim: um plúton relacionado ao Orógeno Ribeira, na região norte fluminense, Rio de Janeiro”, de autoria de Alan Wanderley Albuquerque Miranda, defendida em 2005 na Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Todos os trabalhos supracitados foram integrados em escala 1:100.000, confrontados com os trabalhos anteriores realizados na década de 70 pela equipe Triservice do DRM-RJ e compõe a mapa geológico preliminar da Folha São Fidélis (SF-24-V-C-IV) apresentado em PDF, como parte integrante da primeira etapa deste Projeto Pronageo – Fase 2.

A partir destes trabalhos de integração, optou-se, por exemplo, por agrupar as Unidades Catalunha e São Fidélis (Batista, 1984) em um único grupo de rochas metassedimentares, mantidas com a denominação de Grupo São Fidélis, sendo basicamente constituídas de sillimanita-granada-biotita gnaisses que podem se apresentar desde

migmatíticos, com muitos leucossomas centiméricos ricos em granada e *schillieren* de biotita, indicando ter sofrido fusão parcial *in situ* (Unidade São Fidélis), até fortemente milonitizados, com bandamentos tabulares e constantes (Unidade Catalunha) (Nogueira et al, 2002). Esta unidade é rica em lentes de rochas máficas e calcissilicáticas.

Por outro lado, as rochas da Unidade Desengano puderam ser desmembradas em duas unidades, uma relacionada à fusão parcial de metassedimentos da Unidade São Fidélis e outra composta por rochas granitóides ricas em fenocristais de feldspato. A primeira, denominada neste Projeto Pronageo de Suíte Cordeiro, é um granada-biotita leucognaisse com foliação marcante a discreta, relativamente homogêneo, de granulação fina a média. A segunda, para a qual foi mantida denominação de Unidade Desengano, é um granada-biotita gnaisse inequigranular a porfirítico, com índice de cor mesocrático, rico em fenocristais de feldspato sericitizado (Nogueira et al, 2002).

No ano de 2008, em uma segunda etapa do Projeto Pronageo – Fase 2, foi novamente realizada a disciplina curricular Estágio de Campo II, com a participação de graduandos e pós-graduandos da Faculdade de Geologia da UERJ, desta vez em área dentro dos limites da Folha São Fidélis (esc. 1:100.000). Este mapeamento, feito em escala 1:50.000, permitiu o fechamento do mapa e a cartografia geológica de diversos corpos ígneos, parcialmente mapeados na primeira etapa do trabalho. Além disto foi possível a cartografia de novas unidades de mapeamento como por exemplo, a Suíte Serra de São Pedro.

Algumas regiões que ainda permaneciam sem dados de campo e sem cartografia geológica de detalhe foram mapeadas (em escala 1:100.000) e integradas pelo autor, com a participação do geólogo Paulo Vicente Guimarães do DRM-RJ. Para o restante das áreas sem pontos mapeados, com difícil acesso ou com grande escassez de afloramentos, situadas em sua maioria na porção sul da folha, foram utilizados alguns dados de pontos descritos pela equipe da Triservice Ltda./DRM na década de 70.

1.2 - OBJETIVOS E METODOLOGIA

O objetivo principal do Projeto Pronageo é fornecer subsídios do meio físico para a pesquisa de recursos minerais, visando o incremento da produção mineral brasileira, bem como dar suporte ao planejamento de atividades de uso e ocupação do solo, meio ambiente e recursos hídricos. Para tanto foram integrados mapeamentos geológicos nas escalas 1:100.000, 1:50.000 e 1:25.000 e estruturados em Sistema de Informações Geográficas (SIG), com auxílio de levantamentos aerogeofísicos (magnetometria e gama espectrometria) e metalogenéticos para geração de mapas preditivos.

O projeto visa também produzir dados com maior densidade de pontos descritos, distribuição regular dos pontos pela área trabalhada, maior qualidade nas descrições, melhor qualidade na definição das unidades estratigráficas, definição de domínios tectônicos e utilização de métodos analíticos como geocronologia e geoquímica.

O trabalho foi subdividido em três etapas. A primeira fase foi constituída da formação do acervo técnico, interpretação da documentação existente, reconhecimento de campo, montagem do SIG geológico preliminar e planejamento das etapas de campo futuras. A etapa principal consistiu e mapeamento geológico e análises laboratoriais com alimentação contínua dos bancos de dados e atualização gradativa do SIG geológico. Na etapa final foram feitas a integração e revisão final dos dados, a montagem do mapa geológico em SIG e a elaboração do presente relatório, com entrega do acervo material do projeto.

Todos os dados levantados e gerados durante a realização dos trabalhos fazem parte do banco de dados corporativo da CPRM, designado Geobank, e foram alimentados segundo normas pré-estabelecidas e posteriormente submetidos à CPRM para validação por parte de sua coordenação técnica. A seguir serão descritos em linhas gerais os métodos de trabalho para cada etapa desenvolvida. Detalhes sobre metodologias específicas de algumas etapas serão pormenorizados no ítem correspondente do relatório.

1.2.1 - Mapeamento Geológico e Integração de Áreas

Esta fase envolveu o mapeamento geológico-estrutural da Folha São Fidélis, em escala 1:50.000, feito a partir de trabalhos de campo em projetos desenvolvidos na Faculdade de Geologia da UERJ, bem como através da realização da disciplina Estágio de Campo II, com participação de alunos de graduação e pós-graduação, nos anos de 2000, 2001, 2004 e 2008. As áreas não contempladas por estes trabalhos de cartografia geológica em escala 1:50.000 foram integradas, em escala 1:100.000, pelo autor. No total foram catalogados dados de campo (Base AFLORA) de 852 pontos na Folha São Fidélis.

Para elaboração do mapa-base foram utilizadas cartas topográficas do IBGE, escala 1:50.000. As campanhas de campo consistiram de análise dos afloramentos, elaboração de desenhos esquemáticos, obtenção de medidas estruturais, análise mineralógica através de lupa, descrição do material observado, registro fotográfico e coleta de amostras.

1.2.2 - Geração de Banco de Dados e Mapas Geológicos em SIG

O dados obtidos nas etapas de mapeamento e integração de áreas foram tratados no Laboratório

de Estudos Tectônicos da Faculdade de Geologia da UERJ, seguindo as etapas descritas abaixo.

- Concepção metodológica: Integração dos dados geológicos com dados metalogenéticos e geração de conhecimentos do meio físico para fins de uso e ocupação do solo, meio ambiente e recursos hídricos;
- Compilação de dados: recorte digital, geoprocessamento com utilização de imagens de satélites ou radar e grides geofísicos;
- Coleta de dados: utilização de computadores de bolso, GPS, planilhas de bancos de dados com bibliotecas pré-definidas e atualização dos dados;
- Armazenamento dos dados: bancos de dados inseridos em sistemas de informações dinâmicos;
- Processamento: utilização de ferramentas de geoprocessamento (vetorização, modelagens, operações booleanas, ajustes topológicos, etc. e de processamento de imagens);
- Produto final: sistema de informações geográficas, SIGs, com bancos de dados e entidades vetoriais ligados e aplicativos de manipulação e exportação de dados;
- Disponibilização: SIGs em CD-ROMs;

1.2.3 - Análise Geomorfológica

Para a análise geomorfológica da folha foi aplicada a metodologia de Meis *et al.* (1982) e refinada por Silva (2002) e Silva *et al.* (2007), que consiste na realização do cálculo da amplitude altimétrica (Δh) dada pela diferença entre a altitude superior ($\Delta h_{\text{máx}}$) e a inferior ($\Delta h_{\text{mín}}$) para as bacias de drenagem de primeira e segunda ordem até sua confluência com a rede coletora, utilizando-se para tanto cartas topográficas

Após os cálculos dos valores de amplitudes altimétricas foram reconhecidas e individualizadas bacias de drenagem de mesma classe, posteriormente através da delimitação de interflúvios e divisores. Os mapas apresentados refletem o grau de encaixamento fluvial ou entalhamento erosivo das encostas além de destacar íntimas variações litotectônicas e/ou tectônicas.

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

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

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

1.2.4 - Análise Estrutural

Para a análise estrutural foram coletados dados de foliações, lineações e indicadores cinemáticos, elaboração no campo de perfis geológicos regionais, fotografias de afloramentos e desenhos de caderneta de campo. O tratamento dos dados estruturais foi realizado através da elaboração de mapas estrutural, diagramas estereográficos, além de compilação dos dados cinemáticos.

1.2.5 - Análise Petrográfica

As amostras representativas coletadas durante as campanhas de campo foram analisadas ao microscópio ótico onde foram estudadas texturas, estruturas e paragêneses associadas aos eventos metamórficos e deformacionais. Este estudo inclui também classificação petrográfica e considerações sobre a relação entre metamorfismo e deformação. A confecção de lâminas foi realizada no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ. Foram catolados na base de dados (AFLORA) a descrição petrográficas de 122 lâminas descritas.

1.2.6 - Litogeoquímica

Os dados geoquímicos foram compilados das análises realizadas por Rêgo (1989; 19 análises) e Batista (1984; 2 análises) e reinterpretados em face aos novos dados de cartografia geológica obtidos no presente trabalho. Nos trabalhos supracitados, a análise modal foi realizada em lâmina delgada onde a malha foi definida de acordo com a granulação e com auxílio de um vernier e um contador de pontos, segundo método descrito por Chayes (1949).

Rêgo (1989) analisou as amostras por absorção atômica – para elementos maiores – e elementos terras raras e traços por espectrômetro fluorescência de raio-x, usando a técnica do pó pressionado ou por cromatografia de troca iônica. Batista (1984) realizou em suas amostras acidificação para análise em espectrômetro de massa (VARIAN MAT tipo TH-5). As análises foram realizadas por via úmida no Dep. de Mineralogia e Petrologia da USP.

Os dados foram analisados em gráficos elaborados no programa NewPet versão 94.01.07 e suas respectivas normatizações. O tratamento dos resultados foi feito através de gráficos de correlação entre os elementos maiores, traços e de terras raras, visando a definição de possíveis trends magmáticos, ou a cogeneticidade de rochas de uma mesma unidade litológica. O comportamento dos elementos analisados foi estudado e comparado à literatura existente.

1.2.7 - Geocronologia e Geoquímica Isotópica

As análises geocronológicas e isotópicas U/Pb (2 amostras) foram realizadas no Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília para serem analisadas segundo o método LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry). As análises de Sm/Nd (2 amostras) foram realizadas pelo método TIMS (thermal-ionization mass spectrometer), no Laboratório de Geologia Geocronologia (LAGIR) da Faculdade de Geologia, na Universidade do Estado do Rio de Janeiro. O processamento e preparação das amostras foi realizado nos Laboratório de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ.

1.2.8 - Magnetometria e gamaespectrometria

A interpretação de dados aerogeofísicos e sua integração com dados geológicos no âmbito do projeto foi feita utilizando-se 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).

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 definir possíveis áreas em que a equipe de geologia de campo possa fazer um refinamento do mapa geológico pré-existente.

1.2.9 - Levantamento de recursos minerais

O cadastramento dos bens minerais seguiu as seguintes etapas: coleta de informações bibliográficas e em banco de dados de órgãos afins, gerenciamento dos dados em Sistema de Informação Geográfica, trabalho de campo e consolidação do banco de dados georreferenciados. Neste trabalho foram cadastrados 82 pontos de recursos minerais, estando 11 minas em atividade, 33 minas paralisadas e 38 ocorrências e/ou depósitos não explorados.

As informações bibliográficas sofreram uma revisão criteriosa relacionada principalmente às coordenadas geográficas. Estes 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.

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georeferenciados que serviu de base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. 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.

1.3 - NOMENCLATURA ADOTADA

Seguindo a classificação internacionalmente adotada pela IUGS (*“International Union of Geological Sciences”*), para nomes compostos usou-se colocar o mineral mais abundante próximo ao nome da rocha, indo em ordem decrescente de abundância até o

primeiro mineral citado. As unidades litológicas descritas são definidas pelo predomínio de certos litotipos, devido à intensa variação litológica que apresentam.

Para a descrição das rochas metamórficas foi usada uma nomenclatura que contém elementos de Winkler (1967), de Miyashiro (1975) e de Yardley (1989). Para gnaisses migmatíticos usou-se os termos descritivos texturais de Mehnert (1971), por vezes modificados por Ashworth (1985).

Os termos leucossoma, mesossoma e melanossoma foram utilizados com base na nomenclatura de campo. A classificação composicional de granitos e gnaisses foi feita através de diagrama triangular QAP, proposto por Streckeisen (1973).

A classificação granulométrica é a que foi recomendada pela IUGS para rochas metamórficas:

- muito fina: < 0,1 mm
- fina: de 0,1 a 1 mm
- média: de 1 a 4 mm
- grossa: > 4 mm

Para o índice de cor “M” (% de minerais máficos na rocha) foi adotada a classificação de Shand (1927) e Nockolds (1978): hololeucocrático, $M < 5$; leucocrático, $M < 30$; mesocrático, $30 < M < 60$; melanocrático, $60 < M < 90$ e hiper melanocráticas, $M > 90$.

As atitudes de foliação são sempre representadas pela direção azimutal de maior mergulho, seguido pelo valor deste mergulho (e.g. Hobbs et al., 1976). Foram usados os conceitos de superfície -S- de Turner & Weiss (1983). Os estereogramas foram obtidos a partir de rede de áreas iguais (Rede de Schmidt), com projeção no hemisfério inferior.

2 – CONTEXTO GEOTECTÔNICO

2.1 - GEOMORFOLOGIA

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 relacionadas à intrincada e controversa origem e evolução das serras do Mar e da Mantiqueira, o denominado Planalto Atlântico. Ao longo da história geológica que se seguiu à formação do orógeno e da aglutinação do continente Gondwana, entre o Neoproterozóico e o Cambriano (1 Ga a 450 Ma. aprox.) até a atualidade, o intenso diastrofismo que culminou com a ruptura do Gondwana e na conseqüente abertura do

Atlântico Sul, entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, destaca-se como um evento tectônico que teve papel fundamental na configuração cenozóica do continente Sul-Americano. Este evento é bem marcado ao longo da porção costeira do sul e sudeste do Brasil onde foi mais intenso e gerou um amplo arqueamento crustal inicial sucedido pelos processos de rifteamentos geradores das serras do Mar e da Mantiqueira, das bacias continentais e plataformais, Riftes Continentais do Sudeste do Brasil e intenso magmatismo básico e alcalino (Almeida, 1976; Asmus & Ferrari, 1978; Asmus & Guazelli, 1981, Riccomini, 1989 e outros), configurando o que atualmente define o Planalto Atlântico (Figura 2.1). Segundo Sadowski (1987) este diastrofismo teria ocorrido em três momentos principais, no Cretáceo Inferior, há 107 Ma., no Cretáceo Superior, há 84 Ma., e no Oligoceno ou Paleógeno Superior, há 30 Ma.

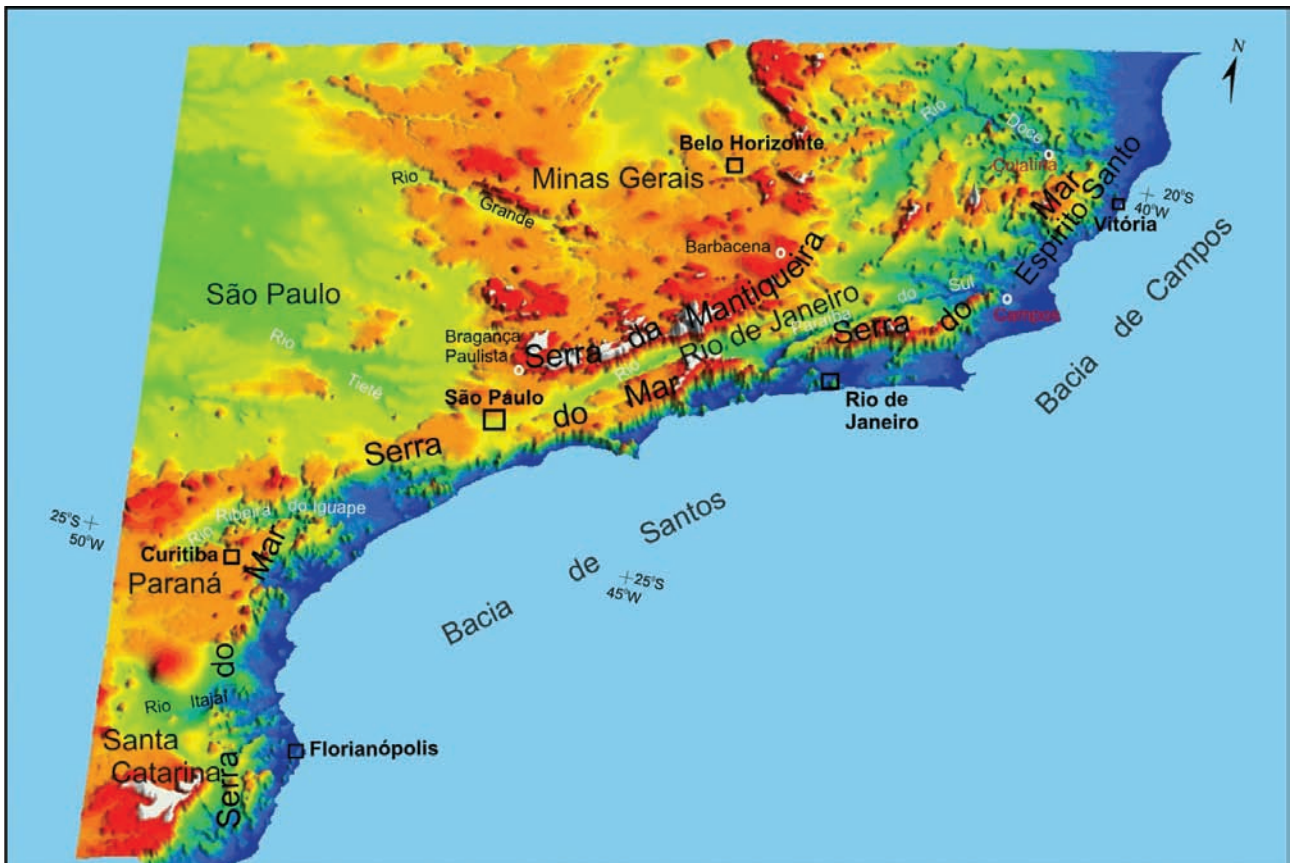


Figura 2.1 – O Planalto Atlântico, destacando a configuração do relevo associado à tectônica do Mesozóico e do Cenozóico: os altos das serras do Mar e da Mantiqueira e as bacias sedimentares continentais e da plataforma

Como síntese da evolução da Plataforma Sul-Americana ao longo do Fanerozóico Zalán (2004) destaca três fases principais, sendo a primeira de Plataforma Transicional, entre 500-450 Ma (Cambriano-Ordoviciano), a segunda de Plataforma Estável entre 450-220 Ma (Ordoviciano ao Triássico Superior), com subfases Grandes Sinéclises Paleozóicas (450-250 Ma) e Mega-Desertos (250-220 Ma), e a terceira de Plataforma Reativada entre 220-0 Ma (Triássico Superior ao atual). A esta última fase, Zalán (op cit) destaca duas sub-fases, uma de Rifteamentos entre 220-98 Ma. (Triássico Superior ao Cretáceo Médio), e outra da Deriva Continental entre 98-0 Ma (Cretáceo Médio ao atual). Os rifteamentos podem ainda ser divididos em episódios I entre 220-140 Ma, Triássico Superior e o Cretáceo Inferior, II entre 140-110 Ma, Cretáceo Inferior a Médio, e III entre 113-98 Ma, no Cretáceo Médio.

Embora os eventos tectônicos tenham sido os principais processos geradores do relevo, intercalados entres as fases acima citadas, os intervalos de relativa calma tectônica se sucederam foram fundamentais para que as forças erosivas ou denudacionais esculpisse o relevo nas distintas condições climáticas reinantes. De maneira geral, a alternância entre eventos tectônicos e fases de quiescências, durante o Mesozóico e o Paleogeno, bem como neotectônicos, a partir do Neogeno (23.5 Ma. até os dias atuais), 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 primeiras classificações de superfícies foram propostas por Moraes Rego (1932), Martonne (1943) e Ruellan (1944). Este último, especificamente no estado do Rio de Janeiro, a respeito da evolução geomorfológica na Baía da Guanabara e adjacências, caracterizou os *fronts* das serras do Mar e da Mantiqueira, como frentes dissecadas de blocos falhados e basculados para norte. Compartimentou ainda a área em dois blocos com formas distintas na Serra dos Órgãos, sendo que o primeiro setor, a oeste, constitui um relevo alto e regular, onde se destacam os picos da Pedra-Açu (3.339 m) e da Pedra do Sino (3.363 m), os quais seriam fragmentos da Superfície de Campos de Martonne (1943). O segundo bloco, no setor leste, encontra-se rebaixado por falhas norte-sul. O setor mais elevado, correspondente à Serra da Estrela e teria posição análoga à do Planalto da Bocaina em São Paulo.

Outras classificações surgiram com Freitas (1951), King (1956), o mais discutido, reconhece as superfícies Fóssil, no Carbonífero, a Desértica, no Triássico, Pós-gondwana, no Cretáceo, Sul-Americana, no Paleoceno, Ciclo Velhas, no Mioceno e Ciclo Paraguaçu, no Quaternário, Almeida (1964),

Bigarella & Andrade (1965), Ab'Saber (1967, 1978) e, mais recentemente, Valadão (1998). Este último, a partir de dados geológicos, geomorfológicos e pedológicos no leste dos estados de Minas Gerais e Bahia, reconheceu somente a existência da Superfície Sul-Americana, proposta por King (1956), desmembrando-a em três superfícies que denominou de Sul-Americana I, II e III.

De acordo com Valadão na história geológica das superfícies, houve tempo suficiente para a elaboração de apenas uma grande, entre o Cretáceo e o Oligoceno e, por isso, inclui todas as descritas acima como sendo a Superfície Sul-Americana. As outras, mais novas, do Mioceno e do Plioceno, embutidas na primeira, seriam o reafeiçoamento da Sul-Americana I, desmantelada por fases alternadas de soerguimentos e abatimentos crustais.

As superfícies de aplanamento têm sido reconhecidas como elementos fundamentais das paisagens continentais, embora muitos aspectos teóricos associados a sua gênese sejam ainda controversos. Porém, 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. Gallagher *et al.*, 1995; Guedes *et al.*, 2000; Tello *et al.*, 2003; Hadler *et al.*, 2001; Hackspacher *et al.*, 2003; Carmo *et al.* 2004, 2006; Eirado *et al.*, 2007).

Outro aspecto importante no relevo do Planalto Atlântico é que sua configuração morfológica encontra-se estabelecida predominantemente ao longo dos grandes traços dos lineamentos do *trend* pré-cambriano formado durante a orogenia da Brasileiro/Pan-Africana (640-480 Ma) (ex. Almeida, 1976; Hasui *et al.*, 1977, 1978; Sadowski, 1984; Heilbron, 1993; Riccomini *et al.*, 2004; Sadowski & Campanha, 2004), desenvolvidos e/ou reativados como zonas de falhas no Cretáceo e Cenozóico. Estes lineamentos correspondem regionalmente ao Sistema de Falhamento Cubatão ou Megafalha de Cubatão (Sadowski, 1984; 1991, Hasui *et al.*, 1977) que se ramificam em várias outras de direção NE por mais de 2 000 km de extensão desde os estados da região Sul até o Sudeste (Figura 2.2). As falhas recebem denominações distintas e apresentam uma história de evolução geológica complexa tanto no tipo de deformação dúctil e rúptil desde o Brasileiro até o Quaternário.

No estado do Rio de Janeiro, geologicamente inseridos na Faixa Ribeira Central (ex. Trow *et al.*, 1980; Heilbron *et al.* 1991; Heilbron, 1993; Almeida, 2000), estes lineamentos são fortemente marcados por duas importantes unidades estruturais que são a Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul e o lineamento CTB-Contato Tectônico Central que caracteriza a zona de sutura colagem brasileira (ex. Heilbron *et.*

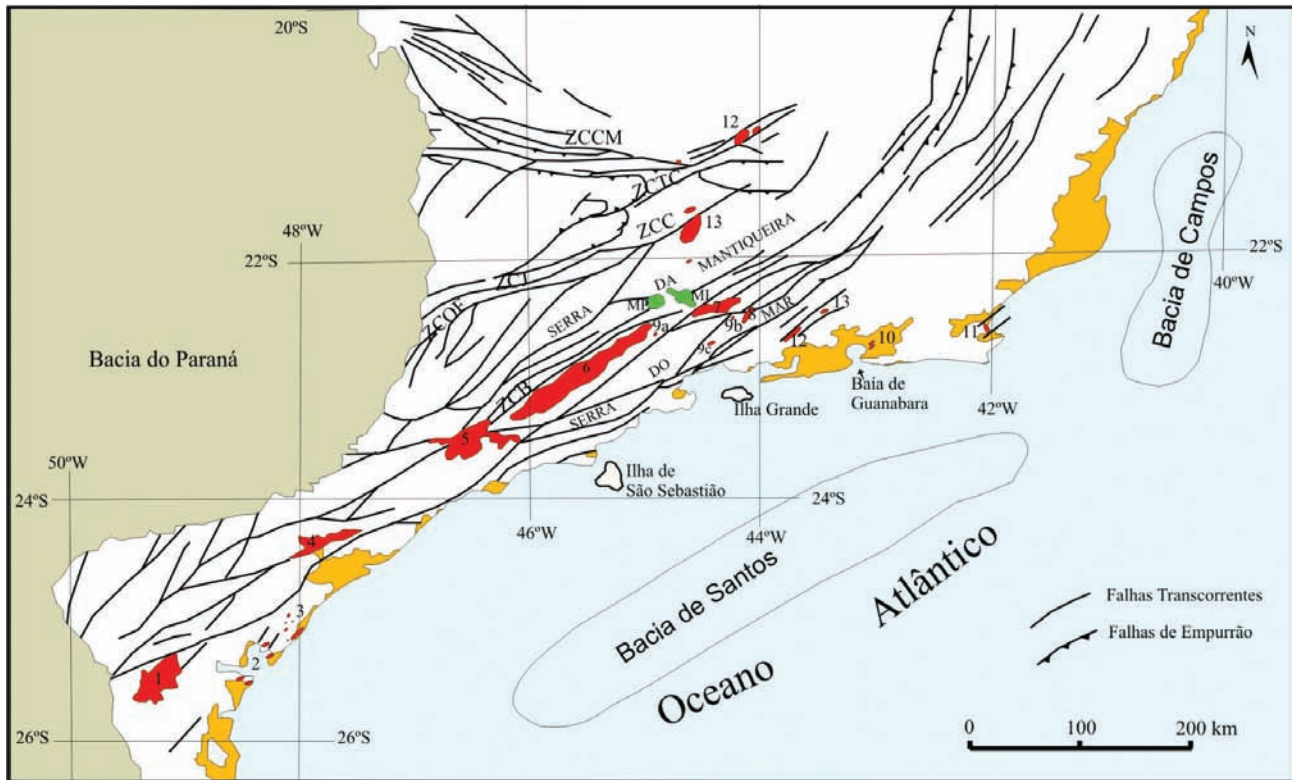


Figura 2.2 – Grandes falhas da região Sul e Sudeste do Brasil e as bacias sedimentares continentais e da plataforma (Mod.Sadowski, 1984; 1991, Hasui et al., 1977)

al. 1991; Almeida, 2000). Estas estruturas reativadas, assim como o intenso magmatismo associado têm papel fundamental na configuração do relevo regional e local condicionando regiões soerguidas e abatidas e zonas preferenciais de erosão e de sedimentação ao longo de todo o cenozóico.

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

A influência da tectônica e a beleza cênica do relevo no estado do Rio de Janeiro já haviam sido descritas 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 Ribeiro Lamego, 1945);
- “ a topografia da serra do Mar indica natureza tectônica, por falhamentos escalonados..... as provas de que estes falhamentos são geneticamente tectônicos são: os alinhamentos das escarpas, bordos retilíneos, vales suspensos, assimetria de relevo, contraste entre drenagem, escarpa e planalto, coincidência da topografia com a direção da xistosidade, adaptação da drenagem entre a morfologia e a rocha”. (Rui Osório de Freitas, 1951).

Adentrando ao período geológico do Quaternário, as variações climáticas ocorridas foram responsáveis por um significativo reafeiçoamento da morfologia regional, esculpindo colinas e morros que caracterizam a morfologia de “mar de morros” do Planalto Sudeste do Brasil (Ab’Saber, 1970). Os principais eventos de erosão e deposição ocorridos durante o Quaternário resultaram na conformação

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

Neste contexto, o quadro morfológico gerado entre a associação dos balanços das forças tectônicas e erosivas mostra-se, no estado do Rio de Janeiro, bastante diversificado entre um conjunto de formas de relevo que variam desde serras com escarpas pronunciadas, serras e morros reafeiçoados, algumas vezes isolados, morros e colinas e, planícies aluvionares e marinhas (Silva, 2002).

2.1.2 - O Relevo do Estado do Rio de Janeiro: O Estado da Arte da Compartimentação Geomorfológica

As contribuições sistematizadas existentes sobre o reconhecimento de feições geomorfológicas para todo o Estado do Rio de Janeiro referem-se à Folha Rio de Janeiro - SF-23 na escala 1:1.000.000 do Projeto RADAMBRASIL (1983), o mapa síntese apresentado pelo Centro de Informações e Dados do Rio de Janeiro na escala 1:1.500.000 (CIDE, 1992), o mapa realizado junto à CPRM (Dantas, 2001), na escala 1:250.000 e o mapa elaborado por Silva (2002) em escala de semi-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 descontínuo, apresenta uma significativa expressão areal bordejando as áreas escarpadas de Sul a Norte do Estado.

Documento que apresenta um tratamento ainda mais generalizado das unidades morfológicas foi apresentado pela Fundação CIDE (1992) com uma classificação mais simplificada dos domínios morfológicos mapeados, sendo reconhecidas as seguintes unidades de relevo: planícies aluviais; planícies marinhas; relevos colinosos; relevos de transição entre colinas e montanhas e relevos montanhosos. Apesar da utilização de uma classificação morfológica bastante conhecida, esta simplifica, muitas vezes, a complexidade dos fatos que constituem a dinâmica dos processos geomorfológicos nos diferentes domínios demarcados.

Dantas (2001) detalhando o relevo do estado estabelece uma subdivisão em unidades morfoestruturais e morfoesculturais. Reconheceu a partir da análise integrada a dados geológicos duas unidades morfoestruturais: o Cinturão Orogênico do Atlântico e as Bacias Sedimentares Cenozóicas. A unidade Cinturão Orogênico do Atlântico corresponde, litologicamente, a rochas metamórficas e ígneas de idade pré-cambriana, e foi subdividida nas unidades morfoesculturais: Superfícies Aplainadas nas Baixadas litorâneas, Escarpas Serranas, Planaltos Residuais, Depressões Interplanálticas e Alinhamentos Serranos Escalonados. Estas, por sua vez, foram individualizadas e subdivididas em unidades geomorfológicas distintas por guardarem variações morfológicas próprias. As bacias sedimentares Cenozóicas, caracterizadas por rochas sedimentares poucos litificadas de idade eo-cenozóica e, sedimentos inconsolidados neocenozóicos, foram subdivididas nas unidades morfoesculturais: tabuleiros de bacias sedimentares, planícies flúvio-marinhas (Baixadas) 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 2.3). Para estes domínios foram, ainda, identificadas diferentes feições de relevo que, devidamente, agrupadas levaram a novos recortes no terreno e que possui significado morfoestrutural, sendo denominadas de Regiões Morfoestruturais, ou apenas compreendem formas de relevo de gêneses distintas.

Para o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico, foram identificadas às feições morfológicas: Planaltos, correspondentes a extensas massas de relevo que foram submetidas a intensos processos de

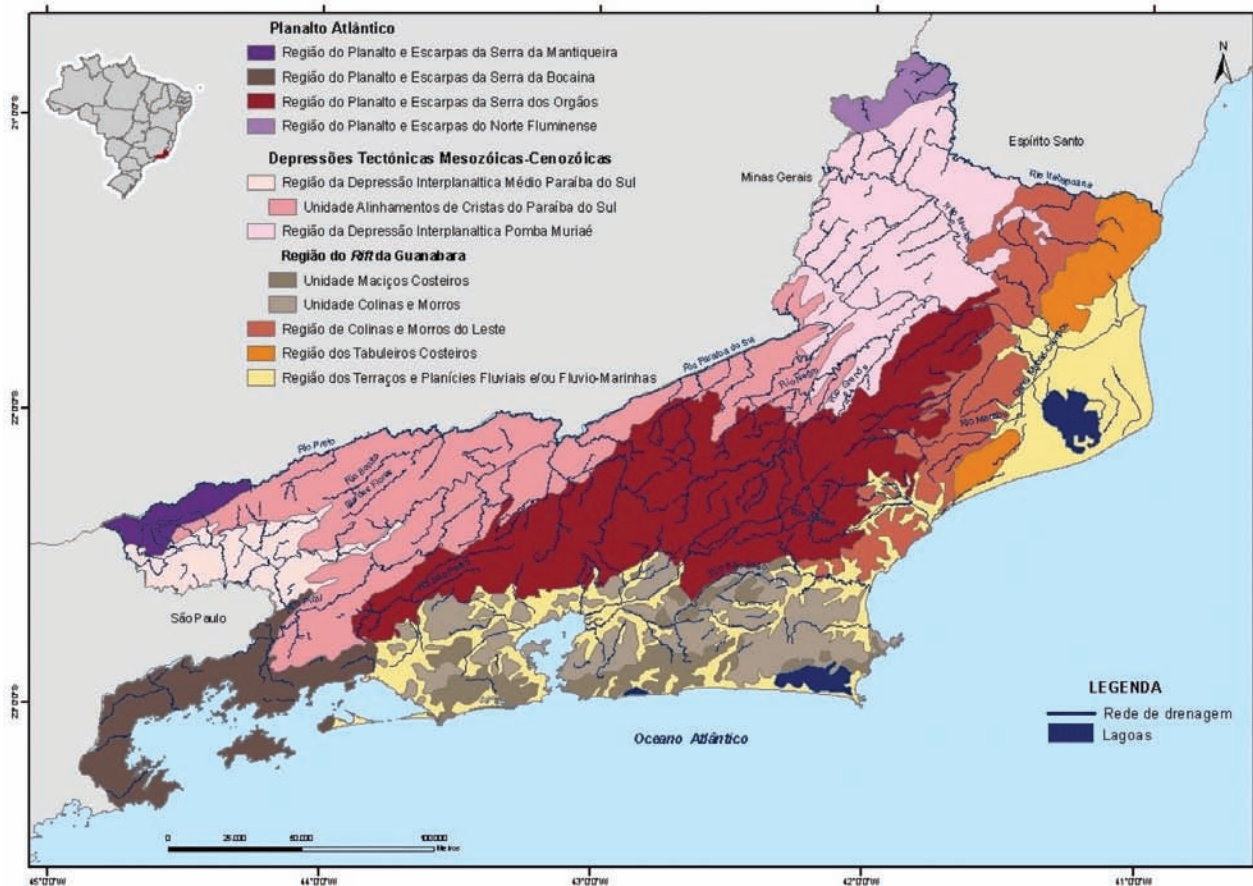


Figura 2.3 – Domínios Morfoestruturais para o estado do Rio de Janeiro propostos por Silva (2002)

erosão, que são cortadas por inúmeros vales fluviais e possuem altitudes elevadas entre 600 e 1200 m, embora picos possam atingir valores superiores a 2.000 m (ex. Agulhas Negras, 2.792 m; Três Picos, 2.310 m), com topos nivelados a uma altitude semelhante e, de maneira geral, apresentando-se pouco ondulado e Escarpas, referentes a rampas ou acíves 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 Riftes 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 bordada 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 1000m e pela Unidade de Colinas e Morros com altitudes entre 40 e 100 m.

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

Procedimentos Metodológicos

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

de deposição em ambientes geodinâmicos distintos ao longo da bacia.

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

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

As subdivisões das classes de amplitude altimétrica e suas respectivas associações às feições morfológicas utilizadas estão sintetizadas na Tabela 2.1. Após a confecção dos cálculos para as cartas topográficas analisadas foi realizado o escaneamento, georreferenciamento, classificação manual dos polígonos das classes pré-definida.

Tabela 2.1 – Classes de Amplitude altimétrica para a definição dos compartimentos topográficos

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

Para a interpretação morfoestrutural e morfotectônica fez-se o uso de conceitos e métodos da Geomorfologia Tectônica e da Geologia Estrutural, desenvolvidos e utilizados por autores como Bull & Wallace, 1985; Mayer (1986); Summerfield, 1987, 1988; Stewart & Hancock, 1994; Cox, 1989; Keller & Pinter, 1996; Schumm *et al.*, 2000; Burbank & Anderson, 2001. Entre vários procedimentos, destacam os mapeamentos da rede de drenagem, dos lineamentos de drenagem e de relevo, dos lineamentos estruturais, ambos agrupados em diferentes direções denominadas de feixes de lineamentos (Leary *et al.*, 1976; Liu, 1987, Deffontaines & Chorowicz, 1991; Deffontaines *et al.*, 1993).

Estes dados foram somados aos lineamentos mapeados, como falhas e juntas e enxames de diques, e cruzados com a compartimentação do relevo e das

zonas preferenciais de sedimentação e de erosão, a fim de definir a compartimentação morfotectônica e morfoestrutural da área.

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

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

do Atlântico até a atual e, que as manifestações do Neógeno e Quaternário seriam considerados como neotectônicas.

2.1.3 - Compartimentação Geomorfológica da Folha São Fidélis (1:100.000)

A Folha São Fidélis está localizada no mapa de Domínios Morfoestruturais (ver Figura 2.3), proposto por Silva (2002) no segmento mais a norte do domínio morfoestrutural Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos este que se encontra em contato com a Região de Colinas e Morros a ESE e a Região da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé a WNW.

Neste segmento do estado do Rio de Janeiro foram mapeadas as cartas de Cambuci, São Fidélis, Renascença e Dores de Macabu na escala 1:50.000 (IBGE), com controle de campo para checagem das feições reconhecidas em gabinete (Figura 2.4).

**Compartimentação geomorfológica associada com a cobertura cenozóica
Folha São Fidélis, RJ (1:100.000)**

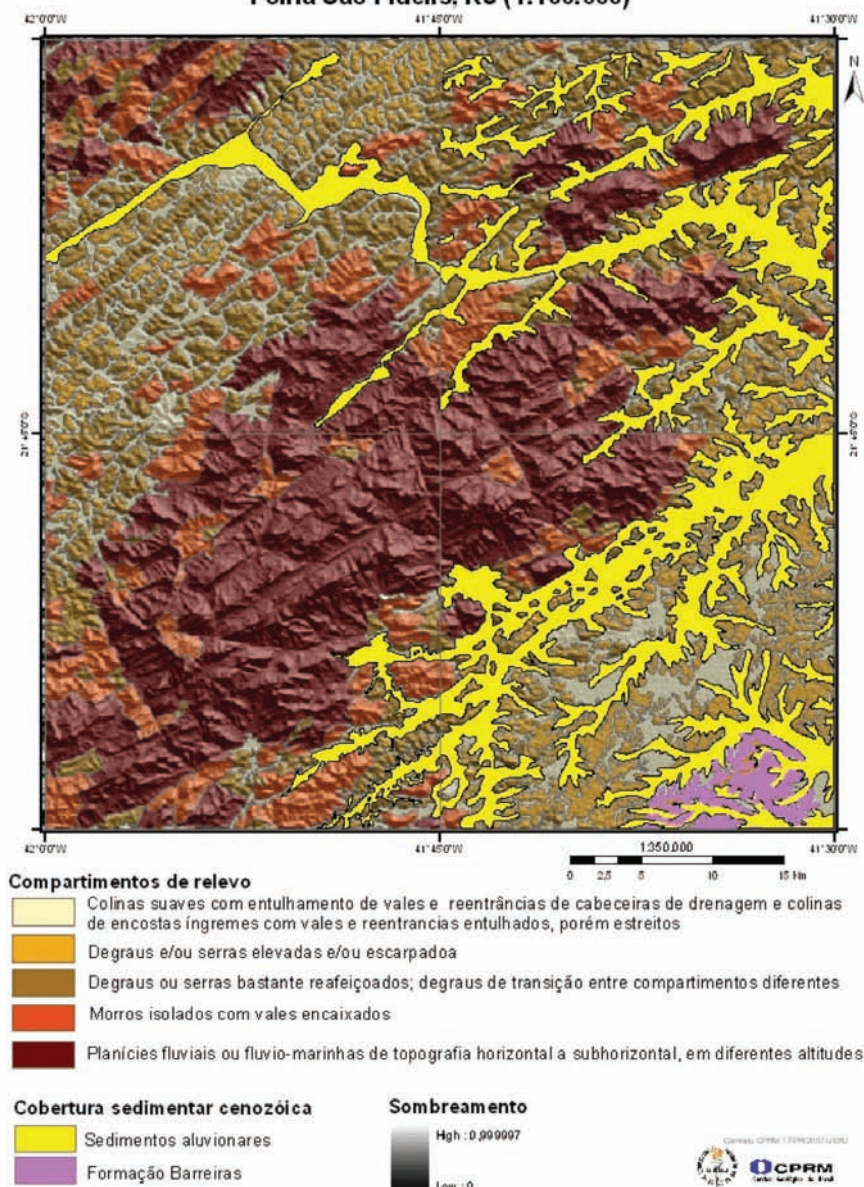


Figura 2.4 – Mapa Geomorfológico da Folha de São Fidélis (Escala 1:100.000) realizado em cartas topográficas de 1:50.000 (IBGE) – modificado de Silva (2002)

Através do arranjo espacial das distintas feições morfológicas encontradas pode-se notar que se destaca uma área central composta por serras escarpadas de significativa abrangência espacial que se prolonga para SW, e é bordejada por feições de morfologias de transição e/ou serras locais e morros, responsáveis pela suavidade na passagem para as feições de planícies fluviais e colinas, no entanto em alguns trechos a SE se pode observar o contato brusco entre as vertentes íngremes da feição serrana com os compartimentos das planícies fluviais (Figura 2.5). Ainda ao que se refere a esta principal feição morfológica pode-se notar a ocorrência na porção oeste de algumas feições isoladas de serras locais e morros, alinhados NE-SW, indicando controle estrutural.



Figura 2.5 – Relevo com vertentes íngremes e escarpadas. Serra das Palmeiras

A região situada na porção NW desta Folha corresponde ao trecho da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé e apresenta o predomínio de porções areais de tamanhos médio e pequeno, referentes a morros, colinas, serras locais e alguns compartimentos de serras escarpadas alinhadas preferencialmente NE-SW, corroborando com a forte influência estrutural. Além disto, pode-se notar ainda, que a maioria das bordas superior e inferior destes compartimentos apresentam orientados NW-SE e parece corresponder a uma outra direção estrutural que se impõe na área.

A SE desse compartimento central encontramos a ocorrência preferencial de colinas de topos bem suavizados e bastante dissecados (Figura 2.6). Este aspecto pode também ser visualizado e identificado pela diferença de textura apresentada pelo Modelo Digital de Elevação que realça esta mesma figura. Pode observar feições bastante rebaixadas e suavizadas a SE elaboradas sobre a litologia sedimentar terciária da Formação Barreiras e que se diferencia acentuadamente de outras morfologias da área. Destaca-se, ainda, que o arranjo destas feições também apresenta alinhamento preferencial NE-SW e, ainda, uma

orientação secundária NW-SE que parece estar associadas a dissecação atual da paisagem.



Figura 2.6 – Relevo com colinas de topos arredondados contrastando com as colinas de topos suavizados associados aos sedimentos terciários e quaternários, ao fundo região da baixada, próximo à Lagoa de Cima

Nota-se, ainda, expressiva e contígua área de planícies fluviais distribuída na porção NW e SE e um trecho mais significativo que se prolonga na direção E-W, correspondente a calha fluvial do rio Paraíba do Sul, que até esta altura apresentava uma orientação NE-SW, ligada a própria influência do lineamento Além Paraíba, e que a partir deste trecho tem uma mudança brusca de orientação (Figura 2.7).



Figura 2.7 – Encaixamento do curso do Rio Paraíba do Sul ao longo de zona de cisalhamento de direção NE-SW em região a norte da cidade de São Fidélis

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 alcalino de idade Eocretácea a Eocênica.

2.2.1- A Faixa Ribeira na Amalgamação do Gondwana

O embasamento cristalino da região sudeste brasileira é parte de um importante cinturão orogênico que se estende paralelamente ao litoral,

denominado de Faixa Ribeira, que por sua vez integra um sistema orogênico maior, incluso na Província Mantiqueira, Almeida *et al.* (1977, 1981) (Figura 2.8)

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE, que se estende por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, resultado da colisão entre o paleo-continente (cráton) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton de Angola, envolvendo também outras micropalacas. Esta faixa 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). Está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves (Figura 2.8) (Heilbron *et al.*, 2004).

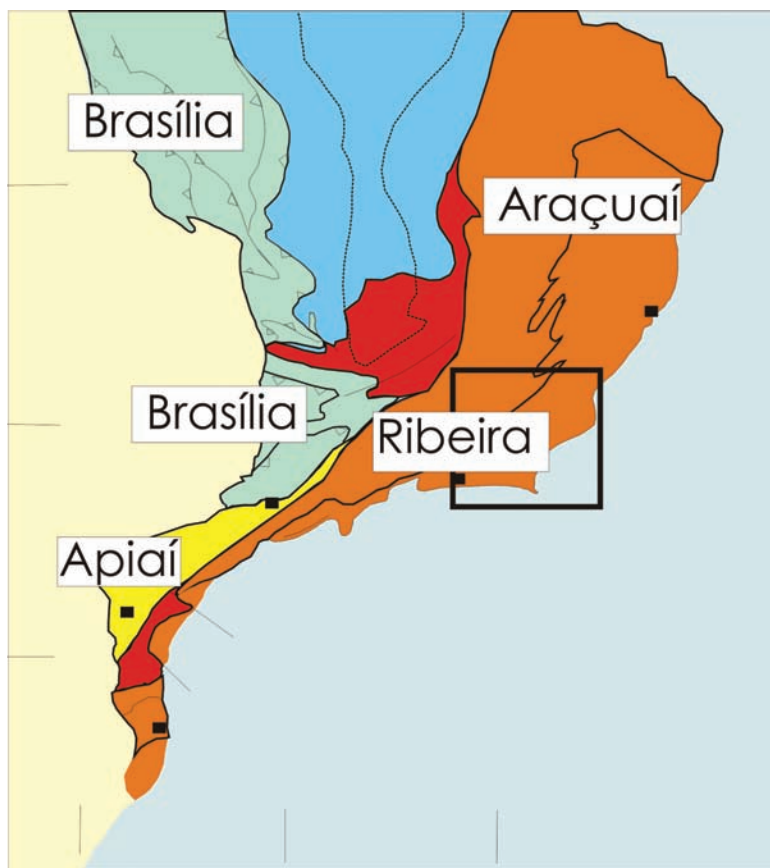


Figura 2.8 – Localização da Faixa Ribeira no contexto da Província Mantiqueira (Heilbron *et al.*, 2004,2008; Tupinambá *et al.*, 2007)

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

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

quatro terrenos tectono-estratigráficos: Ocidental, Oriental, Paraíba do Sul/Embú e Cabo Frio (Figura 2.9, Heilbron *et al.*, 2000;2004;2009; Trouw *et al.*, 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente dobrada (Limite Tectônico Central-LTC) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul do estado, e mergulhos para SE na porção noroeste. Já o limite basal do Terreno Cabo Frio é representado por uma zona de cisalhamento de baixo ângulo, com mergulho para

SE (Almeida et al., 1998; Tupinambá et al., 2000). Os três primeiros terrenos foram amalgamados entre ca. 605 e 570 Ma (Machado et al., 1996; Heilbron & Machado, 2003), enquanto que Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em ca. 530-510 Ma (Schmitt et al., 2005). O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para

leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço back-arc resultou na colisão com a paleoplaca do Terreno Cabo Frio.

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

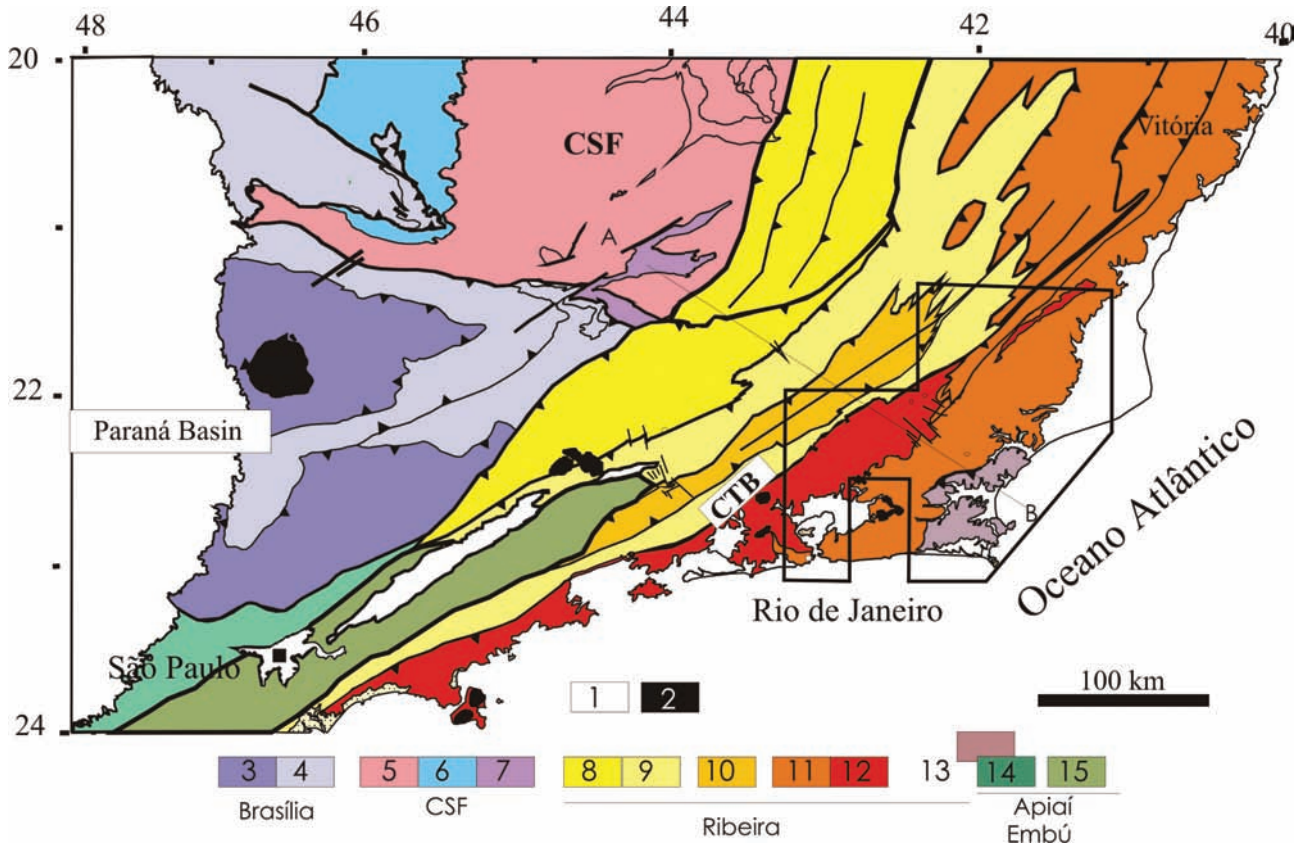


Figura 2.9 – Compartimentação tectônica da Região SE brasileira. Legenda: 1- para os terrenos da Faixa Ribeira: 8 e 9-Domínios Andrelândia e Juiz de Fora do Terreno Ocidental, 10- Terreno Paraíba do Sul, 11 e 12 Terreno Oriental, com Arco Rio Negro discriminado (11), 13- Terreno Cabo Frio. Dados de Heilbron et al., (2004, 2009); Tupinambá et al (2007); Schmitt et al. (2009)

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.

Terrenos do Segmento Central-Norte da Faixa Ribeira

Terreno Ocidental

Terreno Ocidental corresponde à margem passiva retrabalhada do paleocontinente São

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

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

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

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

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

Terreno Paraíba do Sul

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

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

Terreno Embu

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

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

Terreno Oriental

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

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

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

2.2.2- A Quebra do Supercontinente Gondwana

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

Extensivo magmatismo basáltico, na forma de enxames de diques, como o Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM) de direção NEE, e o Enxame de Diques da Baía da Ilha Grande (EDBIG), de direção NNW, tal como descrito por Almeida, 1976; McKenzie & Bickle, 1988; Valente *et al.*, 1991; 1992; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1994a,b; Garda, 1995;

Valente *et al.*, 1995a,b; Valente, 1997; Corval, 2004; Guedes *et al.*, 2005; Dutra, 2006; Dutra *et al.*, 2005; Dutra *et al.*, 2006; Corval *et al.*, 2007). O Enxame da Serra do Mar (ESDM), pode ser subdividido também em dois grupos, o Ocidental de Alto TiO₂ e o Oriental de Baixo TiO₂. Falhas normais e transcorrentes também se desenvolveram *onshore*, ao mesmo tempo em as bacias marginais de Campos e Santos iniciavam sua implantação.

Os estudos pioneiros dos basaltos toleíticos que integram o Enxame de Diques da Serra do Mar, região costeira do sudeste do Brasil, foram essencialmente de cunho petrográfico ou relacionados à cartografia básica (Comin-Chiaramonti *et al.*, 1983; Hawkesworth *et al.*, 1992; Marques *et al.*, 1992; Garda, 1995; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1992; Valente, 1997). As espessuras desses diques variam de 1,0-3,0m até dezenas de metros, e a orientação geral do enxame é N40°-60°E (Almeida, 1986), ou seja, paralela as estruturas das rochas encaixantes associadas as unidades da Faixa Ribeira, um orógeno de idade brasileira (Neoproterozóico a Cambro-ordoviciano). Os dados petrográficos, mineralógicos e geoquímicos mostram que estes diques apresentam um caráter transicional de afinidade toleítica (Valente *et al.*, 1998a, b). Idades radiométricas 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, inédito).

Dados radiométricos obtidos por Guedes *et al.* (2005), evidenciaram que alguns diques do Enxame da Baía da Ilha Grande-Resende é bem mais antiga (161 Ma e 193 Ma ⁴⁰Ar/³⁹Ar) 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.

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

Outro episódio tectônico marcante está representado pela reativação tectônica que se desenvolveu no período entre o Cretáceo Superior e o Eoceno sistema de Riftes da, que originou o Sistema de Riftes da Serra do Mar (Almeida, 1976) ou Riftes Continentais do Sudeste do Brasil (RCSB; 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 depressão do RCSB, possui uma alternância da geometria e dos depocentros ao longo de seu eixo, decorrente dos altos estruturais que segmentam internamente o rifte (Fernandes & Kiang, 2003; Riccomini *et al.*, 2004). As bacias do segmento central do RCSB são separadas entre si, pelos altos de embasamento, são eles: alto de Floriano-Barra Mansa, Queluz e Arujá, que separam, respectivamente, as Bacias de Volta Redonda, Resende, Taubaté e São Paulo.

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

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

sugerindo um preenchimento bem mais antigo para a Bacia de Taubaté.

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

Quanto à evolução tectônica do RCSB, Riccomini (1989) propôs que o segmento central foi gerado num regime distensivo NNW-SSE no Paleógeno, reativando antigas estruturas NE da Faixa Ribeira. Nesta época, este setor comporia um único rifte contínuo, desde a Bacia de São Paulo até Volta Redonda. A segmentação desta extensa bacia ocorreu somente durante as reativações neogênicas, através da formação de altos estruturais. A presença de sedimentos paleogênicos sobre estes altos estruturais também sugere uma ligação pretérita entre as bacias. Outro modelo proposto por Cobbold *et al.* (2001), baseado na integração de dados das áreas *onshore* e *offshore*, indica que as bacias do RCSB seriam do tipo *pull apart*, geradas num regime transtensivo paleogênico. Esta proposta inclui as reativações das zonas de transferências neocomianas NW, responsáveis pelos altos do embasamento que segmentam o RCSB, contemporâneas à sedimentação paleogênica. Ramos (2003), baseado em estudos estratigráficos da Bacia de Resende, também sugeriu que o setor central do RCSB já seria segmentado desde a sua formação. Porém, as bacias pertenceriam a um mesmo sistema hidrográfico regional, de modo similar ao que ocorre atualmente com a bacia do rio Paraíba do Sul.

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

2.2.4 - Rochas Alcalinas

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, já com ambientes marinhos francos, ocorreu um pulso magmático alcalino. Dezenas de ocorrências de corpos (*plutons*, *stocks*, diques e derrames vulcânicos) são encontradas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo a *Província Serra do Mar* e o Alinhamento Mágmatco de Cabo Frio (Almeida 1983, 1991), bem como alguns

corpos na região do Arco de Ponta Grossa. Nos corpos plutônicos principais predominam rochas alcalinas félsicas (sienitos) e suas idades K-Ar e Ar-Ar variam entre *ca.* 86 a 50 Ma. Entretanto, em alguns corpos, foram descritas variedades máficas e até ultramáficas.

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

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

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

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

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

A passagem do *Hot Spot* de Trindade como é conhecido, seria também condicionado pelas reativações das zonas de transferências neocomianas da fase-rifte, que conduziriam os magmas mantélicos (Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas

a outra zona de transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001). Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo, além de forte condicionamento estrutural pelas zonas de transferência NW, associada ao desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

2.3 COMPARTIMENTAÇÃO TECTÔNICA DA FOLHA SÃO FIDÉLIS

Apesar da diversidade existente entre as muitas propostas de nomenclatura estratigráfica disponíveis na literatura corrente, uma subdivisão lito-tectônica tem sido aplicada para a Faixa Ribeira e a Província Mantiqueira (Heilbron *et al.* 2004a, 2004b). Nesta divisão são individualizados um embasamento ortognáissico paleoproterozóico, coberturas sedimentares paleo-mesoproterozóicas e seqüências sedimentares e granitóides neoproterozóicos:

- Embasamento arqueano e/ou paleoproterozóico mais velho que 1,7 Ga;
- Seqüências metassedimentares paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
- Seqüências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem seqüências de margem passiva (abertura oceânica), seqüências relacionadas ao fechamento de oceanos (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- a tardi-colisionais;
- Granitóides pós-colisionais.

Para o setor setentrional da Faixa Ribeira, estas unidades lito-tectônicas estão distribuídas em diversos domínios e compartimentos tectônicos (Tabela 2.2; *Tupinambá et al.*, 2007), e a interpretação da associação litológica de cada domínio é fundamental para estabelecer correlações com a vizinha Faixa Araçuaí.

2.3.1 - Domínio Cambuci/ Terreno Oriental

Este compartimento está justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora descrito anteriormente. O contato é representado por uma zona de cisalhamento de baixo a médio ângulo, fortemente redobrada. É importante salientar que este compartimento só aflora da região central do Estado do Rio de Janeiro para Norte, e se estende para o Estado do Espírito Santo.

Tal como em todos os compartimentos tectônicos do Terreno Oriental, não foram encontrados registros de rochas do embasamento pré-1.7 Ga. O domínio compreende uma sucessão meta-vulcano-sedimentar metamorfisada em fácies anfibolito superior a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitóides.

A porção meta-vulcano-sedimentar da Klippe Cambuci é representada pela Unidade Bom Jesus do Itabapoana, considerando-se que o maciço montanhoso a norte da cidade fluminense de Cambuci e a margem esquerda do Rio Paraíba do Sul a montante de Cambuci apresentam excelentes afloramentos desta unidade. Esta unidade corresponde, em parte, às unidades Catalunha e São Fidélis de Costa *et al.* (1978a, 1978b) e Batista (1984, 1986) e à Suíte Metassedimentar Catalunha (Tupinambá 1993a,b). Um critério eficiente na identificação desta unidade é a diversidade composicional que ocorre em cada afloramento, com variedades de gnaisses associados a rochas metamáficas, gnditos, rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos, que atestam a sua origem sedimentar.

A porção superior da unidade é constituída por um gnaisse que se caracteriza por uma alternância entre níveis máficos e félsicos em várias espessuras, de lâminas a camadas métricas. As bandas félsicas têm composição tonalítica a granodiorítica, com porfiroblastos de k-feldspato. As bandas máficas, de espessura milimétrica a decimétrica, são constituídas por até 20% de biotita com inclusões de magnetita. O limite dos níveis máficos é abrupto e retilíneo de um lado e gradacional e irregular de outro, o que pode ser interpretado como uma feição primária, possivelmente de origem vulcânica.

Outra parte da unidade é representada por um gnaisse migmatítico, contendo granada e biotita em abundância e, localmente, sillimanita. O leucossoma do gnaisse tem composição granítica a granodiorítica, e o melanossoma contém biotita e granada. Ortopiroxênio (hiperstênio) presente no leucossoma e no melanossoma, e quartzo rutilado no leucossoma apontam para fusão parcial na fácies granulito. Uma variedade leucocrática deste gnaisse é frequentemente encontrada próximo ao contato de corpos de mármore e de rochas calcissilicáticas. Sua composição é granodiorítica, contém plagioclásio e granada, a biotita é quase ausente e os porfiroblastos podem ser de plagioclásio ou pertita recristalizada dinamicamente em microclina.

Rochas manganíferas, semelhantes a gnditos, ocorrem em duas variedades: a mais comum, com granada e quartzo e outra mais rara, com anfibólio, piroxênio, granada e com feldspato ausente. Ambos os tipos têm densidade elevada e quase sempre estão recobertos por películas intempéricas de óxidos de manganês. Corpos descontínuos e alongados de mármore dolomítico com espessura de até 20 metros são encontrados mais frequentemente próximos à localidade-tipo da unidade, diminuindo

Tabela 2.2 - Correlação entre a nomenclatura lito-estratigráfica adotada com trabalhos prévios da literatura, referidos a seguir. As unidades propostas neste trabalho correspondem em parte ou integralmente às unidades definidas em trabalhos anteriores. Unidades Itaperuna, Comendador Venâncio, Raposos e Itaocara (Barbosa & Grossi Sad 1983a,b,c). Unidades Catalunha, Santo Eduardo, S. José de Ubá, Vista Alegre, São João do Paraíso, Angelim, Desengano (Costa et al., 1978a, 1978b; Batista, 1984, 1986; Rego, 1979). Unidade Rio Negro (Matos et al., 1980). Complexo Paraíba do Sul (Machado, 1984, 1986). Grupo Paraíba do Sul (Ebert 1957, 1968; Matos et al. 1980; Sad & Dutra, 1988; Tupinambá, 1993a,b). Grupo Italva (Machado Filho et al. 1983). Trabalhos de integração cartográfica e estratigráfica regional: Machado Filho et al. (1983); Reis & Mansur (1995); Fonseca (1998); Silva & Cunha (2001); Silva et al. (2002). (Tupinambá et al., 2007)

Domínios/ Compartimentos	Unidades Propostas neste trabalho	Idades	Unidades descritas na literatura e referências
Domínio Juiz de Fora Terreno Ocidental	Leuco-Charnokitos e charno Enderbitos	580-570 Ma	Juiz de Fora/Unidades Comenda- dor Venâncio e São José de Ubá
	Megassequencia Andrelândia a) gnaisses pelíticos b) gnaisses ban- dados com quartzitos	Neoproterozóico	Juiz De Fora/ Unidade Raposos; Unidades Itaocara; São José de Ubá, Santo Eduardo, Três Ilhas
	Complexo juiz de Fora	2.4–1.7Ga	Juiz de Fora/Unidade Itaperuna
Klipes Paraíba do Sul	Grupo Paraíba do Sul	??????????	Complexo Paraíba do Sul
	Complexo Quirino	2.1 Ga	Complexo Paraíba do Sul
Domínio Cambuci Terreno Oriental	Leuco-Charnokitos e charno Enderbitos São João do Paraíso	580 Ma	Complexo Paraíba do Sul Unidade Itaocara; Complexo Juiz de Fora; Unidade Catalunha; Unidade Monte Verde
	Complexo Serra da Bolívia Orto- gnaisses e charnockitóides	605 Ma	
	Sucessão Cambuci gnaisses, rochas meta-vulcânicas, mármore	Neop III.	
Domínio Costeiro/ Terreno Oriental	Suíte Bela Joana: Charnockitóides e Granitóides Porfíricos foliados	575-565 Ma	Unidade Bela Joana, Desengano
	Suíte Santa Maria Madalena: Leu- cogranitos e leucocharnockitos	580-565 Ma	
	Unidade Angelim: Granada-horn- blenda ortognaisses	??????????	Unidade Angelim
	Complexo Rio Negro: ortognaisses tonalíticos a graníticos, gabros	790-620 Ma	Complexo Rio Negro
	Complexo Costeiro; Unidade São Sebastião do Alto: Paragnaisses com quartzitos; Unidade São Fidelis: Gnaisses Kingizíticos	Neoproterozóico	a) Unidade Itaocara, Complexo Paraíba do Sul, Unidade Supe- rior, Complexo Rio Negro, Santo Eduardo; b) Unidade São Fidelis, Catalunha
Klippe de Italva	Grupo Italva: granada-horblenda gnaisses, mármore e anfílitos	840-600 Ma.	Grupo Italva, Grupo Paraíba do Sul

a sua ocorrência em direção à divisa com o Estado do Espírito Santo. A olivina magnesiânica pode atingir até 20% em concentração no mármore dolomítico. Flogopita ocorre concentrada ao longo de planos que marcam o acamamento sedimentar, e diopsídio e espinélio se apresentam disseminados entre os cristais de carbonato. Talco e titanita ocorrem em bordas de reação do mármore com rochas silicosas intercaladas com o mármore. O contato do mármore com os gnaisses encaixantes é caracterizado por uma rocha pegmatóide, contendo megacristais de quartzo, feldspato, diopsídio, e mais raramente granada.

A migmatização dos gnaisses e metassedimentos da Unidade Cambuci atinge o grau de anatexia avançado a ponto de gerar uma rocha diatexítica ($\delta 2$ -sin-colisão I) contendo ortopiroxênio denominada de Leucocharnockito São João do Paraíso (descrito por Costa et al. (1978a, 1978b) em partes das unidades Vista Alegre, São João do Paraíso e São José de Ubá e por (1993a, b) como Diatexito São João do Paraíso). Estes corpos de rochas granitóides são especialmente frequentes e atingem maiores dimensões na porção basal deste compartimento tectônico, junto ao contato com o Domínio juiz de Fora subjacente.

Trata-se de rocha leucocrática homogênea, de composição charnockítica a charno-enderbítica, com cristais isolados de biotita, piroxênio e anfibólio e enclaves (ou restitos) de piroxênio anfibolito, biotita gnaisses, gnaisses granatíferos e rochas calcissilicáticas.

Em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci são encontrados dois complexos plutônicos gnaissificados ($\delta 1$ - pré-colisional), que, com o prosseguimento dos estudos na região, poderão vir a ser integrados: os complexos São Primo e Serra da Bolívia, inicialmente descritos por nossa equipe na margem direita do Rio Paraíba do Sul, entre as cidades fluminenses de Carmo e Itaocara, em áreas cartografadas anteriormente como Unidade Itaocara.

Predominam nestes complexos ortognaisses de grão médio à grosso, inequigranulares a porfiríticos, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. São encontrados gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos e quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos, e monzogranitos. Adotando-se os critérios de Lameyre & Bowden (1982), percebe-se a presença de duas séries plutônicas distintas, ambas de natureza calci-alcalina: tonalito-trondjhemito (baixo-K) e outra série monzonítica (alto-K). Dados preliminares litogeoquímicos indicam pelo menos duas suítes magmáticas, que compreendem granito-granodiorito-diorito e granodiorito-sienito-monzonito-quartzo monzonito, além de gabro noritos. Os dados litogeoquímicos indicam que estas suítes são representantes de magmatismo calcioalcalino com assinaturas típicas para arcos magmáticos.

O prosseguimento da cartografia geológica do Complexo Serra da Bolívia em direção à divisa com o Espírito Santo tem revelado extensas regiões com predomínio de hornblenda gabronoritos mais ou menos deformados, até atingir completa milonitização. Nestas áreas estas rochas foram descritas por Costa et al. (1978a,b) nas unidades Monte Verde, Bela Joana e Associação II indivisa. Resultados preliminares apontam para uma Idade de cristalização U-Pb em zircão de 596 Ma em amostra gabronorito coletada na Serra da Bolívia, município de Aperibé.

2.3.2 - Domínio Italva/Terreno Oriental

Representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental nas regiões central e noroeste fluminense. Ocorre como uma klippe sinformal sobre o Domínio Costeiro, e se estende desde a região de Cantagalo até o sul do Estado do Espírito Santo. Na base da Klippe encontram-se dioritos, gabros e tonalitos do Complexo Rio Negro, e o restante do pacote é ocupado por rochas do Grupo Italva. Na região noroeste fluminense, próximo à 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.

As unidades da Klippe de Italva foram descritas anteriormente por diversos autores, com distintas propostas de nomenclatura litoestratigráfica. As rochas deste domínio têm sido estudadas por numerosos autores, em parte pela presença de espessas camadas de mármore nos arredores de Cantagalo e Italva, explotadas há dezenas de anos por empresas cimenteiras nacionais e estrangeiras. Destacam-se os trabalhos pioneiros de Lamego (1940), Menezes (1973,1975), Costa et al. (1978a, 1978b), Matos et al (1980), e Sad & Dutra (1988). Estes últimos incluíram as rochas da Klippe de Italva no Grupo Paraíba do Sul, e apresentaram dados litogeoquímicos que sugeriam um ambiente tectônico de *back-arc* para o conjunto. Posteriormente, Machado Filho et al. (1983) separaram este conjunto do Complexo Paraíba do Sul e batizaram este conjunto de Grupo Italva, nomenclatura utilizada no presente trabalho.

O Grupo Italva é composto por um conjunto meta-vulcano-sedimentar, rico em mármore e anfibolitos. Contrastando com os outros compartimentos descritos, o metamorfismo principal não ultrapassa os limites do fácies anfibolito, e a deformação principal é moderada, caracterizadas por uma xistosidade grossa, além de dobras recumbentes a reclinadas. Os gnaisses do Grupo Italva se apresentam de duas formas distintas (homogêneos ou bandados), que se alternam em várias escalas e apresentam contatos gradacionais entre si.

Os gnaisses homogêneos são ricos em quartzo e contém granada, muscovita, biotita, e,

pontualmente, hornblenda. São leucocráticos, finos e de composição granítica a granodiorítica, com raras intercalações de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e sillimanita-muscovita-quartzo-xistos. Sua textura é granoblástica, com raras palhetas de biotita e granadas milimétricas disseminadas ou concentradas em faixas concordantes com a foliação. Os tipos porfiroblásticos apresentam blastos metamórficos centimétricos de plagioclásio e granada. Remobilizados quartzosos com mica branca e granada são comuns. A foliação é pouco penetrativa, definida por orientação incipiente de cristais de biotita e porfiroblastos de feldspato. O processo de fusão parcial do gnaiss é incipiente, arranjado em lâminas e bandas paralelas de melanossoma com biotita e hornblenda e leucossoma quartzoso, porfiroblástico ou equigranular contendo hornblenda ou granada+muscovita.

Os gnaisses bandados predominam na parte superior da sequência, próximo aos mármore, ou na parte inferior, nas proximidades do contato de natureza gradacional com as rochas metaplutônicas do Complexo Rio Negro, sugerindo que estes gnaisses tenham como protólito rochas vulcânicas do arco magmático. São gnaisses mesocráticos, de composição tonalítica, com biotita, hornblenda e plagioclásio fortemente cálcico (An_{68}). A natureza do bandamento pode ser primária ou por migmatização. As heterogeneidades iniciais do gnaiss são representadas por anfíbolitos finos e rochas calcissilicáticas de espessura decimétrica e, pontualmente, bandas de espessura métrica de piroxênio-anfíbolitos grossos com bordas pegmatíticas contendo megacristais euédricos de hornblenda. O bandamento migmatítico consiste em faixas paralelas de leucossoma aplítico a pegmatóide, rico em hornblenda, de composição tonalítica à granodiorítica se alternando com bandas melanossomáticas ricas em biotita com inclusões de magnetita.

O restante do pacote sedimentar do Grupo Italva é representado por uma sequência metacarbonática com espessuras entre 500 e 1000 metros. Os mármore são esbranquiçados e podem ser dolomíticos ou calcíticos, não havendo predominância de um tipo sobre outro. Os mármore dolomíticos são 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 S0 original) contêm palhetas de flogopita, cristais euédricos de olivina serpentinizada e de pirita, grãos cloritizados de diopsídio. Grafita ocorre em palhetas disseminadas que aumentam em tamanho e concentração na região entre Macuco e Cantagalo.

Até 1/3 da espessura da sequência metacarbonática é ocupado por intercalações de anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e bandas quartzo-feldspáticas finas ou pegmatóides. As

rochas calcissilicáticas são compostas por quartzo, plagioclásio, diopsídio, granada, hornblenda e biotita. Os anfíbolitos ocorrem em bandas métricas que desenvolvem uma borda de reação com mármore contendo com epidoto e biotita. São constituídos por hornblenda verde azulada, plagioclásio, diopsídio, quartzo, \pm titanita, clinzoisita, epidoto, zircão e opacos. Alguns bancos de rochas máficas possuem intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio. Uma variedade melanocrática de anfíbolito contendo hornblenda e biotita em absoluta predominância ocorre em todas as pedreiras da região de Italva. Este tipo de anfíbolito ocorre em lâminas e filmes milimétricos que acompanham a estratificação original dos carbonatos, mesmo quando ela apresenta irregularidades (massas quartzo-feldspáticas), como possíveis construções silico-aluminosas algais (trombolitos). Este arranjo sugere um protólito para os anfíbolitos melanocráticos na forma de cinzas-lapilli. Dados litogeoquímicos obtidos por Ragatky et al. (2003) indicam protólitos de basaltos toleíticos, variando entre E-MORB a N-MORB. Dados U-PB/TIMS de Heilbron & Machado (2003) para estes anfíbolitos resultaram em uma idade de cristalização de ca. 840 Ma e indicações de retrabalhamento metamórfico em ca. 501 Ma.

2.3.3 - Domínio Costeiro/Terreno Oriental

Este compartimento tectônico cavalga o Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental na região serrana do Estado do Rio. A partir de Itaocara (RJ) este domínio passa a cavalgar o Domínio Cambuci.

Tal como em todos os compartimentos do Terreno Oriental, não foram encontradas associações litológicas do embasamento Pré-1.7 Ga. No Domínio Costeiro ocorrem sucessões metassedimentares em fácies anfíbolito superior a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitóides como os ortognaisses do Complexo Rio Negro ($\delta 1$ -pré-colisão I/arco magmático), os leucogranitos/leucocharnockitos e granitóides a charnockitóides porfiróides das suítes Bela Joana, Desengano, Cordeiro e Angelim, além de granitos tardi a pós-tectônicos.

As unidades metassedimentares são denominadas de São Fidélis e São Sebastião do Alto, a primeira já utilizada na literatura e a segunda introduzida neste trabalho. Nem sempre o contato entre as duas unidades é claro e de fácil cartografia, podendo ser transicional ou definido através do aparecimento de camadas de quartzitos da unidade São Sebastião do Alto.

A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis, terminologia amplamente usada na literatura (Silva et al. 1978; Batista, 1984, 1986; Reis

& Mansur 1995). Esta unidade compreende biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita. Normalmente estão muito migmatizados, sendo freqüentes arranjos meta- e diatexíticas, com leucossomas portadores de granada peritética, e subordinadamente cordierita. Lentes de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e quartzitos feldspáticos ocorrem.

A unidade superior, denominada Unidade São Sebastião do Alto (Tupinambá et al., 2007), compreende (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica ou, localmente, textura nebulítica. Sua localidade-tipo se encontra ao longo da RJ-116 nas proximidades da sede do município de São Sebastião do Alto e da localidade de Aperibé, na região Centro-Norte fluminense.

As rochas desta unidade já foram incluídas nas unidades Santo Eduardo ou Itaocara (Reis & Mansur 1995); como diversos tipos gnáissicos de natureza diversa (orto ou paraderivados) foram também descritos como pertencentes à Unidade Santo Eduardo, preferimos redefinir a unidade e abandonar a nomenclatura anterior.

Característico da unidade é a presença de camadas descontínuas de (sill) - (musc) - quartzito (puro ou feldspático) fortemente recristalizado, com espessura entre 20 e 120 metros. Dados U-Pb/LA de zircões detríticos destes quartzitos foram obtidos por Valladares et al. (1997), e indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Dados SHRIMP obtidos por Schmitt et al. (2003, 2004) para gnaisses desta unidade indicam também deposição no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e do Arco Magmático Rio Negro. Além de quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfíbolitos foram descritas.

Numerosos corpos plutônicos metamorfisados na fácies anfíbolito e mais ou menos gnaissificados são encontrados no Domínio Costeiro, todos com relações intrusivas com as unidades metassedimentares. O Complexo Rio Negro ($\delta 1$ -pré-colisão I) representa o principal magmatismo calcioalcalino deste segmento do orógeno (Tupinambá 1999; Tupinambá et al. 1996, 2000, 2003c). O tipo litológico de maior ocorrência no complexo é um gnaisse mesocrático de grão médio a grosso, com foliação descontínua, composta por agregados planares de biotita e hornblenda. As variações petrográficas perfazem uma série tonalítica com hornblenda, titanita e plagioclásio

predominantemente cálcico. Diorito, quartzito diorito e hornblenda gabro ocorrem em menor volume. Dados litogeoquímicos e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arcos magmáticos que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá 1999; Tupinambá et al. 2000, 2003c; Heilbron et al. 2004, 2005; Heilbron & Machado 2003).

O conjunto mais de maior expressão areal é aquele que associa gnaisses porfiríticos charnockíticos ou graníticos, denominados, respectivamente, pelo Gnaisse granítico porfirítico Desengano e pelo Charnockito Bela Joana (nomes derivados de unidades homônimas de Silva et al. 1978) que ocorrem em uma faixa que se inicia próximo à Santa Maria Madalena e se desenvolve para nordeste em direção ao Rio Muriaé. Na porção sudeste desta faixa, onde se localiza o Pico do Desengano, ocorre o *Gnaisse granítico porfirítico Desengano*, um gnaisse com megacristais recristalizados de microclina, ortoclásio e plagioclásio de até 8 cm de comprimento e matriz com os mesmos feldspatos, pobre em quartzito, rica em biotita e com relictos de ortopiroxênio. Na porção mediana e nordeste da faixa, o gnaisse porfirítico passa a ter ortopiroxênio estável e côr esverdeada, sendo denominado de Charnockito Bela Joana. Na porção central deste conjunto se encontra uma faixa de paragnaisses de alto grau de metamorfismo, contendo grafita (incluindo duas ocorrências próximas a São Fidélis), granada e, eventualmente, cordierita, que foram denominadas por Silva et al. (1978) de Unidade Catalunha. Acompanhando os gnaisses porfiríticos ocorrem numerosos corpos de leucogranitos a duas micas, podendo conter granada ou nódulos de sillimanita e que podem, localmente, conter ortopiroxênio e se apresentar esverdeados (leuco-charnockitos). Estes granitóides, neste trabalho denominados de Suíte Cordeiro, possuem idades entre 580 e 560 Ma, e são interpretados como representantes do magmatismo sin-colisional deste setor do orógeno. ($\delta 2$ -sin-colisão I).

Outro conjunto de rochas plutônicas intrusivas nos metassedimentos do Domínio Costeiro está representado pelo Ortognaisse Angelim (Silva et al. 1978; Rego 1989). É constituído por (granada)-hornblenda-biotita granitóides foliados predominantemente tonalíticos, com porções granatíferas de composição granítica, principalmente nos contatos com os paragnaisses encaixantes, onde a foliação chega a ser milonítica.

A Tabela 2.3 apresenta de forma esquemática, as unidades de mapeamento adotadas para a folha.

Tabela 2.3 – Unidades de mapeamento adotadas para a folha São Fidélis (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
ENb	Barreiras	arenitos, conglomerados, diamictitos, siltitos e argilitos	Grupo	Grupo Barreiras
NP3_gamma_2bj	Bela Joana	charnockito e granito porfirítico foliado	Suíte	
NP3_gamma_2ag	Angelim	(granada)-hornblenda granito a tonalito foliado	Suíte	Suíte Angelim
NP3_gamma_2pe	Serra de São Pedro	enderbitos a charnockitos, ora protomiloníticos a miloníticos, com enclaves de anfibolito e rocha calcissilicática	Complexo	Complexo São Pedro
NP3_gamma_2ds	Desengano	ortognaisses porfiríticos	Suíte	Suíte Desengano
NP3_gamma_2cksp	São João do Paraíso	charnockito a leucogranito com enclaves de granada gnaisses, rochas máficas e calcissilicáticas	Suíte	Suíte São João do Paraíso
NP3_gamma_2lgnc	Leucognaisses do Domínio Costeiro	(granada)-(muscovita)-biotita leucogranito, foliado a isotrópico	Suíte	
NP_gamma_12im	Imbé	biotita gnaise porfirítico, composição granítica	Suíte	Suíte Imbé
NP3_gamma_1sb	Serra da Bolívia	ortognaisse diorítico a tonalítico ou quartzo-diorítico a quartzo-sienítico; gabros e noritos	Complexo	Complexo Serra da Bolívia
NP3_gamma_1tm	Trajano de Moraes	hornblenda ortognaisses, meta-dioritos, meta-granitóides porfiríticos	Complexo	Complexo Trajano de Moraes
NP23_gamma_1rn	Rio Negro	hornblenda-biotita gnaise migmatítico tonalítico a granítico	Complexo	Complexo Rio Negro
NP3itma	Macuco	anfíbólio-biotita gnaise a biotita gnaise leucocrático com intercalações de anfibolito e rochas calcissilicáticas	Unidade	Italva
NP3itsj	São Joaquim	mármore calcítico a dolomítico ricos em grafita, com intercalações de anfibolitos e rochas meta-ultramáficas	Unidade	
NPaaa	Arcádia Areal	(granada)-biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas meta-ultramáficas, gonditos e ocorrência de sulfetos disseminados	Unidade	Grupo Andrelândia
NPcaggn	Cambuci	granada-biotita gnaise, anfíbólio-biotita gnaise, anfibolito, gondito, olivina-diopsídio mármore	Unidade	Grupo Cambuci
NPcam	Mármore	mármore dolomíticos predominantes	Unidade	
NPsfbgn	São Fidélis - (sillimanita)-biotita gnaise	(sillimanita)-biotita gnaise bandado ou homogêneo com intercalações de quartzitos e rochas calcissilicáticas	Unidade	Grupo São Fidélis
NPsfan	São Fidélis- anfibolito	hiperstênio anfibolitos maciços, talco-hornblenda fels e serpentinito, gnaise anfibolítico	Corpo	
NPsfkz	São Fidélis - kinzigito	(cordierita)-(grafita)-(sillimanita)-granada-biotita gnaise kinzigítico; (cordierita)-(sillimanita)-biotita gnaise bandado, com intercalações de quartzito, rochas calcissilicáticas e anfibolitos	Unidade	

3 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

3.1 - INTEGRAÇÃO GEOLOGIA-GEOFÍSICA

Uma abordagem sobre a interpretação preliminar de dados aerogeofísicos do Estado do Rio de Janeiro e sua integração com dados geológicos no âmbito do projeto foi feita utilizando-se os mapas aerogeofísicos dos seguintes temas geofísicos (magnetometria e gamaespectometria): Intensidade de Campo Magnético Total, Urânio, Tório, Potássio, Contagem Total e Ternário; foram fornecidos pela CPRM no formato de imagem GEOTIFF (Tif georeferenciado).

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 definir possíveis áreas em

que a equipe de geologia de campo possa fazer um refinamento do mapa geológico pré-existente.

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 a área investigada. Isto é importante para evitar problemas de discontinuidades, de folha para folha, das unidades geológicas mapeadas.

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

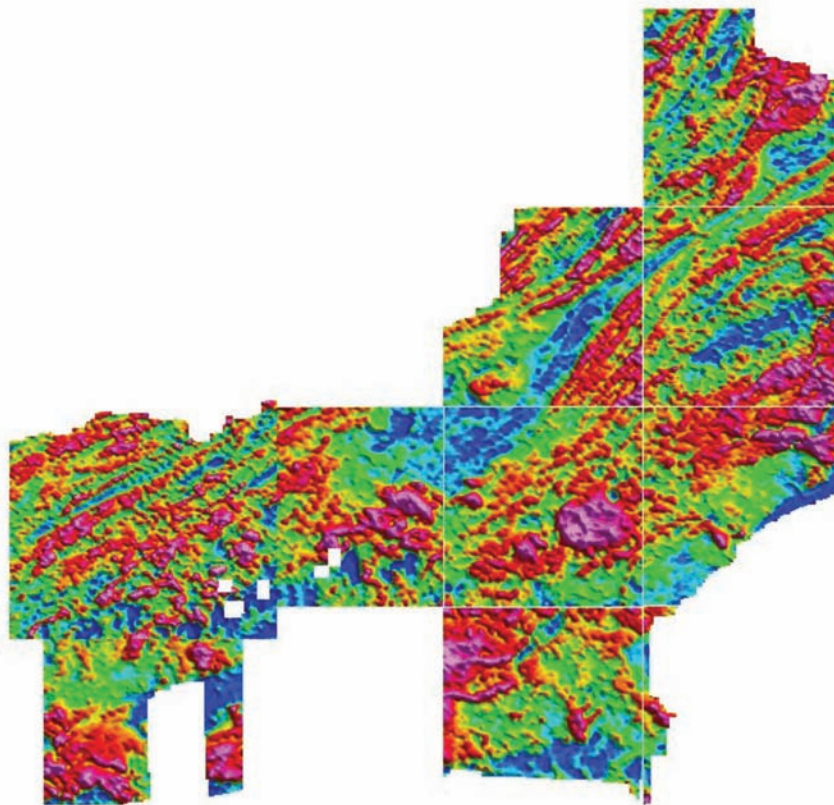


Figura 3.1 – Integração dos mapas de Potássio para as 10 folhas geológicas do projeto Pronageo 2008

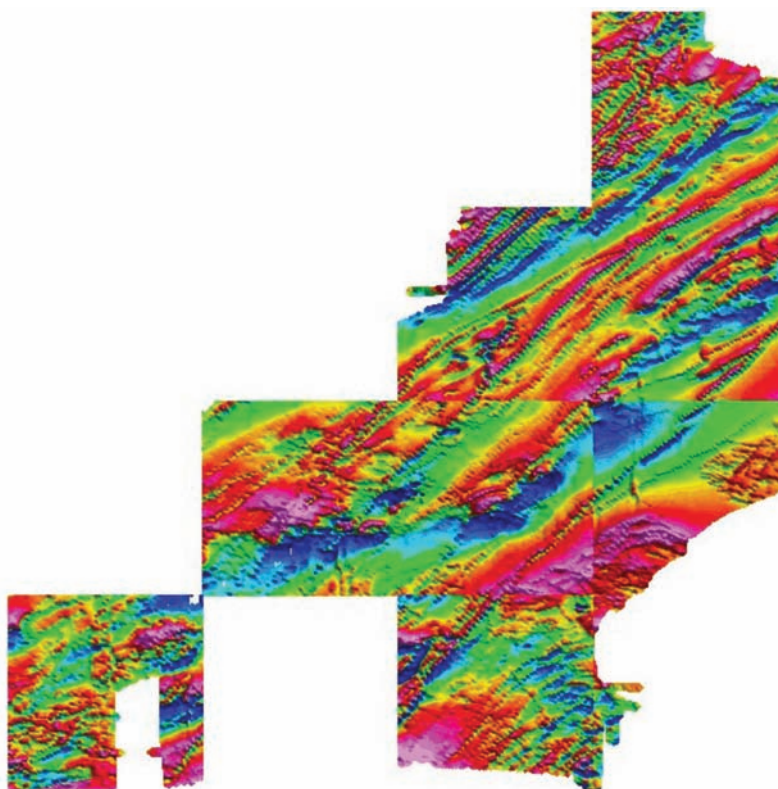


Figura 3.2 – Integração dos mapas de Intensidade de Campo Magnético Total para nove folhas do projeto Pronageo 2008 (Folha Três Rios – tema ausente)

A seguir serão descritas na forma de tópicos as principais feições geofísicas mapeadas na Folha São Fidélis e sua integração com feições geológicas. Os falhamentos e contatos identificados foram incorporados ao conhecimento geológico no formato vetorial *shape file*.

Magnetometria

Há uma forte correlação do strike NE das grandes anomalias magnéticas com as principais unidades geológicas aflorantes na folha.

Apesar do forte condicionamento NE das anomalias magnéticas foi possível mapear algumas anomalias de strike NW possivelmente associadas a falhamentos.

Gamaespectrometria

Os mapas radiométricos, em especial os de Tório e Potássio apresentam excelente correlação com o conhecimento geológico disponível. Essa informação pode ser extremamente útil na melhor definição dos contatos geológicos em futuros mapeamentos. Também é possível se observar um padrão de anomalias de direção NW associadas a falhamentos.

A Suíte Bela Joana mostra o empobrecimento de Urânio e Tório em relação ao Potássio. O contato entre esta unidade e a Unidade São Fidélis no sul

da folha é muito bem marcado, com esta última unidade sendo caracterizada, nessa porção da folha, por altos valores radiométricos e todos os elementos (cor branca no Ternário).

As lentes de mármore mapeadas na folha apresentam padrão radiométrico característico, com baixos valores radiométricos em todos os elementos.

Na porção nordeste da folha foi mapeada uma forte anomalia radiométrica de padrão aproximadamente circular. Foi aventada a hipótese de serem afloramentos da Fm. Barreiras. Esta hipótese foi investigada e comprovada em mapeamento geológico que definiu melhor o contato entre as unidades litológicas levando-se em conta a informação radiométricas.

3.2 - DESCRIÇÃO DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO

3.2.1 Coberturas Deformadas Neoproterozóicas

Grupo Andrelândia/Terreno Ocidental (NPaa)

A sucessão metassedimentar neste compartimento é representada pela Megasequência Andrelândia: Esta unidade caracteriza-se por uma associação de gnaisses de origem sedimentar com idade entre 1,0 e 0.79 Ga, com composição pelítica a semi-pelítica. Granada,

biotita e sillimanita, além quartzo, plagioclásio e K-feldspato constituem sua mineralogia principal. Zircão, turmalina, rutilo e apatita são acessórios comuns. Ortopiroxênio pode aparecer, indicando também o metamorfismo de alta temperatura. Texturas migmatíticas são freqüentes. Bancos métricos de quartzos e gonditos, e lentes menores de rochas calcissilicáticas de cor verde são comuns.

Grupo Bom Jesus do Itabapoana/Domínio Cambuci-Terreno Oriental (NPbjgn e NPCam)

A sucessão meta-vulcano-sedimentar, denominada de Seqüência Bom Jesus do Itabapoana compreende as seguintes duas unidades litológicas, que se alternam em escala de mapa e afloramento:

(anfibólio)-biotita gnaisses bandados com níveis máficos, que se alternam ritmicamente em camadas milimétricas a centimétricas (raramente métricas). As bandas félsicas quartzo-feldspáticas tem composição granodiorítica a tonalítica, As bandas máficas são ricas em biotita com inclusões de magnetita, e muitas vezes possuem hornblenda. O aspecto da sucessão em campo, associado ao bandamento e composição sugerem que este pacote possa representar alguma contribuição vulcânica ou vulcano-sedimentar Esta unidade aflora mais para o topo do pacote gnaisses pelíticos a semi-pelíticos, migmatíticos, com sillimanita e granada. Os leucossomas gerados por fusão parcial variam de composições granodioríticas a graníticas, e assume ora cores esverdeadas, com OPX, ora cores brancas, com biotita. O quartzo apresenta comumente inclusões de rutilo. Granada e sillimanita, além de restitos de biotitito e rochas máficas são encontrados. Estes gnaisses pelítico a semi-pelítico possui intercalações métricas a centimétricas de mármore, rochas calciossilicáticas, gonditos e anfíbolitos. Os mármore são dolomíticos (Figura 3.3) e apresentam olivina, diopísio e flogopita. Talco e titanita ocorrem no contato com camadas silicosas intercaladas no mármore. O contato do mármore com os gnaisses encaixantes é caracterizado por uma rocha pematóide, contendo megacristais de quartzo, feldspato, diopsídio, e mais raramente granada.



Figura 3.3 – Nódulos de apatita em mármore dolomítico do Domínio Cambuci, situado na Serra da Aliança, extremo noroeste da folha

A sucessão meta-vulcano-sedimentar acima descrita é cortada por diversas rochas granitóides. O conjunto mais antigo, denominado de Complexo Serra da Bolívia (δ 1- pré-colisional), compreende diversos ortognaisses metaluminosos. Dados preliminares litogeoquímicos indicam pelo menos duas suítes magmáticas, que compreendem granito-granodiorito-diorito e granodiorito-sienito-monzonito-quartzo monzonito, além de gabro noritos. Muitas vezes, os ortognaisses possuem coloração esverdeada, e nestes casos, o OPX é a fase máfica predominante. Os dados litogeoquímicos indicam que estas suítes são representantes de magmatismo calcioalcalino com assinaturas típicas para arcos magmáticos.

Grupo Italva (NP3itma e NP3itsj)

As unidades da Klippe de Italva foram descritas anteriormente por diversos autores, com distintas propostas de nomenclatura litoestratigráfica. Destacam-se os trabalhos de pioneiros de Rosier (1957, 1965), Menezes (1973,1975), bem como os trabalhos resultantes do Projeto carta geológica do estado do rio de Janeiro, realizado pelo DRM, nos quais para a unidade em questão podemos citar Costa et al. (1978a, 1978b), Matos et al (1980), e Sad & Dutra (1988), que incluíram esta unidade no complexo Paraíba do Sul. Estes últimos autores apresentaram dados litogeoquímicos inéditos e sugeriram pela primeira um ambiente tectônico de *back-arc* para o conjunto. Posteriormente, Machado Filho et al. (1983) separaram este conjunto do Complexo Paraíba do Sul e batizaram este conjunto de Grupo Italva, subdividido nas unidades mapeadas no projeto carta geológica do estado. Neste trabalho, utilizaremos esta denominação, pois concordamos com a proposta de machado Filho, que individualizou este conjunto como uma unidade diferente.

O Grupo Italva é composto por um conjunto meta-vulcanossedimentar, rico em mármore e anfíbolitos. Contrastando com os outros compartimentos descritos, o metamorfismo principal não ultrapassa os limites da fácies anfíbolito, e a deformação principal é moderada, caracterizadas por uma xistosidade grossa, além de dobras recumbentes a reclinadas, que podem ser visualizadas inclusive na escala do mapa.

A sucessão basal do Grupo Italva é composta por granada-anfibólio-biotita-gnaisses bandados na base, com intercalações centimétricas a métricas de rochas calciossilicáticas e anfíbolitos, além de intercalações menos frequentes de sillimanita-muscovita-quartzo-xistos. Mais para o topo, os gnaisses vão ficando mais mesocráticos e chega a atingir composição global tonalítica, com maior proporção de hornblenda. Próximo ao contato com a unidade intermediária, começa a ocorrer lentes métricas de mármore de coloração branca. O

bandamento e a composição mineralógica destes gnaisses sugerem contribuição vulcanoclástica.

A sucessão intermediária do Grupo Italva compreende um espesso pacote metacarbonático, com espessuras entre 500 a 1000 metros. Em seguida sucedem-se espessos bancos de mármore. Além de mármore ocorrem anfibolitos, rochas calciossilicáticas, biotita gnaisses e bandas quartzofeldspáticas. Os mármore variam de dolomíticos a calcíticos, e possuem grande variação textural e granulométrica, indo desde mármore finos bandados, com acamamento composicional (S0) centimétrico até mármore grossos, com textura sacaroidal e acamamento decamétrico. Texturas primárias parcialmente preservadas indicam ambientes de plataforma carbonática rasa, com estruturas primárias preservadas que sugerem estromalitos.

Os mármore são compostos por carbonatos (calcita dolomita), quartzo, tremolita-actinolita e micas (incluindo flogopita). Palhetas de grafita e pirita são minerais acessórios freqüentes. Os anfibolitos compreendem hornblenda verde azulada, plagioclásio, titanita, quartzo e minerais opacos não determinados. Alguns bancos de rochas máficas possuem intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio. Grandes jazidas de mármore são explotadas nesta unidade, principalmente nas regiões de Macuco-Euclidelândia e Italva.

Os anfibolitos ocorrem em camadas centimétricas a métricas intercaladas com os mármore e com os gnaisses deste compartimento tectônico. São constituídos por hornblenda, plagioclásio, quartzo, titanita, epidoto, clinozoisita, zircão e opacos. Os contatos irregulares com as camadas de mármore, observados em algumas pedreiras da região, sugerem o preenchimento de superfícies erosivas irregulares do pacote sedimentar, indicando provavelmente processos eruptivos. Dados litogeoquímicos obtidos por Ragatky et al. (2003) indicam protólitos de basaltos toleíticos, variando entre E-MORB a N-MORB. Dados U-PB/TIMS de Heilbron & Machado (2003) para estes anfibolitos resultaram em uma idade de cristalização de ca. 840 Ma e indicações de retrabalhamento metamórfico em ca. 501 Ma. Variedades ultramáficas ocorrem subordinadamente nestes anfibolitos. Neste caso são constituídas praticamente de biotita, anfibólio.

As rochas calciossilicáticas ocorrem como camadas centimétricas intercaladas nos gnaisses. São compostas por quartzo, plagioclásio, diopsídio, granada, hornblenda e biotita.

O topo desta sucessão ocupe a posição central da estrutura sinformal da Klippe de Italva. Compreende (granada)-hornblenda-biotita gnaisses leucocráticos a mesocráticos, com bandamento composicional centimétrico a métrico. Veios leucossomáticos foram observados. Intercalações de rochas anfibolíticas ocorrem em todo o conjunto.

Grupo São Fidélis (NPsfbgn, NPsfan e NPsfkz)

O conjunto metassedimentar foi subdividido em três unidades. A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis, terminologia amplamente usada na literatura. Esta unidade compreende biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e localmente cordierita. Normalmente estão muito migmatizados (Figura 3.4), sendo freqüentes texturas metatexíticas, com leucossomas portadores de granada peritética, e subordinadamente cordierita. Lentes de rochas calciossilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos ocorrem.



Figura 3.4 – Aspecto mesoscópico de granada-biotita gnaisses da Unidade São Fidélis em afloramento a norte da cidade homônima, mostrando lentes leucossomáticas centimétricas ricas em granada



Figura 3.5 – Aspecto macroscópico de afloramento da Unidade São Sebastião do Alto mostrando intercalação entre níveis de sillimanita-granada-biotita gnaisses e níveis quartzíticos. Corte de estrada a norte da cidade de São Fidélis, próximo à Fazenda Dois Rios

A unidade superior, aqui denominada Unidade São Sebastião do Alto, compreende (granada)- (hornblenda)-biotita gnaisses bandados, com freqüentes camadas centimétricas a métricas de

quartzitos feldspáticos a puros (Figura 3.5). Em algumas regiões estas intercalações se tornam muito espessas, atingindo até 120 m. Dados U-Pb/LA de zircões detríticos destes quartzitos foram obtidos por Valladares et al. (2007), e indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Dados Shrimp obtidos por Schmitt et al (2005) para gnaisses desta unidade indicam também deposição no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e do Arco Magmático Rio Negro. Além de quartzitos, lentes de rochas calcissilicáticas, gonditos e anfibolitos foram descritas.

3.2.2 - Granitóides Relacionados ao Brasileiro

Numerosos corpos plutônicos metamorfoisados e foliados ocorrem no Domínio Costeiro do Terreno Oriental. O conjunto de maior expressão areal está representado pelas Suítes Desengano (NP γ_{2ds}) e Bela Joana (NP γ_{2bj}) (Rego, 1989) que englobam gnaisses porfiríticos (Figura 3.6) e charnockitos porfiríticos (Figura 3.7). Estas suítes ocorrem em uma faixa que se estende desde Santa Maria Madalena até o Rio Muriaé. O tipo litológico mais comum é o (opx)-biotita granito porfirítico, foliado, com fenocristais de K-feldspato e plagioclásio, subordinadamente, que atingem 8 cm de comprimento. Variações na coloração de cinzento a esverdeado ocorrem com frequência. Nos últimos, o ortopiroxênio a fase mineral máfica estável. Englobam lentes dos metassedimentos das duas unidades acima descritas e seus contatos são claramente intrusivos.



Figura 3.6 – Detalhe de afloramento de biotita gnaiss porfirítico da Unidade Desengano com foliação penetrativa e fenocristais centimétricos de K-feldspato

Em geral, nas proximidades desde corpos porfiríticos e encaixados nos paragneisses do Grupo São Fidélis, ocorrem numerosos corpos de leucognaisses mais ou menos foliados (Figura 3.8), e por vezes possuem coloração esverdeada (leucognaisses charnockíticos). Estes granitóides, aqui denominados de Suíte Cordeiro (NP γ_{2gnco}), possuem

idades entre 580 e 560 Ma, e são interpretados como representantes do magmatismo sin-colisional deste setor do orógeno. ($\delta 2$ -sin-colisão I).

A Suíte Angelim (NP γ_{2ag}) é composta por hornblenda-biotita gnaiss tonalítico homogêneo (Figura 3.9), mesocrático foliado, com granada milimétrica a centimétrica ocorrendo de forma local e fenocristais de plagioclásio orientado segundo a foliação principal. Possui textura granoblástica inequigranular interlobulada e granulação média a grossa.



Figura 3.7 – Afloramento de gnaiss granulítico esverdeado da Unidade Bela Joana cortado por veios hololeucograníticos na Pedreira de Itereré, a leste da folha



Figura 3.8 – Aspecto mesoscópico de granada-biotita leucognaiss de composição granítica rico em granada milimétrica



Figura 3.9 – Biotita-hornblenda gnaiss tonalítico mesocrático, com aspecto homogêneo da Suíte Angelim

Intercala-se a este gnaiss tonalítico, bandas félsicas de composição granítica, localmente ricas em granada. Os contatos entre as bandas leucograníticas e tonalíticas são marcados por injeções lenticulares de quartzo. Bandas tabulares e rochas anfíbolíticas ocorrem intercaladas com estas rochas e são geralmente bordejadas por gnaisses mesocráticos quando em contato com o leucogranito.

O Complexo Serra de São Pedro (NP γ_2 pe) ocorre a leste da cidade de São Fidélis e é constituído por um conjunto de ortognaisses mesocráticos, com arranjo inequigranular, por vezes chegando a porfirítico, que diferencia-se da Suíte Desengano pela grande quantidade de hornblenda observada. Com frequência possui coloração esverdeada onde ortopiroxênio está presente, indicando ter sido metamorfisado em fácies granulito. Muitas vezes estas rochas ocorrem com texturas migmatíticas e apresentam leucossomas centimétricos ricos em granada e subordinadamente com ortopiroxênio. Neste complexo é comum a ocorrência de trilhas de enclaves de rochas metagabroicas de espessuras decimétricas a métricas, por vezes boudinadas, além de enclaves centimétricas de rochas calcissilicáticas.

3.2.3 - Magmatismo Intraplaca da Quebra do Gondwana e Reativações Posteriores (Cretáceo Superior—Paleógeno)

Diques de diabásio - K β sm

Trata-se de um conjunto de diques de rochas básicas toleíticas de direção ENE, pertencentes ao Enxame de diques da Serra do Mar. (ca. 130 Ma). Os termos petrográficos compreendem variações desde micro-gabros, diabásios e basaltos. Os tipos faneríticos podem conter variedades com texturas ofíticas a porfiríticas. Os maiores corpos estão na porção SE da folha, e possuem excelente resposta nos mapas derivados de dados aero-geofísicos,

3.2.4 - Coberturas sedimentares terciárias (ENb)

Estas coberturas sedimentares terciárias são correlacionadas ao Grupo Barreiras que é uma unidade que ocorre ao longo da faixa costeira do Brasil, desde o Estado do Amapá até o Rio de Janeiro, caracterizando-se pela ocorrência quase contínua e pela regularidade geomorfológica. Ocorre na porção sudeste da folha e é constituído por sedimentos argilo-arenosos de coloração vermelho-amarelada, sendo um pouco quartzoso e por vezes laterítico.

3.2.5 Coberturas sedimentares cenozóicas (Qca)

Inclui sedimentos do rifte paleógeno e coberturas pleistocênico-holocênicas. No conjunto

mais antigo incluem-se sedimentos clásticos continentais representados principalmente por psamitos e ruditos fluviais e de leques aluviais. Dentre as coberturas holocênicas incluem-se depósitos fluviais encontrados nas margens dos grandes rios.

3.3 - PETROGRAFIA DAS UNIDADES DE MAPEAMENTO

3.3.1 Coberturas Deformadas Neoproterozóicas

Grupo Andrelândia/Terreno Ocidental (NPaaa)

Na Folha São Fidélis o Grupo Andrelândia é constituído por rochas da Unidade Arcádia-Areal e consiste de (sillimanita)-granada-biotita gnaisses bandados, com muitas intercalações de quartzitos, rochas calcissilicáticas, rochas meta-máficas, gonditos e ocorrências de sulfetos disseminados.

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

O quartzito 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 anfíbolito 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.

Grupo Bom Jesus do Itabapoana/Domínio Cambuci-Terreno Oriental (NPbjgn e NPcam)

Unidade Bom Jesus do Itabapoana (NPbjgn)

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 gnaisse, sillimanita-granada-biotita gnaisse, anfíbolito, rocha calcissilicática, gôndito e olivina-diopsídio mármore.

Os gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana 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 porfiroblastos 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 a ultramilonítica. 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.

Mármore (NPcam)

Ocorre em lentes descontínuas não mapeáveis, hospedadas em gnaisses da Unidade Bom Jesus do Itabapoana e em camadas maiores, aflorante a noroeste da folha. 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, 1993): carbonato (predominantemente 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 anfíbolitos (bandas centimétricas a decimétricas).

Grupo Italva (NP3itma e NP3itsj)

Grupo Italva - Unidade Macuco (NP3itma)

O Grupo Italva é composto por um conjunto metavulcano-sedimentar, rico em mármore e anfíbolitos, com o metamorfismo principal não ultrapassando os limites do fácies anfíbolito, com

deformação principal moderada, caracterizada por uma xistosidade grossa, e presença de dobras recumbentes a reclinadas. Os gnaisses do Grupo Italva se apresentam de duas formas distintas: homogêneos ou bandados. Estes tipos se alternam em várias escalas e apresentam contatos gradacionais entre si.

Os gnaisses homogêneos são ricos em quartzo e contêm granada, muscovita, biotita, e, pontualmente, hornblenda. São leucocráticos, finos e de composição granítica a granodiorítica, com raras intercalações de rochas calcissilicáticas, anfíbolitos e sillimanita-muscovita-quartzo-xistos. Sua textura é granoblástica, com raras palhetas de biotita e granadas milimétricas disseminadas ou concentradas em faixas concordantes com a foliação. São tipos porfiroblásticos que apresentam cristais centimétricos de plagioclásio e granada. Remobilizados quartzosos com mica branca e granada são comuns. A foliação é pouco penetrativa, definida por orientação incipiente de cristais de biotita e porfiroblastos de feldspato. O processo de fusão parcial do gnaisse é incipiente, arranjado em lâminas e bandas paralelas de melanossoma com biotita e hornblenda e leucossoma quartzoso, porfiroblástico ou equigranular contendo hornblenda ou granada+muscovita.

A composição mineralógica é denotada pela presença de quartzo, plagioclásio, k-feldspato (microclina e ortoclásio), biotita e granada. Minerais opacos, zircão e apatita ocorrem como minerais acessórios. Observa-se um produto de alteração secundária (saussurita), a partir do plagioclásio.

O plagioclásio tem hábito tabular-prismático com terminações hipídio à xenoblásticas em geral fraturados. Aqueles que ocorrem inclusos, principalmente em cristais de microclina, têm hábito arredondado. Observa-se contato tríplice entre os grãos de plagioclásio. Caracteriza-se pela presença de saussurita de forma intensa ou na maior parte das vezes de forma moderada. Presença da geminação em cunha pode estar evidenciando a submissão do grão a uma intensa força de *stress*. Há a interferência da geminação baveno e manebach. Em determinados casos, grãos maiores apresentam zonamento centro-borda.

O quartzo é xenoblástico de granulometria variando de média à grossa (entre 1,8 a 4 mm). Ocorrem como grãos de formas amebóides à interlobulados, que podem estar envolvendo outros minerais. Apresenta sistematicamente extinção ondulante. Os grãos de quartzo que se apresentam inclusos, são de granulometria fina (aproximadamente 0,3 mm) e possuem formas sub-arredondadas à arredondados. Estas inclusões de quartzo ocorrem em plagioclásio e microclina. Eventualmente, ocorrem grãos com formas retangulares (*ribons*) e dispostos sub paralelamente aos planos penetrativos da foliação.

A microclina tem hábito tabular apresentando-se pouco fraturada. Os grãos são hipidioblásticos e mais raramente xenoblásticos. Sua granulometria

varia de fina à média (entre 0,4 a 1,4mm) com eventuais porfiroblastos de até 2,0cm, que em geral englobam grãos de plagioclásio, biotita e granada atribuindo um caráter poiquiloblástico ao conjunto. A geminação característica (tartan) em quase todos os cristais de microclina é difusa, porém, ainda de fácil visualização. Observa-se mimerquita entre o contato de plagioclásio e microclina (gotículas e exsoluções de sílica de hábito vermiforme).

O ortoclásio ocorre em grãos de hábito tabular, é hipidioblástico sendo que as faces em contato com quartzo são xenoblásticas. A geminação do tipo Carlsbad está presente em alguns cristais. Sua granulometria é fina (aproximadamente 0,6mm). Tem volume restrito.

A biotita apresenta-se de forma bastante variada. No primeiro tipo, os cristais têm hábito planar com terminações xenoblásticas a hipidioblásticas, com cores que vão do amarelo ao marrom passando matizes do castanho. A orientação destes cristais é definida por dois sentidos preferenciais. Alguns cristais podem ocorrer imbricados e orientados caracterizando um plano de foliação. Formam contatos retilíneos e/ou penetrativos com outros minerais. Por vezes, está inclusa em grãos de plagioclásio. Outra forma de ocorrência é uma biotita hipidioblástica que possui cores marrom escuro a vermelho, com pouco ou total ausência do pleocroísmo. Neste caso as clivagens não são observadas e os cristais não seguem um sentido preferencial de orientação. Em ambos os casos, a granulometria varia de fina à média (0,3 a 1,8mm). Por fim, outro tipo de biotita ocorre em menores proporções. Possui pleocroísmo com variações de tonalidades do verde ocorrendo em contato com granada e muscovita.

A granada apresenta-se com granulação variando de fina a média, com formas sub arredondadas e muito fraturadas. Cristais de quartzo, plagioclásio e minerais opacos ocorrem inclusos, portanto, é atribuído a este mineral o caráter poiquiloblástico. Presença de material avermelhado em suas fraturas (provavelmente óxido de ferro) é feição comum. Ocorre associada com muscovita hipidioblástica e a grãos de biotita de coloração mais avermelhada.

Os minerais opacos são predominantemente hipidioblásticos e em menores proporções são idioblásticos de hábito quadrático. Subordinadamente assumem formas arredondadas. Sua granulometria é invariavelmente fina. A apatita ocorre como grãos idioblásticos à hipidioblásticos de hábito prismático de granulação fina. Zircão é idioblástico, tem granulometria fina e é caracterizado pelo hábito acicular e, subordinadamente, por se apresentar com formas arredondadas.

Os gnaisses bandados predominam na parte superior da seqüência, próximo aos mármore, ou na parte inferior, nas proximidades do contato de natureza gradacional com as rochas do Complexo Rio Negro, sugerindo que estes gnaisses tenham como

protólito rochas vulcânicas do arco magmático. A petrografia dos litotipos é anisotrópica sendo caracterizada pelo bandamento de níveis de composição predominantemente quartzo-feldspáticos alternando-se com níveis de espessura mais fina e constituídos basicamente por biotita orientada. São gnaisses mesocráticos, de composição tonalítica, com quartzo, biotita, hornblenda, plagioclásio e ortoclásio (eventual). A natureza do bandamento pode ser primária ou por migmatização. São rochas equigranulares, de granulação média.

Grupo Italva - Unidade São Joaquim (NP3itsj)

Regionalmente, o restante do pacote sedimentar do Grupo Italva é representado por uma seqüência metacarbonática com espessuras entre 500 e 1000 metros. Os mármore são esbranquiçados e podem ser dolomíticos ou calcíticos, não havendo predominância de um tipo sobre outro. Os mármore dolomíticos são 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 original) contêm palhetas de flogopita, cristais euédricos de olivina serpentinizada e de pirita, grãos cloritizados de diopsídio. Até 1/3 da espessura da seqüência metacarbonática é ocupado por intercalações de anfíbolitos, rochas calcissilicáticas e bandas quartzo-feldspáticas finas ou pegmatóides. As rochas calcissilicáticas são compostas por quartzo, plagioclásio, diopsídio, granada, hornblenda e biotita. Os anfíbolitos ocorrem em bandas métricas que desenvolvem uma borda de reação com mármore contendo epidoto e biotita. São constituídos por hornblenda verde azulada, plagioclásio, diopsídio, quartzo, ± titanita, clinozoisita, epidoto, zircão e opacos. Alguns bancos de rochas máficas possuem intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio. Uma variedade melanocrática de anfíbolito contendo hornblenda e biotita em absoluta predominância ocorre em todas as pedreiras da região de Italva. Este tipo de anfíbolito ocorre em lâminas e filmes milimétricos que acompanham a estratificação original dos carbonatos, mesmo quando ela apresenta irregularidades (massas quartzo-feldspáticas), como possíveis construções silico-aluminosas algais (trombolitos). Este arranjo sugere um protólito para os anfíbolitos melanocráticos na forma de cinzas-lapilli. Entretanto estes conjuntos litológicos não foram observados na área de mapeamento.

Grupo São Fidélis (NPsfkz e NPsfbgn)

Unidade São Fidélis - kinzigito (NPsfkz)

A Unidade São Fidélis – kinzigito é caracterizada por um granada-biotita gnaisse que

pode ou não conter sillimanita, com cor variando de cinza claro a cinza escuro, mostrando-se castanha quando alterada. Sua granulação varia de fina a média podendo apresentar porfiroblastos grossos. A orientação preferencial dos grãos de biotita junto com os grãos tabulares de plagioclásio atribuem à rocha textura granolepidoblástica e xistosidade conspícua. Observa-se também textura migmatítica. Em algumas porções observa-se porfiroblastos de granada e grãos de quartzo recristalizados.

A rocha é marcada por um bandamento composicional, no qual as bandas leucocráticas (de aproximadamente 3 cm de espessura) são ricas em grãos de plagioclásio, K-feldspato e quartzo, e as bandas melanocráticas (de aproximadamente 2mm de espessura) são marcadas por biotita e granada.

A petrotrama dos litotipos é anisotrópica com predomínio de texturas granolepidoblásticas (eventualmente granonematoblástica), podendo apresentar granada como porfiroblasto. A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, granada, com sillimanita eventual, zircão e minerais opacos como minerais acessórios. Sericita e muscovita ocorrem como produtos de alteração ou formados por metamorfismo retrógrado.

O plagioclásio é hipidioblástico, com granulação média ou fina quando na matriz. São grãos tabulares, deformados com geminações complexas.

O quartzo xenoblástico, de hábito granular, apresenta-se ora em fitas, ora em finos grãos que se intercalam com grãos de biotita. Por vezes, bordejam os grãos de granada e podem ainda ocorrer como inclusões de variadas formas em poiquiloblastos de granada.

O K-feldspato é hipidioblástico em grãos fraturados, muitas vezes, com presença de sericita. É possível observar inclusões de grãos de biotita, sillimanita e zircão, atribuindo ao ortoclásio caráter poiquilítico.

A biotita possui cor marrom e hábito tabular com terminações hipidioblásticas a xenoblásticas, definindo planos de foliação. Por vezes, cresce inclusa ou no entorno de grãos de granada.

A granada ocorre como porfiroblastos de granulação média a grossa de hábito arredondado, fraturada, rica em inclusões, principalmente de quartzo e biotita caracterizando-a como poiquiloblastos. Em sua borda é comum a presença de grãos de biotita, sillimanita e quartzo.

A sillimanita tem hábito acicular, por vezes, prismático, ocorrendo no entorno dos grãos de granada ou inclusa nos mesmos. Os minerais opacos são xenoblásticos, raramente apresentam-se arredondados.

Enclaves de rocha calcissilicática

A rocha tem granulação fina à média, textura equigranular, e está levemente orientada, orientação

esta denotada pelo arranjo de grãos hipidioblásticos de plagioclásio e biotita. A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, hiperstênio e granada como minerais principais, e zircão e titanita como minerais acessórios.

Unidade São Fidélis - (sillimanita)-biotita gnaiss (NPsfbgn)

Esta unidade, pertencente ao Grupo São Fidélis, é caracterizada pela presença de um biotita gnaiss por vezes migmatítico, com quantidades variáveis de granada e sillimanita, que frequentemente ocorre intercalado com níveis centimétricos a decamétricos de quartzito. São litotipos leucocráticos a mesocráticos, com bandamento composicional dados pela intercalação de bandas máficas ricas em biotita e bandas félsicas ricas em quartzo e feldspatos. A heterogeneidade dos tamanhos dos grãos é facilmente notada, dando à rocha uma textura inequigranular, com granulação variando de fina a grossa.

A petrotrama dos litotipos é anisotrópica com predomínio de texturas granolepidoblásticas, podendo apresentar granada como porfiroblasto. Contém foliações contínuas podendo ser observado ocasionalmente, junções poliedrais tríplices em 120° e, por vezes, apresentando ainda, grãos de quartzo interlobulados.

Seu bandamento gnáissico mostra níveis de composição predominantemente quartzo-feldspática alternando-se com níveis de espessura mais fina e constituídos basicamente por grãos de biotita orientados. Por vezes, a biotita não gera o bandamento, podendo apresentar-se disseminada na rocha.

A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, K-feldspato, biotita, sillimanita e granada. Minerais opacos, zircão e apatita ocorrem como minerais acessórios. Observa-se saussurita a partir de alteração do plagioclásio. Biotita se apresenta levemente alterada.

O plagioclásio tem hábito tabular-prismático com terminações hipídio à xenoblásticas. Duas gerações de plagioclásio puderam ser identificadas. Uma delas representada por grãos límpidos, com planos de geminação espaçados e outra, com grãos de menor definição, que se mostram levemente saussuritizados, podendo não apresentar planos de geminação.

O quartzo é xenoblástico de granulometria variando de média à grossa (entre 1,8 a 4mm). Ocorrem como grãos de formas amebóides à interlobulados. Frequentemente observa-se formação de “novos grãos”. Ainda em relação à terminação dos grãos, podem ser observadas terminações interdigitadas produzidas por processos de recristalização. Inclusões de quartzo ocorrem em plagioclásio e granada e possuem granulometria

fina (aproximadamente 0,3mm), e formas sub-arredondadas a arredondadas.

O K-feldspato se apresenta com hábito tabular e pouco fraturado. Os cristais são hipidioblásticos e raramente xenoblásticos. Sua granulometria varia de fina à grossa (entre 0,5 a 4 mm). Podem ocorrer como porfiroblastos de até 1,0cm, o qual engloba cristais de plagioclásio, biotita e granada atribuindo um caráter poiquiloblástico ao grão. Raramente mostra-se geminado. Observa-se mirmequita presente nas regiões de contato entre plagioclásio e K-feldspato.

O principal mineral máfico presente na rocha é a biotita que ocorre como grãos de hábito planar com terminações xenoblástica a hidioblástica. Tem cor variando de castanho escuro a marrom e é comum o crescimento de biotita no entorno dos grãos de granada. Podem ocorrer definindo planos de foliação, bem como de forma mais espaçada, porém ainda orientada em um sentido preferencial.

A sillimanita apresenta-se principalmente em grãos aciculares, entretanto, grãos de hábito tendendo ao tabular também são observados. Seus grãos aciculares formam agregados finos que podem ocorrer contornando biotita ou granada.

A granada tem granulometria média a grossa com grãos de até 2,0mm. Tem formas sub-arredondadas, por vezes com texturas xenoblásticas, e ocorre muito fraturada. Grãos de quartzo e biotita podem ocorrer inclusos dando a este mineral um caráter poiquiloblástico. Nota-se a presença de material avermelhado em suas fraturas (provavelmente óxido de ferro).

Os minerais opacos são predominantemente hipidioblásticos e em menores proporções são idioblásticos de hábito quadrático. Subordinadamente assumem formas arredondadas. Sua granulometria é invariavelmente fina.

A apatita ocorre como grãos idioblásticos a hipidioblásticos de hábito prismático. Ocorre fraturada. Sua granulação é fina (aproximadamente 0,2mm). Está em contato retilíneo e penetrativo com outros cristais de apatita, plagioclásio e biotita.

O zircão é idioblástico, sendo caracterizado pelo hábito acicular e, subordinadamente, apresentam formas arredondadas. É de granulometria muito fina (aproximadamente 0,05mm). Ocorre em contato retilíneo com cristais de apatita e plagioclásio.

Parte deste conjunto de rochas é representada ainda por um muscovita quartzito. É uma rocha de granulação variando de fina a média, com textura granoblástica conspícua. Sua composição mineralógica está representada por: quartzo (50%), plagioclásio (25%), muscovita (15%), biotita (5%), zircão (1%) e minerais opacos (4%).

O quartzo tem forma xenoblástica com hábito ameboidal, podendo incluir grãos de biotita e zircão. Pode mostrar-se fraturado, tem aspecto límpido e granulação média. O plagioclásio é hipidioblástico, de granulação média, sem geminação. A biotita tem

cor marrom, em grãos hipidioblásticos de granulação fina a média. A muscovita ocorre como grãos finos a médios, hipidioblásticos em geral associados a presença de biotita e plagioclásio.

3.3.2 - Granitóides Relacionados ao Brasileiro

Granitóides Pré-colisionais γ_1

Complexo Rio Negro (NP2 γ_1 rn)

Este conjunto litológico na região de São Fidélis é caracterizado pela presença de gnaisses homogêneos, e, mais restritamente, por gnaisses bandados e gnaisses com enclaves de máficos. Todos os tipos litológicos mostram contatos gradacionais entre si. Pode ocorrer ainda leucognaisses, gnaisses migmatitos e granitos tardios.

A análise modal dos diversos tipos gnáissicos amostrados revelou uma composição variada desde tipos tonalíticos (predominantes) a tipos graníticos. Trata-se de rocha composta de plagioclásio, quartzo e K-feldspato (microclina e/ou ortoclásio) em volumes variáveis. A biotita está sempre presente podendo ou não vir acompanhada de hornblenda. Os minerais acessórios mais comuns nessas rochas são apatita, zircão, mineral opaco e eventual titanita e allanita. É rara a presença de granada. Cloritização de biotita e sericitização e formação de muscovita a partir de plagioclásio é feição comum. Em geral, são rochas de inequívoca origem magmática, com textura equigranular-hipidiomórfica de granulação média.

O plagioclásio é abundante na maioria dos tipos analisados. Está caracteristicamente geminado pela Lei da Albita e, menos frequentemente, por Carlsbad. São grãos de hábito tabular tendendo a prismático, hipidioblásticos. Os gêmeos têm espessura variada podendo mostrar-se fortemente deformados. Pode estar alterado, principalmente a partir das fraturas e/ou dos planos de geminação (saussuritização). É conspícua a presença de exsolução de sílica em suas bordas, caracterizando assim um intenso processo de mirmequitização.

A microclina está presente em grande volume nos tipos mais ácidos (graníticos/granodioríticos). Ocorre dispersa na matriz, em volumes variáveis, como cristais de granulação que varia de fina a média. Quando ocorre como grãos intersticiais, mostra-se xenoblástica a hipidioblástica com hábito granular a tabular. Quando presente em maiores volumes, principalmente nos tipos graníticos, a granulação varia de média até grossa em grãos hipidioblásticos eventualmente peritéticos de caráter porfiroblástico. Neste caso, são grãos de hábito tabular a prismático eventualmente poiquiloblásticos.

O quartzo é abundante na rocha. Apresenta-se em grãos xenoblásticos bastante límpidos. Tem granulação variando de fina a média. Podem

ocorrer como inclusões em outras fases minerais e geralmente mostram extinção ondulante. A maior parte dos grãos possui contornos côncavo-convexos ou do tipo “embayment”. Exsoluções de sílica são frequentes, especialmente junto aos grãos de plagioclásio caracterizando o aparecimento de intercrescimento mirmequítico. O quartzo pode ocorrer ainda como inclusão ou intercrescido a grãos de hornblenda, quando estes se fazem presentes.

A biotita aparece em volumes apreciáveis como grãos tabulares e/ou prismáticos, de cor verde à parda, fortemente pleocróicos, com extinção reta e clivagens bem desenvolvidas nas seções prismáticas. Sua ocorrência nos tipos menos ácidos (composições tonalíticas a granodioríticas) associa-se à presença de hornblenda, titanita e minerais opacos, com os quais forma agregados. Seus grãos, principalmente quando ocorrem em seções basais, mostram inclusões de minerais opacos e quartzo. Exsoluções são observadas em alguns grãos. Ocasionalmente há crescimento de biotita nas bordas da hornblenda. Apatita e zircão podem ocorrer junto a seus grãos ou como inclusões.

A hornblenda quando presente tem cor verde intenso, forte pleocroísmo, que varia de verde escuro a verde claro. São grãos hipidioblásticos de hábito tabular a prismático. Seus grãos mostram contornos bem corroídos e os maiores deles são poiquilíticos. Sua ocorrência principal se dá nos tipos tonalíticos e quartzo-dioríticos em aglomerados junto com biotita, minerais opacos e titanita.

A titanita ocorre em grãos xenoblásticos com alta birrefringência e leve pleocroísmo, sempre em associação com os minerais opacos. Os minerais opacos ocorrem como grãos hipidiomórficos a idiomórficos, e formas octaédricas podem ser observadas. Relacionam-se à titanita, estando em geral nos seus núcleos. Podem ocorrer como exsoluções nas clivagens da biotita, onde o pseudomorfismo pode ser localmente observado.

A apatita e o zircão ocorrem como grãos finos idioblásticos com suas características habituais bem observáveis. Presentes mais comumente junto a aglomerados ou como inclusões em cristais de hornblenda e biotita. Allanita eventualmente está presente nos tipos mais ácidos.

Complexo Trajano de Moraes (NP γ_1 tm)

Os granitos a allanita (Grupo 5) apresentam granulação variando de fina até grossa. A mineralogia essencial é dada por quartzo, microclina, plagioclásio, ortoclásio, biotita, alanita e minerais opacos. Zircão, titanita, apatita ocorrem como minerais acessórios. Saussurita, clorita, muscovita e ocorrem como produto de alteração. O quartzo apresenta dois modos de ocorrência. No primeiro modo os cristais são xenoblásticos com sistemática extinção ondulante e invariavelmente

límpidos. O segundo modo ocorre incluso em plagioclásios e k-feldspatos, possuem formas arredondadas. O plagioclásio apresenta composição andesítica (An60-Ab40) estão frequentemente alterados e exibem um denso processo de nuvem saussurítização. A allanita ocorre em contato retilíneo, fraturando grãos dos minerais félsicos como: microclina, plagioclásio, ortoclásio e quartzo.

Uma característica marcante deste Complexo é a presença de numerosos corpos de diques, soleiras e corpos de forma extremamente irregular, de aplito e pegmatito, que injetam aleatoriamente as encaixantes. Tais corpos, que compreendem o Grupo 4, raramente ultrapassam 0,5 metros de espessura e sua persistência é discreta. Entrecruzam-se em várias direções, trancionam de aplito a pegmatito, injetando-se um no outro, ou seja, o material granítico pode cortar o material pegmatítico, e vice-versa. Por vezes o contato entre estes corpos e a encaixante é bem definido, porém em outras situações o contato é irregular e difuso. Corpos de diabásio ocorrem no complexo sob a forma de diques com direção NE-SW e serão abordados posteriormente.

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

O Grupo 2 tem ocorrências localizadas, composto por gradodioritos e microgranodioritos gnáissicos (plagioclásio, biotita, quartzo e ortoclásio). Esta unidade apresenta associação com anfíbolito (hornblenda, plagioclásio, diopsídio e biotita), além de intercalações com biotita-hornblenda-quartzo-diorito gnássico e augita-biotita-quartzodiorito gnássico.

Os hornblenda granodioritos são rochas mesocráticas com granulação fina a média e por vezes apresentam uma foliação incipiente dada pela biotita. Sua mineralogia principal é definida por: quartzo, plagioclásio, biotita, microclina e hornblenda. Os grãos de plagioclásio apresentam geminação difusa de baveno e manebach. Os minerais opacos estão associados com a biotita e por vezes apresentam hábito quadrático. A titanita, apatita e zircão ocorrem como minerais acessórios. A saussurita e a clorita ocorrem como minerais de alteração do plagioclásio e da biotita, respectivamente.

Os estudos dos afloramentos e das lâminas petrográficas desta unidade permitiu a definição

de cinco grupos composicionais compostos pelos (i) dioritos e quartzo diorito; (ii) hornblenda granodiorito; (iii) ortognaisses tonalíticos; (iv) allanita sienogranito; e (v) allanita monzogranito,

O Grupo 1 corresponde à dioritos foliados localmente porfiroblásticos (clots de minerais máficos), “injetados” por um hornblenda-granodiorito porfiroblástico, levemente foliado cortado por veios de granito rosado, e bolsões de pegmatito com turmalina. Essa injeção é sintectônica, e a porção félsica apresenta, freqüentemente, schlieren de minerais máficos. As rochas são constituídas, basicamente, por plagioclásio, biotita, que é o principal máfico, mas, por vezes proveniente do anfibólio (hornblenda), eventualmente clino, e mais raramente ortopiroxênio, além de quartzo, em proporções diminutas.

Os dioritos e quartzo-dioritos, ao microscópio, apresentam mineralogia essencial definida por grãos de quartzo invariavelmente xenomórficos e pouco frequentes, plagioclásio, biotita e hornblenda. Ocorre uma associação ente os minerais máficos, como a biotita, hornblenda e opacos; que formam segregados. Alguns cristais de hornblenda estão com as bordas corroídas pelo quartzo e plagioclásio. O plagioclásio é de composição andesina (método Michel-Levy), apresenta predominantemente geminação polissintética segundo a lei da albita e combinação albita-periclina. Os minerais opacos apresentam formas irregulares. Apatita ocorre em cristais bem formados e são raros os cristais prismáticos de zircão. Saussurita, clorita e muscovita são minerais secundários resultado da alteração da rocha.

O Complexo Trajano de Morais corresponde a um conjunto magmático metamórfico migmatizado constituído de rochas escuras, de granulação fina a média que exibem uma foliação muito acentuada ou até mesmo um fino bandamento, dado pela separação de minerais placóides e feldspato, produto de um provável processo de diferenciação metamórfica. O contato dessas rochas com os metassedimentos da Unidade São Fidélis está relacionado a falhas de empurrão. Plútons de composição granítica ocorrem no complexo e seus alojamentos estão associados a falhas.

Complexo Serra da Bolívia (NP γ_1 sb)

Esta unidade, que ocupa a posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci, foi definida como um complexo plutônico freqüentemente 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 região da Folha São Fidélis estas rochas ocorrem apenas na porção noroeste onde predominam 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, estas rochas adquirem textura milonítica a ultramilonítica. A transição de uma rocha praticamente não deformada para um milonito pode ser observada em zona de cisalhamento, onde um hornblenda-biotita gnaisse mostra textura milonítica com porfiroclastos milimétricos de feldspato e de hornblenda em matriz quartzo-feldspática fina com biotita preferencialmente orientada.

Suíte Imbé (NP γ_1 sb)

A Suíte Imbé se caracteriza pela presença de um hornblenda-biotita gnaisse com megacristais isolados de hornblenda verde anedral a subedral, biotita marrom a parda avermelhada também em megacristais, em alta concentração, e em cristais isolados ou em aglomerados na foliação. A granada ocorre em cristais límpidos e sillimanita (fibrolita) em bandas biotíticas localizadas. Megacristais de plagioclásio An_{32-49} (andesina) subedral, muitas vezes se apresentam sericitizado. Ocorre também megacristal de plagioclásio An_{54} (labradorita) antiperítico e há ainda um megacristal subedral de muscovita. Ortoclásio e microclina também ocorrem como megacristais, com mirmequita em suas bordas, porém microclina pode ocorrer em pequenos agregados poligonais intersticiais. Quartzo se apresenta em lentes ou na matriz granoblástica. Além disto, são observados allanita subedral, apatita, titanita, zircão (em biotita) ou em cristais eudrais (ou arredondados) isolados. Clorita ocorre como produto de alteração, a partir de biotita, ou em cristais isolados. Epidoto tem hábito anedral (c/núcleo de allanita) isolado ou incluso em hornblenda. Sericita ocorre como alteração de plagioclásio.

Granitos Sin-Colisão 1 (Sin-D1+D2)

Corpos no Domínio Cambuci/Terreno Oriental (NP γ_2 cksp)

A Suíte São João do Paraíso corresponde a corpos plutônicos de estrutura claramente diatexitica, 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. Essa unidade compreende de uma forma geral, leucocharnockitos/leucogranulitos, charnockíticos a enderbíticos verdes e leucogranitos/leucognaisses graníticos a tonalíticos branco a rosados.

As rochas dessa unidade são leucocráticas, têm caráter dominante homogêneo, granulação média a grossa, estrutura maciça e textura granoblástica (dominante) a porfiroblástica, cujos porfiroblastos de granada e/ou K-feldspato atingem dimensões de até 5 cm. Consistem de uma matriz quartzo-feldspática, geralmente com granada (e ortopiroxênio), comumente isotrópica, com *shlierens* 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 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. Texturas desde protomiloníticas a ultramiloníticas foram observadas.

Corpos no Domínio Costeiro/Terreno Oriental (NP γ_2 gnco, NP γ_2 ds, NP γ_2 pe, NP γ_2 ag, NP γ_2 bj)

Suíte Cordeiro (NP γ_2 gnco)

A rocha é leucocrática de cor branca e granulação variando de média à grossa. Possui aspecto homogêneo e caracteriza-se por apresentar uma textura granoporfiroblástica com recristalização, principalmente, dos grãos de quartzo e feldspatos. Apresenta estrutura gnáissica com bandamento composicional marcado por intercalações félsica/máficas. Eventualmente podem ser descritos litotipos transicionais entre o protólito metassedimentar pelítico (rochas da Unidade São Fidélis) e o granitóide gerado por fusão parcial deste conjunto.

A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, ortoclásio/microclina, biotita e granada. Minerais opacos, titanita eventual, apatita e zircão ocorrem como minerais acessórios. Sericita e muscovita apresentam-se como minerais fruto da alteração hidrotermal sofrida pelo conjunto destas rochas.

O plagioclásio tem granulação média a grossa quando em porfiroblastos quase sempre apresentando geminações de fino espaçamento em grãos deformados com sobrecrecimento sintaxial associado. Neste caso, são grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, fraturados, por vezes saussuritizados, principalmente quando em contato com o ortoclásio. Outra forma característica de sua ocorrência se dá em grãos médios, que ocorrem na matriz recristalizada.

Estes grãos são hipidioblásticos, de hábito tabular a arredondado, apresentam geminações espaçadas e mostram-se nada transformados (alterados), devendo se tratar de uma geração mais tardia desta fase mineral. Por vezes estes grãos mostram-se equilibrados com a microclina presente na rocha.

Dois tipos de K-feldspato puderam ser identificados: ortoclásio e microclina. O ortoclásio apresenta-se em grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, de hábito tabular a granular, e granulação média. Mostra-se quase sempre fortemente transformado tendo suas fraturas preenchidas por material sericítico. Estes grãos apresentam ainda contornos fortemente corrídos, tanto pela segunda geração do plagioclásio, quanto pelo quartzo. Presença de intercrescimento mirmequítico é observado em suas bordas. Outra característica é a existência de núcleos de ortoclásio em grãos de microclina ainda não totalmente estabilizados. Os grãos de microclina são caracteristicamente porfiroblastos, não tendo sido observados na matriz. São grãos de granulação média a grossa, com geminações não totalmente desenvolvidas, entretanto bem nítidas em parte dos grãos. São grãos hipidioblásticos de hábito tabular e terminações corroídas. Pode ainda adquirir caráter poiquiloblástico englobando quartzo ameboidal e arredondado e plagioclásio de segunda geração.

O quartzo apresenta-se quase sempre recristalizado, em grãos de granulação média, límpidos e formando estruturas fitadas. Ocorre na matriz ou como inclusão em outras fases minerais, principalmente K-feldspato e granada. Pode mostrar-se fraturados e seus contornos tendem a ser hipidioblásticos (quando recristalizados) a xenoblásticos, em grãos com forte corrosão.

A biotita tem cor marrom intenso, hábito tabular em grãos hipidioblásticos. Na faciologia mais próxima aos contatos com o protólito (Unidade São Fidélis) ocorrem os tipos mais enriquecidos neste mineral. Neste caso até mesmo uma foliação marcada pelo seu arranjo planar pode ser observada.

A granada tem caracter poiquiloblástico em grãos arredondados com terminações corrídas pelo quartzo (ao qual pode incluir) ou em contato com grãos de biotita. Mostram-se fraturados, com as fraturas sendo preenchidas por material escuro (óxido de ferro?). O zircão tem hábito prismático a arredondado. A apatita hábito acicular a prismático e os minerais opacos ocorrem em pequeno volume em grãos xenoblásticos dispersos pela matriz da rocha. Pode ser acrescentado ainda que parte da matriz da rocha (essencialmente formada pelas mesmas fases minerais descritas) pode se mostrar recristalizada gerando uma textura protomilonítica.

Enclave de rocha calcissilicática

Ainda nesta unidade foram descritos alguns enclaves de rocha calcissilicática. No campo são rochas

de cor verde escuro, muito duras de granulação fina e textura granolepidoblástica. Uma estrutura, ainda que não muito evidente em amostras de mão, pode ser observada no estudo ao microscópio. Neste caso pode ser observado um forte alinhamento de grãos de quartzo recristalizados, com contatos triplos, intercalados a grãos finos de piroxênio (diopsídio), granda, epidoto e titanita. A textura da rocha é granoblástica.

Sua composição mineralógica é dada por: quartzo hipídio a xenoblástico; plagioclásio hipidioblástico recristalizado; diopsídio hipidioblástico com clivagem conspícua nas duas direções; apatita; clorita; titanita; e minerais opacos.

Suíte Desengano (NP γ_2 ds) - Biotita gnaisse porfirítico

A rocha é mesocrática de cor variando cinza a cinza escuro com granulação variando de média à grossa. Parte dos grãos apresenta fraturas preenchidas por óxido de ferro. É um litotipo bastante homogêneo em seus aspectos de campo. Caracteriza-se ainda pela presença de textura granoblástica a granolepidoblástica (protomilonítica) com porfiroblastos de plagioclásio, quartzo e, por vezes, granada. Grãos de quartzo recristalizados, em forma de ripas hipidioblásticas, mostram-se orientados segundo a mesma direção dos grãos de biotita. Outro aspecto a ser referido é a presença de bandamento composicional, assinalado pela intercalação de bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas e bandas melanocráticas ricas em biotita. Presença de mirmequita também pode ser notada.

A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, microclina, biotita e granada, com hiperstênio, sillimanita muito eventual. Minerais opacos, epidoto e zircão ocorrem como minerais acessórios. Presença de carbonato e muscovita como produtos de alteração.

O plagioclásio é xeno a hipidioblástico, com granulação variando de média a grossa (porfiroblastos). Mostra-se deformado com presença de extinção ondulante e recristalização de grãos. Os porfiroblastos têm hábito tabular a prismático e apresentam geminações combinadas. Terminações de grãos corroídas são frequentes.

O quartzo apresenta-se xeno a hipidioblástico, por vezes, fraturado, porém mais constantemente formando fitas de material recristalizado. Extinção ondulante é comum em grãos de granulação média (porfiroblastos).

O K-feldspato pode ser tanto uma microclina que ocorre em grãos hipidioblásticos de granulação média e que se caracterizam por apresentarem geminação tipo Tartan bastante difusa. Intercrecimento mirmequítico é comum nas

proximidades dos grãos de microclina. Ortoclásio ocorre em menor volume, sempre em grãos hipidioblásticos de granulação média e apresenta grãos hipidioblásticos fraturados e recristalizados.

A biotita tem hábito tabular com terminações hipidioblásticas em grãos médios. Apresenta-se quase sempre em bandas máficas intercaladas a bandas quartzo-feldspáticas.

A granada mostra-se hipidioblástica fraturada, com hábito arredondado em grãos médios. Alguns grãos possuem caráter poiquiloblástico com inclusão de biotita e minerais opacos. Os minerais opacos apresentam-se hipídio a xenoblásticos formando grumos com biotita e granada.

Complexo Serra de São Pedro (NP γ_2 pe)

A rocha tem granulação variando de média a grossa e coloração variando entre cinza e verde escuro. Sua textura é granoblástica inequigranular interlobulada, eventualmente podendo ser equigranular. Recristalização dos grãos de plagioclásio e quartzo é feição comum, dando a rocha um caráter protomilonítico. Caracteriza-se por uma suave xistosidade dada pela orientação dos grãos de biotita. Apresenta uma matriz protomilonítica a milonítica de granulação fina. Localmente exibe bandamento composicional. O Complexo Serra de São Pedro é caracterizado pela presença de um hiperstênio-biotita gnaisse que pode ou não apresentar granada.

A análise ao microscópio permitiu a caracterização de uma variação textural-granulométrica. Apesar de não haver uma variação na composição mineralógica (apenas uma leve variação na moda da rocha), duas texturas puderam ser identificadas: uma granoblástica e outra granolepidoblástica. À primeira associa-se uma granulação fina a média e um percentual modal de máficos baixo. Já a textura granolepidoblástica tem granulação média a grossa e um volume de minerais máficos maior se comparado aos tipos granoblásticos.

Complexo Serra de São Pedro - Litotipo Granoblástico

O litotipo caracteriza-se por textura granoblástica (protomilonítica), podendo apresentar ortoclásio e granada, quando presente, como porfiroblastos. A heterogeneidade do tamanho dos grãos é facilmente notada, portanto, trata-se de uma rocha inequigranular com granulação variando de fina até grossa.

A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, ortoclásio, hiperstênio, biotita, hornblenda e granada. Minerais opacos e zircão ocorrem como minerais acessórios. Crescimento de sericita e de hornblenda pode estar associado a uma fase de metamorfismo retrógrado.

O plagioclásio tem hábito tabular com terminações variando de idioblásticas a xenoblásticas mostrando-se fortemente deformado. São grãos médios a grossos quando de caráter porfiroblástico e finos e recristalizados quando na matriz.

O quartzo apresenta-se em grãos hipidioblásticos a xenoblásticos, marcado por extinção ondulante. Alguns grãos apresentam-se levemente orientados. É constante a sua presença nas partes mais deformadas da rocha denotando a sua formação pelo processo de geração de subgrãos.

O ortoclásio é hipidioblástico de hábito tabular, pode apresentar-se e transformado para sericita. Grãos de caráter porfiroblástico são observados, por vezes incluindo plagioclásio que em sua borda gera intercrescimento mirmequítico.

O hiperstênio mostra-se bastante fraturado em grãos hipidio a xenoblásticos, de cor marrom e fortemente pleocróico. Ocorre associado à biotita e menos comumente à hornblenda. Forma junto com biotita e minerais opacos glómeros máficos.

A biotita apresenta hábito tabular e pode ou não estar orientada segundo uma direção preferencial. Tem cor variando de verde escuro a castanho escuro, altamente pleocróico. Eventualmente, pode ocorrer englobando grãos de zircão.

A hornblenda ocorre em grãos xenoblásticos, associada aos grãos de hiperstênio e biotita, evidenciando um retrometamorfismo.

A granada é de ocorrência eventual em grãos xenoblásticos de granulação média a grossa.

Complexo Serra de São Pedro Granolepidoblástico

Em relação à composição mineralógica não há diferenças entre este grupo de rochas e o anteriormente descrito. O que ocorre é apenas uma variação na textura que, neste caso, é do tipo granolepidoblástica com grãos de granulação média e hipidioblásticos a xenoblásticos. A moda da rocha também se mostra algo diferente já que estes litotipos se mostram um pouco mais enriquecidos em minerais máficos, principalmente biotita.

Suíte Angelim (NP γ_2 ag)

A Suíte Angelim é caracterizada pela presença de um hornblenda-biotita gnaiss de composição tonalítica predominante, de inequívoco protólito magmático. Trata-se de rocha cinza escura, de granulação variável, com presença de textura glomeroporfiroblástica. São litotipos que se caracterizam por serem mesocráticos, com bandamento composicional não muito definido. A heterogeneidade dos tamanhos dos grãos é facilmente notada, gerando textura inequigranular com granulação variando de fina até grossa.

Apesar de não haver uma variação na composição mineralógica, apenas uma leve variação na moda da rocha, o exame ao microscópio permitiu a caracterização de uma variação textural-granulométrica. Duas texturas puderam ser identificadas: uma granolepidoblástica e outra granonematoblástica. À primeira associa-se uma granulometria fina a média e um percentual modal de máficos (biotita e hornblenda) um pouco mais elevado. Já os tipos granonematoblásticos têm granulometria média a grossa e um volume de minerais máficos menor comparativamente aos tipos granolepidoblásticos. Ainda dentro desta unidade foi identificado um litotipo francamente granítico e muito pouco deformado, podendo tratar-se de fusão parcial dos tipos tonalíticos ou intrusões sin a tardi-tectônicas.

Tonalito Angelim Granonematoblástico

A petrografia deste litotipo é anisotrópica com predomínio de texturas granonematoblásticas, definidas predominantemente por arranjos entre grãos de hornblenda e plagioclásio. A presença de bandamento metamórfico no qual níveis de composição predominantemente quartzo-feldspática ocorrem alternados com níveis máficos formados por cristais de biotita e hornblenda, é restrita e a maioria das amostras analisadas possuem textura ígnea preservada. Muitas vezes o material máfico não chega a formar um bandamento composicional, podendo apenas se mostrar disseminado na rocha.

A composição mineralógica é dada pela presença de quartzo, plagioclásio, K-feldspato (microclina) e biotita como minerais principais e zircão, titanita, apatita e minerais opacos como minerais acessórios.

O plagioclásio tem hábito tabular com terminações hipidioblásticas a xenoblásticas e granulometria variando de média a grossa, com geminação espaçada, típica para composições intermediárias. Por vezes estas geminações mostram formas complexas e padrões de crescimento por syneusis também são observados. Outra característica é a limpidez dos grãos: muito pouca saussuritização foi observada. Alguns grãos mostram extinção ondulante como resposta à deformação imposta à rocha. Os grãos hipidioblásticos são aqueles que mostram geminações mais bem definidas e de grau de complexidade maior. Os grãos xenoblásticos são caracterizados por apresentar forte corrosão em suas bordas. Alguns poucos grãos assumem um caráter porfiroblástico, sendo que estes grãos apresentam complexas interações aparentando um processo de recristalização no estado sólido.

O quartzo é xenoblástico de granulometria variando de média à grossa. Ocorre como grãos de formas amebóides e globulados. Interdigitação entre quartzo e plagioclásio é comum, bem como contatos marcados por texturas de recristalização. Grãos de quartzo com extinção ondulante e

recristalizados, com formação de subgrãos e novos grãos também são observados. Por vezes os grãos de quartzo estão inclusos em outros minerais, principalmente plagioclásio e hornblenda, e neste caso tem granulometria fina, formas sub-arredondadas à arredondadas ou ocorrem ainda como bastonetes quando intercrescidos ao plagioclásio formando mirmequita.

O feldspato potássico é hipidioblástico a xenoblástico, de granulação média a grossa, com hábito tabular. Tem cor cinza, raramente geminado mas constantemente fraturado, sendo as fraturas preenchidas por quartzo ou eventual muscovita secundária.

Microclina também foi observada sempre em grãos finos, xenoblásticos, com geminação algo difusa, mas identificável. Deve se tratar de uma geração tardia de K-feldspato.

A biotita é hipidioblástica, de hábito tabular e granulometria variando de fina a média. Define junto com a hornblenda a débil foliação da rocha. Cresce contornando as bordas de aglomerados quartzofeldspáticos.

A hornblenda é hipidioblástica, podendo ser eventualmente xenoblástica, de hábito tabular em grãos de granulometria média. Apresenta-se quase sempre em seções que permitem a observação de pelo menos uma direção de clivagem. Com nicóis descruzados são de um verde oliva intenso e fortemente pleocróicas. Alguns grãos tem "comportamento" porfiroblástico e neste caso são comuns interações com quartzo.

Os minerais opacos apresentam-se em grãos finos, hipidioblásticos de hábito quadrático e volume subordinado. A apatita ocorre como grãos idioblásticos de hábito prismático a hexagonal. Com granulação fina e mostra íntima relação com a biotita do ponto de vista de sua ocorrência na rocha. O zircão é idioblástico, em grãos de hábito arredondado, e possui granulometria fina.

Tonalito Angelim Granolepidoblástico

Do ponto de vista da composição mineralógica não há diferenças entre este grupo de rochas e o anteriormente descrito. O que há é apenas uma variação na textura, neste caso do tipo granolepidoblástica, e da moda da rocha já que este grupo se mostra um pouco mais enriquecido em minerais máficos. Este grupo é caracterizado por grãos de granulação fina a média, hipidioblásticos, com os minerais máficos determinando de maneira mais objetiva a foliação da rocha.

Granito Equigranular

Outro litotipo descrito nesta unidade é um granito equigranular. Trata-se de rocha que não

apresenta características de ter sido metamorfisada. Sua composição mineralógica é dada por microclina em grãos médios, hipidiomórficos, com geminação bem marcada e hábito tabular, plagioclásio hipidiomórfico de hábito tabular a prismático, de granulação média, algo saussuritizado, quartzo xenomórfico de granulação média, hábito ameboidal com bordas corroídas, rara biotita em grãos planares espessados pela rocha. Complementam a mineralogia grãos de apatita, zircão e minerais opacos. Textura de intercrescimento mirmequítico é bastante comum.

Suíte Bela Joana (NP γ_2 bj)

Esta unidade é formada por granitóides deformados, podendo apresentar texturas e estruturas magmáticas bem preservadas, com eventual superposição de deformação no estado sólido. É um litotipo sintectônico à deformação regional e na área estudada pode ocorrer fortemente deformado, assumindo caráter milonítico eventual. São observados contatos transicionais com granada leucognaises graníticos do Domínio Costeiro e freqüentemente estas rochas são cortadas por uma segunda geração de leucogranitos tipo-S.

Em campo, são granitóides de cor cinza-escuro a esverdeado, de granulação média a grossa, freqüentemente porfiríticos, com fenocristais subédricos de feldspato (plagioclásio) de até 2 cm. São constituídos por quartzo, feldspato esverdeado, piroxênio em pequenos prismas pretos a esverdeados, granada rósea e pouca biotita. São isotrópicos a anisotrópicos, apresentando, próximo aos contatos, foliação milonítica.

Petrograficamente, os termos mais freqüentes são os de composição tonalítica (enderbitos) com variações para tipos granodioríticos (charnockitos). O conjunto é descrito na literatura (Rêgo, 1989) como uma associação charnockítica com gabro-noritos, enderbitos e charnockitos, incluindo também gabro-noritos e leuconoritos como enclaves, com predominância dos termos intermediários. Os litotipos mais freqüentes encontrados na área estudada são um tonalito porfirítico com variação para um charnoenderbito também porfirítico.

O tonalito porfirítico é uma rocha cinza, inequigranular-porfiroblástica com grãos subédricos de plagioclásio tabular com granulação variando de média a grossa que acaba por denotar o caráter porfirítico da rocha. Quase que invariavelmente os grãos de plagioclásio se mostram deformados. A deformação faz com que as maclas de geminação se mostrem curvas, podendo mesmo se perder em alguns casos. A matriz desta rocha é composta por grãos de plagioclásio hipidioblásticos a xenoblásticos, de hábito granular com granulação variando fina a média que se apresentam também deformados, k-feldspato em grãos hipidioblásticos

de granulação média em volume subordinado, o quartzo é xenoblástico, granular, médio e ocorre em grande volume. Por vezes podem se mostrar recristalizados, formando “fitas” além de denotarem o caráter milonítico da foliação, a biotita ocorre em pequeno volume (menos de 10%) em grãos de hábito planar que não chegam a definir uma foliação para a rocha e que se associa a granada. Granada é uma fase mineral eventual. Ocorre em grãos xenoblásticos de granulação média, fortemente fraturados. Nestas fraturas pode ocorrer crescimento de biotita. Minerais acessórios como apatita, minerais opacos, zircão são observados em volumes muito restritos.

O charnoquito porfirítico é bastante similar, em suas características, ao litotipo anterior. Tem cor verde a esverdeada, é porfirítico com plagioclásio hipidioblástico de hábito tabular para os grãos médios e granulares, para os finos geminados pela Lei da Albita e menos comumente por periclina o que por vezes permite caracterizar as lamelas de geminação como bem definidas, porém incompletas. Mostra-se sempre muito deformado. A matriz é de granulação fina a média e formada por grãos hipidioblásticos a xenoblásticos de k-feldspato potássico (ortoclásio), geminados por Carlsbad, com granulação fina a média e apresentando inclusões de quartzo arredondado. A biotita ocorre como grãos planares de cor marrom com forte pleocroísmo, associando-se comumente à granada presente podendo apresentar-se alterada para muscovita. A granada tem ocorrência apenas eventual, mas quando presentes seus grãos podem chegar a medir até 5 mm. São grãos hipidioblásticos, de hábito granular a arredondado. O quartzo é xenoblástico, granular de granulação fina a média e ortopiroxênio em grãos de hipidioblásticos de hábito tabular, de cor rosa, fortemente pleocróicos que pelas características óticas foi classificado como hyperstênio. Pelas características apresentadas este litotipo deve se tratar do litotipo anteriormente descrito granulitizado.

Ainda dentro desta unidade ocorre um granito porfirítico foliado que faz contato com ambas as unidades descritas anteriormente. São bandados com espessura média de métrica a decamétrica em afloramentos em forma de lajedos. Mostra-se fortemente deformado e rico em enclaves anfíbolíticos. Tem coloração acinzentada, apresentando pórfiros de k-feldspato embebidos em uma matriz fina formada por k-feldspato, plagioclásio, biotita e granada eventual.

3.3.3 - Magmatismo Intraplaca da Quebra do Gondwana e Reativações Posteriores (Cretáceo Superior–Paleógeno)

Diques de diabásio - K=Bsm

Os grãos de augita são castanhos, têm granulometria média, são subédricos a anédricos, tabulares, apresentam-se fraturados e com menor grau de alteração. Os grãos de plagioclásio têm granulometria média, são colunares e apresentam-se saussuritizados.

A rocha é hipocrystalina, inequigranular, com granulometria variando de fina a média. A matriz desta rocha apresenta textura intergranular, intersetal, poiquilítica e, subordinadamente, subóptica. A mineralogia essencial da matriz desta rocha é composta por plagioclásio e piroxênio. Minerais opacos, quartzo e apatita estão presentes nesta rocha como minerais acessórios. Biotita e uralita aparecem, nesta rocha, como minerais secundários.

Os grãos de plagioclásio são incolores, sua granulometria varia de fina a média, variam de subédrico a euédrico e têm hábito colunar. Em grãos de plagioclásio são observadas inclusões de augita e apatita, entretanto, grãos de plagioclásio podem estar inclusos em grãos de piroxênio (augita) e minerais opacos.

Os grãos de augita são castanho claro, apresentam granulometria variando de fina a média e são anédricos.

Os grãos de minerais opacos apresentam granulometria fina, são subédricos a anédricos e tabulares. Grãos de minerais opacos crescem sobre grãos de augita e sobre vidro. Estes grãos apresentam relação de contato com grãos de plagioclásio. Inclusões de augita são observadas nestes minerais. Estas características texturais são indicadoras da cristalização tardia dos minerais opacos (textura subsólida).

Os grãos de apatita são incolores, têm alto relevo, apresentam granulometria fina, são euédricos, aciculares e ocorrem inclusos em grãos de plagioclásio e augita. Os grãos de biotita são castanhos, pleocróicos, com granulometria fina, anédricos e filamentosos. Estes grãos são produtos de alteração dos piroxênios, portanto, aparecem nas bordas destes grãos, e associados à uralita. Os grãos de uralita são marrom-esverdeado, anédricos, filamentosos e ocorrem a partir da alteração dos grãos de piroxênio encontrando-se nas bordas do mesmo.

4 – GEOLOGIA ESTRUTURAL E METAMORFISMO

4.1 - GEOLOGIA ESTRUTURAL: DEFORMAÇÃO NEOPROTEROZÓICA-CAMBRO/ORDOVICIANA

Na área da Folha São Fidélis foram descritas diferentes estruturas dúcteis e rúpteis que foram agrupadas e hierarquizadas de acordo com critérios de superposição e orientação. A maior parte das estruturas dúcteis foi gerada no Neoproterozóico, resultante dos efeitos das diferentes etapas da Colagem Brasileira. A convergência neoproterozóica nesses Terrenos da Faixa Ribeira (Terrenos Ocidental e Oriental) subdivide-se em duas principais etapas (Heilbron *et al.*, 2000), datadas pelo método U/Pb (Machado *et al.*, 1996): a) deformação principal (D_1+D_2), 595-565 Ma; e b) deformações tardias (D_3 e D_4), 535-480 Ma.

4.1.1 - Deformação Principal no Terreno Oriental

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. Essas estruturas deformam os contatos entre os diferentes terrenos/domínios, cujo empilhamento se deu durante D_1+D_2 , e, portanto, é responsável 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.

Deformação Principal 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.

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 *schlierens* biotíticos e/ou de biotita + granada em matriz quartzo-feldspática média a grossa.

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 àquelas de Lm_2 descritas para o Domínio Costeiro. Além de a 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), há uma predominância de relações do tipo oblíquas com a foliação S_2 . Segundo Tupinambá (1993), a orientação dos enclaves máficos na Suíte São João do Paraíso pode ser considerada também como um elemento linear. Entretanto, para o Domínio Cambuci, há mais registros de lineação com relações de obliquidade alta até *down dip* do que para o Domínio Costeiro. 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.

Deformação Principal no Domínio Italva

Neste domínio as dobras possuem amplitude maior do que nos demais compartimentos.

Dobras fechadas e verticais são mais comuns nas proximidades das zonas de cisalhamento D_3 .

Gnaisses quartzo-feldspáticos têm xistosidade dada pela orientação de cristais de biotita e hornblenda e bandamento dado pela alternância de lâminas com biotita, hornblenda, opacos e níveis quartzo-feldspáticos. Esta xistosidade possui direção predominante para NW e está relacionada a charneiras de dobras de plano axial vertical e eixo subhorizontal, muito frequentes neste domínio, caracterizando a foliação principal deste domínio. Não foram detectadas feições características das zonas de cisalhamento D_2 . A lineação mineral dada pela orientação preferencial de biotita e sillimanita nos gnaisses Itáva, biotita nos anfibolitos, flogopita nos mármore.

Deformação principal no Domínio Costeiro

Com relação a região da Folha São Fidélis, a análise estrutural revelou a existência de um complexo sistema de cisalhamento, controlado principalmente por movimentação direcional destrá, associada à movimentação da Zona de Cisalhamento Paraíba do Sul, que gerou lineações de estiramento de baixo ângulo com caimento para NE e SW e, localmente lineações *down-dip*.

As rochas deste domínio apresentam uma xistosidade dada pela orientação de cristais de biotita e hornblenda e bandamento dado pela alternância de bandas com biotita, hornblenda e opacos e níveis quartzo-feldspáticos. As charneiras de dobras possuem plano axial vertical e eixo subhorizontal, estruturas muito frequentes em toda a área.

As dobras encontradas são predominantemente fechadas a isoclinais e em escala megascópica possuem eixos com caimentos suaves para NE e SW. A lineação mineral é dada pela orientação de biotita e anfibólio nos gnaisses tonalíticos a graníticos, e por biotita e sillimanita nos metassedimentos do Grupo São Fidélis. A direção predominante varia de *down-dip* para SE e NW a caimentos de baixo ângulo para NE e SW.

O estereograma de estruturas planares (Figura 4.1) mostra uma gama de planos com mergulho para NW (máximo em $328^\circ/78^\circ$), e SE (submáximo em $146^\circ/88^\circ$), o que reflete as estruturas planares observadas em mapa. Esta figura apresenta o estereograma para o bandamento principal (S_2), incluindo direções de zonas de cisalhamento (Szc_2), ambos associados a fase D_2 . Subordinadamente são observadas fraturas (Figura 4.2) de distribuição irregular com dois máximos contrários a orientação geral das estruturas planares ($046^\circ/85^\circ$ e $225^\circ/88^\circ$), que podem estar associadas ao deslocamento de camadas.

Este domínio possui lineações minerais e de estiramento com caimentos de baixo ângulo para NE e SW (máximo em $061^\circ/15^\circ$ e submáximo em $240^\circ/05^\circ$), distribuídos claramente nas vizinhanças dos planos médios de S_2 (Figura 4.3). Observa-se também um sub-máximo em $319^\circ/70^\circ$ representando uma época de geração de lineações de estiramento *down-dip*. Estes dados evidenciam que este domínio sofreu maior influência da deformação tangencial, em comparação com os domínios situados a noroeste desta folha. Por outro lado, os eixos das dobras plotam também junto aos planos médios de S_2 , tendendo a ser paralelos à lineação de estiramento. A atitude destes eixos de

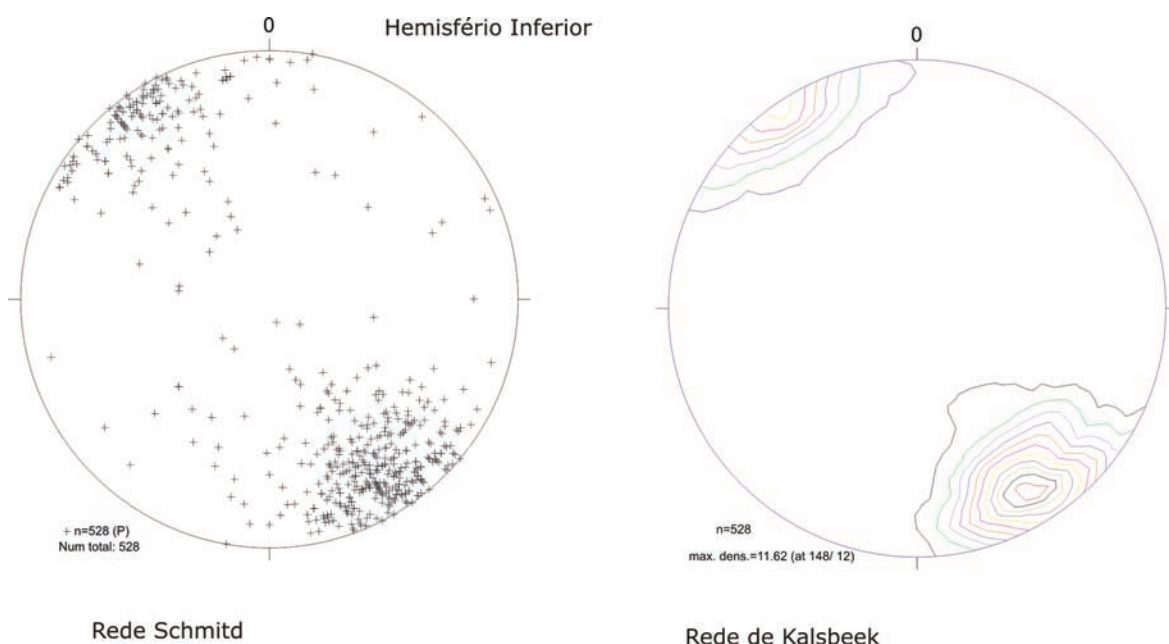


Figura 4.1 – Estereogramas com representação de polos do S_n do domínio Costeiro, apresentando duas direções predominantes de mergulho para NW e SE

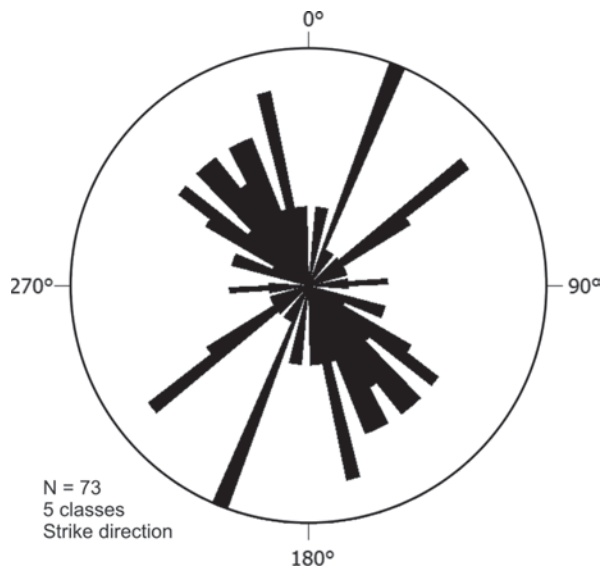


Figura 4.2 – Roseta com representação da direções de strike de fraturas, com direção predominante NE-SW e medidas significativas na direção NW-SE

dobras pode ser interpretada como o resultado de uma maior rotação destas estruturas nas partes mais afetadas pela deformação direcional, resultando em eixos adjacentes aos planos médios de S_2 .

As análises dos estereogramas de estruturas planares (Figura 4.1) associado ao aos dados de lineações de estiramento indicaram duas direções planares que se distinguem em 14° . Estas direções são interpretadas como representativas de zonas

de cisalhamento e milonitos (S_{ZC2}) com mergulho em alto ângulo para NW (máximo em $328^\circ/78^\circ$) e flancos de dobras com esta primeira direção e uma segunda (submáximo em $146^\circ/88^\circ$) para SE. A direção de esforços que predominaram na formação das lineações apresenta um componente oblíquo relevante fortemente impresso nas feições de dobramento regional, ocasionando dobras apertadas com ângulo entre flanco médio de aproximadamente 14° .

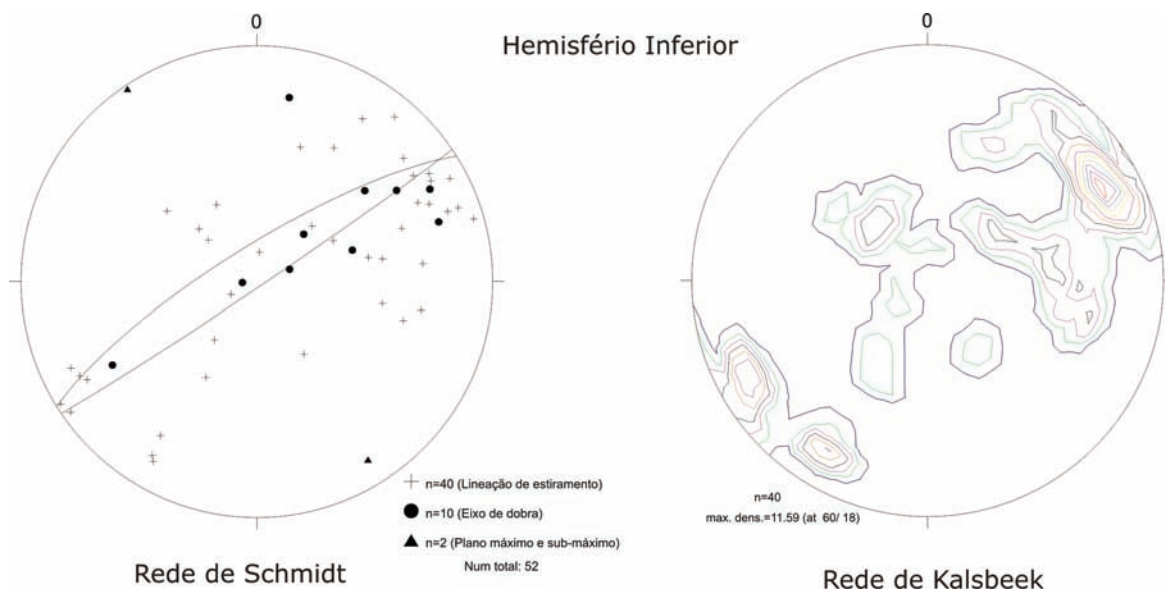


Figura 4.3 – Estereogramas com representação de lineações do domínio Costeiro e os planos de máximo e sub-máximo representados na rede de Schmidt

Foliação Principal S_2 ou $S_1 + S_2$

No Domínio Costeiro, a foliação principal (S_2) mostra-se diferente para cada tipo litológico. Os paragneisses migmatíticos e os corpos charnockíticos

têm uma xistosidade grossa, definida pela orientação de biotita e feldspatos. Ainda nos paragneisses, leucossomas quartzo-feldspáticos e melanossomas estão orientados na posição espacial da foliação principal, gerando migmatitos estromáticos. Quando milonítica, em zonas de cisalhamento D_2 , S_2 mostra

porfiroclastos de feldspatos e granada e matriz fina constituída de minerais félsicos recristalizados dinamicamente, biotita e sillimanita. Nos ortognaisses granulíticos deste domínio esta estrutura se traduz em uma xistosidade grossa, geralmente milonítica, cujos porfiroclastos são de feldspatos, piroxênios e hornblenda e a matriz é composta pela recristalização dinâmica de minerais félsicos e máficos (piroxênios, biotita e hornblenda).

Em escala microscópica, a heterogeneidade da deformação pode também ser verificada, dada a alternância de níveis de granulometria mais fina e mais grossa, ou seja, de níveis mais e menos deformados, mostrando que a foliação S_2 formou-se pela redução na granulometria da rocha, como consequência de recristalização dinâmica, gerando textura tipo *flaser*. Franjas de recristalização, tanto em escala de afloramento quanto em escala microscópica, são observadas em estruturas do tipo sigma que normalmente ocorrem ao redor dos porfiroclastos ou em *boudins* formados por litotipos mais competentes (quartzito, calcissilicáticas, anfíbolito e ortogranulitos básicos). Estes *boudins* mostram, muitas vezes, foliação interna que, associada à morfologia da franja, indica o sentido do transporte tectônico. Foliações oblíquas são estruturas eventualmente observadas neste domínio, tanto em escala microscópica quanto mesoscópica.

Dobras D_2

O Domínio Costeiro é caracterizado pela alternância entre porções menos deformadas, com dobras D_2 fechadas, e porções onde a única estrutura visível é uma foliação milonítica, feição esta que mostra a heterogeneidade e partição da deformação D_2 . Apresenta ainda domínios de rochas plutônicas onde só é observada uma foliação tectônica paralela a subparalela à foliação das rochas encaixantes, revelendo o caráter sin-tectônico destes corpos ígneos.

As dobras D_2 têm perfil fechado a isoclinais, variando desde inclinadas a verticais e freqüentemente são assimétricas. Os eixos destas dobras têm atitudes, em geral, de baixo a alto ângulo para NE, embora ocorram dobras D_2 com eixos mais inclinados para SW. Os planos axiais têm alto mergulho, ora para NW ora para SE. Em zonas de cisalhamento D_2 verifica-se o paralelismo de S_2 com PA_2 .

Lineação Mineral e de Estiramento L_2

A lineação mineral L_2 tem características variáveis, dependendo do litotipo em que é desenvolvida. Nos litotipos metassedimentares (gnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos e gnaisses pelíticos), a lineação mineral L_2 é mais visível, sempre associada à foliação milonítica S_2 . Diferentemente das rochas metassedimentares, nos ortognaisses do Domínio Costeiro esta lineação é menos observada.

L_2 é definida pela orientação preferencial de minerais como quartzo, hornblenda, piroxênios e biotita ou estiramento de agregados minerais, de acordo com o litotipo. A orientação da lineação mineral D_2 varia neste domínio, possuindo atitudes que vão de posições NE e SW com baixo ângulo, conforme descritas acima, a alto ângulo para SE e NW.

Estas variações indicam a participação da deformação principal neste Domínio, com segmentos onde predomina o encurtamento oblíquo e segmentos com forte componente horizontal dextral.

4.1.2 - Deformação Tardia D_3 nos Compartimentos Tectônicos

Ao longo dos três compartimentos tectônicos, a foliação principal S_2 e os contatos entre os diferentes compartimentos encontram-se dobrados por dobras D_3 . Correspondem a dobras abertas a fechadas e de plano axial vertical e predominam em toda a área, desde a escala de amostra de mão até a escala de mapa. Bandamento migmatítico (leuco e melanossomas) é dobrado e cisalhado em padrão apertado e simétrico.

Algumas zonas de cisalhamento de alto ângulo de mergulho, cujas espessuras e extensões variam de poucos centímetros a alguns quilômetros, cortam a porção noroeste da área mapeada. 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 indicando sentidos dextrais.

Em zonas de cisalhamento D_3 , a foliação principal S_2 é transposta para a direção de S_3 e estas zonas são mais comuns nas rochas do Domínio Cambuci.

4.1.3 - Deformação D_4 nos três Compartimentos Tectônicos

Zonas de cisalhamento dúctil-rúpteis e rúpteis ocorrem localmente, girando e transladando as estruturas formadas durante as fases de deformação mais antigas. Essas zonas são atribuídas a uma quarta fase de deformação (D_4), cuja idade absoluta não é conhecida. Estas estruturas podem ter sido relacionadas ou ao colapso do edifício orogênico e, neste caso, teriam idade provável cambro-ordoviciana. Alternativamente, podem ter se formado ou ter sido reativadas durante eventos posteriores e, assim, poderiam ter idade mais jovem, mesozóica e/ou cenozóica. 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. 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.

4.2 - METAMORFISMO

A integração de dados de campo com a análise petrográfico-petrográfica mostrou que cada um dos três compartimentos tectônicos da Folha São Fidélis teve evolução metamórfica própria e distinta. Desta forma, será feita uma abordagem da história metamórfica ocorrida em cada um dos domínios tectônicos da folha.

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 metabásicas 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, incluindo os processos anatéticos que levaram à geração de granitóides sin-colisionais em todos os domínios. 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 noroeste, fora dos limites da Folha, indicam que M_2 teve seu auge em 580 Ma (Machado *et al.*, 1996; Valladares, 1996). O metamorfismo 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).

4.2.1 - Metamorfismo no Domínio Cambuci

Dois eventos termais distintos são registrados nas rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana no Domínio Cambuci. Paragêneses relacionadas ao evento mais antigo (M_1 ?) encontram-se impressas em anfíbolitos deste grupo e morfologias de grãos e relações texturais deixam dúvidas sobre sua natureza ígnea ou metamórfica (Marques, 2009). Considerando que os contatos entre esses anfíbolitos 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 anfíbolitos 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 .

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 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.

4.2.2 - Metamorfismo no Domínio Costeiro

Nos kinzigitos do Grupo São Fidélis, paragêneses com K-feldspato - sillimanita - granada registram, na foliação principal S_2 , um primeiro evento metamórfico, possivelmente correlacionado ao evento M_1 definido para a área da Folha São Fidélis. 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, 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 paragnaisses 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 .

Nas rochas da Suíte Bela Joana, ortopiroxênio ocorre com grande frequência e, invariavelmente, estas rochas ocorrem com a coloração esverdeada característica desta unidade. Este fato sugere condições metamórficas de fácies granulito, com baixa atividade de H_2O e presença de fluidos ricos em CO_2 , possivelmente trazidos de regiões mais profundas durante a intrusão deste corpo ígneo. Em regiões adjacentes ao corpo, ortopiroxênio é localmente encontrado em associação às paragêneses das rochas das Suítes Desengano e Cordeiro interpretadas como produtos da cristalização de magmas gerados, pelo menos em parte, pela fusão parcial das rochas metassedimentares do Grupo São Fidélis.

Os ortognaisses 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 CO₂. Sendo assim, as evidências sugerem, ao menos, que as condições de mínimo granítico tenham sido ultrapassadas, embora a pressão de H₂O 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 extensiva de ortopiroxênio, na região de ocorrência da Suíte Bela Joana, condições termais francas da facies granulito.

4.2.3 - 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 S₂. 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. Isso indica condições de fácies anfibolito superior e está de acordo com o obtido para as rochas metassedimentares desse grupo.

5 – LITOGEOQUÍMICA, GEOQUÍMICA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

5.1 - LITOGEOQUÍMICA

5.1.1 - Método

Os dados geoquímicos aqui apresentados são o resultado de uma compilação e uma reinterpretação das análises realizadas por Rêgo

(1989) e Batista (1984), em face aos novos dados de cartografia geológica obtidos no presente trabalho. A Tabela 5.1 apresenta a correlação entre os dados das análises realizadas por estes autores e a compartimentação litoestratigráfica aqui proposta. Todas as análises químicas foram realizadas em rochas interpretadas como pertencentes ao Domínio Tectônico Costeiro.

Tabela 5.1 – Relação de amostras e litologias segundo classificação modal e descrição de campo e seus respectivos número do ponto registrado no programa Aflora

No do ponto	Unidade Litológica	Litologia	Classif. Modal
Aflora 795	Suíte Desengano	?	Granodiorito
Aflora 796	Suíte Desengano	?	Tonalito
Aflora 797	Suíte Desengano	?	Enderbitito
Aflora 798	Suíte Desengano	Gr-bi gn tonalítico	Enderbitito
Aflora 799	Suíte Desengano	?	Charnoenderbitito
Aflora 806	Suíte Desengano	Gr-bi-hbl gn porfirítico	Tonalito
Aflora 801	Suíte Bela Joana	Metagabro	Enderbitito (?)
Aflora 802	Suíte Bela Joana	Charnockito (?)	Enderbitito
Aflora 809	Suíte Bela Joana	Charnockito	Quartzo-diorito
Aflora 803	Suíte Angelim	?	Tonalito
Aflora 804	Suíte Angelim	?	Tonalito
Aflora 800	Suíte Cordeiro	Charnock/Leucogran?	Charnoenderbitito
Aflora 814	Suíte Cordeiro	Leucogranito	X
Aflora 810	Suíte Cordeiro	?	Granito
Aflora 815	Complexo Serra de São Pedro	Leucogranito	X
Aflora 807	Complexo Serra de São Pedro	?	Quartzo-diorito
Aflora 808	Complexo Serra de São Pedro	?	Quartzo-diorito
Aflora 813	São Sebastião do Alto	?	Granodiorito
Aflora 805	São Sebastião do Alto	?	Tonalito
Aflora 811	Suíte Desengano	Metagabro	Diorito/Quartzo-diorito
	Bi Gn Porfirítico		

Para a análise dos dados de ambos os autores, considera-se que o processo metamórfico não ocasionou mudanças químicas que diferenciassem quimicamente a rocha original da rocha metamorfisada. No entanto processos metassomáticos com remobilização são identificados.

Nos trabalhos supracitados, a análise modal foi realizada em lâmina delgada onde a malha foi definida de acordo com a granulação e com auxílio

de um vernier e um contador de pontos, segundo método descrito por Chayes (1949), sendo que os números de pontos contados variaram entre 1.000 e 1.500 por amostra de acordo com a granulação e/ou heterogeneidade das amostras.

As amostras foram fragmentadas por marreta, passaram por britagem em britados de mandíbula e, posteriormente, moinho de bola para se obter frações de, aproximadamente, 200 mesh.

Batista (1984) realizou em suas amostras acidificação para análise em espectrômetro de massa (VARIAN MAT tipo TH-5). As análises foram realizadas por via úmida no Dep. de Mineralogia e Petrologia da USP. Rêgo (1989) analisou as amostras por absorção atômica – para elementos maiores – e elementos terras raras e traços por espectrômetro fluorescência de raios-X, usando a técnica do pó pressionado ou por cromatografia de troca iônica.

Os dados foram analisados em gráficos elaborados no programa NewPet versão 94.01.07 e suas respectivas normatizações.

5.1.2 - Características Geoquímicas das Rochas do Domínio Costeiro

As rochas do Domínio Costeiro têm ampla dispersão no gráfico de elementos terras raras de Pearce *et. al.* (1984) e R1xR2 (Batchelor e Bowden, 1985) (Figuras 5.1 e 5.2), e predominantemente, se distribuem no campo de granitóides de arco vulcânico com contribuição de 50% de rochas desse ambiente associado a rochas de crosta oceânica (Shervais, 1982) (Figura 5.3).

Nas rochas deste domínio, normalmente, a classificação utilizando análise modal difere da classificação obtida por análise química através do diagrama normativo QAP (Figura 5.4) adaptado por Le Maitre (1989), essa diferença pode estar relacionada à classificação de rochas inequigranulares, sobretudo com recorrente ocorrência de fenocristais, devido à sua dificuldade de homogeneização (Mendes *et. al.*, 2007).

As unidades deste domínio podem ser separadas em dois grupos:

O primeiro grupo (Grupo 1) é representado pelas unidades Suíte Desengano, Suíte Bela Joana, Complexo Serra de São Pedro, Suíte Cordeiro (Leucognaisse) e Metabásicas, que apresentam contaminação crustal oceânica ocasionada durante a formação do arco vulcânico, onde há ocorrência concomitante de rochas peraluminosas e metaluminosas dentro de uma mesma unidade, assim como as concentrações de Na₂O que se concentram entre 2,5 e 3,5%, indica a contribuição de rochas para e ortoderivadas, possivelmente granitos tipo I e S.

Esse grupo é formado por rochas básicas a ácidas com conteúdo de sílica entre 48,5 e 74,75%. Sua composição definida segundo o diagrama de Irvine e Baragar (1971) é sub-alcálica (Figura 5.5), onde a série cálcio-alcálica (Figura 5.6) apresenta segundo Le Maitre (1989) grande dispersão nos campos de baixo-K a alto-K (Figura 5.7) com predomínio de rocha granodiorítica e a série toleítica tem predomínio de rocha tonalítica.

Em termos de elementos incompatíveis apresenta: Ba (336-1264) Rb (17-181 ppm), Th (0-30 ppm) e Zr (34-318 ppm), sendo que o padrão

de distribuição de ETR normalizado por condrito (SUN) é fortemente fracionado, sobretudo nos ETR menos incompatíveis. Apresenta preferencialmente anomalia negativa de Eu. No entanto as suítes Desengano e Cordeiro (Tabela 5.2) apresentam anomalias negativa e positiva (Figura 5.8).

A Suíte Cordeiro apresenta uma grande diferenciação entre o Sm e o Nd, o que pode indicar empobrecimento na fonte, tendo as rochas dessa unidade preferência pela fase líquida. Nessa unidade é onde se observa a mais marcante perda dos elementos menos incompatíveis.

As suítes Serra de São Pedro e Cordeiro apresentam, possivelmente, duas fontes, esse fato é evidenciado pela presença de rocha da série toleítica onde predomina a série cálcio-alcálica, associada à mudança na relação de TiO₂/sílica (e K₂O/sílica no caso da Suíte Cordeiro) quando em rocha mais ácida (Figura 5.9), além da presença de rochas classificadas segundo diagrama de Maniar & Piccoli (1989) tanto metaluminosas quanto peraluminosas (Figura 5.10).

Segundo a interpretação de Batista (1984) duas amostras das suítes Cordeiro e Serra de São Pedro são classificadas como kingizitos e comumente são encontradas intercaladas com rochas calcissilicáticas. Entretanto, é comum a presença de inúmeros xenólitos de rochas calcissilicáticas em leucogranitos encontrados nestas unidades. Essas rochas tendem ao lado do gráfico TiO₂ x SiO₂ que representa as rochas de origem sedimentar, pois segundo Tarney (1976) afirma que sedimentos e metassedimentos tem teor de TiO₂ mais elevado do que rocha gnaises do arqueano que são similares à rochas ígneas cálcio-alcálicas. Ainda segundo o autor essas rochas são compatíveis com rochas de origem sedimentar, sobretudo pelitos, sendo também semelhantes em relação aos elementos traços.

O segundo grupo (Grupo2) está relacionado à formação de arco vulcânico e fusão da crosta continental, possivelmente em um estágio posterior. Esse grupo é representado pelo Tonalito Angelim e seus representantes não mapeáveis encontrados na Unidade São Sebastião do Alto. É formado por rochas intermediárias a ácidas com conteúdo de sílica entre 63,1 e 67,7%, sua composição é sub-alcálica da série cálcio-alcálica de com dispersão na zona transição de médio-K a alto-K (Figuras 5.6 e 5.7), em que predomina rochas granodioríticas peraluminosas (Figura 5.10).

O plagioclásio é mais abundante preferencialmente nas séries sódicas, segundo diagrama de Kosinowski (1981) (Figura 5.12), e essa composição em associação ao quartzo caracteriza forte incidência de rochas resultantes da fusão crustal.

Em termos de elementos incompatíveis apresenta: Ba (572-911) Rb (90-146 ppm), Th (16-50 ppm) e Zr (58-274 ppm), sendo que as maiores variações de Rb e Zr são observadas na Unidade

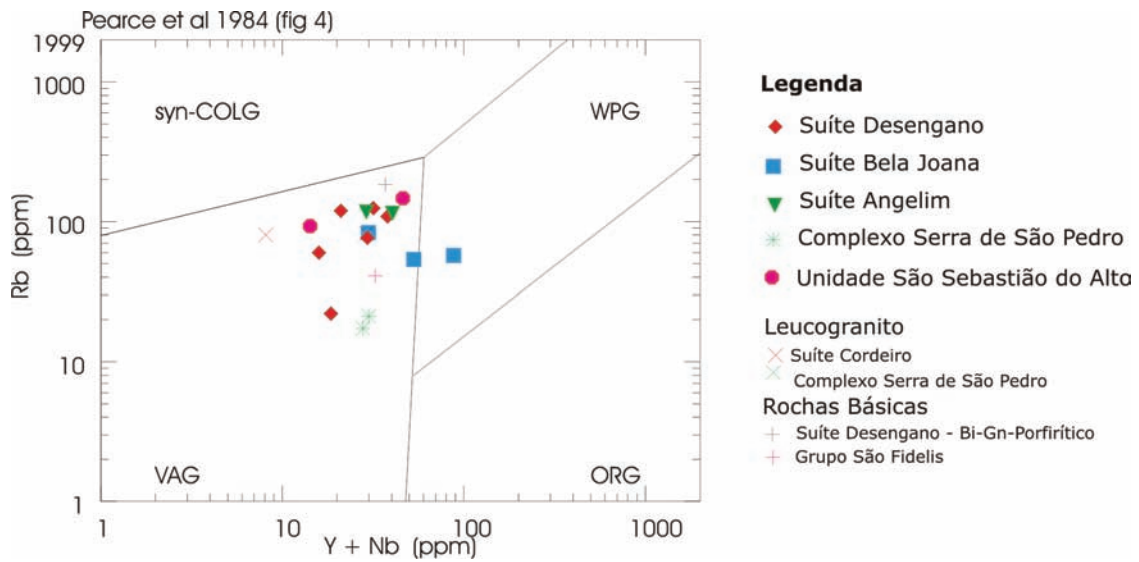


Figura 5.1 – Diagrama de Pearce (1984) dos elementos traços Rb x Y+Nb. VAG=granitóides de arco vulcânico; Syn-COLG = granitóides sin-colisionais; WPG = Granitóides intra-placa; ORG = granitóides de cadeia oceânica

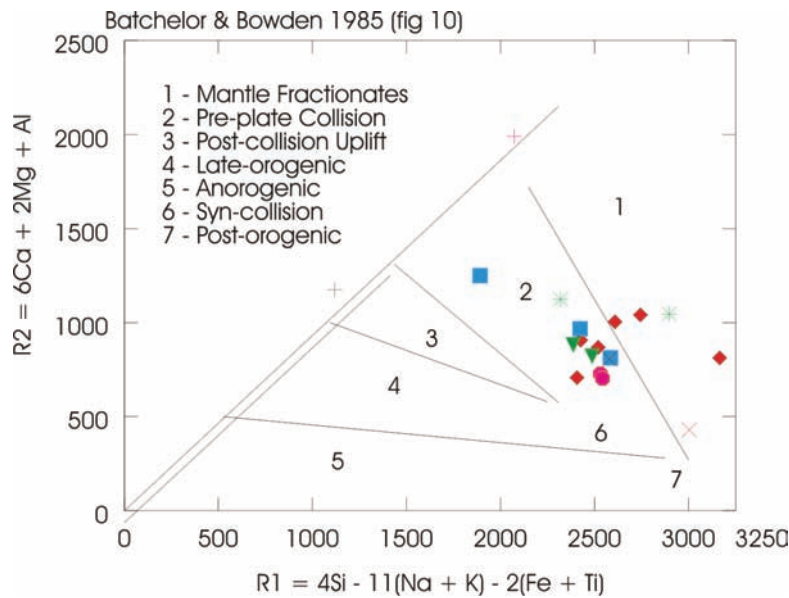


Figura 5.2 – Diagrama de Batchelor & Bowden (1985), R1 x R2 para definição do ambiente de formação. Legenda vide Figura 5.1

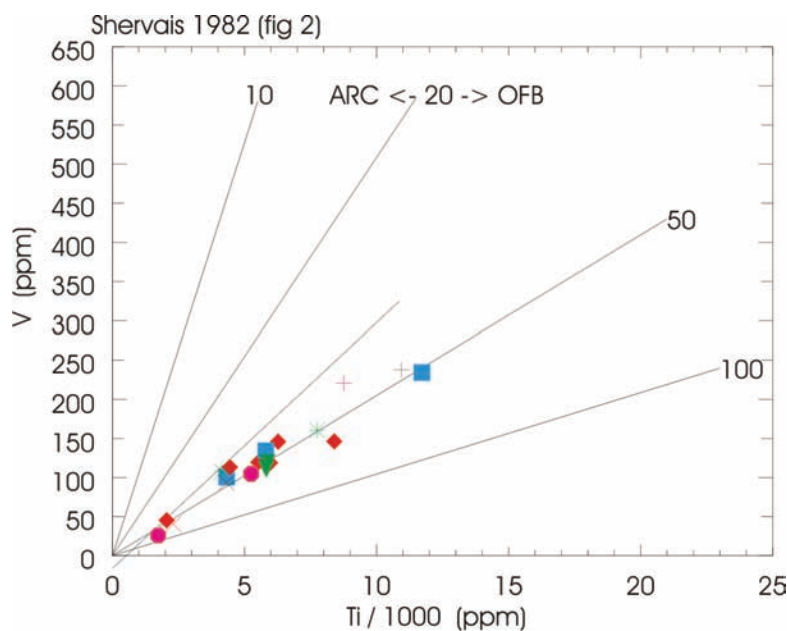


Figura 5.3 – Diagrama de Shervais para determinação da contribuição crustal oceânica. Arc – Arco vulcânico; OFB – Oceanic F. Basalt. Legenda vide Figura 5.1

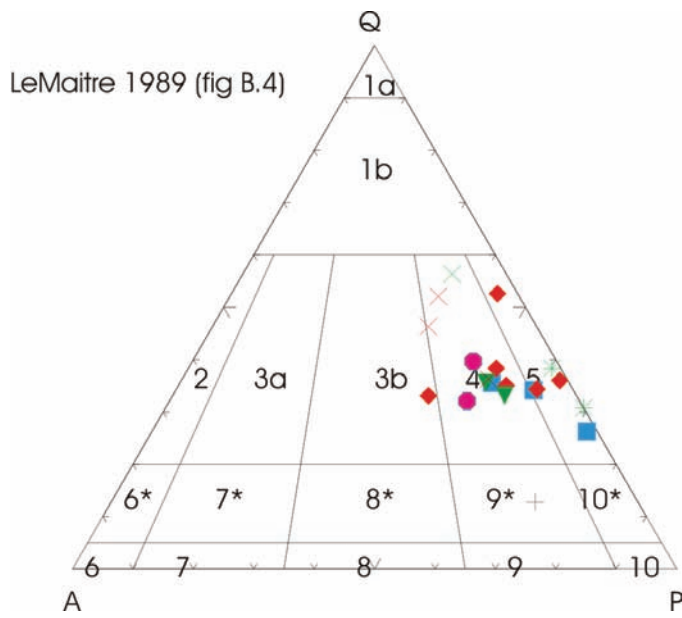


Figura 5.4 – Gráfico normativo QAP de LeMaitre (1989), indicando a cristalização das rochas granitóide e tonalito. Legenda vide Figura 5.1

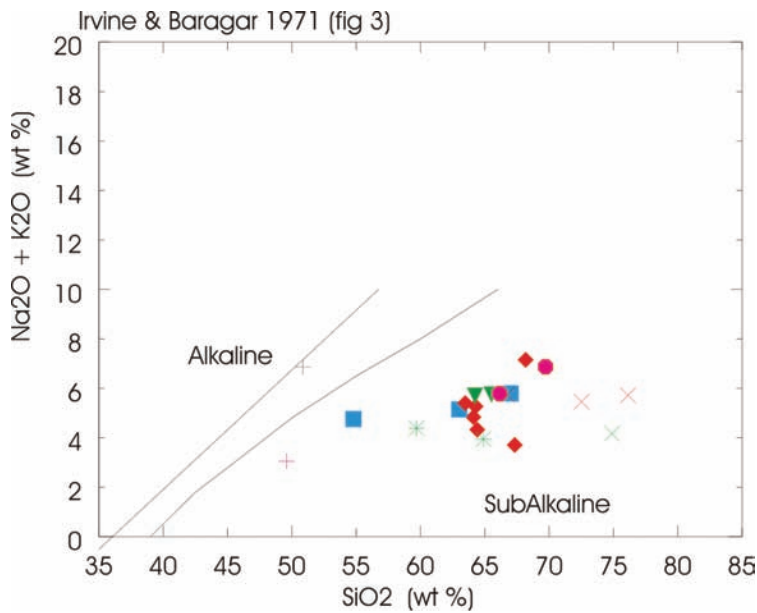


Figura 5.5 – Diagrama de Irvine & Baragar (1971) para diferenciação de rochas alcalinas e subalcalinas, indicando ausência de rochas alcalinas. Legenda vide Figura 5.1

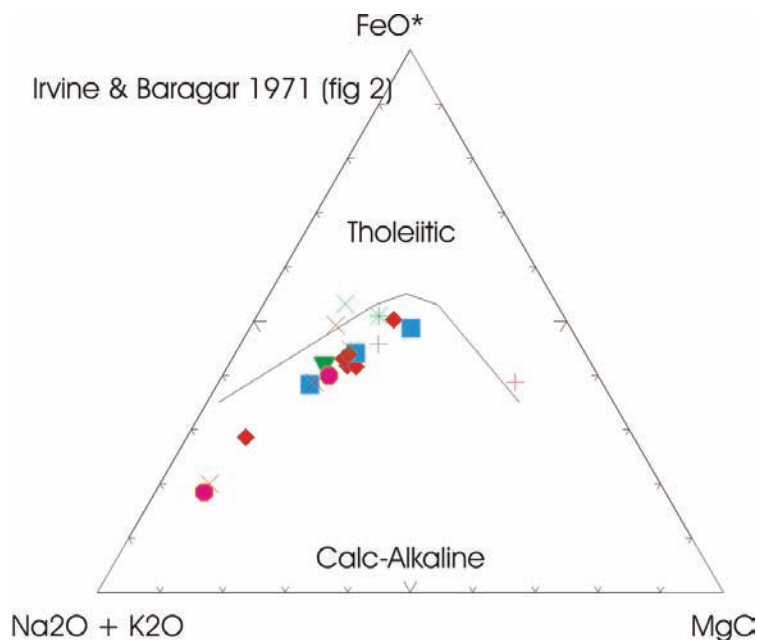


Figura 5.6 – Diagrama de Irvine & Baragar (1971), para diferenciação de rochas toleíticas e cálcio-alcalinas com indicativo de bimodalidade magmática em algumas unidades. Legenda vide Figura 5.1

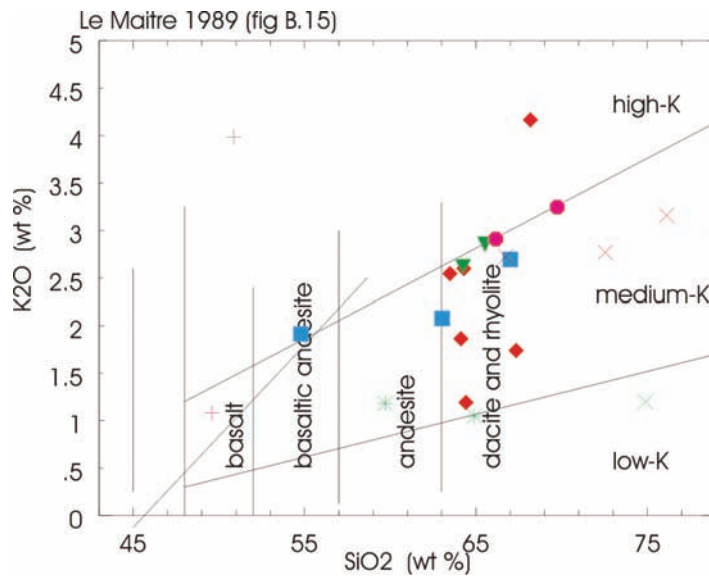


Figura 5.7 – Gráfico de Le Maitre (1989) SiO₂ x K₂O para a classificação de rocha e sua respectiva concentração de potássio. Legenda vide Figura 5.1

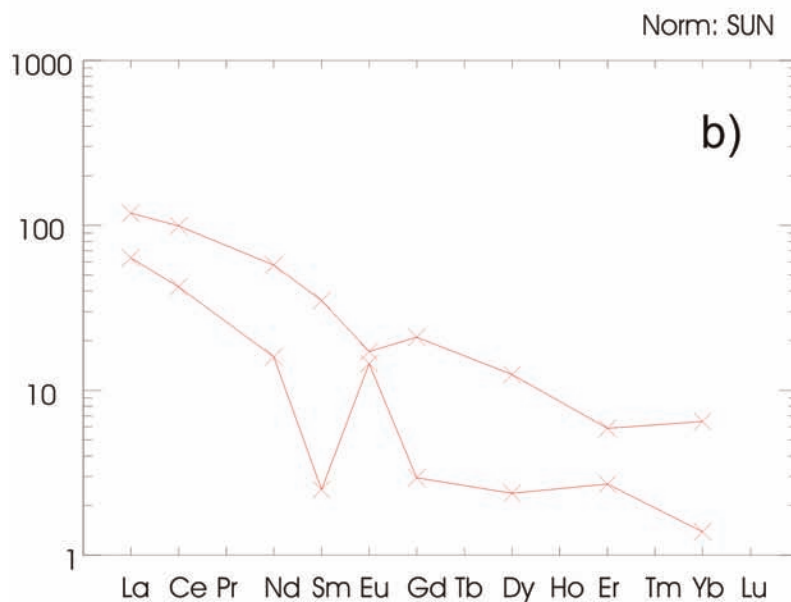
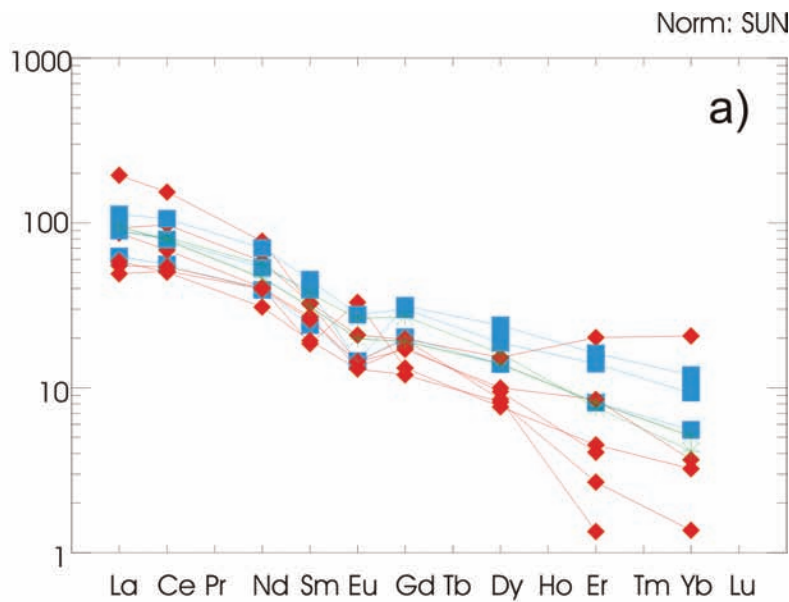
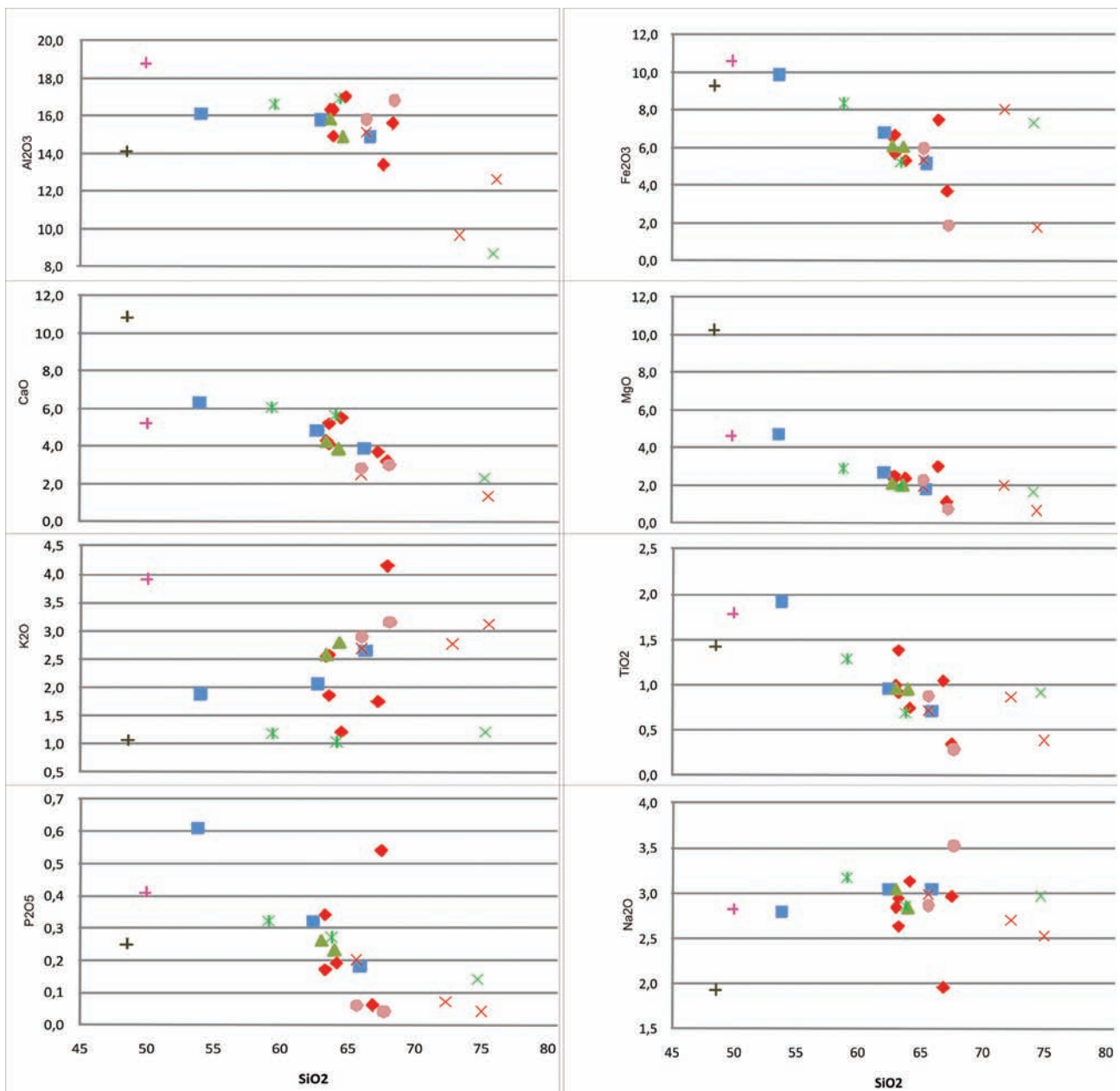


Figura 5.8 – Diagrama de distribuição dos elementos terras raras (ETR). Norm: SUN, programa Newpet. a) Rochas intermediárias; b) Suíte Cordeiro. A rocha classificada como leucogranito do Complexo Serra de São Pedro, não está aqui representada pela ausência de análise de elementos terras raras. Legenda vide Figura 5.1

Tabela 5.2 – Intervalo das anomalias de Eu nas unidades do primeiro grupo com contaminação crustal

Unidade	Anomalia de Eu
Suíte Desengano	Positiva (Eu/Eu* = 2,16)
	Negativa (Eu/Eu* = 0,58-0,88)
Suíte Bela Joana	Negativa (Eu/Eu* = 0,44-0,78)
Suíte Cordeiro	Positiva (Eu/Eu* = 3,3)
	Negativa (Eu/Eu* = 0,62)
Complexo Serra de São Pedro	Negativa (Eu/Eu* = 0,85-0,86)
Desengano - Bi-Gn Porfírico	Negativa (Eu/Eu* = 0,44)
Grupo São Fidelis	Negativa (Eu/Eu* = 0,57)



5.9 – Gráficos de dispersão (Hacker) de elementos maiores x teores de SiO₂ em porcentagem. Legenda vide Figura 5.1

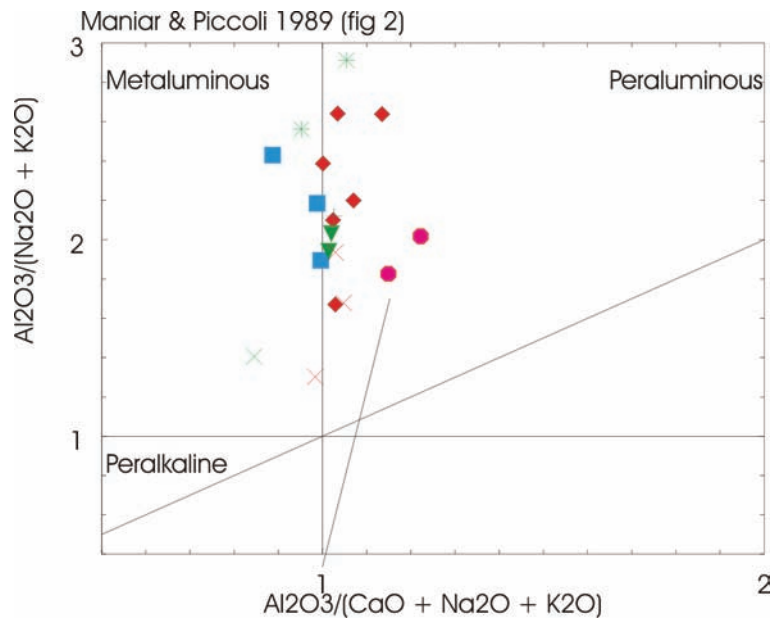


Figura 5.10 – Diagrama de Maniar & Piccoli (1989) para a classificação de rochas segundo seus teores de Al_2O_3 , indicando predomínio de rochas aluminosas. Legenda vide Figura 5.1

São Sebastião do Alto, o que pode estar associado ao processo metamórfico. O padrão de distribuição de ETR normalizado por condrito (SUN) é menos fracionado em relação ao Grupo 1.

As unidades apresentam anomalia negativa de Eu (Tabela 5.3), no entanto uma amostra apresenta ausência desta anomalia (Figura 5.11), o que pode ser atribuído, segundo Celino &

Botelho (2005), às condições oxidantes, comuns ao ambiente colisional, em que o Eu permanece no líquido residual, sendo assim o espectro dos ETR não registra a cristalização dos feldspatos e não acusa a anomalia do Eu, esse fato pode indicar contribuição de fontes diferentes e concentrações de minerais máficos tais como granada, anfibólio, piroxênio em fases residuais.

Tabela 5.3 – Intervalo das anomalias de Eu para as unidades do segundo grupo sem contaminação crustal

Unidade	Anomalia de Eu
Suíte Angelim	Negativa (Eu/Eu* = 0,31-0,76)
Unidade São Sebastião do Alto	Negativa (Eu/Eu* = 0,23-0,88)

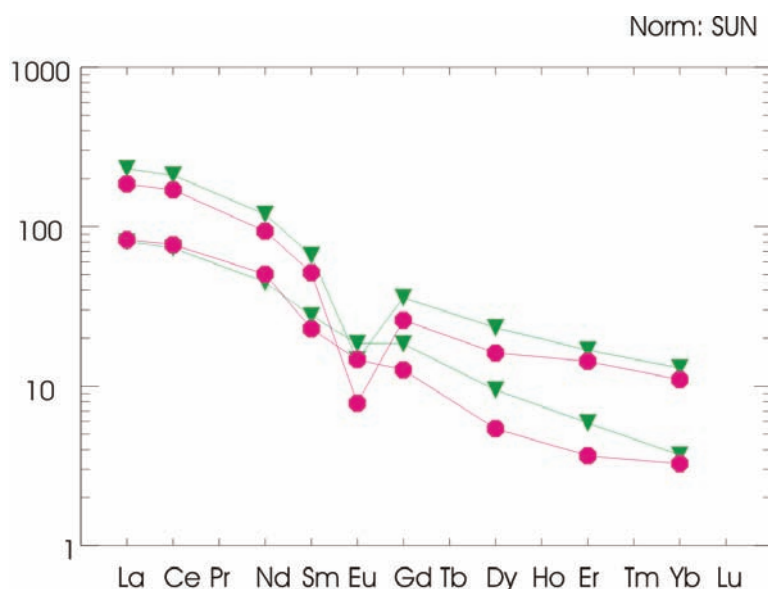


Figura 5.11 – Distribuição de ETR do Grupo 2 – rochas da Suíte Angelim e seus representantes na unidade São Sebastião do Alto, com grande similaridade na dispersão de ETR. Legenda vide Figura 5.1

5.1.3 - Análise Geoquímica por Unidade

Suíte Desengano (NP γ_2 ds) - Biotita gnaisse porfirítico

Dentro do Grupo 1 a unidade com maior número de análises é Desengano, são rochas de teor de sílica intermediário que apresentam composição química sub-alcalina, predominantemente, da série calcialcalina de médio-K (Figuras 5.6 e 5.7), classificadas por análise modal como granodiorito, enderbita, charnoenderbita e tonalito. Pelo gráfico normativo QAP são classificadas como granito, granodiorito e tonalito (Figura 5.4), variando de levemente a moderadamente peraluminosos, onde há preferência pela cristalização de plagioclásio sódico.

Representam granitóides de arco vulcânico, segundo o diagrama R1xR2 de Barchelor & Bowden (1985) e tem contaminação pelo fracionamento do manto e fusão da placa pré-colisional (Figura 5.2).

Os diagramas Harker (Figura 5.9) dos elementos maiores não apresentam *trend* bem definido (baixo índice de correlação), onde Al_2O_3 , Na_2O e TiO_2 são inversamente proporcionais ao teor de sílica, essa dispersão irregular está relacionada a cristalização de fenocristais de plagioclásio sódico. A grande ocorrência de plagioclásio sódico está associada à composição original do protólito remobilizado pelo processo de seritização e saussuritização.

Normalmente, esses elementos apresentam inversão a partir de 66% de teor de sílica, essa inversão pode estar relacionada à cristalização de fenocristais de feldspato alcalino preferencial nas rochas ácidas, mais comuns nas rochas mais diferenciadas. Ocorre decréscimo de K_2O e P_2O_5 em rochas com teor de sílica inferior a 66% que tornam a crescer em teores superiores a 66% de sílica, podendo estar relacionado, também, a ocorrência de exsoluções em pertita e antipertita, bem como devido à cristalização de apatita.

Os teores de CaO , Fe_2O_3 , MgO , demonstram tendência oposta, essa distribuição pode estar relacionada a duas fases de fracionamento e enriquecimento. Essas fases são distintas devido à inserção de voláteis no sistema e avanço do ambiente oxidante, a partir de onde rochas com teores de sílica intermediária concentraram as fases máficas, e permitem a mútua alteração ortopiroxênio-hornblenda, ausentes nas primeiras fases de diferenciação. Sendo assim ocorre a cristalização precoce das fases acessórias que segundo Rêgo (1989) se cristalizaram conjuntamente a granada, plagioclásio e ortopiroxênio, onde as fases acessórias incluem apatita, zircão, opacos (pirita e calcopirita), rútilo, sendo que os cristais de apatita e zircão estão associados a rochas mais desenvolvidas.

A dispersão de CaO está associada a cristalização de plagioclásio e anfibólios (hornblenda

e actinolita). As anomalias de Eu tanto positiva ($Eu/Eu^* = 2,16$) quanto negativa ($Eu/Eu^* = 0,58-0,88$) (Figura 5.8), podem estar relacionadas à acumulação de plagioclásio (anortositos) e cristalização de feldspato respectivamente. Também se observa que algumas amostras tiveram enriquecimento relativo em elementos menos incompatíveis o que pode estar associado à sericitização que, indica hidrotermalismo e/ou metassomatismo, ocasionando a remobilização dos elementos mais móveis, reforçado pela ocorrência de saussuritização, bem como justifica as distribuições irregulares, em algumas amostras, dos elementos terras raras (Figura 5.8).

Suíte Bela Joana (NP γ_2 bj)

A Suíte Bela Joana contém rochas intermediárias a básicas, sub-alcalina da série calcio-alcalina de médio-K (Figura 5.5, 5.6 e 5.7), apresentam, conforme diagrama normativo QAP, composição química de granodiorito e tonalito metaluminosos (Figura 5.10) e são classificadas por análise modal como enderbita, quartzo-diorito e tonalito.

São granitóides de arco vulcânico gerados nos primeiros estágios de colisão com contribuição crustal havendo cristalização preferencial de plagioclásios sódicos (Figura 5.12).

A amostra classificada como basalto andesítico de alto-K, segundo diagrama de Le Maitre (1989) (Figura 5.7), foi gerada em ambiente colisional e, pode pertencer à mistura da fusão de rocha da crosta basáltica com o arco vulcânico (Figura 5.1), assim como pode representar os enclaves máficos de composição norítica encontrados em contato irregular com a encaixante.

A unidade apresenta um comportamento bastante linear pela representação de Harker (Figura 5.9), onde ocorre decréscimo constante de Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e CaO , o que pode estar relacionado ao processo de diferenciação inicial seguindo a cristalização de série de Bowner, e teores de Na_2O e K_2O tendem a aumentar com o teor de sílica associado a forte cristalização de fenocristais de feldspato peritítico e plagioclásio sódico antipertítico (Figura 5.12) de geminação parcialmente desenvolvida.

Segundo Rêgo (1989) essa unidade também é cortada por pegmatitos com predomínio de feldspato tabular centimétrico. Sendo assim há segregação de K, Al e Si do magma residual ou protólito. A matriz contém plagioclásio, quartzo, k-feldspato e biotita, indicando uma matriz rica em alumina-silicatos, possivelmente, resultado da fusão da encaixante.

Essa segregação decorrente da fusão ocasionou a formação de uma encaixante de composição mais empobrecida em aluminossilicato. Ocorre borda alterada da encaixante com enclave e pegmatito com biotita e granada – por vezes em aglomerados centimétricos – ressaltando a segregação.

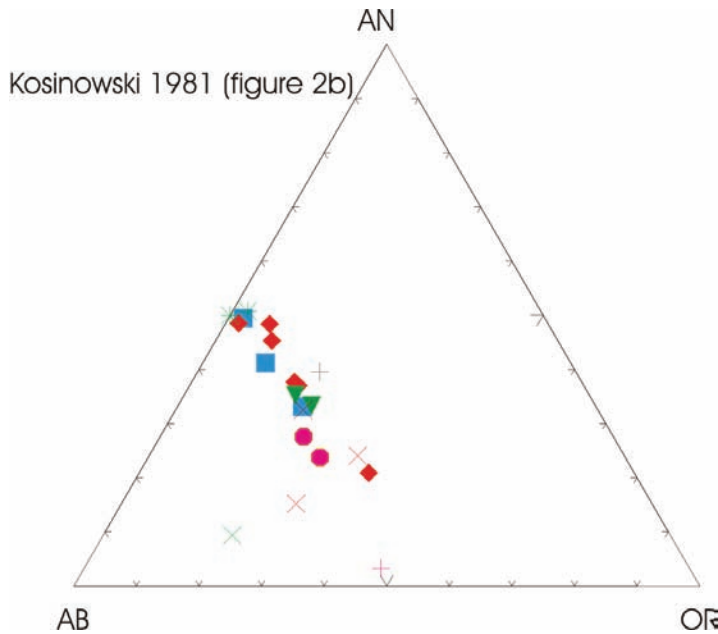


Figura 5.12 – Relação entre feldspatos (an x al x or) na rocha total por Kosinowski (1981), demonstrando preferência na cristalização das séries sódicas. Na – Anortita; Al – Albita; Or – Ortoclásio. Legenda vide Figura 5.1

Há tendência a formação de minerais metamórficos hidratados, sobretudo hornblenda e biotita, além da ocorrência de minerais opacos (pirita e calcopirita), rutilo e ilmenita que por vezes ocorrem como exsolução na magnetita (Rego, 1989).

Suíte Cordeiro (NP γ_{2gnc})

A Suíte Cordeiro possui duas fontes diferentes no gráfico Irvine & Baragar (1971): cálcio-alcalina de médio-K e toleítica (Figura 5.6), sugerindo uma possível bimodalidade composicional do magma primário. A caracterização das duas fontes se dá pela existência de rocha toleítica juntamente com a inversão na tendência do TiO_2 e K_2O , além da presença de rochas tanto metaluminosas quanto peraluminosas (Figura 5.10). A bimodalidade dessa unidade está associada à fusão de supracrustais

com contribuição de um, ou mais, protólitos heterogêneos. Fato enfatizado pela migmatização em que, segundo Rêgo (1989) o neossoma contém granada, enquanto o paleossoma contém alanita, carbonato e magnetita.

São rochas ácidas formadas em ambiente sin-colisional sendo rochas de arco vulcânico com contribuição de fracionamento de rochas crustais e contaminação mantélica (Figuras 5.1 e 5.2), porém sua composição química e mineralógica indica maior contribuição de protólito sedimentar, ocorrendo cristalização, ainda que esparsa de granada, sillimanita e cordierita.

São classificadas por análise modal como granitos e quartzo-dioritos e, como granodioritos pelo gráfico normativo QAP (Figura 5.4). Há preferência na cristalização de quartzo em relação aos plagioclásios que são predominantemente, sódicos (Figura 5.13).

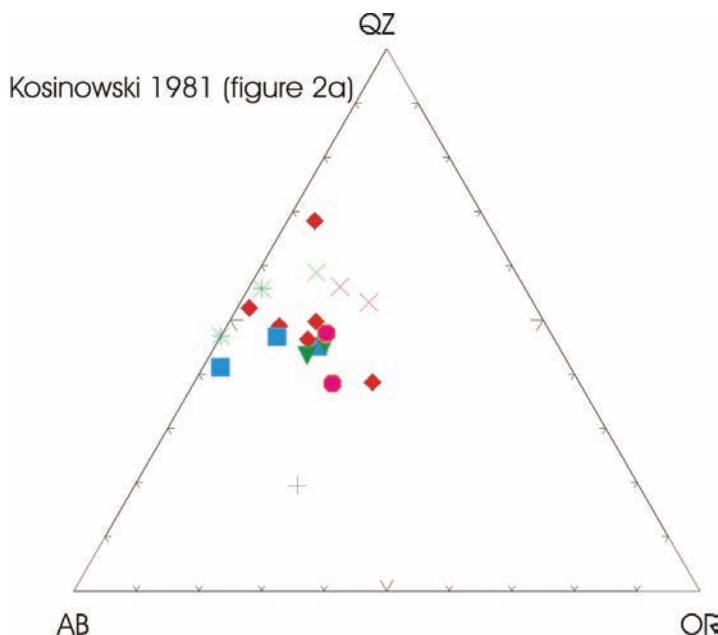


Figura 5.13 – Relação de Ab x Or e Qz segundo Kosinowski (1981), indicando baixa tendência a formação de alcalis feldspatos. Ab – Albita; Or – Ortoclásio; Qz – Quartzo. Legenda vide Figura 5.1

Salvo Al_2O_3 , TiO_2 e K_2O todos os demais elementos maiores decaem com o aumento do teor de sílica, principalmente o Fe_2O_3 , indicando um enriquecimento inicial de ferro nos primeiros estágios de diferenciação, favorecendo a cristalização de minerais ferro-magnesianos tais como hiperstênio e fases acessórias, enquanto houve preferencial cristalização de K-feldspato nos estágios finais.

Há ocorrência de sericita, saussurita e carbonato ao longo de fraturas e bordas de minerais, além de passagem e intercrescimento do hiperstênio com hornblenda e biotita indicando processo de entrada de voláteis no sistema, contribuindo para a remobilização de elementos.

As anomalias de Eu, tanto positiva ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 3,3$) quanto negativa ($\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,62$) (Figura 5.8), assim como na Suíte Desengano podem estar relacionadas à acumulação de plagioclásio e cristalização de feldspato, podendo estar também relacionado ao processo de remobilização que ocasionou as distribuições irregulares dos elementos terras raras.

Complexo Serra de São Pedro (NP γ_2 pe)

Serra de São Pedro é a unidade que contém as rochas mais ácidas analisadas no domínio, elas podem variar de intermediárias a ácidas (tonalito e granodiorito), sub-alcálicas da série cálcio-alcálica de médio-K a baixo-K (Figura 5.7) e toleítica (Figura 5.6), associado ao fracionamento do manto e a contaminação do arco pela crosta pré-colisional. Por análise modal são classificadas como quartodiorito e tonalito.

Tem preferência pela cristalização de quartzo em relação a feldspato e apresenta cristalização de plagioclásio sódico e cálcico (Figura 5.12), além de enriquecimento do ferro em relação ao magnésio, contribuindo para a cristalização de fases acessórias, sobretudo magnetita.

Os diagramas Harker (Figura 5.9) mostram teores de sílica inversamente proporcionais aos teores de MgO , indicando cristalização inicial de minerais máficos, ocorre o decréscimo acentuado de Al_2O_3 , K_2O , CaO e P_2O_5 quando em rocha ácida (com teor de sílica superior a 70%), também inversão da tendência Fe_2O_3 , TiO_2 e Na_2O , indicando que ocorreu preferencial cristalização de feldspato e apatita na fase inicial e, cristalização de plagioclásio sódico na fase final, além da cristalização de minerais ferrosos, preferencialmente opacos, exsolvidos nos piroxênios.

Assim como a Suíte Cordeiro, duas fontes foram identificadas, e se dá pela presença de rocha da série toleítica de baixo-K associada à mudança na relação de TiO_2 e sílica quando em rocha mais ácida, além da presença de rochas tanto metaluminosas quando peraluminosas (Figura 5.10), caracterizando bimodalidade, e o enriquecimento pode estar ligado a fenômenos de migmatização do Ciclo Brasileiro. Em

relação aos elementos Al, Ca, Mg e Fe os conteúdos do paleossoma podem ser justificados pela grande quantidade de granada do neossoma.

Este complexo apresenta rocha mais ácida que foi classificada como leucogranito, o que, associado aos dados geoquímicos, indicam mútua interferência entre as unidades.

A presença de serpentina e carbonato nesta unidade indica um segundo estágio de modificação química, possivelmente associado à inserção de voláteis, enfatizado pela mudança dos piroxênios (cpx e opx) para hornblenda.

Rochas Metabásicas (Desengano e São Fidélis)

As rochas da Suíte Cordeiro (Bi-Gn Porfírico) e Grupo São Fidélis apresentam as unidades litológicas com rochas básicas analisadas, no entanto apenas uma amostra de cada unidade foi analisada quimicamente, motivo pelo qual não se pode estabelecer diagrama de evolução de diferenciação.

As rochas básicas (Desengano e São Fidélis) foram identificadas como metagabros caracterizado como toleítico de baixo potássio (Pearce, 1975).

Por análise modal a rocha amostrada da Suíte Desengano está descrita como enderbita e pode ser caracterizada como rocha básica (49,9% SiO_2) na zona de transição alcálica-subalcálica (Figura 5.5), cuja química aponta para série cálcio-alcálica (Figura 5.6), proveniente de arco vulcânico, gerada nos últimos estágios de colisão podendo estar relacionada a crosta basáltica, havendo o predomínio da cristalização de plagioclásio sódico (Figura 5.12).

Enquadra-se na classificação de quartzo-monzodiorito pelo gráfico normativo QAP (Figura 5.4) e basalto de alto-K por Pearce (1984) (Figura 5.7). É a unidade mais enriquecida em Fe_2O_3 com igual proporção ao MgO (Figura 5.9), ressaltando a contaminação de crosta basáltica e a predisposição para a cristalização de minerais máficos.

A rocha metabásica do Grupo São Fidélis, é caracterizada por análise modal como diorito/quartzo-diorito e pela classificação de Pearce (1984) se caracteriza como basalto de médio-K (Figura 5.7) associado a arco vulcânico (Figura 5.1). Quimicamente pode ser classificado como sub-alcálico da série toleítica (Figura 5.6).

Esta rocha é a que apresenta maior concentração de CaO e menor de Na_2O o que caracteriza formação de anortosito. O enriquecimento de MgO em relação ao Fe_2O_3 (Figura 5.9) indica diferenciação da olivina em estágio diferente do inicial.

Apresentam anomalia negativa de Eu, onde a amostra da Suíte Desengano empobrecimento nos elementos mais incompatíveis. A distribuição dos elementos terras raras se assemelha a da rocha básica encontrada dentro da Suíte Bela Joana, sugerindo se tratar da mesma suíte (Figura 5.14).

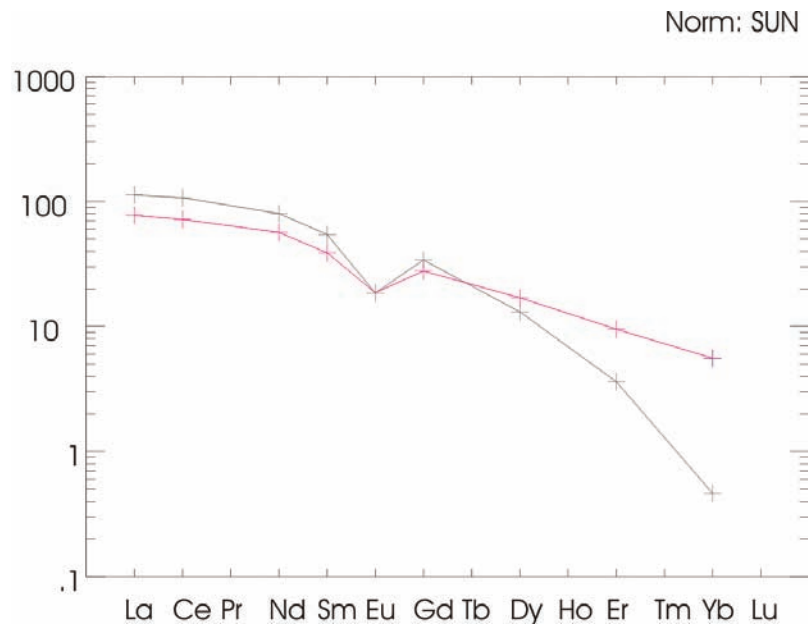


Figura 5.14 – Distribuição de ETR das rochas básicas encontradas nas Suíte Cordeiro e São Fidélis com semelhante dispersão. Legenda vide Figura 5.1

Suíte Angelim (NP γ_2 ag) e seus representantes na Unidade São Sebastião do Alto

Em relação às unidades do Grupo 2, elas são descritas separadamente como Tonalito Angelim e seus representantes na Unidade São Sebastião do Alto, pertencente ao Grupo São Fidélis.

As rochas da Unidade São Sebastião do Alto são classificadas por análise modal como granodiorito; diorito/quartzo-diorito. Quimicamente descritas como rochas ácidas (granodiorito) peraluminosas (Figura 5.10), onde a cristalização de plagioclásio sódico tem preferência na cristalização em relação ao quartzo.

Pelo gráfico Pearce (1984) são granitóides de arco vulcânico (Figura 5.1) em ambiente sin-colisional (Figura 5.2). Os elementos maiores Al_2O_3 , CaO, Na_2O e K_2O apresentam um *trend* positivo em relação ao aumento de sílica (Figura 5.9), o oposto ocorre em relação a MgO , P_2O_5 , onde Fe_2O_3 e TiO_2 apresentam decréscimo acentuado, possivelmente associado ao cristalização de minerais máficos e apatita na diferenciação inicial.

A Suíte Angelim tem rochas classificadas por análise modal de composição tonalítica a granodiorítica, e a análise química aplicada ao diagrama normativo QAP as caracteriza como granodioritos peraluminosos (Figura 5.4 e 5.10). Tem igual distribuição de plagioclásio sódico e cálcico (Figura 5.12), e os diagramas de Harker indicam que há pequenas variações nos teores dos elementos maiores em relação aos teores de sílica, sendo mais expressivas as de Al_2O_3 e Na_2O (Figura 5.9).

Todos os elementos maiores, exceto o K_2O , apresentam um *trend* negativo, indicando

maior tendência à cristalização de fenocristais de plagioclásio, sobretudo sódico, tornando a matriz enriquecida em K_2O , no entanto as variações encontradas nesta unidade não são suficientes para supor alto nível de diferenciação.

O decréscimo Σ ETR em relação a sílica pode ser interpretado como um maior grau de diferenciação das rochas cálcio-alcálicas que ocasiona o empobrecimento em ETR (Celino & Botelho, 2005), ou cristalização precoce de fases acessórias (Mendes *et. al.*, 2007).

5.1.4 - Conclusões

As rochas do Domínio Costeiro apresentam química de ambiente convergente avançando ao ambiente colisional conforme observado na aplicação dos diagramas combinados de terras raras, com recorrente mistura e fusão das rochas de arco vulcânico e crosta oceânica, dificultando a diferenciação desses dois sítios. Essa contaminação inclui rochas basálticas do tipo intraplaca.

As unidades apresentam amplo espectro de litotipos, sendo que todas contêm rochas com baixa ocorrência de K-feldspato na matriz e, com exceção da Suíte Angelim, todas as unidades apresentam um decréscimo de Σ ETR em relação à sílica.

A característica química das rochas do domínio, sobretudo quando analisados os gráficos de elementos terras raras, apresenta interação de processos comum a todas, ocasionadas pelo metamorfismo regional, esse evento fundiu as rochas supracrustais gerando novas unidades e remobilizando elementos mais incompatíveis das rochas originais.

Quimicamente, são identificadas quatro suítes ígneas no Domínio Costeiro: a primeira foi agrupada pela ausência de contaminação de crosta oceânica, tendo uma dispersão de elementos terras raras bastante regular e, está associadas à fusão regional durante a evolução do orógeno, é representada pela suíte Angelim e seus representantes na Unidade São Sebastião do Alto, é a única a apresentar teores de Na_2O superior a 3,2% e apesar de ter distribuição no campo de rochas peraluminosas, sua mineralogia associada aos teores de Na_2O indicam ter sua fonte em rochas ígneas, preferencialmente, granito tipo I.

Na segunda estão incluídas as suítes Desengano, Serra de São Pedro e Bela Joana, na qual foram agrupadas por apresentarem distribuição de elementos terras raras similares entre si, assim como mobilização destes elementos, seja pelo processo metassomático, seja por processo de contaminação. Apresentam mais de uma fonte sendo que, a Suíte Bela Joana tem maior contribuição de rochas ígneas, pois está predominantemente distribuído no campo de rochas metaluminosas além de apresentar teores de Na_2O próximo a 3%, enquanto a Suíte Desengano possui indicativos de maior contribuição de origem sedimentar, pois apresenta um maior número de amostras peraluminosas e teores de Na_2O inferiores a 3,2%.

A Suíte Cordeiro sofreu forte diferenciação, sendo que os processos metassomáticos existentes não permitem uma correta correlação com as demais unidades, suas características litológicas indicam origem sedimentar, pois apresenta recorrente presença de calcissilicáticas, seus teores de Na_2O inferiores a 3,2% e sua distribuição no campo de rochas peraluminosas indicam ser este um granito tipo S.

Por fim, as rochas metabásicas encontradas no Grupo São Fidélis e Suíte Desengano compreendem uma suíte básica, relacionada a fusão do manto e incorporação as rochas crustais em ambiente intraplaca.

Indícios de um processo regional de metassomatismo são encontrados e afetou as suítes Desengano e Serra de São Pedro bem como a Suíte Cordeiro podendo ser o processo gerador desta unidade.

5.2 - GEOLOGIA ISOTÓPICA E GEOCRONOLOGIA

5.2.1 - Análises U-Pb

Metodologia

Após o processamento e preparação das amostras, realizado nos Laboratório de Preparação de Amostras (LGPA/UERJ), as mesmas foram encaminhadas ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília para serem analisadas

segundo o método LA-MC-ICP-MS (Laser Ablation Multi-Collector Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry).

O método laser ablation-ICP-MS prevê a ejeção de material através de um feixe de laser, a ionização desse material por um plasma induzido por argônio e a medição da razão isotópica pelo espectrômetro de massa (Machado e Simonetti, 2001).

O equipamento utilizado consiste em um multi coletor ICP-MS Thermo Neptune acoplado a um sistema de laser New Wave UP-213 através de tubos Tygon (Bouman *et al.*, 2005, IN: <http://e-groups.unb.br/ig/labo/geocron/>).

As amostras são inseridas em uma célula de teflon (duas de cada vez) juntamente com um zircão padrão e levadas ao New Wave UP-213 para serem analisadas. Os padrões utilizados neste trabalho foram UQ-Z1 e GJ.

O diâmetro do feixe de laser utilizado é de 30 μm . O material analisado é transportado, através do tubo Tygon, por um fluxo de gás hélio (He) até o ICP. Antes de chegar ao ICP o He é combinado ao gás argônio (Ar) a fim de manter a qualidade analítica do plasma (Bouman *et al.*, 2005; Buhn *et al.*, 2009). O fluxo de gás He é previamente filtrado por um tubo de quartzo preenchido com ouro a fim de remover o mercúrio (Hg). O mercúrio é um contaminante comum em gás He e Ar e o isótopo ^{204}Hg interfere com o isótopo ^{204}Pb na a correção de Pb comum (Bouman *et al.*, 2005; Buhn *et al.*, 2009).

O MC-ICP-MS está equipado com nove copos Faraday, sendo um central, quatro do lado de alta concentração de U-Pb e quatro do lado de baixa concentração de U-Pb. O espectrômetro de massa é equipado com seis contadores de íons, posicionados acima dos copos Faraday e devidamente configurados a fim permitir a análise de alta sensibilidade de isótopos de Pb e U (Buhn *et al.* ,2009, IN: <http://e-groups.unb.br/ig/labo/geocron/>).

Os dados foram visualizados no software Evaluation (Neptune Software) e transferidos para uma planilha Excel para a redução dos mesmos. Para a construção de diagramas de concórdia a partir dos resultados isotópicos obtidos utilizou-se o programa estatístico Isoplot/Ex 3.00 (Ludwig, 2003).

Resultados Obtidos para a Folha São Fidélis

Foram selecionadas para análises, duas amostras de rochas granitóides sin-colisionais, intrusivas nos metassedimentos do Grupo São Fidélis (REG-01-C = SF TUP 5 – Suíte Bela Joana; e CI-TUP 1 – Suíte Angelim).

A primeira se refere a um granitóide foliado da Suíte Angelim aflorante na região noroeste da folha, cujos resultados estão reportados na Tabela 5.4. Os zircões amostrados são límpidos, alguns com zoneamentos bem evidentes de origem magmática.

As análises obtidas são de excelente qualidade, e os resultados (Figura 5.15) indicam idade de cristalização em 569+/- 5 Ma. Destaca-se ainda a presença de um

único zircão herdado com idade de cerca de 1,14 Ga. Este dado é compatível com a interpretação do posicionamento do corpo em relação a deformação D₂.

Tabela 5.4 – Razões U/Pb e respectivas idades encontradas na Suíte Angelim

Sample	207Pb/206Pb ratio	1s(%)	207Pb/235U ratio	1s(%)	206Pb/238U ratio	1s(%)	Rho	207Pb/206Pb age	1s(%)	207Pb/235U age	1s(%)	206Pb/238U age	1s(%)	Conc (%)
03 Z1	0.060008	6,732416	0.750481	5,3473561	0.090704	4,0873815	0.8825789	603,87775	139,35218	568,50341	23,015,476	559,69916	21,890,902	92,684,184
04 Z2	0.057588	4,1293331	0.7774311	6,0672738	0.0979103	4,4452693	0.8917842	514,12303	90,712,624	584,01695	26,945,895	602,15095	25,555,118	11,712,196
05 Z3	0.058892	6,7919337	0.7152799	5,4966033	0.0880885	3,9860691	0.8910554	563,10162	141,47191	547,87663	23,010,973	544,22244	20,788,025	96,647,286
09 Z5	0.058253	3,9718345	0.7840549	5,6692681	0.0976174	4,045584	0.9274852	539,28951	86,873,289	587,79389	25,298,523	600,43061	23,192,847	11,133,734
10 Z6	0.057009	3,8362516	0.7282965	5,4751446	0.0926538	3,9064539	0.9237615	491,88334	84,595,965	555,55288	23,426,936	571,2129	21,354,111	11,612,772
12 Z8	0.059023	8,8798216	0.728783	1,2572999	0.0895524	8,9010709	0.9812448	567,93772	193,29545	555,83864	53,817,872	552,88916	47,161,693	97,350,316
15 Z9	0.059192	3,2165462	0.7937473	4,7393045	0.0972566	3,4806376	0.9019392	574,15901	69,944,129	593,29533	21,294,406	598,31162	19,887,858	10,420,661
16 Z10	0.058353	1,0527707	0.6828603	8,5864658	0.0848719	6,0884612	0.9045856	543,05911	21,490,367	528,50172	34,775,228	525,13711	30,647,025	96,699,806
17 Z11	0.059304	4,8444383	0.8069355	6,9736243	0.098685	5,0162589	0.9255676	578,28671	10,528,955	600,73344	31,621,658	606,69782	29,045,312	10,491,298
18 Z12	0.059047	3,6124319	0.8150081	5,4634546	0.1001068	4,0987402	0.9255676	568,82531	78,623,429	605,25963	24,910,395	615,03484	24,043,483	10,812,368
22 Z13	0.05868	3,5054566	0.714184	5,3500708	0.0882717	4,041662	0.9066766	555,22903	76,470,746	547,22767	22,633	545,30789	21,133,069	98,213,144
23 Z14	0.058656	3,3000286	0.7758963	5,0017551	0.0959378	3,7586388	0.9064311	554,35235	7,200,007	583,13983	22,189,035	590,55888	21,210,588	10,653,132
27 Z16	0.058718	4,3105396	0.806171	6,2267939	0.0995763	4,4935744	0.9202176	556,64842	94,010,855	600,30376	28,220,371	611,92565	26,232,576	10,993,037
28 Z17	0.058213	4,2566122	0.8088506	6,1255664	0.1007744	4,4049764	0.9319787	537,77228	93,132,486	601,80904	27,812,613	618,94545	25,996,424	11,509,434
29 Z18	0.058847	3,6186809	0.7053875	5,2618196	0.0869369	3,8199338	0.8792329	561,43016	78,857,912	542,00374	22,098,895	537,39608	19,695,813	95,719,132
30 Z19	0.05896	5,1794527	0.7201061	7,3966566	0.0885809	5,2805112	0.9475821	565,60679	112,79043	550,72954	31,441,744	547,1391	27,699,614	9,673,489
33 Z20	0.058838	3,8412785	0.7018336	5,6204961	0.0865112	4,1029935	0.9167387	561,11906	8,371,314	539,88551	23,535,402	534,87104	21,059,952	95,322,203
34 Z21	0.058776	3,3550344	0.6973879	5,0130759	0.086054	3,7248725	0.8670956	558,81975	73,144,846	537,22959	20,913,538	532,15747	19,026,074	95,228,824
35 Z23	0.059257	3,516484	0.7390947	5,2679053	0.0904611	3,9223929	0.9076697	576,53748	76,435,654	561,87716	22,732,371	558,26363	20,975,921	96,830,414
11 Z7	0.057968	4,948294	0.8755982	7,027908	0.1095501	4,9904138	0.9489334	528,5645	108,43591	638,60248	33,313,003	670,13474	31,762,944	12,678,391
24 Z15	0.077135	4,0220044	20,750,507	5,8503224	0.1951079	4,2485	0.9270448	112,46872	80,166,281	114,06015	40,085,392	114,89861	44,711,739	10,216,051
06 Z4	0.06542	5,0969863	0.7796176	7,2621783	0.0864315	5,1730034	0.8911544	787,86272	107,00447	585,26525	32,303,661	534,39765	26,529,587	67,828,777

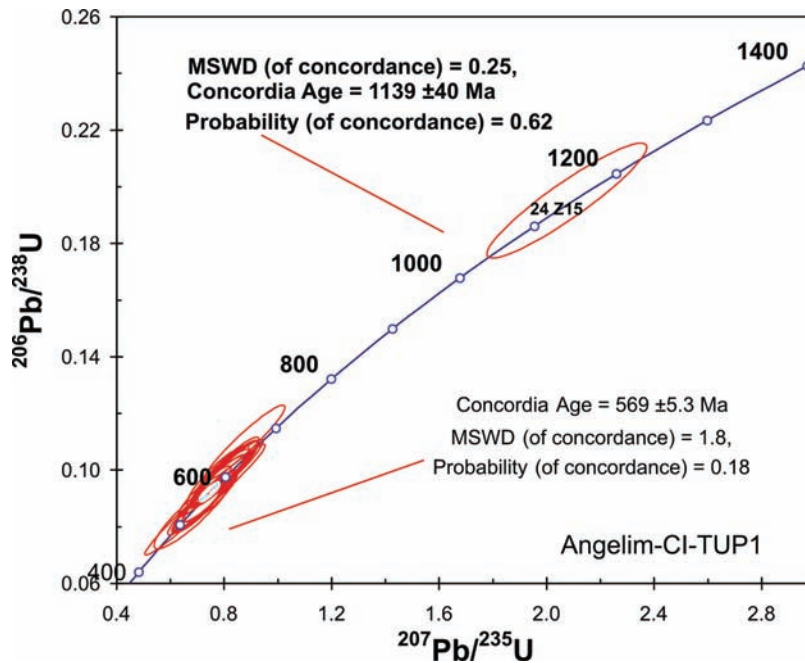


Figura 5.15 – Isócrona U/Pb da suíte Angelim indicando idades concordantes e, indicio de idade herdada em zircão detrítico

A segunda amostra escolhida é um granito porfirítico foliado da Suíte Bela Joana, aflorante no extremo leste da folha (Pedreira Itereré), próximo à Serra da Boa Vista, onde os resultados da análise são mostrados na Tabela 5.5. Os dados obtidos indicam idades de cristalização mais jovem, em 562±/– 6 Ma (Figura 5.16). Apesar de haver superposição nos erros analíticos, as idades obtidas são coerentes com as observações texturais e estruturais observadas no campo que indicam caráter sin-tectônico para este corpo.

5.2.2 - Análises Sm-Nd

Metodologia

Análises de Sm e Nd foram realizadas pelo método TIMS (thermal-ionization mass spectrometer), no Laboratório de Geologia Geocronologia (LAGIR) da Faculdade de Geologia, na Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

O procedimento analítico utilizado no LAGIR para análises Sm-Nd foi detalhado em Valeriano et al (2009). Para a preparação química adiciona-se a 100 gramas da amostra, 45-50 ug de uma solução traçadora dupla de 149Sm-150Nd. As amostras são digeridas com uma mistura de HF (6 mL) and HNO₃ 6N (0.5 mL), em bombas de teflon (PTFE) acomodadas em jaquetas de aço para alta pressão, por cinco dias, ou dependo do tipo de rocha ou mineral, em bequers de teflon (PTFE) em placa quente, nas capelas. A separação de Sm e Nd é feita usando-se HCl em duas colunas de troca catiônica: a primeira extrai os elementos terras raras da amostra com a resina do tipo AG 50 W-X8 (100-200 mesh), enquanto que a segunda, do tipo LN-spec (150 mesh), extrai Sm e Nd.

Posteriormente, as soluções com Sm e Nd são depositadas separadamente em filamentos duplos

de Re usando gel de sílica e H₃PO₄ como ativadores. As análises espectrométricas foram realizadas no espectrômetro de massa multi-coletor da marca TRITON-Finnigan usando o modo estático, com um arranjo de oito coletores do tipo Faraday. As razões isotópicas de Nd são normalizadas pelo padrão La Jolla (¹⁴⁶Nd/¹⁴⁴Nd = 0.7219), e correções são feitas para os traçadores utilizados bem como para os brancos abaixo de 1 ng para Nd e 0.1 ng para Sm.

Resultados da Folha São Fidélis

Na Folha São Fidélis foram escolhidas para realização de análises Sm-Nd, os mesmos pontos amostrados para U-Pb, que representam granitóides sin-colisionais do intrusivos no Grupo São Fidélis, Domínio Costeiro, no Terreno Oriental: a) REG-01-C= SF TUP 5 – Suíte Bela Joana; e b) CI-TUP 1- Suíte Angelim. Os resultados obtidos são apresentados na Tabela 5.6.

A amostra da Suíte Angelim com idade de cristalização em ca. 569 Ma, apresenta idade modelo TDM de 1,3 Ga., com parâmetro eNd(t=569) de –5,11. Os dados obtidos indicam mistura, com provável contribuição crustal de fontes Mesoproterozóicas, como aponta a idade de um zircão herdado de ca. 1,14 Ga, obtida para esta mesma amostra.

Já a amostra da Suíte Bela Joana, com idade cristalização U-Pb de ca. 562 Ma, rendeu uma idade modelo TDM de 1,66 Ga, com parâmetro eNd(t=569) de –5,15. Os dados indicam maior contribuição de fontes mais antigas. Como no Terreno Oriental não ocorrem rochas do embasamento pré-1.8 Ga, é provável que esta assinatura venha dos metassedimentos do Grupo São Fidélis, no Domínio Costeiro, que possuem zircões desde o Arqueano até Neoproterozóico (Valladares et al., 2006; Schmitt et al., 2005)

Tabela 5.5 – Razões U/Pb e idades da Suíte Bela Joana

Sample	207Pb/235U ratio	1s(%)	206Pb/238U ratio	1s(%)	Rho	207Pb/206Pb age	1s(%)	207Pb/235U age	1s(%)	206Pb/238U age	1s(%)	Conc (%)
SF-TUP5												
03 Z1	0.75048	5.347.356	0.090704	40.873.815	0.8825789	603.88	13.935.218	568.50	2.301.548	559.70	218.909	93
04 Z3	0.71528	5.496.603	0.088089	39.860.691	0.8910554	563.10	14.147.191	547.88	2.301.097	544.22	2.078.802	97
09 Z6	0.72830	5.475.145	0.092654	39.064.539	0.9237615	491.88	8.459.597	555.55	2.342.694	571.21	2.135.411	116
11 Z8N	0.72878	12.572.999	0.089552	89.010.709	0.9812448	567.94	19.329.545	555.84	5.381.787	552.89	4.716.169	97
14 Z8B	0.79375	4.739.305	0.097257	34.806.376	0.9019392	574.16	6.994.413	593.30	2.129.441	598.31	1.988.786	104
15 Z9	0.68286	8.586.466	0.084872	60.884.612	0.9045856	543.06	21.490.367	528.50	3.477.523	525.14	3.064.702	97
21 Z12	0.71418	5.350.071	0.088272	4.041.662	0.9066766	555.23	7.647.075	547.23	22.633	545.31	2.113.307	98
22 Z13	0.77590	5.001.755	0.095938	37.586.388	0.9064311	554.35	7.200.007	583.14	2.218.904	590.56	2.121.059	107
28 Z16	0.70539	5.261.820	0.086937	38.199.338	0.8792329	561.43	7.885.791	542.00	220.989	537.40	1.969.581	96
29 Z17	0.72011	7.396.657	0.088581	52.805.112	0.9475821	565.61	11.279.043	550.73	3.144.174	547.14	2.769.961	97
32 Z18	0.70183	5.620.496	0.086511	41.029.935	0.9167387	561.12	8.371.314	539.89	235.354	534.87	2.105.995	95
33 Z19	0.69739	5.013.076	0.086054	37.248.725	0.8670956	558.82	7.314.485	537.23	2.091.354	532.16	1.902.607	95
34 Z20	0.73909	5.267.905	0.090461	39.223.929	0.9076697	576.54	7.643.565	561.88	2.273.237	558.26	2.097.592	97
05 Z4	0.77962	7.262.178	0.086431	51.730.034	0.8911544	787.86	10.700.447	585.27	3.230.366	534.40	2.652.959	68
04 Z2	0.7774311	6.067.274	0.09791	44.452.693	0.8917842	514.12	9.071.262	584.02	269.459	602.15	2.555.512	117
17 Z11N	0.8150081	5.463.455	0.100107	40.987.402	0.9255676	568.83	7.862.343	605.26	2.491.039	615.03	2.404.348	108
26 Z14	0.806171	6.226.794	0.099576	44.935.744	0.9202176	556.65	9.401.085	600.30	2.822.037	611.93	2.623.258	110
27 Z15	0.8088506	6.125.566	0.100774	44.049.764	0.9319787	537.77	9.313.249	601.81	2.781.261	618.95	2.599.642	115
08 Z5	0.7840549	5.669.268	0.097617	4.045.384	0.9274852	539.29	8.687.929	587.79	2.529.852	600.43	2.319.285	111
16 Z10	0.8069355	6.973.624	0.098685	50.162.589	0.9474035	578.29	10.526.955	600.73	3.162.166	606.70	2.904.531	105
10 Z7	0.8755982	7.027.791	0.10955	49.904.138	0.9489334	528.56	10.843.591	638.60	33.313	670.13	3.176.294	127
20 Z11B	0.8409827	6.294.764	0.105582	46.962.424	0.9434271	521.01	9.197.185	619.69	2.919.757	647.04	2.891.136	124

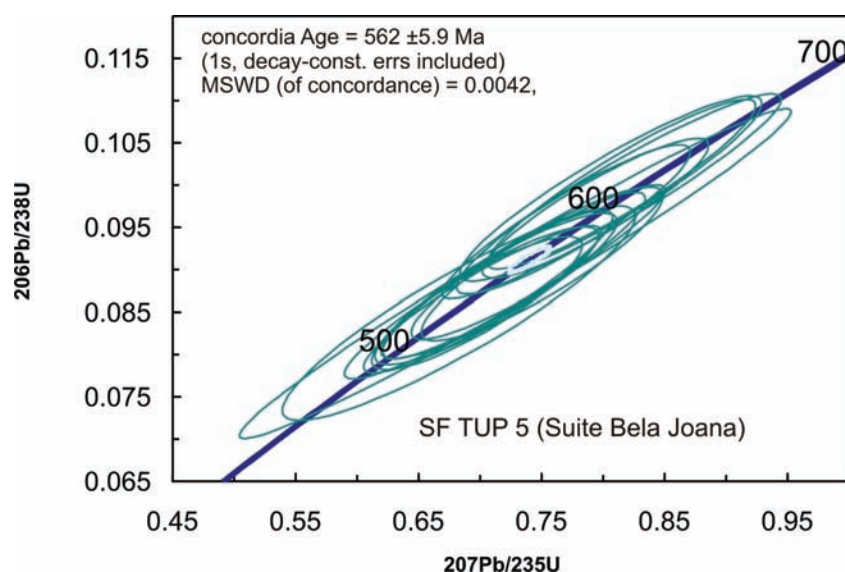


Figura 5.16 – Isócrona U/Pb da suíte Bela Joana com idades concordantes de dispersão bem definida e restrita

Tabela 5.6 – Razões Sm/Nd com respectivas idades das Suítes Angelim e Bela Joana

Amostra	SmID	NdID	Nd/Sm	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}(m)$	Erro (2sigma)	time (i)	Sm/Nd	eNd(i)	eNd(0)	T(CHUR)	T(DM)
REG-01-C	90.175	39.776	441.104	0.512155232	2,45E-01	562	0.22670407	-5.15	-9.42	1234	1658
CI-TUP-01	47.676	28.612	600.143	0.512018934	3,27E-01	569	0.16662693	-5.11	-12.08	984	1338

6 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICO/ GEOTECTÔNICA DA FOLHA SÃO FIDÉLIS

Na subdivisão litotectônica aplicada para a Faixa Ribeira e a Província Mantiqueira (Heilbron et al 2004a, 2004b) são individualizados um embasamento ortognássico paleoproterozóico, coberturas sedimentares paleo-mesoproterozóicas e sequências sedimentares e granitóides neoproterozóicos.

Na região da Folha São Fidélis são encontrados apenas os dois últimos conjuntos de rochas citados, na seguinte ordem estratigráfica:

- Sequências metassedimentares paleoproterozóicas a mesoproterozóicas;
- Sequências metassedimentares e metavulcano-sedimentares neoproterozóicas que incluem sequências de margem passiva (abertura oceânica), sequências relacionadas ao fechamento de oceanos (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- a tardi-colisionais.

Exceção feita a uma fina camada de metassedimentos (Grupo Andrelândia), pertencentes ao Terreno Ocidental, que aflora na porção noroeste da folha, todas as unidades litológicas mapeadas se situam no Terreno Oriental, subdivididas em três domínios tectônicos, a saber: Domínio Cambuci, Domínio Italva e Domínio Costeiro.

A Figura 6.1 apresenta a coluna estratigráfica adotada para a área com o posicionamento das unidades litológicas mapeadas na Folha São Fidélis.

Os domínios tectônicos são limitados por importantes descontinuidades estruturais definidas como empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente destrais. Estes domínios foram progressivamente acrescidos junto às bordas cratônicas e às faixas móveis (terrenos) colididas previamente, em vários episódios colisionais. No caso da Folha São Fidélis atribui-se a idade de ca. 580-560 Ma. para este evento.

6.1 - DOMÍNIO CAMBUCI

Este compartimento está justaposto tectonicamente ao Domínio Juiz de Fora e seu contato é representado por uma zona de cisalhamento

de alto ângulo. É importante salientar que este compartimento se estende desde a folha adjacente a oeste (Folha Santo Antônio de Pádua), até o Estado do Espírito Santo, aflorando somente na região noroeste da Folha São Fidélis.

Tal como em todos os compartimentos tectônicos do Terreno Oriental, não foram encontrados registros de rochas do embasamento pré-1.7 Ga. O domínio compreende uma sucessão meta-vulcano-sedimentar metamorfisada em fácies anfibolito alto a granulito, invadida por diversas gerações de rochas granitóides.

A porção meta-vulcano-sedimentar do Domínio Cambuci é representada pela Unidade Bom Jesus do Itabapoana, e apresenta uma grande diversidade composicional que ocorre em cada afloramento, com variedades de gnaisses associados a rochas metabásicas, gnditos, rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos, que atestam a sua origem sedimentar.

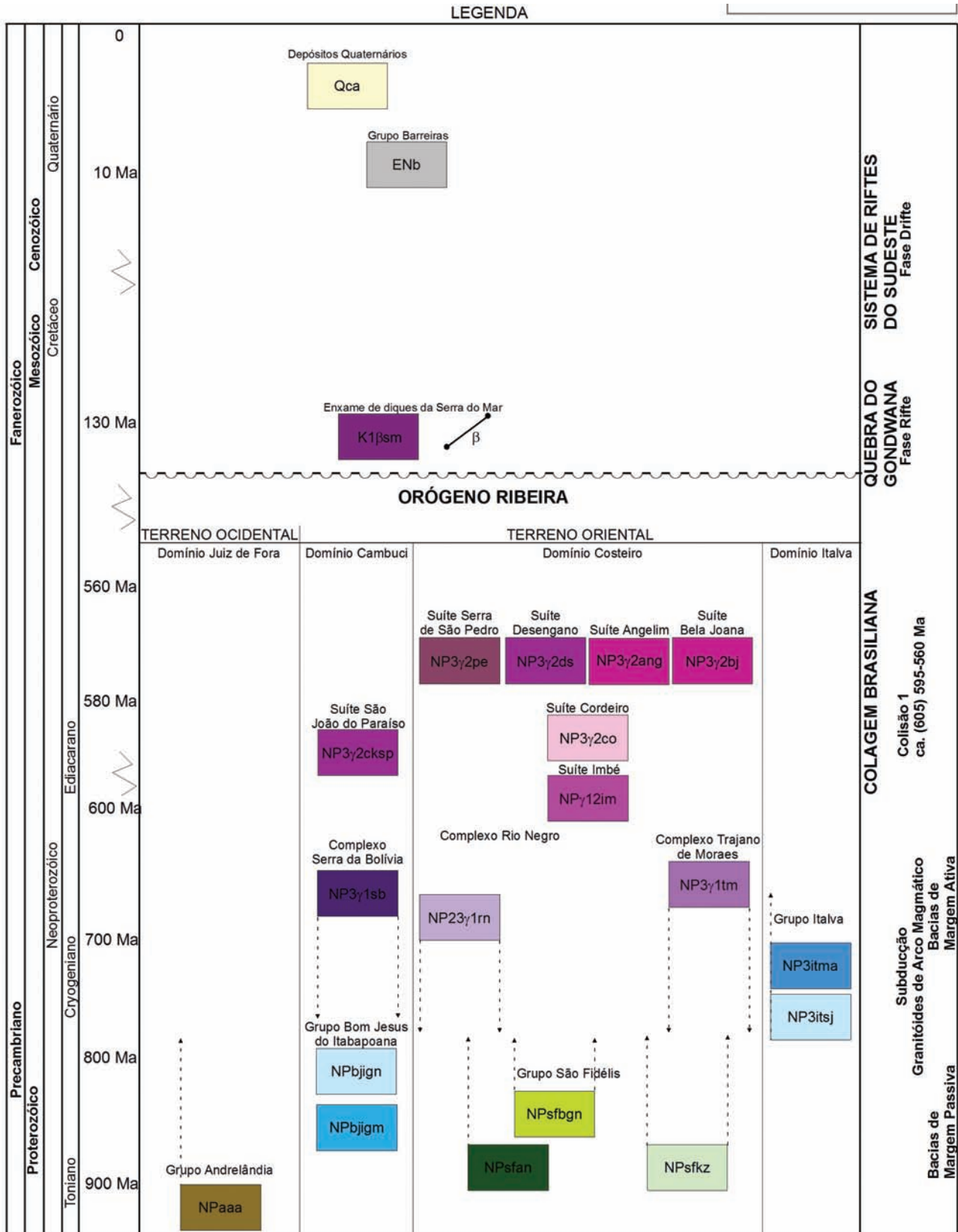
A porção superior da unidade é constituída por um gnaisse que se caracteriza por uma alternância entre níveis máficos e félsicos em várias espessuras, de lâminas a camadas métricas. As bandas félsicas têm composição tonalítica a granodiorítica, com porfiroblastos de k-feldspato. As bandas máficas, de espessura milimétrica a decimétrica, são constituídas por até 20% de biotita com inclusões de magnetita. O limite dos níveis máficos é abrupto e retilíneo de um lado e gradacional e irregular de outro, o que pode ser interpretado como uma feição primária, possivelmente de origem vulcânica.

A migmatização dos gnaisses e metassedimentos da Unidade Bom Jesus do Itabapoana atinge o grau de anatexia avançado a ponto de gerar uma rocha diatexitica ($\delta 2$ -sin-colisão I) contendo ortopiroxênio denominada de Suíte São João do Paraíso. Estes corpos de rochas granitóides são freqüentes e atingem maiores dimensões na porção basal deste compartimento tectônico, junto ao contato com o Domínio Juiz de Fora subjacente.

Trata-se de rocha leucocrática homogênea, de composição charnockítica a charno-enderbítica, com cristais isolados de biotita, piroxênio e anfibólio e enclaves (ou restitos) de piroxênio anfibolito, biotita gnaisses, gnaisses granatíferos e rochas calcissilicáticas.

Em posição tectono-estratigráfica inferior no Domínio Cambuci é encontrado um complexo plutônico gnaissificado ($\delta 1$ - pré-colisional), que foi integrado ao Complexo Serra da Bolívia.

Figura 6.1 – Coluna estratigráfica com as unidades de mapeamento adotadas para a Folha São Fidélis distribuídas em seus respectivos terrenos e domínios tectônicos



Predominam neste complexo ortognaisses de grão médio à grosso, inequigranulares a porfiríticos, com pequenos cristais de hornblenda ou biotita em matriz quartzo-feldspática. São encontrados gabros (hornblenda gabronoritos), dioritos e quartzo dioritos, tonalitos, monzodioritos e quartzo-monzodioritos, e monzogranitos. Adotando-se os critérios de Lameyre & Bowden (1982), percebe-se a presença de duas séries plutônicas distintas, ambas de natureza calcialcalina: tonalito-trondjemito (baixo-K) e outra série monzonítica (alto-K). Dados preliminares litogeoquímicos indicam pelo menos duas suítes magmáticas, que compreendem granito-granodiorito-diorito e granodiorito-sienito-monzonito-quartzo monzonito, além de gabro noritos. Os dados litogeoquímicos indicam que estas suítes são representantes de magmatismo calcioalcalino com assinaturas típicas para arcos magmáticos.

6.2 - DOMÍNIO ITALVA

Representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental e ocorre balizado por contatos tectônicos sobre o Domínio Costeiro, estendendo-se desde a região de Cantagalo, a sudoeste, até o sul do Estado do Espírito Santo. Encontra-se justaposto tectonicamente a dioritos, gabros e tonalitos do Complexo Rio Negro e tem sua área de ocorrência também na região noroeste da folha.

O Grupo Italva é composto por um conjunto meta-vulcano-sedimentar, rico em mármore e anfibolitos. Contrastando com os outros compartimentos descritos, o metamorfismo principal não ultrapassa os limites do fácies anfibolito, e a deformação principal é moderada, caracterizadas por uma xistosidade grossa, além de dobras recumbentes a reclinadas. Os gnaisses do Grupo Italva se apresentam de duas formas distintas (homogêneos ou bandados), que se alternam em várias escalas e apresentam contatos gradacionais entre si.

O restante do pacote sedimentar do Grupo Italva é representado por uma sequência metacarbonática com espessuras entre 500 e 1000 metros. Os mármore são esbranquiçados e podem ser dolomíticos ou calcíticos, não havendo predominância de um tipo sobre outro.

Até 1/3 da espessura da sequência metacarbonática é ocupado por intercalações de anfibolitos, rochas calcissilicáticas e bandas quartzo-feldspáticas finas ou pegmatóides. Os anfibolitos ocorrem em bandas métricas que desenvolvem uma borda de reação com mármore contendo com epidoto e biotita. Alguns bancos de rochas máficas possuem intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio. Dados litogeoquímicos obtidos por Ragatky et al. (2003) indicam protólitos de basaltos toleíticos, variando entre E-MORB a N-MORB. Dados U-PB/TIMS de Heilbron & Machado (2003) para estes

anfibolitos resultaram em uma idade de cristalização de ca. 840 Ma e indicações de retrabalhamento metamórfico em ca. 501 Ma.

6.3 - DOMÍNIO COSTEIRO

Este compartimento tectônico aflora em grande parte da Folha São Fidélis e cavalga o Domínio Juiz de Fora/Terreno Ocidental na porção noroeste da folha. Na ausência desta unidade, este domínio passa a cavalgar o Domínio Cambuci em zonas de cisalhamento transpressivas destrais de alto ângulo.

Tal como em todos os compartimentos do Terreno Oriental, não foram encontradas associações litológicas do embasamento Pré-1.7 Ga. No Domínio Costeiro ocorrem sucessões metassedimentares em fácies anfibolito superior a granulito, invadidas por diversas gerações de rochas granitóides de arco magmático, como os ortognaisses do Complexo Rio Negro ($\delta 1$ -pré-colisão I/arco magmático), e sin-colisionais, como os leucogranitos/leucocharnockitos e granitóides a charnockitóides porfiróides das Suítes Bela Joana, Desengano e Angelim, além da Suíte Cordeiro.

Unidades Metassedimentares de Margem Passiva

As unidades metassedimentares são denominadas de São Fidélis e São Sebastião do Alto. Nem sempre o contato entre as duas unidades é claro e de fácil cartografia, podendo ser transicional ou definido através do aparecimento de camadas de quartzitos da unidade São Sebastião do Alto.

A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis, que compreende biotita gnaisses granatíferos, por vezes com sillimanita. Normalmente estão muito migmatizados, sendo freqüentes arranjos metatexiticos e diatexiticos, com leucossomas portadores de granada peritética. Lentes de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e raros quartzitos feldspáticos ocorrem.

A unidade superior, denominada Unidade São Sebastião do Alto (Tupinambá et al., 2007), compreende (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e/ou porfirítica ou, localmente, textura nebulítica. Característico da unidade é a presença de camadas descontínuas de (sill) - (musc) - quartzito (puro ou feldspático) fortemente recristalizado, com espessura entre 20 e 120 metros.

Dados U-Pb/LA de zircões detríticos destes quartzitos foram obtidos por Valladares et al. (1997), e indicam deposição no Neoproterozóico e fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Dados SHRIMP obtidos por Schmitt et al. (2003, 2004) para gnaisses desta unidade indicam também deposição

no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e do Arco Magmático Rio Negro.

Granitóides de Arco Magmático

Corpos plutônicos metamorfisados na facies anfíbolito e mais ou menos gnaissificados são encontrados no Domínio Costeiro, com relações intrusivas com as unidades metassedimentares. O Complexo Rio Negro ($\delta 1$ -pré-colisão I) ocorre na região noroeste da folha, e representa o principal magmatismo calcioalcalino deste segmento do orógeno (Tupinambá 1999). Dados litogequímicos e idades U-Pb indicam ambientes tectônicos de arcos magmáticos que evoluíram desde intraoceânicos até cordilheranos, entre 790 e 620 Ma (Tupinambá 1999; Tupinambá et al. 2000, 2003c; Heilbron et al. 2004, 2005; Heilbron & Machado 2003).

O Complexo Trajano de Morais ocorre no extremo sudoeste da folha, e corresponde a um conjunto de ortognaisses de diferentes composições muitas vezes migmatizado, onde foram definidos cinco grupos composicionais: (i) diorito e quartzo diorito; (ii) hornblenda granodiorito; (iii) ortognaisses tonalíticos; (iv) allanita sienogranito; e (v) allanita monzogranito.

Granitóides Sin-colisionais

O conjunto mais de maior expressão areal é aquele que associa gnaisses porfiríticos graníticos ou charnockíticos, denominados, respectivamente, pelas suítes Desengano e Bela Joana que ocorrem na porção central da folha. Na porção sudoeste, onde se localiza o Pico do Desengano, ocorre um gnaisse com megacristais recristalizados de microclina, ortoclásio e plagioclásio de até 8 cm de comprimento e matriz com os mesmos feldspatos, pobre em quartzo, rica em biotita e com relictos de ortopiroxênio. Esta rocha grada lateralmente, para leste, para um gnaisse porfirítico com ortopiroxênio estável e côr esverdeada, sendo denominado de Suíte Bela Joana.

Na porção central da folha a Suíte Desengano se encontra encaixada em uma faixa de paragnaisses de alto grau de metamorfismo, contendo grafita (incluindo duas ocorrências próximas a São Fidélis), granada e, eventualmente, cordierita, que foram denominadas por Silva et al. (1978) de Unidade Catalunha.

Nesta região ocorre o Complexo Serra de São Pedro que possui litotipo predominante semelhante aos gnaisses porfiríticos da Suíte Desengano, diferenciando-se pela grande quantidade de hornblenda observada. Com frequência possui coloração esverdeada onde ortopiroxênio está presente, indicando ter sido metamorfisado em fácies granulito. Neste complexo é comum a ocorrência de trilhas de enclaves de rochas metagabróicas

de espessuras decimétricas a métricas, por vezes boudinadas, além de enclaves centimétricas de rochas calcissilicáticas.

Acompanhando os gnaisses porfiríticos ocorre a Suíte Cordeiro em numerosos corpos de leucognaisses graníticos a duas micas, podendo conter granada ou nódulos de sillimanita e que podem, localmente, conter ortopiroxênio e se apresentar esverdeados (leucognaisses charnockíticos). Estes granitóides possuem idades entre 580 e 560 Ma, e são interpretados como representantes do magmatismo sin-colisional deste setor do orógeno. ($\delta 2$ -sin-colisão I).

Outro conjunto de rochas plutônicas intrusivas nos metassedimentos do Domínio Costeiro está representado pelo Ortognaisse Angelim (Silva et al. 1978; Rego 1989). É constituído por (granada)-hornblenda-biotita granitóides foliados predominantemente tonalíticos, com porções granatíferas de composição granítica, principalmente nos contatos com os paragnaisses encaixantes, onde a foliação chega a ser milonítica.

6.4 - MAGMATISMO ASSOCIADO À 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).

Neste período foi gerado extensivo magmatismo basáltico, na forma de enxames de diques, como o Enxame de Diques da Serra do Mar (ESDM) de direção NEE. 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.

6.5 - EVOLUÇÃO GEOLÓGICO-GEOTECTÔNICA

A região da Folha São Fidélis é caracterizada por não apresentar em nenhum dos seus três domínios tectônicos principais rochas pertencentes ao embasamento pré-1.8 Ga., o que suscita uma série de discussões a respeito de seu arcabouço tectônico anterior ao estágio colisional (ca. 580-560 Ma).

Conforme discutido nos sub-ítens anteriores, os dados obtidos para as rochas metassedimentares do Domínio Cambuci indicam uma deposição em

ambiente tipo bacia ante-arco. A porção meta-vulcano-sedimentar do Domínio Cambuci, representada pela Unidade Bom Jesus do Itabapoana, apresenta uma grande diversidade composicional, com variedades de gnaisses associados a rochas metabásicas, gnditos, rochas calcissilicáticas e mármore dolomíticos, que atestam a sua origem sedimentar. A porção superior da unidade é constituída por um gnaiss de origem vulcano-sedimentar, caracterizado pela alternância entre níveis máficos e félsicos em várias espessuras.

O Domínio Italva é balizado por contatos tectônicos sobre o Domínio Costeiro e é também composto por um conjunto meta-vulcano-sedimentar, rico em mármore e anfibolitos (Grupo Italva). Este domínio representa o compartimento estruturalmente superior do Terreno Oriental, posicionado tectonicamente acima do Domínio Costeiro, e tem idades de deposição de *ca.* 840 Ma. (U/Pb). Para estas sucessões, duas hipóteses são apresentadas para o ambiente de deposição, uma em margem passiva ou ambiente de bacia retro-arco (Heilbron & Machado, 2003).

Com relação ao Domínio Costeiro, sabe-se que representa o ambiente onde se instalou o arco magmático da Faixa Ribeira (Complexo Rio Negro), com evidências de ter tido uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron *et al.* 2005). Sua porção meta-sedimentar, aqui denominada de Grupo São Fidélis, é constituída por paragneisses pelíticos ricos em interações de quartzitos e calcissilicáticas. Estas unidades são interpretadas como depositadas em ambiente de margem passiva. Sua unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis e a unidade superior, denominada Unidade São Sebastião do Alto (Tupinambá *et al.*, 2007), compreende (granada)-(hornblenda)-biotita gnaisses migmatíticos que tem como característica a presença de camadas descontínuas de quartzitos com espessura entre 20 e 120 metros.

Dados U-Pb/LA de zircões detríticos destes quartzitos (Valladares *et al.* 1997) indicam deposição no Neoproterozóico com fontes mistas, variando desde arqueanas, paleoproterozóicas e neoproterozóicas. Dados SHRIMP obtidos por Schmitt *et al.* (2003, 2004) para gnaisses desta unidade indicam também deposição no Neoproterozóico, com contribuição de rochas do embasamento e do Arco Mágmatco Rio Negro.

Com base nas discussões feitas e devido ao fato de não haver registro de rochas do embasamento pré-1.8 Ga. no Terreno Oriental, pode-se sugerir que o arco magmático se instalou em um ambiente de margem passiva, representado pelas rochas do Grupo São Fidélis e possivelmente as sequências inferiores dos Grupos Italva (posicionada estratigraficamente acima deste) e Cambuci, de posicionamento estratigráfico duvidoso. Após a instalação do arco magmático teriam sido geradas as sequências superiores dos grupos citados, com características de depósitos vulcano-sedimentares em ambiente de ante-arco para as rochas do Grupo Bom Jesus do Itabapoana e de retro-arco para as rochas do Grupo Italva.

No período entre 790 e 620 Ma (Tupinambá 1999; Tupinambá *et al.* 2000, 2003c; Heilbron *et al.* 2004, 2005; Heilbron & Machado 2003) os três domínios tectônicos supracitados foram intrudidos por granitóides neoproterozóicos pré-colisionais, gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção. Na área da Folha São Fidélis, estes granitóides são representados pelo Complexo Serra da Bolívia no Domínio Cambuci e pelos complexos Rio Negro e Trajano de Moraes, no Domínio Costeiro.

Durante o evento colisional, ocorrido ao final do neoproterozóico (*ca.* 580-560 Ma), responsável pela geração de empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas destrais durante a fase D₂, foram gerados diversos corpos de granitóides sin- a tardi-colisionais, representados pela Suíte São João do Paraíso, no Domínio Cambuci, e pelas suítes Cordeiro, Desengano, Angelim, Bela Joana, Imbé e Serra de São Pedro, no Domínio Costeiro.

Após uma ausência de registros geológicos, no Cretáceo Inferior a região sofreu atividade magmática na forma de enxames de diques (EDSM). Falhas normais e transcorrentes também se desenvolveram ao mesmo tempo em que a Bacia Marginal de Campos iniciava sua implantação.

No Terciário foram formadas as coberturas sedimentares correlacionadas ao Grupo Barreiras, que ocorre na porção sudeste da folha, e é constituído por sedimentos argilo-arenosos avermelhados, por vezes lateríticos. Por fim foram depositados os sedimentos clásticos continentais representados por coberturas pleistocênico-holocênicas, principalmente psamitos e ruditos fluviais e de leques aluviais.

7 – RECURSOS MINERAIS

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

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

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

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

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georeferenciados que serviu de base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. Os métodos de

geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.), o que gerou por vezes uma imprecisão dos dados e a duplicidade de pontos catalogados em fontes distintas. Nesse caso, a localização principalmente de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite fornecidas pelo programa GoogleEarth forneceram maior precisão geográfica.

O trabalho de campo foi essencial para obtenção dos dados referentes à descrição geológica nas frentes de lavras, depósitos ou ocorrências, bem como a obtenção com precisão das coordenadas geográficas das mesmas. Na ocasião, foram registrados os dados de produção, matéria prima e produto comercializado, mercado consumidor, quantidade de empregados etc. a fim de obter informações acerca da importância econômica das empresas para a economia local.

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

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

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

7.1 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA

Na área delimitada pela Folha São Fidélis há registros de uma série de bens minerais onde despontam a exploração de materiais de uso direto na construção civil principalmente rocha ornamental. A produção desse material visa abastecer o mercado local.

Vale ressaltar que o noroeste fluminense esta 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.

Ainda podem ser arrolados dentre os bens minerais da região os depósitos ou ocorrências de água mineral, areia, argila, ametista, berilo, diatomito, feldspato, grafita, manganês, mármore, mica, ouro, rocha para brita, saibro, turfa e quartzo.

Nesse trabalho foram cadastrados 82 pontos de recursos minerais, estando 11 minas em atividade, 33 minas paralisadas e 38 ocorrências e/ou depósitos não explorados.

A produção de insumos básicos empregados na construção civil merece destaque em virtude do grande número de áreas registradas para a sua extração. Os processos protocolados no DNPM em dezembro de 2008 correspondem a 24 áreas para requerimentos e concessões de lavra, 15 licenciamentos e 76 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, é feita a descrição dos recursos minerais da região que abrange a Folha São Fidélis, 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.

Na região que recobre a Folha São Fidélis existem dois registros de extração de água mineral, estando apenas uma em atividade localizada no município de Campo dos Goytacazes e outra paralisada em São Fidélis.

Em Campo dos Goytacazes, a marca comercializada é Sagrada (fonte Nossa Senhora de Aparecida) classificada como fluoretada e hipotermal na fonte, vazão de 96 mil l/dia. A fonte paralisada em São Fidélis é do tipo carbo-gasosa utilizando caixa de captação na fonte (Figura 7.1).

De um modo geral e na escala desse trabalho, a fonte de água mineral em Campos esta localizada em áreas de rochas pertencentes a Suite Bela Joana enquanto que a paralisada encontra-se em paragnaisses da Grupo São Fidélis.

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



Figura 7.1 – Extração de água mineral Fazenda Santa Catarina, município de São Fidélis, detalhe da caixa de captação

relação às estruturas rúpteis não esta 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 em outros. Por esse motivo, essa atividade tem um caráter intermitente e raramente deixa vestígios ao final do processo.

Na região existem 15 locais de extração de areia, estando seis em atividade e o restante inativo. Estão localizadas nas bacias de drenagem do Rio Paraíba do Sul e Muriaé (Figura 7.2) nos municípios de Cardoso Moreira, São Fidélis e Cambuci.

Em geral são explorações de pequeno porte extraíndo areia de depósitos fluviais holocênicos. De um maneira geral, os depósitos recebem contribuição principalmente das rochas paragnaissicas pertencentes a Grupo São Fidélis e rochas graníticas.



Figura 7.2 – Exploração de areia no Rio Muriaé, em Cardoso Moreira

A extração de areia em geral, se processa com auxílio de balsas e bombas de sucção. A produção destina-se ao consumo local.

Argila

Nessa região existe catalogada apenas uma mina paralísada na região de Cardoso Moreira, ao longo do Rio Muriaé.

Tratava-se provavelmente de um depósito do tipo paleoaluvião, composto de material argiloso de coloração amarelada (Figura 7.3).



Figura 7.3 – Extração paralísada de argila no paleoaluvião do Rio Muriaé, município de Cardoso Moreira

Diatomita

Foram catalogadas duas minas paralísadas de diatomita, localizadas nas margens da Lagoa de Cima, município de Campos. Situam-se na planície de inundação da lagoa, dispostos em níveis horizontais de espessura decimétrica intercalados com argila.

Grafita

Em São Fidélis, há o registro de sete ocorrências de grafita, sendo pelo menos três minas paralísadas (Saudade, São Benedito e Cachoco). Vários autores descreveram as extrações de grafita da região de São Fidélis, que foram explotadas principalmente durante a II Grande Guerra Mundial. Atualmente, o acesso as antigas galerias e túneis é dificultado por problemas de deslizamento, desmoramento e pela vegetação abundante (Figura 7.4). As visitas de campo restringiram-se então a análise de blocos e afloramentos, e de apenas uma galeria abandonada (depósito de Cachoco).



Figura 7.4 – Entrada abandonada da mina paralísada de grafita (mina de Cachoco), município de São Fidélis

O depósito de Cachoco apresenta uma galeria de aproximadamente 10 metros de extensão por 1,5 metros de altura, com a presença de veios centimétricos boudinados de grafita encaixados em sillimanita-granada-biotita gnaisses pertencentes ao Grupo São Fidélis (Figura 7.5). A grafita apresenta aspecto maciço e microestrutura lamelar (do tipo “flake”).



Figura 7.5 – Níveis de grafita em sillimanita granada biotita gnaisses, mina de grafita paralísada (mina de Cachoco), município de São Fidélis

No depósito de São Benedito, um deslizamento encobriu o acesso à galeria. Trabalhos anteriores (Vieira e Oliveira, 1978) descrevem veios em rosário de possança variável (0,3 m), paralelos à foliação gnáissica. A grafita encontra-se com estrutura lamelar e ocasionalmente fibrosa, encaixada em gnaisses granatíferos cisalhados relacionados ao Grupo São Fidélis.

Na mina da Saudade, o teor de C fica entre 35 % e 40 %. Já na mina de São Benedito foi estimada uma reserva de cerca de 2.000 toneladas de minério com teor variando de 40 % a 80 % de C (Vieira e Oliveira, 1978) (Figura 7.6).



Figura 7.6 – Blocos de grafita, encontrados na estrada da entrada da galeria da mina de grafita paralísada de São Benedito, município de São Fidélis

A grafita em veios e filonetes encontram-se também nos leucognaisses do Domínio Costeiro. Essas rochas são derivadas parcialmente da fusão de paragnaisses do Grupo São Fidélis que possuem grafita disseminada, o que poderia justificar a presença de grafita tardia (em veios).

A gênese da grafita no estado do Rio de Janeiro carece ainda de um estudo detalhado sobre a geologia local, gênese e potencial econômico.

Manganês

Trata-se de uma ocorrência descrita na bibliografia (Silva et al., 1977) na fazenda Monte Café, município de Cambuci.

Descrevem a presença de matações de granada xisto manganésífero (gondito) até material essencialmente manganésífero na encosta de morro. Encontra-se encaixado em paragnaisses do Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

Mármore

Foram cadastradas 10 ocorrências de mármore e 10 depósitos não explorados ou paralísados distribuídos na região de Cambuci. Estão alinhadas

segundo a direção NE-SW fazendo parte da faixa de mármore da região de Cantagalo no norte-nordeste da folha. Os depósitos estão distribuídos ao longo da Serra da Portela (município de São Fidélis) e na região das fazendas Boa Fé, Natal, São Joaquim e Penha (município de Cambuci).

O relevo da Serra da Portela é sustentado pelos corpos de mármore. Trabalhos anteriores descrevem inúmeras intercalações lenticulares de mármore com espessuras desde centimétricas até poucas dezenas de metros e comprimento variáveis intercalados a anfibolitos e rochas metaultramáficas que compõem a Unidade São Joaquim do Grupo Itabapoana. O mármore é em geral dolomítico e mais raramente calcítico, por vezes com impurezas de diopsídio, forsterita etc. Apresentam-se com aspecto maciço, sacaróide e/ou lamelar, com textura granoblástica média a grosseira.

Na área das fazendas Boa Fé, Natal etc a unidade de mármore pertence ao Grupo Bom Jesus do Itabapoana.

Minerais de pegmatitos

Na região foram catalogados minerais de pegmatito próximos a cidade de São Fidélis. Essas ocorrências formam uma faixa de direção SW-NE com extensão de aproximadamente 40 km cortando rochas graníticas da Suite Desengano, Grupo São Fidélis e Complexo Serra de São Pedro. Foram descritas ocorrências ou antigos garimpos de berilo (1 antigo garimpo e 1 ocorrência), feldspato (4 ocorrências) (Figura 7.7), quartzo (4 ocorrências), ametista (1 ocorrência) e mica (1 mina paralísada e 2 ocorrências). Esses depósitos estão inativos ou representam ocorrências, sendo de difícil identificação no campo.



Figura 7.7 – Ocorrência de pegmatito com quartzo, feldspato e biotita em corte da estrada, município de São Fidélis

Em Santa Maria Madalena, existe um antigo garimpo de berilo em local onde aflora pegmatito de 3 a 4 metros de espessura encaixado em rochas charnockíticas da Suíte Bela Joana (Batista, 1981).

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, Município de Campos, algumas balsas atuaram nos trabalhos de dragagem.

No rio Paraíba do Sul, a dragagem distribuiu-se ao longo do seu curso passando pelos municípios de Cambuci e São Fidélis (incluindo Pureza) onde 120 balsas encontravam-se em plena atividade no mês de agosto de 1987.

No atual cadastro foi identificado um requerimento para a substância ouro, nas margens do Rio Colégio, afluente do Rio Paraíba do Sul, próximo a cidade de São Fidélis.

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 metamorizadas, entre outros.

Rocha para brita

Segundo Mello e Calaes (2006), a competitividade da produção de brita encontra-se condicionada ao acesso a propriedades minerais de rocha dura com características compatíveis com as especificações de demanda, além de localização que assegure o seu aproveitamento econômico. Os fatores condicionantes para a localização dessas jazidas são: a facilidade de acesso, a proximidade de centro consumidor, a disponibilidade de infraestrutura e de mão-de-obra.

Na região da Folha São Fidélis ocorrem duas pedreiras de extração de brita atualmente em atividade de um total de cinco cadastradas. As pedreiras estão concentradas no nordeste da folha, próximo ao Rio Paraíba do Sul, entre as cidades de Campos e São Fidélis.

Vários tipos de rochas têm sido explorados como brita na região. As rochas utilizadas como brita são granulitos da Suíte Bela Joana e leucogranitos. Em geral, as empresas são de médio porte cortando paredões de rochas in-situ em bancadas de até sete metros de altura. O método de lavra é mecanizado (desmonte com explosivo, utilização de retroescavadeiras e britadores). As empresas produzem em geral brita, pó de pedra e pedra de mão. Atendem ao mercado consumidor da região de Campos e São Fidélis.

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

Rocha Ornamental

Foram catalogados nove depósitos, sendo três antigas minas paralisadas. No entanto, vale lembrar que nessa região tem ocorrido atualmente a exploração ilegal de blocos.

Os depósitos distribuem-se segundo uma faixa NE-SW na porção central da folha em questão, nos municípios de São Fidélis, Campos e Santa Maria Madalena. A exploração estava direcionada para extração de blocos para corte e polimento em chapas.

Em São Fidélis, extrairam principalmente paragneisses do Grupo São Fidélis. Em Santa Maria Madalena e Campos explotam rochas da leucognaisse do Domínio costeiro e granitos porfíritos das suítes Bela Joana e Desengano.

Saibro

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

Foram catalogadas duas extrações de saibro paralisadas e apenas uma em atividade. Localizam-se na Baixada Campista próximo as cidades de Campos dos Goytacazes, São Fidélis e Dores de Macabu, esta última em atividade.

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

Segundo análise em mapa, constituíram sedimentos eluvio-coluvionar derivados do desmantelamento de rochas do Grupo São Fidélis e Suíte Bela Joana.

Turfa

Segundo dados históricos, uma ocorrência de turfa foi identificada próximo ao Rio da Prata no sudeste da folha em questão, no município de Campos. A reserva estimada foi de 4 milhões de toneladas, cinza de 12% e 51,9 kcal (Fonseca, 1998). Segundo análise do mapa, encontra-se na unidade de sedimentos quaternários.

7.2 - 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. 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 atendem a 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.

Com relação ao ouro acredita-se que as áreas representadas pelas seqüências máficas-ultramáficas possam apresentar boas perspectivas metalogenéticas.

7.3 - ASPECTOS AMBIENTAIS

Os problemas gerados pela atividade de mineração na região correspondem à degradação da paisagem e do terreno em função da exploração da rocha para brita e ornamental. O passivo ambiental, fruto da atividade extrativa, correspondem às cicatrizes deixadas pelas cavas abertas que maculam a paisagem.

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 São Fidélis, 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 projetos desenvolvidos na Faculdade de Geologia da UERJ e através da participação de alunos de graduação e pós-graduação, nos anos de 2000, 2001, 2004 e 2008.

As diversas etapas do trabalho consistiram de mapeamento geológico, integração de áreas, geração de banco de dados e mapas em SIG, análises geomorfológica, estrutural-metamórfica, petrográfica-petroológica, litogeoquímicas e geocronológicas.

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 gerar suporte ao planejamento de atividades de uso e ocupação do solo, meio ambiente e recursos hídricos.

O projeto produziu dados na área trabalhada com densidade e distribuição suficientes para permitir uma melhor acuracidade na individualização e cartografia das unidades litoestratigráficas, bem como uma definição mais precisa dos domínios tectônicos existentes.

Sob o aspecto geomorfológico, a Folha São Fidélis possui uma área central de destaque, composta por serras escarpadas de significativa abrangência espacial que se prolonga para SW, e é bordejada por feições de morfologias de transição e/ou serras locais e morros, responsáveis pela suavidade na passagem para as feições de planícies fluviais e colinas. Em outras áreas, pode-se notar a ocorrência de algumas feições isoladas de serras locais e morros, alinhados NE-SW, indicando controle estrutural.

Em seu contexto tectônico, a região encontra-se no Terreno Oriental e é constituída por três escamas tectônicas, listadas abaixo da base para o topo, seguindo uma seção NW-SE:

- Domínio Cambuci – composto por granada-biotita gnaisses com lentes de mármore e calcissilicáticas, onde os protólitos sedimentares destas rochas são interpretados como depósitos de ambiente tipo bacia ante-arco.
- Domínio Costeiro – representa o ambiente onde se instalou o arco magmático da Faixa Ribeira (Complexo Rio Negro), sendo constituído também por paragneisses pelíticos ricos em

interações de quartzitos e calcissilicáticas. Os ortogneisses do Complexo Rio Negro possuem afinidade calcialcalina e composição variando desde tonalítica a granítica, com enclaves dioríticos e gabróticos. Os dados geoquímicos e isotópicos sugerem pelo menos estágios de desenvolvimento do arco magmático, um mais antigo há *ca.* 790 Ma, e outro com *ca.* 635–620 Ma (Heilbron & Machado, 2003; Tupinambá *et al.* 2000). Os dados isotópicos também mostram dois diferentes grupos, indicando uma evolução progressiva de um arco intra-oceânico para um arco tipo cordilheirano (Heilbron *et al.* 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).

Estes domínios tectônicos são intrudidos por granitóides neoproterozóicos pré-colisionais (complexos Rio Negro, Trajano de Moraes e Serra da Bolívia), gerados em arco magmático intra-oceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção.

As rochas das suítes São João do Paraíso (Domínio Cambuci), Imbé, Cordeiro, Angelim, Serra de São Pedro, Bela Joana e Desengano, pertencentes ao Domínio Costeiro, representam granitóides neoproterozóicos sin- a tardi-colisionais, que invariavelmente apresentam regiões de contato mais deformadas e migmatizadas e porções internas com texturas ígneas mais bem preservadas e uma xistosidade penetrativa paralela à foliação das rochas metassedimentares encaixantes do Grupo São Fidélis.

O limite entre os domínios tectônicos é representado por importantes descontinuidades estruturais definidas como empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente destrais. A deformação principal do Terreno Oriental é caracterizada por dois episódios tectônicos progressivos. Na área da Folha São Fidélis, a maior parte das estruturas dúcteis foi gerada no Neoproterozóico, resultante dos efeitos das diferentes etapas da Colagem Brasileira. A convergência neoproterozóica nesses Terrenos da Faixa Ribeira (Terrenos Ocidental e Oriental) subdivide-se em duas principais etapas (Heilbron *et al.*, 2000), datadas pelo método U/Pb (Machado *et*

al., 1996): a) deformação principal ($D + D_1$), 595-565 Ma; e b) deformações tardias (D_3 e D_4)¹, 535-480 Ma.

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 metabásicas 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, incluindo os processos anatéticos que levaram à geração de granitóides sin-colisionais em todos os domínios. O metamorfismo 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).

As feições descritas evidenciam, para M_2 no Domínio Costeiro, regime de pressão intermediária e condições termais transicionais da facies anfíbolito para a granulito ou, alternativamente, considerando a presença extensiva de ortopiroxênio, na região de ocorrência da Suíte Bela Joana, condições termais francas da facies granulito. De todos os domínios ocorrentes na área, o Domínio Itálva é o que registra condições menos intensas de metamorfismo e o limite superior da facies anfíbolito não foi ultrapassado.

Em termos litogeoquímicos, as rochas granitóides do Domínio Costeiro apresentam química de ambiente convergente avançando ao ambiente colisional, com recorrente mistura e fusão das rochas de arco vulcânico e crosta oceânica, dificultando a diferenciação desses dois sítios. Essa contaminação inclui rochas basálticas do tipo intraplaca.

Quimicamente, são identificadas quatro suítes ígneas no Domínio Costeiro: a primeira, representada pela suíte Angelim, foi agrupada pela ausência de contaminação de crosta oceânica, está associada à fusão regional durante a evolução do orógeno e indica ter sua fonte em rochas ígneas, preferencialmente, granitos tipo I. Na segunda estão incluídas as suítes Desengano, Serra de São Pedro e Bela Joana. Esta última parece ter maior contribuição de rochas ígneas, enquanto a Suíte Desengano possui indicativos de maior contribuição de origem sedimentar, pois apresenta um maior número de amostras peraluminosas e teores de Na_2O inferiores. A Suíte Cordeiro possui características litológicas indicativas de uma origem sedimentar, pois apresenta recorrente presença de calcissilicáticas, seus teores de Na_2O são menores e sua distribuição no campo de rochas peraluminosas, indicando ser este um granito tipo S. Por fim, no Domínio Costeiro são encontradas rochas metabásicas com sua origem relacionada à fusão do manto e incorporação as rochas crustais em ambiente intraplaca.

Dados de U/Pb obtidos para a Suíte Angelim indicam idade de cristalização em 569+/- 5 Ma,

com zircões amostrados límpidos, alguns com zoneamentos bem evidentes de origem magmática. Os dados de Sm/Nd indicam mistura, com provável contribuição crustal de fontes Mesoproterozóicas, como aponta a idade de um zircão herdado de ca. 1,14 Ga. Estes resultados são compatíveis com a interpretação do posicionamento do corpo em relação à deformação D_2 .

Para a Suíte Bela Joana os dados de U/Pb indicam idade de cristalização um pouco mais jovem, em 562+/- 6 Ma. Estas idades são também coerentes com as observações texturais e estruturais de campo que indicam caráter sin-tectônico para este corpo. Já pelo método Sm/Nd, foi obtida uma idade modelo TDm de 1,66 Ga, com parâmetro $eNd(t=569)$ de -5,15, sugerindo maior contribuição de fontes mais antigas. Como no Terreno Oriental não ocorrem rochas do embasamento pré-1.8 Ga, é possível que esta assinatura venha dos metassedimentos do Grupo São Fidélis, no Domínio Costeiro, que possuem zircões desde o Arqueano até Neoproterozóico. Entretanto, não pode ser descartada a hipótese de participação de fontes de embasamento pré 1.8 Ga existentes em regiões mais profundas que poderiam ter sido intensamente retrabalhadas durante o processo orogênico brasileiro.

Na área delimitada pela Folha São Fidélis há registros de uma série de bens minerais onde despontam a exploração de materiais de uso direto na construção civil principalmente rocha ornamental. A produção desse material visa abastecer o mercado local.

Vale ressaltar que o noroeste fluminense esta 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, explotam blocos e os transportam para beneficiamento nos teares do estado do Espírito Santo.

Ainda podem ser arrolados dentre os bens minerais da região os depósitos ou ocorrências de água mineral, areia, argila, ametista, berilo, diatomito, feldspato, grafita, manganês, mármore, mica, ouro, rocha para brita, saibro, turfa e quartzo.

Nesse trabalho foram cadastrados 82 pontos de recursos minerais, estando 11 minas em atividade, 33 minas paralisadas e 38 ocorrências e/ou depósitos não explotados.

A produção de insumos básicos empregados na construção civil merece destaque em virtude do grande número de áreas registradas para a sua extração. Os processos protocolados no DNPM em dezembro de 2008 correspondem a 24 áreas para requerimentos e concessões de lavra, 15 licenciamentos e 76 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.

Em virtude da presença de faixas com rochas básicas e ultrabásicas e seqüências metavulcanossedimentares 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.

Destaca-se ainda a região noroeste fluminense como a única com áreas de Mata Atlântica preservadas, no Parque Estadual do Desengano a sul da folha, com potencial para desenvolvimento de ecoturismo e apoio à preservação ambiental.

Recomenda-se o apoio ao desenvolvimento agrícola por ser também uma importante região de plantação de cana de açúcar do estado.

Por fim, espera-se que o resultado deste trabalho, pormenorizadamente discutido neste compêndio, sirva como base não só para a evolução do conhecimento geológico desta região, mas também para a pesquisa de recursos minerais e incremento da produção mineral brasileira, bem como possa dar suporte ao planejamento de atividades de uso e ocupação do solo, meio ambiente e recursos hídricos.

Em relação à evolução do conhecimento geológico desta região, espera-se que os dados produzidos neste trabalho possam servir como base e permitir o avanço do conhecimento científico, através da realização de estudos e pesquisas futuras, no sentido da obtenção de novos dados geocronológicos, geoquímicos e geotermobarométricos, que possam trazer novas informações para o melhor entendimento da evolução geológico-geotectônica deste importante segmento da Faixa Ribeira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AB'SABER, Azis Nacib. Conhecimentos sobre as flutuações climáticas do Quaternário no Brasil. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia**, São Paulo, v.6, n.1, p.41-48, 1957.
- _____. Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil. **Geomorfologia**, São Paulo, v.18, 1970.
- ALMEIDA, Fernando Flávio Marques de. Os Fundamentos Geológicos do Relevo Paulista. **Boletim I.G.G.**, São Paulo, n.41, p. 169-263, 1964.
- _____. The system of continental *riffts* bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48: 15-26, 1976. Suplemento.
- _____. et al. The Precambrian evolution of South American cratonic margin, South of Amazon River. In: NAIRN, A. E. M.; STEHLI, F. G. (eds.). **The ocean basins and margins**. New York: Plenum, 1973. p. 411-446.
- ALMEIDA, Julio Cesar Horta de. **Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul**. Rio Claro, SP, 2000. Tese (Doutorado) Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP. 2000. 168 p.
- AMADOR, Elmo da Silva; ANTUNES, Rogério Loureiro; PAIXÃO, Ricardo Antonio da. Notas complementares sobre a estratigrafia dos depósitos cenozóicos da bacia de Resende. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.50, v.1, p. 122-123. 1978. Resumo.
- ARAUJO, Jaime B. de. Grafita de São Fidélis, Estado do Rio de Janeiro. **Boletim LPM. DNPM**, Brasília, n.14, p.63-70, 1945.
- ASMUS, Haroldo Erwin; FERRARI, André Luiz. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região Sudeste do Brasil. In: PROJETO REMAC. **Aspectos Estruturais da Margem Continental Leste e Sudeste do Brasil**. Rio de Janeiro: PETROBRAS; CENPES; DINTEP, 1978. v.4, p.75-88 (Série Projeto REMAC, 4).
- _____. ; GUAZELLI, W. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: PROJETO REMAC. **Estruturas e Tectonismo da Margem Continental Sul Brasileira e Suas Implicações nos Processos Sedimentares e na Avaliação do Potencial de Recursos Minerais**. Rio de Janeiro: PETROBRAS; CENPES; DINTEP, 1981. v. 9, p.187-269 (Série Projeto REMAC, 9).
- AVALIAÇÃO regional do setor mineral. Perfil Analítico/ DNPM, Brasília, n. 43, 1977. 196p.
- BARBOSA, Aluizio Licínio de Miranda; GROSSI SAD, João Henrique. Geoquímica e Petrologia dos Charnockitos e Rochas Afins do Complexo Juiz de Fora, RJ/MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2., 1983. **Anais...** Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 75-84 (Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 3)
- _____. ; GROSSI SAD, João Henrique. Petrografia dos Charnockitos e Rochas Afins ao Longo da Divisa RJ/MG. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2., 1983. **Anais...** Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 63-74 (Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 3)
- _____. ; _____. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e no Rio de Janeiro. In: Simpósio de Geologia de Minas Gerais, 2., 1983. **Anais...** Belo Horizonte, SBG. Núcleo Minas Gerais, 1983. p. 1-15 (Boletim SBG Núcleo Minas Gerais, 3)
- BATCHELOR, Ricahrd A.; BOWDEN, Peter. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, v. 48, p. 43-55, 1985.
- BATISTA, Job Jesus. **Caracterização dos processos evolutivos pré-cambrianos na região de S. Fidélis, norte do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo, 1984. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências-IG, USP, São Paulo, SP, 1984.
- BATISTA, Job Jesus. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 12 - 19 out. 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia: SBG, 1986. 6v., v.2. p. 722-729.
- _____. ; GOMES, B. S.; MARCHETTO, Celina Maria Leite. **Folha Italva**. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM/Triservice, 1978. v. I.
- _____. ; SILVA, W. C.; MARCHETTO, Celina Maria Leite. **Folhas de São Fidélis e Cambuci**. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Relatório final. Rio de Janeiro: DRM/Triservice, 1977. vol. I.
- BIGARELLA, João José; ANDRADE, Gilberto Osório. Contribution to the study of the Brazilian Quaternary. INTERNATIONAL Studies on the Quaternary. **Geological Society of America. Special Publication**, New York, v.84, p. 333-451, 1965.

- BORGES, Maurício da Silva et al. Evolução morfotectônica do Sudeste do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 11 a 16 out. 1998, Belo Horizonte. **Geologia e Desenvolvimento. Anais...** Belo Horizonte: SBG. Núcleo Minas Gerais, 1998. 529p. p.78.
- BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral. **Cadastro Mineiro**. Disponível em: < <https://sistemas.dnpm.gov.br/SCM/extra/site/admin/Default.aspx> > Acessado em: dez. 2008
- _____. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF23/24, Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: DNPM, 1983. 775 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- BULL, William B.; WALLACE, Robert E. Tectonic geomorphology. **Geology**, n. 13, p. 216, 1985.
- CARMO, I. O.; VASCONCELOS, P. Geochronological Evidence for Pervasive Miocene Weathering, Minas Gerais, Brazil. **Earth Surface Processes And Landforms**, v. 29, n. 11, p. 1303-1320, 2004.
- _____; _____. 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.
- CELINO, Joil José; BOTELHO, Nilson Francisquini. Geoquímica do magmatismo cálcioalcalino no Cinturão Móvel Costeiro do Brasil: estudo de caso. **GAEA**, São Leopoldo, v. 1, n.2, p. 51-63, jul./dez. 2005.
- CONDET. **Estudo setorial de rochas ornamentais do Estado do Rio de Janeiro. Sumário Executivo**. Rio de Janeiro: FIRJAN, 1999. 247p.
- CORDEIRO, Pedro Aurélio C. et al. Mineral Resource Database of Rio de Janeiro State, Brazil. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 06-17, Aug. 2000, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 2000. CD-ROM.
- COSTA, L. M.; BAPTISTA, J. I.; SOUZA, B. **Texto explicativo da Folha Geológica São João do Paraíso**. Niterói: DRM, 1978.
- _____; BAPTISTA, J. I.; SOUZA, B. **Texto explicativo da Folha Geológica Itava**. Niterói: DRM, 1978.
- COTTON, C. A.. **Geomorphology**. 7. ed. London: Witcombe & Tombs, 1968. p.154-187.
- COX, R.T. The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns. **Nature**, v.342, p. 873 - 877 , Dec. 1989.
- DANTAS, Marcelo Eduardo. **Mapa Geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. Relatório final**. Rio de Janeiro:DNPM; CPRM, 2001.
- DEFFONTAINES, B.; CHOROWICZ, J.. Principles of drainage basin analysis from multisource data: Application to the structural analysis of the Zaire Basin. **Tectonophysics**, v.194: 237-263, 1991.
- _____. Contribution of the drainage network analysis to neotectonic: method and application in France. **Bulletin INQUA. Neotectonic Commission**, v.14: 16-17,1992.
- DOORNKAMP, J. C.. Geomorphological approaches to the study of Neotectonics. **Journal of the Geological Society of London**, v.143, p. 335-342, 1986.
- EBERT, Heinz. A Tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. **Relatório Anual do Diretor.DGM.DNPM**, Rio de Janeiro,1957. p. 97-107.
- _____. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.40, p.215-229, 1968.
- ERTHAL, Flávio et al. **Diretrizes Públicas para uma Mineração sustentável no Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ, DRM, 2008. 1 CD-ROM.
- _____. **Catálogo de Rochas Ornamentais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ, DRM,2003.
- FERRARI, André Luiz. **Evolução tectônica do graben da Guanabara**. São Paulo, SP, 2001. 412 p. Tese (Doutorado em Geologia) Insitituto de Geociências –IG,USP, São Paulo, SP, 2001.
- _____; SILVA, Maria Augusta Martins da. Bacia do Macacú (RJ): proposta de uma nova bacia de Rift continental do sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 5., 09-12 dez. 1997, Penedo, RJ. **Atas...** Rio de Janeiro: SBG; ABGE, 1997. p. 32-34.
- FONSECA, Mário Jorge Gesteira. **Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:400.000. Brasília:DNPM, 1998. 141p. (Programa de Cartas Sínteses e Estudos de Integração Geológica).
- _____ et al. **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Texto explicativo**. Brasília: DNPM, 1979. 240p.
- FONTES, Cid Queirós et al. **Projeto Mimoso do Sul: Carta planimétrica**. Escala 1:100.000. Belo Horizonte: CPRM, 1981. 4 v.
- FREITAS, R. O. de. Ensaio sobre o relevo tectônico do Brasil. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v.13, n. 2, p.171-222, 1953.
- FRÓES ABREU, Sylvio. **Recursos Minerais do Brasil**. São Paulo: Edgard Blucher, 1973. v.1, 324p.
- GROSSI SAD, João Henrique; Dutra, C. V. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. **Geochimica Brasiliensis**, v.7, n. 2, p.143-174, 1988.

- GONTIJO-PASCUTTI, Ambrosina Helena Ferreira. **Morfotectônica do Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, Estados de São Paulo e Rio de Janeiro.** Rio Claro, SP, 1999. 259p. Tese (Doutorado) Inst. de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, SP, 1999.
- _____; BEZERRA, F. H. R.; ALMEIDA, J. C. H. Brittle reactivation of mylonitic fabric and the origin of the Cenozoic Rio Santana graben, southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 29, n. 2, p. 522-536, 2009.
- GUIMARÃES, M. A. **Perfil analítico da grafita.** Rio de Janeiro: DNPM, 1973. p.22. (Boletim DNPM, 16)
- GOOGLE. **Google Earth, version 4.0 (beta): free satellite's image software.** 2008. Disponível em: < <http://earth.google.com/intl/pt/> > Acessado em: 14 de. 2008.
- HASUI, Yociteru et al. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1., 1977. São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG. Núcleo São Paulo, 1977. p. 369-380.
- _____. et al. **Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da praia de Itaorna.** São Paulo: IPT, 1982. 149 p. (Monografias, 7)
- HASUI, Yociteru et al. Megaestruturação pré-cambrianas do território brasileiro baseado em dados geofísicos e geológicos. **Geociências**, São Paulo, v.12, n. 2, p. 315-322, 1993.
- _____; PONÇANO, Waldir Lopes. Organização estrutural e evolução da bacia de Taubaté. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1978. Recife. **Anais...** Recife: SBG, 1978. v. 1, p. 368-381.
- HEILBRON, Mônica et al. A Província Mantiqueira: In: MANTESSO-NETO, A.; BARTORELLI, A.; CARNEIRO, C. D. R.; BRITO NEVES, Benjamin B. (Eds.). **O Desvendar de um Continente: a moderna Geologia da América do Sul e o legado da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.** São Paulo, Ed.Beca, 2004. cap. XIII, p.203-234.
- _____. et al. Brasiliano Belts in SE Brazil. **Journal of Virtual Explorer**, v.17, 2004.
- _____; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, v. 125, p. 87-112, 2003.
- _____. From Collision to Extension: the Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: TALWANI, Manik; MOHRIAK, Webster (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins.** Washington, DC.: AGU, 2000. 354p. (Geophysical Monograph Series 115)
- _____; DUARTE, B. P. ; NOGUEIRA, J. R. 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**, v.1, p. 373-382, 1998.
- _____. **Evolução tectono-metamórfica da seção Bom Jardim de Minas (MG) – Barra do Piraí (RJ), setor central da Faixa Ribeira.** São Paulo, SP, 1993. 268 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1993.
- _____. et al. A megassiniformal do Paraíba do Sul e sua implicação na compartimentação tectônica do setor central da Faixa Ribeira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo, SP. **Anais...** São Paulo, SP: SBG. Núcleo São Paulo, 1991. p.519-526.
- IRVINE, T. N.; BARAGER, W. R. A.. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. **Canadian Journal of Earth sciences**, v.8, p. 523-548, 1971.
- KELLER, E. A. ; PINTER, N. (Eds.) **Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape.** New Jersey, Prentice Hall, , 1996. 338 p.
- KHÜN, A.; STÜWE, K.; TROUW, R A. J.. Metamorphic evolution of the Ribeira Belt: evidence from outcrops in the Rio de Janeiro area, Brazil. **Journal of Petrology**, v.45, n.11, p. 2303-2323, 2004.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geologia**, Rio de Janeiro, v.18, n. 2, abr./jun.1956. 121 p. Separata.
- LAMEGO, Alberto Ribeiro. Mármore de Muriaé. **Boletim SGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 97, p. 1-47, 1940.
- _____. O maciço do Itatiaia e regiões circundantes. **Boletim DGM. DNPM**, v. 88, 1936. 93 p.
- LAMEYERE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, v.14, p. 169-180, 1982.
- LE MAITRE, R. W. (Ed.). **A classification of igneous rocks and glossary of terms.** Oxford: Blackwell, 1989. 193 p.
- LEONARDOS, Othon Henry. Grafita: Estado do Rio de Janeiro. **Boletim DFPM. DNPM**, Rio de Janeiro. V.74, p.32-35. 1945.
- LIU, C. C. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagem de satélites MSS landsat. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG. Núcleo Rio de Janeiro e Espírito Santo, 1987. 416p., p.164-188.
- LUDWIG, K. R.. User's manual for Isoplot 3.00: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. **Berkeley**

- Geochronology Center. Special Publication**, n. 4, 2003. 70 p.
- LUZ, A. B.; LINS, F. F. **Rochas & Minerais Industriais: Usos e Especificações**. 1. ed. Rio de Janeiro, RJ: CETEM, 2005. v. 1. 726 p.
- MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, v.79, 1996. p.347-361.
- MACHADO FILHO, L. et al. **Projeto RADAMBRASIL. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro e Vitória**. Rio de Janeiro: 1983. vol 32. 775 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).
- MANIAR, P. D.; PICCOLI, P. M. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society Of America Bulletin**, v. 101, p.635-643, 1989.
- MARQUES, R. A.. **Evolução Metamórfica do Terreno Oriental entre Italva e Bom Jesus do Itabapoana, noroeste do RJ**. Rio de Janeiro, RJ, 2009. 180p. Dissertação(Mestrado) Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, RJ, 2009.
- MARTINS, A. M.; SILVA, A.. **Caracterização das Ocorrências de Turfa do estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 1982. 34p. (Boletim Técnico 4,).
- _____ et al. **Águas Minerais do Estado do Rio de Janeiro. Departamento de Recursos Minerais do Governo do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 2006. 182p.
- MARTONNE, E. Problemas morfológicos do Brasil tropical atlântico. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 5, n. 4, p. 523-50, 1943.
- MATOS, Gerson Manoel Muniz de; FERRARI, Pedro Gervasio; CAVALCANTE José Carvalho. **Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo: relatório final, texto e mapas geológicos**. Belo Horizonte: CPRM, 1980. v. 1. 620 pag. + 4 mapas.
- MAYER, L. Tectonic geomorphology of escarpments and mountain fronts. In: ACTIVE Tectonics: Impact on Society. Canada: National Academy press, 1986. cap. 7, p. 125-135.
- MEIS, Maria Regina Mousinho ; SILVA, T. J. O. Os "complexos de rampas" e a evolução das encostas no Planalto Sudeste do Brasil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 53, n. 3, p. 605-615, set. 1981.
- MELLO, E. F.; CALAES, Gilberto D. **A indústria de brita na Região Metropolitana do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: IMOS, 2006. 218 p.
- MELO, M. S.. Geologia e evolução do sistema de bacias tafrogências continentais do sudeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, v.15, n.3, p. 193-201, 1985.
- MENDES, J. C.. Geoquímica e geocronologia do granitóide Barra Alegre, faixa móvel Ribeira, Rio de Janeiro. **Revista Brasileira de Geociências**.v.37, n.1, p. 101-113, mar. 2007.
- MENEZES, Sebastião de Oliveira. Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro. In: SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva (Coords.). **Principais Depósitos Minerais do Brasil: rochas e minerais industriais**. Brasília: DNPM, 1997. v. 4 parte B. 627 p., p. 405-414. Co-edição DNPM; CPRM.
- _____. **Catálogo dos Principais pegmatitos do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 1982. 134p.
- _____; SANTOS, M. S.. **Principais Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro**. Niterói, RJ: DRM, 1977. v.1, 36p.
- _____. As rochas carbonáticas de Cantagalo - RJ. **Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro. v. 39, n. 369, p. 26-29, 1975.
- _____. **Contribuição à geologia de Cantagalo**. Rio de Janeiro, 1973. 45p il. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1973.
- MOHRIAK, Webster Ueipass; BARROS, A. Z.; FUJITA, A. Magmatismo e tectonismo cenozóico na região de Cabo Frio, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG. Núcleo Nordeste, 1990.6v., v.6, p.2873-85
- MORAES, Luciano Jacques. Minerais estratégicos: grafita. **Avulso DFPM.DNPM**, Rio de Janeiro v.45, p.22-23, 1940.
- MOURA, Josilda Rodrigues da Silva de; MEIS, Maria Regina Mousinho. Contribuição à estratigrafia do Quaternário Superior no médio vale do rio Paraíba do Sul, Bananal (SP). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 58, n.1, p. 89-102, 1986.
- NOGUEIRA, C. E. C. **Os Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro: dados históricos e explorações recentes**. Rio de Janeiro, Faculdade de Geologia, UERJ, 2004. 28p. Monografia de Graduação
- NOGUEIRA, J. R. et al. Novas correlações e interpretações para a geologia da região de Santa Maria Madalena, noroeste do estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, João Pessoa, PB. **Anais...** João Pessoa, PB: SBG, 2002. p. 323
- OLIVEIRA, Avelino Igancio de. Grafita no Estado do Rio de Janeiro. **Boletim DFPM. DNPM**, Rio de Janeiro, v.97, p.97-115, 1945.
- PALERMO, Nely et al. **Cadastro dos Recursos Minerais da Área Continental do Estado do Rio de Janeiro**. , 2. ed. 2006.1 CD-ROM.

- _____ et al. Distribuição da Exploração de Minerais Industriais no Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 7., 2001. Rio de Janeiro. **[Trabalhos apresentados]**. Rio de Janeiro: SBG, 2001. 1 CD-ROM.
- _____ et al. Industrial Mineral Mining Activity at Rio de Janeiro State, Brazil. In: SYMPOSIO ISTANBUL, 2003. Turquia, IMBS, 2003.
- PEARCE, J. A. Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on cyprus, **Tectonophysics**, v. 25. p. 41-67, 1975.
- _____; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, p. 956-983, 1984.
- PIRES, Fernando Roberto Mendes; HEILBRON, Monica; SILVA, P.C.F. Polimetamorfismo em gnaisses do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, Goiânia. **Anais...** Goiânia, SBG. Núcleo Centro Oeste, 1986. 6 v. v.4, p.1451-1463.
- RIO DE JANEIRO (Estado). Departamento de Recursos Minerais. **Banco de dados do Registro Mineral**. Niterói (s.d.).
- _____. **Projeto Carta Geológica do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000, Folhas Trajano de Moraes, Santa Maria Madalena e Santo Antônio de Pádua**. Niterói, RJ: DRM, 1980.
- _____. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Escala 1:50.000. Folhas Varre-Sai, Itaperuna, Eugenópolis e Miracema**. Niterói, RJ: DRM, 1978.
- RAGATKY, C. D. et al. Chemical characterization of metabasites from the Itava Group at the central Ribeira belt and its tectonic implications. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 9.; International Symposium on Tectonics, 3., 2003, Búzios. **Boletim de Resumos**. Búzios, 2003. p.40-42.
- RAMOS, R. R. C. **Estratigrafia da sucessão sedimentar terciária da Bacia de Resende, entre Resende e Quatis (RJ), com ênfase na caracterização das litofácies, ciclicidade e paleocorrentes**. Rio de Janeiro, 1997. 187 p. Dissertação (Mestrado) Instituto de Geociências, UFRJ, 1997.
- RÊGO, I. T. S. F. **Petrologia e geoquímica da Suíte charnockítica Bela Joana, região de São Fidélis, RJ**. São Paulo, SP, 1989. 348p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, USP, 1989.
- REIS, A. P.; MANSUR, Kátia L. **Sinopse Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. Mapa Geológico 1 :400.000. Rio de Janeiro: DRM, 1995. 60 p. + mapa.
- RICCOMINI, Cláudio; VELÁZQUEZ, V.F.; GOMES, C. B. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: P. COMIN-CHIARAMONTI, P.; BARROS GOMES, C de (Eds). **Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform**. São Paulo EDUSP-FAPESP, 2004. 750 p., p. 1-26.
- RICCOMINI, Cláudio; FRANCISCO, D. H.. Idade potássio-argônio do derrame ankaramítico da Bacia de Itaboraí, Rio de Janeiro, Brasil: implicações tectônicas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Resumos Expandidos**. São Paulo, SBG. Núcleo São Paulo, 1992. 2v., v.2, 469-470
- _____. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. 256 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1989.
- RUELLAN, F. Evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. **Revista Brasileira de Geografia**, v. 4, p. 445-508, 1944.
- SAADI, A. **Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais**. Belo Horizonte, MG, 1991. 285 p. Tese (Professor Titular) Instituto de Geociências, UFMG, Belo Horizonte, MG, 1991.
- _____. Neotectônica da Plataforma Brasileira: esboço e interpretação preliminares. **Geonomos**, v. 1, n.1, p. 1-15, 1993.
- SADOWSKI, George Robert. A Megafalha de Cubatão. **Boletim IG-USP, Série Científica**, n. 22:15-28, 1991.
- _____. A possible relation between pulses of platform activation and plate kinematics. **Tectonophysics**, v.143, n.1-3, p.43-57, 1987.
- _____. Estado da Arte do Tema: Geologia Estrutural de grandes Falhamentos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro, SBG, 1984. p. 1767-1793.
- SANTOS, R. A. A.. **Avaliação do Potencial Mineral (Onshore) do Estado do Rio de Janeiro a Partir da Utilização de Geotecnologias**. Rio de Janeiro, 2007. 191p. Dissertação (Mestrado em Análise de Bacias e Faixas Móveis). Faculdade de Geologia, UERJ, Rio de Janeiro, 2007.
- SCHMITT, Renata da Silva. 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**, v.133, p.29-61, 2004.
- _____. Marine sedimentation related to the latest stages of Gondwana assembly in the Ribeira belt: new U/Pb data. South American Symposium on Isotope Geology, 4., 2003, Salvador, BA. **Special Volume of Short Papers...** Salvador, BA, SBG, 2003. p. 294-297.
- SCHOBENHAUS, Carlos; QUEIROZ, Emanuel Teixeira de; COELHO, Carlos Eduardo Silva (Coords.).

- Principais Depósitos Minerais do Brasil:** rochas e minerais industriais. Brasília, DNPM, 1997. vol.IV, parte B, 627 p. Co-edição DNPM;CPRM.
- SCORZA, Evaristo Penna. **Grafita.** Rio de Janeiro. Boletim SGM.DNPM, Rio de Janeiro, v.57, 1931. p.1-53.
- SHERVAIS, J. W. Ti-U plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. **Earth and Planetary Science Letters**, v.59, 1982. p. 101-118.
- SHINTAKU, Isao; CORDEIRO, Pedro Aurélio C.; ARANTES, J. L. G. **Os Recursos Minerais e a Economia Mineral do Estado do Rio de Janeiro.** Brasília: CPRM, 2000.
- SILVA, Luiz Carlos da. Reavaliação U-Pb SHRIMP em terrenos pré-cambrianos brasileiros. Parte II: Orógeno Araçuá, Cinturão Mineiro e Cráton São Francisco Meridional. **Revista Brasileira de Geociências**, v.32, n.4, p. 513-528, 2002.
- _____.; CUNHA, H. C. S. (org.). **Geologia do Estado do Rio de Janeiro:** texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM, 2001. 1 CD-ROM.
- SILVA, T. M.. **A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro.** Rio de Janeiro, 2002. 264 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 2002.
- SILVA, W. G.; Batista, J. J.; Thompson, R.. **Texto explicativo da Folha Geológica Cambuci.** Niterói, RJ:DRM, 1978.
- STEWART, I. S.; HANCOCK, P. L.. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L.. **Continental Deformation.** New York: Pergamon Press, 1994. p.370-409.
- SUMMERFIELD, M. A. Global tectonics and landform development. **Progress in Physical Geography**, v.12, p. 388-404, 1988.
- _____. Neotectonics and landform genesis. **Progress in Physical Geology**, v.11, p. 384-397, 1987.
- TRAJANO, R. B.. Generalidades sobre grafitas. In: GRAFITAS e seu beneficiamento. Rio de Janeiro. **Boletim LPM.DNPM**, Rio de Janeiro, v.14, p.11-32, 1945.
- _____.; BALSINI, M. Eliminação do material abrasivoda grafita de São Fidélis. **Boletim LPM. DNPM**, Rio de Janeiro, v.14, p.87-95, 1945.
- TUPINAMBÁ, Miguel. Complexo Rio Negro, uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In:CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador, BA. **Anais...** Salvador, BA: SBG. Núcleo da Bahia/Sergipe, 1996. v.6, p.104-106.
- _____. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na Região Serrana do Estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, SP, 1999. 221 p.Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1999.
- _____. **Litoestratigrafia, estruturas e metamorfismo do precambriano entre Itaperuna e Italva, Rio de Janeiro.** Rio de Janeiro, 1993. 146 p. Dissertação (Mestrado). Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 1993.
- _____. Rochas intrusivas e metassedimentos granulíticos do Complexo Paraíba do Sul na parte setentrional da Faixa Ribeira. **ATAS... 3º. Simp. Geol. Sudeste**, SBG/RJ, Rio de Janeiro. 1993.
- _____. et al. Geologia da Faixa Ribeira setentrional: estado da arte e conexões com a Faixa Araçuá. **Geonomos**, v. 15, p. 67-79, 2007.
- _____. et al. Geologia da região entre Leopoldina e Além Paraíba, MG. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 12., 2003, Ouro Preto. **Anais...** Belo Horizonte, MG: SBG. Núcleo Minas Gerais, 2003. p. 105.
- _____.; TEIXEIRA, Wilson; Heilbron, Monica. 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**,v.30, p. 7-11, 2000.
- TROUW, Rudolph Allard Johannes; Ribeiro, A.; PACIULLO, Fábio Vito Pentagna. Geologia estrutural dos grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, sul de Minas Gerais. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 55, n. 1, p.71-85, 1980.
- VALADÃO, R. C.. **Evolução de longo-termo do relevo do Brasil Oriental (desnudação, superfícies de aplanamento e soerguimentos crustais).** Salvador, 1998. 243 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, UFBA, Salvador, BA, 1998.
- VALLADARES, C. S.. **Evolução geológica do Complexo Paraíba do Sul no segmento central da Faixa Ribeira, com base em estudos de geoquímica e geocronologia U-Pb.** São Paulo, SP, 1996. 146p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, USP, São Paulo, SP, 1996.
- _____. et al. Provenance of Central Ribeira Belt metasediments using 207Pb/206Pb ages on zircon by laser-ablation ICPMS. In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 1997, Campos do Jordão, SP. **Extended Abstracts...** São Paulo, 1997. p. 323-325.
- VIEIRA A. C. ; MENEZES Sebastião Oliveira. Grafita no Estado do Rio de Janeiro. **Revista Mineração e Metalurgia**, Rio de Janeiro, v. 400, p.14-19, 1978.
- WEID, F. C. von der. O Tratamento e a concentração dos minérios de São Fidélis. In. Grafitas e Seu Beneficiamento. Rio de Janeiro. **Boletim LPM.DNPM**, n.14, p.203-208, 1945.

ZALÁN, Pedro Victor. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO, Virgínio (Org.) et al. **Geologia do Continente Sul Americano**: evolução da obra de Fernando Flávio de Almeida. São Paulo: Beca, 2004. 673 p., cap 23, p. 595-613.

_____. The Paraná Basin, Brazil. **American Association of Petroleum Geologists- AAPG Memoir**, Tulsa, v.51, p. 681-708, 1990.

