

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 CASIMIRO DE ABREU*

SF.23-Z-B-I

Escala 1:100.000

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

***Parceria com**



Contrato Nº 017/PR/2007



BELO HORIZONTE
2012

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

Geraldes, Mauro Cesar [et al.]

Geologia e recursos minerais da folha Casimiro de Abreu SF.23-Z-B-I, estado do Rio de Janeiro escala 1:100.000 / Mauro Cesar Geraldes... [et al.]; organizador Luiz Carlos da Silva. – Belo Horizonte: CPRM, 2012.

136 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 978-85-7499-103-0

1. Geologia regional – Brasil – Rio de Janeiro. 2. Recursos minerais – Brasil – Rio de Janeiro.
I. Geraldes, Mauro Cesar... [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 CASIMIRO DE ABREU*

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

Mauro Cesar Geraldес - UERJ
Monica Heilbron - UERJ
Ambrosina H. F Gontijo Pascutti - UFRRJ
Telma Mendes da Silva - UERJ
Paulo de Tarso Meneses - UERJ
Claudia Sayão Valladares - UERJ
Júlio César Horta de Almeida - UERJ
Beatriz Paschoal Duarte - UERJ
Miguel Tupinambá - UERJ
José Renato Nogueira - UERJ
Cláudio Valeriano - UERJ
Luiz Guilherme do Eirado Silva - UERJ
Renata Schmitt - UFRJ

Célia Diana Ragatky - UERJ
Alexis Rosa Nummer - UFRRJ
Sérgio de Castro Valente - UFRRJ
Fátima Blanco de Dios - UERJ
Maisa Duque Pamplona - UERJ
Marcos da Silva - UERJ
Felipe Saliba - UERJ
Fernando Machado de Mello - UFRRJ
Nely Palermo - UERJ
Ronaldo Pereira Mello - UERJ
Paulo Vicente Guimarães - DRM - RJ
Felipe de Lima da Silva - DRM - RJ



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 CASIMIRO DE ABREU

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
Preparo e controle da editoração final
Fernanda Merljak Pinto
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 I – Introdução

Mauro Cesar Geraldês, Alexis Rosa Nummer, Miguel Tupinambá

CAPÍTULO II – Contexto Regional

Monica Heilbron, Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Claudia Sayão Valladares, Júlio César Horta de Almeida, Beatriz Paschoal Duarte, Miguel Tupinambá, José Renato Nogueira, Cláudio de Morisson Valeriano, Luiz Guilherme do Eirado Silva, Renata da Silva Schmitt, Diana Ragatky, Alexis Rosa Nummer, Mauro Cesar Geraldês, Sérgio de Castro Valente.

CAPÍTULO III – Fisiografia e Geomorfologia

Ambrosina Helena Ferreira Gontijo-Pascutti, Telma Mendes da Silva, Alexis Rosa Nummer, Mauro Cesar Geraldês

CAPÍTULO IV – Multi-sensores Aplicados à Cartografia Geológica

Mauro Cesar Geraldês, Fatima de Dios, Paulo de Tarso Luiz Menezes, Alexis Rosa Nummer

CAPÍTULO V – Unidades Litoestratigráficas

Mauro Cesar Geraldês, Alexis Rosa Nummer, Miguel Tupinambá, Mônica Heilbron, Fatima de Dios, Renata da Silva Schmidt, Júlio César Horta de Almeida, Maisa Pamplona, Marcos da Silva, Felipe Saliba

CAPÍTULO VI – Geologia Estrutural

Alexis Rosa Nummer, Mauro Cesar Geraldês

CAPÍTULO VII – Litogeoquímica

Fernando Machado de Mello, Maisa Pamplona, Alexis Rosa Nummer, Mauro Cesar Geraldês

CAPÍTULO VIII – Recursos Minerais

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

CAPÍTULO IX – Evolução Geotectônica

Mauro Cesar Geraldês, Alexis Rosa Nummer

CAPÍTULO X – Conclusões e Recomendações

Alexis Rosa Nummer, Mauro Cesar Geraldês

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 Casimiro de Abreu (SF.23-Z-B-III), juntamente com o Mapa Geológico na escala 1:100.000 em ambiente SIG, executado pela UERJ, através do Contrato CPRM-UERJ No.017/PR/07.

MANOEL BARRETTO
Diretor Presidente

ROBERTO VENTURA SANTOS
Diretor de Geologia e Recursos Minerais

RESUMO

A Folha Casimiro de Abreu na escala 1: 100.00 foi mapeada no contexto do PRONAGEO (Programa Geologia do Brasil) sob coordenação da Universidade do Estado do Rio de Janeiro com participação da UFRRJ, UFRJ e DRM. Esta Folha está localizada na Serra de Macaé, norte do Estado do Rio de Janeiro, compreendendo os municípios de Casimiro de Abreu, Trajano de Moraes, Cordeiro, Silva Jardim e Nova Friburgo. A área tem baixo índice de urbanização, com extensa cobertura vegetal original, pouca atividade agrícola e industrial, sendo importante pólo turístico e de veraneio pelas belezas naturais como mata preservada, cachoeiras e estâncias turísticas.

A região focada está inserida no âmbito da Província Mantiqueira, com complexa evolução estrutural e litológica afetada pelo Ciclo Orogênico Brasileiro durante o Neoproterozóico. De modo geral, as rochas que ocorrem na área de estudo compreendem litotipos diversificado com associações compreendidas por granitóides de diferentes arranjos composicionais, texturais e estruturais agrupadas nas seguintes unidades litoestratigráficas: Região dos Lagos, São Fidélis, Búzios, Italva, Rio Negro, Trajano de Moraes, Imbé, Desengano, Cordeiro, Serra dos Órgãos, Sana, diques máficos da Serra do Mar, diques alcalinos e sedimentos recentes.

Estas unidades litoestratigráficas foram compartimentadas nos Terrenos Ocidental, Oriental e Cabo Frio. No Oriental ocorre a maior parte da área mapeada com rochas ortoderivadas do Complexo Rio Negro, Complexo Trajano de Moraes, Imbé e Desengano. Neste terreno a unidade metassedimentar é representada pelo Complexo São Fidelis. O Terreno Ocidental é compreendido por uma pequena área no norte da Folha mapeada e inclui somente o Grupo Italva, de caráter supracrustal. No terreno Cabo Frio observa-se o Complexo Região dos Lagos, embasamento ortoderivado Paleoproterozóico e a cobertura sedimentar metamorfisada Buzios. Diques básicos Jurássicos da unidade Serra do Mar e diques alcalinos (traquíticos) provavelmente Cretácicos e coberturas sedimentares recentes completam as unidades mapeadas.

A evolução geológica da região parte do embasamento juvenil Paleoproterozóico do Complexo Região dos Lagos, formado em ambiente de arco magmático e coberturas sedimentares de idades incertas representadas pelas rochas das unidades São Fidelis, Búzios e Italva. Um novo arco magmático se formou no Neoproterozóico, gerando rochas mapeadas como Complexo Rio Negro e Trajano de Moraes. Provavelmente as unidades Imbé e Desengano são cronocorrelatas a este arco magmático. Processos colisionais foram responsáveis pela formação das rochas graníticas mais novas como da unidade Cordeiro (tipo-S), Serra dos Órgãos e Sana (provavelmente tipo-I) que ainda apresentam idades e ambientes tectônicos incertos. As suítes graníticas mapeadas são importantes para a caracterização do ambiente tectônico em debate na comunidade científica nacional, originadas durante a colisão Neoproterozóica.

A região apresenta potencial mineral representado principalmente pelos minerais industriais como areia, argila, saibro, mármore, britas e rochas ornamentais além de pegmatitos. Releva-se a importância do potencial de água mineral pelas áreas íngremes de cobertura vegetal preservadas ainda pouco exploradas na região.

ABSTRACT

The Casimiro de Abreu sheet (scale 1:100.00) was mapped within the PRONAGEO (National Geology Program of Brazil) under coordination of the State University of Rio de Janeiro with participation of the UFRRJ, UFRJ and DRM. The area is located in the Serra de Macaé, north of the Rio de Janeiro State, including the cities of Casimiro de Abreu, Trajano de Moraes, Cordeiro, Silva Jardim and Nova Friburgo. The region has low population and presents extensive vegetal cover, rare agricultural and industrial activities, comprising important touristic area due to handsome landscapes including jungles, waterfalls and touristic villages.

The focused area is part of the Mantiqueira Province, with lithologic and structural complexity affected by the Brasiliano orogenic cycle during the Neoproterozoic. In general, the mapped rocks include diverse lithotypes grouped as granitoid associations and metasedimentary rocks with diverse composition, fabric and structures. According to the previous works and the studies here carried out the following units were proposed: Região dos Lagos, São Fidélis, Búzios, Italva, Rio Negro, Trajano de Moraes, Imbé, Desengano, Cordeiro, Serra dos Órgãos, Sana, Serra do Mar mafic dyke swarms, alkaline dykes and recent sediments. Tectonically, the rock association may be grouped in three terranes comprised of the Ocidental, Oriental and Cabo Frio. The Oriental terrane represents the major part of the studied area where the Complexo Rio Negro, Complexo Trajano de Moraes, Imbé and Desengano magmatic rocks are observed. Within this area the São Fidélis Complex is the only supracrustal unit observed. The Ocidental terrane is comprised of a small area in the north of the studied area represented by the metasedimentary rocks of the Italva Group. In the Cabo Frio terrane the Região dos Lagos Complex is the oldest rock observed, formed by Paleoproterozoic magmatic rocks covered by the Buzios platform metamorphosed sedimentary rocks. Jurassic basic dike swarms, Cretaceous alkaline rocks and recent sediments present widespread occurrence.

The geologic evolution started with the Paloproterozoic juvenile Região dos Lagos Complex rocks formed in a magmatic arc and deposition of sedimentary covers comprised of the São Fidélis, Buzios and Italva units. A new set of rocks developed during Neoproterozoic period to form the Rio Negro Complex and Trajano de Moraes Complex rocks. The Imbé and Desengano magmatic arc probably were formed in similar environment. Collisional processes were responsible for the formation of younger granitic rocks represented by the Cordeiro (S-type), Serra dos Órgãos and Sana (probably I-type) instead they still have unknown age and tectonic settings. The granitic suites observed in the studied area are important for the characterization of the Neoproterozoic collisional features under debate in the scientific community.

The mineral potential of the focused area is comprised of sands, clay, marble, dimension stones and pegmatites. The mineral water is the most important economic potential still barely explored in the region.

SUMÁRIO

1 – INTRODUÇÃO	17
1.1 - INTRODUÇÃO.....	17
1.2 - ASPECTOS METODOLÓGICOS	17
1.2.1 - Cartografia Geológica.....	18
1.2.1.1 - Utilização de informações geofísicas	19
1.2.1.2 - Utilização de Imagens de Satélite.....	19
1.2.2 - Análise petrográfica.....	19
1.2.3 - Litogeoquímica	20
1.2.4 - Levantamento de recursos minerais.....	20
2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	23
2.1 - INTRODUÇÃO.....	23
2.2 - A FAIXA RIBEIRA NA AMALGAMAÇÃO DO GONDWANA.....	23
2.3 - QUEBRA DO SUPERCONTINENTE GONDWANA.....	23
2.4 - O SISTEMA DE RIFTS DO SUDESTE DO BRASIL E O MAGMATISMO ASSOCIADO.....	25
2.5 - ROCHAS ALCALINAS	26
3 – FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA.....	27
3.1 - INTRODUÇÃO	27
3.2 - HISTÓRICO	27
3.3 - FISIOGRAFIA.....	27
3.3.1 - Hidrografia	27
3.3.2 - Clima	27
3.3.3 - Vegetação	28
3.4 - GEOMORFOLOGIA	28
3.5 - PROVÍNCIAS GEOMORFOLÓGICAS	28
3.5.1 - As cartas morfoestruturais na escala 1:250.000.....	29
3.5.2 - Unidades Morfoestruturais do Domínio Planalto Atlântico.....	30
3.5.3 - Unidades Morfoestruturais do Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas	32
3.6 - DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS DA FOLHA CASIMIRO DE ABREU (1:100.000)	34
3.7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	35
4 – MULTI-SENSORES APLICADOS À CARTOGRAFIA GEOLÓGICA	37
4.1 - INTRODUÇÃO.....	37
4.2 - INTERPRETAÇÕES DAS IMAGENS.....	37
4.3 - IMPLICAÇÕES DA APLICAÇÃO DOS SENSORES REMOTOS.....	39
5 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS.....	41
5.1 - INTRODUÇÃO	41
5.2 - UNIDADE REGIÃO DOS LAGOS.....	41
5.2.1 - Gnaiss Granodirítico	42
5.2.2 - Gnáisses Tonalíticos.....	42
5.3 - COMPLEXO SÃO FIDELIS	42
5.3.1 - Introdução	42
5.3.2 - Unidade São Fidélis	44
5.3.3 - Unidade São Sebastião do Alto	45
5.3.4 - Quartzitos	45
5.4 - UNIDADE BÚZIOS	48
5.5 - GRUPO ITALVA.....	52

5.6 - UNIDADE RIO NEGRO.....	52
5.7 - COMPLEXO TRAJANO DE MORAES.....	54
5.8 - UNIDADE IMBÉ.....	61
5.9 - UNIDADE CORDEIRO.....	62
5.10 - SUÍTE DESENGANO.....	65
5.11 - SUÍTE SERRA DOS ÓRGÃOS.....	69
5.12 - GRANITO SANA.....	71
5.13 - DIQUES MÁFICOS.....	75
5.14 - DIQUES ALCALINOS.....	78
5.15 - SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS.....	79
6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL METAMORFISMO E TECTÔNICA.....	81
6.1 - INTRODUÇÃO.....	81
6.2 - ASPECTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS NA REGIÃO DE CASIMIRO DE ABREU.....	84
6.2.1 - Tectônica Plástica.....	84
6.2.2 - Domínios Tectônicos.....	84
6.2.3 - Tectônica Rígida.....	87
6.2.4 - Método de Análise Estatística dos lineamentos tectônicos.....	88
6.2.5 - Aspectos estruturais da Suíte Intrusiva Sana.....	88
6.3 - METAMORFISMO.....	91
6.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	91
7 – LITOGEOQUÍMICA.....	93
7.1 - INTRODUÇÃO.....	93
7.2 - O COMPLEXO TRAJANO DE MORAES.....	93
7.3 - O GRANITO SANA.....	93
8 – RECURSOS MINERAIS.....	107
8.1 - INTRODUÇÃO.....	107
8.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA.....	107
8.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS.....	111
8.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS.....	111
9 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA.....	113
9.1 - INTRODUÇÃO.....	113
9.2 - FORMAÇÃO DA BACIA PLATAFORMAL.....	113
9.3 - INVERSÃO DA BACIA E SUBDUCÇÃO DE CROSTA OCEÂNICA.....	114
9.4 - COLISÃO OBLÍQUA COM O CRATON DE SÃO FRANCISCO.....	115
9.5 - DESENVOLVIMENTO DE SISTEMAS DE CISALHAMENTO TRANCORRENTES-TRANSPRESSIVOS.....	116
9.6 - COLISÃO DO TERRENO CABO FRIO.....	116
9.7 - COLAPSO DO ORÓGENO.....	117
9.8 - ABERTURA DO GONDWANA.....	118
9.9 - RIFT DO SUDESTE DO BRASIL.....	119
9.10 - ATIVIDADE NEOTECTÔNICA E PAISAGEM ATUAL.....	119
10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES.....	121
10.1 - METODOLOGIA.....	121
10.2 - ANÁLISE DE FEIÇÕES FISOGRÁFICAS.....	121
10.3 - ASPECTOS CRONOESTRATIGRÁFICOS.....	123
10.4 - ASPECTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS.....	126
10.5 - ALOJAMENTO DE ROCHAS INTRUSIVAS DO CINTURÃO RIBEIRA: UM LABORATÓRIO PARA MODELAGEM.....	127
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	129

GEOLOGIA E RECURSOS MINERAIS DA FOLHA CASIMIRO DE ABREU

ESTADO DO RIO DE JANEIRO

1 – INTRODUÇÃO

1.1 - INTRODUÇÃO

O Pronageo trata da Retomada de Levantamentos Geológicos Básicos do Território Brasileiro e 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 desenvolvida no período entre 2008-2009.

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

A Folha Casimiro de Abreu (escala 1: 100.000, SF23-Z-B-III) localiza-se na região noroeste fluminense do estado (Figura 1.1), entre as latitudes de 22°S e 22°30'S, e os meridianos de 42° e 42° 30'W. Abrange os municípios de Casimiro de Abreu, Trajano de Moraes, Cordeiro, Silva Jardim e Nova Friburgo no Estado do Rio de Janeiro.

O Estado do Rio de Janeiro, situado na Região Sudeste do país está inserido no âmbito geotectônico na Província Mantiqueira Almeida *et al.* (1981) e Cinturão Ribeira (Heilbron & Machado, 2003). Essa entidade cobre uma extensa área (cerca de 700.000km²) com complexa evolução estrutural e litológica afetada pelo Ciclo Orogênico Brasileiro Neoproterozóico / Cambriano na América do Sul. De modo geral, as rochas que ocorrem na área de estudo compreendem litotipos diversificados com associações litológicas compreendidas por granitóides de diferentes arranjos composicionais, ora mais ácidos, ora mais básicos ou intermediários, representados pelas unidades Complexo Rio Negro, batólito Serra dos Órgãos, Complexo Trajano de Moraes, Unidade Imbé, Granito Sana além do Complexo Região dos Lagos (Tupinambá, 1999).

Os trabalhos anteriores de mapeamento geológico no âmbito da Folha Casimiro se iniciaram com Rosier (1957, 1965), pelo Departamento de Geologia e Mineralogia do DNPM. Os mapas geológicos das folhas na escala 1: 50.000 Quartéis e Cordeiro (que integram a Folha Casimiro na escala 1: 100.000) foram elaboradas durante o Projeto Cantagalo (Sad *et al.* 1982). A Folha Casimiro de

Abreu na escala 1: 50.000 foi elaborada durante o Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro, do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro.

A área é localizada na porção Serrana de Macaé, norte fluminense do Estado do Rio de Janeiro, e as unidades geológicas observadas compreendem rochas originadas durante o evento tectonothermal que formou a Orógeno Ribeira (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Trouw *et al.*, 2000). Na porção central e centro-sul predominam as unidades metassedimentares que são cortadas pelas rochas granito-gnássicas de elevado grau metamórfico. As rochas principais são biotitas-gnaisses granadíferos, às vezes com silimanita (Unidade São Fidelis). Rochas carbonáticas intercaladas com gneisses biotíticos compreendem a Unidade Italva. Estes litotipos paraderivados apresentam contatos tectônicos com as rochas ortoderivadas resultado das deformações ocorridas durante a evolução do orógeno.

Rochas graníticas pos-tectônicas se distribuem na região, sendo seu maior representante o granito Sana. Estes corpos intrusivos são compostos por rochas isotrópicas e apresentam contatos circulares com as rochas encaixantes. Por fim, diques doleríticos cortam todas as unidades, predominando a direção NW/SE, representados por litotipos como gabros, basaltos e diabásio com afinidades toleíticas e de prováveis idades mesozóicas (Valente *et al.*, 1994).

1.2 - ASPECTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos executadas para resultar no produto final (mapa geológico e texto explicativo) levaram em conta cartografia geológica básica, petrografia, utilização de ferramentas geofísicas e de sensoriamento remoto e litogeoquímica. Os levantamentos geofísicos e as imagens utilizadas neste trabalho foram obtidos na CPRM (campo magnético total, e mapa de contagens de Urânio, Tório e Potássio) e no INPE (Imagens LANDSAT e CBERS) disponibilizados no site www.inpe.br para *download*. A cartografia geológica inicial corresponde ao mapeamento do Estado do Rio de Janeiro (escala 1:1. 000.000), Projeto Cantagalo (Sad *et al.* 1982), Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (Folha Casimiro de Abreu na escala 1:50.000), e levantamentos geológicos básicos localizados realizados por alunos e professores da UERJ e UFRRJ. Os trabalhos datam desde o início da década de 1990, envolvendo Monografias de Graduação e Dissertações de mestrado. Em 1998 foi alocado na região de Cordeiro um estágio de campo com a participação dos alunos em final de

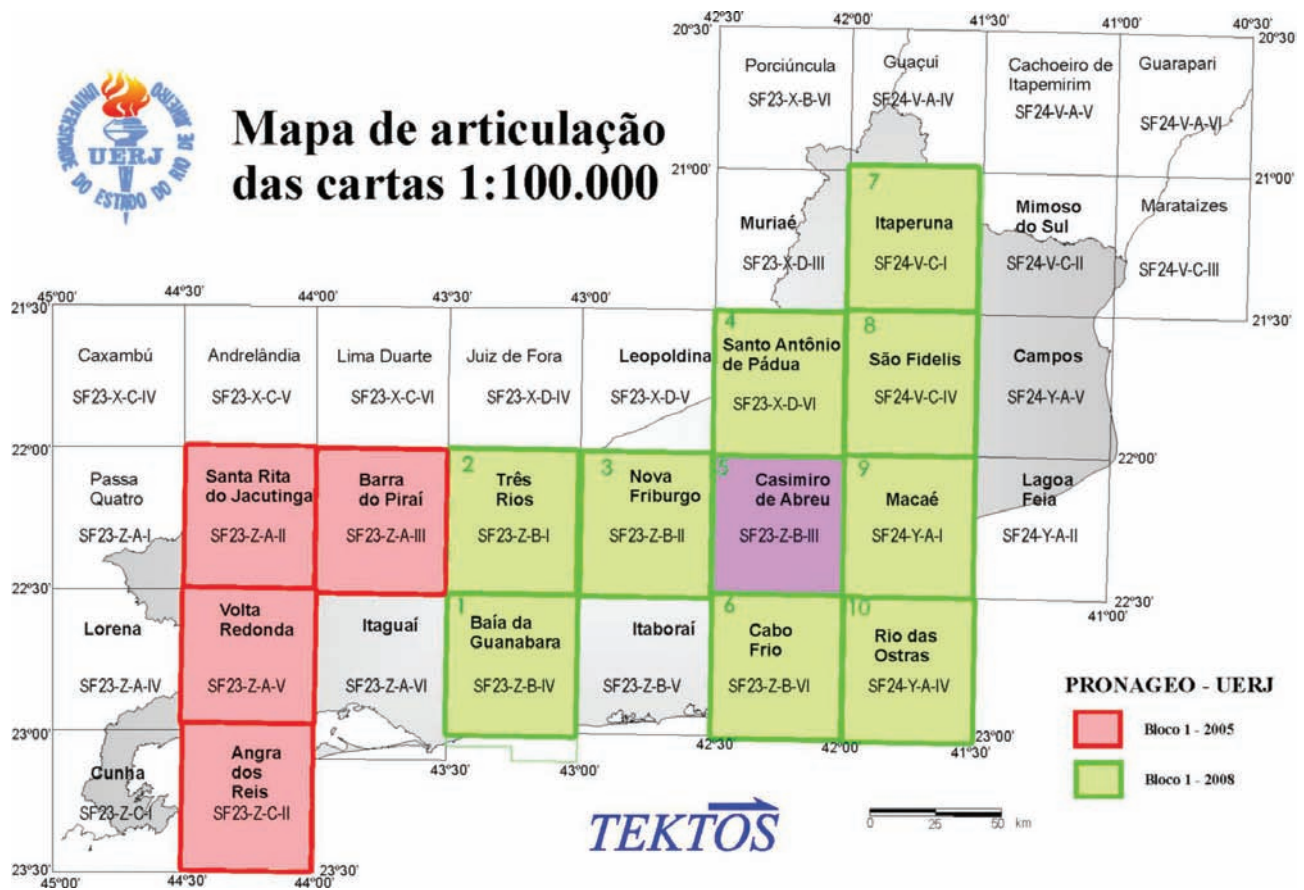


Figura 1.1 Articulação das Folhas Topográficas na escala 1:100.000, do Rio de Janeiro. As cores representam as folhas utilizadas nas duas fase do convênio CPRM/UERJ

graduação acompanhados por professores. No ano de 2000 a área escolhida foi entre as folhas Trajano de Moraes e Santa Maria Madalena. Por fim, em 2008 os alunos e professores da UFRRJ focaram a região de Lumiar. Estes mapeamentos envolveram cerca de 300 pontos cada. Nestes três estágios

de campo a cartografia realizada foi na escala 1: 25.000, resultando em mapas geológicos de detalhe que foram integrados na escala 1:100.000. Totalizou-se, na Folha Casimiro de Abreu, cerca de 1.250 pontos, com descrição de lâminas em mais de 250 afloramentos.

Tabela 1.1 Tabela com dados físicos de produção

Atividades	Quantidade
Afloramentos descritos	900
Afloramentos inscritos no Aflora	799
Laminas decritas	90
Amostras coletadas	350
Amostras analisada (litogeoquímica)	89
Ocorrências minerais	80
Profissionais envolvidos no mapeamento	5

1.2.1 - Cartografia Geológica

Os trabalhos de campo foram realizados por professores e alunos de graduação e pós-graduação

da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ). A elaboração do mapa geológico da Folha Casimiro envolveu atividades de campo executado ao longo

de estradas pavimentadas e não pavimentadas, além de trilhas e caminhos, descrevendo afloramentos de rocha fresca, alterada ou coberturas aluvionares ou coluvionares. Amostras de rocha foram coletadas para o preparo de lâminas delgadas para análise petrográfica e para análises litogeoquímicas (Tabela 1.1).

Os afloramentos descritos e os contatos geológicos delimitados em campo foram sistematicamente anotados e a cartografia das estruturas e dos contatos entre unidades geológicas resultou das observações de campo, devidamente apontadas em mapas topográficos do IBGE na escala 1: 50.000. A continuidade de contatos geológicos e estruturas foram interpoladas e extrapoladas segundo os critérios de interpretação fotogeológica. Os levantamentos das feições geomorfológicas foram realizados através de trabalhos de campo, das análises de fotos aéreas, imagens de visada lateral e imagens de satélites.

1.2.1.1 - Utilização de informações geofísicas

Os dados aerogeofísicos trabalhados no presente Relatório fazem parte do projeto São Paulo-Rio de Janeiro (parte Rio de Janeiro) da CPRM (1988). O aerolevantamento foi realizado no ano de 1978, com linhas de produção com direção norte-sul e espaçamento entre linhas de 1 km, o intervalo de amostragem dentro da linha foi de 100 m. Linhas de controle com direção oeste-leste foram voadas em intervalos de 10 km.

Os dados magnéticos foram coletados utilizando magnetômetro de precisão de prótons *Geometrics G-803* com o *stinger* (sensor) colocado na cauda dos aviões. Os radiométricos foram coletados com o equipamento *Exploranium DIGRS-3001* com volume dos cristais detectores (cristais de iodeto de sódio ativado por tálio) de 1024 polegadas cúbicas. Os dados foram processados pela CPRM de modo a promover o nivelamento das linhas de produção utilizando-se as linhas de controle, remoção de ruídos, dados espúrios (*outliers*) e gridagem (interpolação) dos dados em células quadradas de 250 metros.

Os produtos finais foram disponibilizados na forma de mapa de contorno (formato *grid geosoft*) - do campo magnético residual (removido o IGRF) e mapas de contagem (em cps) dos canais do U, Th e K. Os mapas de contorno foram então convertidos para o formato *Geotiff* de modo a fornecer uma maior integração com os outros temas em ambiente de sistema de informações geográficas (SIG).

1.2.1.2 - Utilização de Imagens de Satélite

As imagens dos satélites LANDSAT e Cbers foram tratadas no programa ER *Mapper* e ArcGIS 9.2 e os produtos obtidos foram exportados para

arquivos tipo *pdf* e inseridos no texto. As imagens orbitais utilizadas correspondem às obtidas pelos satélites LANDSAT, CBERS e programa SRTM (*Shuttle Radar Topography Mission*). Os produtos LANDSAT e CBERS foram obtidos junto ao INPE (Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais) e os dados SRTM através do endereço <http://seamless.usgs.gov>. Em ambos os casos, o *download* foi feito gratuitamente. Em todas as imagens, após as correções necessárias, o processamento realizado priorizou a elaboração de imagens as mais atuais possíveis contendo elementos plani-altimétricos úteis ao desenvolvimento dos trabalhos de campo iniciais (estradas, localidades, drenagens, etc) e em uma segunda instância evidenciar feições texturais e estruturais associadas ao relevo as quais pudessem ser analisados conjuntamente com as informações geológicas de campo e deste modo contribuir para a melhoria da cartografia geológica em progresso.

Do satélite CBERS foram utilizadas imagens das Versões 2 e 2B, em ambos os casos unicamente imagens do sensor CCD (*charge-coupled device*). As imagens utilizadas possuem 20 metros de resolução espacial, foram obtidas em 21/07/2008 e são compostas pelas bandas espectrais 2, 3, 4 e 5. As imagens LANDSAT utilizadas foram obtidas em 17/07/2001, compostas pelas bandas espectrais 1 a 5, 7 de 30 metros de resolução espacial e banda 8 pancromático de 15 metros de resolução espacial. O processamento realizado consistiu inicialmente da junção das diferentes bandas em arquivo multicamada (*merge*), avaliação da correspondência espacial entre os pixels das diferentes bandas e ajustes quando necessário, georreferenciamento com base em pontos de controle identificados nas imagens CBERS, LANDSAT e na imagem do mosaico LANDSAT GEOCOVER (fusão colorida entre as bandas TM 7, 4, 2 e 8 disponibilizado em <https://zulu.ssc.nasa.gov/mrsid/>). Os dados de topografia orbital por interferometria de radar SRTM foram inicialmente trabalhados objetivando a identificação e eliminação de valores espúrios, com o resultado tendo sido armazenado em arquivo formato *geotiff* de 16 bits.

Após o processamento inicial, as imagens LANDSAT, CBERS e SRTM foram processadas objetivando realçar elementos estruturais, texturais e feições plani-altimétricas atuais úteis ao desenvolvimento dos trabalhos de campo. Os processamentos originaram inúmeros produtos em tons de cinza e colorido em formato *geotiff* e posteriormente selecionados para serem apresentadas neste Relatório. O sistema de coordenadas utilizado, tal como especificado pelo programa PRONAGEO, foi WGS84/SUTM-23.

1.2.2 - Análise petrográfica

Os estudos petrográficos foram desenvolvidos em microscópios petrográficos de luz transmitida

e de luz refletida do Laboratório de Petrografia da Faculdade de Geologia da UERJ. Compreenderam a caracterização das fases minerais presentes em lâminas delgadas preparadas nos laboratórios de laminação da UERJ. Os microscópios petrográficos utilizados se baseiam em luz polarizada e refletida, e possuem objetivas com aumentos de 2,5 a 60X, podendo ser das marcas Carl Zeiss ou Leitz. O corte de amostras e confecção de lâminas foi realizado no Laboratório Geológico de Preparação de Amostras (LGPA) da Faculdade de Geologia da UERJ.

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

Para a granulação de rochas adotou-se a classificação de Mackenzie *et al* (1982) e Philpotts (1989): fina, minerais menores que 1 mm; média, minerais entre 1 e 5 mm; grossa, minerais maiores que 5 mm. Para o índice de cor "M" (% de minerais máficos na rocha) foi adotada a classificação de Shand (1927) e Nockolds (1978): hololeucocrático, $M < 5$; leucocrático, $M < 30$; mesocrático, $30 < M < 60$; melanocrático, $60 < M < 90$ e hipermelanocráticas, $M > 90$.

1.2.3 - Litogeoquímica

As concentrações de elementos maiores e traços em rochas granitóides têm se mostrado importante marcador de ambientes e processos geradores destas rochas. Em adição, o tratamento de elementos maiores *versus* traços (diagramas *Harker*) definem importantes tendências de tipos de processos a exemplo do fracionamento magmático, fusão parcial e mistura de magmas. Em adição, os padrões de elementos terras raras têm contribuído para discernir grupos de rochas com parentescos, além de permitir inferências sobre processos de formações de magmas de rochas granitóides.

As unidades estudadas neste projeto são o Complexo Trajano e o Granito Sana. A preparação das amostras para geoquímica inicia-se com a fragmentação do material em cacos menores manualmente com martelo até alcançar uma granulometria de quatro mm. Posteriormente procedeu-se à classificação manual, que consiste em repartir as amostras em duas porções iguais; uma delas foi reservada e a outra parte foi novamente dividida em quatro, extraindo 2/4 partes do material. Estes 2/4 de partes do material foram pulverizados no moinho de bolas, obtendo-se 30 a 40 g de pó fino. O material fino separado para litogeoquímica foi analisado mediante o método de ICP-AES para os elementos maiores no laboratório ACTLABS (Canadá);

os elementos traços P, S, Cl, Rb, Sr, Ba e Zr foram analisados por fluorescência de raios-X (em pastilhas fundidas); espectrometria de absorção atômica para Mn, Mg, Na, K, Cu, Mo, Sn e Pb; espectrometria óptica para Nb, Y, Ni e V; espectrometria de emissão com plasma induzido (ICP) para terras raras e titulação com KMnO₄ para Fe+2.

1.2.4 - Levantamento de recursos minerais

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

A produção de rochas e minerais industriais dependem, 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 os critérios adotados no presente relatório, para o cadastramento desses bens, com a finalidade de expor o panorama mineral da área em questão.

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

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georreferenciados que serviu de base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. Os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.),

o que gerou por vezes uma imprecisão dos dados e a duplicidade de pontos catalogados em fontes distintas. Nesse caso, a localização principalmente de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite fornecidas pelo programa *GoogleEarth* forneceram maior precisão geográfica.

O trabalho de campo foi essencial para obtenção dos dados referentes à descrição geológica

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

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1 - INTRODUÇÃO

O Estado do Rio de Janeiro, situado na Região Sudeste do país está inserido no âmbito geotectônico na Província Mantiqueira, uma das províncias estruturais definidas por Almeida *et al.* (1981). Essa entidade cobre uma extensa área (cerca de 700.000km²) com complexa evolução estrutural e litológica afetada pelo Ciclo Orogênico Brasileiro Neoproterozóico / Cambriano na América do Sul.

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

2.2 - 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).

A Faixa Ribeira constitui um sistema orogênico de direção NE, que se estende por 1400 km ao longo da costa S-SE do Brasil, resultado da colisão entre os paleo-continentes (crátons) São Francisco–Congo com a parte ocidental do Cráton de Angola, envolvendo também outras microplacas. A Faixa Ribeira se desenvolveu em vários episódios de convergência da Orogenia Brasileira-Panafricana durante o Neoproterozóico–Cambriano com últimos estágios no Ordoviciano Inferior (Heilbron *et al.*, 2008). A Faixa Ribeira está inserida na Província Mantiqueira, sendo limitada ao norte pela Faixa Araçuaí, a W-NW pela porção meridional do Cráton do São Francisco, a SW pela Faixa Brasília Meridional e a sul pelo Cráton de Luiz Alves (Figura 2.1) (Heilbron *et al.*, 2004).

Os diversos terrenos tectono-estratigráficos que constituem a Faixa Ribeira são limitados

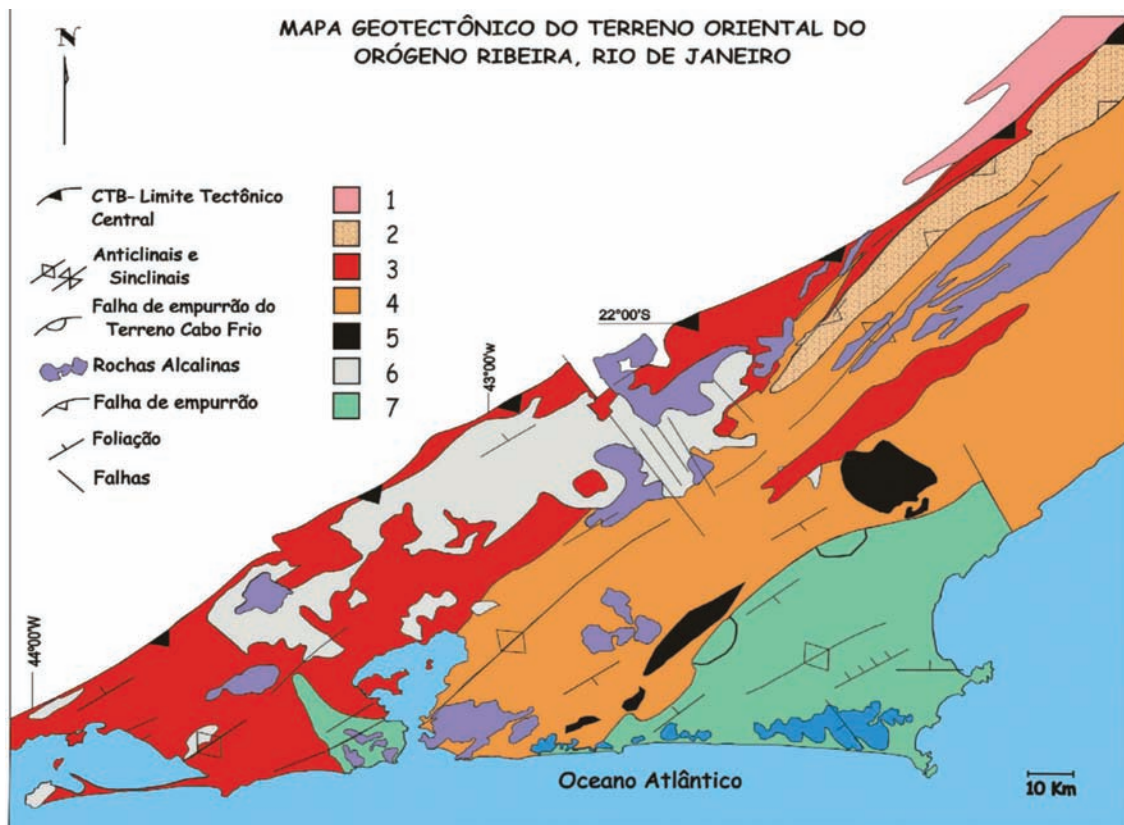
por importantes descontinuidades estruturais: empurrões e zonas de cisalhamento transpressivas subverticais, normalmente dextrais. Estes terrenos tectônicos foram progressivamente acrescidos junto às bordas cratônicas e às faixas móveis (terrenos) colididas previamente, em vários episódios colisionais (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 (Heilbron *et al.*, 2000; 2004; 2009; Trouw *et al.*, 2000). Neste setor, os dois primeiros terrenos são separados por uma zona de cisalhamento complexamente redobrada (Limite Tectônico Central - LTC) com mergulhos subverticais a moderados para NW na porção centro-sul do Estado, e mergulhos para SE na porção noroeste. 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 o Terreno Cabo Frio foi acrescido ao final da colagem orogênica, em ca. 530-510 Ma (Schmitt *et al.*, 2004). O Terreno Ocidental corresponderia à paleoplaca inferior (Placa Sanfranciscana), e o Terreno Oriental a placa superior, na qual se instalou o arco magmático responsável pela colisão Arco/Continente. Para leste, por trás do Terreno Oriental, o fechamento do espaço *back-arc* resultou na colisão com a paleoplaca do Terreno Cabo Frio.

As últimas manifestações tectono-magmáticas ligadas à 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 do orógeno em regime transtensivo (Heilbron *et al.*, 2000; 2004; Heilbron & Machado, 2003).

2.3 - QUEBRA DO SUPERCONTINENTE GONDWANA

Após uma total falta de registros de eventos no Paleozóico e 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



Mapa tectônico do Terreno Oriental subdividido nos Domínios Cambuci, Costeiro e Itálva.
 1-Metassedimentos da klippe Cambuci; 2-Metassedimentos e anfibolitos da Klippe Itálva;
 3-Granitóides relacionados à ambiente de arco magmático; 4-Metassedimentos e Complexo Rio Negro do Domínio Costeiro; 5-Granitóides sin-colisionais relacionados à Orogenia Búzios
 6-Granitóides tardi-tectônicos; 7- Terreno Cabo Frio.

Figura 2.1 Mapa Geotectônico do Estado do Rio de Janeiro, modificado de Heilbron (1996)

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; Mackenzie & Bickle, 1988; Valente *et al.*, 1991; 1992; Hawkesworth, 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 na qual 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, 1992; Marques *et al.*, 1992; Garda, 1995; Regelous, 1993; Valente *et al.*, 1992; Valente, 1997). As espessuras desses diques

variam de 1,0-3,0m até dezenas de metros, e a orientação geral do enxame é N40°-60°E (Almeida, 1986), ou seja, paralela às estruturas das rochas encaixantes associadas às unidades litoestratigráficas 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, 2009).

Dados radiométricos obtidos por Guedes *et al.* (2005), evidenciaram que alguns diques do Enxame da Baía da Ilha Grande–Resende são 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 *rift* da abertura do Atlântico Sul. Estes diques toleíticos mais antigos, datados do Jurássico, possuem orientação NNW e afloram na região da borda norte da Bacia de Resende. Os diques NNE deste enxame foram datados, em geral, no intervalo entre 145 e 135 Ma, sendo cronocorrelatos 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.

2.4 - O SISTEMA DE RIFTS DO SUDESTE DO BRASIL E O MAGMATISMO ASSOCIADO

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

Os riftes do segmento central são, em geral, do tipo *hemi-grabens*, com a falha mestra na 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 falhas, 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; Ricomini 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 rift (Fernandes & Kiang, 2003; Ricomini *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 (Ricomini 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 Neogênic.

A literatura também parece concordar quanto à idade do preenchimento destas bacias. Vertebrados e diques de rochas ankaramíticas de *ca.* 53 Ma determinam a idade Paleocênica da Bacia de São José do Itaboraí, no Gráben da Guanabara (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 de 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, Ricomini (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 rift 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 sugere que o setor central do RCSB 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 (Ricomini, 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).

2.5 - ROCHAS ALCALINAS

Entre o Cretáceo Superior e o Eoceno, durante o desenvolvimento da margem continental brasileira, já com ambientes marinhos francos, ocorreu um pulso magmático alcalino. Dezenas de ocorrências de corpos (*plutons*, *stocks*, diques e derrames vulcânicos) são observadas no embasamento emerso do sudeste brasileiro, compondo a *Província Serra do Mar* e o Alinhamento Mágmató 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 e 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. 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 Mágmató Poços de Caldas–Cabo Frio apresentarem, em geral, idades mais novas em direção a leste (do interior para costa), sugerem 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-rift, que conduziriam os magmas mantélicos (Meisling *et al.*, 2001). Isto explicaria, em parte, algumas exceções na polaridade das idades ao longo do alinhamento e, por exemplo, as intrusões da Ilha de São Sebastião e vizinhas, estariam conectadas a outra zona de transferência NW (Cobbold *et al.*, 2001). Por outro lado, há uma mistura de idades neocretácicas e paleogênicas do magmatismo, além de forte condicionamento estrutural pelas zonas de transferência NW, associada ao desenvolvimento do Sistema de Riftes do Sudeste do Brasil.

3 – FISIOGRAFIA E GEOMORFOLOGIA

3.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados os aspectos históricos, fisiográficos e geomorfológicos da área estudada. No item Histórico é descrito os aspectos da história de ocupação da região. Na Fisiografia são abordados os aspectos como vegetação, hidrografia e clima. Em seguida são apresentadas as feições geomorfológicas da Folha Casimiro de Abreu. A área estudada situa-se no limite entre a denominada Baixada Fluminense e a região Serrana, na região compreendida entre Casimiro de Abreu, Sana, Lumiar, Cordeiro, Silva Jardim e Trajano de Moraes.

3.2 - HISTÓRICO

A região de Casimiro de Abreu, importante centro administrativo, surgiu em torno da Estação Ferroviária de Glicério, a partir de 1888. Localizada no vale de Crubixais, este ambiente era habitado pelos índios Purus, Sacurus e Goitacás.

Com o passar do tempo, se torna um importante centro comercial de intenso tráfego hidroviário e ferroviário. A atividade comercial se baseava na agricultura do café, nas extrações de madeira, na produção de arroz e milho. Surgiu então, a necessidade de avanços tecnológicos para o beneficiamento destas atividades, conseqüentemente a utilização de novas fontes de energia.

Em 1927, no governo do macaense Washington Luiz, se iniciam os estudos hidrográficos da região objetivando a construção de uma hidroelétrica em Macaé. O engenheiro responsável Eduardo de Franca Amaral conclui pela favorabilidade da construção de duas hidroelétricas. No entanto, a Usina de Glicério serve de base para a construção de outra mais potente. Sua obra teve início em 1927 sendo concluída em 1929. A condição hidrográfica para o seu funcionamento era somente o rio São Pedro e seus afluentes. O maquinário possuía dois geradores de 750kva cada, responsável pela geração de energia que abastecia todo o município, e pertencia à indústria sueca “Schneider”.

A Usina de Glicério esteve em atividade por 40 anos e na década de 70 foi desativada. Contudo, sua importância histórica é de grande relevância. Macaé aparece no cenário nacional como uma das primeiras cidades fluminenses, juntamente com Campos e Rio de Janeiro, a receberem energia elétrica no Brasil.

3.3 - FISIOGRAFIA

A área estudada pertence à região serrana do Estado do Rio de Janeiro, com clima de altitude

influenciado pela proximidade do mar. A vegetação natural, quando ainda existente, é de Mata Atlântica, com drenagens pertencentes a três bacias hidrográficas: Rio Grande, Rio Macaé e Rio São João.

3.3.1 - Hidrografia

A maior parte da área em questão é drenada pela Rede Hidrográfica do Rio Macaé e o Rio Grande. O primeiro corre na direção leste-oeste e desemboca no Rio Paraíba do Sul. O segundo se deságua na direção SE-NW e desemboca no Rio Paraíba do Sul. Outra grande porção da área, ao sul, é drenada pela Rede Hidrográfica do Rio São João, que desemboca na Praia Rasa. Finalmente, uma pequena área na porção SE da Folha Casimiro de Abreu, é drenada pela Rede Hidrográfica do Rio das Ostras, que desemboca também no mar, próximo à localidade de mesmo nome.

Toda a rede hidrográfica é caracterizada por declives acentuados, com exceção das drenagens dos rios São João e Rio das Ostras, sendo comuns nestas áreas os seguintes padrões de drenagem:

- *Dendrítica*, caracterizada pela região abrangida pelas unidades pré-Cambrianas.
- *Anastomosada*, característica das planícies dos rios São João, Una e das Ostras, apresentando meandros e canais entrelaçados, pântanos e braços abandonados.

3.3.2 - Clima

A região apresenta dois tipos principais de clima e apenas um microclima, segundo a classificação de Koppen:

- *Clima quente e úmido de baixada litorânea*, que se aproxima do tipo AW sem inverno pronunciado, com temperaturas variando, em média anual, entre 22,1° e 22,9° e o regime pluviométrico caracterizado pela existência de um período de chuvas no verão e estiagem no inverno.
- *Clima quente e úmido com estação seca pouco pronunciada*, correspondente ao tipo Am. É um clima de transição que ocorre ao longo da Serra do Mar, possuindo um regime pluviométrico de 2.000mm anuais e onde, todavia, a estação seca não desaparece totalmente.
- *O microclima compreende a região abrangida pela área Serrana*, aproximando-se do tipo Cfa de Koppen. Trata-se de um clima mesotérmico sempre úmido, que ocorre devido à

grande altitude (806m) com relação à planície circundante, à existência de uma vegetação de grande porte, do tipo floresta tropical e à proximidade do oceano. A umidade, despreendida pela vegetação durante o dia, sofre à noite a influência dos ventos marítimos frios, condensando-se em forma de uma densa neblina.

3.3.3 - Vegetação

As áreas abrangidas pelas unidades pedológicas litossol, latossol alaranjado e latossol amarelo, apresentam cobertura de gramíneas e associações de gramíneas com arbustos e matas.

A maior parte da área compreendida por estas unidades passou, e vem passando, por um intenso processo de desmatamento para aproveitamento da madeira como material de construção e mobiliário, como também, para a transformação em carvão vegetal, que atualmente consome mais de 90% da madeira. Algumas partes destas áreas desmatadas têm utilização agrícola dos solos, especialmente para cultura de mamão e citros. A existência de alguns núcleos isolados de matas virgens nestas unidades proporciona a indicação de que toda a área, originalmente, tenha sido coberta por floresta do tipo tropical.

As áreas desprovidas de arbustos e não cultivadas, atualmente estão cobertas por gramíneas, constituindo pastagens localizadas nas encostas das elevações e baixadas. São áreas que apresentam cobertura vegetal bastante uniforme e com pequena ocorrência de outras espécies vegetais em associação com a mesma.

Nestas áreas é freqüente a ocorrência da associação de vegetação arbustiva, de matas e de gramíneas, dentre estas se destacando o sapê. Como cobertura vegetal de menor importância, aparece às matas de segundo e terceiro crescimento, que são as capoeiras e capoeirões. Estes tipos são constituídos de espécies arbóreas de porte menor que aquelas encontradas de tipo floresta tropical, associadas com as espécies de porte e sub-arbórea. Os principais núcleos de mata virgem estão localizados ao longo de encostas íngremes.

Nas unidades Regossol e Dunas, a vegetação é representada por gramíneas, pequenos arbustos, algumas cactáceas e mirtáceas, associados com luxuriante mata nas imediações de Barra de São João. Nas áreas de solos hidromórficos, encontra-se grande variedade de tipos de vegetação, distinguindo-se vegetação aquática, de brejos, de banhados, de turfeiras, vegetação em galeria e matas inundadas.

3.4 - GEOMORFOLOGIA

A área estudada pertence parcialmente à região serrana do Estado do Rio de Janeiro, e

compreende uma grande planície costeira formada pelos vales fluviais do Rio Macaé, Rio Sana e Rio São Pedro, avançando até as colinas e maciços costeiros da Serra do Mar. A evolução geomorfológica desta área remonta ao período Arqueano e Proterozóico, e que após a ação dos agentes erosivos, foram submetidos a eventos tectônicos que resultaram em grandes sistemas de falhas e de serras isoladas.

As serras observadas na região são denominadas de: Serra da Vitória (467 m), Pico do Frade (1750 m), Serra da Pedra Branca (920 m), Serra da Cruz (900 m), Serra da Peroba (1400 m), Serra de Duas Barras (1173 m), Serra de Crubixais (1400m), Serra de Macaé (1543 m), Serra da Caldeira (977 m), Pico da Bicuda Grande (781 m) e Serra dos Três Bicos (1227 m).

O termo estruturas em Geomorfologia inclui não somente a orientação das unidades litológicas, mas também sua resistência à erosão. Processos geomorfológicos atuam nas estruturas criando diferentes formas de relevos. O entendimento das inter-relações entre os processos e as estruturas possibilita, em muitos casos, determinar a estrutura geológica subjacente apenas observando a superfície. De acordo com o mapa de Levantamento de Recursos Naturais realizado pelo Projeto RADAMBRASIL (1983), a área está inserida num sistema de relevos denudacionais em interflúvios e vertentes com dissecação extremamente forte. Englobam feições morfológicas com forte controle estrutural de escarpas festonadas, cristas, esporões e cornijas, com incisões de drenagem entre 344 e 446 m., e declividades superiores a 37°. Precipitações pluviométricas entre 1.200 e 2.500 mm, atingem até 4.300 mm nos contrafortes da Serra do Mar. O modelado revestido por formações superficiais delgadas de textura argilosa e areno-argilosa constitui a base do desenvolvimento das Florestas e Vegetação Secundária.

Quanto à morfodinâmica, os processos morfogenéticos atuam principalmente nas encostas desprotegidas com acentuada desagregação mecânicas e forte atuação da decomposição química. A intensa atuação dos processos morfogenéticos caracteriza uma área de dinâmica instável.

As fortes declividades estimulam constantes movimentos de massa, com deslizamentos e quedas de blocos, mesmo com a presença da cobertura vegetal, como nos contrafortes da Serra do Mar nas cidades de Teresópolis e Friburgo-RJ.

3.5 - PROVÍNCIAS GEOMORFOLÓGICAS

Os mapeamentos geomorfológicos realizados para a área de estudo referem-se ao Mapa Geomorfológico do Projeto RADAMBRASIL (1983), na escala 1: 1.000.000, confeccionado com base na interpretação de imagens de Radar na escala 1:250.000, na qual apresenta Domínios Morfológicos

ou Macrocompartimentos 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.

Para o trecho do Planalto SE do Brasil em que se insere o Estado do Rio de Janeiro, foram reconhecidos os seguintes domínios morfoestruturais: Faixas de Dobramentos Remobilizados, Remanescentes de Cadeias Dobradas e Depósitos Sedimentares. Ocupando o maior percentual areal do Estado, as formas de relevo assentadas sobre a faixa de dobramentos remobilizados são resultado de um forte controle estrutural, evidenciado por extensas linhas de falha, blocos deslocados, escarpas e relevos alinhados coincidentes com os dobramentos originais e/ou falhamentos mais recentes.

A resistência das rochas reflete-se nas formas de dissecação, ressaltando filões resistentes, pontões, cristas e sulcos nas zonas diaclasadas e fraturadas. Destacam-se como expressões topográficas as seguintes regiões: Região do Vale do Paraíba do Sul, Região das Escarpas e Reversos da Serra do Mar, Região de Colinas e Maciços Costeiros, além de pequenos segmentos localizados nos Planaltos da Mantiqueira Meridional e da Mantiqueira Setentrional.

O mapa produzido pela Fundação CIDE (1992) constitui-se em um documento que apresenta um tratamento generalizado das unidades morfológicas reconhecidas pelo mapa do RADAMBRASIL (*op cit.*). Neste trabalho é proposta uma classificação mais simplificada dos domínios morfológicos mapeados, sendo reconhecidas para o Estado do Rio de Janeiro as seguintes unidades de relevo: a) planícies aluviais; b) planícies marinhas; c) relevos colinosos; d) relevos de transição entre colinas e montanhas e 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), procurando detalhar o relevo do Estado do Rio de Janeiro, apresenta um mapa geomorfológico na escala 1: 250.000, reconhecendo unidades morfoestruturais e unidades morfoesculturais; estas, por sua vez, compreendem um conjunto de sistemas de relevo (unidades geomorfológicas). Assim, foram reconhecidas a partir da análise integrada aos 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 a Eopaleozóica e que estão incluídas na Faixa de dobramentos Ribeira, submetidas a diferentes ciclos orogênicos, culminando, no final do Proterozóico, com o evento Brasileiro (Heilbron *et al.* 1995).

A história tectônica recente descrita para a região refere-se à reativação tectônica Meso-Cenozóica extensional associado à abertura do Oceano Atlântico, gerando uma série de falhamentos normais, com soerguimento de blocos (Serras do Mar e da Mantiqueira e Maciços Litorâneos), além de depressões interplanálticas. Pode ser subdividida nas seguintes unidades morfoesculturais: Superfícies Aplainadas nas Baixadas litorâneas, Escarpas Serranas, Planaltos Residuais, Depressões Interplanálticas e Alinhamentos Serranos Escalonados. Enquanto, as bacias sedimentares Cenozóicas correspondem a rochas sedimentares, pouco litificadas, de idade Eo-Cenozóica e sedimentos inconsolidados, Neocenozóicos e foram subdivididas nas seguintes unidades morfoesculturais e unidades geomorfológicas: tabuleiros de bacias sedimentares, planícies flúvio-marinhas (baixadas) e planícies costeiras.

3.5.1 - As cartas morfoestruturais na escala 1:250.000

A partir das cartas confeccionadas, foram definidos dois grandes domínios morfoestruturais: o Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico e o Domínio Morfoestrutural Depressões Tectônicas Cenozóicas (Tabela 3.1). O Planalto Atlântico encontra-se cortado pela alongada depressão do Graben do Rio Paraíba do Sul de orientação NE-SW - limitada por falhamentos correspondentes às escarpas tectônicas da Serra da Mantiqueira a NNW e da Serra do Mar a SSE, preenchida, ainda, pelos sedimentos das bacias cenozóicas de São Paulo, Taubaté, Resende, Volta Redonda - e pelo Graben da Guanabara de orientação E-W. Nas sequências de terrenos sedimentares embutidos no cristalino, o relevo é caracteristicamente de colinas suaves, algumas tabuliformes, e de amplas várzeas margeando os rios.

Para os domínios de Planaltos e Depressões Tectônicas foram, ainda, identificadas diferentes feições de relevo que, devidamente agrupadas, levaram novos recortes no terreno e que podem possuir, por sua vez, significado morfoestrutural, sendo denominados de Regiões Morfoestruturais, ou apenas compreender formas de relevo de gêneses distintas.

Neste contexto, foram reconhecidas as seguintes unidades de relevo: a) no Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico procurou-se identificar e delimitar regiões que se caracterizam por conter as seguintes feições morfológicas: Planaltos e Escarpas; b) no Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas foram delimitadas Regiões Morfoestruturais que se encontram as Depressões Interplanálticas, constituídas por uma morfologia esculpida em terrenos cristalinos que estão localizadas no interior de planaltos (Ross 1985),

sendo neste caso, identificadas a região da Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul, Graben da Guanabara - englobando 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 Rifts da Serra do Mar.

Esta área é bordejada a norte pela Serra do Mar, que chega a alcançar 2200m de altitude e pelos maciços litorâneos, ao sul, com altitudes médias de 1000m.

As feições morfológicas de colinas e morros caracterizam as Regiões supracitadas e estão também presentes nas Regiões de Planaltos e podem ser assim definidas: a) Colinas - pequenas e

médias elevações do terreno com declives suaves, que diferem das serras e das montanhas por estarem isoladas uma das outras e com baixas altitudes; b) Morros - elevações do terreno, com fortes declives para todos os lados, sobressaindo-se dos terrenos que lhe são adjacentes (Magalhães *et al.* 1973).

Em adição, como feições de ocorrência por toda a orla litorânea e/ou ao longo dos principais cursos fluviais do Estado, são reconhecidas as Unidades de Relevo de Terraços e planícies fluviais e/ou flúvio-marinhas, que se referem a feições com significativas extensões do terreno, relativamente planos, onde os processos de agradação superam os de degradação.

Tabela 3.1 Domínios e Unidades morfoestruturais do Estado do Rio de Janeiro (Silva 2002)

DOMÍNIOS MORFOESTRUTURAIS	REGIÕES MORFOESTRUTURAIS/ Unidades de Relevo
Domínio Morfoestrutural do Planalto Atlântico	Região do Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira Unidade de Terraços e Planícies Fluviais
	Região do Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina Unidade de Terraços e Planícies Fluviais
	Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Orgãos Unidade de Terraços e Planícies Fluviais
	Região do Planalto e Escarpas do Norte Fluminense Unidade de Terraços e planícies Fluviais
	Região da Depressão Interplanáltica Médio Paraíba do Sul Unidade Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul Unidade de Terraços e Planícies Fluviais
Domínio Morfoestrutural das Depressões Tectônicas Mesozóica-Cenozóicas	Região do Rift da Guanabara Unidade Maciços Costeiros Unidade Depressão da Guanabara e região dos Lagos Unidade de Terraços e Planícies Fluviais e/ou Flúvio-Marinhas
	Região da Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé Unidade de Terraços e Planícies Fluviais
	Região de Colinas e Morros do Leste Fluminense Unidade de Terraços e Planícies Fluviais e/ou Flúvio-Marinhas
	Região dos Tabuleiros Costeiros

3.5.2 - Unidades Morfoestruturais do Domínio Planalto Atlântico

As unidades morfoestruturais do Domínio Planalto Atlântico reconhecidas foram:

- **Planalto e Escarpas da Serra da Mantiqueira:** localizado na porção Oeste do Estado do Rio de Janeiro, nos limites interestaduais de São Paulo e Minas. O relevo se apresenta influenciado por um intenso tectonismo, com soerguimen-

to de blocos e falhamentos, e desenvolve-se sobre rochas Proterozóicas dos Complexos de Amparo e Paraisópolis, granitizadas no Ciclo Brasileiro, assim como intrusões de granitos e intrusivas alcalinas (RADAMBRASIL, 1983).

Esta Região configura-se como um conjunto de degraus escarpados e degraus/serras reafeiçoados com orientação geral NE-SW, tendo sido identificados dois segmentos principais: a) um primeiro setor, a oeste, destaca-se pelo predomínio de degraus muito escarpados, com alti-

tudes de 1300m a 1800m, representados por serras orientadas na direção NE-SW. Embutidos nos degraus escarpados identificam-se degraus reafeiçoados de grande expressão; b) outro setor, a leste, é representado por grandes compartimentos de degraus reafeiçoados, orientados na direção NE-SW, com altitudes entre 700 e 1000m e com pequenos compartimentos de colinas embutidos e degraus escarpados, ambos alinhados segundo uma direção NE-SW e segmentados por linhas NW-SE.

O limite sul da Serra da Mantiqueira com o médio vale do rio Paraíba do Sul, é marcado por um conjunto descontínuo de degraus/serras reafeiçoados, que bordejam os degraus da Serra de Itatiaia/Passa-Quatro e Serra da Pedra Selada.

- **Planalto e Escarpas da Serra da Bocaina:** localizado a oeste do Estado, esta Região limita-se e adentra-se para o Estado de São Paulo, estendendo-se em estreitas áreas até o segmento mais a montante do imponente escarpamento da Serra do Mar, localmente conhecida como Serra da Bocaina. Caracteriza-se pela morfologia de colinas, de topografia suave, e topos sub-nivelados até terrenos montanhosos, limitando-se a sul com as planícies flúvio-marinhas da Baía de Ilha Grande e, a norte, com a Depressão Interplanáltica médio Paraíba do Sul.

Esta Região Morfoestrutural corresponde, portanto, a um setor elevado da Serra do Mar, com altitudes entre 400m a 2100m, apresentando uma orientação geral E-W e segmentos orientados na direção NE-SW e rebaixando-se em direção a calha do rio Paraíba do Sul. A vertente continental do Planalto da Bocaina é caracterizada por um conjunto de degraus escarpados, orientado na direção E-W, que apresenta como aspecto mais significativo o fato de constituir um arranjo de serras com orientação NE-SW, seccionadas por linhas de orientação E-W.

- **Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos:** posicionada entre as Unidades Geomorfológicas de colinas/morros e maciços costeiros e Alinhamento de cristas Paraíba do Sul, a unidade morfoestrutural Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos se distribui continuamente de Itaguaí, a sul do Estado, até o Município de Campos de Goitacazes, a norte. Aparecem com grande significado para a área em estudo, por conter segmentos de grande representatividade areal e de altitudes elevadas, representadas pelas Serras de Crubixais, Peroba (Figura 3.1), Quartéis, Frades e Sana, chegando a atingir 1700m. Os Degraus Escarpados das Serras de Paracambi, Pau Ferro e Tinguá/Serra do Couto correspondem a ramificações para SW da região elevada da Serra dos Órgãos, mantendo orientação pre-

ferenciais NE-SW, feições de facetas triangulares reconhecidas na região indicam a existência de um forte controle estrutural.

Alguns compartimentos morfoestruturais de degraus escarpados apresentam um contato brusco e retilíneo com a Depressão Interplanáltica da Baía de Guanabara, orientados segundo a direção ENE-WSW a E-W e não reflete controle litológico ou estrutural do embasamento Pré-Cambriano (Penha *et al.*, 1980; Ferrari, 1990). A presença das estruturas meso-cenozóicas com esta direção não é tão evidente, assumindo, principalmente, a direção NE-SW. Pode-se observar ainda como controle estrutural do embasamento pré-cambriano, a dissecação atual da paisagem seguindo a orientação preferencial NNE-SSW representada pela disposição dos compartimentos de Morros (M) e Degraus reafeiçoados (Dr), tanto na borda interiorana quanto para a borda voltada para o litoral. Este aspecto define a feição de superfícies embutidas que podem ser visualizadas no mapa elaborado em trechos de alto curso de algumas bacias de drenagem.



Figura 3.1 Planalto e escarpas da Serra dos Órgãos e Serra da Peroba, observada a partir da Serra de Crubixais, Macaé

- **Planalto e Escarpas do Norte Fluminense:** ocupa pequena extensão territorial da porção mais setentrional do Estado do Rio de Janeiro, limitando-se com a região dos planaltos do leste de Minas Gerais, a norte, com a Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé, a sul e com as colinas/morros e maciços costeiros, a leste (RADAMBRASIL, 1983). Os compartimentos de degraus escarpados possuem menor significado espacial neste trecho do Estado do Rio de Janeiro, com presença significativa dos compartimentos de degraus reafeiçoados e morros, apresentando orientação preferencial NE-SW. Esta direção é coincidente com os prin-

principais lineamentos estruturais reconhecidos para a porção N e NE do Estado por Brenner *et al.* (1980), com orientações preferenciais de falhas e fraturas para NNW-SSE e, ainda, por estar na região limítrofe dos domínios morfo-estruturais migmatítico e gnáissico, demonstrando uma possível influência litológica na estruturação geomorfológica local.

3.5.3 - Unidades Morfoestruturais do Domínio das Depressões Tectônicas Cenozóicas

As Depressões tectônicas são representadas pelas seguintes unidades (Figura 3.2):

- **Depressão Interplanáltica do Paraíba do Sul:** inserida em terrenos do cinturão de dobramentos da Faixa Ribeira, se caracteriza litologicamente por rochas metamórficas pré-Cambrianas, predominando os gnaisses migmatíticos com estrutura bandada e intercalações menores de quartzitos, mica-xistos, rochas calciossilicáticas, anfibolitos e granulitos.

As feições estruturais mais destacadas correspondem a grandes feixes de falhas transcorrentes de idade pré-Cambriana (originadas a 620Ma, durante o Ciclo Brasileiro), de orientação NE-SW, caracterizadas como zonas de cisalhamento e reativadas a partir do Jurássico.

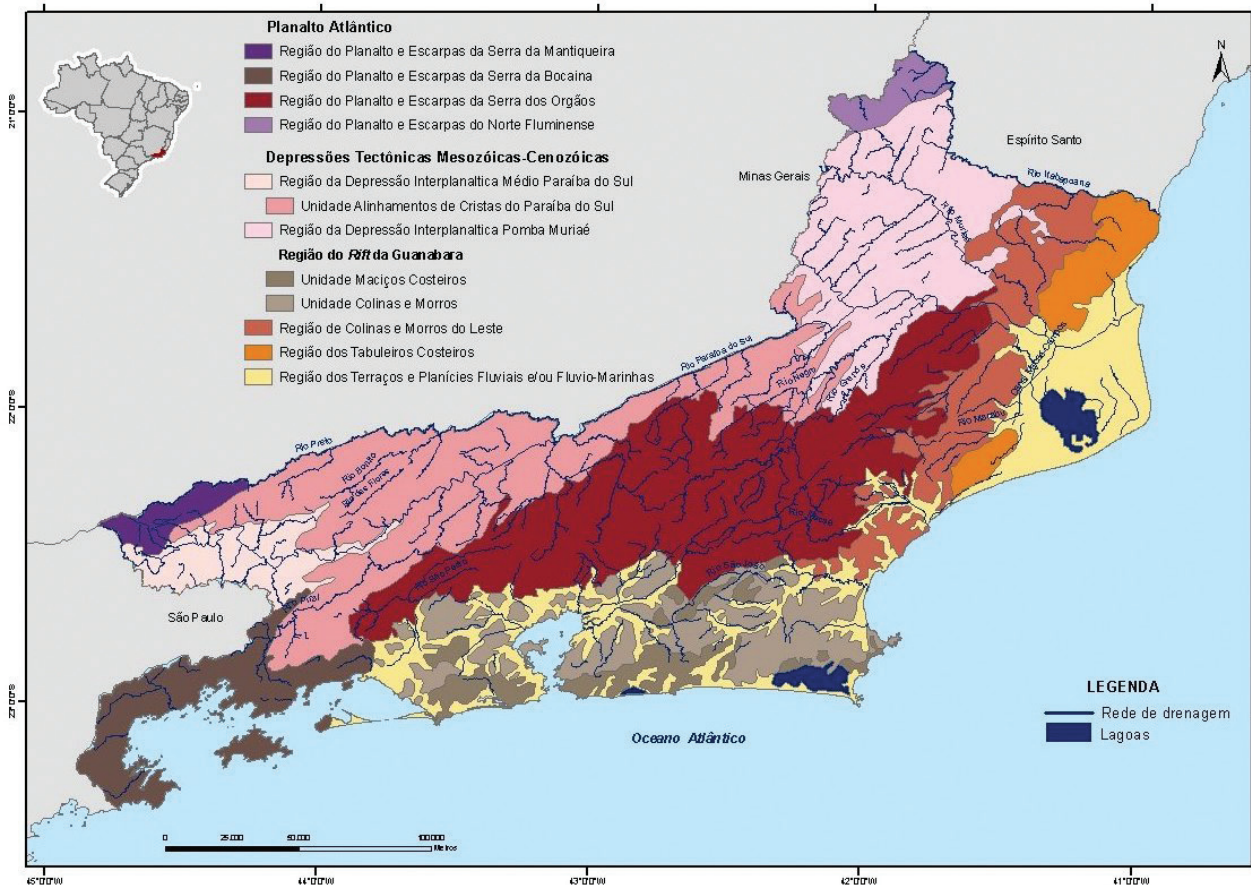


Figura 3.2 Mapa de compartimentos de relevo associados à cobertura sedimentar cenozóica e às estruturas rúpteis da Folha Casimiro de Abreu (Escala 1:100.000)

Baseando-se nestas feições estruturais, Hasui *et al.* (1977) enquadraram a área do médio vale do Paraíba do Sul como parte do compartimento Quebra-Cangalha, delimitado a SE pela falha de Taxaquara e a NW pela do Alto da Fartura.

No trecho do médio vale do rio Paraíba do Sul, compreendido entre a represa do Funil, localizado na Folha Trajano de Moraes (1:50.000) até as proximidades da cidade de Barra do Pirai, observa-se uma orientação geral E-W a partir do qual assume uma orientação NE-SW, fortemente marcada, relacionada ao Lineamento Além Paraíba.

O trecho com orientação E-W configura-se como o grande compartimento regional, nivelado a altitudes em torno de 600m a 400m, rebaixando-se em direção à calha do Rio Paraíba do Sul. O limite sul deste trecho é representado pela escarpa da Serra da Bocaina, havendo um desnível da ordem de 500m a 600m. Ao norte, o limite se dá com degraus reafeiçoados da escarpa da Mantiqueira, com um desnível variável de 200m até 600m. Apesar da orientação geral E-W, este grande compartimento subdivide-se em unidades menores segundo uma orientação NE-SW, a partir da identificação de conjuntos de colinas mais dissecadas.

Deste modo, foram definidos os compartimentos colinosos Bacia de Resende, Bananal/Amparo, Volta Redonda e Pirai. Destacasse, ainda, a presença de feições aproximadamente circulares com valores de dissecação topográfica entre 200m e 400m, relacionando-se aos corpos alcalinos de Morro Redondo (Resende) e da Serra dos Tomazes (Pirai).

- **Região do Rift da Guanabara:** o quadro evolutivo do Graben da Guanabara mostra que o magmatismo e a sedimentação foram tectonicamente controlados por campos de paleotensões com atuação em todo o seu domínio (Ferrari, 2001); característica esta que foi inferida para outros segmentos do RCSB (Riccomini, 1989).

Nesta Região foram, inicialmente, reconhecidos os seguintes compartimentos geomorfológicos de forma a facilitar a análise morfoestrutural: Maciços Litorâneos representados por um conjunto de feições de degraus escarpados e degraus e/ou serras reafeiçoados de orientação geral E-W, com inflexões para NE-SW; Depressão da Baía de Guanabara e Região dos Lagos, representadas por colinas com elevações (altitudes de 40 a 150m) mais características das Baixadas do Rio de Janeiro, configurando-se, na maioria das vezes, como domínio morfológico de significativo alinhamento, que acompanham a orientação regional NE-SW.

- **Alinhamentos de Cristas do Paraíba do Sul:** localizada no setor médio da bacia do Rio Paraíba do Sul, cujas feições do relevo refletem o forte controle geológico disposto em um conjunto de falhas e fraturas de orientação NE-SW (RADAMBRASIL, 1983; Corrêa Neto, 1995).

Os grandes traços tectônicos do Estado foram reconhecidos a partir do incremento da utilização de imagens de radar e satélite, possibilitando a definição de “grandes falhas” de extensão regional, caracterizadas pela presença de rochas cataclásticas e que Almeida *et al.* (1976) sugeriram representar faixas cataclásticas pré-cambrianas.

A área abrange o curso retilíneo do Rio Paraíba do Sul, entre os municípios de Andrade Pinto e Itaocara com uma extensão de 150km, definido por Almeida (*op cit.*) como Lineamento Além Paraíba. O quadro morfológico reflete fortemente a estrutura e as litologias locais, com a orientação nítida de colinas e morros na direção NE-SW, destacando-se nas cartas geomorfológicas o alinhamento de feições de morros e colinas.

- **Depressão Interplanáltica Pomba-Muriaé:** está área é dissecada pelas bacias dos rios Pomba e Muriaé. Apresenta um relevo escalonado, com cotas altimétricas que oscilam en-

tre 100m e aproximadamente 700m, à medida que se aproxima da Serra da Mantiqueira, a norte. Está inserida na porção norte/nordeste do Estado do Rio de Janeiro, cujo arcabouço tectônico é marcado pelos grandes lineamentos de extensão regional com direção ENE até NNE, correspondendo a extensas e espessas faixas de rochas cataclásticas que refletem zonas de cisalhamento intenso de rejeito direcional dextral (Brenner *et al.* 1980).

- **Colinas e Morros do Leste do Estado do Rio de Janeiro:** estende-se de Cabo Frio, na porção mais a sul, a Bom Jesus de Itabapoana, a norte. Os compartimentos geomorfológicos reconhecidos para a área em questão permitem identificar uma orientação geral, concordante com os lineamentos regionais (NE-SW) e secundariamente com orientações NW-SE, N-S e E-W. Litologicamente encontra-se na área rochas da suíte charnockítica, granulitos, migmatitos, quartzitos, mármore, rochas calciossilicadas, anfibolitos, gnaisses e pegmatitos (Brenner *et al.* 1980). A faixa litorânea é caracterizada por seqüências sedimentares continentais (Grupo Barreiras e aluviões quaternários) e marinhas regressivas e transgressivas, associadas respectivamente ao desenvolvimento de cristas de praia (*beach ridge*) e sistemas de restingas (*barrier systems*), Dias & Silva (1984).
- **Tabuleiros Costeiros:** caracterizados pelas feições de colinas suaves, de topos planos e amplos, principalmente no trecho a norte do rio Paraíba do Sul, orientadas na direção NE-SW. Esta orientação corresponde, por sua vez, a tendência geral NE, paralela às direções estruturais pré-Cambrianas (Mohriak & Barros 1990). Observa-se, ainda, uma dissecação destas unidades orientadas, pelos sistemas de drenagem, NW-SE, demonstrando um controle recente no mecanismo de dissecação do relevo para a região do Planalto Atlântico. Esta unidade se estende de maneira descontínua no litoral da cidade do Rio de Janeiro, ocorrendo a NW da Baía de Guanabara e das proximidades da desembocadura do Rio Macaé até o limite da Folha Campos e são limitados a oeste pelos morros e maciços costeiros; a leste, entra em contato com o mar e, em alguns trechos, acham-se limitados com a planície deltáica do Rio Paraíba do Sul, terminando, muitas vezes, em falésias, que podem estar ou não em contato com o mar.
- **Terraços e Planícies Fluviais e/ou Flúvio-Marinhas:** feições que se encontram distribuídas descontinuamente ao longo do litoral e das principais bacias de drenagem do Estado, separadas pelos maciços costeiros, morros, colinas e/ou tabuleiros. Para a área da orla costeira, as características geomorfológicas refletem a

diversidade de ambientes e processos genéticos e evolutivos. As planícies flúvio-marinhas se estendem ao longo do litoral em direção às falésias dos Tabuleiros Costeiros ou às Colinas, Morros e Maciços Costeiros e escarpas da Serra do Mar, interpenetrando-se nos estuários, angras, enseadas e lagoas (RADAMBRASIL 1983).

Apresentam uma série de ambientes diversificados e complexos afetados por oscilações eustáticas e climáticas e pelo controle de tectonismo regional, refletindo esses condicionamentos na distribuição espacial de sua morfologia. As áreas correspondentes as planícies flúvio-marinhas ocupam grande parte da região do Rift da Guanabara e Campos, sendo tais feições entremeadas por colinas, morros e maciços litorâneos.

As áreas relativas às bacias das Baías da Guanabara e de Sepetiba correspondem a setores diferenciados da costa, com presença de depósitos coluviais, marinhos e flúvio-marinhos, muitas vezes superpostos em decorrência das diversas etapas climáticas e eustáticas que atingiram o litoral fluminense a partir do Pleistoceno. Esta área caracteriza-se pela presença de compartimentos de planícies flúvio-marinhas de grande extensão.

3.6 - DOMÍNIOS GEOMORFOLÓGICOS DA FOLHA CASIMIRO DE ABREU (1:100.000)

A Folha Casimiro de Abreu está localizada quase que totalmente no segmento central do mapa de Domínios Morfoestruturais proposto por Silva (2002) correspondente ao domínio da Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos (ver Figura 3.3), enquanto a parte mais ao sul da folha tem-se a ocorrência de trechos da Região do Rift da

Guanabara, marcada pela presença das Unidades Maciços Costeiros e de Colinas e Morros.

Neste segmento do Estado do Rio de Janeiro foram mapeadas as cartas de Cordeiro, Trajano de Moraes, Quartéis e Casimiro de Abreu na escala 1:50.000 (IBGE), com controle de campo para checagem das feições reconhecidas em gabinete. Pela distribuição espacial das distintas feições morfológicas encontradas pode-se notar que se destaca a feição morfológica de morros com significativo total percentual areal e, secundariamente, as feições de serras escarpadas e serras reafeiçoadas ou morfologias de transição para feições mais escarpadas, enquanto as feições mais suavizadas das planícies fluviais se encontram localizadas na porção SE da folha na Região denominada do Rift da Guanabara em que ainda se dá a existência das morfologias de colinas e morros de pequena abrangência espacial.

Os lineamentos mapeados para esta área demonstram a contribuição de estruturas na organização das feições morfológicas identificadas, pois grande parte das depressões do relevo, correspondentes aos fundos de vales, coincidem com estruturas definidas e depósitos quaternários identificados, assim como alinhamentos de cristas do relevo também foram influenciados por estas estruturas geológicas. Nota-se ainda que haja um alinhamento das feições mais elevadas como serras locais e serras escarpadas no segmento central e SE da folha na direção NE-SW, assim como o contato entre este bloco (correspondente a Região do Planalto e Escarpas da Serra dos Órgãos) com a Região do Rift da Guanabara também está orientado NE-SW. Uma outra observação para esta folha se refere aos limites superiores e inferiores das feições morfológicas serranas delimitadas, que apresentam alinhados para NW-SE. Estas estruturas também são bastante representativas pelos lineamentos identificados.



Figura 3.3 Fotografia das feições morfológicas observadas no Município de Casimiro de Abreu; pode-se observar as planícies fluviais (A), as feições de morro (B) e a morfologia de serras locais com a presença de picos bem acentuados ao fundo (Foto: M.P.Goés, 2008)

3.7 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em relação à discussão da metodologia empregada neste trabalho pode-se considerar sua relevância no que tange à caracterização morfológica de uma dada região, podendo-se destacar alguns aspectos fundamentais que se destacaram no mapeamento realizado:

- a análise da organização espacial dos compartimentos reconhecidos possibilita uma leitura direta com destaque para as relações entre a estrutura geológica e o relevo;
- a inferência de estruturas tectônicas como lineamentos, zonas de cisalhamentos, falhas e sistemas de fraturas dados pelas orientações e padrões da rede de drenagem, orientações e grau de dissecação atual da paisagem, pelo arranjo e orientação das classes de desnivelamento altimétricos do relevo e outros elementos. Assim, em diversas áreas do trabalho aqui apresentado, a individualização de compartimentos morfoestruturais distintos, auxiliou na discriminação de estruturas geradas e/ou reativadas no Mesozóico-Cenozóico, principalmente, nas áreas de relevo rebaixado, como as Regiões das Depressões, em que informações extraídas dos mapas elaborados permitem reconhecer indicativos da história evolutiva geomorfológica-geológica. Ressalta-se, portanto, que estas características são difíceis de serem identificadas através dos métodos convencionais de mapeamento geomorfológico.

- a possibilidade de identificar domínios de retenção e evasão da sedimentação quaternária, permitindo reconhecer diferentes domínios morfodinâmicos (susceptibilidade a processos erosivos e sedimentares) em áreas morfológicamente homogêneas (domínio colinoso), podendo fornecer, assim, uma primeira noção do grau de instabilidade ambiental, servindo como um plano de informação básico em projetos de planejamento territorial.

Cabe ressaltar, no entanto, que a metodologia empregada apresenta uma restrição em relação à aplicação para a área referente aos ambientes de agradação na zona costeira, pois não é possível reconhecer as feições morfológicas de planície fluvial e de planície flúvio-marinha, necessitando da utilização de imagens de satélite ou de radar e/ou fotografias aéreas para traçá-la a linha limítrofe entre estes ambientes de agradação costeira.

No entanto, mais um fato soma-se favoravelmente ao emprego da metodologia de compartimentação geomorfológica a partir da identificação de compartimentos de diferentes graus de desnivelamento altimétrico, pois esta corresponde a uma técnica de mapeamento que, por utilizar-se de cartas topográficas, aparece como uma metodologia de acesso para qualquer região, haja vista que todo o Brasil possui recobrimento topográfico. Destaca-se, ainda, que os compartimentos geomorfológicos podem ser identificados em diferentes níveis de detalhe, sendo assim a escala disponível será básica para a definição do grau de detalhamento do mapeamento a ser realizado.

4 – MULTI-SENSORES APLICADOS À CARTOGRAFIA GEOLÓGICA

4.1 - INTRODUÇÃO

O Estado do Rio de Janeiro, situado na Região Sudeste do país está inserido no âmbito geotectônico na Província Mantiqueira Almeida *et al.* (1981) e Cinturão Ribeira (Heilbron & Machado, 2002). Essa entidade cobre uma extensa área (cerca de 700.000km²) com complexa evolução estrutural e litológica afetada pelo Ciclo Orogênico Brasileiro Neoproterozóico / Cambriano na América do Sul.

De modo geral, as rochas que ocorrem na área de estudo compreendem litotipos diversificados com associações litológicas compreendidas por granitóides de diferentes arranjos composicionais, ora mais ácidos, ora mais básicos ou intermediários, representados pelas unidades Complexo Rio Negro, Batólito Serra dos Órgãos, Complexo Trajano de Moraes, Unidade Imbé, Granito Sana além do Complexo Região dos Lagos (Tupinambá, 2000).

A área é localizada na porção Serrana de Macaé, norte fluminense do Estado do Rio de Janeiro, e as unidades geológicas observadas compreendem rochas originadas durante o evento tectonotermal que formou a Orógeno Ribeira (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Trown *et al.*, 2000). Na porção central e centro-sul predominam as unidades metassedimentares que são cortadas pelas rochas granito-gnássicas de elevado grau metamórfico. As rochas principais são biotitas-gnaisses granadíferos, as vezes com sillimanita (Unidade São Fidelis). Rochas carbonáticas intercaladas com gnaisses biotíticos compreendem a Unidade Italva. Estes litotipos paraderivados apresentam contatos tectônicos com as rochas ortoderivadas resultado das deformações ocorridas durante a evolução do orógeno.

Rochas graníticas pos-tectônicas se distribuem na região, sendo seu maior representante o granito Sana. Estes corpos intrusivos são compostos por rochas isotrópicas e apresentam contatos circulares com as rochas encaixantes. Por fim, diques doleríticos cortam todas as unidades formadas durante o Neoproterozoico, predominando a direção NW/SE, representados por litotipos como gabros, basaltos e diabásio com afinidades toelíticas e de prováveis idades mesozóicas (Valente *et al.*, 1994).

4.2 - INTERPRETAÇÕES DAS IMAGENS

Os produtos geofísicos compreendidos pela magnetometria, contagem de K, U e Th, foram interpretados e correlacionados com as

informações geológicas disponíveis na literatura e novos levantamentos de campo na Folha Casimiro de Abreu, escala 1:100.000 do IBGE (Figura 4.1). Em adição utilizou-se as composições das imagens de satélite LANDSAT e CBERS de forma integrada através de superposições.

A análise da assinatura magnetométrica resultando na compartimentação em três domínios homólogos, conforme indicados pela existência de dois importantes lineamentos de direção NE-SW, coerente com as propostas de terrenos geológicas presentes na literatura. Neste sentido, estes dois lineamentos definem os limites entre o domínio na porção NW da Folha, equivalente ao Domínio Oriental (Heilbron & Machado, 2002); uma zona homóloga na porção central da Folha relacionada ao Domínio Costeiro; uma zona homóloga na porção SE, correlacionado ao Domínio Cabo Frio. Os limites entre estes domínios, bem marcados no levantamento magnetométrico, são interpretados na literatura como suturas resultantes de colisões entre diferentes blocos crustais com evolução geológica distintas.

O Domínio Oriental apresenta unidades geológicas cartografadas por Tupinambá (1999), limitadas com o Domínio Ocidental pela sutura definida por Almeida *et al.*, (1998) como Limite Tectônico Central (ou CTB - *Central Tectonic Boundary*). Este Domínio Ocidental, tal qual observado no levantamento magnetométrico (Figura 4.2 A), apresenta assinaturas de K (Figura 4.2 B), Th (Figura 4.2 C) e U (Figura 4.2 D) que se distinguem do Domínio Oriental. No sinal de Th, as anomalias são frias (negativas) homoganeamente no primeiro domínio, com abrupta mudança no CTB. Para os sinais de U e K, este domínio pode ser dividido em duas áreas: uma mais a oeste, com cores quentes (anomalias positivas, correspondente a litotipos do Complexo Rio Negro e do Batólito Serra dos Orgãos, representados por rochas ortoderivadas) e uma a leste, com cores mais frias, sugerindo anomalias negativas (Unidade Italva, com paragnaisses e carbonatos).

A cartografia geológica proposta por Tupinambá (1999) para o Domínio Oriental inclui paragnaisses com protólitos de composições sedimentares variadas (biotita-gnaisses e granada-biotita-gnaisses da Unidade São Fidelis) cujos contatos litológicos são paralelos à foliação principal de direção preferencial SW-NE. Outras feições lineares neste domínio apresentam direção SE-NW que truncam os contatos geológicos destes paragnaisses com as rochas

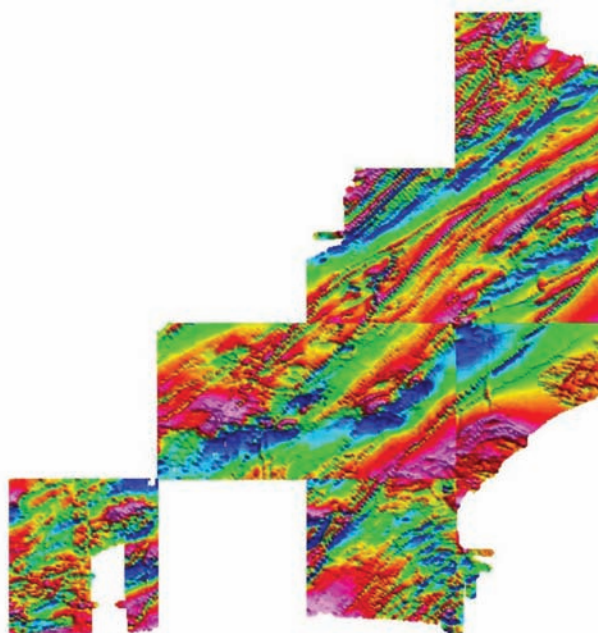


Figura 4.1 – Integração dos mapas de Intensidade de Campo Magnético Total para nove folhas do projeto PRONA-GEO 2008/2009, executado pela UERJ

ortoderivadas do Complexo Rio Negro, Serra dos Orgãos e Imbé. Apesar destas variações litológicas formarem um padrão intercalado, as assinaturas de U, Th e K não sugerem a presença de corpos intrusivos sub-circulares, coerentes com as unidades observadas no campo.

Ocorre uma relação geométrica entre as anomalias lineares do levantamento magnetométrico e as estruturas rúpteis de direção Este - Oeste no Domínio Oriental. O lineamento que define o limite entre os Domínios Oriental e Costeiro, conforme definido por Almeida *et al.* (2002) apresenta direção NE-SW e representa também importante contato entre unidades geológicas. Este limite não está cartografado nos mapas geológicos regionais coincidentemente com as anomalias magnetométricas apresentados pela CPRM com exceção da porção mais a oeste da Folha. O Domínio Costeiro representa a maior área, com mais de 2/3 na Folha Casimiro de Abreu. Os padrões de U, Th, K e magnetométrico neste domínio indicam uma grande diversidade de assinaturas, sugerindo variedades e intercalações litológicas importantes. Este domínio pode ser compartimentado em três conjuntos quando correlacionados aos estudos geológicos disponíveis na área.

O primeiro, na porção sul, compreende as rochas mapeadas por Tupinambá (1999) e são representadas por paragnaisses da Unidade São Fidelis intrudidas pelas rochas granitóides do Complexo Rio Negro e Unidade Imbé. Uma segunda porção, mais a oeste, é representada por paragnaisses da unidade São Fidelis, porém intrudidas pelo magmatismo granítico do Sana (Machado, 1984) e Trajano de Moraes (Sad *et al.*, 1980). Os levantamentos gamaespectrométricos

indicam corpos arredondados a alongado (segundo a direção NE-SW) com anomalias positivas em U, Th e K. A intrusão principal do Sana é representada por um expressivo corpo circular com pequenos corpos satélites que pode indicar a formação destes granitos em um mesmo evento. Corroboram com esta hipótese a similaridade das assinaturas de K, Th e U entre a intrusão principal e as intrusões satélites menores, além das assinaturas geoquímicas, apresentadas no Capítulo 7.

Um terceiro setor no Domínio Costeiro identificado pelos levantamentos geofísicos localiza-se na porção NE da Folha. Esta área é composta por uma associação de unidades litológicas dispostas de forma alternada cujo resultado em mapa é a intercalação de faixas subparalelas com direção preferencial NE-SW. Os limites destas faixas são definidos por estruturas lineares expressivas no levantamento magnetométrico, o que resulta numa ferramenta poderosa para auxiliar na cartografia destas unidades. Em adição, as assinaturas de U, Th e K permitem a definição de corpos intrusivos alongados, subcirculares e irregulares que podem representar litotipos magmáticos. Entre estes corpos intrusivos destaca-se o granitóide Trajano de Moraes.

A terceira zona homóloga definida pela magnetometria na Folha Casimiro de Abreu, corresponde ao Domínio Cabo Frio, proposto por Schmitt (2001). Tanto a assinatura magnetométrica como de U, Th e K apresentam homogeneidade, sugerindo a caracterização e distinção deste domínio. A feição linear representada pelo limite com o Domínio Costeiro é expressiva, facilitando a sua cartografia. Neste contexto, o limite entre os domínios tangencia a borda sul da intrusão principal do Granito Sana. No entanto,

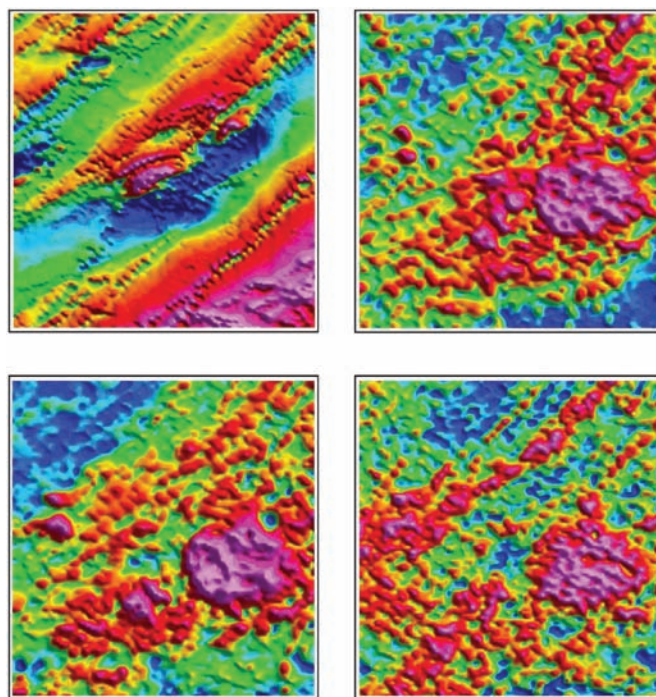


Figura 4.2. Imagens geradas a partir dos levantamentos geofísicos. (A) magnetometria; (B) Contagem de K; (C) Contagem de Th; e (D) Contagem de U

as cartografias geológicas propostas para esta área sugerem este limite mais ao sul da estrutura observada na magnetometria. Este fato pode indicar uma nova proposta de localização desta importante sutura, não excluindo a hipótese de que os limites anteriormente reportados possam representar contatos importantes entre subdomínios, com diferentes litotipos, como por exemplo, no interior do Domínio Cabo Frio, onde se observa as unidades ortoderivadas paleoproterozóicas (Complexo Região dos Lagos) e metassedimentos Neoproterozóicos da Formação Búzios.

Em termos geomorfológicos, a região serrana compreende a maior parte da área estudada, com relevos acidentados, morros íngremes compostos por granitos mais resistentes a erosão ou zonas miloníticas. Na Figura 4.3a estas áreas aparecem com coloração verde e vermelho (relevos com altitudes médias) e rosa (maiores altitudes que chegam a 2.000 m). Na Figura 4.3b observa-se uma imagem de satélite LANDSAT com composição das bandas 3, 4 e 5 (RGB) que gera uma falsa cor verde para a áreas de densa cobertura vegetal. Áreas de tons azul claro e rosa sugerem falta de cobertura vegetal, indicando atividades como pecuária e culturas. O Domínio Costeiro é representado por sedimentos terciários e quaternários (Martin *et al.*, 1997) com área intensamente intemperizada de rochas pré-Cambrianas. A Baixada ocupa cerca de metade da superfície do Estado e acompanha todo o litoral entre a Baía da Guanabara até Cabo Frio onde sofre um estreitamento e uma sucessão de pequenas elevações de 200 a 500m de altura, denominados de Maciços Litorâneos Fluminenses. Na imagem do satélite LANDSAT (com composição RBG 5, 4 e 6; Figura 4.3b)

esta área aparece de coloração azulada em tons claro (relevos mais baixos) e tons mais escuros (relevos mais altos). Estas composições quando sobrepostas aos dados de contagem gama (Figura 4.3c) define contados e com magnetometria (Figura 4.3d) define alinhamentos estruturais de escala regional.

4.3 - IMPLICAÇÕES DA APLICAÇÃO DOS SENSORES REMOTOS

A utilização de produtos de sensores remotos, integrados ou não a outros tipos de dados, há muito são empregados na caracterização lito-estrutural de regiões (Soares & Fiori, 1976; Liu, 1984 *e.g.*). Nas décadas de 1990 e 2000, publicações de síntese ajudaram a consolidar a importância da utilização de tais informações na caracterização geológica de regiões pré-Cambrianas (Crosta, 1993; Drury, 2001). A utilização conjunta de informações oriundas de sensores orbitais, aerogeofísicas e cartografia geológica existente foram pioneiramente empregadas, por exemplo, por Fernandez-Alonso & Tahon (1991) e mais recentemente por Castro *et al.* (2003) e Teruya *et al.* (2008). Tais trabalhos serviram de inspiração e forneceram informações bastante úteis à definição do método de trabalho empregado.

Conforme o objetivo central definido, elaboração de cartografia geológica na escala 1:100.000, o método de trabalho utilizado compreendeu basicamente na utilização de mapas pré-existentes, o processamento de dados aerogeofísicos e sensoriamento remoto e a integração e análise preliminar em um Sistema de Informações Geográficas (SIG).

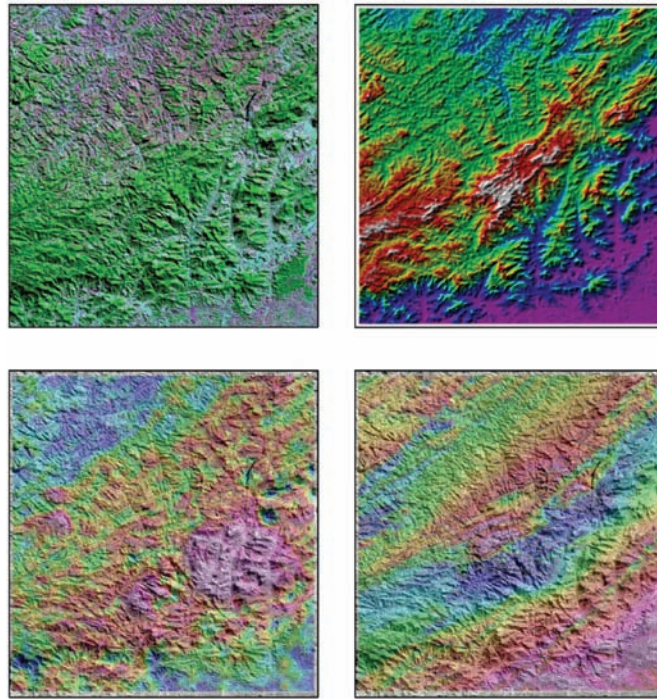


Figura 4.3 Imagens de Landsat (A) Composição falsa cor para as bandas 5, 6 e 7; (B) Composição falsa cor para as bandas 3, 4 e 5; Imagens CBERS Composição falsa cor das bandas 5, 4 e 3 sobreposta com imagem de contagem K (C); e sobreposta a magnetometria (D)

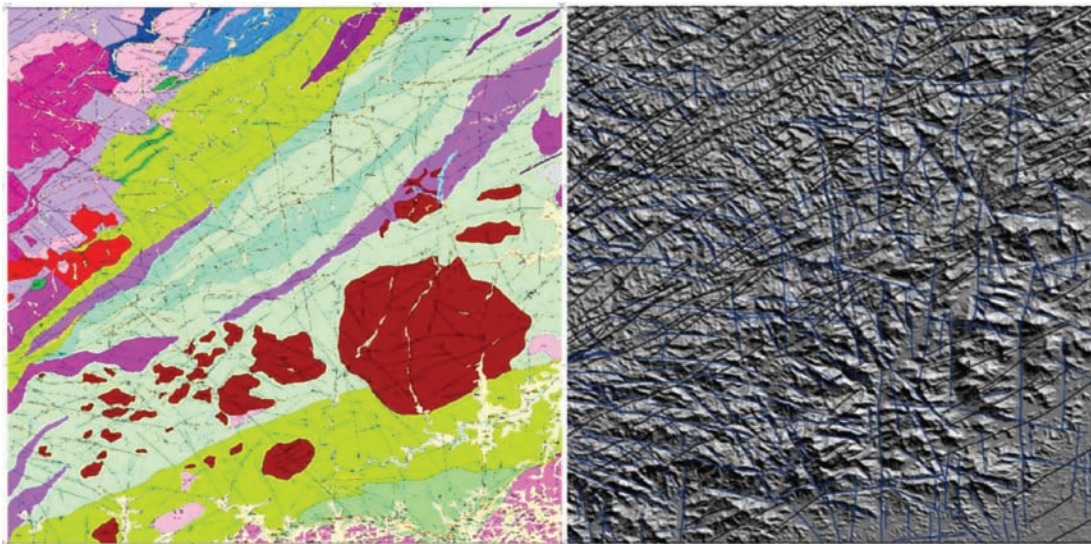


Figura 4.4 Mapa geológico obtido através da aplicação das técnicas de mapeamento geológico, levantamentos geofísicos (magnetometria e contagem K, Th e U) e imagens de satélites Landsat e CBERS (A). Em (B) imagem de relevo sombreado utilizado para análise de lineamentos (em linhas azuis)

5 – UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS

5.1 - INTRODUÇÃO

A Folha Casimiro de Abreu apresenta unidades geológicas representantes de três domínios crustais interpretados (Tabela 5.1) como terrenos de evolução geológica distintas: (i) o Terreno Cabo Frio composto por um embasamento Paleoproterozóico com idades entre 2,03 e 1,96 Ga, e por uma seqüência supracrustal Neoproterozóica

denominada Formação Búzios (Schmitt, 2001), além de diques alcalinos; (ii) O Terreno Costeiro compreende as unidades São Fidelis, São Sebastião do Alto, Trajano de Moraes, Rio Negro, Serra dos Órgãos, Cordeiro e Sana; (III) o terreno Oriental compreende uma pequena porção ao norte da Folha representada pelas rochas do Grupo Italva. Todos os Terrenos são cortados por diques máficos e cobertos localmente por sedimentos Quaternários.

Tabela 5.1. Unidades litosestratigráficas da Folha escala 1:100.000 Casimiro de Abreu

Unidade	Litologia	Símbolo
Região dos Lagos	Tonalitos, granodioritos, granitos, magnetita granitos	PP3rl
São Sebastião do Alto	(granada) biotita gnaisses bandados, com intercalações de quartizito, rochas calssilicáticas e anfibolitos.	NP3sfbgn
São Fidelis	Cordierita granada biotitagnaisses kinzigíticoscom grafita.	NP3sfkz
Búzios	Cianita sillimanita granada biotita gnaisses com intercalações de rochas calssilicáticas bandadas, granada anfibolitos, granada quartizitos.	NP3sbusgn
Italva	Hornblenda biotita gnaisses, gnaisses cinza e leucognaisses com granulometria fina.	NP3ithgn
Rio Negro	Hornblenda biotita gnaisse migmatítico tonalítico a granítico.	NP2y1rn
Trajano de Moraes	Hornblenda ortognaisses, meta-dioritos, meta-granitos.	NP2y1tm
Imbé	Granitos e granodioritos foliados	NP2y1im
Desengano	Leucogranitos foliados	NP3y2de
Cordeiro	Leucognaisses foliados	NP3y2co
Serra dos Órgãos	Biotia hornblenda tonalitos a granitos.	NP3y3so
Sana	Granitos finos a médios	Î3y6sa
Diques Máficos	Basaltos, diabásios e gabros	K1bsm
Alcalinas	Diques traquíticos e pórfiro traquitos	K2E1b
Quaternário	Material inconsolidado	Q2aa

5.2 - UNIDADE REGIÃO DOS LAGOS

Na porção sul da Folha Casimiro de Abreu predominam as rochas desta unidade. Sua estrutura geral é relativamente homogênea, e apenas localmente, os máficos se agrupam em leitos curtos e descontínuos, normalmente

orientados. Encontram-se também tipos com estrutura bandada (migmatíticas).

Os trabalhos do campo permitiram subdividi-los em dois grupos principais. Os gnaisses de composição granodiorítica (biotita - microclina - plagioclásio gnaisses e biotita - ortoclásio - plagioclásio gnaisses), são os mais comuns e podem passar a outros através

de variações locais. Embora indicando aspectos texturais diferentes, os tipos porfiroblásticos estão incluídos na mesma categoria e representados em mapa sem individualização (Figura 5.1A).

Os termos gnaisse tonalítico e granodiorítico compreendem, em geral, rochas calcioalcalinas de granulação muito variada com plagioclásio (predominantemente oligoclásio). No que concerne aos minerais acessórios estão quase sempre presentes: magnetita, allanita, ilmenita, apatita, zircão, etc. Exemplos dessas rochas, em certos locais, apresentam-se feições deformadas, por vezes recristalizadas. O aparecimento destes sintomas de ações dinâmicas deve estar relacionado com mecanismo de metamorfismo regional (Figura 5.1B).

A Unidade Região dos Lagos apresenta-se homogênea regionalmente, porém com feições heterogêneas em escala de afloramento. Na designação de gnaisses, incluem-se rochas orientadas, com dobras suaves (Figura 5.1 C), xistosas ou granulares, tendo freqüentemente, concentrações micáceas e às vezes com pouca foliação (Figura 5.2 D). A maioria dessas rochas é predominantemente atravessada por filões e filonetes de quartzo, de feldspato, ou ambos.

Ao fazer considerações sobre essas rochas, não se pode esquecer que este estudo diz respeito a áreas onde são raros os bons afloramentos, e que na maioria das vezes as rochas estão completamente decompostas (solo) a ponto de não se identificar nenhuma estrutura. Por vezes a alteração ressalta o bandamento gnássico (Figura 5.2 E e F), com as bandas máficas tendendo a avermelhadas (devido à percolação de óxidos hidratados de ferro) e bandas mais claras, resultantes da caulinição dos feldspatos.

5.2.1 - Gnaisse Granodiorítico

Rochas leucocráticas cujas cores variam de cinza clara e de róseo a amarelado. A estrutura observada varia desde levemente orientada a maciça e orientada propriamente dita, com os máficos em linhas subparalelas descontínuas, e às vezes, em bandas. A textura compreende os tipos granoblásticos, granolepidoblásticos e xenoblásticos. Compõem-se essencialmente de quartzo, plagioclásio, ortoclásio ou microclina e biotita, aparecendo eventualmente hornblenda e muscovita (Figura 5.2).

O quartzo (Figura 5.2 A) e a microclina (Figura 5.2 B) podem aparecer como cristais xenomórficos muito discretos. Em geral o quartzo é encontrado em agregados xenomórficos com quartzo e plagioclásio na massa fundamental da rocha, por vezes, em grandes porfiroblastos (10mm) em algumas partes da rocha.

O plagioclásio apresenta-se na forma de agregados pavimentosos xenomórficos desde grosseiro a médio, na massa fundamental, juntamente ao quartzo e aos feldspatos potássicos.

O plagioclásio é, realmente, o feldspato muito mais abundante nessas rochas.

A biotita apresenta-se em pequenos grãos alongados orientando-se na trama gnássica, como também tendendo a agrupar-se. Encontra-se, às vezes, um anfibólio (actinolita ou hornblenda) em grãos irregulares verdes.

5.2.2 - Gnaisses Tonalíticos

Estas rochas de composição tonalítica são representadas por hornblenda - biotita - plagioclásio gnaisses ou microclina - biotita - plagioclásio gnaisses. Possuem textura granolepidoblástica e estrutura orientada, com granulação variando entre 0,5 e 3 mm e são de cor cinza escuro. Compõem-se essencialmente de plagioclásio, quartzo e biotita e hornblenda (esta em alguns casos). O feldspato potássico pode estar presente em pequenas quantidades (Figuras 5.2 C e D).

O plagioclásio ocorre em agregados pavimentosos, junto ao quartzo ou arredondado. No conjunto esses minerais formam a base leucocrática onde se alinham biotitas e hornblenda (às vezes com textura simplectítica).

5.3 - COMPLEXO SÃO FIDELIS

5.3.1 - Introdução

O Complexo São Fidélis corresponde aos conjuntos originalmente designados de Unidade São Fidélis de Batista *et al.* (1977), Fonseca (1998) e Grupo Pão de Açúcar, de Leonardos Jr. (1973). O Grupo Pão de Açúcar é caracterizado por augen-gnaisses, gnaisses quartzo-feldspáticos grossos, sotopostos a gnaisses com sillimanita, granada e cordierita, além de quartzitos e calcissilicática (Tabela 5.2).

O Grupo Pão de Açúcar não foi incorporado neste Relatório como uma unidade estratigráfica. Engloba os termos nitidamente metassedimentares da Unidade São Fidélis e os porfiróides e *augen* do Grupo Pão de Açúcar. Os primeiros têm idades Brasilianas, metamorfoseados em alto grau enquanto os outros têm idades pré-Brasilianas, com textura facoidal e subfacoidal, subsistindo massas charnokíticas não assimiladas (Fonseca, 1998).

A unidade basal está representada pelos gnaisses kinzigíticos da Unidade São Fidélis, terminologia amplamente usada na literatura (Silva *et al.* 1978; Batista, 1984, 1986; Reis & Mansur 1995). Esta unidade compreende biotita gnaisses granatíferos, com sillimanita e, localmente, cordierita. Normalmente estão muito migmatizados, sendo freqüentes arranjos metatexíticos e diatexíticos, com leucossomas portadores de granada perfitica, e subordinadamente cordierita. Lentes de

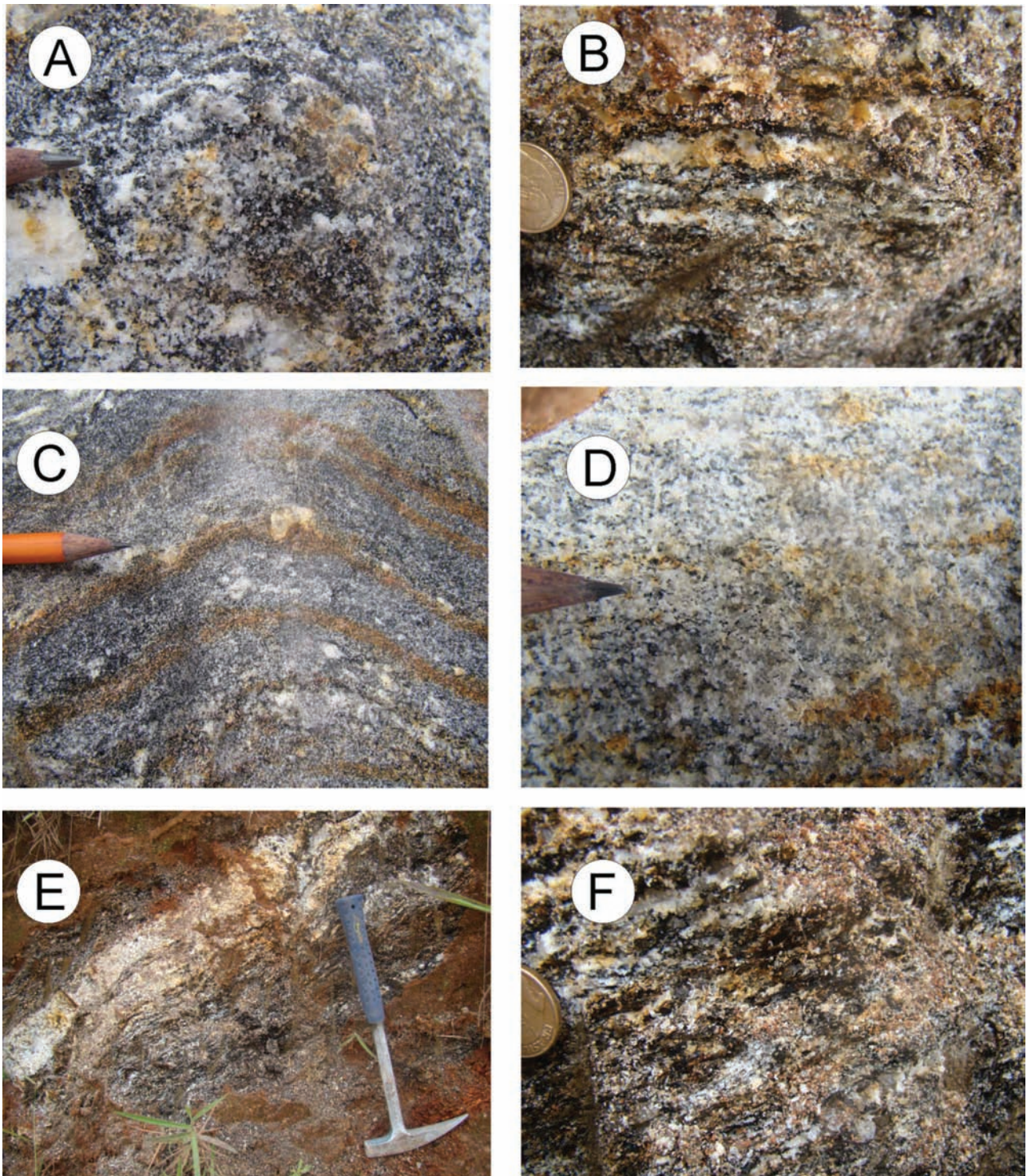


Figura 5.1. Fotografias de afloramentos da Unidade Região dos Lagos. (A) rocha gnáissica granítica; (B) Gnáisse tonalítica. (B) Dobra em rocha tionalítica; (C) Granito foliado; (E) Bandamento gnáissico dobrado; (F) Detalhe de (E)

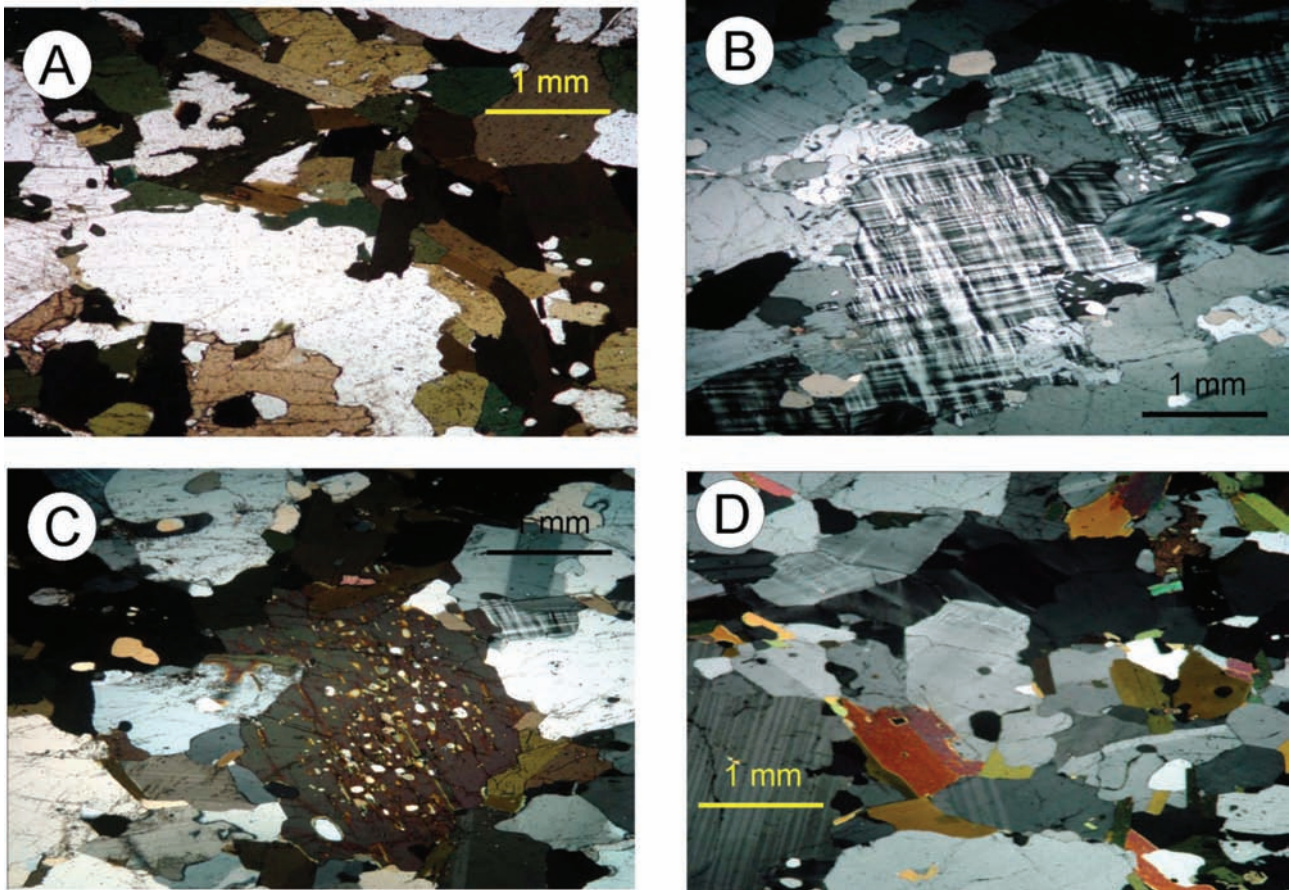


Figura 5.2. Fotomicrografias de amostras da Unidade Região dos Lagos. (A) e (B) rocha gnáissica granodiorítica; (C) e (D) Gnáisse tonalítico

rochas calcissilicáticas, anfibolitos e quartzitos feldspáticos também podem ocorrer. A unidade superior, aqui denominada Unidade São Sebastião do Alto, compreende granada-hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos. Em adição, lentes espessas ricas em quartzito foram definidas durante os trabalhos de campo e cartografadas como Unidade Quartzito.

Tabela 5.2. Média composicional (paragênese mineral) das rochas do Complexo São Fidélis

Mineral	%
Quartzo:	30-40
Plagioclásio:	15-20
Microclina:	30-40
Granada	0-10
Biotita:	0-10
Anfibólio	0-10
Apatita:	tr
Titanita:	tr
Allanita:	tr
Magnetita:	tr
Sericita:	tr
Zircão:	tr

5.3.2 - Unidade São Fidélis

As rochas da Unidade São Fidélis são compostas por gnaisses com granada, sillimanita e cordierita, que se estendem para nordeste e sudoeste, nas proximidades da cidade de São Fidélis (Figura 5.3 e 5.4).

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

A NW da área é descrita por Silva *et al.* (2000) o Complexo Paraíba do Sul – Unidade São Fidélis. Predominam basicamente os seguintes litotipos: granada – biotita - sillimanita gnaisse quartzo - feldspático (metagrauvas), com bolsões e veios anatéticos *in situ* ou injetados, com composição granítica. São freqüentes intercalações de gnaisse calciossilicáticos e quartzitos. Também ocorrem variedades de kinzigitos com cordierita e sillimanita, com contatos transicionais com granada - biotita gnaisses. É comum ocorrerem horizontes de xistos grafitosos. Também ocorrem rochas calcissilicáticas, metacarbonáticas e quartzitos. Em raros domínios

com baixa taxa de *strain*, podem ser encontradas estruturas turbidíticas preservadas.

A Unidade São Fidelis aqui empregada é interpretada concernente aos metassedimentos do Domínio Costeiro. Essa unidade é formada predominantemente por gnaisses bandados e migmatitos estromáticos, mas podem ocorrer também migmatitos de estrutura dobrada, flebítica, *schlieren* e também migmatitos homogêneos de estrutura nebulíticas. Ocorrem ainda pequenas lentes calcissilicáticas, bancos de quartzíticos. Além de tipos litológicos ortoderivados, sob forma de lentes, englobado pelos gnaisses. Ocorrem ainda gnaisses finos, hololeucocráticos, de bandamento pouco desenvolvido, constituídos de microclina, quartzo, plagioclásio e raramente em menor quantidade, biotita, granada e cordierita.

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

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

Rochas calciosilicáticas são de cor verde e contêm, geralmente, plagioclásio cálcico, augita, diopsídio, tremolita-actinolita, granada, hornblenda e carbonato. São de pequenas dimensões, de poucos metros de comprimento e espessura métrica a decimétrica, porém em alguns locais pode chegar a 2,0 m ou mais de espessura. Por vezes aparecem como blocos ou boudins alongados ou contorcidos dentro de migmatitos homogêneos.

5.3.3 - Unidade São Sebastião do Alto

A unidade superior, aqui denominada Unidade São Sebastião do Alto, compreende granada-hornblenda-biotita gnaisses migmatíticos (Figura 5.5 e 5.6) com estrutura bandada e/ou porfírica 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 na 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, mas optou-se por redefinir a unidade e abandonar a nomenclatura anterior.

A característica principal desta unidade é a presença de camadas descontínuas de sillimanita 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. Ocorrências de quartzitos, lentes de rochas calciosilicáticas, gonditos e anfibolitos foram descritas.

5.3.4 - Quartzitos

Ocorrem sob a forma de pequenas lentes inseridas nas rochas gnáissicas, apresentam-se puros e bastante recristalizados, podendo também, aparecer impuros, sendo o caso de um sillimanita quartzito encontrado nas proximidades do limite com a Folha Santa Maria Magdalena.

Uma amostra do sillimanita quartzito apresenta uma mineralogia muito simples (65% de quartzo, 33% de sillimanita e 2% de magnetita). Tem cor branca e amarela ou rósea, estrutura orientada e textura granoblástica; cuja granulação varia entre 1 e 5 mm e apresenta um mosaico de quartzo engrenado onde cresce em tufo, prismas finos de sillimanita.

Anatexitos

Alguns núcleos graníticos são observados na região estudada, provavelmente provenientes de granitização dos gnaisses regionais, por vezes associados a fenômenos de migmatização. São rochas de cor cinza e róseas, com estrutura maciça. A textura é granoblástica, cuja granulação varia entre 0,7 e 5mm; são compostos essencialmente de microclina quartzo e plagioclásio oligoclásio (An 23) e são de ocorrência muito restrita na área (provavelmente neossoma de migmatitos).

Nota-se a presença de grandes cristais xenoblásticos de microclina e quartzo tendendo a segregar-se em bandas, bem como agregados mais finos, pavimentosos de microclina e plagioclásio oligoclásio. A biotita parda escura ocorre espalhada ou concentrada em bandas, sem orientação. Fenômenos de inclusões mútuas (quartzo em microclina e vice-versa) e reações de borda são comuns.

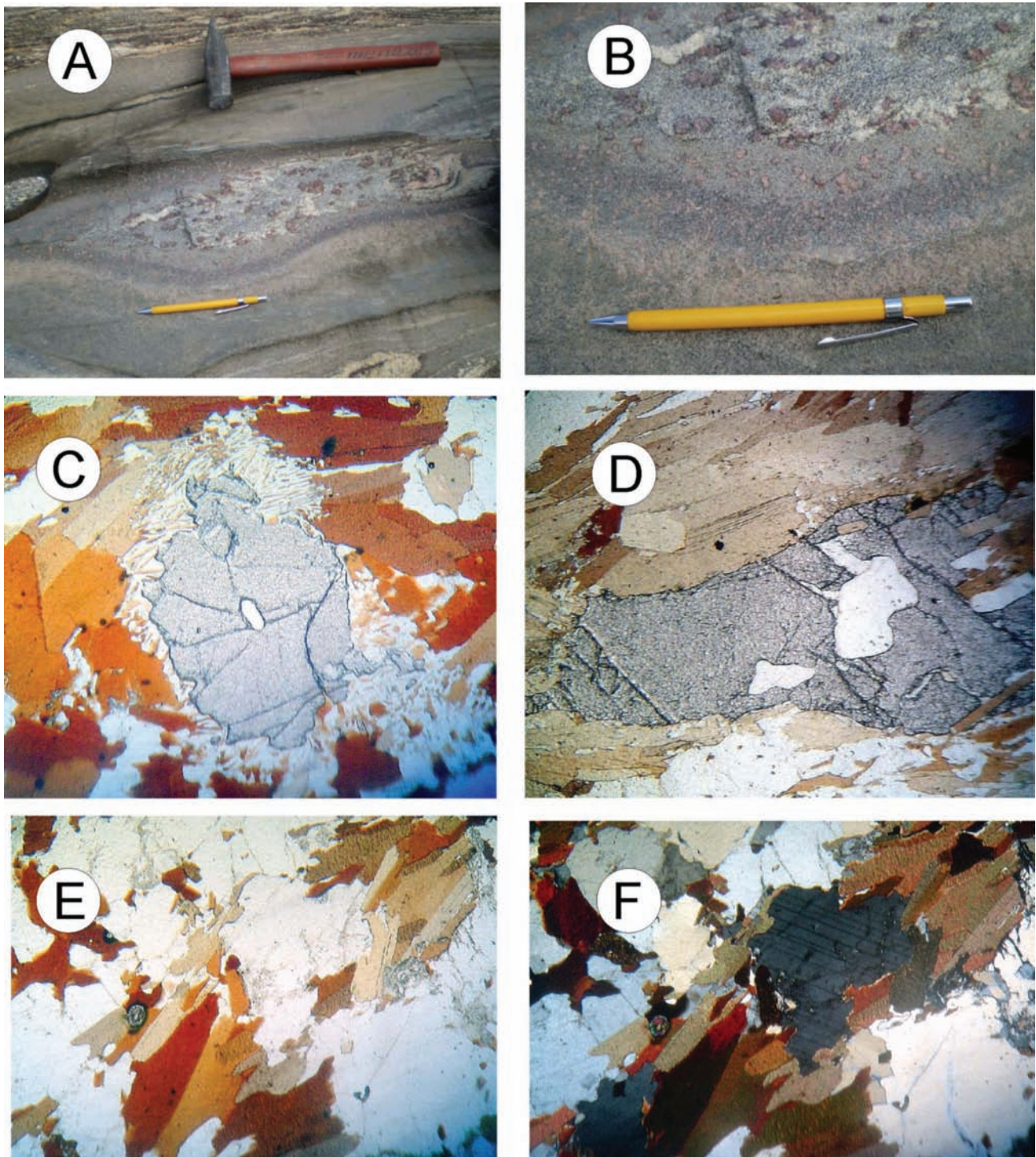


Figura 5.3 Aspectos de campo e petrográficos do granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaissse do Coplexo São Fidelis: (A) na parte inferior da foto biotita gnaissse com contato transicional com granada-cordierita-sillimanita-biotita gnaissse; (B) detalhe da foto anterior, com a foliação marcada principalmente pela biotita, apresentando nível máfico rico em biotita, sillimanita e granada; (C e D) nível félsico marcado predominantemente pelos cristais de quartzo, plagioclásio, granada, ortoclásio e cordierita (Nicóis paralelos e cruzados respectivamente, Aumento 2,5X); (E e F) micro dobra (pré-Sn) definida principalmente pela sillimanita prismática (Nicóis paralelos e cruzados respectivamente, Aumento 2,5X)

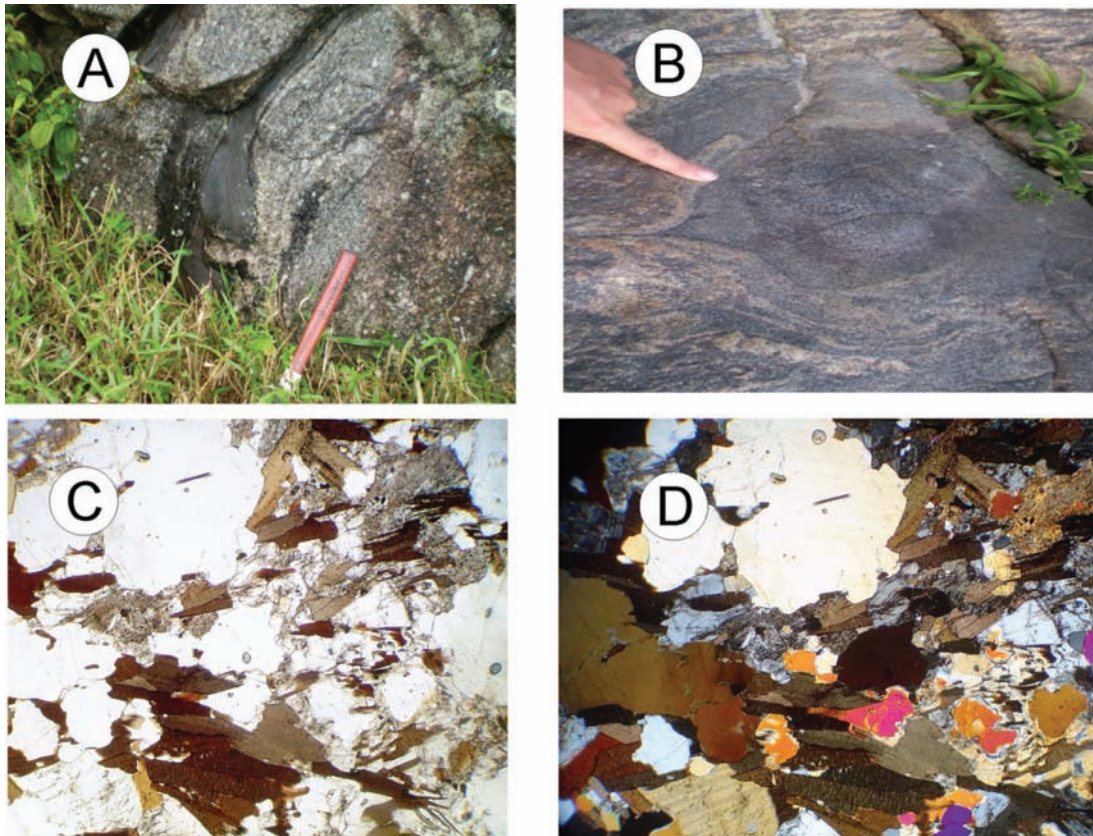


Figura 5.4 Aspectos de campo e petrográficos do granada-biotita gnaíse do Complexo São Fidelis: (A) enclave da granada biotita gnaíse no biotita gnaíse; (B) detalhe da foto anterior, enclave apresentando borda de reação com presença marcante de granada centimétrica; (C) cristal de granada fraturado com inclusão de quartzo e apresentando reação com os cristais de biotita (Nicóis paralelos, Aumento 2,5X); (D) cristais de biotita e granada imprimindo a foliação na rocha; (E e F) cristais de biotita e plagioclásio definindo a foliação presente na rocha (Nicóis paralelos e cruzados respectivamente, Aumento 2,5X)

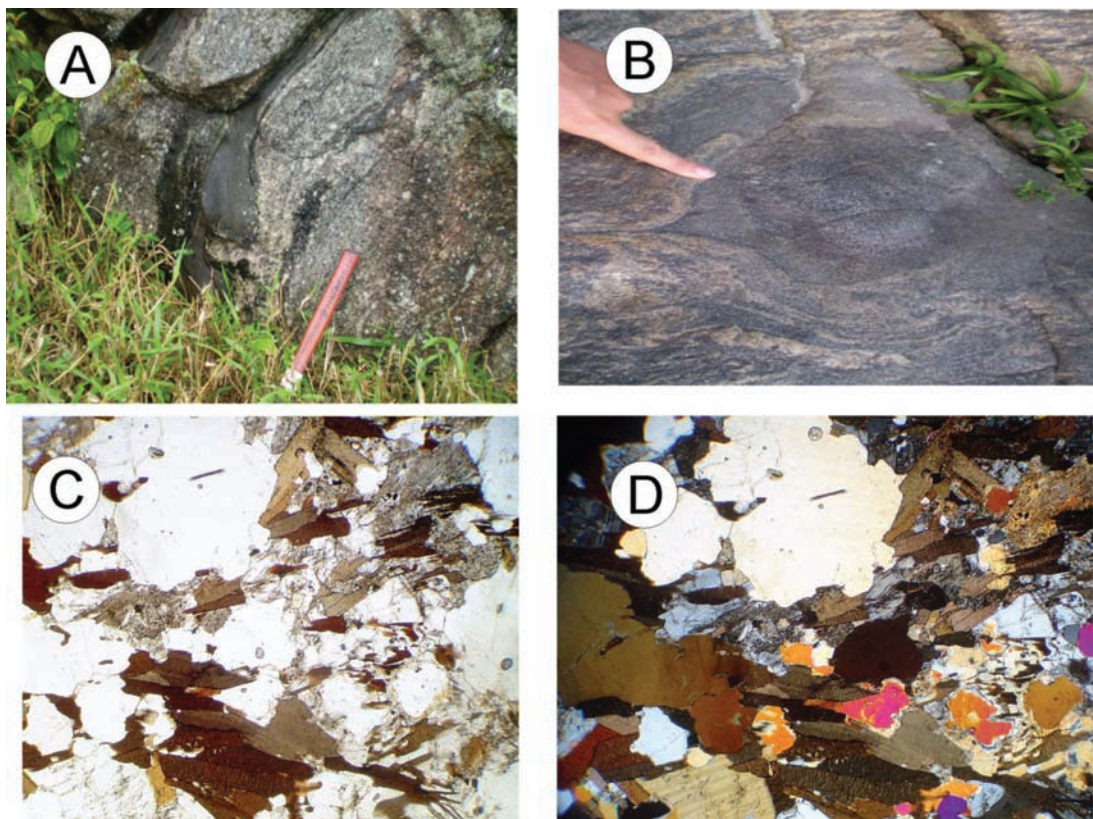


Figura 5.5 Aspectos de campo e petrográficos do biotita gnaíse do Complexo São Fidelis: (A) enclave do biotita gnaíse no granada biotita gnaíse; (B) enclave do biotita gnaíse no gran-cord-sill-biot gnaíse; (C e D) foliação incipiente marcada pela biotita, grãos de plagioclásio com processo de carbonatação acentuado (Nicóis paralelos e cruzados respectivamente, Aumento 2,5X)

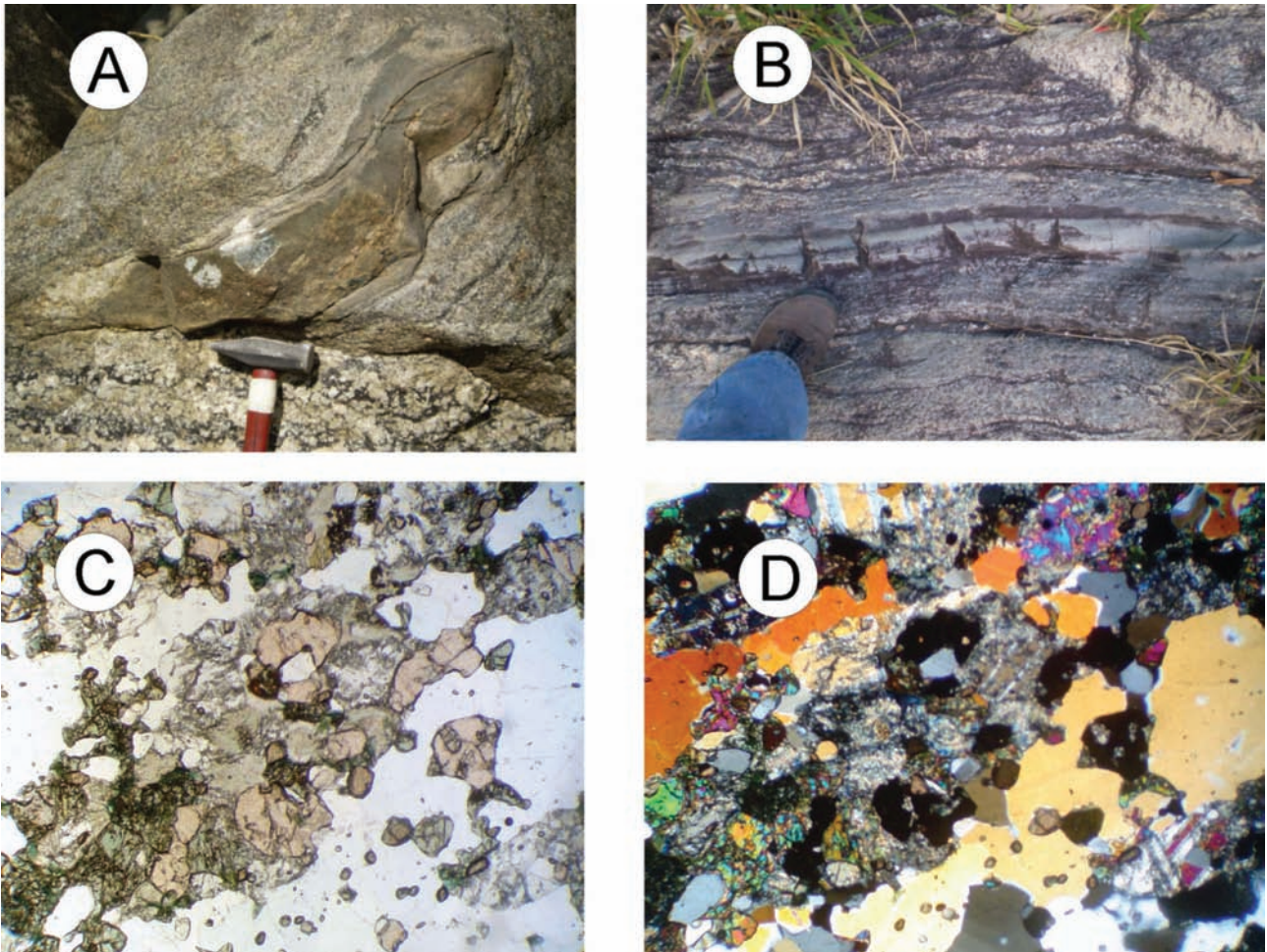


Figura 5.6 Aspectos de campo e petrográficos da Calciossilicática do Complexo São Fidelis; (A e B) enclaves de rocha calciossilicática, orientados segundo a direção preferencial da foliação na Unidade Trajano de Moraes; (C e D) foliação incipiente definida pelos cristais de quartzo, hornblenda e granada

5.4 - UNIDADE BÚZIOS

Esta unidade reúne litologias ricas em biotita, granada, sillimanita e cianita e está restrita a uma pequena ocorrência na borda sul da folha Casimiro de Abreu. As rochas desta Unidade exibem uma forte orientação e apresentam estrutura bandada, caracterizada pela alternância de leitos claros e escuros. Esta estrutura planar, muito regular, é sustentada por intercalações quartzosas que se alternam com faixas granadíferas - biotíticas e algumas vezes com faixas calciossilicatadas. Afloramentos excelentes podem ser encontrados ao longo da BR 116 (Rio de Janeiro-Vitória) nas proximidades de Casimiro de Abreu e Silva Jardim.

As faixas que se alternam, emprestando às rochas estrutura de caráter bandada, apresentam espessuras desde milimétricas até algumas dezenas de centímetros. Macroscopicamente observam-se quartzo, feldspato, biotita, granada, sillimanita e cianita. Os dois últimos minerais são encontrados com mais frequência ao longo dos planos de xistosidade e alguns cristais chegam a atingir alguns centímetros de comprimento.

Ao microscópio, além dos minerais acima referidos, observam-se em alguns casos e em quantidade ínfima, diopsídio, allanita, magnetita, clorita, muscovita, sericita, carbonato, zircão, actinolita e grafita. Em todos os exemplares estudados petrograficamente foi constatada a presença de apatita, também em quantidade mínima. Entre os feldspatos foi possível distinguir o plagioclásio antipertítico de composição An 20-30 (oligoclásio) que está presente em todos os casos estudados e em um ou outro caso foi constatada a presença de K-feldspato representado ora por microclina ora por ortoclásio (micropertítico).

As rochas integrantes da Unidade Búzios apresentam-se de coloração cinza médio a cinza pardo e exibem granulação média até grosseira (entre 2 a 5mm) e estrutura orientada (gnáissica; Figura 5.7). A textura pode ser lepidoblástica e granoblástica e, por vezes, porfiroblástica, determinada por porfiroblastos de granada. Mineralogicamente registram-se os seguintes tipos petrográficos:

Diopsídio - granada - microclina - biotita - plagioclásio gnáisses;

Sillimanita - granada - biotita - ortoclásio - plagioclásio gnaisses;

Granada - biotita - plagioclásio gnaisses; e

Cianita - biotita - granada - ortoclásio - plagioclásio gnaisses

A Tabela 5.3 mostra baixas percentagens de cianita e sillimanita, encontradas em grande quantidade em toda a área abrangida pela Unidade.

Os feldspatos e o quartzo, geralmente, formam um agregado xenoblástico, juntamente com o diopsídio quando presente, este tende a se alterar com formação de actinolita em monocristais esqueléticos. A granada aparece em cristais fragmentados ou em xenoblastos arredondados com poucas inclusões de quartzo.

A biotita parda e vermelho alaranjado é observada orientando-se em placas paralelas na estrutura gnáissica. A allanita é um acessório fortemente radioativo, assim evidenciado pelos halos que a circundam.

Tabela 5.3. Análises modais das rochas da Formação Búzios

AMOSTRAS	BSJ1890	BSJ173	A*	B*	C*	D*
Quartzo	15	5	45	40	50	55
Ortoclásio	-	20	-	-	10	-
Plagioclásio	35	35	30	35	20	20
Microclina	15	-	-	-	-	-
Biotita	20	19	22	22	10	10
Granada	9	15	-	3	15	15
Sillimanita	-	1	-	pr	-	-
Cianita	-	-	-	pr	15	-
Diopsídio	6	-	-	-	-	-
Apatita	pr	pr	pr	pr	pr	pr
Allanita	pr	-	-	-	-	-
Magnetita	-	-	pr	pr	pr	pr
Clorita	pr	-	-	-	-	-
Muscovita	pr	-	-	-	-	-
Sericita	-	-	pr	pr	pr	pr
Carbonato	pr	-	-	-	-	-
Zircão	pr	pr	-	-	-	-
Actinolita	pr	-	-	-	-	-
Grafita	pr	pr	-	-	-	-
Ind. cor	35	40	25	25	40	25

As rochas da Unidade Búzios foram inicialmente descritas por Rosier (1957), que as classificou como Supracrustais. Elas são constituídas por rochas metassedimentares aluminosas e quartzo-feldspáticas (Figura 5.8), com intercalações anfibolíticas e calciossilicáticas subordinadas.

Duas unidades litológicas foram separadas nas Supracrustais no DTCF (Reis *et al.* 1980, In: Ferrari *et al.*, 1982; Reis e Mansur, 1995): Unidade Palmital – metassedimentos da região de Sapatiba, Saquarema e Ponta Negra, e Unidade Búzios – metassedimentos da região de Armação dos Búzios. Esta divisão teve como critério o conteúdo mineralógico das rochas. A Unidade Búzios apresenta uma predominância de metapelitos com cianita e muita granada, enquanto que a Unidade Palmital apresenta metapelitos sem cianita e com pouca granada (Figura 5.8).

Heilbron *et al.* (1982) descreveram a Unidade Búzios como constituída por cianita-sillimanita-

granada-biotita-gnaisses migmatíticos com bandas leucossomáticas (com quartzo, ortoclásio e plagioclásio) e intercalações menores de rochas calciossilicáticas e anfibolitos. Machado e Demange (1990) englobaram as Unidades Palmital e Búzios, junto com outras unidades que afloram a noroeste do DTCF, numa só unidade de rochas.

O contato dessa seqüência com as unidades do embasamento é sempre tectonizado. Foram identificadas duas sucessões sedimentares que gradam lateralmente entre si de acordo com a intercalação dos litotipos: Sucessão Búzios e Sucessão Palmital (Schmitt *et al.*, 2004).

Schmitt *et al.* (2003) reportam idades U-Pb (SHRIMP) de zircões detríticos da Sucessão Palmital, que indicam fontes Arqueanas (ca. 2,5 Ga), Paleoproterozóicas (ca. 2,0 Ga) e Neoproterozóicas (ca. 1,0 Ga e 800-600 Ma). A posição geográfica destas seqüências, sua constituição litológica (meta-

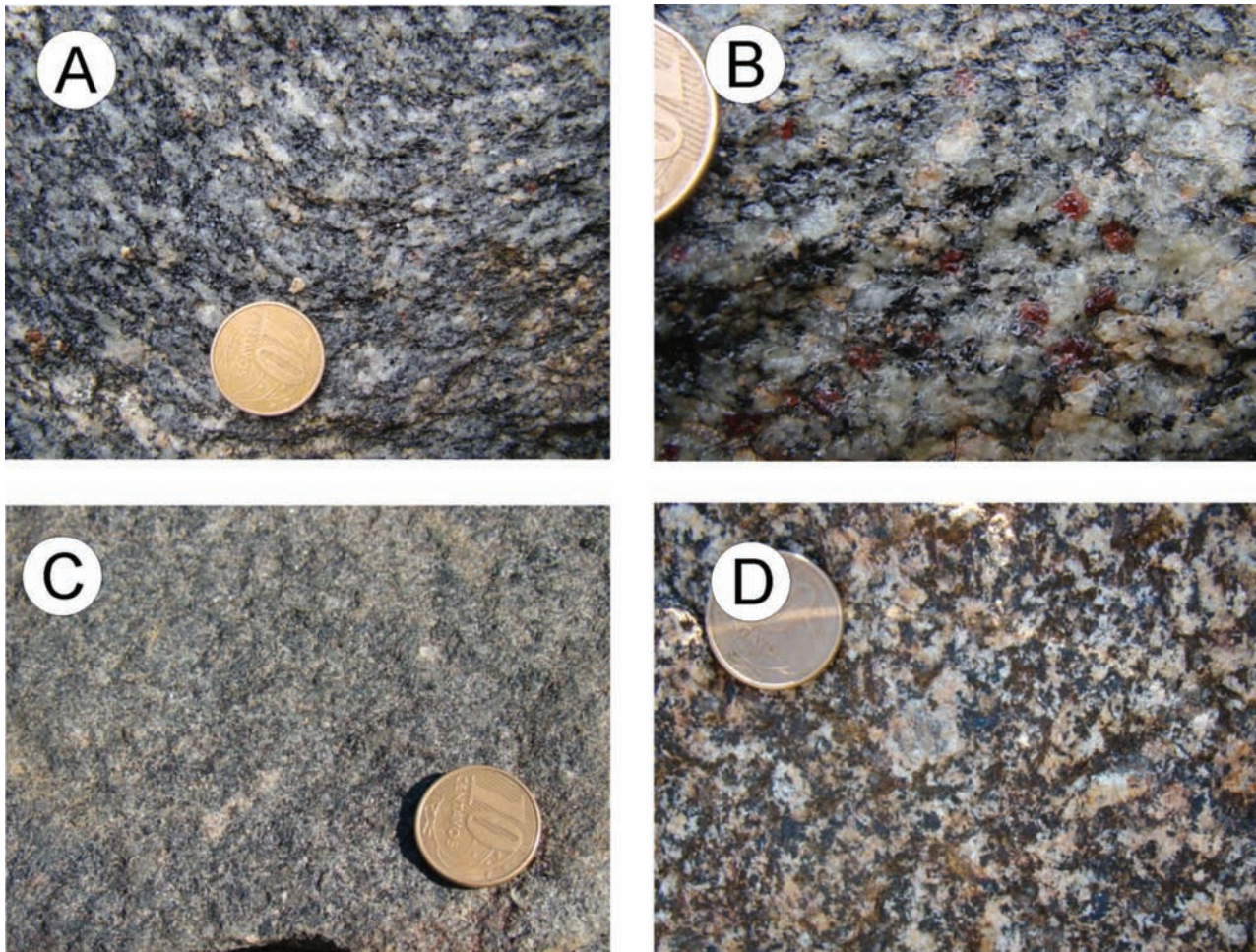


Figura 5.7 Feições estruturais dos metassedimentos da Formação Búzios. (A) bandamento composicional; (B) dobras dobradas; (C) dobras apertadas; (D) e dobras isoclinais

pelitos, meta-carbonatos e meta-basaltos), bem como os dados geocronológicos, sugerem deposição em bacia retro-arco neoproterozóica, relacionada ao Arco Magmático Rio Negro (Heilbron e Machado, 2003).

Metassedimentos calcossilicáticos

Trata-se de rochas calcossilicáticas gnáissicas (Figura 5.9). A variação da porcentagem de clinopiroxênio permite definir dois litotipos: um com 40-70% e outro com 15 a 25%. A primeira variedade, denominada granada clinopiroxenito. Ocorre intercalada nos metassedimentos aluminosos e nos corpos anfibolíticos. No primeiro caso, constituem camadas de até 50 cm de espessura, maciças ou com estratificação interna definida por níveis de até 2 cm de espessura, ricos em granada e biotita, e níveis de diopsídio, granada, plagioclásio e quartzo, com espessuras de 5 a 15 cm (Figura 5.10). Estas camadas aparecem isoladas ou agrupadas em pacotes de até 30 metros de espessura (Heilbron *et al.*, 1982), como por exemplo na Praia Brava, em Búzios. Geralmente quando formam camadas isoladas, tanto no Grupo Búzios como na Unidade Palmital, apresentam-se na forma de *boudins* de 5 a 20 cm de espessura e comprimento de 45 cm a 1 metro.

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

O diopsídio-anfibólio gnaisse apresenta contatos gradacionais com o granada anfibolito e é caracterizado pelo aumento de quantidade de diopsídio. Ocorre em corpos tabulares de até 5 metros de espessura de aspecto maciço. A mineralogia essencial inclui anfibólio (30-70%), diopsídio (~20%), quartzo (~10%), plagioclásio (~10%) e granada (~10%), por vezes ausente. Como acessórios, encontra-se calcita, actinolita, carbonato e titanita. O diopsídio mostra-se, em grande parte, substituído por hornblenda, actinolita / tremolita e epidoto, e/ou parcialmente alterado para carbonato. A calcita ocorre sempre nas bordas da hornblenda e nos contatos entre a hornblenda e

o diopsídio, nas bordas de reação. Pode apresentar inclusões de titanita. A titanita apresenta inclusões de rutilo. Os minerais do grupo do epidoto,

como clinzoisita, são encontrados com formas anedrais, substituindo parcialmente o diopsídio e o plagioclásio (do tipo andesina).

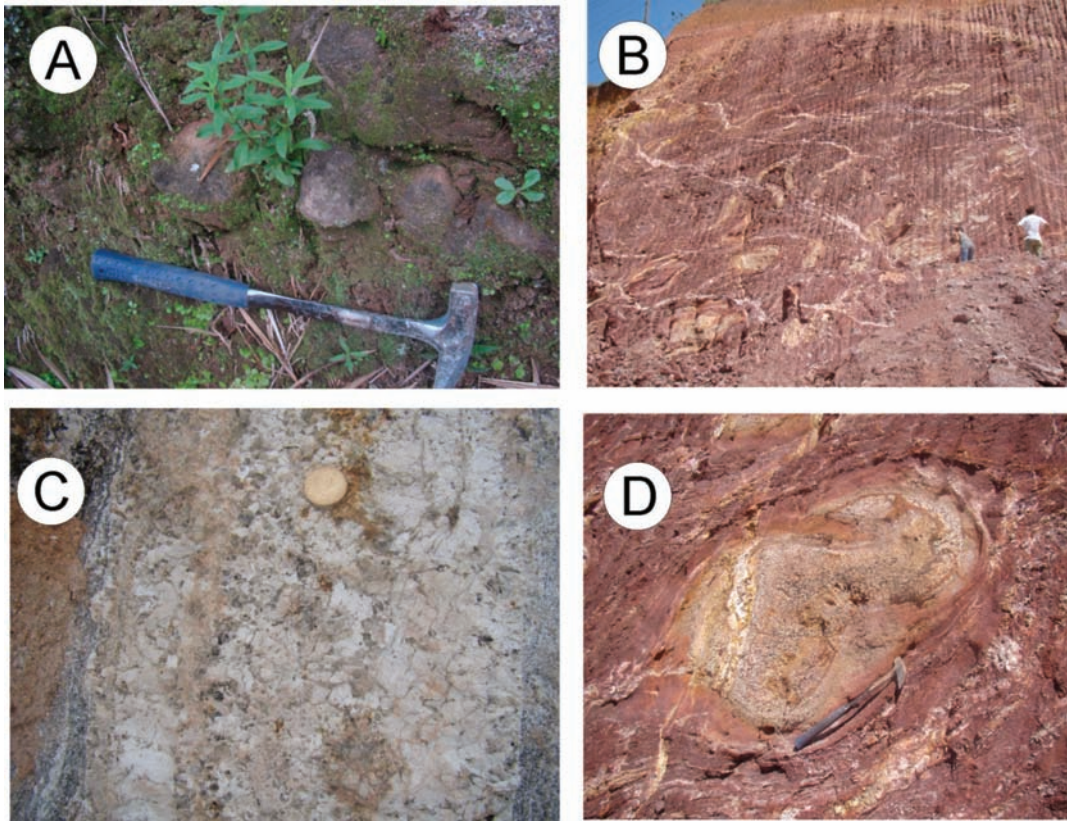


Figura 5.8 Feições microscópicas dos metassedimentos da Formação Buzios. (A) silimanita gnaisse; (B) Biotita gnaisse fino; (C) granada gnaisse; e (D) muscovita-biotita gnaisse

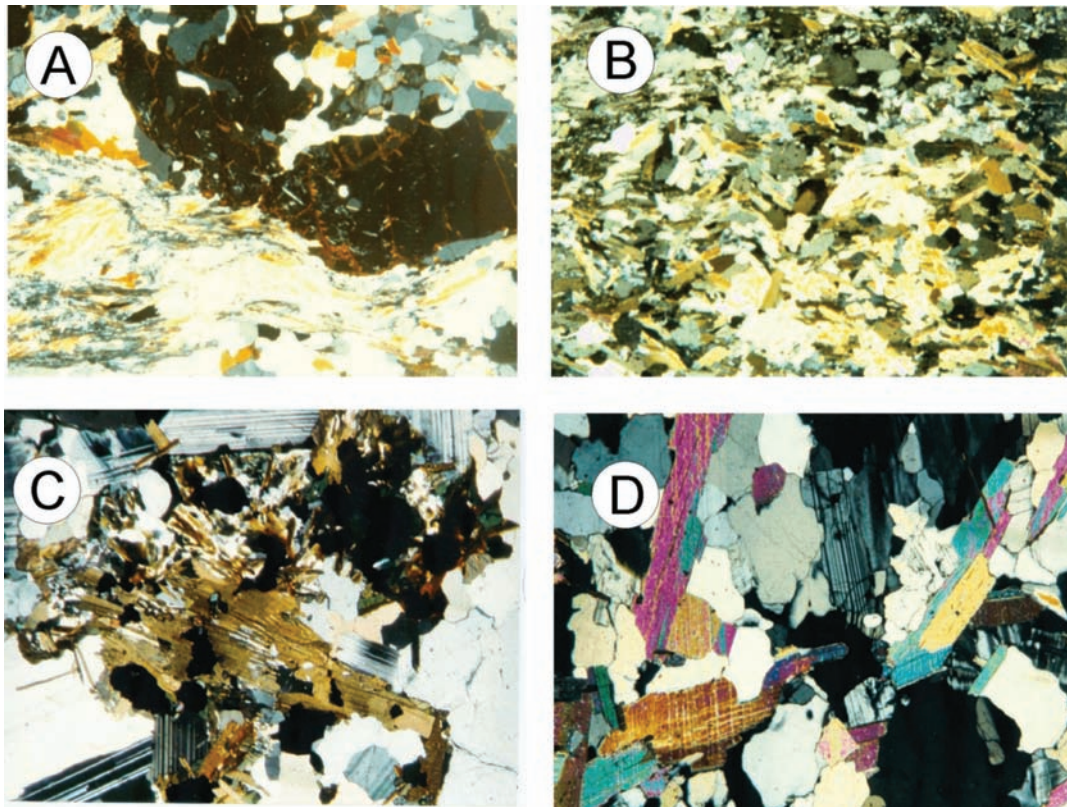


Figura 5.9 Feições composicionais dos metassedimentos calcossilicáticos da Formação Buzios. (A) caolcosilicáticas; (B) gnaisse dobrado; (C) camada pegmatóide; e (D) bolsão calcossilicático

5.5 - GRUPO ITALVA

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 da 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 (Figura 5.10 A e B) a granodiorítica, com raras intercalações de rochas calcissilicáticas, anfibolitos e sillimanita-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 e 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 anfibolitos finos e rochas calcissilicáticas de espessura decimétrica e, pontualmente, bandas de espessura métrica de anfibolitos 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 (Figura 5.10 C e D), 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 S_0 original) contêm palhetas de flogopita, cristais euédricos de olivina serpentinizada e de pirita, além de 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 anfibolitos, rochas calcissilicáticas e bandas quartzo-feldspáticas finas (Figura 5.10 E e F) ou pegmatóides. As rochas calcissilicáticas são compostas por quartzo, plagioclásio, diopsídio, granada, hornblenda e biotita. Os anfibolitos 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, \pm titanita, clinzoisita, epidoto, zircão e minerais opacos. Alguns bancos de rochas máficas possuem intercalações de rochas meta-ultramáficas, compostas basicamente por tremolita-actinolita e plagioclásio.

Uma variedade melanocrática de anfibolito contém hornblenda e biotita em absoluta predominância e ocorre em todas as pedreiras da região de Italva. Este tipo de anfibolito aflora como lâminas ou pequenos 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 anfibolitos 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 anfibolitos resultaram em uma idade de cristalização de *ca.* 840 Ma e indicações de retrabalhamento metamórfico em *ca.* 501 Ma.

5.6 - UNIDADE RIO NEGRO

Rochas associadas a processos de subducção anteriores à etapa colisional do orógeno Brasileiro foram identificadas, no Terreno Oriental da Faixa Ribeira. São ortognaisses tonalíticos, granodioríticos e gabróicos, descritos por Tupinambá *et al.* (1996) como Complexo Rio Negro (CRN). Estes corpos são aqui cartografá-los em separado, uma vez que: a) conseguiu-se detalhar petrográfica e estruturalmente dois corpos deste tipo em meio ao complexo; b) as relações de contato gabro/tonalito

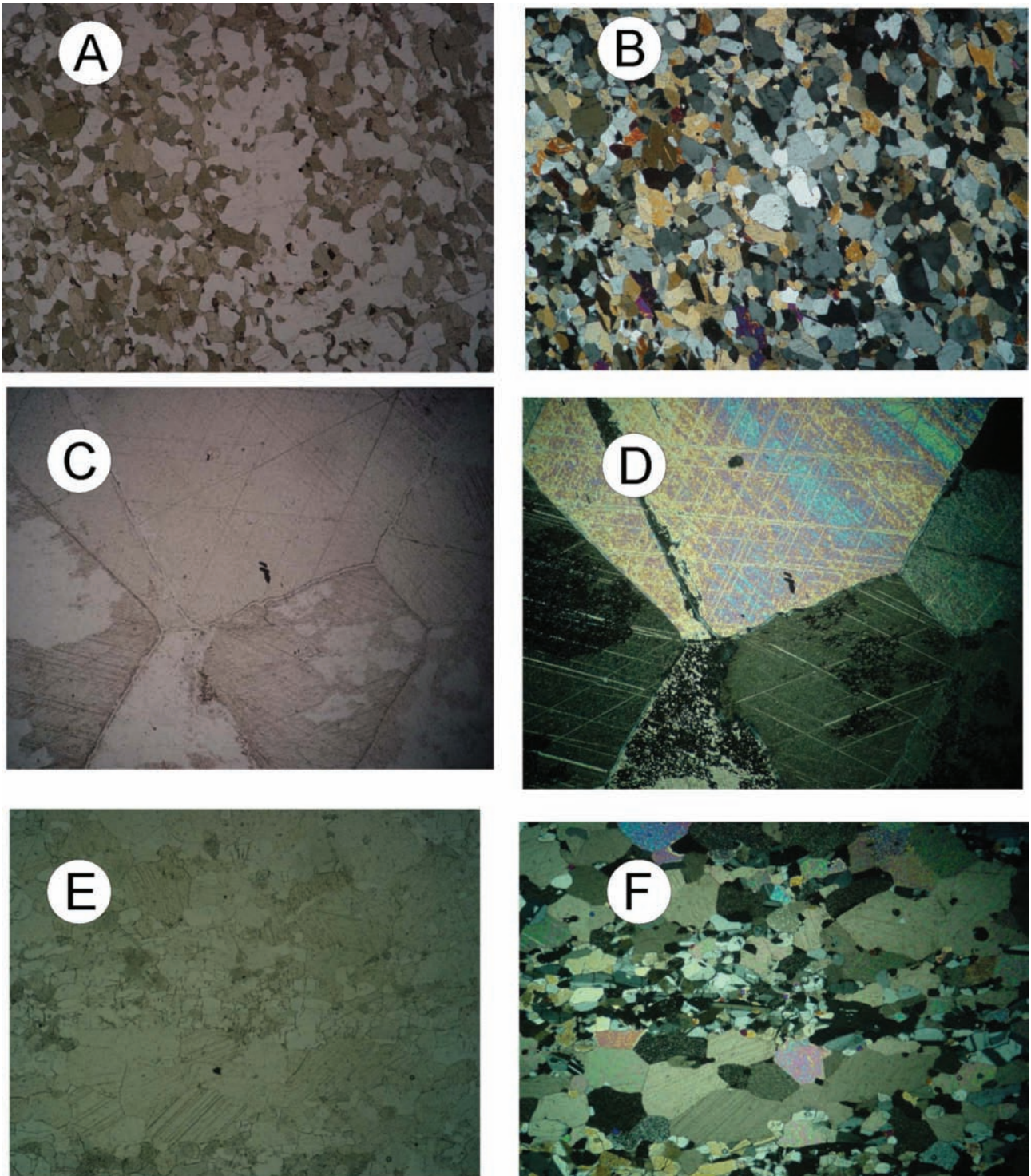


Figura 5.10 Fotomicrografias das rochas do Grupo Italva. Gnaiss fino (A e B, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente), foliação incipiente dada pela hornblenda. Mármore (C e D, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente) composto predominantemente de cristais euédricos de calcita e dolomita, inclusões de opacos ocorrem frequentemente. Carbonato (E e F, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente) com bandas de quartzo em meio a uma massa de calcita e dolomitade granulometria média a fina

gnaisse podem ser interpretadas, em parte, como intrusivas e, em parte, como gradacionais, indicando contemporaneidade entre as rochas.

As rochas da Unidade Rio Negro ocorre na forma de extenso e estreito envelope na porção mediana e meridional do Batólito Serra dos Órgãos, com direção NE-SW, e estende-se por cerca de 160km, com média de 4km de largura. É constituída

por gnaisses cinzentos bandados, de composição tonalítica e trondhjemitica (TTG), com texturas porfírica recristalizada e *augen*. Os gnaisses mostram forte foliação de baixo a médio ângulo. Intercalações de metagabros, metaquartzo-dioritos e paleodiques anfibolíticos são comuns, enquanto que gnaisses granulíticos de composição enderbítica ocorrem localmente (gnaises Archer e Tingüi).

Intrusões e apófises de granitóides do Batólito Serra dos Órgãos e adjacências, e de leucogranitos S, são observadas.

O Complexo Rio Negro, com idades entre 630 a 600 Ma é descrito por Silva *et al* (2001) como rochas relacionadas ao episódio orogênico brasileiro, magmatismo pré a sincolisional, compreendendo rochas extensamente migmatizadas, cujo paleossoma geralmente é um biotita gnaiss *bandeado*, que evolui para um tipo mais homogêneo designado de “*gnaisse granítico ou granito*” de composição granodiorítica a quartzo-diorítica. Tupinambá (1999), restringiu a designação de Complexo Rio Negro à fração ortoderivada (*ortognaisses*), a qual, juntamente com os plútons gabróides associados, constituiria o “*Arco Rio Negro*”, de idade Neoproterozóica. A discriminação cartográfica adotada por Silva *et al* (2001) segue esta proposição, incluindo apenas os *ortognaisses* calcioalcalinos de fácies anfíbolito (os quais não ocorrem na localidade-tipo).

Tonalito Gnaiss

Em toda a área de ocorrência do CRN os afloramentos apresentam porções de uma rocha gnáissica, mesocrática, de grão médio a grosso, com foliação descontínua, composta por agregados planares de biotita e hornblenda. As variações petrográficas perfazem uma série tonalítica (Figura 5.11) com plagioclásio predominantemente cálcico. A composição mineralógica do gnaiss (Tabela 5.4) varia segundo a faixa de ocorrência: a) faixa a norte do Batólito da Serra dos Órgãos, em que predomina tonalito a granodiorito gnaiss, com ocorrência subordinada de hornblenda-tonalito gnaiss, diorito, quartzo diorito e hornblenda gabro; b) faixa a sul do batólito, com predomínio de hornblenda-tonalito gnaiss.

O Tonalito gnaiss apresenta uma rocha gnáissica, mesocrática, de grão médio a grosso, com foliação descontínua, composta por agregados planares de biotita e hornblenda. Sua composição varia entre hornblenda tonalito a biotita (hornblenda) granodiorito, com predominância dos termos tonalíticos. É muito semelhante em termos de textura macroscópica, às rochas do Batólito da Serra dos Órgãos.

Quartzo-diorito Gnaiss

Este gnaiss possui grão fino, é melanocrático com discreta foliação. Apresenta a seguinte composição média: plagioclásio (oligoclásio), 40 %; quartzo, 8 %; biotita, 26 %; hornblenda, 20 %; titanita, opacos e zircão, 6 %. A assembléia mineralógica é muito semelhante àquela encontrada no tonalito gnaiss; o que varia, principalmente, é o teor em quartzo (o que diminui também o índice de cor). Texturalmente, porém, há diferenças: para o tonalito gnaiss, porque a

foliação é pouco desenvolvida e quase não são encontradas texturas granoblásticas. Na maioria das lâminas estudadas (Figura 5.12), a textura observada tem características de fluxo magmático.

Mattos (*op. cit.*) (Fonseca, 1998) descreve a Unidade Rio Negro como formada por “*gnaisses leucocráticos, de granulação média a grosseira, com texturas migmatíticas variadas (metaxistos e diatexitos associados) e passando a núcleos mais evoluídos, cuja homogeneidade caracteriza-os como zonas granitóides*”.

Esta unidade é representada por um conjunto de rochas intrusivas, nem sempre possíveis de serem individualizadas na escala de mapeamento: tonalito a granodiorito gnaiss, diorito gnaiss e maciços gabróicos e dioríticos.

Gabros

Rochas de complexos gabróicos estão relacionadas ao CRN com afloramentos de soleira de piroxênio hornblenda gabronorito com textura cumuláticas preservadas. Transformações texturais e mineralógicas ocorrem na faixa de hornblenda tonalito gnaiss que está na base do corpo gabróico. Mega cristais de plagioclásio e granada se tornam poiquilíticos, enquanto que uma trama granoblástica obscurece, em parte, textura ígnea originais (mega cristais tabulares de plagioclásio em arranjo radial). Transformações mineralógicas foram observadas somente a milímetros do contato (coronas de granada em hornblenda com núcleos de piroxênio e borda de reação de hornblenda no gabro). Ocorre junto a esse gabros, da base para o topo, leucogranodiorito gnaiss, rocha quartzo-feldspática grosseira, semelhante à granófiro, brecha magmática com enclaves de rocha gabróicas e hornblendenditos ultramáficos.

Quartzo-diorito a diorito gnaiss com granulometria média, melanocrático composto por quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, titanita, zircão tendo foliação formada por fluxo magmático. Esta litologia associa-se de forma variada com o tonalito gnaiss, apresentando bolsões tonalíticos, enclaves dioríticos, hora um parecendo penetrar em domínios do outro.

5.7 - COMPLEXO TRAJANO DE MORAES

O Complexo Trajano de Moraes 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

Tabela 5.4 Características composicionais dos gnaisses do Complexo Rio Negro

Rio Negro	
Minerais essenciais	Texturas
biotita	Marrom clara a escura, grandes palhetas (variedade à biotita) ou em cristais menores (variedade à hornblenda), com inclusão de zircão.
hornblenda	Megacristais poiquilíticos de cor verde escuro a claro; cristais verde azulados, subédricos, associados à biotita
plagioclásio	Plagioclásio An58-66 (labradorita) eudral, tabular (em amostras sem arranjo granoblástico)
k-feldspato	Microclina + quartzo em bolsões intersticiais, com mimerquita em contato com plagioclásio
quartzo	Límpido, anedral, variando de 15 a 25 %; quando em baixa concentração é intersticial;
granada	
Minerais acessórios	
titanita	Inclusões em megacristais de hornblenda, associada à opacos
apatita	Inclusões em megacristais de hornblenda ou em interstícios entre feldspato
Allanita	
zircão	Grandes cristais subedrais
Minerais de alteração	
clorita	Poucos casos de cloritização de biotita
epidoto	traços

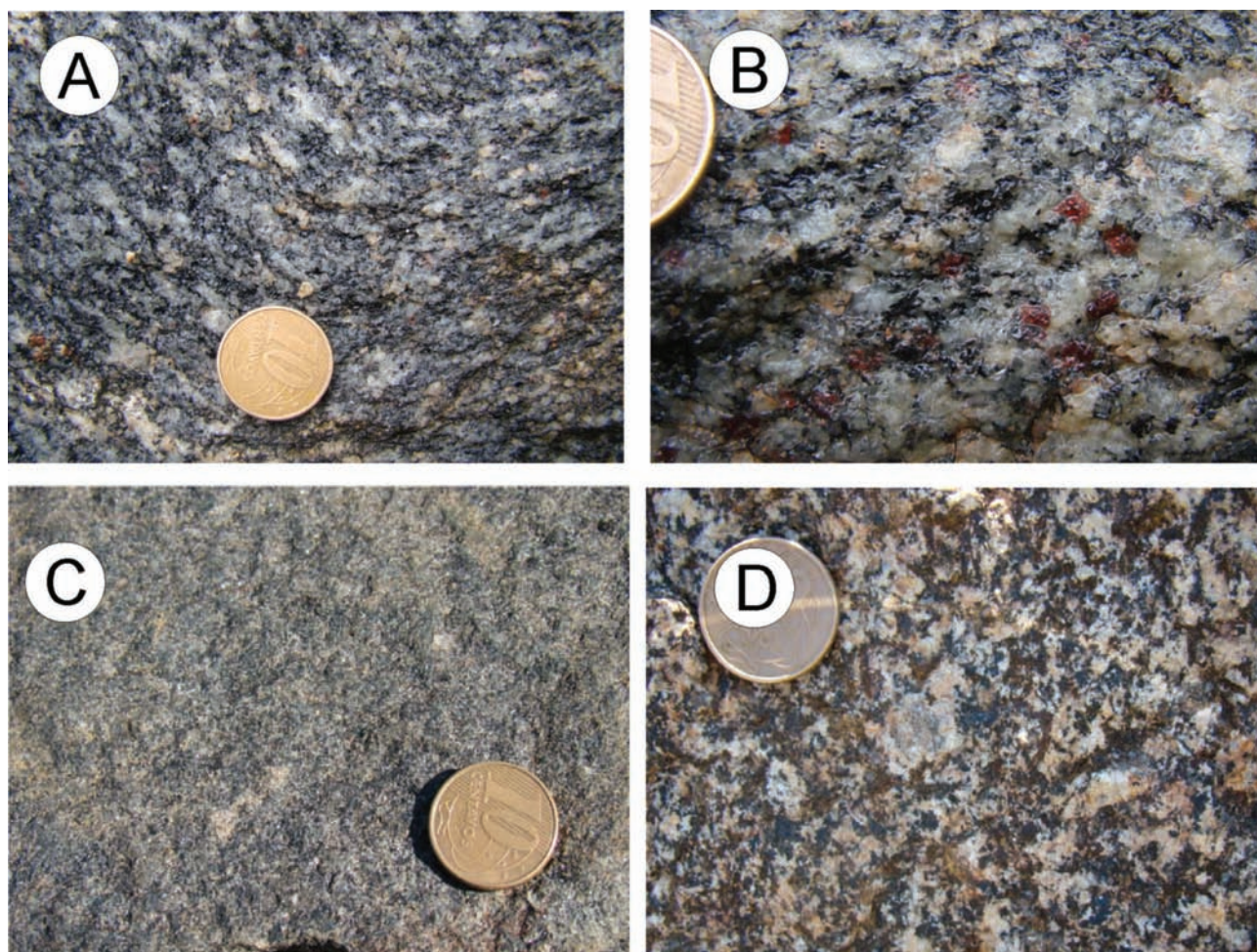


Figura 5.11 Fotografias de afloramentos de rochas do Complexo Rio Negro

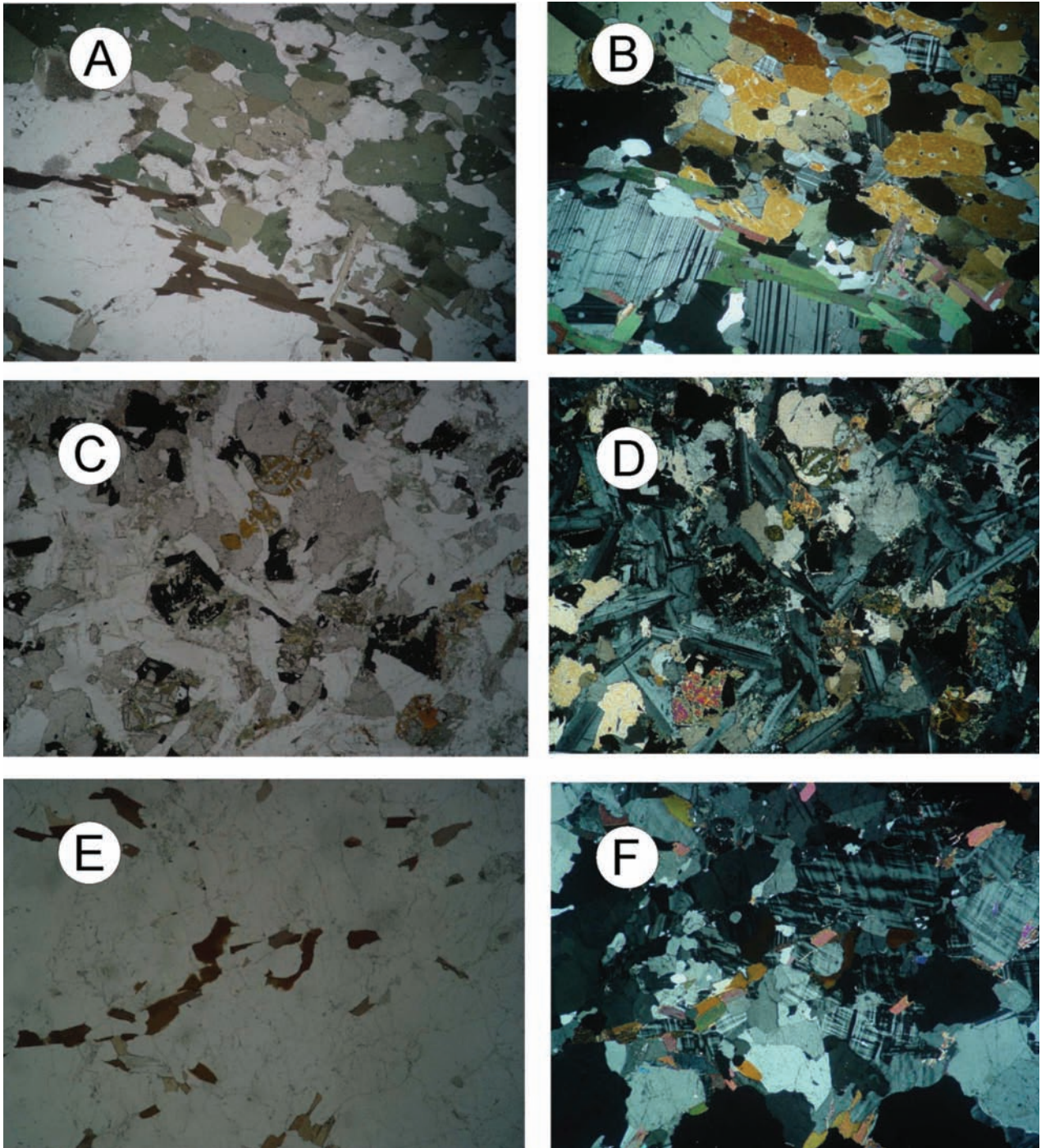


Figura 5.12 Tonalito (A, B, C e D) e leucogranito (E e F) do complexo Rio Negro. Ocorrem tonalitos que apresentam orientação de níveis enriquecidos em anfibólio (hornblenda) e níveis enriquecidos em biotita e plagioclásio (A e B, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente). Tonalito (C e D, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente) com “ripas” de plagioclásio e presença de inclusões de allanita + opacos nos cristais de plagioclásio, sofrendo um moderado processo de alteração. Leucogranito (E e F, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente) homogêneo com presença de muscovita primária disseminada pela rocha

composição granítica ocorrem no complexo e seus alojamentos estão associados a falhas.

Este complexo foi originalmente cartografado como Gnaiss Trajano de Morais, Grossi Sad *et al.* (1978) e posteriormente como Complexo Trajano de Morais (Blanco de Dios, 2006). Por apresentar uma série de rochas plutônicas de composição básica a intermediária.

O Complexo Trajano de Morais corresponde a um conjunto de rochas magmáticas com porções migmatizadas que se distribui em uma longa faixa de direção N50E, com aproximadamente 36 km de comprimento e largura variável. É constituído por um variado tipo de rochas que exibem por vezes uma xistosidade ou até mesmo um fino bandamento (Figura 5.13). Aparecem em áreas localizadas,

fenocristais de microclina de até 1 cm de diâmetro que são, provavelmente, produto de uma blastese posterior a formação do corpo magmático. A migmatização é generalizada, e dada, sobretudo pela formação de um leucossoma quartzo-feldspático, pegmatóide ou aplítico, comumente disposto em finas bandas que formam estruturas ptigmáticas. Elas aparecem também truncadas, dobradas ou em bolsões, formando outras estruturas.

A migmatização se manifesta de maneira variada e extensa. O processo de migmatização excepcionalmente abrange toda a área correspondente a um mesmo afloramento. O processo inicia-se a partir da segregação de mobilizado quartzo-feldspático, com predominância elevada de feldspato. O mobilizado ora é formado por plagioclásio e quartzo, ora é microclínico quartzoso. Quase sempre há segregação de bolsões irregulares de quartzo acompanhando a migmatização. Este mobilizado (granitóide-pegmatóide) segrega-se em finas bandas claras, de estrutura venulada a listrada, pouco persistente, em geral concordante com a foliação. A mobilização pode ser também irregular, deixando a rocha com manchas de massas de biotita e/ou anfibólio, amarrotadas, no interior do material neoforado.

Litotipos observados

Os estudos dos afloramentos (Figura 5.13 A e B) 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 (Tabela 5.5) 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.

Tabela 5.5 Composição modal (%) das amostras do Grupo 01 do Complexo Trajano de Moraes: quartzo diorito (TR-32C, TR-43G, TR-44A, TR-44C e TR-44D) e diorito (TR-32D, TR-43E e TR-43H)

Minerais	Lâminas	TR-32C	TR-32D	TR-43E	TR-43G	TR-43H	TR-44A	TR-44C	TR-44D
Quartzo		05	02	02	08	02	05	04	05
Biotita		25	27	25	20	25	25	30	25
Hornblenda		15	17	15	15	15	20	20	20
Plagioclásio		53	50	55	50	50	43	40	43
Minerais opacos		01	02	02	03	01	02	03	03
Titanita		-	-	01	02	02	02	02	02
Apatita		01	01	Traço	01	01	01	01	01
Zircão		Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Saussurita		Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Muscovita		-	Traço	-	-	Traço	01	01	01

O Grupo 2 (Tabela 5.6) tem ocorrências localizadas, composto por gradodioritos e microgranodioritos gnáissicos (plagioclásio, biotita, quartzo e ortoclásio). Esta unidade apresenta associação com anfibolito (hornblenda, plagioclásio, diopsídio e biotita), além de intercalações com biotita-hornblenda-quartzo-diorito gnássico e augita-biotita-quartzodiorito gnássico (Figura 5.13 C e D).

Os hornblenda granodioritos são rochas mesocráticas com granulação fina a média e por

vezes apresentam uma foliação incipiente dada pela biotita (Figura 5.14 A). 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.

Tabela 5.6 Composição modal (%) das amostras do Grupo 02 do Complexo Trajano de Morais: Hornblenda granodiorito (TR-32, TR-32B e TR-42)

Minerais	Lâminas	TR-32	TR-32B	TR-42
Quartzo		35	33	35
Plagioclásio		23	20	20
Microclina		08	09	07
Hornblenda		10	13	13
Biotita		20	20	20
Minerais opacos		03	02	02
Apatita		01	01	01
Titanita		-	02	02
Zircão		Traço	Traço	Traço
Clorita		-	Traço	-
Saussurita		Traço	Traço	Traço

Os ortognaisses tonalíticos (Grupo 3, Tabela 5.7) são rochas melanocráticas com foliação ora incipiente e ora penetrativa. Sua granulação varia de fina a média (Figura 5.14 B). São compostos essencialmente por: biotita, quartzo, hornblenda e plagioclásio. Os grãos de biotita apresentam forma idioblástica com terminações hipidiblasticas. 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.

Tabela 5.7 Composição modal (%) das amostras do Grupo 03 do Complexo Trajano de Morais: Ortognaisses tonalíticos (TR-21, TR-32A, TR-38 e TR-44B)

Minerais	Lâminas	TR-21	TR-32A	TR-38	TR-43F	TR-44B
Quartzo		30	23	20	20	25
Plagioclásio		25	40	30	30	35
Biotita		35	20	30	25	30
Hornblenda		05	15	15	20	05
Minerais Opacos		03	02	02	Traço	02
Apatita		Traço	Traço	01	01	01
Titanita		02	-	02	-	02
Zircão		Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Saussurita		Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Muscovita		Traço	-	Traço	-	Traço

Uma característica marcante deste Complexo é a presença de numerosos corpos de diques, soleiras e corpos de forma extremamente irregular, de aplito e pegmatito (Figura 5.13 C e D), que injetam aleatoriamente as encaixantes (Tabela 5.8). Tais corpos, que compreendem o Grupo 4, raramente ultrapassam 0,5 metros de espessura e sua persistência é discreta (Figura 5.14). 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.

Tabela 5.8 Composição modal (%) das amostras do Grupo 04 do Complexo Trajano de Morais: Allanita sienogranito (TR-09, TR-11, TR-43C, TR-43I)

Minerais	Lâminas	TR-09	TR-11	TR-43C	TR-43I
Quartzo		35	30	40	40
Plagioclásio		10	10	10	10
Ortoclásio		07	10	10	07
Microclina		30	30	30	30
Biotita		13	15	08	10
Allanita		03	02	01	02
Titanita		-	-	-	-
Minerais opacos		02	02	01	01
Apatita		Traço	01	Traço	Traço
Zircão		Traço	Traço	Traço	Traço
Muscovita		-	Traço	-	-
Saussurita		Traço	Traço	Traço	Traço
Clorita		-	Traço	-	-

Os granitos a allanita (Grupos 5 e 6) apresentam granulação variando de fina até grossa. A mineralogia essencial (Tabela 5.9) é dada por quartzo, microclina, plagioclásio, ortoclásio (Figura 5.15), 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 saussuritização. A allanita ocorre em contato retilíneo, fraturando grãos dos minerais félsicos como: microclina, plagioclásio, ortoclásio e quartzo. Fotomicrografias das rochas do Complexo do trajano de Moraes são apresentadas na Figura 5.15.

Tabela 5.9 Composição modal (%) das amostras do Grupo 05 do Complexo Trajano de Morais: Allanita monzogranito (TR-32E, TR-43A, TR-44E, TR-44F, TR-44J, TR-43K)

Minerais	Lâminas	TR-32E	TR-43A	TR-44E	TR-44F	TR-44J	TR-43K
Quartzo		30	30	20	40	32	35
Plagioclásio		15	15	30	10	15	09
Ortoclásio		08	05	02	08	10	20
Microclina		35	35	30	30	35	30
Biotita		10	10	15	07	05	05
Allanita		01	02	01	02	Traço	Traço
Titanita		-	-	-	-	-	Traço
Minerais opacos		01	02	02	01	02	01
Apatita		Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Zircão		Traço	Traço	Traço	Traço	Traço	Traço
Muscovita		Traço	01	-	--	01	Traço
Saussurita		Traço	Traço	-	-	Traço	Traço

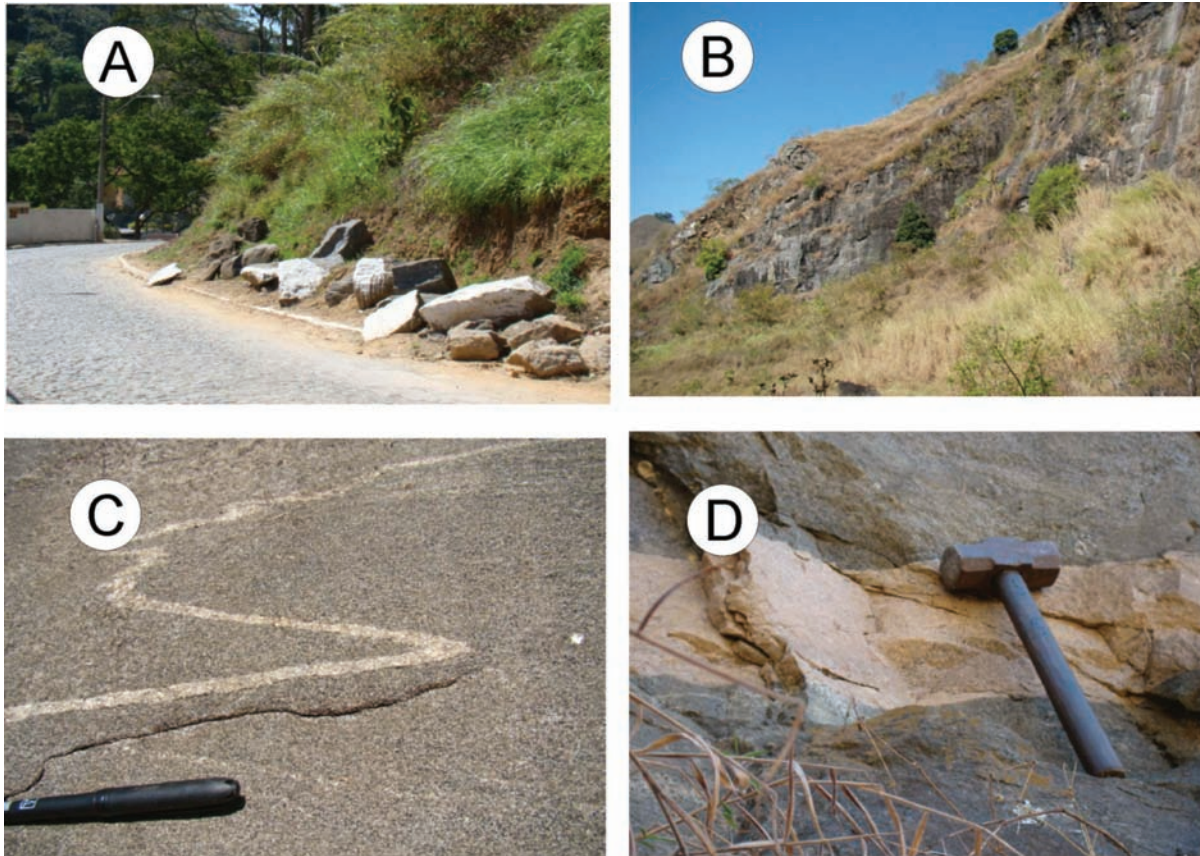


Figura 5.13 Aspecto mesoscópico da Unidade Trajano de Morais. Afloramento na zona central da cidade de Trajano de Morais. (b) Pedreira abandonada às margens da Estrada de Glicério – Trajano de Morais; (c) Dobras de material aplítico em rocha granodiorítica; (d) dique de alcali-feldspato granito intrusivo em rocha diorítica

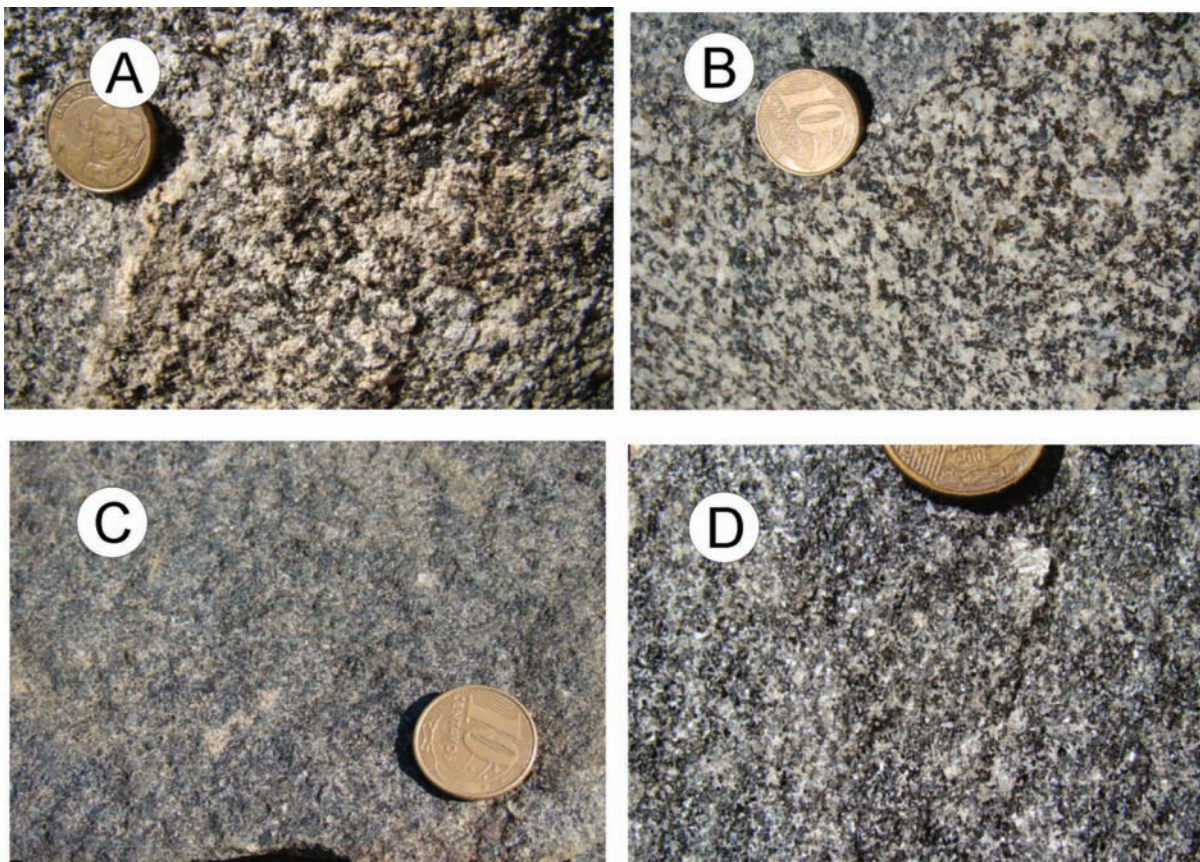


Figura 5.14 Aspecto textural das diferentes fácies observadas na Unidade Trajano de Morais, com orientações e tamanhos de grãos diversificados. As composições liogeoquímicas são classificadas em (a) granodiorito; (b) tonalito; (c) diorito e (d) quartzo-diorito

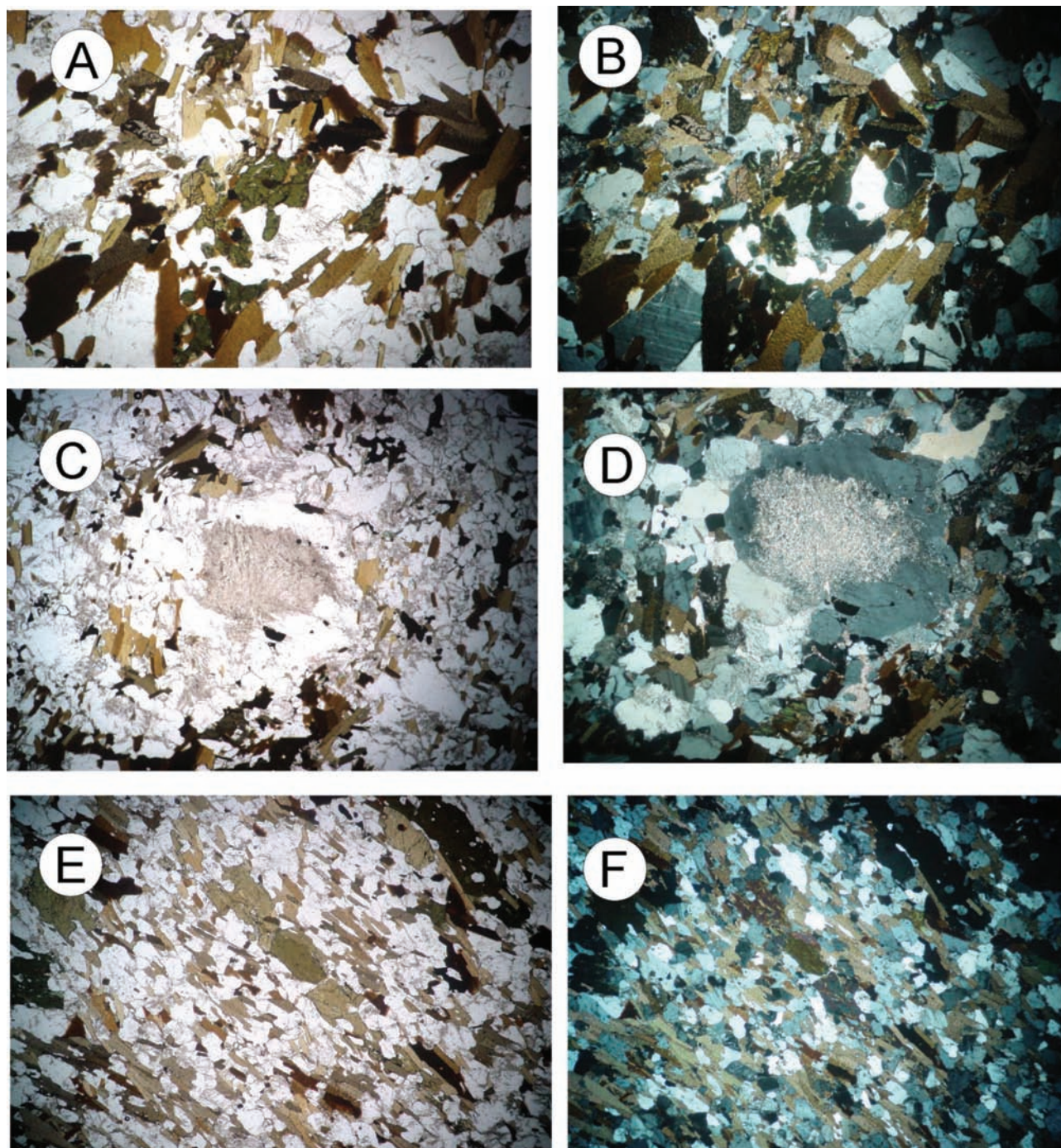


Figura 5.15 Fotomicrografias das rochas do Complexo trajano de Moraes. A e B rocha de granodiorítica que representa a maior parte da unidade; C e D rocha de composição granítica com pórfiros de feldspato; D e E rocha de composição granítica com intensa deformação

5.8 - UNIDADE IMBÉ

O Gnaiss Imbé (Unidade Imbé, Pinto 1980) apresenta uma composição mineralógica peculiar. Em uma mesma lâmina podem coexistir minerais típicos de ortognaisses, como hornblenda, plagioclásio cálcico e allanita e minerais de paragnaisses, como sillimanita, granada e muscovita (Tabela 5.10). Sua textura também é intrigante: apesar da intensa deformação intracristalina observada, os megacristais de plagioclásio são subedrais, com faces bem definidas (Figura 5.16). A decisão de classificar o Gnaiss Imbé como uma unidade pré-Brasiliana está ligada ao seu alto grau de deformação plástica e sua semelhança e associação com os paragnaisses. Foi possível compartimentar esta Unidade em dois agrupamentos de rochas, descritos a seguir.

Gnáisses graníticos (biotita - plagioclásio - microclina gnaisses)

Trata-se de rochas leucocráticas cujas cores podem variar de cinza claro a róseo, até cinza amarelada. A estrutura pode ser desde suborientada a maciça, assim como gnáissica definida pelos minerais máficos, agrupados e orientados subparalelamente em linhas descontínuas, ou, em alguns casos, em bandas. A textura é do tipo granoblástica a granolepidoblástica, com alguns constituintes xenoblásticos e lepidoblásticos, podendo o quartzo se apresentar arredondado ou em grandes grãos amebóides (até 15 mm). Apresentam na sua composição quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como minerais essenciais (Tabela 5.10).

A microclina é de alta triclinicidade e forma cristais que medem mais de 3mm e pode apresentar-se em agregados pavimentosos poligonais e xenoblásticos, mas por vezes ocorre intersticialmente também. O plagioclásio é do tipo sódico, com teor de anortita variando entre 20 e 25%, e trata-se de oligoclásio. Pode aparecer em agregados pavimentosos poligonais, como também em agregados xenoblásticos e granoblásticos, às vezes em parte sericitizados.

A biotita apresenta-se em grãos ou placas que medem cerca de 2mm comprimento, são plaquetas alongadas e orientadas paralelamente aos planos de gnaissificação das rochas.

Gnáisses granodioríticos (hornblenda gnaisses)

A Suíte Imbé se caracteriza pela presença de um hornblenda-biotita gnaiss 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 (Figura 5.17). 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) antipertítico 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 euedrais (ou arredondados) isolados. Clorita ocorre como produto de alteração, a partir de biotita, ou em cristais isolados. Epidoto tem hábito anedral (com núcleo de allanita) isolado ou incluso em hornblenda. Sericita ocorre como alteração de plagioclásio (Tabela 5.10).

5.9 - UNIDADE CORDEIRO

A Unidade Cordeiro possui maior expressão nas Folhas Quartéis e Cordeiro, onde ocorrem em áreas significativas. Na porção centro-sul da Folha de Quartéis chega a atingir uma largura de aproximadamente quatro quilômetros. As melhores exposições das rochas desta unidade (Figura 5.18) são observadas ao longo da estrada entre Lumiar e Sana, principalmente ao longo do curso do rio Macaé.

Esta Unidade corresponde a migmatitos e gnaisses diversos de Rosier (1957 e 1965), parte do que foi incluindo no Complexo São Fidelis e podem ser interpretados como resultado de fusão desta unidade metassedimenter. A maioria das ocorrências não apresenta dimensões suficientes para serem cartografadas na escala de 1:100.000 e não foram incluídas no mapa apresentado. Estes leucogranitos podem ocorrer em forma de corpos tabulares variando e holo a leucocrático, com porções gnáissicas de espessura decimétricas a métricas em contatos abruptos e discordantes da foliação dos paragnaisses encaixantes.

Raramente ocorre como corpos de composição de granodiorito, e neste caso são devido à grande proporção de máficos, grão médio e textura homófona nas bandas félsicas. Enclaves microgranulares e enclaves granulares de hornblenda gnaiss, além de *schlieren*, são frequentes.

Outros modos de ocorrência desta unidade são representados por corpos homogêneos, muito pouco foliados onde predominam os tipos hololeucocráticos, que variam composicionalmente de granito a álcali-feldspato granito. Uma segunda forma de ocorrência é como bandas concordantes pegmatóides de contato definido em meio à biotita finamente laminado que predomina entre os metassedimentos. Outra feição típica desta unidade é através de corpos de textura migmatítica de geometria variável.

Tabela 5.10 Assembléia mineralógica da Unidade Imbé

Assembléia mineralógica
<ul style="list-style-type: none"> ▪ megacristais isolados de hornblenda verde anedral a subedral ▪ biotita marrom a parda avermelhada em megacristais, em alta concentração, em cristais isolados ou em aglomerados na foliação ▪ granada em cristais límpidos e sillimanita (fibrolita) em bandas biotíticas localizadas ▪ megacristais de plagioclásio An32-49 (andesina) subedral, muitas vezes sericitizado ▪ encontrado também megacristal de plagioclásio An54 (labradorita) antiperitítico – nesta lâmina há também um megacristal subedral de muscovita. ▪ ortoclásio e microclina em megacristais, com mirmequita em suas bordas ▪ microclina em pequenos agregados poligonais intersticiais ▪ quartzo em lentes ou na matriz granoblástica ▪ allanita subedral, apatita, titanita, zircão (em biotita) ou em cristais euedrais (ou arredondados) isolados clorita (a partir de biotita) ou em cristais isolados; epidoto anedral (c/núcleo de allanita) isolado ou em hornblenda; sericita (a partir de plagioclásio)
Textura
<ul style="list-style-type: none"> ▪ plagioclásio ocorre em megacristais tabulares, subedrais, com geminação mecânica ▪ megacristais de ortoclásio e microclina tem bordas recristalizadas ▪ quartzo ocorre como lentes contínuas e espessas (mais frequente) ou em megacristais anedrais ▪ matriz granoblástica fina onde predomina k-feldspato e quartzo ▪ em amostras miloníticas, os porfiroclastos são de plagioclásio, e fitas de quartzo predominam



Figura 5.16 Fotografias de afloramentos das rochas da Unidade Imbé. (A e B) pórfiros de feldspatos sem orientação definida. (C e D) pórfiros de feldspatos orientados

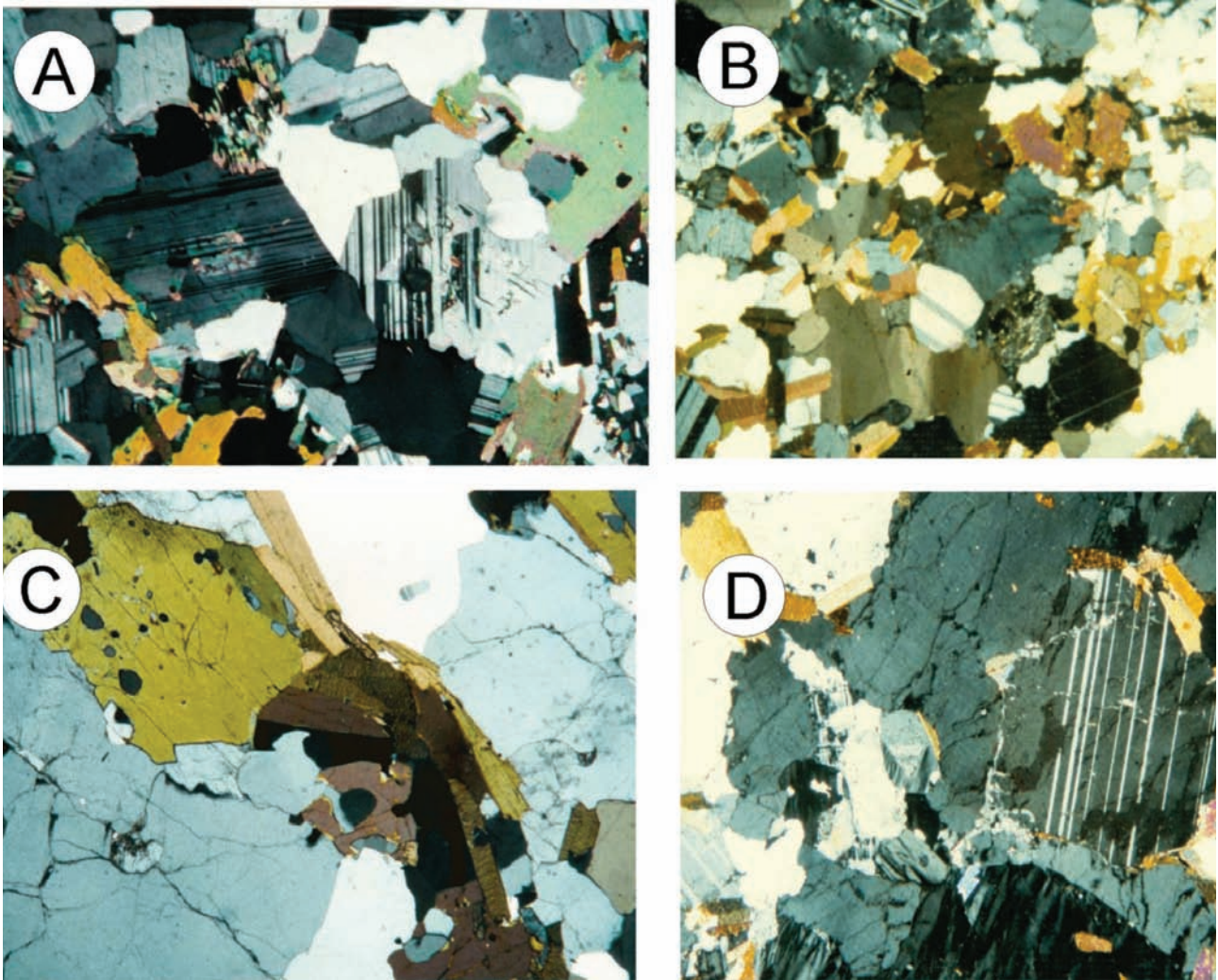


Figura 5.17 Fotomicrografias de lâminas delgadas de rochas da Unidade Imbé. (A e B) rochas félsicas; (C e D) rochas intermediárias

Essas três formas de ocorrência têm em comum, características petrográficas como a muscovita euédrica, microclina e ortoclásio frequentemente pertíticos, matriz félsica granoblástica, quartzo anedral tardio, granada e zircão em pequena quantidade (Figura 5.19).

Como parâmetro de diferenciação com os granitos ortoderivados, que podem ser confundidos com as porções mais máficas, a forma mais comum de ocorrência do leucogranito Cordeiro apresenta biotita parda, cristais isolados de hornblenda verde, plagioclásio zonado ou com borda de albita no contato com o k-feldspato e titanita subedral. As outras duas formas de ocorrência apresentam biotita marrom clara, granada anedral sem inclusão de e o que as diferencia é a sillimanita prismática que ocorre nos corpos homogêneos dos tipos hololeucocráticos.

Dentro desta unidade são encontradas desde rochas parcialmente transformadas constituindo vestígios do protólito. De maneira geral, o tipo

migmatítico predominante é aquele onde as características da rocha híbrida neoformada dominam. Nos tipos onde ainda se consegue identificar a fração paleossomática, as estruturas megascópicas mais comumente observadas são do tipo estromática e flebítica e mais raramente *schlieren*, agmáticas e migmatítica. O paleossoma é constituído de uma biotita gnaisse de granulação fina à média, coloração cinza escura, com boa xistosidade e enriquecido em material quartzo-feldspático na forma de lentes e leitos mais ou menos contínuos, caracterizando o tipo estromático ou flebítico e veios discordantes dictioníticos.

Tipos homogêneos

Nos tipos mais homogêneos as estruturas comumente observadas são predominantemente estromática e, mais raramente, em rochas menos orientadas com caráter nebulítico. É caracteristicamente um migmatito de granulação

media a grosseira cuja coloração mesocrática orientada composta por hornblenda-biotita-gnaiss, de coloração levemente acinzentada a cinza escura em zonas mais biotítica, quando então a granulação torna-se mais fina. Os minerais máficos, principalmente a biotita, orientam-se conferindo à rocha uma foliação mais proeminente. Mineralogicamente, é constituído essencialmente de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e hornblenda, apresentando ou não granada subordinadamente. A fração leucocrática é um moscovita-biotita-granito gnaiss, predominantemente de cor clara tendendo a cinza esbranquiçada. Sua granulação é mais grosseira, com feições de um mobilizado pegmatóide e a orientação dos minerais é bastante incipiente tornando-se a rocha bem mais homogênea, com aspecto de um granito. Quando existe esta orientação do leucossoma, ela é dada pelo arranjo planar das placas de biotita e moscovita. Mineralogicamente, é constituída essencialmente por quartzo, microclina, plagioclásio, biotita e moscovita, podendo ou não apresentar granada subordinadamente.

Tipos tabulares

Frequentemente o mobilizado quartzo - feldspático ocorre como veios aplíticos migmáticos e pegmatóides, cortando concordante e discordantemente a estruturação da rocha híbrida neoformada. Os veios pegmatóides comumente observados são de dimensões variáveis geralmente descontínuos, às vezes como “bolsões”. Mineralogicamente, pobres e monótonos exibem cristais tabulares bem desenvolvidos de feldspatos róseos (às vezes caulinizados), quartzo e placas bem desenvolvidas de moscovita e biotita com dimensões variáveis (até seis centímetros).

Tipos migmatíticos

Freqüentemente, os migmatitos desta unidade apresentam inúmeros porfiroblastos de feldspato (microclina) de até cinco centímetros excepcionalmente atingindo oito centímetros sendo o termo médio em torno de um centímetro. Normalmente ocorrem sob a forma de olhos, caracterizando tipos oftálmicos, porém porfiroblastos idiomórficos são freqüentemente observados em tipos onde o leucossoma é a fração da concentração em zonas de de dobras. Esta orientação é também dobrada. Quando esta orientação se torna incipiente a rocha é tipicamente uma mesóstase de estrutura

granítica. O exame de algumas porções da rocha exibindo estruturas *schlieren* revela uma estruturação semelhante à dos granitóides da Unidade Imbé, isto é os máficos se alinham como lamelas envolvendo os porfiroblastos de feldspatos que geralmente apresentam-se como pequenos olhos.

São poucas as exposições onde estes migmatitos exibem fração melanossomática típica. Onde identificada, mostram-se como bolsões irregulares e restos descontínuos ou ainda como bandas centimétricas alternadas, pouco persistentes, alinhando-se em seus extremos. É de um modo geral, uma mesóstase constituída essencialmente de anfibolitos (biotita-plagioclásio anfibolito), às vezes com porfiroblastos de granada (granada-biotita-anfibolito). Freqüentemente, os tipos migmatíticos mais evoluídos transicionam a tipos granitóides. Estes se posicionam no conjunto litológico descrito conformando camadas maciças. Estas rochas, bastante resistentes à erosão, apresentam formas de relevo destacáveis no campo e em fotos aéreas. Possuem morros arredondados alçados e fortemente escarpados, constituindo relevo típico de “pão de açúcar”.

5.10 - SUÍTE DESENGANO

As rochas da Unidade Desengano ocorrem na porção norte da Folha Casimiro, representado por corpos graníticos que se estendem para a Folha Santa Magdalena. Estes corpos são leucogranitos que ocorrem intercalados tectonicamente com paragneisses do Grupo São Fidelis e sua gênese ainda é motivo de debate. Estas rochas ocorrem com pouca expressão na área e de sudo e serão apresentadas apenas suas características petrográficas. Trata-se de rochas leucocráticas a mesocráticas cujas cores podem variar de cinza claro a róseo, até cinza amarelada. A estrutura varia desde sub-orientada a maciça (Figura 5.20), assim como gnáissica definida pelos máficos, agrupados e orientados sub-paralelamente em linhas descontínuas, ou, em alguns casos, em bandas. A textura é do tipo granoblástica a granolepidoblástica, com alguns constituintes xenoblásticos e lepidoblásticos, podendo o quartzo se apresentar arredondado ou em grandes grãos amebóides (até 15 mm). Apresentam na sua composição (Figura 5.21) quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como minerais essenciais (Tabela 5.11).

A microclina é de alta triclinicidade e forma cristais que medem mais de 3mm e pode apresentar-se em agregados pavimentosos poligonais e xenoblásticos, por vezes ocorre intersticialmente também.

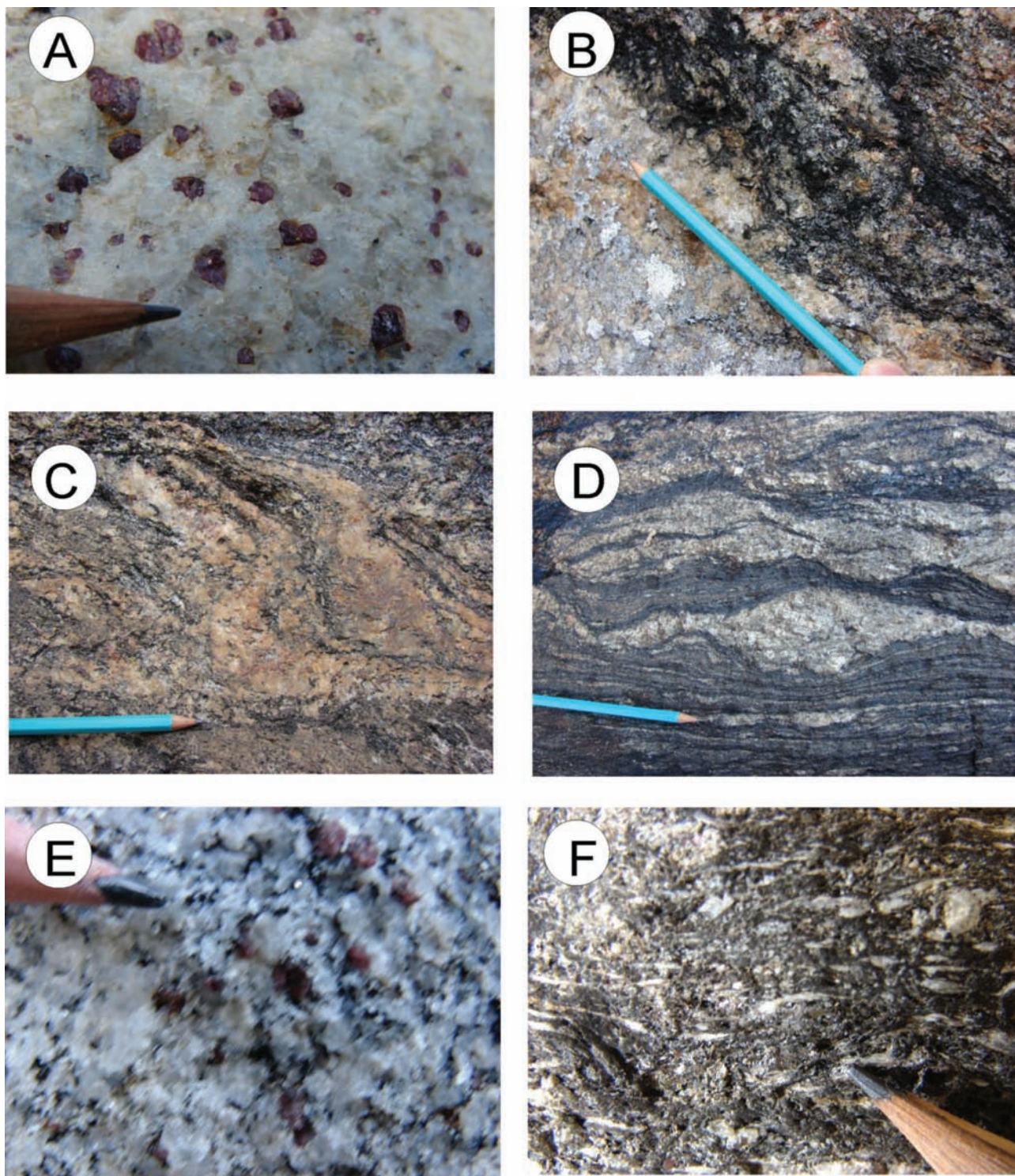


Figura 5.18 Fotografias das feições de campo das rochas do Leogranito Cordeiro. (A) bolsã rico em granada; (B) lente de biotitito; (C e D) feições migmatíticas; (E) facies granítica; e (F) camada rica em sikimanita

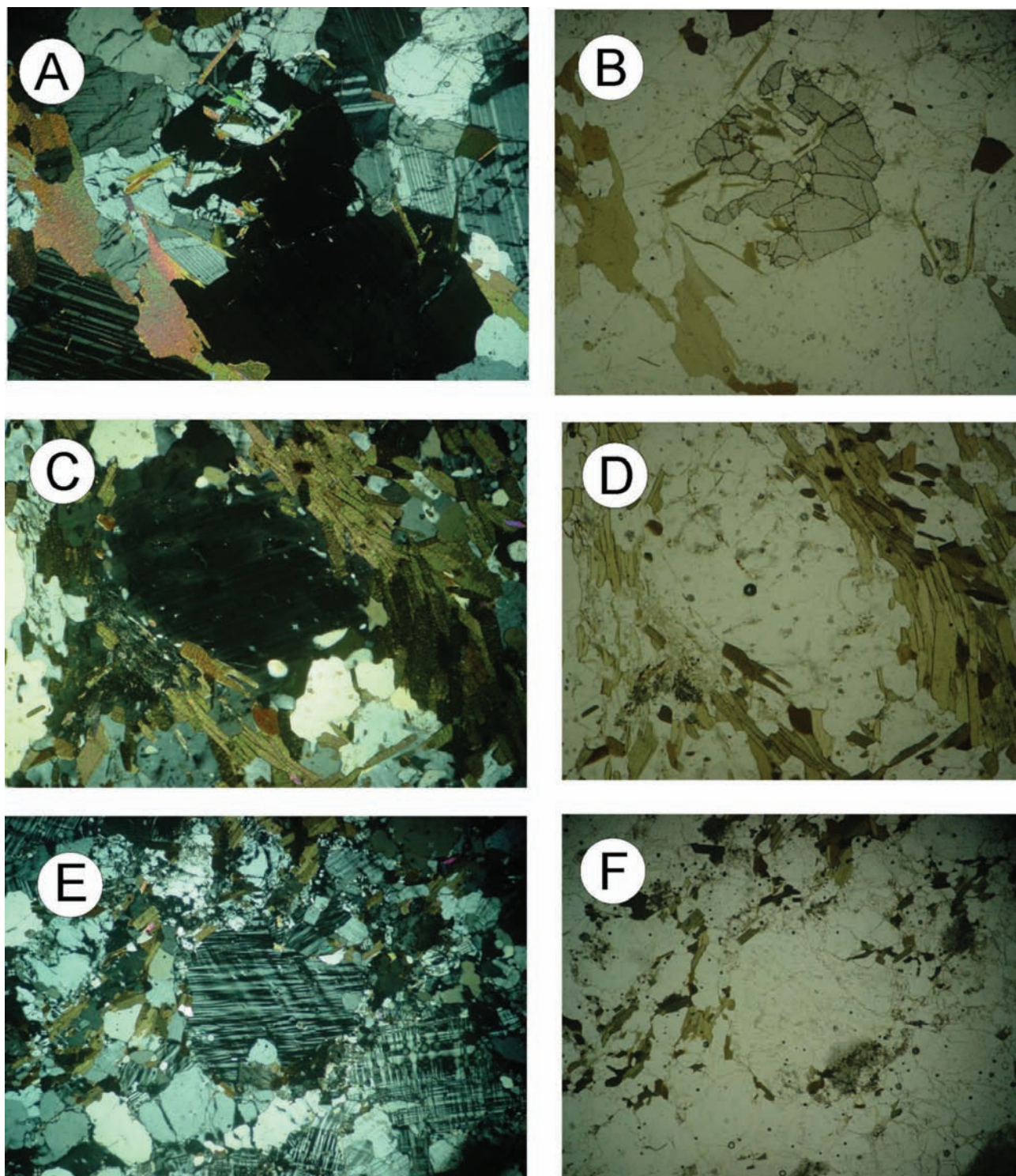


Figura 5.19 Fotomicrografias das rochas do Leogranito Cordeiro. (A e B) granada gnaiss; (C e D) pórfiro de feldspato deformado; (E e F) feldspato em trama de recristalização

O plagioclásio é do tipo sódico, com teor de anortita variando entre 20 e 25%, trata-se de oligoclásio. Pode aparecer em agregados pavimentosos poligonais, como também em agregados xenoblásticos e granoblásticos, às vezes em parte sericitizados.

A biotita apresenta-se em grãos ou placas que medem cerca de 2mm comprimento, são plaquetas alongadas e orientadas paralelamente aos planos de gnaissificação das rochas.

Tabela 5.11 Análises modais de gnaisses graníticos (biotita - plagioclásio - microclina gnaisses/ amostras BSJ92B e BSJ97) e granodioríticos (anfíbólio gnáisses)

AMOSTRAS	BSJ92B	BSJ97	MSJ116	BSJ142B
Quartzo	20	45	20	20
Plagioclásio	10	20	35	38
Microclina	65	35	30	32
Hornblenda	-	-	10	8
Biotita	5	-	5	2
Apatita	pr	-	-	pr
Titanita	pr	-	-	pr
Allanita	pr	-	-	-
Magnetita	pr	pr	pr	pr
Clorita	pr	pr	-	pr
Muscovita	-	-	-	-
Sericita	pr	pr	-	-
Carbonato	-	-	-	-
Zircão	-	pr	-	-
Ind. Cor	5	5	5	2

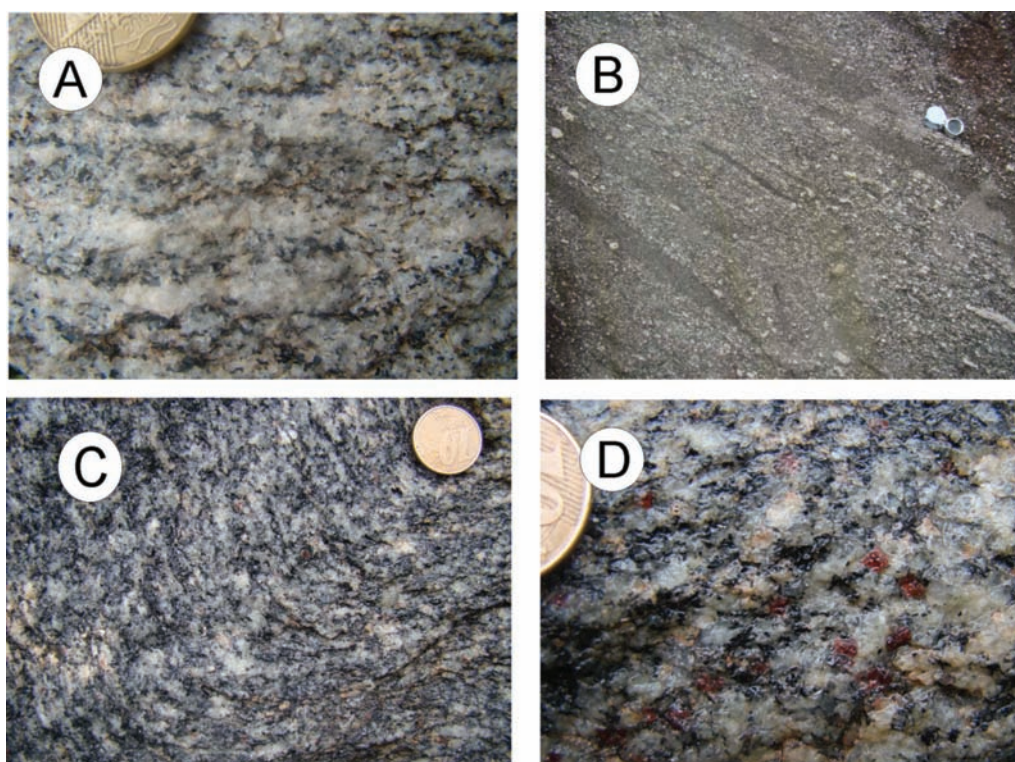


Figura 5.20 Feições de campo de gnaisses da Suite Desengano

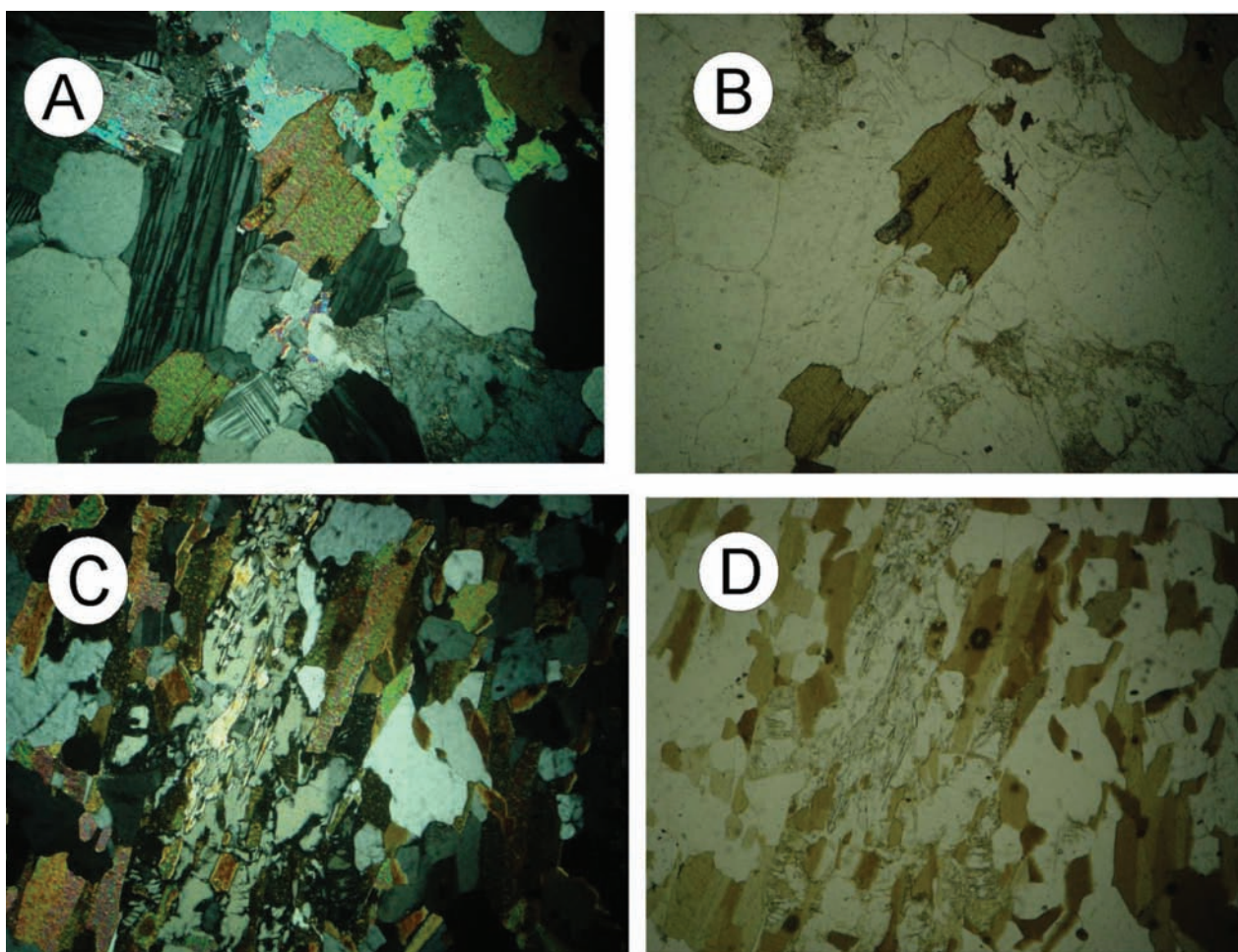


Figura 5.21 Feições petrográficas das rochas da Suite Desengano

5.11 - SUÍTE SERRA DOS ÓRGÃOS

As rochas desta Unidade caracterizam-se pela granulação grossa, índice de cor de meso a leucocrático, foliação descontínua, dada por aglomerados centimétricos de biotita +/- hornblenda, granada nos termos leucocráticos e quartzo visível a olho nu, em grandes cristais acinzentados, em forma de “gota”. Apresenta-se em uma série petrográfica contínua à hornblenda e à titanita, com variações tonalíticas a graníticas, predominado os termos granodioríticos. Além disso, o plagioclásio apresenta uma grande variação composicional, de oligoclásio a labradorita, predominando andesina. Localmente tem composição predominantemente granítica, caracterizada pela presença de granada e pela ocorrência de enclaves metassedimentares em suas bordas. Tipos gnáissicos apresentam grão grosso, caráter mesocrático, composição predominantemente tonalítica e granada e quartzo em abundância, além de tipos leucocráticos graníticos com hornblenda, biotita e presença de titanita e allanita; pode ser diferenciada do leucogranito e/ou de outras unidades devido aos eu caráter textural, presença generalizada de hornblenda e titanita e ausência de muscovita primária.

Leucogranito gnaisse:

Esta unidade ocorre em forma de corpos intrusivos (Figura 5.22 A e B) encaixados em rochas metassedimentares do Complexo São Fidelis e dos granitóides Rio Negro, variando de holo a leucocrático, com porções gnáissicas de espessura decimétrica a métricas em contatos abruptos e discordante da foliação dos paragneisses.

Frequentemente ocorre como corpos de composição de granodiorito (Figura 5.22 C e D) a granito (Figura 5.22 E), com raros termos tonalíticos (Figura 5.22 F), com baixo índice de cor, grão médio e textura homófona nas bandas félsicas e no interior dos grandes plútons. Enclaves microgranulares e enclaves granulares de hornblenda gabro, além de *schlieren*, são frequentes.

Outro modo de ocorrência desta unidade são corpos homogêneos, muito pouco foliados onde predominam tipos hololeucocráticos, que variam composicionalmente de granito a álcali-feldspato granito e também bandas concordantes pegmatóides de contato definido em meio à biotita finamente laminado que predomina entre os metassedimentos.

Essas três formas de ocorrência têm em comum, características petrográficas como a muscovita

euédrica, microclina e ortoclásio frequentemente pertíticos, matriz félsica granoblástica, quartzo anedral tardio e zircão em pequena quantidade.

Aspectos de campo

Os gnaisses do Batólito da Serra dos Órgãos (BSO) se caracterizam pela granulação grossa, índice de cor de meso a leucocrático, foliação descontínua, dada por aglomerados centimétricos de biotita +/- hornblenda, granada nos termos leucocráticos e quartzo visível a olho nu, em grandes cristais acinzentados, em forma de “gota”.

A análise de seções delgadas (Tabela 5.12) revelou que o BSO apresenta variações tonalíticas a graníticas (Figura 5.23). O plagioclásio apresenta uma grande variação composicional, de oligoclásio

a labradorita, predominando andesina, uma característica que diferencia os gnaisses do BSO e do Complexo Rio Negro.

Nos mapas regionais (Machado Filho *et al.* 1983; Barbosa & Grossi Sad 1985), o BSO aparece como um corpo único, sem apófises ou corpos menores nas escalas adotadas. O mapeamento geológico de semi-detelhe que foi realizado permitiu subdividir o BSO em quatro faixas, entre as cidades de Bom Jardim e Nova Friburgo: a) *Faixa Nova Friburgo*, na área urbana de Nova Friburgo, com o afloramento mais representativo na Pedreira Pedrinco; b) *Faixa Bom Jardim*, mais estreita e longa, que termina abruptamente nos arredores de Bom Jardim; c) *Faixa Pedra da Santa Teresa*, onde se localiza o corpo principal do batólito; d) *Faixa Chevrand*, próxima à vila de Monerat, na terminação do Faixa da Pedra da Santa Teresa.

Tabela 5.12 Paragênese mineral das rochas da Suite Serra dos Órgãos

Minerais essenciais	
biotita	marrom clara e poiquilitica, ocorre isolada ou agregada com hornblenda
hornblenda	esverdeada, está sempre envolvida por palhetas de biotita, o que impede identificação macroscópica do mineral
granada	megacristais anedrais e com inclusões de minerais opacos
quartzo	grandes cristais anedrais com contatos lobados que truncam uma trama poligonal de quartzo + plagioclásio anterior, o que sugere cristalização tardia
plagioclásio	ocorre em trama granoblástica em contato com o quartzo; grande variação composicional: de An ₃₀ (oligoclásio) a An ₆₀ (labradorita), com predominância de andesina.
k-feldspato	megacristais anedrais de microclina em granitos e granodioritos e cristais intersticiais em tonalitos
Minerais acessórios	
titanita	ocorre como grandes cristais isolados ou como inclusão em biotita ou hornblenda
apatita	cristais isolados ou inclusos em hornblenda; comum em tonalitos, diminuindo sua concentração em direção aos granitos
zircão	grandes cristais euédricos concentrados nos termos graníticos da série
Minerais de alteração	
clorita	Associada à biotita e hornblenda
epidoto	associado à clorita em processo de alteração da hornblenda

Na *Faixa Bom Jardim* a composição é predominantemente granítica e se caracteriza pela presença de granada e pela ocorrência de enclaves metassedimentares em suas bordas. Nesta faixa se observa o contato do BSO com o Complexo Rio Negro (CRN), ao longo de duas pedreiras na estrada Nova Friburgo – Cantagalo, investigado anteriormente por

Delhal et al (1969). Ambas as pedreiras expõem o plano de contato, que mergulha suavemente para noroeste. As partes superiores das cavas são formadas por rocha do BSO, e a base por tonalito gnaise do CRN. O contato é claramente intrusivo, abrupto, ligeiramente discordante. O BSO imediatamente acima do contato é repleto de *schlieren* biotíticos e

contém uma faixa métrica de tonalito gnaisse. No tonalito gnaisse, a foliação é bem mais intensa do que na rocha do batólito, com forte lineação mineral de biotita e hornblenda.

A *Pedra da Santa Teresa*, com 700 metros de altura e cerca de quatro quilômetros de comprimento, batizou a faixa homônima. Os tipos gnáissicos desta faixa têm grão grosso, caráter mesocrático, composição predominantemente tonalítica e granada e quartzo em abundância.

A idade obtida pelo método U-b em zircão reportado por Tupinambá (1999) para amostras desta unidade é de 560 Ma, com erro mínimo (1 σ) de 4 Ma. A idade modelo da amostra da Pedra da Santa Teresa (1,73 Ga) pode ser incluída na faixa das idades do Leucogranito Gnaisse (1,7 a 1,64 Ga, duplo estágio) e do Complexo Rio Negro (1,82 – 1,78 Ga, com exceção do tonalito gnaisse). Já a idade modelo da amostra da Faixa Pedrinco se distancia desta faixa (1,53 Ga), mostrando que está relacionada a um episódio de acreção crustal diferente dos demais.

A variação composicional dentro da série granitóide do BSO ocorre ao longo do mergulho da foliação, que tem propriedades de fluxo magmático, e é consistente com a distribuição das faixas que dividem o BSO. A presença de xenólitos sedimentares no diatexito de contato do BSO, a ausência de rochas transamazônicas no Terreno Oriental e a observação comum de zircões desta idade em metassedimentos da Faixa Ribeira favorece a presença de uma fonte crustal metassedimentar. Se reunidos os dados petrográficos e os dados geoquímicos (Tupinambá, 1999), verifica-se que o magmatismo do BSO se caracteriza como uma série expandida, com termos mais primitivos na Faixa da Pedra da Santa Teresa e mais diferenciados na Faixa Bom Jardim. A ocorrência de diatexitos com enclaves metassedimentares nos contatos da Faixa Bom Jardim sugere assimilação de encaixantes, que pode explicar a dispersão dos dados geoquímicos nesta faixa. As variações de composição de feldspatos também demonstra a diferença entre as faixas e sugere que as variações químicas internas podem estar associadas a processos de cristalização fracionada gravitacionais, uma vez que as razões A/P variam ao longo do mergulho da foliação.

Quanto ao posicionamento tectônico do magmatismo, os diagramas que se aplicam a este estudo discriminam dois ambientes para as amostras analisadas: a) um ambiente de arco vulcânico, pré-colisional.

5.12 - GRANITO SANA

Na região central da Folha Quartéis (1: 50.000) observa-se uma série de rochas intrusivas nos para e ortognaisses descritas anteriormente. A intrusão maior é denominada Sana, nome este que é emprestado para descrever todas as intrusões com mesmas características composicionais e texturais.

Desta forma a série de intrusões a oeste do Sana são interpretadas como seus corpos satélites e são apresentados a seguir.

O monzo a sienogranito Sana exibe índice de cor leucocrático, cinza clara esbranquiçada a branca, maciço, granulação fina a média (textura microfanerítica), equigranular, com biotita e muscovita (Figura 5.24). A ocorrência desta muscovita pode ser atribuída a zonas de cisalhamento dúcteis que ocorrem principalmente na borda oeste da intrusão principal, segmentando fácies de caráter granular grosso (Peito de Pomba) e fina predominante na porção leste. A atuação de marcantes zonas de cisalhamento com orientações preferenciais nos sistemas N/S-NE/SW, ENE/WSW, registram possível participação de atividade tectônica extensional tardia ao alojamento.

Para o posicionamento tectônico desta Unidade, pode-se levar em conta proposta de distribuição geral das rochas granitóides no Estado do Rio de Janeiro. Segundo alguns autores, as rochas graníticas dividem-se em três grupos principais: (i) pré- colisionais, (ii) tardi-colisionais e (iii) pós-colisionais (Machado & Demange 1984a, 1998; Machado 1997). O monzogranito Sana, mediante as suas características isotópicas, composicionais, estruturais e mineralógicas pode ser relacionado ao magmatismo tardi- a pós-colisional caracterizado como tipo-I Caledodiano (Machado & Peggia, 1987 e Machado & Demange 1992, 1994 e 1995), que ocorre principalmente na porção sul dos Domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos.

A distribuição E-W dos corpos intrusivos sugerem uma desvinculação das estruturas NE do cinturão durante a colocação dos mesmos trunca as estruturas NE-SW do Orógeno Ribeira e é independente de zonas de cisalhamento dúcteis (Machado *et al.*, 1996). Alguns autores têm relacionado esta colocação a uma tectônica extensional (Machado 1997).

Os dados isotópicos U/Pb e Rb/Sr disponíveis são coerentes e apontam idades de 492 Ma (U/Pb, em titanita) e 488 Ma (Rb/Sr) para os maciços Mangaratiba e Sana, respectivamente (Valladares 1996; Machado 1997). Uma idade Rb/Sr de 501 Ma foi obtida para o Maciço Nova Friburgo (Tupinambá 1999).

Aspectos Petrográficos

As rochas com composição granodiorítica apresentam textura intergranular, subofítica e inequigranular de granulometria fina à grossa com grãos no intervalo de 0,5 a 5,2mm. A petrotrama é isotrópica com características de rochas magmáticas. As classes minerais são representadas por grãos bem formados e dispostos aleatoriamente.

A composição mineralógica essencial da amostra é constituída por plagioclásio, augita, quartzo e minerais opacos. A biotita e a uralita ocorrem como

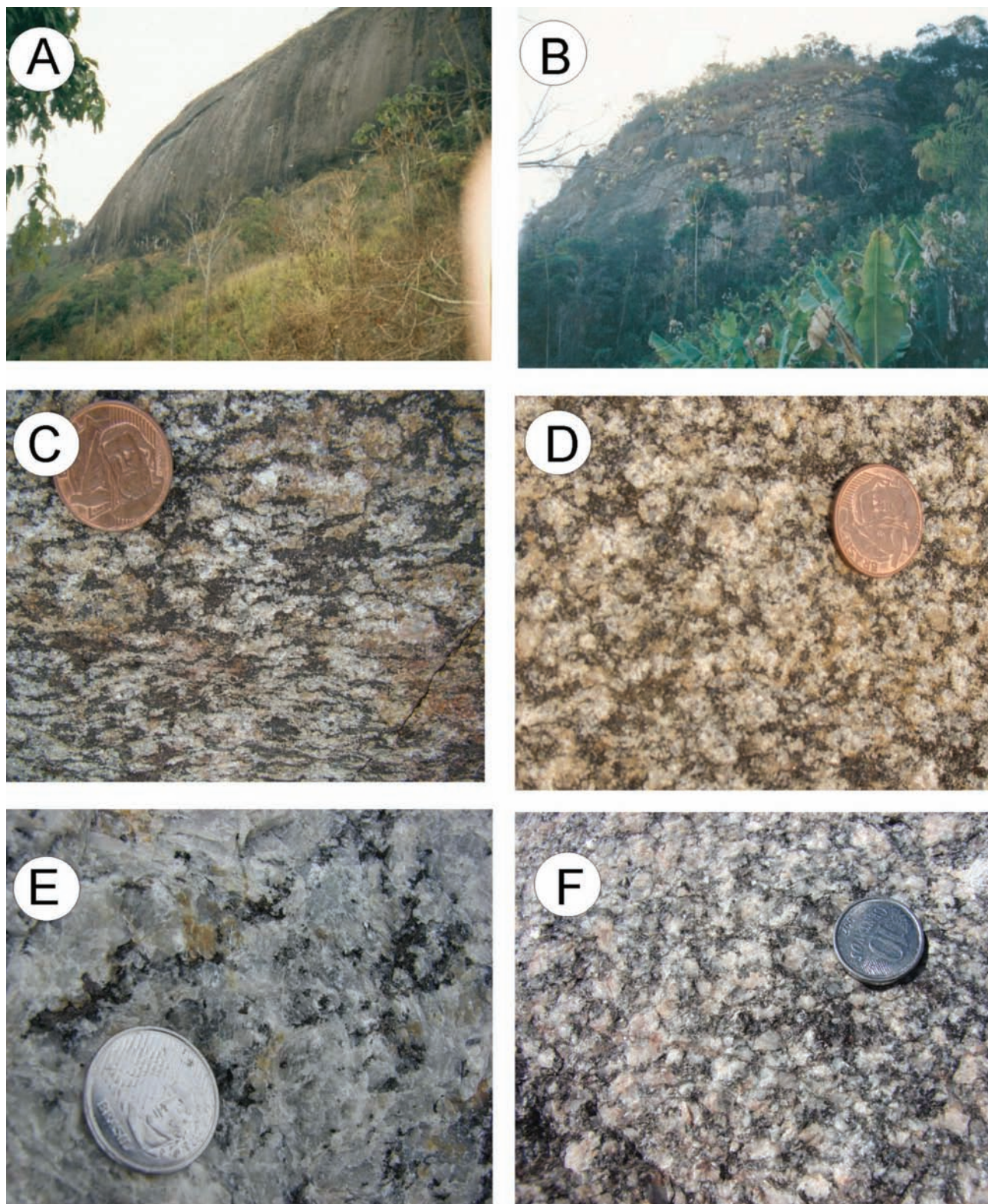


Figura 5.22 Os corpos intrusivos Serra dos Orgãos são holo a leucocrático, (A e B) afloramentos típicos desta unidade; (B e C) F granodiorito; (D) à granito; (E) tonalítico

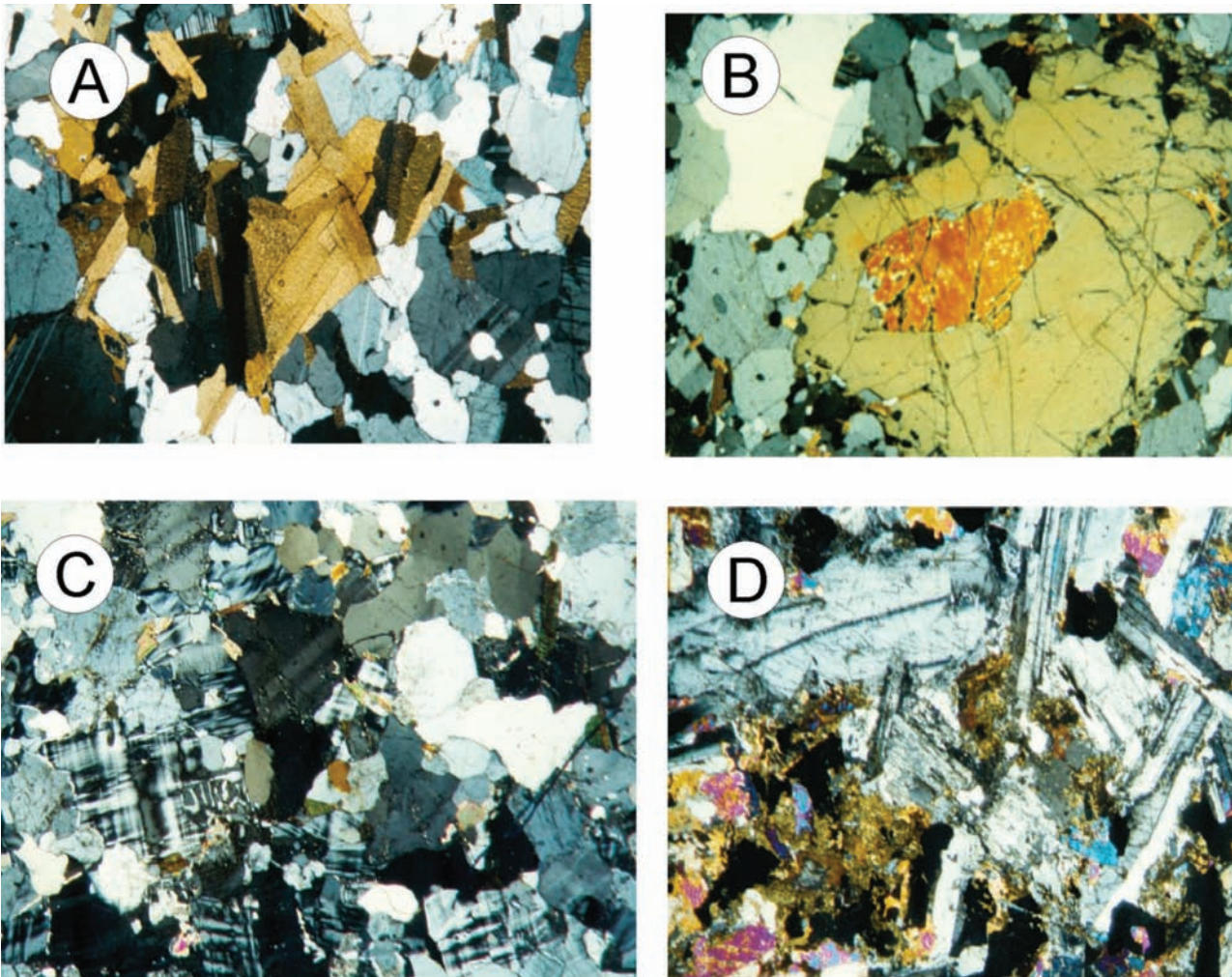


Figura 5.23 Feições microscópicas das rochas da Suite Serra dos Orgãos. (A) grão médio e textura homófona nas facies granodioríticas e (B) tonalíticas. Em (C) bandas félsicas. (E) Enclaves microgranulares e de hornblenda gabro

minerais de alteração da augita. Ocorrem como minerais acessórios apatita e zircão. O plagioclásio apresenta hábito tabular sendo idiomórfico e também com terminações hipidiomórficas. Sua granulometria é predominantemente média, porém, alguns são de granulação grossa atingindo dimensões com mais de 5,0mm. As geminações Carlsbar e polissintética ocorrem frequentemente. Os cristais de plagioclásio apresentam um processo de alteração, denominado de saussuritização.

Os cristais de augita formam segregados aciculares, com geometria dos grãos hipidiomórficos. A biotita e a uralita são produtos da alteração da augita, a partir de suas bordas. Os minerais opacos ocorrem com geometria xenomórfica e estão associados com a augita. Os cristais de apatita são de hábito hexagonal e prismático. A geometria de seus grãos são idiomórficos e de granulometria fina (<1 mm). Em termos de volume, tem-se que a contagem realizada por estimativa visual a partir de 10 visadas, mostra que o plagioclásio perfaz cerca de 45%; a augita 25%; a uralita cerca de 25%; quartzo cerca de 10%; os minerais opacos cerca de 5%; pigeonita cerca de 4% e a apatita 1%.

As amostras de composição granítica (Figura 5.25) foram agrupadas segundo as suas características mineralógicas semelhantes e foram classificadas como biotita granito. Apresentam textura inequigranular seriada com granulação variando de fina até grossa. A mineralogia essencial das amostras 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. Na primeira os cristais são xenoblásticos de granulometria média e com sistemática extinção ondulante e invariavelmente límpida. Na segunda ocorre incluso em plagioclásios e K-feldspatos, possuem formas arredondadas. Sua granulação nestes grãos é fina. A microclina ocorre como cristais de hábito tabular, hipidiomórfico a xenomórfico e apresenta frequentemente textura pertítica. Seus grãos possuem geminação difusa e às vezes por Carlsbar.

O plagioclásio apresenta composição andesítica (An60-Ab40). Seus grãos apresentam restos da

geminção polissintética e contém abundância em gotas de ex-solução. Estão frequentemente alterados e exibem um denso processo de nuvem saussurítica. O ortoclásio é de hábito tabular, hipidiomórfico e de granulometria média. Está em contato retilíneo com plagioclásio e forma borda de reação com formas vermiformes (mirmequita) e apresenta textura pertítica. Ocorre como palhetas de hábito planar com terminações xeno a hipidioblásticas. Nota-se a substituição total ou parcial para clorita e por vezes para muscovita formando pseudomorfos.

A allanita ocorre como mineral acessório idiomórfico de hábito hexagonal e de granulometria fina (aproximadamente 0,8mm). Apresenta leve pleocroísmo e está em contato retilíneo, fraturando

grãos dos minerais félsicos como: microclina, plagioclásio, ortoclásio e quartzo. Os cristais de apatita são de hábito hexagonal, idiomórficos e de granulometria fina (<1mm). O zircão apresenta formas arredondadas à sub arredondadas e frequentemente ocorre incluso na biotita. A titanita possui formas arredondadas à sub-arredondadas. É de granulometria fina e associa-se a biotita. Em termos de volume, tem-se que a contagem realizada por estimativa visual a partir da média entre as amostras, mostra que o quartzo perfaz 35%; microclina 30%; plagioclásio 10%; ortoclásio 7%; biotita+muscovita+clorita 7%; allanita 5%; minerais opacos 3%; titanita 2%; zircão e apatita ocorrem como elementos traços.

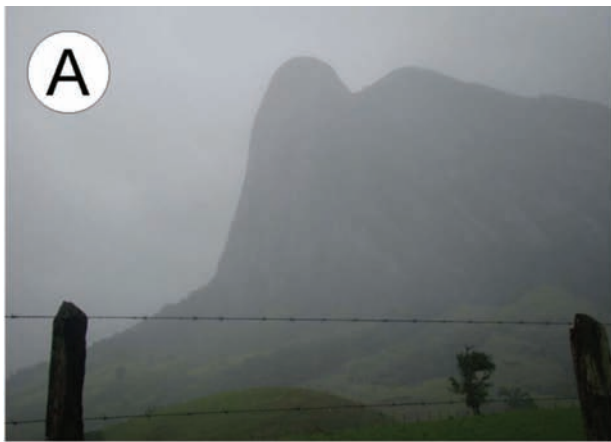


Figura 5.24 Feições de campo do granito Sana

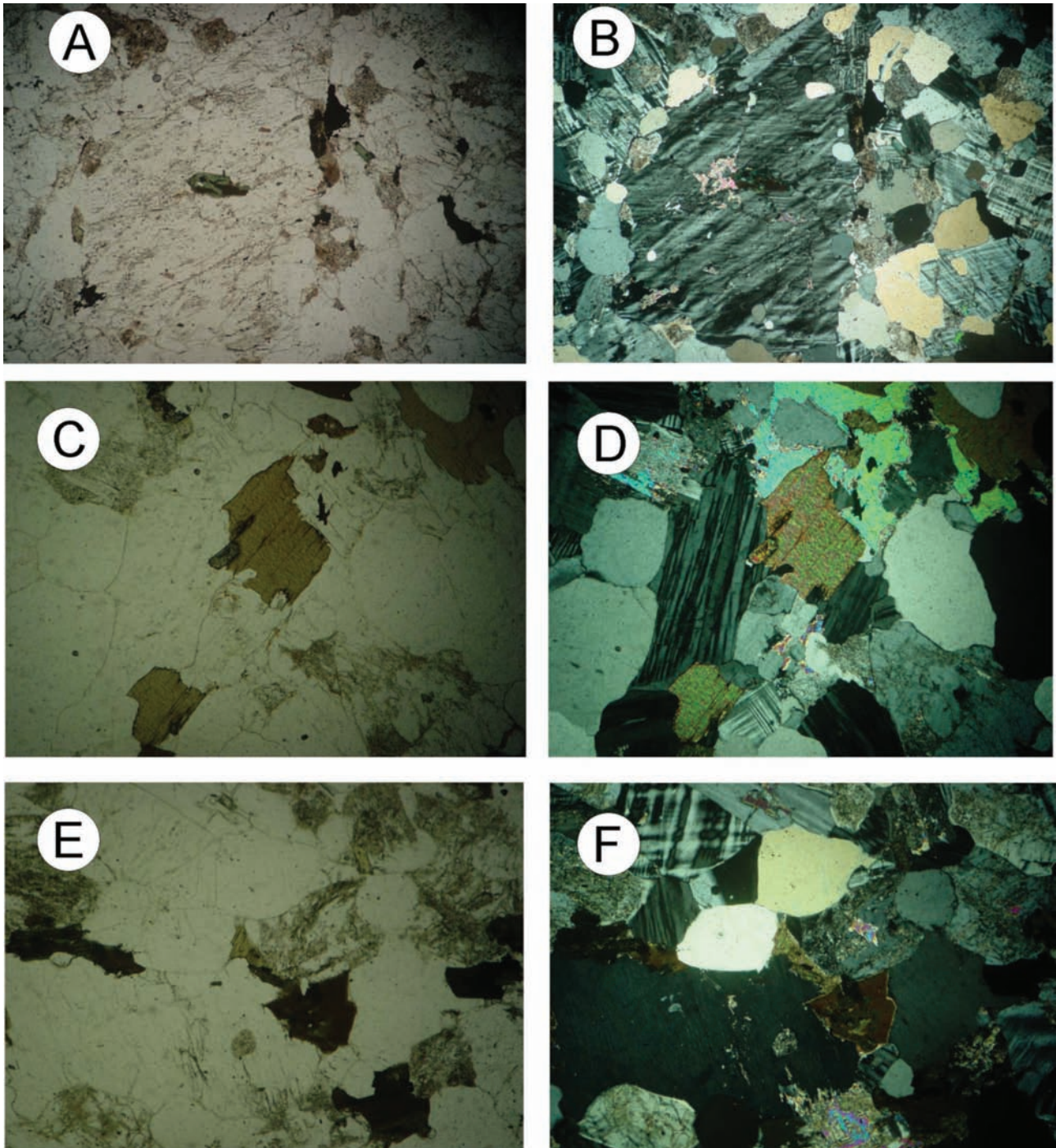


Figura 5.25 Aspectos petrográficos do Granito Sana: Ocorre inclusões de biotita cloritizada e muscovita nos grãos de microclina (A e B, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente), freqüente associação mineralógica entre: biotita + muscovitade origem primária + titanita, (C e D, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente). Presença constante de saussuritização nos grãos de feldspato (G e H, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente)

5.13 - DIQUES MÁFICOS

Os diques de composição básica são observados em várias porções da Folha Casimiro de Abreu. Estas rochas exibem texturas intersticiais e subofíticas, e também textura porfírica. A assembléia mineral é homogênea e consiste principalmente de plagioclásio, dois clinopiroxênios (augita e provavelmente pigeonita) e fase opaca. Olivina é muito rara. A maioria das rochas em

termos petrográficos é classificada como basalto, mas ocorre também diabásio. Os diques têm direção predominante NE-SW e as regularidades nas direções dos diques permitem caracterizá-los como um enxame distensivo linear.

Diques de rochas básicas ocorrem localmente na borda sudoeste do monzogranito Sana. Diversos corpos de rochas classificáveis como diabásio, presentes em forma de diques, foram detectados na área. Estas rochas são mais novas que toda

a seqüência descrita e possivelmente originada durante ao período de reativação Waldeniana da plataforma brasileira (Almeida 1969).

Aspectos de campo

Os diques se dispõem na sua maioria verticalizados e exibem mergulho para sudeste. Localizam-se preferencialmente segundo direção N45E e possuem espessura variando de poucos metros a cerca de 150 metros. Seus alojamentos estão relacionados com as zonas de cisalhamento dúctil-rúptil que ocorrem por toda a área. Estes diques ora apresentam-se na mesma direção que estas zonas, e ora perpendicular as mesmas (Figura 5.26). São rochas que apresentam granulação fina a média, de coloração escura quando não decompostas, a marrom tijolo quando decompostas. A meteorização dos diques ocorre frequentemente, e expõe matacões com esfoliação esferoidal.

Petrografia

Ao microscópio a rocha consiste predominantemente de plagioclásio, piroxênio (augita), quantidades variáveis de anfibólio originados da uralitização da augita, quartzo, minerais opacos, apatita, titanita, biotita e por vezes olivina (Figura 5.27). Mostra uma trama intergranular, expressada pela presença intersticial dos grãos de augita em relação às ripas de plagioclásio. Por vezes, a trama é subofítica.

O plagioclásio raramente é fresco. Exibe um processo de alteração que resultam em saussurita. O processo afeta os grãos de modo irregular, podendo ser parcial a total. Em geral os grãos têm forma de ripas prismáticas alongadas sem qualquer orientação, em alguns casos os cristais são aciculares. O plagioclásio é geminado segundo Albita com combinação Albita-Carlsbar. Ocasionalmente os cristais são zonados. E em alguns casos os grãos exibem intercrescimento mirmequítico.

O piroxênio é augita, ocorre intergranularmente em relação ao plagioclásio. Os cristais são prismáticos com contatos irregulares e frequentemente se agrupam formando agregados. Altera-se marginalmente ou em partes irregulares no interior dos grãos, em anfibólio (uralita). Parte do produto de alteração é biotita, também parcialmente alterada para clorita. Inclusões de plagioclásio ocorrem frequentemente nos grãos de augita.

A olivina é um mineral incomum e ocorre em cristais idiomórficos a irregulares. Alguns grãos mostram-se totalmente alterados. A apatita aparece em prismas longos e com hábito hexagonal.

Petrogênese

Diques de composição básica são encontrados em várias porções da Folha Casimiro

de Abreu. Estas rochas exibem texturas intersticiais e subofíticas, também textura porfírica. As rochas descritas nesta Unidade são correlacionáveis ao intenso magmatismo toleítico que acompanhou a reativação da porção sul-sudeste da Plataforma Brasileira, que culminou na separação continental entre a América do Sul e África (Almeida 1967, 1969, 1986; Schobbenhaus *et al.* 1984).

Esse magmatismo que teve sua expressão máxima nos derrames da Bacia do Paraná, com idades de 137-127 Ma (Turner *et al.* 1994), caracterizou-se, nesse segmento do Cinturão Ribeira, pela intrusão de um enxame de diques de diabásio denominado Santos-Rio de Janeiro (Renne *et al.* 1996), com idades de 134-129 Ma (Regelous 1990, Deckart *et al.* 1998).

No *Graben* da Guanabara os diques de diabásio se concentram principalmente na borda sul, nos maciços litorâneos, onde ocorrem em "enxames" de direção NE, separados um do outro por 15 km, em média, nos municípios do Rio de Janeiro, Niterói, Maricá e Saquarema; subordinadamente ocorrem em diques com direção ENE e, mais raramente, com direção NW, E-W e N-S (Ferrari 1990). São diques com poucos metros até quase uma centena de metros de espessura, que se prolongam desde algumas centenas de metros a poucas dezenas de quilômetros. No interior do *graben* estes diques são menos numerosos e podem ser seguidos, por magnetometria, sob a Formação Macacu e os sedimentos Pré-Macacu (Rodrigues & Haralyi 1984). Na borda norte eles também são menos numerosos que na borda sul e mostram orientação NE predominante (Ferrari 1990).

As orientações dos diques de diabásio, medidas a partir dos mapas geológicos e abrangendo uma área entre Angra dos Reis, a oeste, Macaé, a leste, e a divisa entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais, ao norte, por Silva *et al.* (1996), forneceu a indicação de uma marcante concentração segundo a direção NE-SW. Esta direção preferencial indica a posição de esforço máximo paralelo a ela e a posição do tensor mínimo de esforços, σ_3 , ortogonal.

As atitudes desses diques, medidas na borda sul do *Graben* da Guanabara junto ao litoral, apresentam predominantemente mergulhos altos (Ferrari & Riccomini 2000). A presença de falhas e microfalhas de caráter direcional, nas bordas e no interior de alguns desses diques, além do arranjo escalonado apresentado localmente, levou Ferrari & Riccomini (2000) a sugerirem que a sua intrusão deu-se sob um campo de paleotensões direcional, a partir de um binário sinistral de direção E-W.

Ressalta-se que os diques de diabásio que ocorrem na área do *Graben* da Guanabara são, na média, mais contínuos e mais espessos do que os diques de rochas alcalinas do Cretáceo Superior e Paleógeno (Porto Jr. *et al.* 1989; Ferrari 1989, 1990; Valente *et al.* 1991, 1992; Valente 1997).

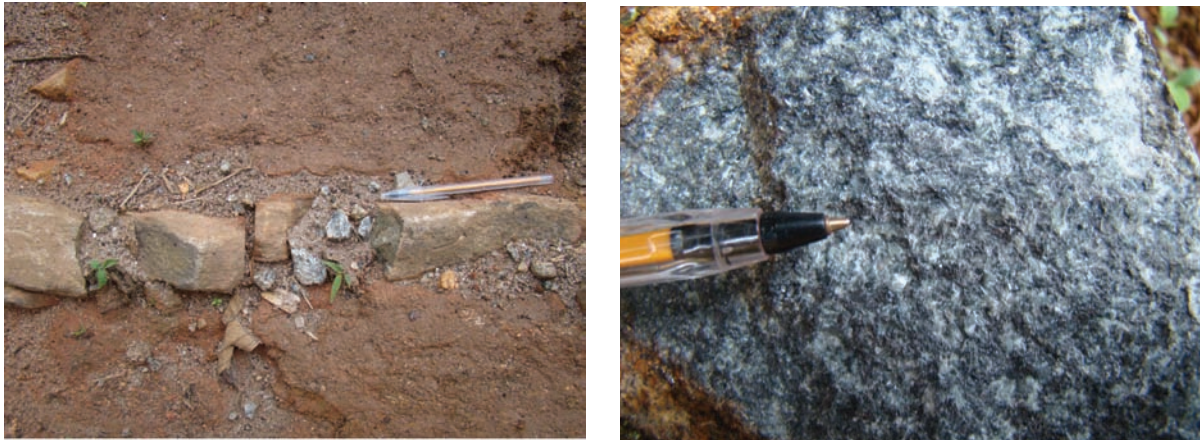


Figura 5.26 feições de campo dos diques máficos

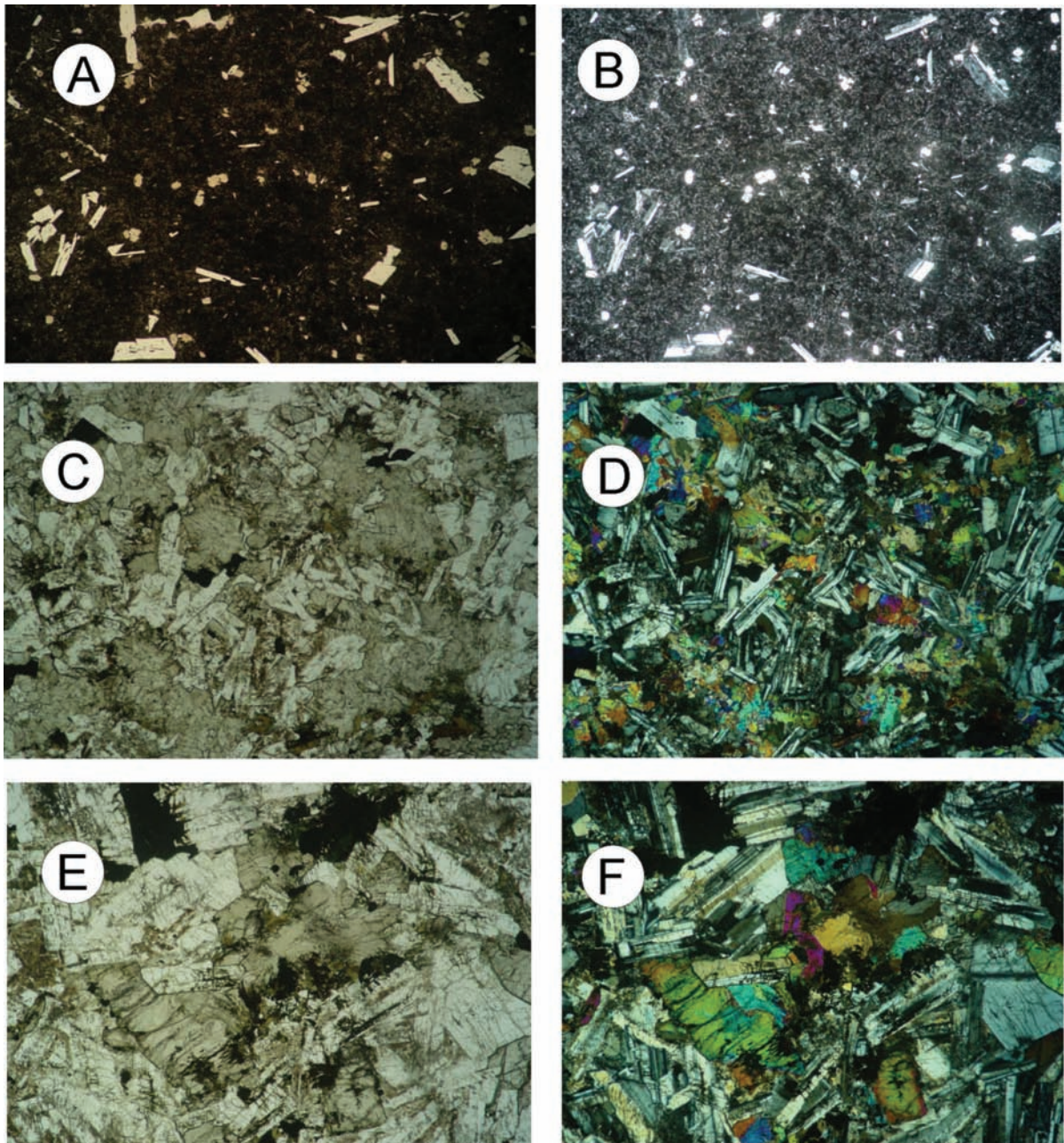


Figura 5.27 Dique máfico de composição basáltica (A e B, com nicóis paralelos e cruzados respectivamente) com uma massa muito fina com “rippas” prismáticas e alongadas de plagioclásio dispersa por toda a lâmina. Diques máficos (C, D, E e F) de diabásio com predomínio de plagioclásio, piroxênio (augita), anfibólio (uralita) e quartzo. O piroxênio ocorre em segregados de augita alterando-se marginalmente ou em partes irregulares no interior do grão em anfibólio (uralita)

5.14 - DIQUES ALCALINOS

Na área ocorrem rochas alcalinas Meso-Cenozóicas (KT) na região associadas segundo Silva *et al* (2001) a plutonismo alcalino (*pipes, stocks e plugs*). Estas rochas concentram-se preferencialmente na região litorânea centro-sudeste do estado. Esse evento magmático está relacionado à Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967, 1969) na Província Serra do Mar (Almeida, 1983).

O Maciço Alcalino do Morro do São João (Mota *et al.*, 2009) ocorre nos limites sul da Folha Casimiro

de Abreu e as intrusões alcalinas observadas podem estar relacionadas a esta grande intrusão alcalina, compreendendo diques radiais ou não.

A maior parte das intrusões alcalinas ocorre sob a forma de diques (Figura 5.28). Valença (1975) descreveu rochas de composição básica, associadas aos maciços do Morro de São João e da Ilha do Cabo Frio. Dentre as rochas alcalinas sieníticas, o autor destacou sienitos nefelínicos, pulaskitos ou umptekitos ligeiramente sub-saturados ou saturados e foiaítos. Não foram realizadas lâminas para estudos petrográficos pelo estado decomposto das rochas observadas.

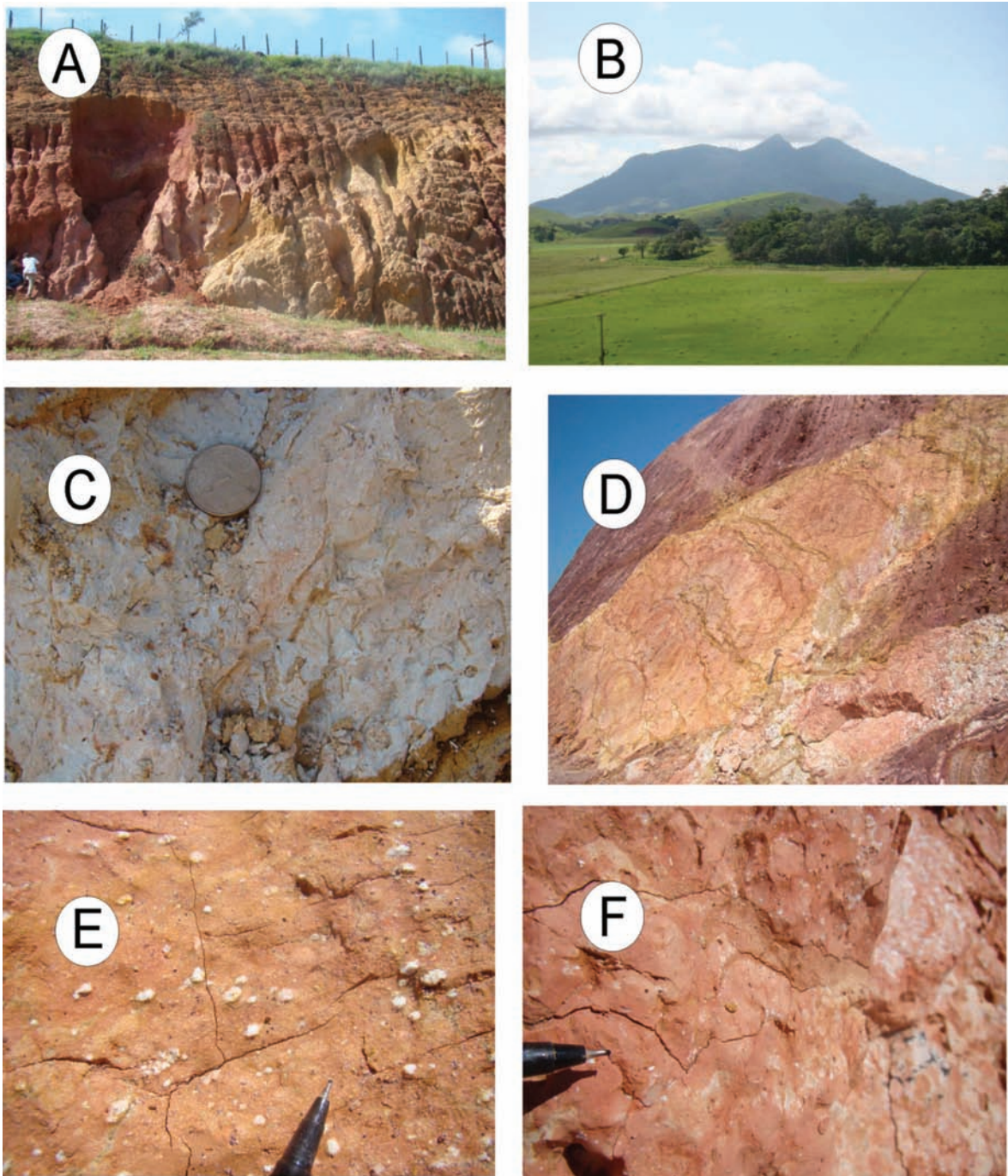


Figura 5.28 Diques alcalinos (A) observados a londo da BR Rio-Vitória próximos a intrusão alcalina Morro do São João. O diques traquíticos podem ser isotrópicos (C e D) ou porfiríticos (E e F)

5.15 - SEDIMENTOS QUATERNÁRIOS

São sedimentos inconsolidados que ocorrem nos fundos de vale em regiões planas tendo uma concentração maior na região sul-sudeste cobrindo os metassedimentos da Unidade Búzios e nos entornos da Suíte Sana. Na região podem ser identificados três tipos de coberturas, “*in situ*” ou transportadas, que sobrepõe e escondem o substrato rochoso: Aluviões, Seqüência de Blocos e Matacões, e Solos Residuais (Figura 5.29).

Os primeiros são compostos por sedimentos transportados inconsolidados, de granulometria variada, provavelmente de idade Quaternária relacionados a depósitos fluviais. Afloram nas proximidades dos canais e córregos formando áreas planas e ocorrendo em toda a área. Tem espessuras inferidas, variando desde centímetros até poucos metros.

A Seqüência de Blocos e Matacões ocorre na porção oeste e central da área, associado aos leitos dos rios de médio porte. Estas áreas provavelmente estão associadas ao recuo da encosta, por efeito erosional ou ainda a paleocanais antigos originados em drenagens formadas em regime fluvial mais intenso. Atualmente, a energia necessária para movimentar estes grandes matacões parece incompatível com o regime fluviométrico atual.

A espessura é variável, mais estimada em menos de uma dezena de metros. Ocorrem coberturas deste tipo, em menores extensões, nas proximidades do rio do Aleixo, dentro da área de pesquisa. O poço observado evidencia a espessura de 11 metros de coberturas deste tipo. Esta formação é compatível com aquelas descritas por Ferrari (2002), como depósitos de lama e enxurradas, preenchendo a bacia estrutural de Macacu. Importante observar que a área pesquisada está localizada no limite NE/E do graben da Guanabara, nas zonas de cabeceira das drenagens que foram capturadas por esta feição tectônica.

Os Solos Residuais estão relacionados à alteração dos tipos rochosos existentes, “*in situ*”. Ocorrem genericamente em toda a área, sendo

normalmente menos espessos nas porções com maior declividade, ou seja, nas encostas e topos de morros. São compostos por material silto-areno-argiloso com espessuras variando até 5 metros.

Ainda podem ser individualizados Depósitos de Tálus nos sopés de alguns morros, com declividade alta. São coberturas típicas, formadas pela queda de material das encostas, normalmente por gravidade, potencializado por processos físicos e químicos naturais de deterioração das rochas e solos. Estes materiais se acumulam nos flanco das encostas, apresentando intensa variação composicional e granulométrica (desde matacões até argilas).

Os sedimentos quaternários, que se constituem de aluviões fluviais e marinhos (restingas), dominam a porção sul da folha mapeada. Os primeiros são representados pelos sedimentos das baixadas atuais dos rios, em parte alagáveis nas marés altas ou nas épocas de chuvas. Trata-se de material argilo-arenosos com muita matéria orgânica e em parte assentado sobre as restingas. Estão restritos às bacias dos rios São João, das Ostras e Una. São constituídos, predominantemente, de argilas pretas que podem transicionar com as restingas.

Nas valas de saneamento, encontram-se pequenos leitos de conchas e areias típicas de restingas. Isto acontece próximo as zonas de transição, mostrando que grande parte das restingas está coberta pelos aluviões. Por outro lado, tem-se grande extensão de argila pura ou quase pura.

Os sedimentos marinhos são representados pelos cordões litorâneos, aqui denominados restingas. Estão restritos às faixas fora das inundações atuais. São constituídos, essencialmente, de areias moderadamente selecionadas e, as vezes, muito localmente misturadas a um pouco de argila e matéria orgânica. É muito comum, também, o aparecimento de alguns leitos de seixos intercalados nessas areias.

Os sedimentos fluviais são arenosos e finos de planície de inundação, depósitos de várzea e fluviais, inconsolidados que ocorrem nos fundos de vale em regiões planas tendo uma concentração maior na região sul-sudeste cobrindo os metassedimentos da Unidade Búzios, Região dos Lagos e Granito Sana.

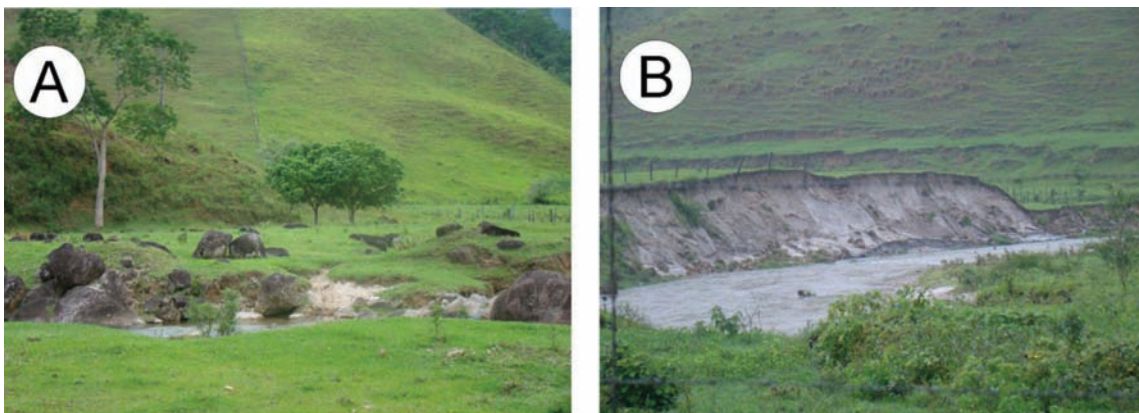


Figura 5.29 Fotografias de sedimentos Quaternários na Folha Casimiro de Abreu

6 – GEOLOGIA ESTRUTURAL METAMORFISMO E TECTÔNICA

6.1 - INTRODUÇÃO

A evolução estrutural do Orógeno Ribeira pode ser descrita com base em modelo evolutivo de tectônica em regime predominantemente transpressivo.

A convergência crustal entre os diferentes terrenos ocorreu principalmente pela deriva de orientação E-W, que são registrados nas diferentes rochas pela atuação de zonas de cisalhamento dúcteis de alto a baixo ângulo e dobras associadas à fase de deformação principal no momento da colisão (Figura 6.1). Nos estágios mais tardios desta colisão, se desenvolveu uma convergência oblíqua com deformação distribuída ao longo de todo o Orógeno.

As estruturas originadas durante a colagem brasileira neste Orógeno foram subdivididas com

base em critérios geométricos e na sua relação com o metamorfismo regional. Deste modo, são caracterizadas quatro fases de deformação distintas: D1, D2, D3 e D4, e dois episódios de metamorfismo: M1 e M2 (Heilbron 1993; Heilbron *et al.* 1994), onde a região de Casimiro de Abreu registra parcialmente estas deformações.

Os elementos estruturais observados na região de Casimiro de Abreu foram subdivididos nos seus respectivos regimes tectono-estruturais: Plástico e Rígido. A região apesar de apresentar grande quantidade de blocos e matacões, distribuídos em diferentes terraços aluviais, que ocorrem em distintos compartimentos tectônicos, apresenta esporadicamente afloramentos rochosos que serviram de base para a confecção e interpretação dos principais *trends* estruturais.

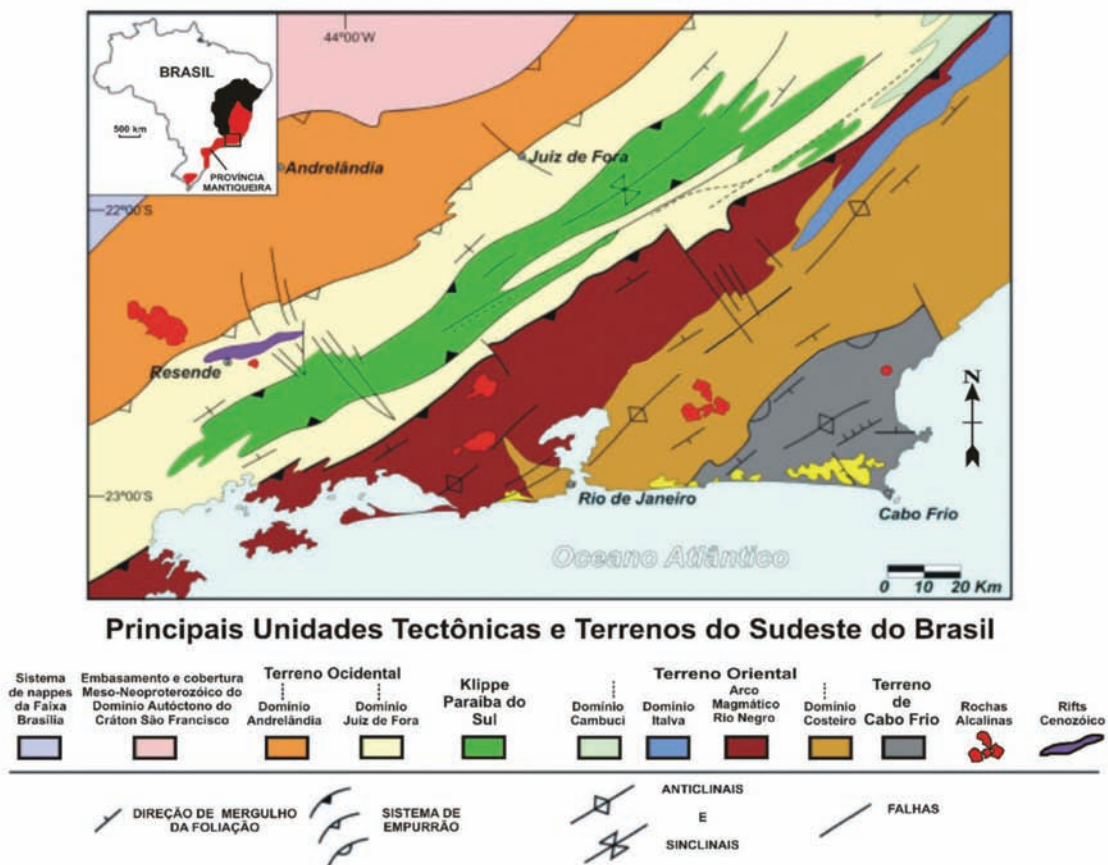


Figura 6.1. Distribuição das principais Unidades Tectônicas do Sudeste Brasileiro, em destaque a área estudada neste trabalho. Mapa geológico extraído de Heilbron, 1994

Neste aspecto devem ser ainda abordados os grandes traços estruturais, muito marcantes em toda a região, que destacam as principais descontinuidades associadas à Orogênese Brasileira e Búzios, representadas por:

Sistema de falhas de empurrão de Juiz de Fora – Caratinga (Serra da Mantiqueira), que indica vergência do Cinturão de Dobramentos na direção do Craton do São Francisco NNE (Fonseca *et al.* 1979; RADAMBASIL 1983).

Sistemas de Falhas Transtrativos Destrais NW/SE Cordeiro - Lumiar, reunindo feixes de falhas ortogonais ao Orógeno Ribeira com extensão da Folha Casimiro de Abreu à Folha Cordeiro.

O estilo estrutural geral da região de Casimiro de Abreu obedece ao padrão regional de estruturas e lineamentos com direção predominante N30-60E, que coincide com a conjugação de dois grandes sistemas de falhas que localmente se interceptam. Estes dois sistemas podem ser enunciados como NE e ENE.

Na porção mediana da Folha Casimiro de Abreu, os lineamentos do quadrante NE-SW sofrem distinta inflexão de ENE para NE, próximo

à região de ocorrência do plúton principal da Suíte Intrusiva Sana (SIS).

Associado ao sistema ENE ocorre uma importante concentração ou zona de ocorrência de plútons graníticos menores (satélites), alongados na mesma direção deste sistema, que pode ser interpretado como regime oblíquo extensional tardio ao alojamento da Suíte Intrusiva Sana (pós-tectônico). As características composicionais e texturais dos satélites individualizados por esta atividade tectônica na Folha Quartéis são semelhantes ao plúton principal, entretanto pode ser observada localmente deformação incipiente nas bordas do Granito Peroba e Frade, na região de Crubixais (Figura 6.2).

Além desta direção preferencial, também ocorrem morfoestruturas de direção N40-50W, ortogonais aos lineamentos NE/SW. Este mesmo sistema é observado em caráter regional por outros autores, como Liu *et al.* (1976); Liu (1987) e Nummer (2001). São observadas ainda, na macro-região, estruturas enquadradas nos sistemas N - S e, E - W, provavelmente herdadas de ciclo pré-Brasiliano como referenciadas por Machado & Demange (1990).

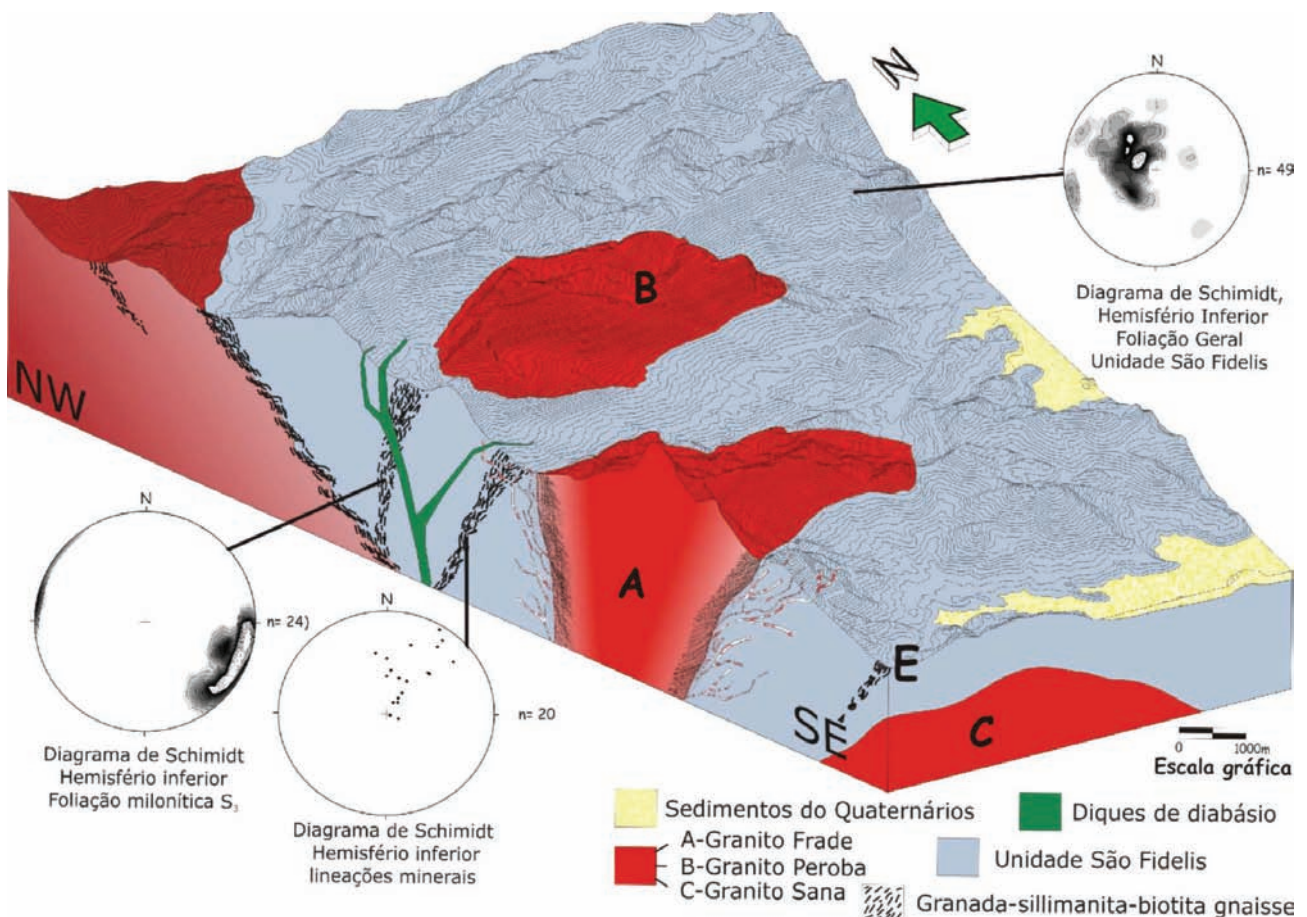


Figura 6.2. Bloco diagrama esquemático com as principais relações estruturais e de contato dos corpos graníticos intrusivos Frade (A), Peroba(B) e Sana(C) da Suíte Intrusiva Sana (SIA), na região de Crubixais, Macaé (Escala gráfica). Adaptado de Souza *et al.* 2008

Os trabalhos específicos com enfoque estrutural realizados na área da Folha Casimiro de Abreu, na escala 1:100.000 são raros. São dados esparsos que estão inseridos no contexto das Folhas Quartéis, Cordeiro, Casimiro de Abreu e Trajano de Morais, na escala 1:50.000.

Trabalhos pioneiros realizados por Oliveira & Leonardos (1940) fazem alusão à orientação de gnaisses na região de Macuco, que predomina na direção N45°E com mergulhos verticalizados. Posteriormente Rosier (1957) realiza estudos sistemáticos sobre as rochas pré-Cambrianas do Estado do Rio de Janeiro, gerando nessa ocasião um esboço geológico para quase todo o estado, cujos traços geológicos principais são ainda válidos atualmente. Neste importante trabalho, define a Série Paraíba e caracteriza para a região um sistema complexo de *nappes* superpostas, pertencentes a uma orogênese “antecambriana”, de estilo tipicamente alpino. Na sua interpretação tectônica considera as rochas da Faixa Cordeiro - Cantagalo como pertencentes a duas grandes *nappes*, as quais denominou de *Nappe* Desengano, inferior, e *Nappe* da Serra dos Órgãos, superior.

Em 1965, Rosier apresenta um esquema estrutural simplificado e reconhece a insuficiência de dados existentes há época, entre a Serra do Mar e a tectônica dos Alpes Penínicos da Suíça. Define a Série Paraíba-Desengano, separando as seguintes Faixas e Séries, com suas respectivas situações geotectônicas: Faixa Saquarema - Cabo Frio - Macaé (Pós-País), Faixa Maricá - Conceição de Macabu (borda do geossinclinal), Faixa Rio Bonito - Lumiar, Série Paraíba - Desengano, Faixa Pedra Lisa, Serra dos Órgãos e Faixa Eugenópolis - Caparaó.

A Faixa Rio Bonito - Lumiar que ocorre na Folha Casimiro de Abreu é também abordada no relatório técnico no Projeto Faixa Calcária Cordeiro-Cantagalo (Matos, 1980) Neste relatório técnico são estabelecidas unidades litológicas básicas de mapeamento, agrupadas em Complexos I e II e conjunto indiviso, no qual o Complexo II agrupa rochas parcialmente transformadas, representadas por gnaisses kinzigíticos estromáticos e gnaisses granitóides. A tectônica compressiva e ruptural gerou fundamentalmente os grandes dobramentos e falhamentos impressos ao conjunto. As macroestruturas do tipo anticlinório e sinclinório expõem uma configuração em mega-anticlinório para a região abrangida neste projeto. Extensos falhamentos como aqueles identificados nas imagens tratadas pela análise geofísica, afetam várias unidades e desenvolvem faixas cataclásticas, localmente miloníticas, com direção preferencial noroeste.

Neste sentido, vários pesquisadores tentaram caracterizar as principais feições estruturais da região em foco, o que permitiu um avanço no conhecimento da evolução geológica da área. Entre estes autores pode-se citar Ebert (1968) que

propõem a presença de uma estrutura regional em forma de leque, observada entre o sul de Minas Gerais e o noroeste do estado do Rio de Janeiro, caracterizada pela mudança de vergência da estrutura regional. Em 1968, Cordani *et al.* contestam a interpretação tectônica de Rosier e Ebert, e apresentam hipótese diferente baseada em resultados parciais radiométricos, e no ano seguinte Delhal *et al.*, estabelecem a existência de duas orogênias no Cinturão Paraíba mais ao norte.

Em adição, Braun (1972 e 1975) caracterizou pela primeira vez a presença de megazonas de cisalhamento regionais e considerou a associação de sinformas e antiformas com megafalhas rúpteis e zonas de falhas transcorrentes profundas, enquanto Machado Filho & Gomes (1972) elencam uma configuração tectônica em mega-anticlinório. Em 1978, são publicados os resultados obtidos por levantamento geológico básicos, na escala 1:50.000, que envolve a Folha Trajano de Morais, executados pela empresa Geosol – Geologia e sondagens, dentro Projeto Cartas Geológicas desenvolvidos pelo Departamento de Recursos Minerais - DRM.

Os trabalhos de Heilbron *et al.* (1991, 1993, 1994, 1995) consideram a evolução tectônica do segmento central da Faixa Ribeira de idade brasileira, incluindo a formação da megassinforma do Paraíba do Sul (Heilbron 1990), relacionada a um modelo tectônico evolutivo em dois estágios: o primeiro de convergência frontal e o segundo com convergência oblíqua. No primeiro estágio, as deformações seriam inicialmente contínuas, fases D1 + D2, e metamorfismo M1 contemporâneo, com formação de dobras recumbentes em bainha, estruturas duplexes e escamas tectônicas superpostas para NW; no segundo estágio, são reativados os empurrões, com verticalização das estruturas preexistentes, implantação de transcorrências discretas e geração da Megassinforma do Rio Paraíba do Sul, ambas relacionadas à fase D3 (Machado 1983 e 1984, Heilbron *et al.* 1991). Esta fase teria sido acompanhada de um segundo metamorfismo (M2), com idade entre 535 e 520 Ma. (Machado N. *et al.* 1996). Segue-se a fase D4, caracterizada pela mudança da direção preferencial dos planos axiais de dobras ortogonais à faixa e pela ocorrência de estruturas eminentemente rígidas em nível crustal raso.

Heilbron *et al.* (1998a, 2000) dividem o Setor Central da Faixa Ribeira em domínios tectônicos ou terrenos Oriental e Ocidental, limitados por importante zona de cisalhamento de baixo ângulo para NW - Limite Tectônico Central (Almeida *et al.* 1998), baseados na elevada proporção de embasamento de idade pré- 1,8 Ga., ocorrência do Complexo Rio Negro (Tupinambá *et al.* 1996) e granitóides pré-colisionais (Tupinambá *et al.* 1998a) no setor Oriental. Na parte central do Domínio Paraíba do Sul caracterizam a existência de uma *klippe*, já anteriormente referida por Trouw (1995).

6.2 - ASPECTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS NA REGIÃO DE CASIMIRO DE ABREU

6.2.1 - Tectônica Plástica

As principais estruturas tectônicas de caráter plástico observadas na região de Casimiro de Abreu são representadas por: bandamento gnáissico com grande representatividade na Unidade São Fidelis, e uma foliação incipiente de pequeno ângulo de caimento, que ocorre próximo à Suíte Intrusiva Sana (pluton principal e seus corpos satélites de menores dimensões); foliação mais pronunciada próximo à zona de contato entre as rochas hospedeiras das Unidades São Fidelis e Trajano de Moraes; foliação milonítica superimposta à foliação S_2 com direção de mergulho predominantemente para NW, correlato à foliação regional S_3 (Heilbron 2000).

Algumas dobras observadas possuem planos axiais concordantes com a foliação regional e eixos com caimento para NE que sugerem vergência para SE. A lineação mineral pode ser representada pelo alinhamento de biotitas orientadas na direção NNE, com caimento moderado no Domínio Tectônico Cordeiro (DTC) e Lumiar (DTL). As *fases deformacionais* D_1 e D_2 correspondem à ocorrência de megaestruturas dobradas em sinformes abertos assimétricos que ocorrem na Folha Cordeiro, e dobramentos assimétricos em Z eixo para NE, que são relacionados ao flanco noroeste de uma megaantiforme assimétrica observada na escala regional.

Estas dobras são visualizadas no DTC – Perfil A-A' - NW/SE no Mapa Geológico, e localizam-se na porção noroeste da região de Casimiro de Abreu e ao longo da Folha Cordeiro. A direção de mergulho da foliação é preferencialmente para NW de caimento moderado. A lineação mineral dessa fase deformacional, de direção preferencial NNE ou NNW, com mergulhos suaves é restrito à Unidade Rio Negro.

As fases D_3 e D_4 representam a atuação do cisalhamento com subsequente rotação do tensor σ_1 de EW para ENE/WSW, que imprime foliação milonítica de direção de mergulho predominante para NW e, SE com mergulhos suaves na Folha Cordeiro. Estes mergulhos são mais elevados no limite com a Folha Casimiro de Abreu.

As *zonas de cisalhamento dúcteis* de baixo a médio ângulo estão associadas a esta fase, principalmente onde algumas rochas do DTC sofrem intenso processo de anatexia, em condições de P e T que correspondem a níveis estruturais mais profundos.

Também estão relacionados às grandes zonas de cisalhamento dúcteis de direção NE-SW, de alto ângulo, o *trend* geral na extensão do Orógeno que exprime a última fase colisional e representa a docagem do Terreno Cabo Frio ao Terreno Oriental.

Algumas zonas de cisalhamento, intensamente milonitizadas possuem caimentos que variam de

médio a alto ângulo, entre 52° e 88°. Estas zonas estão orientadas segundo duas direções preferenciais NE-SW ou ENE-WSW, e se caracterizam por apresentarem uma movimentação predominantemente dextral, registrada pela ocorrência de marcadores cinemáticos do tipo σ (sigma), *boudins* assimétricos e *tension gashes*.

Pequenos corpos graníticos intrusivos associados ao magmatismo tardi a pós-tectônico relacionado à Suíte Intrusiva Sana (SIA), como os granitos São Pedro, Frade e Peroba, estão confinados ao DTL e afetados por zonas de cisalhamento de direção ENE/WSW e NNE/SSW, provavelmente relacionadas ao período de distensão ou relaxamento do Orógeno. O magmatismo da SIA é classificado como pós-tectônico Sin-F4 e tem idade de colocação *c.a.* 492 Ma não condicionado a zonas de cisalhamento dúcteis (Machado 1997).

Na análise estrutural realizada em trabalhos de campo, as zonas de cisalhamento dúcteis ENE/WSW e NNE/SSW, posicionadas nas bordas destes corpos graníticos, imprimem uma geometria elíptica alongada, com presença de brechas, rochas protomiloníticas e miloníticas - que ocorrem ao longo do vale do Rio Sana - e sugerem que as diversas intrusões desta suíte foram geradas de forma contemporânea e possivelmente cogentética, como indicado pelos resultados litogeoquímicos realizados nos pequenos corpos satélites e apresentados no Capítulo 7.

Outra relação, que pode ser considerada, neste caso, refere-se à possibilidade do magmatismo tardio, mais evoluído, ter aproveitado estes condutos tectônicos profundos para o seu posicionamento. Esta questão implicaria em alojamento passivo destes magmas, sem deformação em estado sólido visível. A avaliação final do comportamento deste magmatismo permite enquadrá-lo em alojamento forçado, com estruturas deformacionais de borda muito marcantes, como pode ser observado na Pedra Riscada - Folha Casimiro de Abreu.

6.2.2 - Domínios Tectônicos

Na Folha Casimiro de Abreu é identificado centenas de lineamentos estruturais por imagens de satélite e foto-interpretção, posteriormente analisados em campanhas de geologia. O principal sistema de lineamentos tem direção NW - SE. Também podem ser observado no campo, com menor intensidade orientações de lineamentos com direções aproximadas E - W. Estas últimas estão marcadas por drenagens de menor porte que ocorrem disseminadas pela Folha Casimiro de Abreu.

Em função de suas características tectono-estruturais, como padrões ou comportamentos reológicos distintos, arranjo e associação das estruturas tectônicas, a região de Casimiro de Abreu pode ser dividida em Domínios Tectônicos assim descritos:

Domínio Tectônico Cordeiro (DTC - Noroeste da Folha Casimiro de Abreu)

Neste domínio podem ser individualizados dois tipos de foliação: uma foliação mais antiga, denominada S_1 , e outra mais nova, S_2 . A primeira foliação corresponde a um bandamento metamórfico diferenciado, caracterizado por apresentar leitos quartzo-feldspáticos, descontínuos, centimétricos a decimétricos, que se alternam com leitos máficos enriquecidos em biotita e anfibólio, milimétricos a centimétricos.

Associado a este bandamento, são observadas dobras intrafoliais, apertadas a isoclinais, com charneiras espessas e flancos adelgaçados.

Análise Geométrica do Domínio Tectônico Cordeiro

A análise geométrica dos estereogramas permite expor as seguintes considerações: o conjunto de dados da foliação S_2 para este domínio, mostra

uma orientação principal ENE, com mergulhos sub-verticais a moderados para NW (Figura 6.3a). A foliação S_2 apresenta uma direção geral semelhante à foliação anterior S_1 , porém com uma disposição próxima de uma guirlanda, que sugere a presença de dobras com orientação média N70E/10. As foliações S_1 e S_2 apresentam como características principais um forte paralelismo entre as direções preferenciais com acentuada divergência nos valores angulares de mergulho e composições de minerais metamórficos semelhantes com graus de cristalinidades distintas.

Os dados de lineação mineral em biotita contida na foliação S_2 apresentam grande dispersão no estereograma, porém exibem caimentos suaves para os quadrantes NE e NW, com geração de *trend* ENE (Figura 6.3b).

Domínio Tectônico Trajano de Moraes (DTTM - região central)

Corresponde ao domínio representado pela ocorrência de rochas da Unidade Trajano de

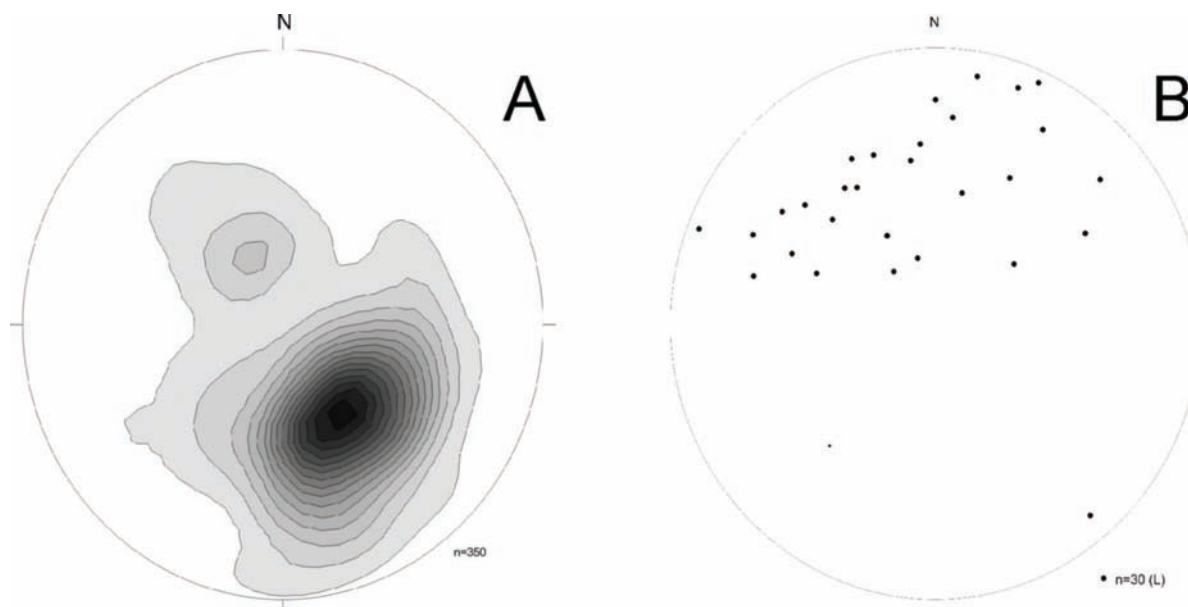


Figura 6.3. O Diagrama de Equiárea de Schmidt, hemisfério inferior, exibe uma orientação principal N75E, com mergulhos subverticais a moderados para NW. (A) A foliação S_2 apresenta uma disposição próxima de uma guirlanda, que sugere a presença de dobra com orientação de eixo N70E/10. Os dados da lineação mineral em biotita, contida na foliação S_2 , apresentam grande dispersão no estereograma, porém exibem caimentos suaves para os quadrantes NE e NW, com geração de *trend* ENE (B)

Morais. É caracterizado pelo desenvolvimento de dois tipos de foliações: uma magmática e outra deformacional. A primeira é observada na porção sul deste domínio, sendo preservada da atuação de esforços tectônicos principalmente nas porções centrais. Estas foliações possuem orientações concordantes e correspondem à foliação S_2 dos gnaisses do Domínio Tectônico Cordeiro.

A análise geométrica da foliação tectônica define uma orientação média N45E com mergulhos

sub-verticais. Contudo, nota-se uma dispersão dos pólos na borda do estereograma num intervalo aproximado de 30°. A comparação destes dados com o estereograma da foliação S_2 sugere um giro anti-horário dos vetores desta foliação.

Os dados da lineação de estiramento mineral mostram duas concentrações: uma, dominante, no quadrante ENE, e outra, secundária, no quadrante WSW, provavelmente relacionado a um modelo de dobramento tipo cônico.

Domínio Tectônico Lumiar (DTL - sudeste da Folha Casimiro de Abreu)

Este domínio corresponde à região essencialmente constituída por metassedimentos e granitóides pós-tectônicos. A orientação geral da foliação principal S_2 é ENE, com mergulhos subverticais e moderados para SE. O comportamento estrutural deste domínio é muito semelhante ao do DTC, sendo, porém caracterizado apenas um tipo de foliação, que corresponde à foliação S_2 do citado domínio.

Estes dados evidenciam uma boa correlação da trama estrutural entre os Domínios Cordeiro e Lumiar, onde a foliação S_2 exibe orientações divergentes em quadrantes opostos, que compõem os flancos do mega-antiforme de Trajano de Moraes. Os estereogramas destes domínios associados às observações de campo confirmam a existência desta mega-estrutura.

Este domínio corresponde à região essencialmente constituída por metassedimentos e granitóides da Suíte Intrusiva Sana. A direção geral desta foliação é ENE, com mergulhos suaves a moderados para SE.

O comportamento estrutural deste domínio é muito semelhante ao Domínio Tectônico Cordeiro (NW) sendo, porém, caracterizado apenas uma foliação principal penetrativa, que corresponde à foliação S_2 do citado domínio.

Estes dados evidenciam uma boa correlação da trama estrutural entre os dois domínios tectônicos NW e SE, onde a foliação S_2 exibe orientações para quadrantes opostas sob efeito da fase D_3 .

A análise das estruturas lineares, conforme diagrama de equiárea de Schmidt (Figura 6.4), apesar da pouca ocorrência no DTL, define uma predominância de atitudes para o quadrante sudeste, com acentuada variação de mergulho.

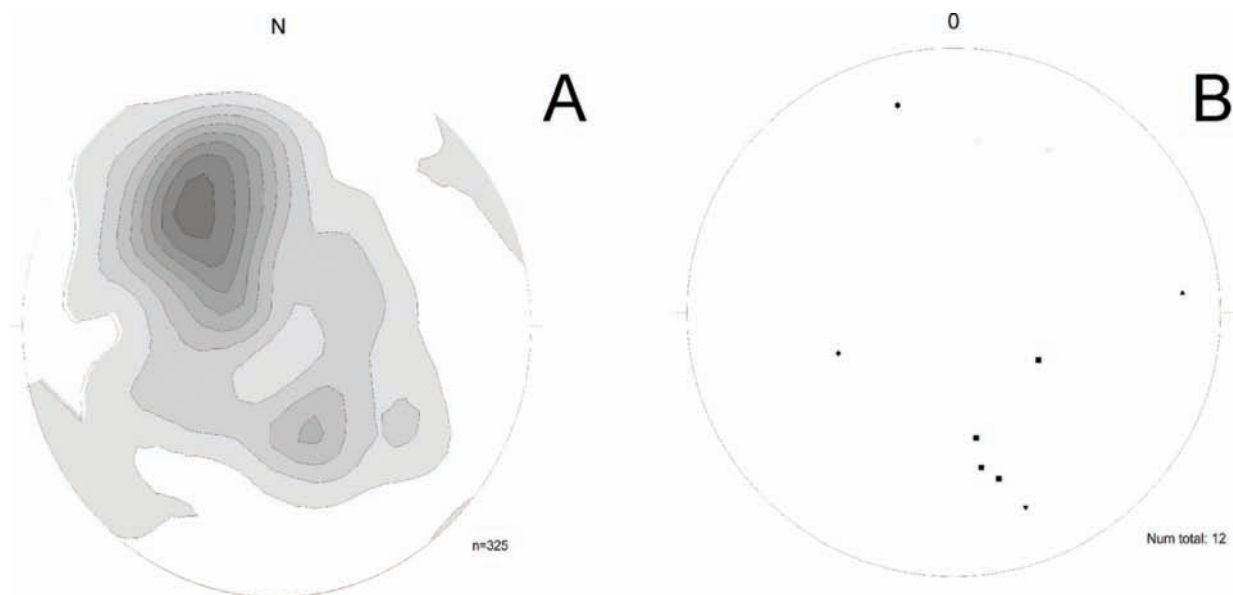


Figura 6.4. O Diagrama de Equiárea de Schmidt β , hemisfério inferior a esquerda define um pólo de ocorrência principal e outro secundário associado à ocorrência de dobramento assimétrico aberto (A), eixo NE/SW e à direita o Diagrama tipo Γ exibe as lineações minerais/estiramento com grande dispersão para SE

Domínio Tectônico Cabo Frio (DTCF - sul da Folha Casimiro de Abreu)

O Domínio Tectônico Cabo Frio é formado por um embasamento Paleoproterozóico com idades entre 2,03 e 1,96Ga, e por uma seqüência supracrustal Neoproterozóica, Sucessão Búzios-Palmital (Schmitt 2001). Estas duas unidades estão tectonicamente intercaladas e metamorfozadas em alto grau, como decorrência da Orogenia Búzios, ocorrida durante o Cambriano (Schmitt *et al.* 2004), onde foram deformadas de modo plástico e metamorfozadas em alto grau.

As rochas ígneas mais jovens da região estão relacionadas com o processo de rifteamento do Gondwana e abertura do Atlântico Sul. Estas rochas são representadas por duas unidades ígneas principais: diques máficos Mesozóicos (com idades em torno de 130 Ma) e diques e *plugs* alcalinos do Terciário (com idades que variam de 80 a 50 Ma).

A análise das estruturas plásticas que ocorrem na Folha Casimiro de Abreu permite sugerir algumas considerações complementares que envolvem padrões, caracterizações de campo, cinemática e relações temporais distintas entre estruturas.

No geral, as estruturas planares são representadas por bandamentos composicionais e deformacionais, enquanto as lineares são lineações minerais, estiramento, eixos de dobras e *boudins*. Marcante estruturação NE-SW regional é registrada pela ocorrência de lineamentos morfoestruturais que, na porção central da folha, coincidem com contatos litológicos entre diferentes unidades.

O bandamento gnáissico é fornecido pela alternância de leitos de diferentes composições e colorações. Este bandamento é muito variável em espessura, oriundo do seu caráter parametamórfico, como ocorre na Unidade São Fidelis. Próximo ao contato com os corpos graníticos, estes bandamentos apresentam maiores espessuras e aspecto migmatítico. A estrutura bandada pode, ou não, estar relacionada ao aleitamento deposicional ou ser de origem tectônica. Consta-se que invariavelmente é paralela a subparalela relacionada à intensa atividade tectônica responsável pela compartimentação em Domínios Tectônicos NE/SW.

A região é constituída por uma infinidade de intrusões graníticas que afloram condicionadas eminentemente ao pacote de rochas supracrustais, que incidiram na modificação localizada de algumas estruturas planares, com a ocorrência de padrões anastomosados que refletem rotação progressiva horária no posicionamento dos tensores com direções distintas de compressão máxima.

6.2.3 - Tectônica Rígida

As estruturas rígidas observadas na região são representadas por falhas, fraturas e fissuras, observadas em campo, imagens de satélite LANDSAT 7 ETM+, aerofotos da região de Casimiro de Abreu, que foram identificadas e plotadas como 375 entidades no mapa base digital. Estas entidades foram divididas em 4 *layers* baseadas na interpretação das direções e comprimentos máximos dos lineamentos principais – em cores distintas (Figura 6.5), que podem ser assim classificados:

NW/SE - padrão principal da densidade máxima de estruturas rúpteis - número de entidades por unidade de área, aberto suave a moderado, com 42% dos falhamentos observados (157 entidades). Pode ser interpretado como padrão responsável pelo alojamento do magmatismo básico, de pequena ocorrência na região, que também aproveitou o sistema em época tardia e distinta. Constatou-se que este *trend* preferencial ocorre variando de 5.515 a 7.362m de extensão máxima, mas com frequência acentuada. Neste sistema é importante frisar a existência de um lineamento marcante (Figura 6.6) que não possui uma intensidade contínua – observada apenas na magnetometria, mas detém um importante papel evolutivo por truncar ortogonalmente as principais Unidades Litológicas na Folha Casimiro de Abreu.

Em termos geométricos, este padrão pode ser classificado como não-sistemático e conjugado. O padrão não-sistemático possui superfícies irregulares, descontínuas, sendo em geral de ocorrência restrita, ligado a um campo provavelmente de origem superficial enquanto o conjugado envolve a formação de duas famílias de fraturas contemporâneas e formam entre si um ângulo 2θ que é normalmente maior que 50° .

ENE/WSW com caimentos moderados a íngremes (ocorrência de 21% - 79 entidades) com caráter extensional é interpretado como o condutor estrutural ou armazenador do magmatismo ácido tardi a pós-tectônico na região; ocorre predominantemente com 7.291m de extensão máxima e baixa densidade - número de lineamentos por unidade de área. Este sistema configura o padrão de lineamentos com grande amplitude – intensidade (continuidade espacial); maior representação linear em superfície, mas que nos sinais analíticos não possuem exposição marcante. Os lineamentos E-W por sua vez devem ter se desenvolvido durante a separação do Gondwana, sendo ativos, portanto, a partir do Triássico, assim como muitas das falhas com orientação NW, enquanto aquelas de direção NE teriam permanecido inativas (Zalan *et al.* 1987).

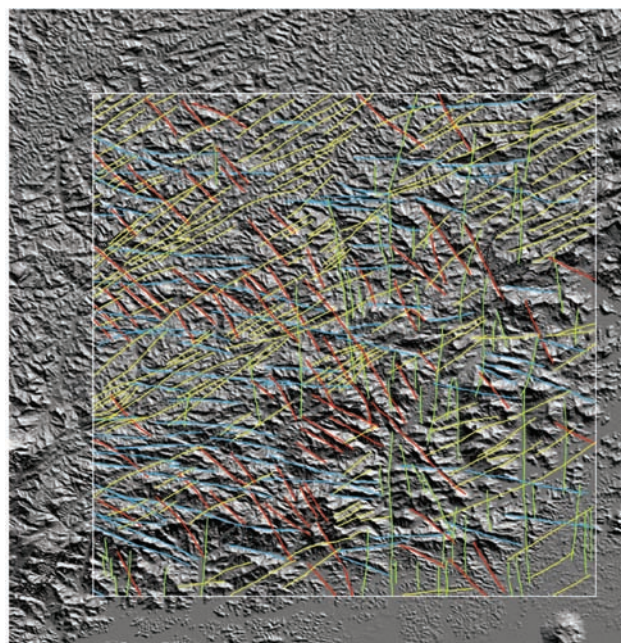


Figura 6.5 Imagem Geocover com sombreamento 35° sentido SE, na Folha Casimiro de Abreu, Esc: 1: 100. 000, com a interpretação dos quatro sistemas principais de morfoestruturas: cor amarela (NE-SW); azul (ENE-WSW); verde (N-S) e vermelha (NW-SE). Notar a ocorrência do padrão NW-SE principalmente na porção superior da imagem, enquanto que o padrão ENE-WSW é preferencial no setor inferior da imagem. O padrão NW-SE interpretado como padrão responsável pelo incipiente alojamento do magmatismo básico

NE/SW (20% - 75 entidades) representa os *trends* dos contatos litológicos na região que possuem direção de mergulho preferencial em torno de 335-345 e caimento moderado a íngreme; padrão de maior *intensidade* – comprimento maior dos lineamentos - aberto suave a moderado. Após comparação e cruzamento dos dados obtidos, contrastados com as informações de campo em diferentes escalas, constatou-se que este *trend* ocorre com extensão variável entre 4.827 a 6.727m na Folha Casimiro de Abreu.

N-S (17% - 64 entidades) com orientações entre 310-360/20-25 (aberta). Neste contexto a deformação rúptil do sistema NW/SE é caracterizada por falhas com predomínio oblíquo extensional cinemática dextral, topo para SE. Este *trend* preferencial ocorre variando de 5.039 a 6.939m de extensão máxima, mas com pouca frequência.

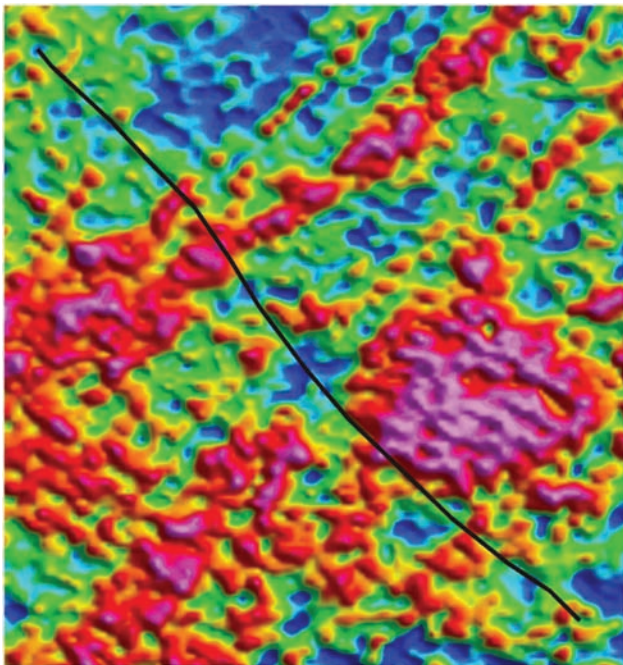


Figura 6.6 Interpretação do lineamento NW/SE, de marcante assinatura na Folha Casimiro de Abreu, na escala 1: 100.000. Fonte: Imagem LANDSAT 7 UTM *

6.2.4 - Método de Análise Estatística dos lineamentos tectônicos

O método estatístico aplicado à avaliação digital dos lineamentos tectônicos principais que ocorrem na Folha Casimiro de Abreu, consiste em criar *layers* dos sistemas preferenciais visualizados nas imagens digitais, com realces e sombreamentos específicos para captar melhor o prolongamento e configuração em mapa destas estruturas marcantes.

Este estudo foi realizado em ambiente AUTOCAD que permitiu agrupar os 375 lineamentos em 4 (quatro) *layers* – de fácil manuseio, acesso, e plotados no mapa base digital com cores

distintas separadas por orientações preferenciais, comprimentos dos lineamentos principais e características geométricas.

Os estudos realizados em imagens de satélite LANDSAT e GEOCOVER, com sombreamentos condicionados à inclinação de luz a 35° e ortogonais às direções preferenciais dos lineamentos possibilitaram elaborar um quadro interpretado na Folha Casimiro de Abreu, escala: 1: 100. 000.

Para cada sistema preferencial foi atribuída uma cor representativa para posteriormente realizar uma avaliação estatística quanto aos seus aspectos de intensidade–comprimento máximo das morfoestruturas e de densidade – quantidade de morfoestruturas por unidade de área; plotado em base CAD, que exprime: a predominância percentual da direção, a frequência dos lineamentos; a direção preferencial do sistema; o comprimento relacionado à frequência do lineamento e para compor a avaliação as características das estruturas observadas em atividades de campo.

O resumo dos dados estatísticos totais das direções preferenciais das morfoestruturas da Folha Casimiro de Abreu, escala 1: 100.000 estão representados na Tabela 6.1, que exhibe uma síntese geral dos sistemas preferenciais e as quantificação por quadrante (Figura 6.7) das estruturas rúpteis observadas na Folha Casimiro de Abreu, escala 1: 100.000.

Tabela 6.1. Direções preferenciais das morfoestruturas da Folha Casimiro de Abreu, escala 1: 100.000

Sistemas de Morfoestruturas	Direção	Quantidade
Verde	ENE-WSW	79
Vermelho	NE-SW	75
Marron	NW-SE	157
Magenta	N-S	64

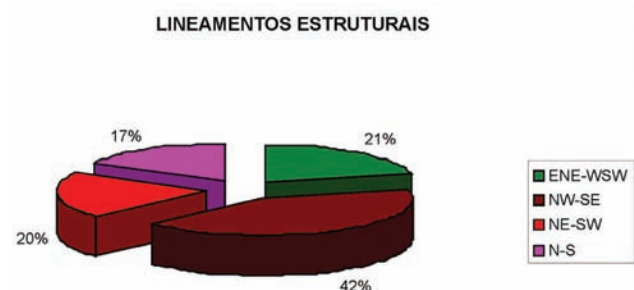


Figura 6.7 Caracterização por quadrante das estruturas rúpteis na Folha Casimiro

6.2.5 - Aspectos estruturais da Suíte Intrusiva Sana

Em trabalhos recentes alguns autores argumentam que o problema de criação de espaço

na crosta terrestre é eminentemente estrutural. A tentativa de explicar como ocorre o posicionamento de corpos granitoides baseia-se em análises da geometria do corpo, composição e controle exercido por estruturas pré-existentes, ou até mesmo contemporâneas (Castro 1987). Além disso, o ambiente tectônico em que corpos graníticos são criados e o seu comportamento em relação ao campo de tensões de deformação regional, também devem ser considerados.

Outro fator importante é a relação espacial entre as zonas de intensa deformação crustal e os mecanismos de alojamento de magmas graníticos na crosta terrestre. A movimentação intensa em zonas de elevadas taxas de deformação e a dilatação final do plúton granítico resulta em uma complicada trama estrutural envolvendo sobreposição de feições deformacionais e magmáticas.

Hutton (1988) utiliza a relação entre o controle tectônico exercido sobre corpos graníticos e os mecanismos de alojamento de granitos para simplificar esses mecanismos e dividi-los em dois tipos: intrusões passivas e intrusões forçadas, baseadas fundamentalmente na relação entre a taxa de soerguimento/expansão de magmas e a taxa de abertura tectônica de cavidades.

Paterson *et al.* (1991) exibem algumas situações para distinguir os diferentes tipos de alojamento de corpos graníticos associados aos aspectos tectônicos. O alojamento pós-tectônico é caracterizado por granitos com pouca foliação interna, como é o caso de alojamento não forçado – pluton principal da Suíte Intrusiva Sana (Figura 6.8a), e foliação de fluxo forçada (Figura 6.8b) – representado por corpos satélites do magmatismo da SIS.

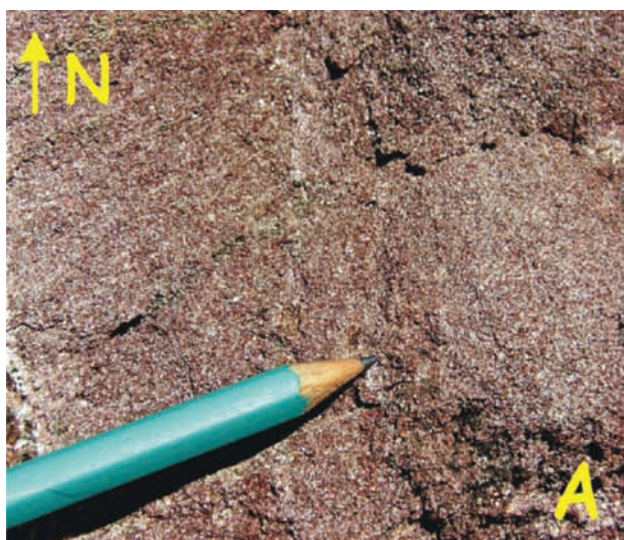


Figura 6.8 (A) Detalhe do aspecto isotrópico do Suíte Intrusiva Sana (SIS) – corpo principal – granulação fina e cor cinza claro. Na forma semi-alterada adquire tonalidade castanha; (B) Afloramento típico da SIS, textura homogênea fina, muito fraturado, que ocorre próximo à região da Tapera

Paterson & Fowler (1993) argumentam que vários mecanismos podem operar durante o alojamento de um pluton e que esses mecanismos operantes, permitem variações verticais, horizontais e temporais no plúton.

Mediante estes argumentos, adicionados ao tratamento dos dados de campo, a Suíte Intrusiva Sana pode ser interpretada, como intrusão passiva no estágio inicial de relaxamento do Orógeno, com subsequente atividade forçada sobre estruturas lineares abertas preferencialmente de direção ENE-WSW – falhas e/ou fraturas, contatos geológicos entre unidades com reologias distintas – afetadas por compressão máxima NNW/SSE (Figura 6.9).

A textura ígnea preservada e associações mineralógicas do granito é pós-metamorfismo regional, como pode ser observado na petrografia da Suíte Intrusiva Sana – capítulo Unidades Litológicas.

Deve ser ressaltado que, ao longo da Sub-Bacia Hidrográfica do Rio Sana, ocorre um vale principal no qual se encaixa o rio Sana sobre uma grande falha de direção aproximada NE-SW. Esta fisiografia, integrada juntamente com suas serras e escarpas, demonstra um relevo e drenagens predominantemente morfoestruturais e, por sua vez, são indicadores da atuação de atividade neotectônica no âmbito local.

A rede de drenagem apresenta padrão paralelo dendrítico e está controlada sistematicamente por falhas geológicas. Dentre as evidências da forte e persistente atuação tectônica na Sub-bacia hidrográfica do rio Sana destacam-se: a) relacionados à rede de drenagem: alta densidade, forte grau de estruturação e controle de moderado a forte, b) relacionados a aspectos geomorfológicos: vales retilíneos, escarpas de falhas, blocos tectônicos soerguidos e/ou abatidos,

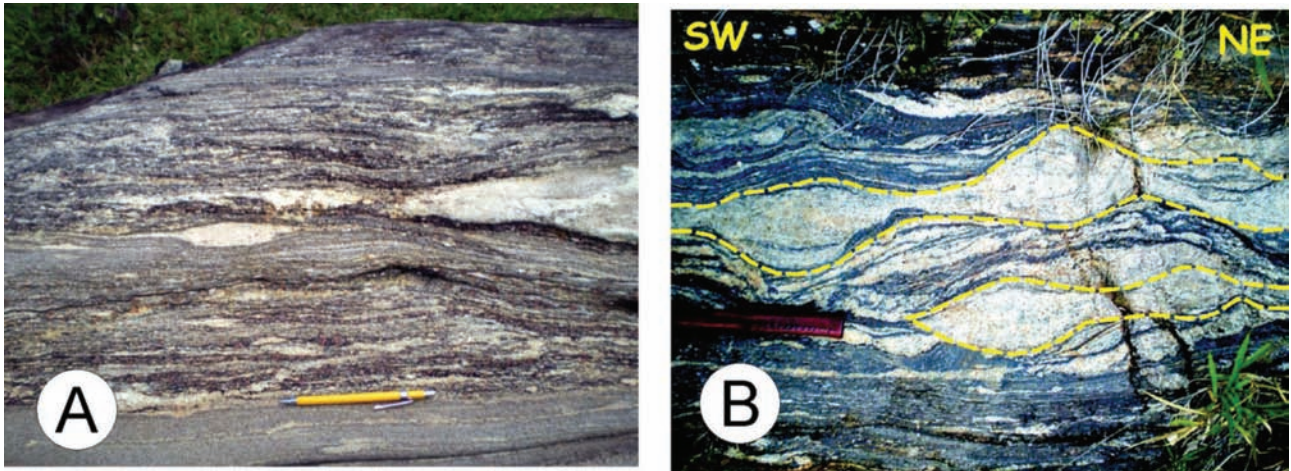


Figura 6.9 Aspecto geral da deformação que ocorre na borda NW, N e NE da Suíte intrusiva Sana: (A) Dobra aberta na Subunidade Granada-biotita gnaissé com caimento alto de plano axial para SE e eixo com caimento baixo para NW; (B) A intensa milonitização na borda do Granito Frade imprime um aspecto planar com alternância de bandas de deformação de granulação fina – quartzo, feldspatos e granadas – mais leucocráticas, e bandas espessas melanocráticas com predomínio de biotita. As granadas invariavelmente estão associadas à borda da banda leucocrática. São granadas bem cristalizadas, que sugerem crescimento pós-pico metamórfico deformacional

c) relacionados à geologia: afloramentos de rocha intensamente fraturados e falhados, e dobras em consonância à estruturação regional, bem como rochas cataclásticas associadas aos falhamentos principais e secundários, tais como milonitos e

brechas de falha (Figura 6.10), e d) relacionados aos processos erosivos resultantes do controle neotectônico: sulcos, ravinas e voçorocas em direções compatíveis (condicionadas) a estruturação de falhas ou diques.

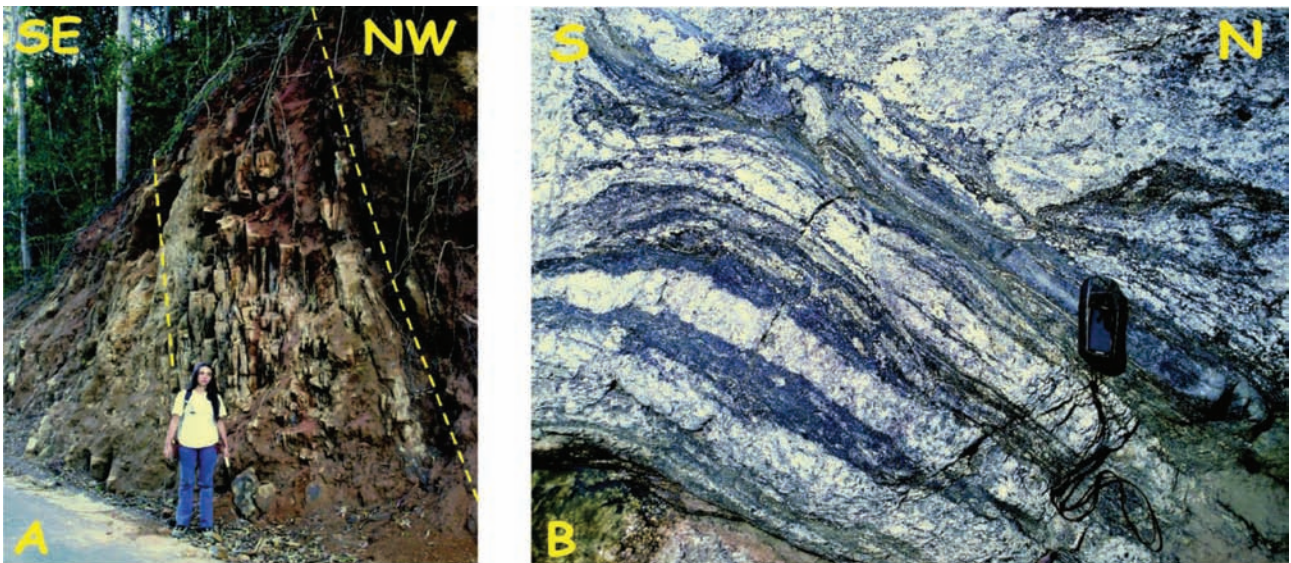


Figura 6.10 A. Zona de cisalhamento rúptil que na região da Tapera está alinhada com a ocorrência de intenso processo de fragmentação na borda do corpo principal do granito Sana. B. Aspecto bandado e milonitizado na borda do Granito Sana. A intensa deformação de borda do corpo intrusivo sugere a ocorrência de atividade forçada no momento da intrusão

As rochas da Sub-bacia Hidrográfica do Rio Sana estão intensamente seccionadas pelas estruturas tectônicas, inclusive em seus contatos. Por este motivo, há uma grande quantidade de depósitos de tálus, que podem estar relacionados a movimentos de ascensão crustal que favoreceram o preenchimento gradativo das áreas mais rebaixadas por clásticos oriundos das encostas elevadas circundantes.

A direção preferencial dos lineamentos encontra-se com orientação N-S, com mergulhos sub-verticais para leste. Secundariamente ocorrem outros dois sistemas de falhas: falhamentos de direções NW-SE e outros de direção NE-SW. Os aspectos geológicos relevantes estão associados à zona de borda do Monzogranito Sana, e a ocorrência de lineamentos estruturais de orientação

preferencial NE-SW. Um acentuado lineamento do sistema NW-SE, situado nas proximidades do Arraial do Sana, segmenta em duas ocorrências principais esta categoria.

O embasamento, no geral, aflora no leito de drenagens principais da região associado geralmente a uma zona de cisalhamento dextral. Localmente, o embasamento apresenta dobras abertas e dobras parasíticas em “S”, “Z” e “M”. Estruturas do tipo sigma em porfiroclastos com vorticidade dextral também estão presentes. É interessante ressaltar que quanto mais próximo, ou até mesmo no contato com o sienogranito “Peito do Pombo”, a granulação do monzogranito tende a ser mais grossa. Neste local o sienogranito também apresenta uma foliação milonítica que mergulha suavemente para NW relacionada à fase deformacional D_3 .

6.3 - METAMORFISMO

O Orógeno Ribeira possui história evolutiva composta por duas etapas de metamorfismo principais: M_1 e M_2 . A etapa metamórfica M_1 atinge seu ápice de temperatura durante a deformação principal (D_1+D_2) e, portanto, a paragênese resultante está materializada nas foliações S_1 e S_2 . Esta corresponde à ocorrência de cordierita + sillimanita + almandina + K-feldspato presentes na Unidade São Fidelis no âmbito regional.

De forma geral, o metamorfismo M_1 aumenta para SE e as condições de pressão variam de média a alta. As condições de temperatura da etapa M_1 são suficientemente elevadas para causar anatexia generalizada em algumas unidades supracrustais, o que acaba originando a geração de granitóides do tipo S.

Outros granitóides cálcio-alcálicos são formados a partir da fusão parcial de rochas intermediárias com hornblenda, sugerindo que esta etapa metamórfica deve ter causado anatexia no embasamento das rochas metassedimentares, em níveis crustais mais profundos.

A etapa metamórfica M_2 atribui recristalização e crescimento de minerais metamórficos contemporâneos à fase de deformação D_3 (Heilbron 1993). A etapa metamórfica M_2 está relacionada ao período tardi a pós-colisional, o que resulta num pequeno intervalo de tempo entre essas duas etapas metamórficas (Heilbron 1993; Trouw & Pankhurst 1993).

A temperatura máxima atingida na etapa metamórfica M_2 aumenta para sul/sudeste. A relação desta etapa com o intervalo de tempo após o empilhamento causado pela deformação principal (D_1+D_2) e sua associação com abundante magmatismo cálcio-alcálico meta-aluminoso, bem como o aumento de temperatura para sul, indicam que esta etapa metamórfica pode estar associada ao espessamento e intensa fusão crustal, atingidos ao final da etapa colisional (Heilbron 1995).

No contexto local o metamorfismo pode ser considerado como de médio grau, representado pela ocorrência de biotita e granadas bem formadas. A sillimanita ocorre frequentemente associada a zonas de cisalhamento dúcteis verticais a sub-verticais com exposição restrita sob forma de lajedos ao longo das drenagens.

6.4 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os limites do Terreno Oriental são representados por duas grandes estruturas que correspondem às áreas de colisão continental, em um primeiro momento em relação ao Cráton São Francisco e, posteriormente, à docagem com o Terreno Cabo Frio.

O limite entre os Terrenos Oriental e Ocidental é caracterizado por uma importante zona de cisalhamento dúctil de direção NE, complexamente redobrada com mergulhos predominantemente para SE na porção noroeste fluminense. Este importante limite é descrito na literatura como *Central Tectonic Boundary* – CTB; ou Limite Tectônico Central ou ainda Contato Tectônico Central (Almeida *et al.* 1998).

Posteriormente, o Terreno Cabo Frio teve sua acreção ao Terreno Oriental ao final da colagem orogênica, entre 530 Ma e 510 Ma (Schmitt 2000), responsável pelo fechamento do espaço *back-arc*. Este limite originou uma grande falha de empurrão em regime rúptil de direção NWW-SEE, na região de Macaé (Almeida *et al.* 1998).

A partir deste ambiente tectônico sucinto, associado à análise dos dados geológicos, geofísicos na Folha Casimiro de Abreu, são enunciadas algumas considerações finais:

As medidas de foliações efetuadas no campo indicaram que o padrão da orientação principal da foliação varia com mergulhos para NW (porção noroeste da Folha Casimiro de Abreu) e SE (porção sudeste) que registram duas fases de deformação principais (D_2 - foliação tectônica principal e D_3 - foliação milonítica).

A primeira fase de deformação dúctil D_1 pode ser observada esporadicamente por uma foliação mais antiga com mergulhos moderados a elevados, caimento para NW. A segunda fase de deformação dúctil D_2 é representada por foliação em grau metamórfico médio a elevado, composta pela orientação planar de biotita, eventualmente sillimanita, coplanares e com mergulhos moderados para SE, que localmente pode ser correlacionada à terceira fase de deformação dúctil (D_3) regional do Orógeno Ribeira.

A deformação dúctil D_3 que afetou o sillimanita-biotita gnaiss é oriunda da superposição do processo de milonitização sobre as duas primeiras fases de deformação dúctil (D_1+D_2) reconhecidas regionalmente e contemporâneas ao primeiro evento metamórfico (M_1).

A deformação D_3 gerou dobras com eixos sub-horizontais e zonas de cisalhamento com *trend* geral na extensão do orógeno (NE-SW). O estilo estrutural indica que a deformação D_3 representa a continuidade da convergência brasileira, em nível estrutural mais raso, caracterizando deste modo o período tardi-colisional. Três importantes estruturas regionais foram geradas nesta fase de deformação: a Mega-informa do Rio Paraíba do Sul e a Zona de Cisalhamento Além Paraíba (Campanha 1981; Almeida 2000) e o Mega-antiforme Trajano de Moraes.

A deformação D_4 é responsável pelas zonas de cisalhamento sub-verticais com *trend* transversal ao Orógeno de direção (WNW-ESE), associadas às dobras de arrasto que giram as foliações previamente formadas e com estilo estrutural dúctil/rúptil, geradas em provável regime transtrativo.

Associado à deformação D_4 é implantado o sistema rígido N-S, que ocorre preferencialmente no DTL e, o sistema ESE-WSW que marca e deforma alguns corpos graníticos de forma peculiar na região da Folha Quartéis.

7 – LITOGEOQUÍMICA

7.1 - INTRODUÇÃO

Análises litogeoquímicas foram realizadas em rochas do Complexo Trajano de Moraes e do Granito Sana. A geoquímica é uma poderosa ferramenta que serve para avaliar a origem e evolução das rochas graníticas. Desta forma, a geoquímica pode ser usada para classificar os granitóides, estabelecer vínculos genéticos entre unidades, desvendar processos de diferenciação, identificar possíveis fontes e ambientes tectônicos, além de indicar parâmetros exploratórios de depósitos minerais.

Os elementos maiores (SiO_2 , Na_2O , CaO , Al_2O_3 , K_2O , FeO , MgO , TiO_2 , MnO e P_2O_5) são considerados para identificar as feições petrogenéticas e de nomenclatura. Os elementos traços são úteis na identificação dos processos magmáticos, tipos de fontes e cenários tectônicos. Assim, a classificação de Pearce et al (1984) e Whalen (1987) usam os elementos traços para determinar o ambiente tectônico e fazer inferência ao respeito da natureza da rocha fonte. Por outro lado, Pearce et al. (1984) utilizaram Nb, Y, Ta, Yb e Rb para discriminar rochas graníticas formadas em ambientes sin-collisionais, arcos magmáticos, arcos oceânicos e intraplaca.

7.2 - O COMPLEXO TRAJANO DE MORAES

Os granitóides do Complexo Trajano de Moraes apresentam teores de SiO_2 entre 46,83 e 73,45%. Os valores de MgO variam de 0,1 e 7,01 % e de TiO_2 entre 3,82 e 4,19%. Nestes granitóides observa-se um gap na *trend* de evolução (SiO_2 entre 58 e 65%). Nos diagramas tipo Harker (Figura 7.1), o conjunto de amostras analisado apresenta uma boa correlação para os elementos traços (Figura 7.2), ocorrendo alguma dispersão para o K, Mg, P, Cu e Nb. Os diferentes grupos composicionais apresentam um leve aumento com a diferenciação em Si, de Rb e Pb. Nota-se que o Al, Ga, Ba e o Sr apresentam um comportamento constante para os diferentes tipos composicionais.

Os diagramas Harker do conjunto de amostras mostram uma baixa dispersão em alguns elementos como K, Zr e Na, sendo que em alguns deles sugerem a existência de dois *trends* de evolução (Al, Ca, Mg, Nb, Na). Nota-se acréscimo, com o aumento da diferenciação, em K, e um decréscimo geral nos elementos de transição (Fe, Mn), elementos HFS (Nb, P, Ti), alcalinos terrosos (Mg, Ca), sendo que em relação ao Ca, Fe, Zn, Nb, P e Ti este decréscimo é bem acentuado.

No diagrama de Maniar & Picoli (1989), (Figura 7.3) que mostra o índice de saturação de alumina (ISA), ($\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ versus $\text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$), observa-se que as rochas estudadas encontram-se no campo metaluminoso, com $\text{ISA} < 1$. O diagrama de Cox et al. (1979), utilizado para rochas plutônicas (Figura 7.4a), classifica as rochas do Complexo Trajano de Moraes desde gabros, dioritos, granitos alcalinos além de gabros a dioritos subalcalinos. Outra classificação utilizada no presente trabalho (Figura 7.4b) foi de Le Bas et al. (1986), que corrobora com a classificação da Figura 7.4a.

Com a finalidade de identificar o ambiente tectônico de formação das rochas estudadas, aplicaram-se os diagramas de discriminação tectônica proposta por Pearce et al., (1984). Nestes diagramas nota-se que as amostras do monzogranito San Pablo encontram-se no campo intra-placa, em função das proporções de Rb vs. Y+ Nb (Figura 7.5A) e Nb vs. Y (ppm) (Figura 7.5B). Porém um grupo de amostras apresentam uma afinidade de arco vulcânico.

Os resultados analíticos dos elementos Terras Raras (ETR) das amostras estudadas foram utilizados para a construção dos diagramas da Figura 7.6 (amostras básicas), Figura 7.7 (amostras intermediárias) e Figura 7.8 (amostras félsicas), normalizado por Chondrito, segundo Boyton (1984).

A análise dos ETR para o primeiro e segundo grupo mostrou um padrão com o fracionamento de ETRs leves, ausência de anomalia negativa de Eu, empobrecimento em ETRs pesados e variáveis razões de La/Yb_N . Estes resultados permitem sugerir que as rochas estudadas apresentam similaridade com os granitos gerados num ambiente sin-collisional. O terceiro grupo é mais heterogêneo, com amostras com anomalias positivas e negativas de Eu, além de um fracionamento maior nas amostras com anomalias negativas de Eu.

Os resultados litogeoquímicos sugerem um caráter juvenil para as rochas do Complexo Trajano de Moraes. A análise composicional das lâminas corrobora com os diagramas de ambientes tectônicos e os padrões de ETR que sugerem que a unidade estudada seja Tipo I, com índice de aluminosidade indicando afinidade fracamente metaluminosa.

7.3 - O GRANITO SANA

As variações principais do granito Sana (em %) para SiO_2 está entre 50,45 e 74,75, para TiO_2 entre 0,122 e 3,033 e para MgO entre 0,16 e 5,76. Nos granitóides do Sana observa-se que duas amostras não se ajustam na *trend* de evolução (CASA 06C e CASA 10) quando se compara os diagramas tipo

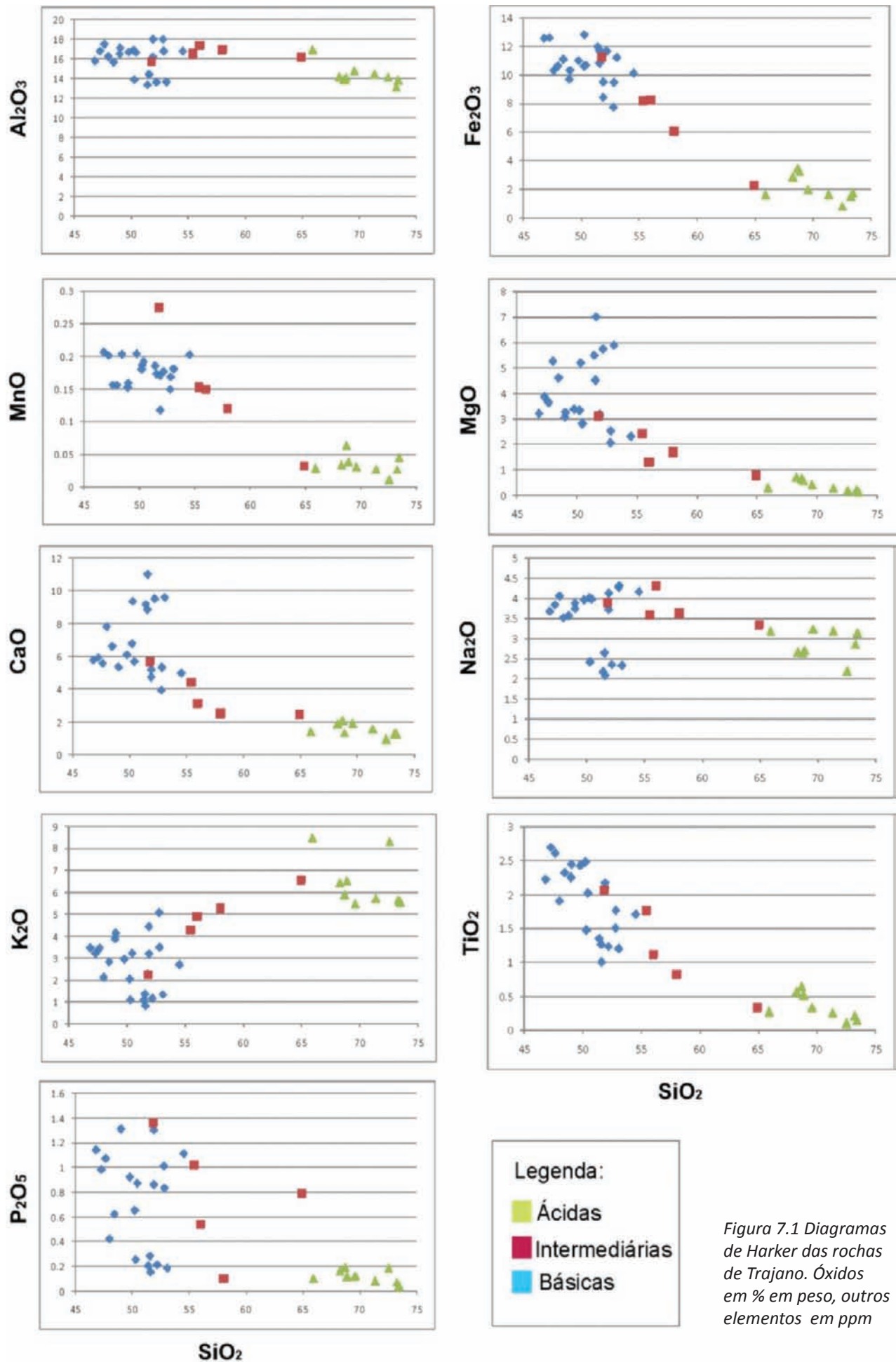


Figura 7.1 Diagramas de Harker das rochas de Trajano. Óxidos em % em peso, outros elementos em ppm

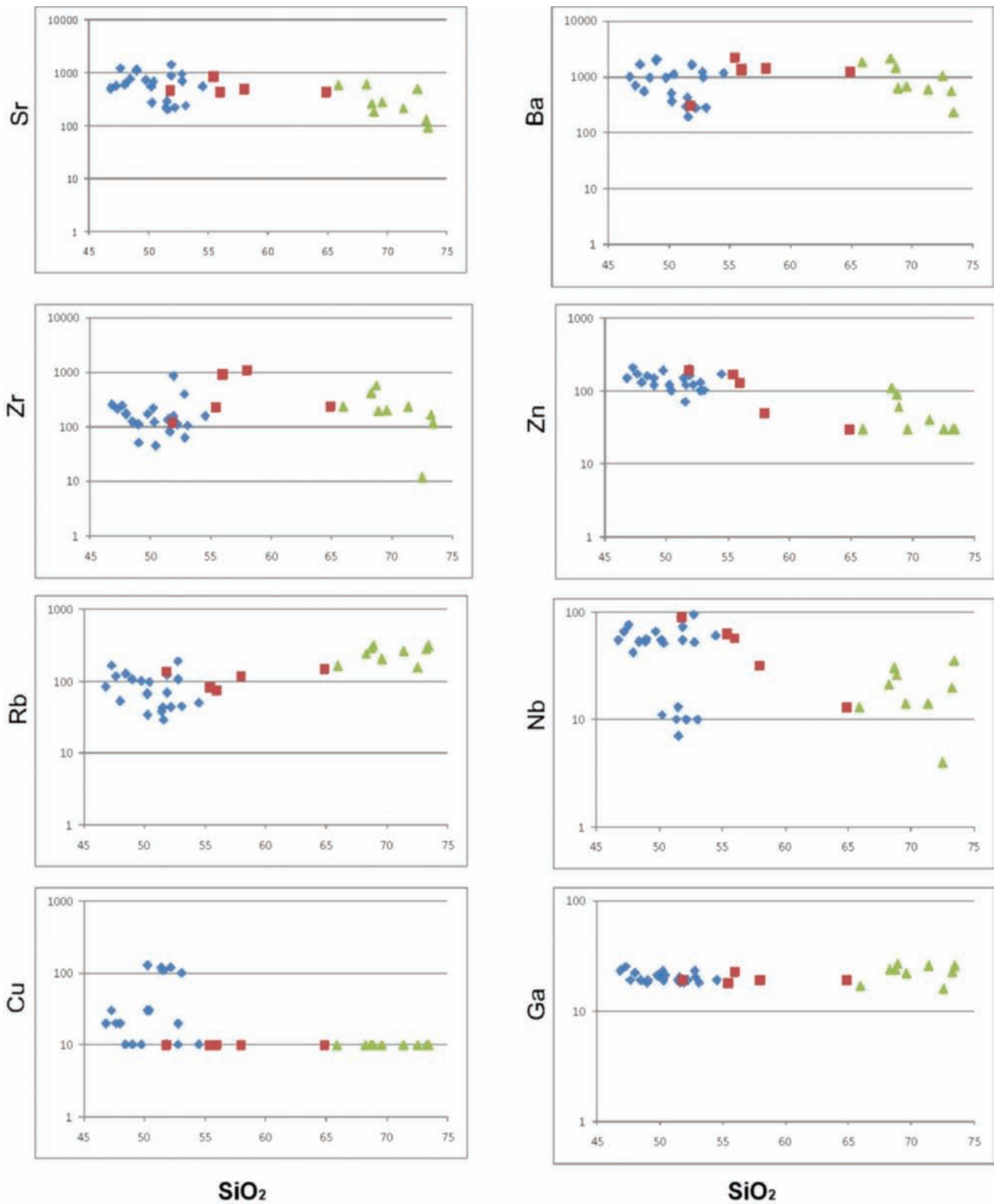


Figura 7.2 Diagramas de Harker das rochas do Complexo Trajano de Moraes. Óxidos em % em peso, outros elementos em ppm

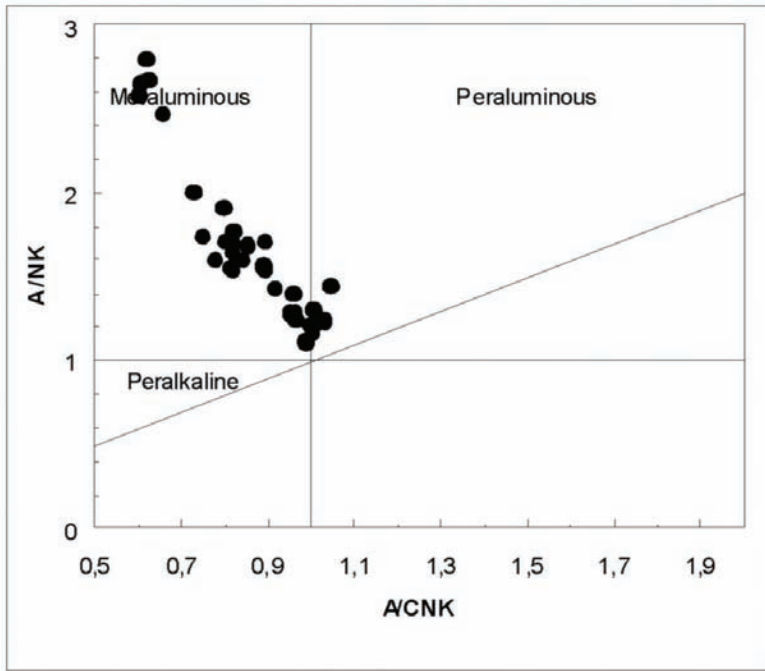


Figura 7.3 Diagrama ACNK ($ACNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ em moles) versus ANK ($ANK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ em moles) para as rochas de Trajano, segundo Maniar e Piccoli (1989)

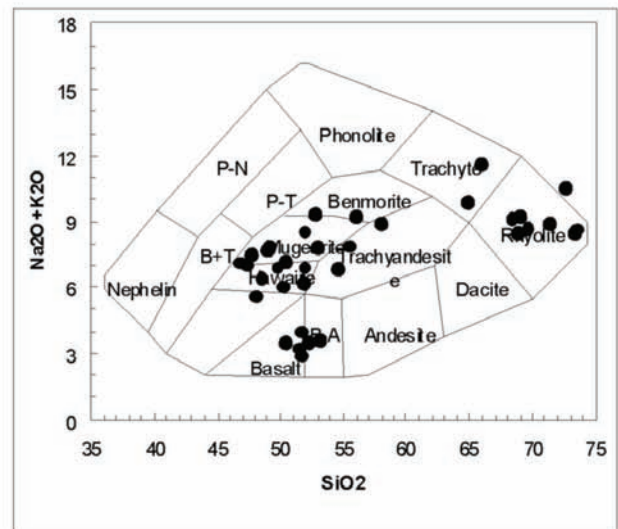
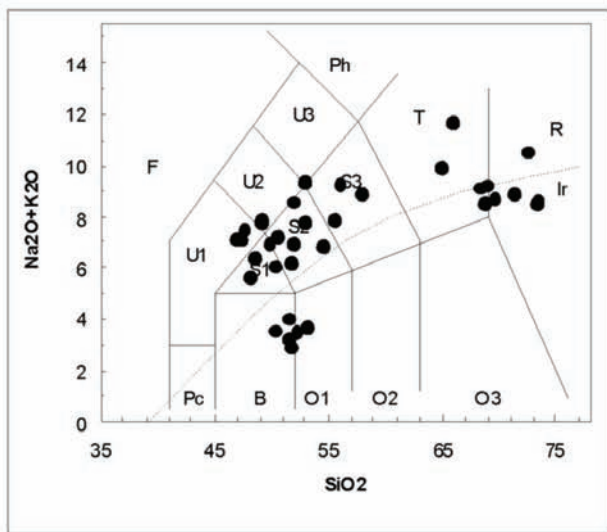


Figura 7.4 Classificação TAS segundo Cox et al. 1979 e Le Bas et al. 1986

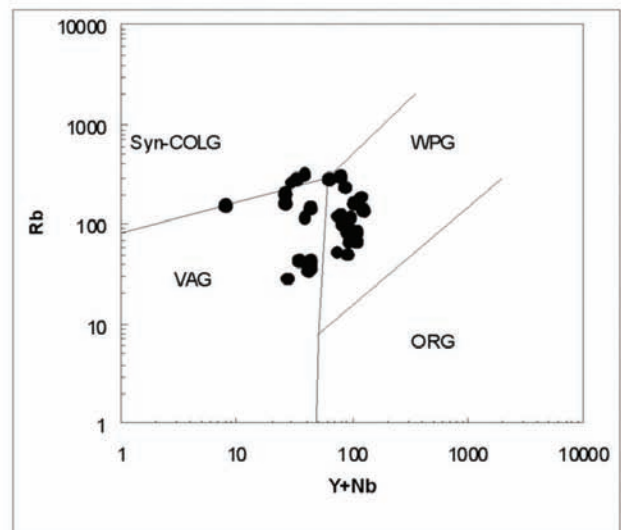
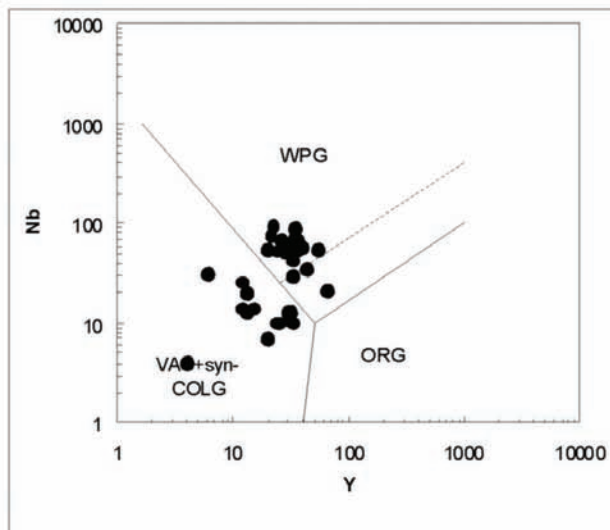


Figura 7.5 Posicionamento das rochas de Trajano no diagrama proposto por Pearce et al. (1984) para discriminação de ambientes tectônicos de granitóides

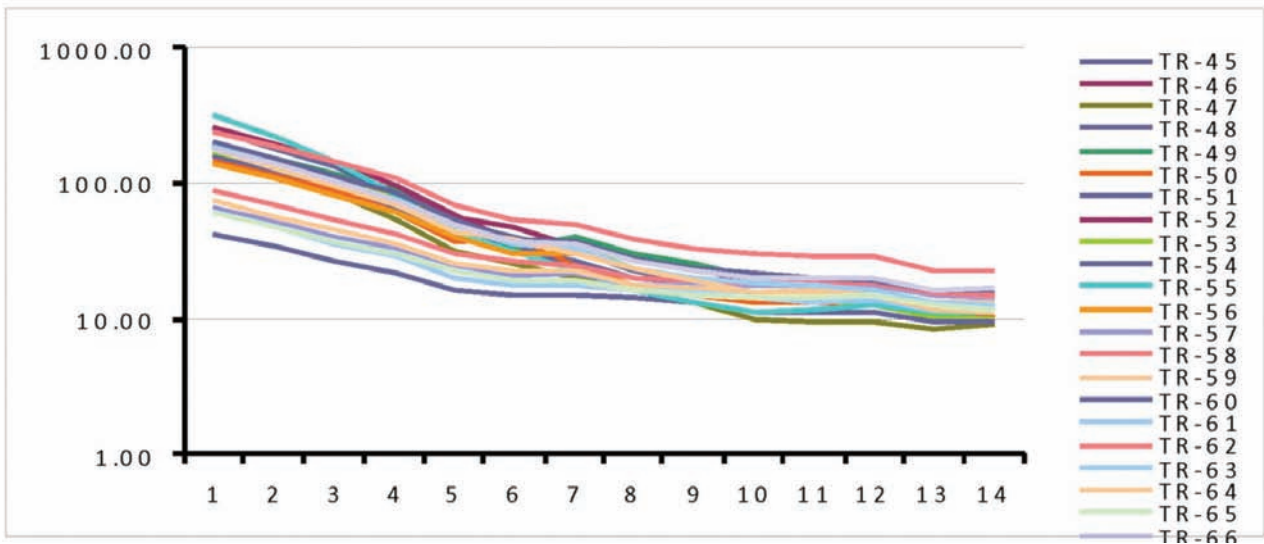


Figura 7.6 Padrões de Elementos Terras Raras para as amostras básicas do Complexo Trajano de Moraes. Normalizado pelo Chondrito, segundo Boyton (1984)

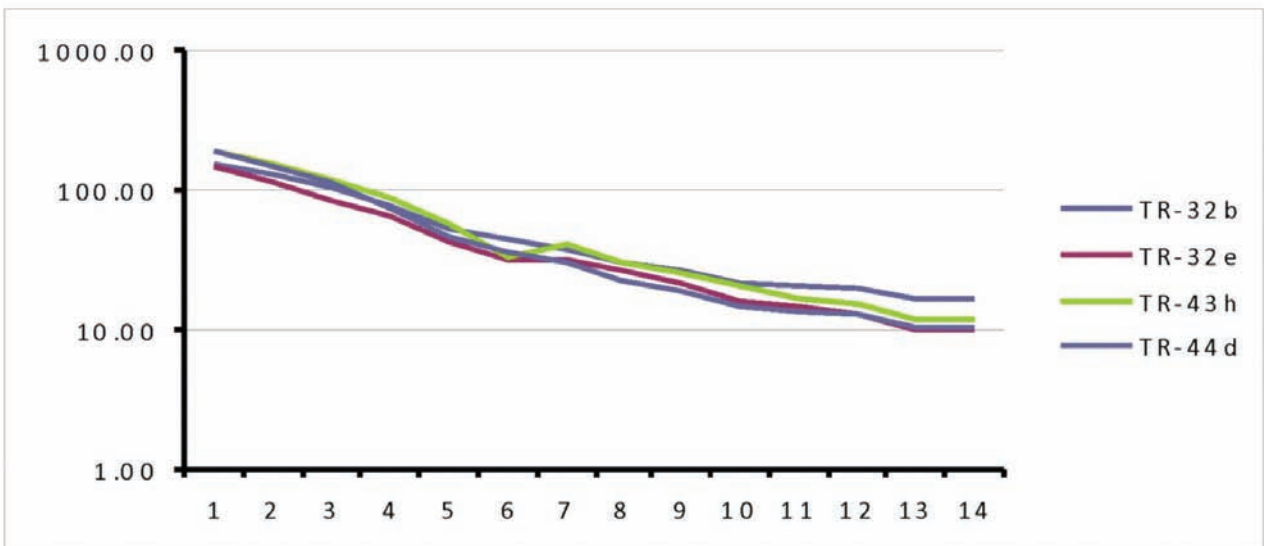


Figura 7.7 Padrões de Elementos Terras Raras para as amostras intermediárias do Complexo Trajano de Moraes. Normalizado pelo Chondrito, segundo Boyton (1984)

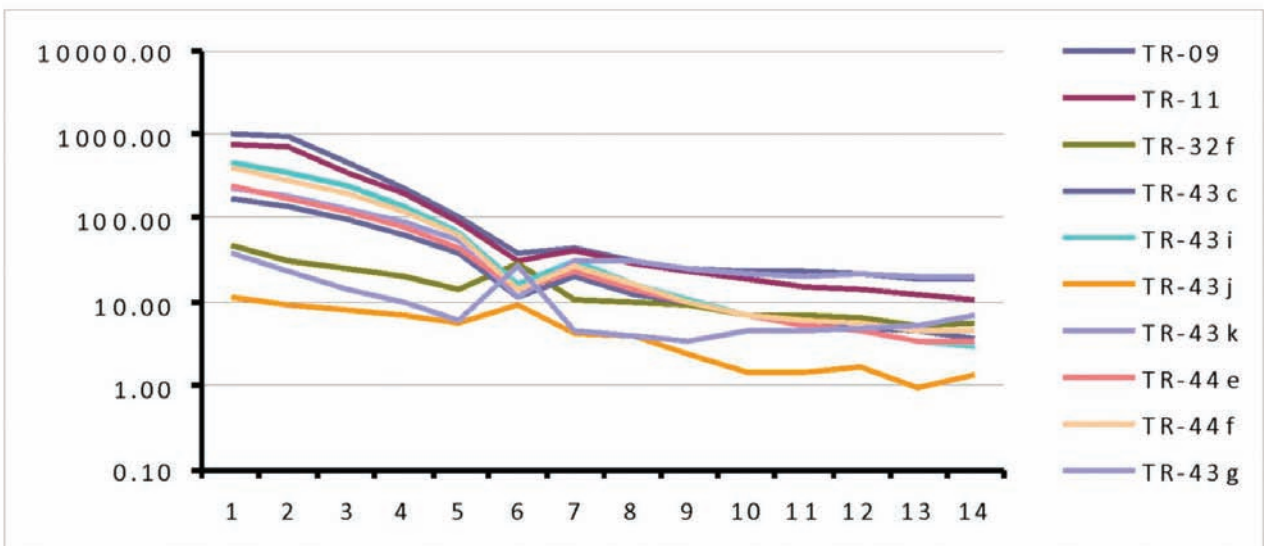


Figura 7.8 Padrões de Elementos Terras Raras para as amostras ácidas do Complexo Trajano de Moraes. Normalizado pelo Chondrito, segundo Boyton (1984)

Tabela 7.1 Resultados analíticos das amostras do Complexo Trajano de Moraes

elemento	unidade	deteção	TR-04	TR-09	TR-10a	TR-10b	TR-11	TR-21	TR-31	TR-32a	TR-32b	TR-32c	TR-32d
SiO2	%	0.01	51,44	68,3	51,57	50,3	68,74	47,29	53,1	46,83	55,99	50,44	52,84
Al2O3	%	0.01	13,28	14,16	14,4	13,8	13,87	16,73	13,61	15,73	17,34	16,58	16,74
Fe2O3(T)	%	0.01	11,96	2,83	11,71	12,81	3,46	12,58	11,19	12,54	8,29	10,65	9,45
MnO	%	0.001	0,185	0,033	0,173	0,186	0,063	0,201	0,181	0,206	0,15	0,192	0,168
MgO	%	0.01	5,5	0,7	4,52	5,21	0,64	3,86	5,88	3,22	1,32	2,82	2,54
CaO	%	0.01	9,16	1,84	8,86	9,34	2,04	5,9	9,58	5,75	3,11	5,65	5,3
Na2O	%	0.01	2,17	2,66	2,64	2,41	2,63	3,83	2,32	3,67	4,32	3,97	4,31
K2O	%	0.01	1,08	6,43	1,36	1,11	5,89	3,22	1,34	3,47	4,93	3,23	3,49
TiO2	%	0.001	1,35	0,567	1,267	1,473	0,641	2,691	1,201	2,222	1,123	2,02	1,765
P2O5	%	0.01	0,2	0,16	0,28	0,25	0,19	0,98	0,18	1,14	0,54	0,87	0,83
LOI	%		0,82	1,51	1,26	1,18	1,06	1,3	0,67	1,54	1,62	1,83	1,65
Total	%	0.01	97,15	99,2	98,02	98,06	99,22	98,58	99,26	96,34	98,74	98,25	99,08
Sc	ppm	1	35	5	29	33	6	13	38	15	10	10	9
Be	ppm	1	3	3	2	2	3	4	2	3	2	2	3
V	ppm	5	334	37	278	361	34	181	308	118	18	97	86
Ba	ppm	3	286	2115	418	356	1425	685	277	978	1359	1085	953
Sr	ppm	2	219	596	287	272	252	563	239	499	443	670	686
Y	ppm	2	32	65	30	30	33	37	25	54	40	32	28
Zr	ppm	4	133	417	137	122	569	207	106	251	910	45	63
Cr	ppm	20	60	< 20	40	50	< 20	< 20	70	< 20	< 20	< 20	< 20
Co	ppm	1	68	43	43	49	40	30	88	27	20	21	23
Ni	ppm	20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	ppm	10	120	< 10	110	130	< 10	30	100	20	< 10	30	20
Zn	ppm	30	150	110	70	120	90	210	100	150	130	100	100
Ga	ppm	1	19	24	20	19	24	25	18	23	23	21	20
Ge	ppm	1	2	2	2	1	2	2	2	2	2	1	1
As	ppm	5	< 5	8	17	< 5	7	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	9
Rb	ppm	2	38	239	43	34	290	165	45	84	75	97	108
Nb	ppm	1	10	21	13	11	30	66	10	55	58	51	52
Mo	ppm	2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	2	< 2	2	3	2	3
Ag	ppm	0.5	< 0.5	0,5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	ppm	0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	ppm	1	2	3	2	1	59	4	1	< 1	< 1	2	2
Sb	ppm	0.5	< 0.5	0,6	0,5	< 0.5	1,8	< 0.5	0,7	< 0.5	0,6	0,9	< 0.5
Cs	ppm	0.5	1,7	1,6	1,1	0,9	1,1	2,8	1	0,6	< 0.5	1,2	1,4
La	ppm	0.1	20,6	319	27,7	23,5	225	63,4	18,7	74	47,1	56,5	54,5
Ce	ppm	0.1	42	735	56	46,1	549	124	37,5	150	101	112	106
Pr	ppm	0.05	4,8	53,2	6,41	5,34	41,2	13,8	4,28	16,8	12,2	12,5	11,6
Nd	ppm	0.1	19,5	138	25,5	21,1	114	51	17	63,5	45,8	44	41,3
Sm	ppm	0.1	4,8	20,9	6	5,1	18,8	10,9	4,1	13,8	10,2	9,6	8,8
Eu	ppm	0.05	1,45	2,75	1,85	1,63	2,2	2,69	1,21	3,78	3,01	2,5	2,68
Gd	ppm	0.1	5,6	11,1	6,3	5,7	10,6	9,7	4,6	13	9,5	8,5	8
Tb	ppm	0.1	0,9	1,5	1	0,9	1,4	1,4	0,8	1,9	1,5	1,2	1,2
Dy	ppm	0.1	5,6	7,8	6	5,4	7,4	7,5	5	10,6	8,3	6,5	6
Ho	ppm	0.1	1,2	1,6	1,3	1,1	1,3	1,5	1	2,1	1,5	1,3	1,1
Er	ppm	0.1	3,7	4,7	3,9	3,4	3,2	4,2	2,8	6,1	4,2	3,6	3,3
Tm	ppm	0.05	0,54	0,67	0,55	0,48	0,43	0,57	0,41	0,85	0,59	0,49	0,45
Yb	ppm	0.1	3,1	4	3,3	2,8	2,5	3,4	2,5	4,9	3,5	2,8	2,5
Lu	ppm	0.04	0,42	0,56	0,45	0,39	0,33	0,48	0,34	0,68	0,5	0,37	0,33
Hf	ppm	0.2	3,3	11	3,6	3	14,4	4,7	3,1	4,8	18	1,3	1,7
Ta	ppm	0.1	1,1	2,4	1,1	0,9	2,5	4,7	1,3	4,3	2,4	3,2	3,9
W	ppm	1	360	527	103	98	493	37	694	33	151	49	79
Tl	ppm	0.1	0,5	3	0,2	0,3	3,5	2	0,4	0,3	0,6	0,3	0,6
Pb	ppm	5	6	47	< 5	< 5	39	8	< 5	< 5	11	< 5	< 5
Bi	ppm	0.4	< 0.4	0,6	< 0.4	< 0.4	0,6	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4	< 0.4
Th	ppm	0.1	4,3	83,7	4	3,1	55,4	2,9	3,8	1,8	1,5	2	2,5
U	ppm	0.1	1,1	3,3	1,1	0,8	4	1,5	1	0,9	0,7	0,9	1,1

Tabela 7.1 Continuação

TR-32e	TR-32f	TR-33	TR-37	TR-38	TR-42	elemento	TR-43a	TR-43b	TR-43c	TR-43d	TR-43e	TR-43f	TR-43g	TR-43h
64,89	65,96	52,21	50,24	48,01	52,8	SiO2	47,66	54,55	73,28	49,04	49	48,47	57,99	51,81
16,15	16,92	13,55	16,83	16,21	17,93	Al2O3	17,42	16,72	13,12	17,05	16,44	15,6	16,93	15,71
2,28	1,61	11,65	10,59	10,62	7,7	Fe2O3(T)	10,29	10,1	1,51	10,31	9,66	11,06	6,08	11,26
0,032	0,028	0,176	0,18	0,156	0,149	MnO	0,156	0,202	0,026	0,159	0,152	0,203	0,12	0,275
0,8	0,29	5,74	3,34	5,27	2,06	MgO	3,64	2,32	0,22	3,26	3,07	4,62	1,72	3,12
2,42	1,37	9,51	6,75	7,79	3,89	CaO	5,53	4,95	1,29	5,31	5,33	6,6	2,49	5,65
3,34	3,17	2,34	4	3,51	4,27	Na2O	4,05	4,15	2,86	3,73	3,87	3,56	3,63	3,9
6,56	8,49	1,17	2,05	2,12	5,08	K2O	3,46	2,7	5,65	4,16	3,88	2,84	5,3	2,28
0,337	0,272	1,23	2,475	1,901	1,503	TiO2	2,605	1,706	0,22	2,44	2,252	2,32	0,832	2,073
0,79	0,1	0,21	0,65	0,42	1,01	P2O5	1,07	1,11	0,07	1,31	1,31	0,62	0,1	1,36
1,18	0,69	0,73	1,54	2,29	1,2	LOI	3,18	1,47	1,03	1,56	2,22	1,41	1,81	1,8
98,78	98,89	98,5	98,65	98,28	97,59	Total	99,07	99,98	99,27	98,32	97,18	97,31	97	99,23
3	5	34	14	19	6	Sc	9	9	3	10	9	15	5	12
2	2	2	4	3	3	Be	2	2	5	2	2	3	1	3
28	21	317	187	224	73	V	142	45	8	152	131	171	51	55
1243	1806	271	499	529	1196	Ba	1622	1148	535	2033	1961	938	1426	310
435	570	221	544	587	924	Sr	1189	545	126	1104	1072	750	491	475
31	13	24	36	32	22	Y	21	30	13	31	29	24	6	35
240	234	112	220	173	393	Zr	244	158	167	51	112	126	1079	122
< 20	< 20	70	< 20	< 20	< 20	Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	110	40	< 20
32	20	51	29	50	18	Co	21	24	43	22	20	24	20	33
< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
< 10	< 10	120	30	20	< 10	Cu	20	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10
30	< 30	120	120	130	130	Zn	170	170	< 30	120	150	160	50	190
19	17	19	23	22	23	Ga	19	19	23	19	18	19	19	19
1	1	1	1	1	1	Ge	1	1	1	1	1	1	1	2
< 5	< 5	< 5	< 5	6	< 5	As	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
148	165	44	67	53	190	Rb	118	50	285	108	106	126	118	137
13	13	10	55	42	95	Nb	76	60	20	56	53	53	32	90
< 2	< 2	< 2	4	< 2	< 2	Mo	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	3	< 2	< 2
< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6	Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6	< 0,5
< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
1	1	2	2	2	2	Sn	2	< 1	3	< 1	2	4	1	1
0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	Sb	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	1,1
2,6	1,5	1,2	0,9	< 0,5	1,4	Cs	1,1	0,5	1,4	0,6	0,5	1,2	1,9	2,3
44,1	14,1	18,8	55,1	42,3	97,5	La	60,1	53	55	78,3	74,9	46	12	57,5
89,2	26	38,5	111	86,3	176	Ce	118	109	110	156	145	93,1	18,2	121
9,98	2,93	4,43	12,4	9,81	17,3	Pr	12,2	12,4	11,5	17,2	15,8	10,5	1,74	14
38	11,8	18,1	44,7	36,2	49,9	Nd	39,5	46	37,2	56	51,2	36,1	6	52,2
8,4	2,8	4,4	9,9	8,1	8,6	Sm	7,8	9,7	7,3	11,1	10,3	7,5	1,2	11,4
2,18	2,03	1,33	2,58	2,13	2,21	Eu	2,61	2,72	0,81	3,37	2,85	2,71	1,88	2,31
8,2	2,9	4,9	9	7,7	5,7	Gd	5,9	8,7	5	8,8	8,3	6,3	1,2	10,6
1,3	0,5	0,8	1,3	1,2	0,8	Tb	0,8	1,2	0,6	1,2	1,1	0,9	0,2	1,5
6,6	2,9	4,8	7,3	6,5	4,2	Dy	4,3	6,4	3,2	6,2	5,8	4,9	1,1	8
1,1	0,5	1	1,4	1,3	0,8	Ho	0,8	1,1	0,5	1,1	1,1	0,9	0,3	1,4
3	1,4	3	4,2	3,8	2,5	Er	2,4	2,9	1,2	3,3	3,2	2,7	0,9	3,5
0,39	0,19	0,44	0,59	0,55	0,37	Tm	0,34	0,38	0,15	0,44	0,43	0,38	0,15	0,45
2,1	1,1	2,6	3,4	3,2	2,3	Yb	2	2,2	0,9	2,5	2,5	2,3	1,1	2,5
0,29	0,16	0,35	0,5	0,47	0,34	Lu	0,28	0,3	0,11	0,37	0,36	0,32	0,21	0,35
6,1	5,2	3	4,6	4,6	7,7	Hf	4,7	3,2	5,1	1,2	2,2	2,9	18,9	3
1,5	1,1	0,9	4,7	2,9	10,2	Ta	6,5	3,6	1,7	4,3	4,8	4,6	2,6	6,7
353	239	159	69	196	68	W	51	160	583	49	32	24	130	197
1,1	5,5	0,5	0,2	0,6	1	Tl	0,9	0,5	1,6	0,2	0,3	0,8	0,8	1,3
16	25	< 5	< 5	< 5	8	Pb	< 5	9	20	< 5	< 5	< 5	< 5	6
< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	Bi	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4
9,3	1,6	4	2,4	2,3	6,2	Th	1,6	1,3	48	0,8	1,1	3	0,9	1,4
2,6	0,7	1,1	1,1	0,5	1,1	U	0,4	0,4	7,9	0,4	0,4	1,6	0,9	1

Tabela 7.1 Continuação

TR-43i	TR-43j	TR-43k	TR-44a	TR-44b	TR-44c	TR-44d	TR-44e	TR-44f	TR-45
69,62	72,56	73,45	49,79	51,91	51,92	55,42	68,91	71,39	51,61
14,72	14,1	13,8	16,63	17,95	16,13	16,52	14,09	14,41	14,32
1,99	0,84	1,75	10,97	8,39	9,47	8,21	3,25	1,63	10,8
0,03	0,011	0,044	0,204	0,117	0,17	0,153	0,038	0,026	0,173
0,41	0,17	0,12	3,38	3,18	3,12	2,44	0,54	0,28	7,01
1,88	0,94	1,23	6,07	4,69	5,15	4,4	1,32	1,53	11
3,22	2,19	3,13	3,95	4,12	3,71	3,6	2,69	3,18	2,08
5,48	8,31	5,56	2,97	4,44	3,2	4,3	6,53	5,75	0,82
0,33	0,105	0,146	2,424	2,103	2,171	1,775	0,511	0,252	1,004
0,12	0,18	0,04	0,92	0,86	1,3	1,02	0,11	0,08	0,15
1,07	0,54	0,54	1	1,74	1,67	0,98	1,18	0,71	0,61
98,87	99,93	99,81	98,32	99,5	98	98,83	99,19	99,23	99,59
4	2	6	15	9	12	11	6	3	39
3	1	11	2	2	2	3	3	5	1
18	12	< 5	135	117	129	108	24	9	302
671	1009	228	953	1647	1577	2231	617	585	188
271	480	90	717	1391	859	860	175	203	200
12	4	44	26	20	34	27	12	15	20
203	12	116	173	847	156	228	192	232	82
< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	180
48	83	35	30	30	23	26	29	32	96
< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	50
< 10	< 10	< 10	10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	110
30	< 30	30	190	160	200	170	60	40	120
22	16	26	21	18	19	18	27	26	18
1	< 1	2	2	1	2	2	2	2	2
5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5
205	157	311	100	122	69	82	317	265	29
14	4	35	66	55	73	63	26	14	7
< 2	< 2	2	< 2	< 2	< 2	< 2	4	< 2	< 2
< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
6	1	8	5	1	1	2	9	3	1
< 0,5	< 0,5	< 0,5	0,6	1	< 0,5	0,9	< 0,5	2,4	0,8
0,8	< 0,5	5,1	1,5	0,7	< 0,5	0,9	1	1,9	1,5
144	3,5	71,8	48,7	51,2	75,5	57,8	73,9	118	13,2
284	7,6	145	99,6	95,5	152	116	144	230	27
28,1	0,95	15,5	11,3	10,2	17	13	14,7	23,7	3,14
81,3	4,2	53,7	39,5	32,5	56,9	43,7	46,3	71,9	12,8
13,6	1,1	11	8	6,4	11,6	9	8,6	12,7	3,2
1,18	0,66	0,82	2,28	1,77	2,58	2,4	0,99	1	1,04
8,1	1,1	8,4	7,1	5,3	10	7,8	5,9	6,9	3,8
0,8	0,2	1,5	1	0,8	1,4	1,1	0,7	0,8	0,7
3,3	0,8	7,6	5,8	4,2	7,6	5,9	3,2	3,2	4,2
0,5	0,1	1,5	1	0,7	1,3	1	0,5	0,5	0,8
1,1	0,3	4,3	2,8	2	3,6	2,8	1,1	1,3	2,3
0,13	< 0,05	0,65	0,38	0,28	0,48	0,38	0,14	0,16	0,33
0,7	0,2	4,1	2,3	1,8	2,8	2,2	0,7	0,9	2
0,09	< 0,04	0,59	0,33	0,27	0,38	0,31	0,1	0,13	0,3
5,8	0,3	3,9	4	16,3	3,9	5,1	5,8	6,1	2,4
1	0,8	5,8	4,3	3,7	5,2	4,6	1,5	1,2	1,1
589	823	473	122	158	57	154	339	395	760
1,2	0,9	2,6	0,6	0,8	0,5	0,6	2,2	2,4	0,5
16	15	35	< 5	8	7	12	19	24	< 5
1,1	< 0,4	1,1	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	< 0,4	0,5
67,8	0,3	59,1	1,4	0,9	1,1	1,4	101	76,6	2,7
2,4	0,2	14,7	0,6	0,3	0,2	0,7	14,9	7,5	0,6

Harker (Figura 7.9 e Figura 7.10), o que pode estar refletindo um possível processo de contaminação laboratorial ou problemas de amostragem da série.

Em geral, o conjunto de amostras analisado apresenta uma boa correlação nos

diferentes diagramas Harker confeccionados, ocorrendo alguma dispersão para o Y, e, menos acentuada, para Ca, Sr e Al. Os diferentes grupos composicionais apresentam um aumento com a diferenciação em Si, de Rb e Pb.

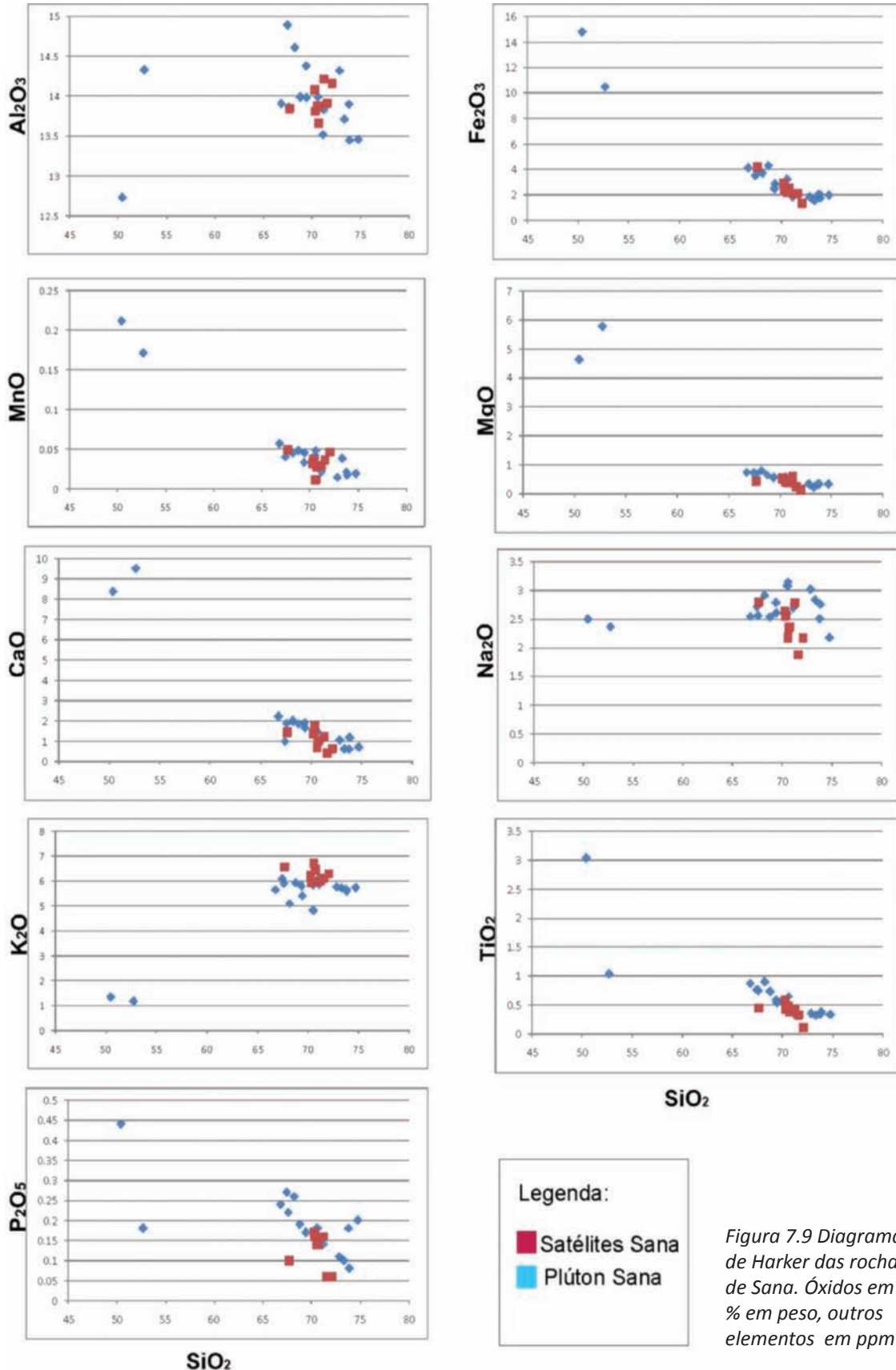


Figura 7.9 Diagramas de Harker das rochas de Sana. Óxidos em % em peso, outros elementos em ppm

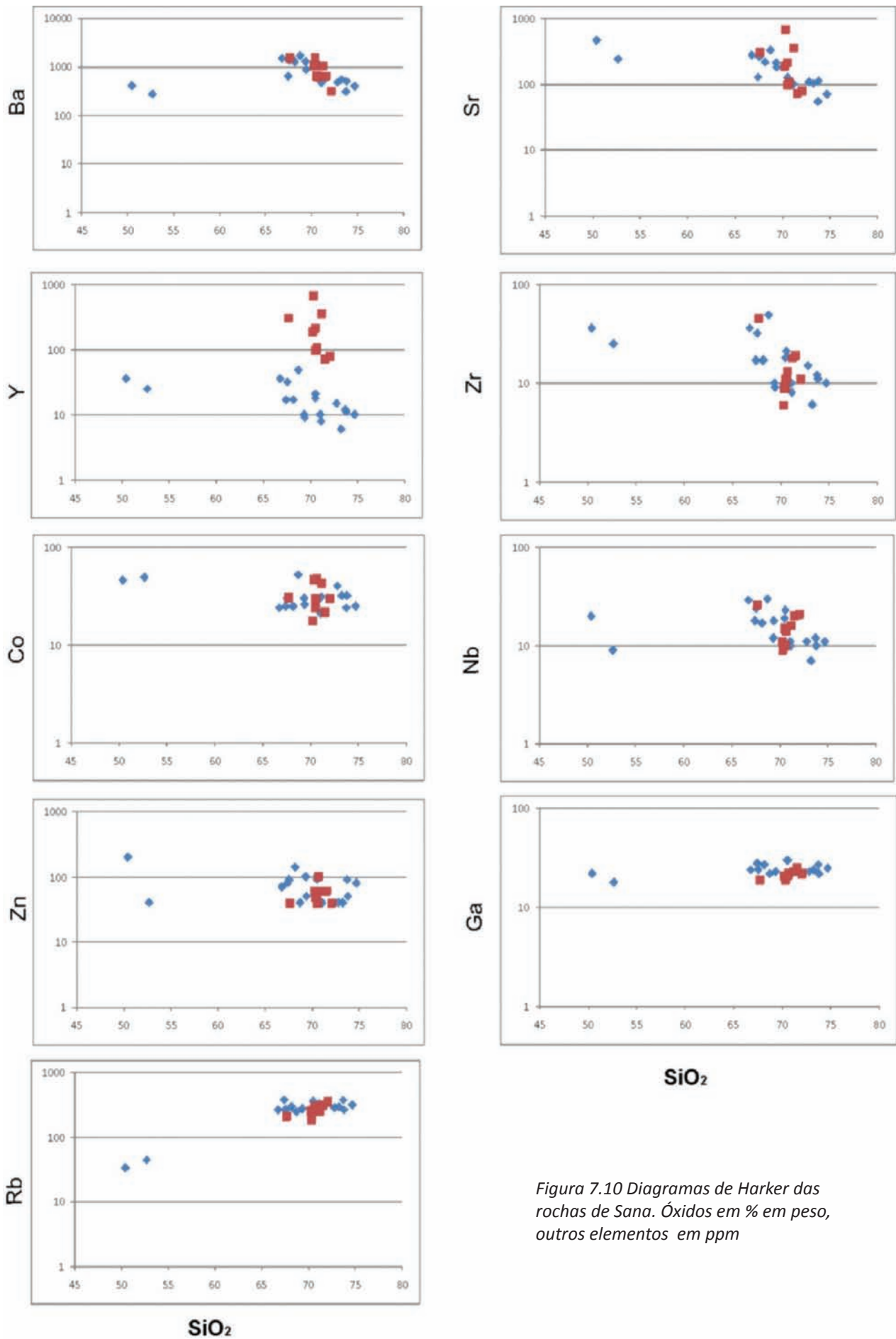


Figura 7.10 Diagramas de Harker das rochas de Sana. Óxidos em % em peso, outros elementos em ppm

Nota-se que os elementos Al, Y e o Zn apresentam um comportamento constante para os diferentes tipos composicionais. Os diagramas do conjunto mostram uma baixa dispersão em alguns elementos como K, e Na, sendo que em alguns deles sugerem a existência de dois *trends* (Al). Em adição observa-se um decréscimo geral nos elementos de transição (Fe, Sc), elementos HFS (Nb, Zr, P, Ti), alcalinos terrosos (Mg, Ca e Sr), Lantanídeos (La e Ce), sendo que em relação ao La, Sr, Zr, Nb, P e Ti este decréscimo é bem acentuado.

Observa-se fraco enriquecimento do Rb, enquanto o Th tem um comportamento mais ou menos constante. O empobrecimento em Ca,

Mg, Fe, Mn, Sr, é compatível com a cristalização magmática de fases essenciais como plagioclásio e máficos (anfíbólios e biotitas). Da mesma forma, o empobrecimento em elementos HFS (P e Zr) e lantanídeos é compatível com a cristalização fracionada de fases acessórias como zircão e apatita.

As análises químicas globais (elementos maiores, menores e traços) das amostras de Sana evidenciam um caráter ligeiramente peraluminoso (ACNK em torno de 1), o que sugere uma contribuição crustal deste corpo (Figura 7.11). No Diagrama TAS (Figura 7.12), as rochas são classificadas como granitos a sienitos, subalcalinos a ligeiramente alcalinos.

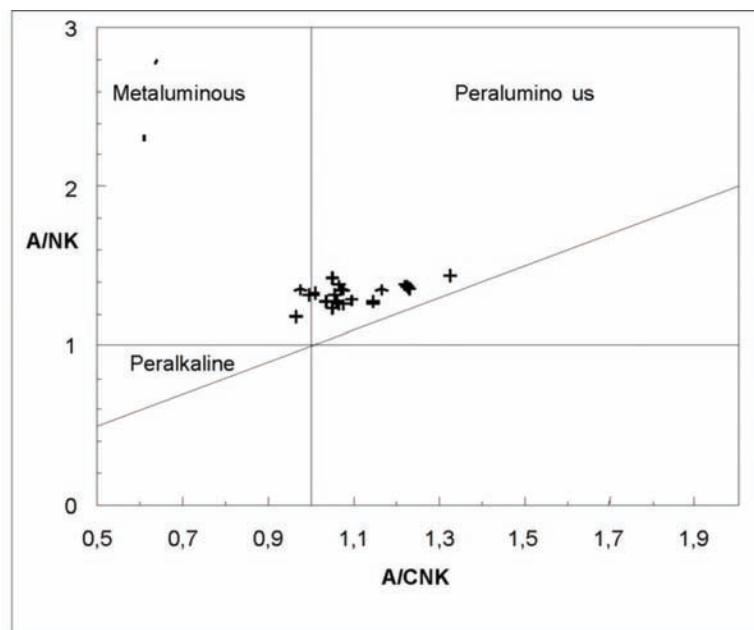


Figura 7.11 Diagrama ACNK ($ACNK = Al_2O_3 / (CaO + Na_2O + K_2O)$ em moles) versus ANK ($ANK = Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O)$ em moles) para as rochas de Sana, segundo Maniar e Piccoli (1989)

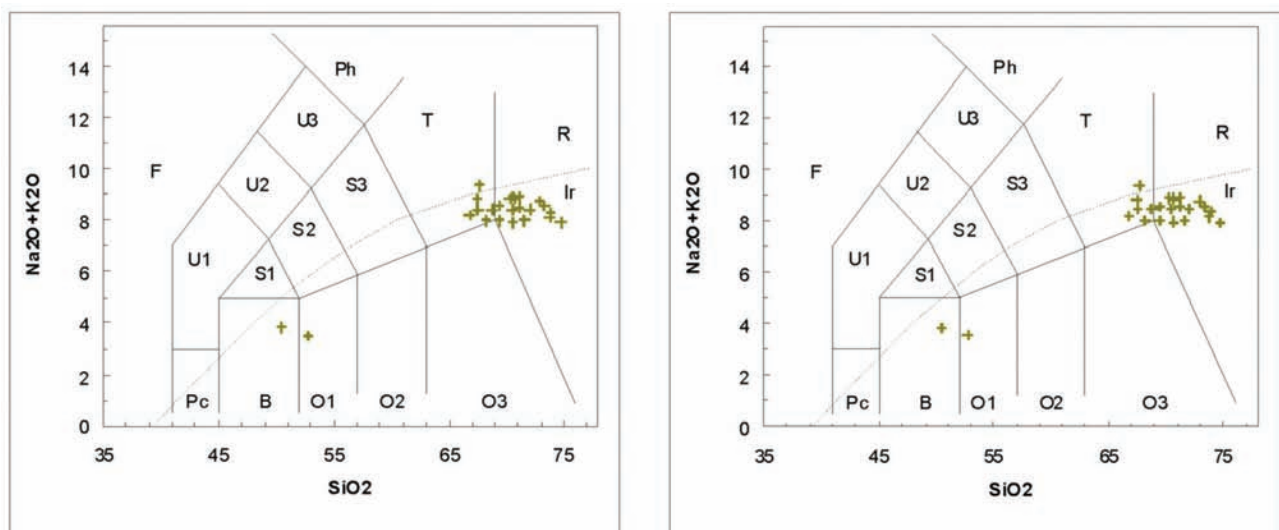


Figura 7.12 Classificação TAS segundo Cox et al. 1979 e Le Bas et al. 1986

Nos diagramas discriminantes tectônicos propostos por Pearce *et al.* (1984), baseado no conteúdo de Nb, Rb e Y, observa-se que as rochas de Sana têm comportamentos que os situam entre o campo dos granitos intra-placa e de arco vulcânico e sin-colisionais (Figura 7.13). A análise dos (ETR) para o granito Sana (Figura 7.14) mostrou um padrão

com intenso fracionamento de ETRs leves, anomalia negativa de Eu, empobrecimento em ETRs pesados e variáveis razões de La/Yb_N . Estes resultados permitem sugerir que o granito Sana apresenta similaridade com os granitos gerados num ambiente de arco magmático com expressivo fracionamento magmático.

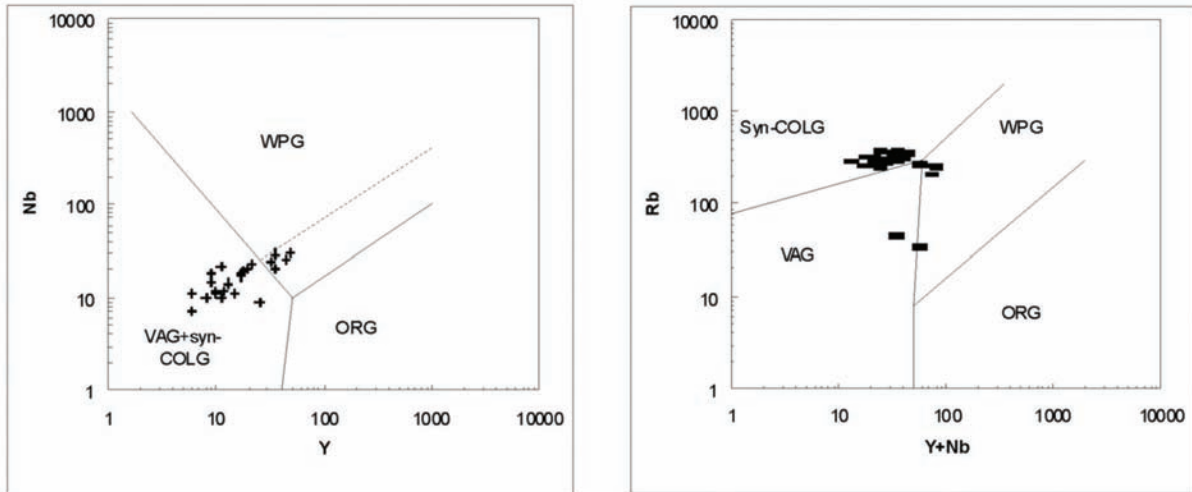


Figura 7.13 Posicionamento das rochas de Sana no diagrama propostos por Pearce *et al.* (1984) para discriminação de ambientes tectônicos de granitóides

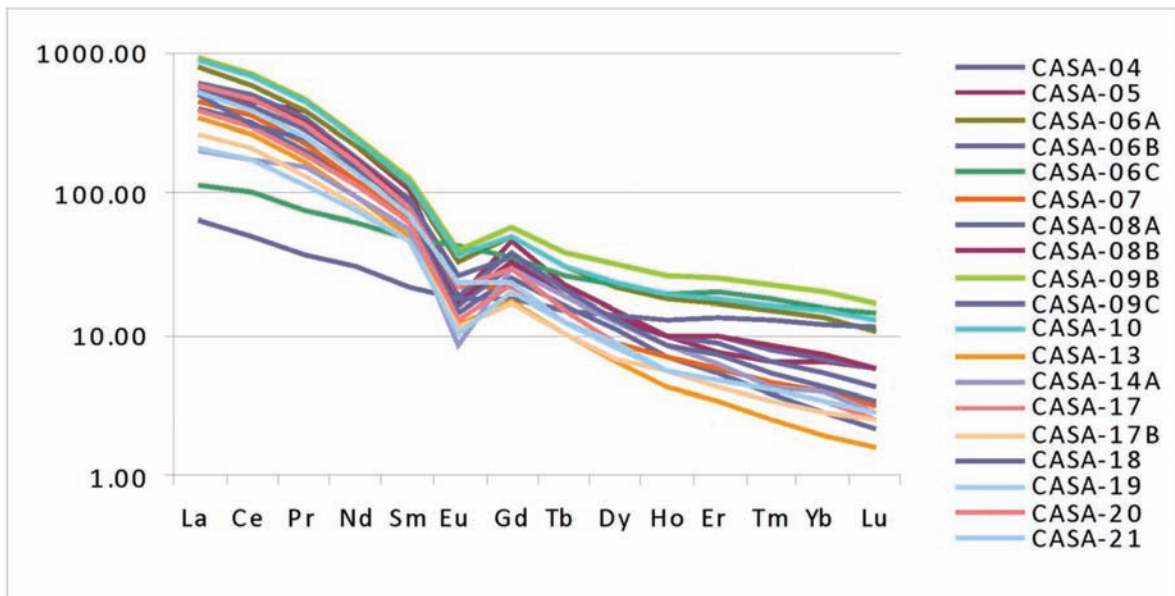


Figura 7.14 Padrões de Elementos Terras Raras para as amostras ácidas do Complexo Trajano de Moraes. Normalizado pelo Chondrito, segundo Boyton (1984)

Tabela 7.2 Resultados analíticos das amostras do Granito Sana

elemento	unidade	deteção	Analysis Method	CASA-04	CASA-05	CASA-06A	CASA-06B	CASA-06C	CASA-07	CASA-08A	CASA-08B	CASA-09B	CASA-09C	CASA-10	CASA-13	CASA-14A
SiO2	%	0.01	FUS-ICP	73,84	67,45	67,6	68,21	50,45	69,38	70,55	70,6	68,77	52,72	66,81	73,31	73,77
Al2O3	%	0.01	FUS-ICP	13,45	14,89	13,86	14,61	12,73	14,38	13,85	13,99	13,99	14,33	13,91	13,71	13,9
Fe2O3	%	0.01	FUS-ICP	1,71	3,48	3,55	3,69	14,8	2,45	2,62	3,17	4,27	10,49	4,11	1,5	2,04
MnO	%	0.001	FUS-ICP	0,017	0,04	0,047	0,045	0,211	0,033	0,038	0,048	0,048	0,171	0,057	0,038	0,021
MgO	%	0.01	FUS-ICP	0,34	0,75	0,68	0,8	4,62	0,57	0,49	0,59	0,66	5,76	0,75	0,22	0,36
CaO	%	0.01	FUS-ICP	1,16	0,95	1,86	1,98	8,37	1,89	1,43	1,48	1,83	9,51	2,2	0,6	0,59
Na2O	%	0.01	FUS-ICP	2,76	2,72	2,56	2,91	2,5	2,79	3,08	3,15	2,54	2,37	2,55	2,84	2,51
K2O	%	0.01	FUS-ICP	5,57	6,08	5,88	5,08	1,34	5,77	4,81	4,8	5,9	1,18	5,62	5,72	5,65
TiO2	%	0.001	FUS-ICP	0,382	0,759	0,744	0,898	3,033	0,587	0,498	0,64	0,73	1,033	0,87	0,317	0,341
P2O5	%	0.01	FUS-ICP	0,08	0,27	0,22	0,26	0,44	0,17	0,18	0,18	0,19	0,18	0,24	0,1	0,18
LOI	%		FUS-ICP	0,93	1,48	1,35	1,39	0,95	1,66	1,26	1,2	0,94	0,88	1,22	1,09	1,34
Total	%	0.01	FUS-ICP	100,2	98,87	98,36	99,88	99,45	99,68	98,8	99,85	99,85	98,61	98,35	99,45	100,7
Sc	ppm	1	FUS-ICP	3	6	6	6	30	4	5	6	6	36	7	3	3
Be	ppm	1	FUS-ICP	2	2	3	2	2	2	4	4	3	2	3	3	3
V	ppm	5	FUS-ICP	12	30	33	36	412	24	20	32	33	264	38	< 5	8
Ba	ppm	3	FUS-ICP	503	637	1347	1256	402	1276	605	613	1686	267	1483	545	303
Sr	ppm	2	FUS-ICP	113	128	260	217	472	213	124	126	331	243	278	103	54
Y	ppm	2	FUS-ICP	11	17	32	17	36	10	18	21	49	25	36	6	12
Zr	ppm	4	FUS-ICP	235	364	603	667	224	457	378	458	627	95	783	192	180
Cr	ppm	20	FUS-MS	< 20	< 20	< 20	< 20	60	< 20	< 20	< 20	< 20	80	< 20	< 20	< 20
Co	ppm	1	FUS-MS	32	25	30	25	46	30	28	25	52	49	24	32	24
Ni	ppm	20	FUS-MS	< 20	< 20	< 20	< 20	50	< 20	< 20	< 20	20	60	< 20	< 20	< 20
Cu	ppm	10	FUS-MS	< 10	< 10	< 10	< 10	230	< 10	< 10	< 10	< 10	100	< 10	< 10	< 10
Zn	ppm	30	FUS-MS	50	80	90	140	200	100	90	100	40	40	70	40	90
Ga	ppm	1	FUS-MS	22	28	24	27	22	23	30	30	22	18	24	24	27
Ge	ppm	1	FUS-MS	1	1	1	1	2	1	2	2	2	2	1	1	1
As	ppm	5	FUS-MS	< 5	24	10	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	< 5	< 5	< 5
Rb	ppm	2	FUS-MS	262	374	266	297	34	271	355	350	248	45	262	291	373
Nb	ppm	1	FUS-MS	10	18	24	17	20	12	19	23	30	9	29	7	12
Mo	ppm	2	FUS-MS	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2
Ag	ppm	0.5	FUS-MS	< 0.5	< 0.5	< 0.5	1,6	< 0.5	< 0.5	0,8	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	< 0.5
In	ppm	0.2	FUS-MS	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	0,2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2	< 0.2
Sn	ppm	1	FUS-MS	1	10	5	4	2	3	74	14	4	1	5	2	5
Sb	ppm	0.5	FUS-MS	0,9	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,8	0,6	0,5	0,5	< 0.5	< 0.5	< 0.5	0,6	< 0.5
Cs	ppm	0.5	FUS-MS	1,6	2,3	0,7	1	0,6	0,9	2,8	2,7	1	0,9	1,1	3,5	4,7
La	ppm	0.1	FUS-MS	126	184	241	191	36,4	140	166	186	294	19,8	282	107	62,8
Ce	ppm	0.1	FUS-MS	259	370	474	402	81,2	287	343	382	565	40,7	552	213	140
Pr	ppm	0.05	FUS-MS	24,3	47,4	47,1	41,2	8,84	27,2	34,5	38,2	55,6	4,43	54,9	19,4	18,5
Nd	ppm	0.1	FUS-MS	74,1	131	131	110	37	74,1	95,5	104	155	17,9	146	56,9	57,3
Sm	ppm	0.1	FUS-MS	13,3	20,6	21,8	17,6	9,3	12,6	15,2	16,6	25,3	4,2	23,3	9,7	11
Eu	ppm	0.05	FUS-MS	0,99	1,24	2,36	1,81	3	1,54	1,13	1,21	2,77	1,26	2,58	0,83	0,58
Gd	ppm	0.1	FUS-MS	6,6	11,6	12,5	9,1	9,1	5,7	7,9	8,4	15,1	4,6	13,1	4,4	7,6
Tb	ppm	0.1	FUS-MS	0,8	1,1	1,5	0,9	1,3	0,6	0,9	0,9	1,9	0,7	1,5	0,5	0,9
Dy	ppm	0.1	FUS-MS	3,6	4,6	7,2	4,2	7,3	2,8	4,1	4,2	10,1	4,4	7,6	2	3,9
Ho	ppm	0.1	FUS-MS	0,5	0,7	1,3	0,7	1,4	0,5	0,7	0,7	1,9	0,9	1,4	0,3	0,6
Er	ppm	0.1	FUS-MS	1,1	1,6	3,5	1,8	4,2	1,2	2	2	5,3	2,8	3,8	0,7	1,3
Tm	ppm	0.05	FUS-MS	0,12	0,21	0,49	0,21	0,57	0,15	0,25	0,27	0,74	0,41	0,52	0,08	0,14
Yb	ppm	0.1	FUS-MS	0,6	1,3	2,7	1,1	3,3	0,8	1,4	1,5	4,2	2,5	3	0,4	0,8
Lu	ppm	0.04	FUS-MS	0,07	0,18	0,34	0,14	0,45	0,1	0,18	0,18	0,53	0,36	0,4	0,05	0,09
Hf	ppm	0.2	FUS-MS	7,7	12	16,1	18,3	6,8	13	11,2	12,9	16,7	2,9	20,8	6,2	7
Ta	ppm	0.1	FUS-MS	1	1,3	2,6	0,9	1,5	0,9	1,6	1,8	2,7	0,8	2,1	0,9	0,7
W	ppm	1	FUS-MS	344	229	270	218	78	286	267	237	277	138	269	440	262
Tl	ppm	0.1	FUS-MS	3,3	1,6	3,2	3,9	0,4	1,9	5,1	5,2	1,3	0,3	1,9	3,1	2,9
Pb	ppm	5	FUS-MS	36	21	33	35	5	17	32	33	17	< 5	23	37	33
Bi	ppm	0.4	FUS-MS	< 0.4	< 0.4	0,6	61,5	< 0.4	< 0.4	1,7	1	< 0.4	< 0.4	< 0.4	0,5	0,4
Th	ppm	0.1	FUS-MS	72,9	114	61,9	81	3,4	54,3	70,7	78,4	56	3,6	67,3	71,3	47,7
U	ppm	0.1	FUS-MS	7,8	5,4	2,5	1,9	0,8	2,1	4,3	5	2,6	0,9	2,7	6,9	6,8

Tabela 7.2 Continuação

elem.	CASA-17	CASA-17B	CASA-18	CASA-19	CASA-20	CASA-21	QT-11	QT-15A	QT-15D	QT-38A	QT-39	QT-50	QT-64C	QT-74
SiO ₂	71,11	71,17	72,84	74,75	69,43	70,52	70,71	70,34	71,23	70,25	70,56	67,67	71,58	72,06
Al ₂ O ₃	13,52	13,83	14,32	13,46	13,98	13,85	13,66	13,81	14,21	14,08	13,87	13,84	13,91	14,16
Fe ₂ O ₃	2,01	1,81	1,79	1,94	2,82	2,36	2,54	2,43	2,13	2,88	2,17	4,21	2,13	1,36
MnO	0,023	0,021	0,014	0,019	0,045	0,042	0,028	0,038	0,03	0,033	0,012	0,05	0,037	0,047
MgO	0,38	0,35	0,34	0,34	0,58	0,46	0,39	0,52	0,59	0,56	0,42	0,45	0,27	0,16
CaO	1,06	1,09	1,03	0,68	1,64	1,41	1,02	1,71	1,25	1,38	0,68	1,44	0,43	0,65
Na ₂ O	2,69	2,76	3,02	2,18	2,61	2,6	2,36	2,56	2,78	2,64	2,18	2,79	1,89	2,17
K ₂ O	5,85	6,13	5,74	5,71	5,38	5,82	6,45	5,94	6,02	6,22	6,71	6,58	6,11	6,28
TiO ₂	0,398	0,341	0,354	0,334	0,542	0,481	0,389	0,44	0,429	0,583	0,48	0,447	0,327	0,122
P ₂ O ₅	0,14	0,14	0,11	0,2	0,17	0,14	0,14	0,16	0,16	0,17	0,14	0,1	0,06	0,06
LOI	1,41	1,43	1,25	1,19	1,33	1	2,4	1,64	1,3	1,44	1,42	1,57	2,47	2,12
Total	98,58	99,08	100,8	100,8	98,53	98,68	100,1	99,58	100,1	100,2	98,65	99,14	99,21	99,17
Sc	4	3	3	3	5	4	6	5	5	5	4	5	7	5
Be	3	3	3	2	4	3	2	4	7	3	1	2	4	6
V	13	10	12	12	28	23	16	33	29	27	16	20	12	6
Ba	467	485	468	398	862	1302	622	1565	1066	1078	663	1536	651	321
Sr	98	103	108	70	181	214	106	672	355	190	99	308	73	79
Y	10	8	15	10	9	9	13	9	18	6	11	45	19	11
Zr	239	219	212	168	402	374	343	282	289	461	313	486	285	119
Cr	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	20	< 20	< 20
Co	21	31	40	25	26	24	48	47	43	18	30	31	22	30
Ni	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20	< 20
Cu	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	20	< 10	20
Zn	40	60	40	80	50	50	100	50	60	60	40	40	60	40
Ga	23	23	23	25	23	21	22	19	23	21	21	19	25	22
Ge	1	1	1	1	1	1	1	1	2	1	1	1	2	2
As	< 5	< 5	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	5	7	8	< 5	< 5
Rb	314	326	281	313	277	254	301	188	254	255	265	212	309	351
Nb	11	10	11	11	18	15	14	9	16	11	10	26	20	21
Mo	< 2	4	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	< 2	9	< 2	< 2
Ag	< 0,5	< 0,5	< 0,5	3,7	< 0,5	< 0,5	0,6	< 0,5	< 0,5	0,5	0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
In	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2	< 0,2
Sn	5	4	2	3	3	3	2	2	3	3	1	5	4	3
Sb	0,6	0,8	0,6	0,9	< 0,5	0,9	1	0,5	1,2	0,7	0,9	0,5	1	< 0,5
Cs	2,9	3,1	2,2	2,7	2,1	1,4	0,9	1,1	2,2	1,6	1,6	1,1	2,5	2,4
La	117	82,8	156	64,9	184	161	192	186	196	219	130	261	152	27,3
Ce	243	172	245	140	375	321	372	351	308	409	281	494	319	53,8
Pr	23	16,3	29,3	13,5	37,2	29,8	37,6	31,2	33,2	40,4	27,5	48	30,6	6,64
Nd	67,4	48,9	89,9	44,2	99,5	83,6	108	93,8	95,7	105	89,3	140	88,1	20,2
Sm	12,2	8,8	16,4	8,8	15,6	13,6	18,3	14	16,3	16,8	16,5	23,8	15,7	3,9
Eu	0,89	0,8	1,29	0,71	1,55	1,63	1,23	1,98	1,89	1,6	0,99	3,79	1,06	0,72
Gd	5,8	4,3	9,9	5,1	7,6	6,2	9,4	5,5	8,9	6,9	8,5	14,3	8,1	2,6
Tb	0,6	0,5	1	0,6	0,7	0,6	0,9	0,6	0,8	0,5	0,9	1,8	1	0,4
Dy	2,7	2,2	4,1	2,6	2,8	2,8	3,8	2,5	3,9	2,1	3,6	9,3	4,9	2,6
Ho	0,4	0,4	0,6	0,4	0,4	0,4	0,6	0,4	0,7	0,3	0,5	1,7	0,8	0,5
Er	1	0,9	1,5	1	1	1	1,4	1,1	1,9	0,7	1,2	4,7	1,9	1,7
Tm	0,13	0,11	0,17	0,13	0,13	0,13	0,17	0,16	0,24	0,08	0,14	0,64	0,21	0,27
Yb	0,7	0,6	0,9	0,7	0,7	0,7	0,9	0,9	1,4	0,4	0,7	3,7	1	1,8
Lu	0,08	0,08	0,11	0,09	0,09	0,09	0,11	0,14	0,19	0,05	0,08	0,47	0,13	0,25
Hf	7,7	7	7,2	6	11,3	10,4	11	8,5	9,4	13,6	9,8	12,5	9,8	4,7
Ta	0,8	1	1,2	0,7	1,1	1	0,9	0,9	1,4	0,7	0,7	2,4	1,6	2,4
W	229	302	406	284	239	258	615	537	526	210	365	392	352	291
Tl	2,8	4,6	2,5	4,6	2	2	4,2	1,9	3,3	1,9	2,1	1,5	4	2,5
Pb	25	39	25	37	17	18	53	37	60	20	24	25	59	54
Bi	< 0,4	0,6	75,9	64,1	64,7	83,6	1	< 0,4	85,5	< 0,4	< 0,4	52,8	0,5	15,9
Th	68,3	55,8	63,4	39,8	68,9	44,5	96,4	60,1	52,6	114	82,1	45,2	111	22,4
U	4,1	9,9	4,6	5,1	2,4	1,7	2	6,1	5	2	3,6	1,7	6,3	7,5

8 – RECURSOS MINERAIS

8.1 - INTRODUÇÃO

Os recursos minerais localizados na Folha Casimiro de Abreu relacionam-se principalmente com as rochas e minerais industriais (RMI), empregados principalmente na construção civil, assumindo um papel significativo na economia mineral da região 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 dependem, 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, uma vez que poucas eram as georreferenciadas, a maioria das ocorrências estava assinalada em mapas de caminhamento. Por estas razões esses dados foram digitalizados em bases digitais disponíveis na escala 1: 50.000. Foram utilizadas também as informações contidas no Registro Mineral do Departamento de Recursos Minerais do Estado do Rio de Janeiro (DRM-RJ) ano 2007 e feita atualização da situação funcional das empresas além de ajustes nas coordenadas geográficas. No Cadastro Mineiro do Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM) de dezembro de 2008, foram selecionadas as áreas com requerimentos e concessões de lavra e de licenciamento para o confronto com os dados existentes em outras fontes. Para a integração desses dados no banco georreferenciado foram calculadas as coordenadas geográficas do centróide das poligonais dos títulos minerários. Os requerimentos de pesquisa e de licenciamento não foram considerados no banco de dados como indicadores de recursos minerais, sendo utilizados apenas como parâmetro para verificação do interesse no setor mineral do estado.

Com as informações obtidas foi gerado um banco de dados georreferenciados que serviu de

base para uma avaliação preliminar da distribuição da atividade mineral na área em questão que direcionou os trabalhos de campo. Os métodos de geoposicionamento utilizados para localização desses depósitos nas várias fontes pesquisadas diferem entre si (coordenadas GPS, carta topográfica, etc.), o que gerou por vezes uma imprecisão dos dados e a duplicidade de pontos catalogados em fontes distintas. Nesse caso, a localização principalmente de cavas abertas (pedreiras) através de imagens de satélite fornecidas pelo programa *GoogleEarth* forneceram maior precisão geográfica.

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

8.2 - PANORAMA MINERAL DA ÁREA

Os principais bens minerais arrolados na área da folha Casimiro de Abreu (escala de 1:100.000) correspondem à água mineral, areia, argila, brita, mármore, rochas ornamentais e saibro. Ainda podem ser mencionados, dentre os recursos minerais da região, os minerais de pegmatitos tais como feldspato, mica, caulim e berilo. No geral, correspondem a jazidas exauridas ou a ocorrências e indícios que, até o momento,

não suscitaram um maior interesse econômico. Foram cadastradas 81 localidades com a presença de recursos minerais, estando 17 em atividade, 18 ocorrências e o restante são depósitos inativos ou não explorado.

Os processos protocolados no DNPM até dezembro de 2008 correspondem a 23 processos de requerimentos e concessões de lavra, nove de licenciamentos e 88 autorizações de pesquisa e requerimentos de licenciamento e pesquisa. É importante salientar que as substâncias solicitadas nos processos para pesquisa não necessariamente correspondem ao produto a ser pesquisado.

A região em questão é um pólo regional de turismo do Estado abrigando a área de proteção ambiental de Macaé de Cima e do Rio São João do Mico Leão Dourado, e parte da Reserva Biológica União e do Parque Estadual dos Três Picos na porção sul-sudeste. No entanto, essa condicionante ambiental limita a atividade mineradora na região.

A seguir, a descrição dos recursos minerais da região que abrange a Folha Casimiro de Abreu, listados por ordem alfabética.

Água Mineral

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

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

Nos diversos municípios que compõem a região abrangida pela folha Casimiro de Abreu encontram-se registros de 11 áreas em produção de água mineral distribuídos nos municípios de Casimiro de Abreu (4, estando 2 em atividade), Nova Friburgo (3, estando 1 em atividade), Macaé (3 estando 1 em atividade), Silva Jardim (1 ativa) e Trajano de Moraes (1 ativa).

Na região de Casimiro de Abreu são produzidas (e comercializadas no âmbito do estado) as águas minerais das marcas Bell'Água e A.F.Vicente. São classificadas como fluoretadas e hipotermiais na fonte, com vazão entre 84 a 192 mil l/dia. Na região de Nova Friburgo produz-se água mineral das marcas Lumiar/Nova Friburgo, classificadas como vanádicas e fluoretadas respectivamente com uma vazão de 192 e 96 mil l/dia, e da marca Ecovita, fluoretada com vazão

de 864 mil l/dia. As fontes estão localizadas em rochas do Grupo São Fidélis.

Na região de Macaé é produzida a marca Bicuda Grande, classificada como fluoretada e fracamente radioativa na fonte, com vazão de 96 mil l/dia. A fonte percola rochas granitóides do domínio do Granito Sana. A água mineral Boa Vista de Macuco esta em fase de implantação com perspectivas de uma vazão de até 1800 mil l/dia tornando-se a principal marca produzida na região. É classificada como fluoretada e esta percolando pegmatitos intrusivos em paragneisses da Unidade Italva.

Em Silva Jardim e Trajano de Moraes, são produzidas as águas minerais das marcas Vale do Sol e Trajano de Moraes, classificadas como fluoretadas com vazão respectiva de 480 mil l/dia e 240 mil l/dia.

Vale ressaltar, que no estado do Rio de Janeiro, a maioria das fontes de água mineral é do tipo fissural, no entanto o posicionamento dessas jazidas em relação às estruturas rúpteis não esta bem definida em mapa devido à escala (regional) de trabalho.

Areia

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

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

Na região que abrange a área em questão, existem 20 locais de extração de areia, restando apenas cinco em operação atualmente. A areia é retirada unicamente de depósitos fluviais localizados no leito do Rio Grande entre as cidades de Bom Jardim e São Sebastião do Alto.

De um modo geral, são extrações de pequeno porte utilizando balsas, dragas de sucção ou extrações artesanais com auxílio de pás (Figura 8.1). Neste último caso, sempre atuam na ilegalidade sob a alegação da baixa produtividade.

Existem inúmeros areais paralisados ao longo desse mesmo rio e afluentes além de raras extrações no córrego Fundo em Casimiro de Abreu, rio da Bananeira em Silva Jardim, Rio Santiago em Nova Friburgo e Rio São Pedro em Macaé. Os locais de extração de areia no rio Grande possuem principalmente a contribuição de sedimentos originados de gnaisses migmatíticos do Grupo São Fidélis.



Figura 8.1 Extração artesanal de areia, município de Bom Jardim

Argila

A argila é explotada por apenas uma empresa localizada no município de Casimiro de Abreu e existe uma mina paralisada em Cordeiro.

Esse material é extraído de depósitos aluvionares em área de baixada, e é utilizado pelas indústrias cerâmicas locais na fabricação de tijolos.

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

Mármore

Foram cadastradas três ocorrências de mármore na região em estudo, localizadas nos municípios de Cordeiro e Silva Jardim.

As ocorrências de Cordeiro estão alinhadas segundo a direção NE-SW fazendo parte da faixa de mármore da região de Cantagalo no norte - nordeste da folha.

Tratam-se predominantemente de corpos lenticulares de mármore dolomítico e mais raramente calcítico, de textura granoblástica média a grosseira, com cristais de calcita/dolomita de coloração azulada a esverdeada. Apresentam-se com aspecto maciço, sacaróide e/ou lamelar. Mais raramente, foram descritos sulfetos associados (pirita). Essas rochas estão intercaladas com anfibólio-biotita gnaisses pertencentes à Unidade Itáva.

Minerais de pegmatitos

Na região, foram cadastrados diversos locais com a ocorrência de pegmatitos, principal tipo de corpo produtor desses insumos.

Atualmente, as atividades de lavra encontram-se paralisadas e dados concretos da produção são, por conseguinte, inexistentes. Foram descritas ocorrências ou antigos garimpos de feldspato (17 registros), mica (2) e berilo (7). Quando o corpo pegmatítico apresenta porções intensamente alteradas que assumem um aspecto argiloso, ele é lavrado para caulim (2 áreas). Esses depósitos estão inativos ou representam ocorrências, sendo de difícil identificação no campo.

Na região da Folha Trajano de Moraes (1: 50.000), foram identificados em campo, quatro pegmatitos localizados na borda nordeste e norte do Granito Sana. Em geral, apresentam até 2 metros de largura e são compostos por feldspato por vezes caulinizado (Figura 8.2), quartzo, biotita, e por vezes cristais bem desenvolvidos de muscovita. Segundo informação verbal, em dois deles foi extraído berilo azul.

Na área da Folha Casimiro de Abreu (1: 50.000), foram identificados em campo cinco pegmatitos localizados na borda ocidental do Granito Sana e em corpos graníticos menores. Em geral, os pegmatitos atingem até 3 metros de espessura, muitas vezes são do tipo heterogêneo com núcleo de quartzo, além de muscovita e feldspato em grãos decímetros e intercrescidos com quartzo (Figura 8.3). Na área da Folha Quartéis, foi visitada em campo uma antiga escavação de aproximadamente 5 metros de comprimento por um metro de largura onde foi extraído berilo azul. No local, observou-se blocos decimétricos de feldspato rosados e quartzo e placas de muscovita (Figura 8.4).



Figura 8.2 – Detalhe de pegmatito caulinizado em uma das cavas encontradas na Fazenda Monte Azul, Trajano de Moraes



Figura 8.3 - Blocos de quartzo intercrescidos com mica em antiga escavação da Fazenda São Tomé, Aldeia Velha



Figura 8.5 – Pedreira de brita, Bom Jardim. Imagem de satélite Google Earth, dezembro 2008



Figura 8.4 – Presença de mica em grandes placas, encontrada próximo a pegmatito mineralizado a berilo, Fazenda Monte Azul, Trajano de Moraes

Rocha para brita

Segundo Mello & 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 em questão, ocorre apenas uma pedreira de extração de brita atualmente em atividade na região de Bom Jardim (Figura 8.5). A pedreira encontra-se em rochas gnáissicas do Complexo Rio Negro.

Rocha Ornamental

Nesse relatório adotou-se a denominação rocha ornamental para o material comumente denominado pedra para cantaria (paralelepípedo, lajotas e blocos para a alvenaria) além das rochas ornamentais propriamente ditas. Essa utilização segue as normas do banco de dados fornecido pela CPRM e também pelas informações obtidas através dos processos do Cadastro Mineiro do DNPM que nem sempre especificam com exatidão a classe utilitária do material extraído. A verificação em campo constatou que inúmeros locais indicados como extrações para rochas ornamentais tratavam-se de rochas para cantaria.

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

Na região ocorre apenas uma extração de rocha ornamental na região de Bom Jardim, denominada comercialmente de Branco Monnerat.

Nesse mesmo município estão registradas oito minas paralisadas de rocha para cantaria. São pedreiras de pequeno porte que funcionaram para atender a demanda de mercado local produzindo paralelepípedos e lajotas a partir de principalmente de matacões e depósitos de tálus (Figura 8.6).

As rochas explotadas para cantaria são rochas graníticas das Suítes Intrusivas Teresópolis, Andorinha e Serra dos Orgãos, e paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul e da Megasequência Andrelândia. Os paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul próximo ao lineamento de mesmo nome apresentam em geral uma foliação milonítica marcante de direção NE-SW, propiciando a exploração de lajotas.



Figura 8.6 Extração de rocha para cantaria, Bom Jardim. Imagem de satélite Google Earth, dezembro 2008

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.

Apenas duas extrações de saibro encontram-se em atividade nos municípios de Bom Jardim e São Sebastião do Alto. A exploração desse material atendeu a necessidade das prefeituras para obras de estradas locais e em geral foram extraídos de barrancos, sem deixar vestígios.

Verifica-se que esses depósitos encontram-se na porção setentrional da região, próximo a rodovia que liga Nova Friburgo a Bom Jardim, no domínio recoberto por rochas granitóides da Suíte Serra dos Órgãos, e na porção nordeste da folha no domínio de rochas da Unidade de leucogranitos.

8.3 - PROJEÇÕES E PERSPECTIVAS

Demograficamente, os municípios que compõem a região considerada são pouco populosos e tem as suas atividades voltadas essencialmente para a agropecuária. Pode-se considerar a atividade minerária, que aí ocorre, como secundária sendo que na região predomina a exploração de areia e rocha ornamental.

Com relação aos materiais de construção, não há grandes perspectivas para o incremento da sua produção. Localmente, a maioria dos depósitos de areia esta em atividade e atende perfeitamente a demanda do mercado local. Sua exploração tem emprego imediato na construção civil, atividade que, entretanto, não apresenta grande expressão, considerando que as cidades da região são pouco populosas.

Os mármorees formam uma faixa que se prolonga até ao pólo marmoreiro de Cantagalo. Apresentam reservas pesquisadas que apontam ainda para vários anos de produção. Do exposto, projeta-se uma situação bastante estável com relação à produção e fornecimento dos atuais insumos produzidos na região.

8.4 - ASPECTOS AMBIENTAIS.

Um dos problemas mais conspícuos gerados pela atividade de exploração de rochas para cantaria corresponde à degradação do terreno, pois em geral trata-se de uma exploração predatória efetuada por mineradores não legalizados que em geral descartam os rejeitos e solos removidos nas encostas abandonando a área sem uma recuperação ambiental obrigatória.

Por sua vez, 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.

9 – EVOLUÇÃO GEOLÓGICA

9.1 - INTRODUÇÃO

A evolução geológica no contexto regional pode ser apresentada a partir das Unidades Geológicas observadas na folha Casimiro de Abreu e suas correlações com unidades litológicas que ocorrem na porção central da Faixa Ribeira (Figura 9.1). Desta forma, a proposta de evolução geológica aqui apresentada é suportada por dados obtidos na literatura, que compreendem descrições de unidades litoestratigráficas, acervos geocronológicos, geoquímicos e estruturais.

O modelo evolutivo proposto a seguir é baseado nos resultados obtidos durante os trabalhos de campo

e laboratoriais, e serão discutidos e complementados com outros modelos anteriormente propostos. Neste sentido, as unidades litoestratigráficas observadas e descritas no presente trabalho, permitem sugerir uma evolução geológica baseada fundamentalmente em seis estágios evolutivos principais: (i) Formação da Bacia Plataformar na borda sul-sudeste (atual) do Craton do São Francisco; (ii) Inversão da Bacia e Subducção de Crosta Oceânica; (iii) Colisão Oblíqua com o Craton de São Francisco; (iv) Desenvolvimento de sistemas de cisalhamento Transcorrentes-Transpressivos; (v) Colapso do Orógeno; (vi) Colisão do Terreno Cabo Frio. Cada um destes estágios, registradas através de Unidades Litoestratigráficas, serão descritas a seguir.

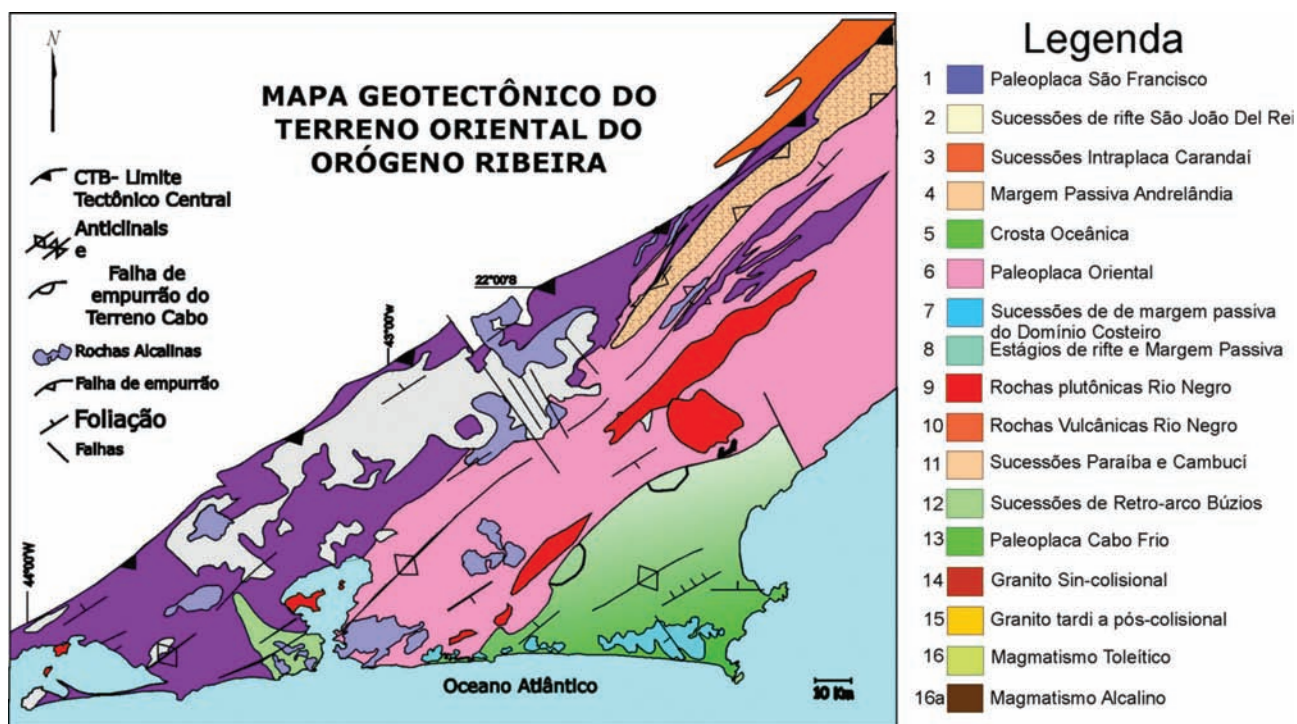


Figura 9.1 Mapa geotectônico do Terreno Oriental e Terreno Cabo Frio

9.2 - FORMAÇÃO DA BACIA PLATAFORMAL

As rochas mais antigas observadas na área de estudo (excetuando-se os gnaisses Paleoproterozóicos do Complexo Região dos Lagos) correspondem aos paragneisses da Unidade São Fidelis. Esta Unidade corresponde a um espesso pacote de rochas gnáissicas, intercalada com níveis mais homogêneos, compostos por: biotita gnaiss, granada-biotita gnaiss, sillimanita-granada-biotita gnaiss como principais litotipos. Estas rochas metamórficas têm predominantemente como

protólitos grauvascas e pelitos, mas que podem incluir arenitos e margas em escala regional (Figura 9.2).

O ambiente deposicional proposto para a formação destas rochas corresponde a uma bacia sedimentar plataformar desenvolvida na margem continental representada pelo Craton de São Francisco. As variações composicionais das rochas sedimentares (protólitos) são decorrentes de características de ambiente marinho raso a profundo que, eventualmente, transicionam para ambientes de marés e recifes de corais.

A Unidade São Fidelis foi dividida neste trabalho tendo por base uma importante variação

das feições magnetométricas mapeadas durante o levantamento geofísico regional associado às características de campo. Esta compartimentação da Unidade São Fidelis pode ser resultado (i) de diferenças composicionais decorrente da origem a partir de diferentes protólitos (sedimentos proximais *versus* distais) ou (ii) rochas de diferentes comportamentos reológicos devido a estarem em profundidades diferentes durante o processo metamórfico e deformacional descritos a seguir. Ambas explicações não são excludentes, sendo que a segunda é corroborada pela presença de megantiforme de expõem as rochas mais profundas ao longo desta estrutura regional.

A estabilidade da margem sul-sudeste do Craton de São Francisco permitiu a deposição das rochas sedimentares dos Grupos São João Del Rey e Andrelândia. As informações geocronológicas sobre as rochas geradas neste período de tempo não são definitivas, mas apontam para idades Mesoproterozóicas podendo ter alcançado o início do Neoproterozóico. No decorrer do Neoproterozóico, foram depositados os sedimentos do Grupo Paraíba

do Sul e os sedimentos do Complexo Italva, cujas idades ainda são motivo de debate. Estas duas últimas unidades são provavelmente contemporâneas à deposição dos sedimentos São Fidelis, conforme é sugerido, pelas idades similares U-Pb de zircões detríticos, apesar destas unidades não apresentarem continuidade física atualmente.

O Craton do São Francisco, compreendido na região pelas rochas Arqueanas do Complexo Barbacena e rochas Paleoproterozóicas do Complexo Mantiqueira, representam, neste cenário, o embasamento para a deposição dos sedimentos do Grupo Paraíba do Sul e do Complexo Italva, onde extensas áreas de rochas do Complexo Juiz de Fora afloram. Por outro lado, no Terreno Oriental, rochas do embasamento não são observadas, de forma que não são reconhecidas no campo o substrato deposicional das rochas da Unidade São Fidelis. Uma possível explicação seria a existência uma placa oceânica abaixo dos sedimentos da Unidade São Fidelis, formada durante a evolução da bacia sedimentar plataformal e que foi consumida no estágio descrito a seguir (Figura 9.2).

Borda da Placa do São Francisco

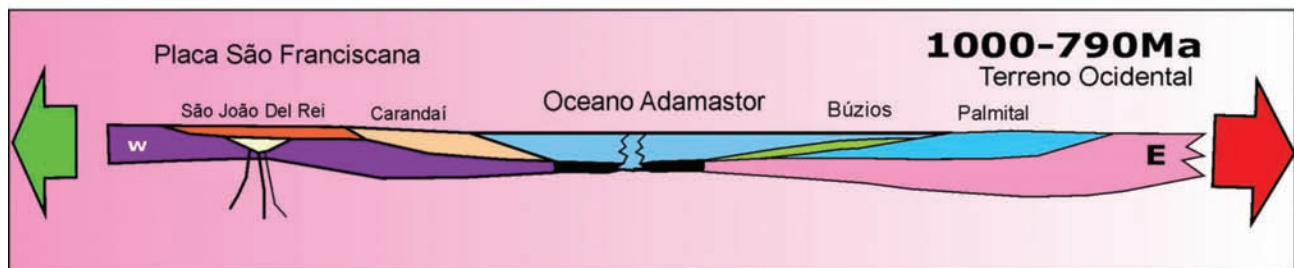


Figura 9.2 Perfil esquemático para os ambientes geológicos da borda da placa do craton do São Francisco durante a deposição dos sedimentos das Formações São João del Rey e Carandaí

9.3 - INVERSÃO DA BACIA E SUBDUÇÃO DE CROSTA OCEÂNICA

A deposição dos sedimentos da Unidade São Fidelis pode ter durado dezenas ou mais de uma centena de milhões de anos, permitindo a formação do espesso pacote de rochas desta Unidade hoje metamorfisadas. Este período de deposição pode ter sido acompanhado de expansão da crosta oceânica, através de um centro gerador (cadeia dorsal) localizada a sul/sudeste (atual) da área estudada. Durante este processo de expansão da bacia em ambiente plataformal foi gerada a placa oceânica que, posteriormente, inicia sua subducção por sob o pacote de sedimentos representado pela Unidade São Fidelis e a consequente hidratação do manto, geração de magmas calcioalcalinos e soerguimento destes magmas, bem como a geração do Arco Magmático Rio Negro (Figura 9.3).

As informações geocronológicas do período de formação destas rochas magmáticas podem ser interpretadas como o período de tempo do processo de subducção da placa oceânica. Neste sentido, as rochas datadas entre 730 Ma e 600 Ma indicam a duração do processo de subducção, geração de rochas do Complexo Rio Negro e início da deformação e metamorfismo dos protólitos sedimentares da Unidade São Fidelis. As relações de campo sugerem a intrusão dos corpos ortoderivados nos paragneisses que corroboram com esta hipótese, sugerindo também a antecedência da formação dos protólitos da Unidade São Fidelis em relação aos ortogneisses.

Outro aspecto interessante sobre este período de subducção e geração de rochas magmáticas manto derivadas é sobre a variação composicional destas rochas. A presença de rochas gabróicas, tonalíticas, dioríticas, granodioríticas e graníticas sugerem uma suíte calcioalcalina expandida, característica de

rochas geradas a partir de magmas formados através da fusão parcial de um manto peridotítico. Estas rochas ortoderivadas, mapeadas como Complexo Rio Negro, Granito Trajano de Moraes, Complexo Imbé e Granito Desengano, podem ter sido formados em diferentes pulsos deste magmatismo mantoderivados e guardam peculiaridades em termos de proporção entre participação de manto e contribuições crustais na formação dos seus respectivos magmas, bem como variações em termos de profundidades e estágios de fracionamento magmático.

Cabe ainda ser ressaltado a presença de rochas ortoderivadas do Complexo Rio Negro somente a leste do Limite Tectônico Central, indicando que esta

feição estrutural representa uma sutura entre blocos crustais, onde a presença destas rochas no lado oriental estaria relacionada a uma subducção com vergência para leste. Um paradoxo criado a partir desta hipótese de direção de subducção decorre do seu sentido inverso ao crescimento da placa oceânica. Em outras palavras, o centro de geração da crosta oceânica deveria se localizar a leste, sendo que a porção mais antiga estaria desta forma, a oeste. Assim sendo, a quebra da crosta oceânica gerou uma subducção onde a crosta mais jovem começou a ser subductada primeiro do que a porção mais antiga, contrariamente ao modelo normalmente proposto, baseado no Ciclo de Wilson.

Subducção de crosta oceânica com vergência para leste

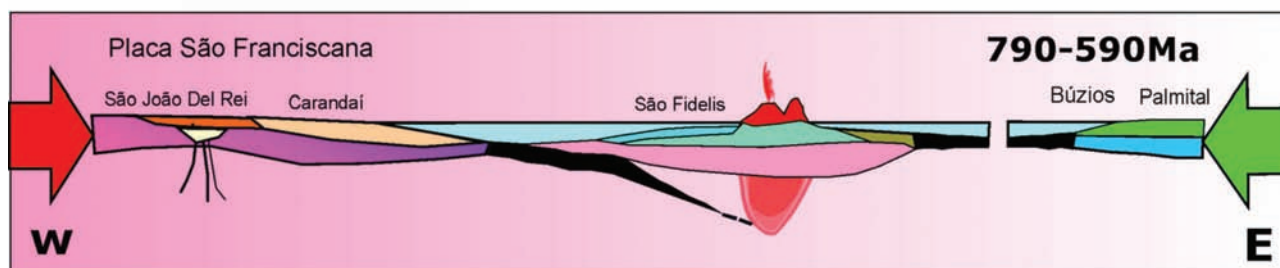


Figura 9.3 Perfil esquemático para os ambientes geológicos da borda da placa do craton do São Francisco durante a subducção da crosta oceânica responsável pela formação do arco magmático Rio Negro

9.4 - COLISÃO OBLÍQUA COM O CRATON DE SÃO FRANCISCO

O final do processo de subducção e da geração de magma calioalcalino ocorreu quando a crosta siálica recém formada, representada pelas rochas juvenis do Complexo Rio Negro, adicionadas às rochas metassedimentares da Unidade São Fidelis, colidiram com o Terreno Ocidental composto pelas rochas ortoderivadas do Complexo Juiz de Fora, metassedimentos do Grupo Paraíba do Sul e do Complexo Itálva. Esta colisão é definida pelo Limite Tectônico Central que representa a sutura entre os Terrenos Ocidental e Oriental.

Esta colisão (Figura 9.4) pode ter sido diacrônica, com desenvolvimento de cavalgamentos, deformação, metamorfismo, duplicação de crosta continental e anatexia das rochas do orógeno. No Terreno Oriental, os cavalgamentos colocaram em contato rochas paraderivadas da Unidade São Fidelis e, rochas ortoderivadas do Complexo Rio Negro, formadas durante o período pré-colisional. No Terreno Ocidental, rochas do embasamento representadas pelo Complexo Juiz de Fora foram jogadas por sobre os paragnaisses do Grupo Paraíba do Sul e do Complexo Itálva. Um produto desta colisão acompanhada de cavalgamentos foi o aumento

da temperatura e da pressão, com a alteração das paragêneses minerais dos protólitos e a formação de novos minerais metamórficos.

As novas paragêneses formadas durante o processo metamórfico apontam para metamorfismo de médio a alto grau, entre a fácies xisto-verde ao anfíbolito. Localmente processos de granulitização sugerem altas temperaturas e pressão, indicando a possível duplicação da crosta, inferida por esta paragênese mineral da fácies granulito. Neste momento, as rochas podem ter atingido profundidades superiores a 20 km e temperaturas de até 800° C. Em porções hidratadas o metamorfismo de alto grau resultou em fusões parciais das rochas, provocando a formação de magmas *in situ* e cristalização de anatexitos. Neste caso, rochas graníticas ricas em granada foram formadas em grande volume a partir da fusão dos metassedimentos da Unidade São Fidelis e, pela pequena expressão areal, não foram cartografados na escala 1: 100.000 do presente trabalho.

A deformação também resultou em dobras (abertas, fechadas, em bainha, entre outras), foliações bem marcadas por orientações de minerais neoformados (sillimanita), lineações principalmente de micas, além de bandamento composicional devido a fusões parciais e segregações entre líquidos félsicos e formação de bandas enriquecidas de minerais

máficos. Feições migmatíticas são observadas do tipo bandada, *schlieren*, em laço e nebulíticas, entre

outras, atestando os processos metamórficos de alto grau durante o processo colisional.

Colisão do Terreno Oriental com o Craton São Francisco



Figura 9.4 Perfil esquemático para os ambientes geológicos da colisão entre o Terreno Oriental e o craton do São Francisco

9.5 - DESENVOLVIMENTO DE SISTEMAS DE CISA- LHAMENTO TRANCORRENTES-TRANSPRESSIVOS

Ainda durante o processo colisional, após o desenvolvimento de cavalgamentos e de dobramentos, novos esforços promoveram a geração de movimentos oblíquos e direcionais, com movimentação entre blocos (Figura 9.5) e a criação de grandes zonas de cisalhamento nos seus limites. Estas zonas de cisalhamentos apresentam relação de corte com as feições estruturais geradas no primeiro momento da colisão, sugerindo a sua idade relativa mais jovem. Em adição, estas estruturas apresentam mergulhos elevados e lineações preferencialmente subhorizontais, indicando a transcorrência ainda em ambiente dúctil.

A cinemática geral – *spin* - destas estruturas indica movimentação predominantemente dextral para

estes grandes sistemas de cisalhamento, resultado de um regime de esforços que indicam uma tectônica de escape. Estas novas estruturas cortam também as rochas orto e paraderivadas geradas nos eventos anteriores e promovem intensa cominuição dos grãos nas rochas atingidas, além de formação de minerais micáceos orientados conforme a direção dos esforços.

Estas zonas de cisalhamentos eventualmente aproveitam descontinuidades entre rochas de diferentes reologias, além de heterogeneidades no interior de unidades rochosas para se instalar. Os principais lineamentos observados na área de estudo são produto da instalação de redes de drenagens nestas zonas de cisalhamentos, denotando uma importante fábrica no conjunto de unidades litoestratigráficas da região. Sua direção preferencial NE-SW, às vezes, é coincidente com a foliação previamente formada, reforçando a presença de lineamentos regionais de mesma direção.

Colisão com componentes Transpressivos-Transtrativos



Figura 9.5 Perfil esquemático para os ambientes geológicos da colisão com componentes transpressivos-transtrativos entre o Terreno Oriental e o craton do São Francisco

9.6 - COLISÃO DO TERRENO CABO FRIO

O resfriamento lento do orógeno durante do seu colapso é invertido com a aproximação do terreno alóctone representado pelo Terreno

Cabo Frio, cuja colisão (Figura 9.6a) permitiu o reaquecimento e deformação que caracterizam a Orogenia Búzios (Figura 9.6b) e posterior colapso (Figura 9.6c). As conseqüências no interior do craton não passam de dobramentos suaves

regionais, porém na zona de colisão estruturas de cavalgamento registram a atuação de importantes esforços. Na zona de sutura ocorre a justaposição de rochas metassedimentares distintas, representados pela Unidade Búzios (Terreno Cabo Frio) e pela Unidade São Fidelis (Terreno Oriental). Em adição, as rochas paraderivadas da Formação Búzios são

acompanhadas pelo embasamento gnáissico ortoderivado Paleoproterozóico do Complexo Região dos Lagos. Estes ortognaisses localmente também estão em contato com os metassedimentos da Unidade São Fidelis, caracterizando deste modo, uma sutura com geometria de cavalgamento, entre dois terrenos com histórias distintas.

Colisão entre o Craton São Francisco e Terreno Oriental e o Terreno Cabo Frio

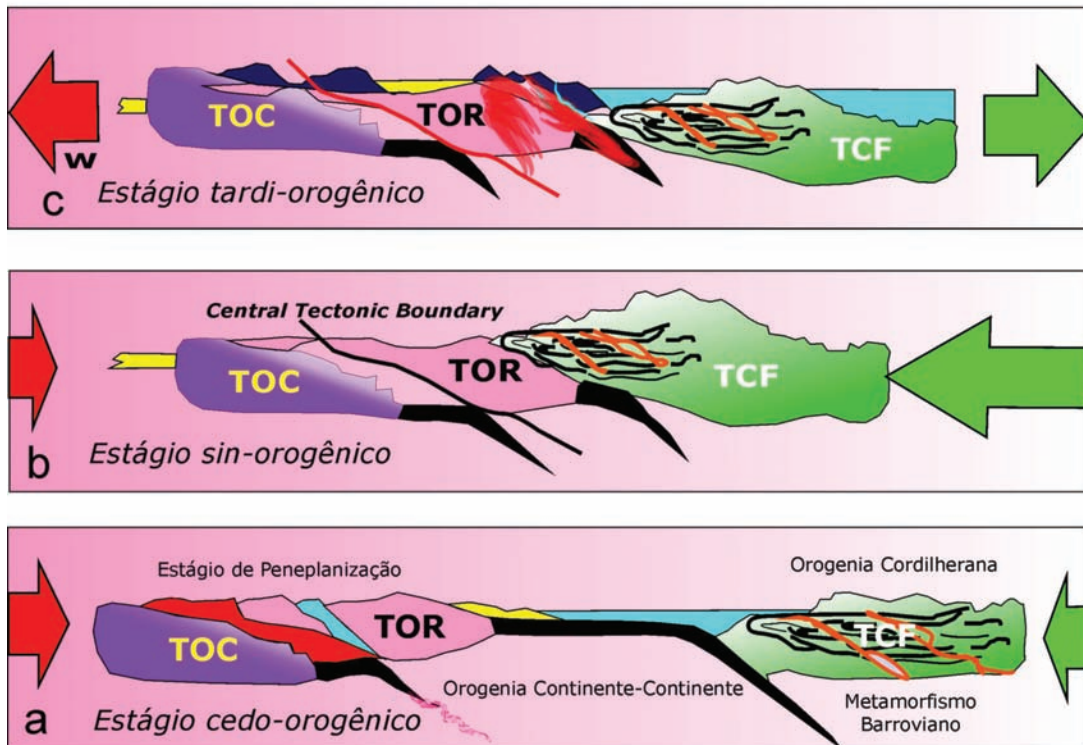


Figura 9.6 Perfil esquemático para os ambientes geológicos da colisão com estágios de (a) cedo-tectônico; (b) sin-orogênico; e (c) tardi-orogênico

9.7 - COLAPSO DO ORÓGENO

A diminuição dos esforços tectônicos que provocaram a colisão perde intensidade de forma que a taxa de soergimento passa a ser menor do que a taxa de denudação, resultando em uma rápida erosão das cadeias de montanhas. A retirada de acentuado volume de rochas por sobre a base das cadeias de montanhas teve como consequência a rápida diminuição da pressão, o que pode ter resultado em instabilidades físico-químicas e provocado a fusão parcial de rochas crustais e formação de líquidos magmáticos de composição granítica.

A diminuição dos esforços laterais devem ter provocado também o rebaixamento de blocos e formação de foliação decorrente de tectônica extensional. Este processo ocorrido ainda em ambiente dúctil promoveu o estiramento mineral (*strike-slip*) nos

planos de foliação, além de dobramentos localizados. Este processo pode ter colocado em mesmo nível crustal, blocos anteriormente em diferentes profundidades, como indicado pela compartimentação em dois domínios estruturais distintos, observado no Perfil Geológico que separam o Domínio Estrutural de Cordeiro e de Lumiar. Outras estruturas relacionadas ao processo extensional corresponde aos falhamentos NW que colocam em contato rochas geradas em diversos períodos. Localmente estas estruturas são acompanhadas pelo paralelismo das foliações indicando condições dúcteis-rúpteis para a sua formação.

A coincidência temporal da formação de uma nova foliação e lineação cronocorrelatas à fusão parcial e geração de magmas graníticos, permitiu que estes corpos intrusivos se alojassem ao longo destas foliações extensionais ou se posicionassem nas suas proximidades.

Neste sentido, as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Sana podem representar o resfriamento de magmas gerados durante estes esforços extensionais e, o posicionamento destas intrusões pode estar relacionado a anisotropias crustais relacionadas ao colapso do orógeno. Estes esforços extensionais (Figura 9.7) são de direção preferencial ENE-WSW, que possivelmente seriam os “canais condutores” para o alojamento de magmas tardios da intrusão da Suíte Intrusiva Sana.

A característica principal destes corpos magmáticos alinhados é sua composição mais evoluída alcalifeldspato-quartzo, aplitos, pegmatitos

em profusão, presença constante de allanita, eventualmente ocorrência a duas micas que sugerem origem como líquidos tardios da fase pneumatolítica-hidrotermal da intrusão magmática da Suíte Sana. No aspecto estrutural, estes corpos possuem uma foliação de borda marcante, concêntrica à geometria do corpo – foliação local – e relações de contatos difusos com a Unidade São Fidelis. Na escala de mapa estão alinhados segundo a direção ENE-WSW. Este alinhamento das intrusões dos corpos graníticos satélites da Suíte Sana ao longo do limite dos Domínios estruturais de Cordeiro e Lumiar, corrobora com esta hipótese.

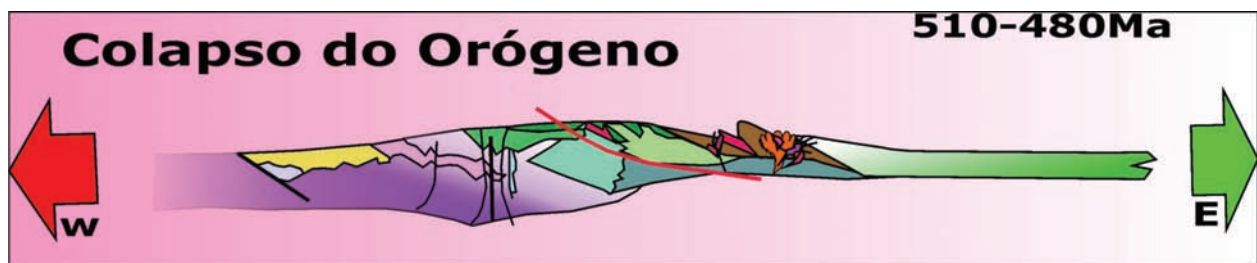


Figura 9.7 Perfil esquemático para o colapso do Orógeno Ribeira

9.8 - ABERTURA DO GONDWANA

A colisão do Terreno Cabo Frio resultou na formação de uma extensa área continental provavelmente no contexto da amalgamação do Continente Gondwana. Esta massa continental teve seu resfriamento e acentuada denudação com atuação de esforços tectônicos predominantemente extensional. Este período é também acompanhado da formação de superfícies de peneplanização intercalados com processos erosivos e deposicionais que registram a estabilidade crustal. Esta estabilidade é rompida pela quebra das massas continentais agrupadas no Gondwana, como exemplificado pela separação da América do Sul e África.

O processo de separação (Figura 9.8) foi acompanhado de importante magmatismo básico

a intermediário, de filiação toleítica em ambiente continental. Este magmatismo se expressa em enxames de diques ao longo de toda a costa sudeste brasileira e apresenta direções preferenciais que indicam a sua intrusão em pontos tríplexes gerados durante a separação das massas continentais. Estas direções predominantes são agrupadas nos sistemas NW/SE, NE/SW e E/W.

Na área de estudo representada pela Folha Casimiro de Abreu uma grande quantidade de diques foram observadas e coletadas para estudos petrográficos. Estes diques apresentam direção preferencial NW/SE e representam um braço destes pontos tríplexes observados regionalmente. Na literatura são reportadas idades de resfriamento K-Ar e Ar-Ar para estes enxames de dique que variam desde 132 Ma a 124 Ma, período este que definem o período de abertura do Oceano Atlântico.

Magmatismo básico

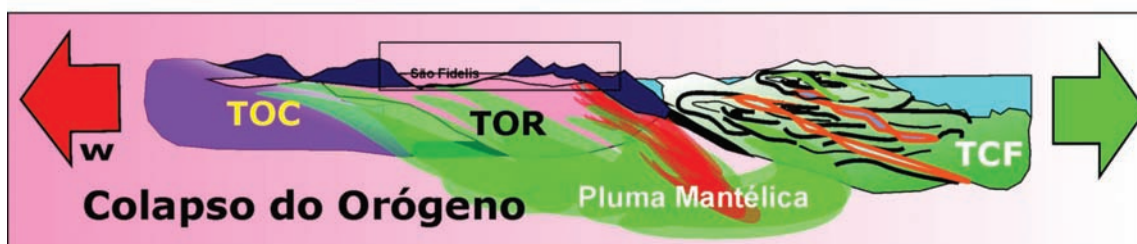


Figura 9.8 Perfil esquemático para o ambiente extensional durante a formação do magmatismo básico decorrente da abertura do oceano Atlântico

9.9 - RIFT DO SUDESTE DO BRASIL

A continuação do processo de separação evoluiu para um período de deriva continental (Figura 9.9) onde a plataforma da América do Sul migrou na direção de E para W com esforços tectônicos predominantemente extensionais no interior do continente. A evolução dos tensores neste período passou por mudanças de posicionamento (de NW/SE para E/W) provavelmente resultado de rotação sofrida pela plataforma.

Estes esforços tectônicos de caráter extensionais promoveram ajustes no interior da plataforma resultando na geração do Rift do Sudeste do Brasil. Esta feição tectônica é expressa pelo alinhamento de bacias sedimentares isoladas desde o Paraná (Bacia de Curitiba), passando por São Paulo (Bacia de São Paulo e Taubaté) e se estendendo até

o Rio de Janeiro (Resende, Volta Redonda, Macacú, Itaboraí e Barra do São João).

A abertura para a deposição destas bacias foi acompanhada pelo magmatismo alcalino representado por cerca de duas dúzias de corpos intrusivos. No Rio de Janeiro estas intrusões correspondem a Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Marapicu, Mendanha, Itauna, Soarinho, Tanguá, Rio Bonito, Ilha de Cabo Frio, Morro dos Gatos e Morro de São João. Estas intrusões apresentam idades de resfriamento K-Ar ao redor de 80-65 Ma.

Na Folha de Casimiro de Abreu as rochas alcalinas observadas se restringem a dois afloramentos de diques ao longo da BR 101 próximos da cidade de Casimiro de Abreu. Estas rochas também ocorrem próximas (menos de 5 km) ao corpo alcalino de Morro de São João, e podem estar associadas geneticamente a esta intrusão.

Magmatismo alcalino



Figura 9.9 Perfil esquemático para os ambientes geológicos durante a formação do magmatismo alcalino

9.10 - ATIVIDADE NEOTECTÔNICA E PAISAGEM ATUAL.

Ao final do soerguimento Neocretácico (89-65 Ma.), uma superfície de aplainamento é delimitada (Superfície Japi) que nivelou em 2000m acima do nível do mar, um imenso planalto isostaticamente instável (Figura 9.10a). Houve um colapso gravitacional que buscou formar superfícies de estabilidade dos processos erosivos atuantes, que se estendeu por aproximadamente 7 Ma. No Cenozóico (entre 58-20 Ma) a crosta continental sofre marcante fatiamento e rompimento com a formação de *grabens* e *hemi-grabens* sucessivos orientados paralelamente à linha da Costa Brasileira.

O resultado desta configuração (Figura 9.10b) pode ser atualmente observado na Folha Casimiro de Abreu, na qual o contraforte topográfico da Serra do Mar e da Mantiqueira está representado pela Serra dos Órgãos; a projeção ou prolongamento do *Graben* da Guanabara no contexto da área está rebaixado ou abatido na Folha Casimiro, com a ocorrência disseminada de magmatismo básico e alcalino em zonas frágeis no contexto metassedimentar predominante. Após a estruturação da paisagem ocorreu estagio de acomodação e basculamento dos blocos crustais existentes, com a atuação incipiente de atividades tectônicas juvenis, representada atualmente por pequenas estruturas na cobertura pedológica e sedimentar.

Atividade neotectônica

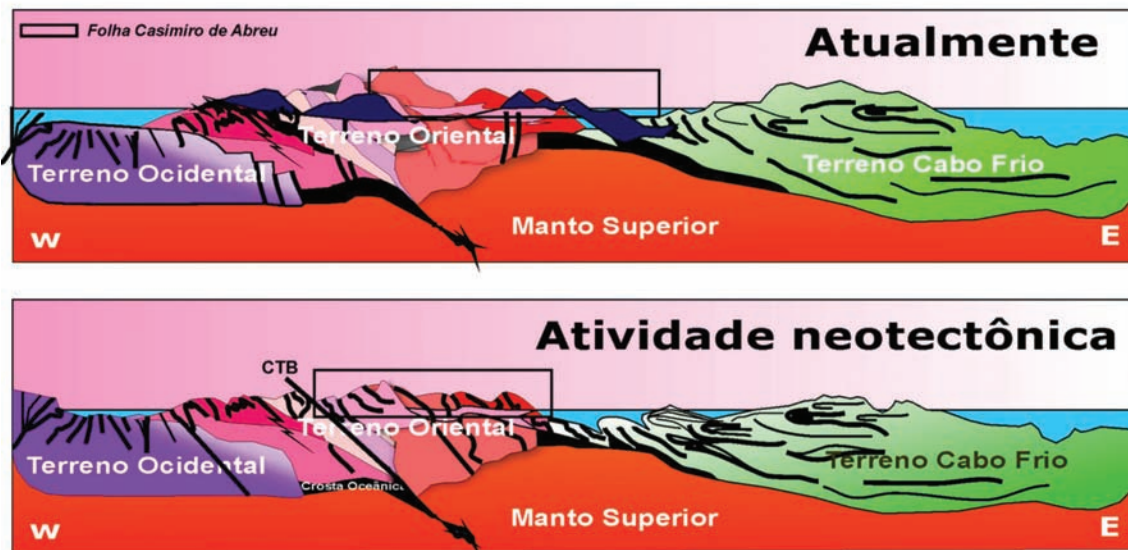


Figura 9.10 Perfil esquemático para as atividades (a) neotectônicas na área da Folha escala 1:1000.000 Casimiro de Abreu. Em (b) o quadro atual da paisagem

Tabela 9.1. Síntese dos Principais modelos tectônicos propostos para o Segmento Central do Orógeno Ribeira

Autores	Modelos propostos
Rosier (1957)	Modelo de evolução geológica do tipo Alpino em que o padrão estrutural, estratigráfico e metamórfico corresponderia a uma tectônica de <i>nappes</i> com vergência para NW.
Machado (1984)	Sugeriu que, a colisão entre massas continentais a noroeste e sudeste do RJ, seria responsável pelo complexo padrão tectono-metamórfico.
Grossi Sad & Dutra (1988)	Através de litogeoquímica sugeriram para as rochas o vale do Rio Paraíba do Sul uma formação em ambiente de arco magmático.
Heilbron et al. (1991 e 1995)	Definiram fases deformacionais e metamorfismos associados e propuseram uma cinemática oblíqua com componente dextral e de empurrão para NW.

10 – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

O relatório final do Mapeamento Geológico-Estrutural da Folha Casimiro de Abreu – Escala 1: 100.000, reúne um grande número de dados de campo, laboratoriais e de escritório, e permite apresentar algumas considerações finais e conclusões, que foram discutidas e questionadas pelos integrantes da equipe multidisciplinar de trabalho dos pesquisadores da UERJ e UFRuralRJ. Os produtos finais deste projeto incluem este Texto Explicativo e o mapa Geológico na escala 1: 100.000 (reproduzido na Figura 10.1). A discussão neste capítulo engloba questões que devem ser consideradas e interpretadas, com o objetivo de auxiliar no entendimento das relações geológico-estruturais e de evolução, da área de estudo, no âmbito geral da Geologia do Estado do Rio de Janeiro em trabalhos futuros. Para tanto seguem algumas conclusões e recomendações.

10.1 - METODOLOGIA

A metodologia proposta pelos geólogos do Serviço Geológico (CPRM) para os trabalhos do PRONAGEO – Folha Casimiro de Abreu envolveu a análise bibliográfica como primeira atividade programada. Executada com a coleta de diversos trabalhos, estudos envolvendo textos e mapas, que versavam sobre os mais variados assuntos referentes às questões geológicas, estruturais, geoquímicas e geocronológicas.

Neste trabalho foram utilizadas as Cartas Topográficas Cordeiro, Quartéis, Trajano de Moraes e Casimiro de Abreu, do IBGE na escala 1: 50.000, com o objetivo de confeccionar o mapa base em formato digital na escala 1 : 100.000, georreferenciado segundo coordenadas UTM, utilizando-se para tanto o *software* Arc Gis 9.2. A inserção dos dados de campo georreferenciados no programa Aflora foram fundamentais para a organização em um Banco de Dados de fácil acesso e atualização. A impossibilidade de inserção de dados em diferentes microcomputadores foi considerada um elemento negativo nesta etapa de trabalho. Este problema gerou bloqueio no momento de alimentação pelos integrantes das equipes de campo.

A entrada de dados em ambiente Arc Gis 9.2 foi efetuada a partir da escanização das cartas como imagem em extensão *jpg* e, posterior inserção e justaposição das mesmas na área gráfica do referido *software*. A partir de então, com as imagens inseridas e justapostas, foram plotadas as entidades digitais, sobrepondo-as às imagens das cartas topográficas.

A seguir, iniciou-se o trabalho de interpretação dos lineamentos em imagens de satélite LANDSAT

7 e IKONOS, relevos sombreados e imagens de sinais analíticos: Campo Total, K, Th, U e Aeromagnetométrico, os quais são transferidos para *overlays* que, posteriormente, são escanizados segundo o método de inserção supracitado. Esta etapa de trabalho propiciou incorporar vários elementos interpretativos referentes às estruturas observadas em macroescala.

Para a elaboração do mapa litoestrutural final, foram utilizados *overlays* com a interpretação dos dados estruturais, relações de contatos geológicos, estruturas proeminentes, presença de minerais metamórficos e litologias descritas no mapa de campo. Após a realização deste processo, os *overlays* foram digitalizados e vetorizados segundo os métodos supracitados.

A adição e interpretação do Mapa Aero-Magnetométrico do Estado do Rio de Janeiro, Sinais Analíticos, foi elaborada com o intuito de identificar *trends* de lineamentos estruturais principais. Este produto foi importante porque facilitou a visualização das linhas regionais encobertas por sedimentos. Porém, somente a aplicação da ferramenta geofísica e interpretação de imagens de satélite, não são suficientes para se determinar a evolução geológico-estrutural, sendo ainda necessário realizar trabalhos de campo, para se compreender a evolução tectono-estrutural, feições dúcteis, rúptil-dúcteis e rúpteis que resultam da deformação sofrida pelas rochas na região.

Devido ao mascaramento causado pelas rochas sedimentares inconsolidadas na porção sudeste da região de Casimiro de Abreu, as estruturas lineares e planares identificadas nas rochas da região serrana adjacente, são estendidas para a região das baixadas. A partir desta projeção, infere-se o provável prolongamento das estruturas lineares encobertas pelos sedimentos.

Em síntese, ao mapa base final, foram agregados as informações, da extensão linear dos grandes falhamentos, seus *trends* preferenciais de ocorrência e litologias associadas. Foram identificados por imagens de satélite e foto-interpretação vários lineamentos estruturais, posteriormente confirmados pelas atividades de campo.

10.2 - ANÁLISE DE FEIÇÕES FIOGRÁFICAS

A fisiografia da Folha Casimiro de Abreu é composta por relevo escarpado e drenagens encaixadas, predominantemente com características morfoestruturais e por sua vez indica a atuação de atividades tectônica de cunho regional/local. As feições geomorfológicas desenvolvidas nesta

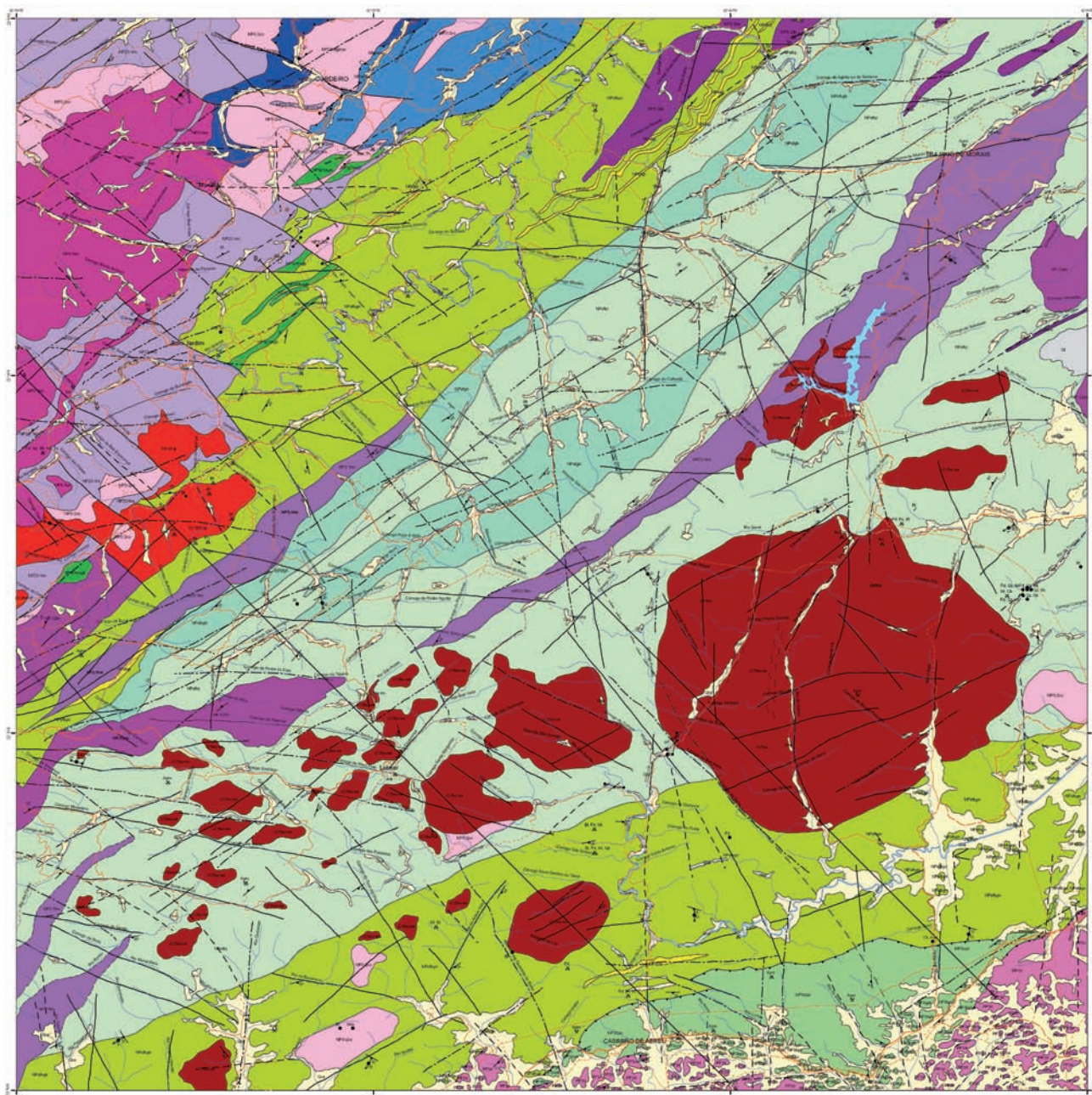


Figura 10.1 Mapa Geológico da Folha Casimiro de Abreu, apresentado como Anexo a este Texto Explicativo

paisagem estão associadas principalmente aos processos neotectônicos sofridos na plataforma continental brasileira, dominantes do Eo-cretáceo ao Eoceno, amenizando-se durante o Eoceno e início do Pleistoceno (ver Evolução Geológica).

Os diferentes eventos tectônicos sofridos foram fundamentais para a evolução geológica e geomorfológica da Região de Casimiro de Abreu, na porção serrana do Estado do Rio de Janeiro. Considera-se, o cenário geomorfológico atual, como uma herança destes eventos tectônicos, abrangendo a seqüência evolutiva da bacia propriamente dita, que vai desde o embrião Tectônico com o controle exercido através de falhamentos e lineamentos estruturais, passando pela definição morfoclimática com dissecamento e sedimentação subsequente, até a sua total definição morfoantrópica.

Observa-se padrões de fraturas e falhas a oeste da SIS que ocorre de padrão N-S e NNE-SSW marcante que afetam a borda oeste do corpo principal da suíte, no limite da fácies monzogranítica fina e sienogranítica grossa. Os aspectos tectônicos relevantes associam à zona de borda do maciço principal da SIS, a ocorrência de lineamentos estruturais de orientação preferencial NE-SW. Além disto, a falha Cordeiro-Lumiar do sistema NW-SE, que ocorre nas proximidades do Arraial do Sana, segmenta em duas ocorrências ou fácies graníticas principais esta categoria: a fácies monzogranítica fina da SIS e a fácies sienogranítica a monzogranítica porfírica do Peito de Pombo.

10.3 - ASPECTOS CRONOESTRATIGRÁFICOS

As Unidades Litoestratigráficas foram mapeadas por diferentes equipes de professores e alunos de graduação e pós-graduação, que a longo dos trabalhos de mapeamento, sendo reconhecidas e melhor interpretadas segundo os parâmetros geológicos existentes há época dos mapeamentos da década de 80. Foi necessário criar novos parâmetros distintivos das diferentes unidades conforme o mapeamento evoluía em suas diferentes etapas. Os termos descritivos originais de unidades foram inicialmente adotados e posteriormente ajustados à denominação formal empregada pelos geólogos do Serviço Geológico Brasileiro. Estes mesmos termos utilizados na década de 80, como por exemplo, Unidades Imbé e Leucogranito Gnaiss, foram identificados e posteriormente aplicados sob o prisma das novas tecnologias e abordagens.

De modo geral, as rochas que ocorrem na região de Casimiro de Abreu, no Estado do Rio de Janeiro são moderadamente diversificadas, e predominantemente afloram gnaisses bandados da Unidade São Fidelis, com maior abrangência na porção meridional e norte da folha. Apresentam associações litológicas distintas em duas diferentes regiões morfológicas: Região serrana que compreende a

região de Trajano de Moraes, onde as litologias predominantes são descritas como granitóides em diferentes arranjos composicionais, ora mais ácidos, ora mais básicos ou intermediários, associados, que na configuração geotectônica do Estado do Rio de Janeiro pertenceria ao Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá 2000). Neste aspecto, um fator interessante pode ser mencionado: as litologias que ocorrem nesta Unidade cartografada são muito semelhantes aquelas relacionadas à Unidade Rio Negro, denotando que podem ser continuidades físicas de unidades na escala regional. Outros termos utilizados na literatura como Unidade Euclidelândia, Capim Dangola, Rio Bonito-Lumiar e Crubixais foram abandonados em trabalhos recentes, como também no presente Relatório.

Na porção central e centro-sul predominam as coberturas sedimentares e metassedimentares que encobrem rochas granito-gnássicas de elevado grau metamórfico. Neste Domínio Costeiro ou Litorâneo os sedimentos terciários e quaternários são dominantes. A Baixada Fluminense acompanha todo o litoral e ocupa cerca de metade da superfície do Estado. A região de baixada entre a Baía da Guanabara até Cabo Frio estreita-se, e ocorre uma sucessão de pequenas elevações de 200 a 500m. de altura, denominados de Maciços Litorâneos Fluminenses. A ocorrência destas feições refletem uma atuação e preenchimento acentuado de sedimentos que encobrem ortognaisses Paleoproterozóicos e rochas supracrustais (Complexo Búzios).

A **Unidade Leucogranito Gnaiss** reportado na literatura com nomenclaturas diversas (como Unidade Monera, Unidade Quarteis) ocorre em forma de corpos tabulares variando e holo a leucocrático, com porções gnássicas de espessura decimétrica a métrica em contatos abruptos e discordantes da foliação dos paragnaisses. Frequentemente ocorre com composição granodiorítica à granítica, com raros termos tonalíticos, baixo índice de cor, grão médio e textura homófona nas bandas félsicas e no interior dos grandes plútons. Outros modos de ocorrência desta unidade são representados por corpos homogêneos, muito pouco foliados onde predominam os tipos hololeucocráticos, que variam composicionalmente de granito a álcali-feldspato granito e também bandas pegmatóides subparalelas aos metassedimentos.

Estas litologias com suas formas de ocorrência semelhantes geraram efusivas discussões ao longo dos trabalhos de campo. Mostram em comum, características petrográficas como a muscovita euédrica, microclina e ortoclásio frequentemente pertíticos, matriz félsica granoblástica, quartzo anedral tardio e zircão em pequena quantidade. Como parâmetro de diferenciação adotado na cartografia geológica, a mineralogia mais comum de ocorrência deste leucogranito gnaiss apresenta biotita parda, cristais isolados de hornblenda verde, plagioclásio zonado ou com borda de albita no

contato com o k-feldspato e titanita subedral. As outras formas de ocorrência apresentam biotita marrom clara, granada anedral sem inclusão quartzo anedral até 80% e, o que as diferencia é a apenas a ocorrência de sillimanita prismática nos corpos homogêneos dos tipos eminentemente hololeucocráticos.

Uma questão relevante que deve ser mais profundamente estudada está relacionada à caracterização das relações composicionais (geoquímicas e isotópicas) e estruturais com a rocha fonte primitiva. Deve-se tentar esclarecer qual foi o magmatismo ou, em qual estágio de evolução tectônica dos Terrenos Oriental e Ocidental, foi gerada esta grande profusão de corpos ígneos mais evoluídos, encaixados em diferentes estruturas tectônicas e unidades supracrustais. Podem estar relacionados a evento tardi-colisional que geraram leucogranitos metaluminosos a fortemente peraluminosos relacionados à atuação contemporânea de zonas de cisalhamento sub-vertical D_3 . Estas rochas de caráter ortoderivado foram reagrupadas, em função das continuidades composicionais e estruturais, no Complexo Trajano de Moraes e Imbé.

Deve ser reforçado que a ocorrência de batólitos e *stocks* leucograníticos sin- D_3 são também abundantes no Terreno Oriental da Folha Casimiro de Abreu. Pequenos plutons e *stocks* calci-alcalinos de alto-K a calcialcalinos, intrudem o Domínio Costeiro, sendo os mesmos relacionados à provável alojamento pós-colisional (Heilbron *et al.* 1998, 2000).

A geração destes “granitóides leucocráticos” pode estar relacionada à fusão parcial (anatexia) de rochas predominantemente metassedimentares e colocação terem sido controladas predominantemente por zonas de cisalhamento dúcteis de médio a alto ângulo que apresentam geometria alongada ESSE-WSW, sub-concordantes à estruturação regional do orógeno formado. Estes granitóides são mais abundantes no Domínio Juiz de Fora e em direção à costa indicam espessamento crustal como resultado da colisão entre diferentes terrenos. Estas rochas mereceram denominação especial, e conforme a literatura foram agrupadas como Formação Cordeiro.

A **Suíte Intrusiva Sana** é aqui considerada a mais importante unidade granítica que ocorre na Folha Casimiro de Abreu, pela sua abrangência cartográfica e relação com a tectônica tardia da colisão entre o Terreno Oriental e Ocidental. Esta tectônica colisional tardia é representada por granitóides sin-colisionais a tardi-colisionais que ocorrem tanto no Terreno Ocidental quanto no Terreno Oriental.

Esta suíte é representada por fácies monzo a sienograníticas, a granodioríticas, biotita granitos e alkali-feldspato granito associados, que demonstram uma variação composicional não

expandida no contexto geral da Região de Quartéis e Casimiro de Abreu. As fácies monzo a sienograníticas exibem índice de cor leucocrático, cinza clara esbranquiçada a branca, maciça, granulação fina a média (textura microfanerítica), equigranular, com biotita, muscovita e pontualmente pode ocorrer sillimanita. A ocorrência da sillimanita pode ser atribuída a zonas de cisalhamento dúcteis que ocorrem principalmente na borda oeste da intrusão principal, segmentando fácies de caráter granular grosso (Peito de Pombo) e fina predominante na porção leste (Arraial do Sana).

A atuação marcante de zonas de cisalhamento com orientações preferenciais nos sistemas N/S-NE/SW, ENE/WSW, registram possível participação de atividade tectônica extensional tardia relacionada ao alojamento desta suíte.

A Suíte Intrusiva Sana, mediante as suas características isotópicas, composicionais, estruturais e mineralógicas pode estar relacionada ao magmatismo tardi- a pós-colisional caracterizado como tipo-I Caledoniano (Machado & Peggia 1987 e Machado & Demange 1992, 1994 e 1995), que ocorre principalmente na porção sul dos Domínios Litorâneo e Serra dos Órgãos, apesar de apresentar vinculado, acentuada ocorrência de intrusões de pequenos corpos pegmatíticos e aplíticos.

A distribuição E-W dos maciços sugerem uma desvinculação das estruturas NE do cinturão durante a colocação dos mesmos trunca as estruturas NE-SW do Orógeno Ribeira e, é independente de zonas de cisalhamento dúcteis (Machado *et al.* 1996). Alguns autores têm relacionado esta colocação a uma tectônica extensional (Machado 1997). Os dados isotópicos U/Pb e Rb/Sr disponíveis são coerentes e apontam idades de 488 Ma (Rb/Sr) para o pluton principal da Suíte Intrusiva Sana (Valladares 1996; Machado 1997).

O magmatismo relacionado à Suíte Intrusiva Sana que compreende principalmente os granitos Frade, Sana e São Pedro (Freitas, Menezes, Nummer & Pamplona 2008) corresponde, em trabalhos de cartografia geológica realizados pela CPRM na escala 1: 400.000 (Silva *et al.* 2000) aos granitóides do tipo-S gnaissificados (Machado 1997), anteriormente classificados como gnaisses kinzigíticos sin-colisionais (Batista *et al.* 1977, Ferrari *et al.* 1982).

As suítes oriundas do magmatismo gerador dos granitóides tipo-S estão vinculadas no Estado do Rio de Janeiro ao contexto tectônico das Suítes Desengano e Rio de Janeiro, onde a Suíte Desengano representaria a raiz dos granitóides que ocorrem na região de Casimiro de Abreu. Esta suíte é composta por granada, mica branca e biotita de granulação grossa, texturas granoblástica e porfirítica (*augen*) com forte foliação tangencial no estado sólido e contem abundantes xenólitos e restitos de paragneisse (Silva *et al.* 2000; Silva & Cunha 2000).

10.4 - ASPECTOS ESTRUTURAIS E TECTÔNICOS

A síntese da **Análise estrutural** realizada com base em medidas de foliações efetuadas no campo indicou que o padrão da orientação principal da foliação varia com mergulhos para NW (porção noroeste da Folha Casimiro de Abreu) e SE (porção sudeste) que registram duas fases de deformação (D2 - foliação tectônica principal e D3 – foliação milonítica). Uma primeira fase de deformação dúctil D1 é caracterizada por uma foliação com mergulhos moderados a elevados, predominantemente para NW. A segunda fase de deformação dúctil D2 é representada por foliação metamórfica de grau elevado, composta pela orientação planar de biotita, +-sillimanita e, D3 pode ser interpretada como um processo de milonitização em rochas preexistentes.

Nos últimos anos têm sido propostos vários **modelos de evolução tectônica** para a porção central do Estado do Rio de Janeiro. Estes são agrupados em quatro categorias principais: subducção para NW, resultando em arco magmático do tipo Cordilherano (Machado & Demange 1989); transcorrência dextrógira, com acreção lateral, baseado em grandes deslocamentos horizontais através de zonas de cisalhamento sub-verticais (Vauchez et al. 1992); transpressão dextrógira com estrutura em-flor positiva, associado a deslocamentos horizontais em grande escala, com empurrões centrífugos a partir da Zona de Cisalhamento de Além-Paraíba - ZCAP (Ebert et al. 1993; Machado & Endo 1993) e, colagens sucessivas de terrenos de SE para NW, com subducção de crosta oceânica (Heilbron 1995).

Analisando-se as hipóteses abordadas anteriormente, tem-se que considerar as seguintes premissas: existe uma marcante diferença de nível crustal atualmente exposto entre as partes norte e sudeste da Faixa Ribeira, particularmente a sul e norte da Zona de Cisalhamento de Além-Paraíba, onde na sua porção NE, afloram rochas granulíticas e gnaisses kinzigíticos de grau metamórfico elevado e na porção SE, tem-se rochas de grau metamórfico menos elevados com a mesma de direção preferencial predominantemente NE-SW.

A porção NE do sistema, a litosfera deformável da margem brasileira é comprimida contra a litosfera rígida do Cráton do São Francisco, resultando em tectônica preferencial do tipo sistemas de empurrões e *nappes* com direção NW, identificados principalmente no SW do cráton (neste caso dentro do Domínio Andrelândia a norte da região de Casimiro de Abreu). Próximo ao cráton, a tectônica tangencial é marcante, mas que poderia representar apenas uma atividade mais precoce da evolução tectônica maior.

Salienta-se que ocorre uma importante inflexão progressiva da Faixa Ribeira a partir do paralelo 20, que modifica o *trend* norte-sul, para NE-SW próximo ao paralelo 21, nas imediações de

Juiz de Fora. Esta inflexão, associada a pequenas endentações da possível margem continental, são aqui considerados importantes elementos geométricos. Na porção SW da Faixa Ribeira afloram metassedimentos, policíclicos pré-brasileiros que foram reativados em 600 Ma., excluindo, neste caso, os granitóides e bacias menores como Eleutério e Pouso Alegre. Esta porção pode estar associada ao fechamento de um mar interior, cujos vestígios estariam próximos à margem continental brasileira atual, representados por corpos de rochas básicas deformadas hoje incorporadas no grupo de rochas representantes do magmatismo terciário.

Dos modelos propostos pode-se chegar às seguintes considerações em termos de caracterização: uma **subducção com colisão oblíqua** seria caracterizada pela ocorrência da zona principal, que mergulha moderadamente para o continente (Cráton de São Francisco), onde as faixas subsidiárias seriam subverticais. Neste caso, é necessário definir a zona principal de colisão ao longo do cinturão, pois os mergulhos predominantes das estruturas são divergentes e centrífugos em relação às zonas de maior deformação. Todas as zonas possuem o mesmo sentido de movimentação, onde o fluxo na zona principal (Além-Paraíba) é oblíquo ou ocorre com movimentos normais e paralelos ao cinturão. A região expõe estruturas e associações litológicas que sugerem inversões tectônicas, onde ocorrem pequenas faixas com vorticidades antagônicas às predominantes, ou complexidades litoestruturais resultantes de mudanças reológicas abruptas e distintas.

Estudos gravimétricos e de anisotropia da susceptibilidade magnética de uma pequena região na porção sudoeste do Estado do Rio de Janeiro, indicam o fluxo de magma no sentido SW, ao longo dos grandes sistemas de cisalhamentos dúcteis regionais. Neste modelo, ainda, pode-se caracterizar um espessamento crustal e soerguimento variável (obtidos a partir de dados gravimétricos e magnetométricos), metamorfismo de média pressão e baixa temperatura simultânea com o movimento transcorrente principal na zona de colisão, aqui representada pela provável região de sutura, próximo ao limite tectônico central entre os Terrenos Oriental e Ocidental. O magmatismo possui, neste caso, um zoneamento composicional representado por afinidades mais enriquecidas em potássio e empobrecimento em cálcio na direção NW (compartimento que compreende o Cráton do São Francisco a NE).

O modelo de **tectônica de escape** incorpora algumas características importantes, como diversas zonas de cisalhamento aproximadamente paralelas que marcam os limites de blocos, reativações acentuadas de falhas, zonas de falhas divergentes em relação ao endentor, grande espessamento crustal e soerguimentos. Este modelo, associado à evolução de margem continental do tipo colisional oblíqua, é para o autor, a melhor resposta para

descrever a cinemática de alojamento e evolução geotectônica de granitos em zonas de cisalhamento dúcteis. Em suma, o modelo que melhor se adequa a região estudada sugere uma colisão oblíqua, associado ao escape lateral de magmas graníticos ao longo da Zona de Cisalhamento Além-Paraíba, onde ocorrem sítios extensionais locais, que possibilitam a ascensão de magmas graníticos, em estágios sin a tardi F3 sucessivos. Para melhor elucidar o componente colisional, dividiu-se em dois estágios: colisão continente-arco de ilha oblíqua inicial, que posteriormente evoluiu para colisão continente-continente com margem não retilínea, representados pelos Crátons do Congo e São Francisco.

Neste modelo a assembléia do tipo QPC, estaria representada pelas bacias marginais Proterozóicas dos Grupos Andrelândia e São João Del Rei, associada a um pequeno proto-oceano de mesma idade (com vestígios de crosta oceânica, próximos a região de Juiz de Fora e Monte Verde (MG)). Esta colisão é inicialmente com vergência WNW e posteriormente redirecionada na direção NNE, com conseqüente fechamento do proto-oceano. Subseqüente a esta fase, ocorreram docagens sucessivas de terrenos, que amalgamaram as seqüências de mar profundo (BVAC), onde ainda não são encontrados seus vestígios, ou foram apenas erodidos. A fase seguinte, durante o Proterozóico superior, está representada pela implantação do rifteamento do Paraíba do Sul, em conseqüência provável de afinamento crustal, resultante de esforço extensional de alívio, pós-colisão continente-continente. Esta fase evoluiu associada a uma sedimentação rasa do Paraíba do Sul, que posteriormente é erodida, pois não temos ainda vestígios, ou o que é presumível, todas aquelas rochas quartzo feldspáticas, quartzíticas e metassedimentos relacionadas ao Grupo Andrelândia, na porção SE da megassinifórma (Heilbron 1990), que neste caso, se encontram extremamente milonitizados, poderiam ser os representantes desta sedimentação. O magmatismo granítico Brasileiro, associado ao zoneamento geoquímico, são fortes argumentos para a delimitação de uma provável zona de subducção na direção NW, coincidente com a ZCAP (Machado & Demange 1996). Esta zona, provavelmente, possui uma inclinação acentuada, pois o magmatismo abundante encontra-se extremamente concentrado a leste da ZCAP (representado principalmente pelo Domínio Serra dos Órgãos). Para finalizar, cabe ressaltar que faltam muitos vestígios de litologias devido ao nível crustal profundo aflorante, resultado da forte erosão sobreposta à evolução ao longo do eon Proterozóico. A Tabela 10.1 sintetiza os principais modelos tectônicos propostos para o Orógeno Ribeira.

De forma geral, a colagem Brasileira no Orógeno Ribeira abrange a colisão entre dois terrenos na margem leste do Cráton São Francisco e desenvolve um arco magmático do tipo

Cordilheirano (Heilbron *et al.* 2000; Trouw *et al.* 2000; Brito Neves *et al.* 1999).

A convergência entre o Cráton São Francisco e o Terreno Oriental resulta em subducção para leste-sudeste e no desenvolvimento do Arco Magmático Cordilheirano denominado Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.* 2000). Esta colisão também causa reativação de falhas de direção NW-SE, responsável pela geração de granitóides e estruturas como a foliação principal S2 e dobras recumbentes da fase deformacional D2 entre 590 Ma. e 550 Ma. O modelo tectônico proposto para o Terreno Oriental por Heilbron & Machado N. (2003), sugere uma organização deste terreno em três domínios tectônicos principais: Domínio Cambuci, Costeiro e a *Klippe* Italva.

O Domínio Cambuci representa uma escama de empurrão basal. O Domínio Costeiro compreende duas associações metassedimentares, intrudidas pelo Arco Magmático Rio Negro e granitóides mais jovens (Tupinambá 1999). A *Klippe* Italva é interpretada como uma lasca de empurrão posicionada sobre o Domínio Costeiro.

A abordagem tectônica de Machado & Demange (1994) refere-se à colocação dos granitóides relacionados aos diferentes estágios da colagem. Estes autores adotam a denominação Cinturão Paraíba do Sul para o Orógeno Ribeira e subdividem este compartimento em quatro Domínios Estruturais e granitos associados.

O Domínio Litorâneo Norte é o domínio estrutural onde se localiza a região de Casimiro de Abreu e corresponde ao Domínio Costeiro (Machado *et al.* 1996).

10.5 - ALOJAMENTO DE ROCHAS INTRUSIVAS DO CINTURÃO RIBEIRA: UM LABORATÓRIO PARA MODELAGEM

Na abordagem sobre o **magmatismo e alojamento de granitos** associados podem ser referenciados diversos estudos sobre a história da formação do Orógeno Ribeira foram desenvolvidos desde a década de 50. No decorrer dos anos, o entendimento da evolução geotectônica do orógeno evoluiu bastante devido à riqueza dados estruturais, geocronológicos, petrográficos e geoquímicos.

A relação estrutural das rochas graníticas com a tectônica permite separar períodos distintos de formação dos granitóides. As fases tectônicas e suas granitogêneses associadas são subdivididas respectivamente em F1, F2, F3 e F4. As duas primeiras fases deformacionais correspondem à deformação principal e são responsáveis pela geração da foliação regional e intensa transposição das estruturas anteriores, enquanto as fases F3 e F4 representam fases de deformação tardias. A fase F3 é responsável pela estruturação das grandes dobras regionais e pela

implantação e reativação de zonas de cisalhamento de alto ângulo (Machado & Demange 1991). A fase F4, de direção transversal à orientação do Orógeno, mostra-se descontínua e responsável pela geração de estruturas com importância secundária. Os granitóides do Orógeno Ribeira são agrupados em três grupos distintos relacionados ao seu período de colocação: F2, F3 e F4.

Os granitóides F2 são subdivididos em dois subgrupos: um subgrupo do tipo-I Cordilheirano que tem seu magmatismo relacionado a uma zona de subducção e outro caracterizado como granitóides do tipo-S e atribuídos a um evento colisional com idades ao redor de 600 Ma. Os granitóides sin-F3 e sin-F4 são interpretados como do tipo Caledoniano, de caráter tardi- a pós-colisional, com idade entre 490 Ma. e 560 Ma. A Suíte Intrusiva Sana posicionada a sudoeste da área deste trabalho, representa um granitóide sin-F4, do tipo-I Caledoniano que possui idade de colocação de aproximadamente 490 Ma. (Machado et al.1997).

Em trabalhos recentes alguns autores argumentam que o problema de criação de espaço na crosta terrestre para alojamento de magmas graníticos é eminentemente estrutural. A tentativa de explicar como ocorre o posicionamento de corpos granitóides baseia-se em análises da geometria do corpo, composição e controle exercido por estruturas pré-existentes, ou até mesmo contemporâneas (Castro 1987). Além disso, o ambiente tectônico em que corpos graníticos são criados e o seu comportamento em relação ao campo de tensões de deformação regional, também devem ser considerados.

Outro fator importante é a relação espacial entre as zonas de intensa deformação crustal e os mecanismos de alojamento de magmas graníticos na crosta terrestre. A movimentação intensa em zonas de elevadas taxas de deformação e a dilatação final do plúton granítico resulta em uma complicada

trama estrutural envolvendo sobreposição de feições deformacionais e magmáticas.

Hutton (1988) utiliza a relação entre o controle tectônico exercido sobre corpos graníticos e os mecanismos de alojamento de granitos para simplificar esses mecanismos e dividi-los em dois tipos: intrusões passivas e intrusões forçadas, baseadas fundamentalmente na relação entre a taxa de soerguimento/expansão de magmas e a taxa de abertura tectônica de cavidades.

Paterson & Fowler (1993) argumentam que vários mecanismos podem operar durante o alojamento de um pluton e que esses mecanismos operantes, permitem variações verticais, horizontais e temporais no plúton.

No tratamento dos dados de campo na Suíte Intrusiva Sana (SIS), pode ser analisado, sobre a argumentação de intrusão passiva no estágio inicial de relaxamento do Orógeno, com subsequente atividade forçada nas estruturas lineares abertas de direção ENE-WSW preferencialmente com compressão máxima NNW/SSE.

Paterson *et al.* (1991) exibem algumas situações para distinguir os diferentes tipos de alojamento de corpos graníticos associados aos aspectos tectônicos. O alojamento pós-tectônico é caracterizado por granitos com pouca foliação interna no caso de alojamento não forçado – pluton principal da SIS, e foliação de fluxo forçada – corpos satélites do magmatismo da SIS. A textura ígnea preservada e paragênese mineral do granito é pós-metamorfismo regional, como pode ser observado na petrografia da SIS – capítulo Unidades Litológicas. O tema de processos de intrusão dos granitos é de interesse da comunidade científica internacional e a área em foco neste mapeamento é um excelente laboratório, pelas características que apresenta para este tema.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALMEIDA, Fernando Flavio Marques de; CARNEIRO, Celso Dal Ré. Origem e evolução da Serra do Mar. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150, 1998.
- _____. O Cráton do São Francisco. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 7, p. 349-364, 1977.
- _____. The origin and evolution of the South American Platform. **Earth – Science Reviews**, [S.l.], v. 50, p. 77-111, 2000.
- _____. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 48, p. 15-26, 1976.
- _____.; HASUY, Yociteru; CARNEIRO, C. D. R. O lineamento do Além-Paraíba. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 47, n. ¾, p. 575, 1975.
- _____. Diferenciação tectônica da plataforma brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23., 1969, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1969. p. 29 - 46.
- _____. O Cráton do Paramirim e suas relações com o Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 23., 1981, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1981. p. 1 - 10.
- _____. Relações tectônicas das rochas alcalinas Mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo: SBG, v.13, n.3, p. 139-158, il. 1983.
- _____. Origem e evolução da plataforma brasileira. **Boletim DGM. DNPM**, Rio de Janeiro, n. 241, 1967. 36 p.
- ALMEIDA, Júlio César Horta de. **Zonas de cisalhamento dúctil de alto grau do Médio Vale Paraíba do Sul**. São Paulo: IGCE-UNESP, 2000. p. 190.
- _____.; SILVA, L. G. E.; AVELAR, A. S. Coluna tectonoestratigráfica de parte do Complexo Paraíba do Sul na região de Bananal: SP. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. p. 509 - 517.
- _____. et al. Geometric and kinematic analysis of the central tectonic boundary of the Ribeira Belt, Southeast Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40., 1998, Belo Horizonte. **Anais...** Belo Horizonte: SBG, 1998. p. 32.
- ALMEIDA, Julio; DIOS, Fátima Regina Blanco de ; SOUZA, M. P. O. O contato entre os terrenos Cabo Frio e Costeiro, na Faixa Ribeira Central. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., 2002, [S.l.]. **Anais...** [S.l.]: SBG, 2002. p. 287.
- AMARAL, Gilberto et al. Potassium: Argon Ages of Alkaline Rocks from Southern: Brasil. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, [S.l.], v. 31, 1967.
- BARBOSA, Aluizio Licínio de Miranda; GROSSI SAD, João Henrique. Batólito Granítico da Serra dos Orgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: Contribuição a Geologia e Petrologia. **Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais**, Belo Horizonte: SBG, p. 49-61, 1985.
- BATISTA, Job Jesus. **Caracterização dos processos geológico-evolutivos pré-Cambrianos na região de São Fidelis, norte do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo: USP, 1984. Originalmente apresentado como tese de doutoramento, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1984.
- _____. Processos geológico-evolutivos da porção setentrional do Cinturão Ribeira e na área estável adjacente. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., 1986, [S.l.]. **Anais...** [S.l.]: SBG, 1986. p. 722-727.
- BRAUN, Oscar. Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 27., 1972, Belém. **Manuscrito...** Belém: SBG, 1972.
- _____. Faixas rúpteis do Escudo Brasileiro. In: SIMPÓSIO CONTINENTAL MARGINS OF ATLANTIC TYPE, 1975, São Paulo. **Manuscrito...** São Paulo, 1975.
- BRENNER, Thomas Lafayette; FERRARI, André Luiz; PENHA, Hélio Monteiro. Lineamentos estruturais do Nordeste do Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980.

- BRITO NEVES, Benjamin Bley; CAMPOS NETO, Mario da Costa; FUCK, Reinhardt A. From Rodinia to Western Gondwana: an approach to the Brasiliano-Pan African Cycle and orogenic collage. **Episodes**, [S.l.], p. 155-166.
- CAMPANHA, Ginaldo Ademar da Cruz. O lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 2, n. 3, p. 159-171.
- CASTRO, A. On granitoid emplacement and related structures. A review. **Geologische Rundschau**, [S.l.], v. 76, n. 1, p. 101-124, 1987.
- CHAPPELL, B. W.; WHITE, J. R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, [S.l.], v. 8, p. 173-174, 1974.
- CIDE (Rio de Janeiro, RJ). **Mapa do quadro geobiofísico do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro, 1992. Escala 1:500.000. Folder Rio em dados.
- CORDANI, Umberto Giuseppe et al. Nota preliminar sobre idades radiométricas em rochas da região da Serra do Orgãos e vizinhanças (Leste de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro). **Bol. Soc. Brás.** São Paulo, v. 17, n. 1, p. 89-92, 1968.
- CORRÊA NETO, Atlas Vasconcelos. **Geologia e análise estrutural do lineamento de Além Paraíba entre as cidades de Três Rios (RJ) e Sapucaia (RJ)**. Rio de Janeiro, 1995. Dissertação (Mestrado)-Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 1995.
- COX, K. G.; BELL, J. D.; PANKHURST, Robert J. **The Interpretation of Igneous Rocks**. London: Unwin Hyman, 1979, 450 p.
- CROSTA, P. **Processamento digital de imagens de sensoriamento remoto**. São Paulo: IG/Unicamp, 1993, 170 p.
- DANTAS, Marcelo Eduardo. Mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro. In: CPRM. **Estudo Ambiental do Estado do Rio de Janeiro**. Brasília, DF: MME. 1 CD-ROM.
- DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, Umberto Giuseppe. **Agés Pb/U, Sr/Rb et Ar/k de Formations Métamorphiques et Granitiques du Sud-Est du Brésil** (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). [S.l.]: Société Géologique de Belgique. 1969. p. 271-283.
- DIAS, G. M. T.; SILVA, C. G. Geologia de depósitos arenosos costeiros emersos - exemplos ao longo do litoral fluminense. In: SIMPÓSIO RESTINGAS: ORIGEM, ESTRUTURAS E PROCESSOS, 1984, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 1, p. 29-34.
- EBERT, Hans Dirk et al. Arcabouço estrutural e tectônica transpressiva das faixas móveis da borda sul e sudeste do cráton do São Francisco e da sintaxe de Guaxupé. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993, Belo Horizonte. **Atas...** Belo Horizonte: SBG, 1993. p. 166-171.
- EBERT, Heinz. Ocorrências 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. 340, p.215-229, 1968.
- FERRARI, André Luiz et al.. O Pré-Cambriano das Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema e Baía da Guanabara. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG, 1982. v. 1. p. 103-114.
- _____. A geologia do rift da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. **Anais...** Natal: SBG, 1990. v. 6, p.2813-2826.
- _____. **Evolução tectônica do graben da Guanabara**. São Paulo, 2001. 412 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 2001.
- FONSECA, Mário Jorge Gesteira. **Texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro escala 1: 400.000**. Rio de Janeiro: DNPM-MME, 1998. 141 p.
- GROSSI SAD, João Henrique et. al. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:50.000. Folha Trajano de Moraes: texto explicativo e mapa geológico. Niterói: DRM-RJ, 132 p.
- _____. et. al. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. Escala 1:50.000. Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo : texto explicativo e mapa geológico. Niterói: DRM-RJ.
- HASUI, Yociteru et al. As grandes falhas do leste paulista. In: SIMPOSIO DE GEOLOGIA REGIONAL, 1., 1977, São Paulo. **Atas...** São Paulo: SBG, 1977. p. 369-380.
- HAWKESWORTH, Christopher J. Paraná magmatism and the opening of the South Atlantic. Magmatism and the cause of continental

break-up. **Geological Society Special Publication**, London, p. 221-240, 1992.

HEILBRON, Mônica. A megassinforma do rio 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. **Atas...** São Paulo: SBG, 1991. p. 519-527.

HEILBRON, Mônica. **Evolução tectono-metamórfica da Seção Bom Jardim de Minas (MG), Barra do Piraí (RJ): Setor Central da Faixa Ribeira**. São Paulo, 1993. 268 p. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 1993.

HEILBRON, Mônica et al. From Collision to Extension: The Roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIAK, Webster Ueipass ; TALWANI, M. (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington: AGU, 2000. Geoph. Monogr. n. 115, p. 1-32.

HEILBRON, Mônica; CHRISPIN, Salvador José; ALVES, Ronaldo Paz, SIMÕES, S. A. Geologia do Cabo de Búzios (Estado do Rio de Janeiro). **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v. 54, p. 553-562.

HEILBRON, Mônica et al. Segmento central da faixa Ribeira, exemplo de colisão continental oblíqua no evento termo-tectônico brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1995, Camboriú. **Boletim de resumos expandidos...** Camboriú: SBG, 1995. p. 263-265.

HEILBRON, Mônica et al. New constraints on the tectonic organization and structural styles related to the Brasiliano collage of the central segment of the Ribeira belt, SE Brazil. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON PRECAMBRIAN BASEMENT AND CRÁTON TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. **Extended abstracts...** Ouro Preto, 1998. p. 15-17.

HEILBRON, Mônica; MOHRIAK, Webster Ueipass; VALERIANO, C. M. . From Collision to Extension: The Roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington: AGU, 2000., Geophysical Monograph, n. 115, p. 1-32.

_____ et al. From Collision to Extension: The Roots of Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIAK, W.; TALWANI, M. (Eds.). **Atlantic Rifts and Continental Margins**. Washington: AGU, 2000. Geophysical Monograph, n. 115, p. 1-32.

_____ et al. A orogênese brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, n. 125, p. 87-112, 1995.

_____; MACHADO, N. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira Orogen (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, n. 125, p. 87-112, 2003.

_____. **O segmento central da faixa Ribeira: síntese geológica e ensaio de evolução geotectônica**. Rio de Janeiro, 1995. 110 p. Tese (livre docência) UERJ, Rio de Janeiro. 1995.

_____ et al. Província Mantiqueira. In: **Geologia do Continente Sul Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio de Almeida**. [S.l.]: Beca, 2004, p. 236-320.

_____ et. al. Segmento central da Faixa Ribeira. Exemplo de Colisão Continental Oblíqua no Evento Termo-tectônico Brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário Camboriú. **Anais...** Balneário Camboriú, 1994. p. 263-265.

_____ et. al. Compartimentação tectônica e evolução geológica do segmento central da Faixa Ribeira, ao sul do Cráton do São Francisco. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA CRÁTON DE SÃO FRANCISCO, 2., 1993, Salvador. **Anais...** Salvador, 1993. p. 263-265.

_____ et. al. A megassinforma do rio 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. **Atas...** São Paulo, 1991. p. 519-527.

HUTTON, Donald H. W. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies. **Trans. R. Soc. Edinb. Earth. Sci.**, [S.l.], v. 79, p. 245-255.

LIU, C. C. Geologia do Estado do Rio de Janeiro baseada em imagens MSS do LANDSAT. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29., 1976, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1976. v. 4, p. 313-326.

_____. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro, vista através de imagens MSS do LANDSAT. In: Simposio de Geologia Regional RJ-ES, 1., 1987, Rio de Janeiro. **Anais...** Ouro Preto: SBG, 1987. p.164-188.

MACHADO, N. et al. U-Pb geochronology of the Central Ribeira Belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 79, p. 347-361, 1996.

MACHADO, Rômulo; DEMANGE, Michel. Contexto tectônico e estrutural dos granitóides brasileiros do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPOSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 3., 1991, Rio Claro. **Boletim de resumos expandidos...** Rio Claro: SBG, 1991. p. 64-65.

_____; DEMANGE, Michel. O batólito cordilherano Serra dos Órgãos: um exemplo de arco magmático brasileiro com assinatura toleítica no sistema de cisalhamento Paraíba do Sul, no estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. **Boletim de resumos expandidos...** Camboriú, 1994.

_____; DEMANGE, Michel, VIALLETE, Y. Idades geocronológicas Rb/Sr da granitogênese brasileira no segmento setentrional da Faixa Ribeira, Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador; SBG, 1996. v. 1, p. 38-40.

_____; ENDO, Issamu. Estruturas transcorrentes na borda sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação. In: **Simp.do C.S.F**, 2., 1993, Salvador. **Anais...** Salvador, BA, SBG, 1993. p. 269-271

_____. Considerações sobre a estruturação tectônica divergente da porção ocidental do Estado do Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1983, São Paulo. **Atas...** São Paulo, 1983. p. 135-145.

_____. **Evolução Geológica, Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, 1984. 196 p. Tese (Doutorado) - Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1984.

_____; DEMANGE, Michel, VIALLETE, Y. Idades geocronológicas Rb/Sr da granitogênese brasileira no segmento setentrional da Faixa Ribeira, Estado do Rio de Janeiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador; SBG, 1996. v. 1, p. 38-40.

_____. **Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do cinturão Paraíba do Sul no estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, 1997. 139 p. Tese (Doutorado), USP, São Paulo, 1997.

_____; PELLOGIA, A.U.G. Mapa de distribuição das rochas granitóides do Estado do Rio de Janeiro: uma avaliação preliminar das informações disponíveis. In: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 4., 1987, Rio Claro. **Atas...** Rio Claro: SBG, 1987. v. 1, p. 93-96.

_____. **Evolução Geológica, Análise Estrutural e Metamórfica da Região de Vassouras e Paracambi, Porção Ocidental do Estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, 1984. 196 p. Tese (Doutorado)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1984.

_____. **Litogeoquímica e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro.** São Paulo, 1997. 215 p. Tese (Livre docência) -Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1997.

_____; DEMANGE, Michel. Granitogênese brasileira no Estado do Rio de Janeiro. Caracterização geoquímica, modelo tectônico e considerações geológicas sobre o embasamento e a cobertura do cinturão Ribeira na região. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, [S.l.]. **Boletim de resumos expandidos...** [S.l.]: SBG, 1992. v. 1, p. 379-380.

_____; DEMANGE, Michel. Classificação estrutural e tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. **Boletim do IG-USP, Série Científica**, São Paulo, v. 25, p. 81-96.

MACHADO FILHO, L. et al. Geologia das Folhas Rio de Janeiro e Vitória (SF 23/24) escala 1:1.000.000, mapa e texto explicativo. **Projeto Radam Brasil.** [S.l.]: MME, 1983, p. 27-304.

_____; GOMES, B. S. Zonas Migmatogênicas da Serra dos Órgãos. **An. Acad. Bras. Ciências.** 1972, v. 2, n. 22.

MAGALHÃES, E. D. et al. T. **Dicionário de Geografia do Brasil.** São Paulo: Melhoramentos, 1973. 544 p.

MANIAR, Papu D.; PICCOLI, Philip M. Tectonic Discrimination of Granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, New York, , v.101, n.5, p. 635-643, May 1989.

MARTIN, Louis et al. **Geologia do quaternário costeiro do litoral norte do Rio de Janeiro e do Espírito Santo.** Belo Horizonte: CPRM; FAPESP, 1997. 104 p. 2 mapas.

- MATOS, Gerson Manoel Muniz de; FERRARI, Pedro Gervasio; CAVALCANTE, José Carvalho. **Projeto Faixa Calcária Cordeiro / Cantagalo**: Relatório Final. Belo Horizonte: CPRM, 1980. 5 v. v.1.
- MOHRIAK, Webster Ueipass; BARROS, Ana Zélia Nunes de Barros. Novas Evidências de Tectonismo Cenozóico na região Sudeste do Brasil: O Gráben de Barra de São João na Plataforma de Cabo Frio, RJ. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 20, n. 1-4, p. 187-196, 1990.
- NUMMER, Alexis Rosa. **Geometria e cinemática de alojamento do maciço granítico de Arrozal Sudoeste do Estado do Rio de Janeiro**. Seropédica, RJ 2001. 171 p. Tese (Doutorado) Instituto de Geociências, UFRJ, RJ 2001.
- PATERSON, Scott R.; FOWLER, T. K. Re-examining pluton emplacement processes. **Journal Structural Geology**, Chicago, v. 15, p. 191-206.
- _____; VERNON, R. H.; FOWLER, T. K. Aureole tectonics. **Reviews in Mineralogy**, v. 26, p.673-722, 1991.
- PENHA, Hélio Monteiro et. al. A Geologia da folha Petrópolis. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31., 1980, Camboriú. **Anais...** Camboriú: SBG, 1980. v. 5, p. 965-974.
- PINTO, C. P. (coord.). **Projeto Carta geológica do Estado do Rio de Janeiro: Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo**. Belo Horizonte: GEOSOL. Relatório final, v. 1.
- RADAMBRASIL. **Folhas SF23/24**: Rio de Janeiro/Vitória; Geologia, Geomorfologia, Pedologia, Vegetação e Uso Potencial da Terra. Rio de Janeiro: MME, 1983. v. 32, 780 p.
- RAGATKY, Célia Diana. Isotopic data (Sr and Nd) from the Paraíba do Sul Group orthoamphibolites. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4., 2003, Salvador. **Short papers...** Salvador, 2003. p. 260-263.
- RICCOMINI, Claudio. **O Rift Continental do Sudeste do Brasil**. São Paulo, 1989. Tese (Doutorado)-Departamento de Geologia, USP, 1989.
- RIEDEL, W. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen: Centralbl. f. Mineral. **Geol. u. Pal.**, 1929b, p. 354-368.
- RIO DE JANEIRO (Estado). Departamento de Recursos Minerais. **Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro**: Folha Geológica Cambuci: texto explicativo e mapa. Niterói, 1977
- ROSIER, Georges F. **A geologia da Serra do Mar, entre os picos Maria Comprida e Desengano**: estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1957. 58 p. il. Inclui mapas topográficos.
- _____. **Pesquisas geológicas na parte oriental do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais**. Rio de Janeiro: DNPM-DGM, 1965. 40 p. il. Inclui mapa geológico.
- ROSS, J. L. S. Relevo brasileiro: uma nova proposta de classificação. **Rev. Dept. Geog. FFLCH-USP**, São Paulo, v. 4. p. 25-39.
- SCHMITT, R. et al. Late amalgamation in the central part of West Gondwana: new geochronological data and the characterization of a Cambrian collisional orogeny in the Ribeira Belt (SE Brazil). **Precambrian Research**, Amsterdam, v. 133, p. 29-61.
- SCHMITT, Renata da Silva. **Um Evento Tectono-Metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no Domínio Tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira**: sudeste do Brasil. Rio de Janeiro. 273 p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, UFRJ, Rio de Janeiro, 2000.
- SCHOBENHAUS, Carlos; CAMPOS, Diógenes de Almeida; DERZE, Gilberto Ruy. **Geologia do Brasil. Texto Explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente incluindo Depósitos Minerais**. Brasília: DNPM, 1984. 501 p. Escala 1:2.500.000.
- SILVA, M. E. **Zona de cisalhamento de alta temperatura**: o lineamento de Além Paraíba (RJ) (Petrografia de plagioclásio - Anisotropia física - Reologia da litosfera continental). São Paulo, 1996. 226 p. Tese (Livre docência)- Instituto de Geociências, USP, São Paulo, 1996.
- SILVA, Luiz Carlos; CUNHA, Hélio Canejo da Silva. (coord.). **Projeto Compilação Geológica do Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: CPRM; DRM, 2000. 88 p.
- _____. et. al. (Coord.). **Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro em escala 1: 400.000**. Rio de Janeiro: CPRM/DRM.
- _____. et. al. Zircon U/Pb SHRIMP dates Neoproterozoic overprinting in Paleoproterozoic granitic-gneissic terranes, southern Brazil. **Am. Mineral**, [S.l.], v. 85, p. 649-667, 2000.

- _____; CUNHA, Hélio Canejo da Silva (org.). **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**: texto explicativo do Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro. Brasília: CPRM 2001. 1 CD-ROM.
- _____; CUNHA, Hélio Canejo da Silva. **Geologia do Estado do Rio de Janeiro**: texto explicativo do mapa geológico do Estado do Rio de Janeiro / organizado por Luiz Carlos da Silva e Hélio Canejo da Silva Cunha. Brasília: CPRM, 2001. 2 ed., 79 p. 1 CD-ROM. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil.
- SILVA, T. M. **A estruturação geomorfologia do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro**. Rio de Janeiro: UFRJ. 265 p. 2002. Originalmente apresentado como tese de doutoramento, Departamento de Geografia, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- SOUSA, H. S. et al. **Geologia e análise estrutural preliminar da região da Serra da Cruz – Frade, Macaé (RJ)**. Diamantina: Simpósio de geologia do sudeste. 2007.
- STRECKEISEN, Albert L. **Classification and nomenclature of igneous rocks**. [s.l.]: [s.n.], 1967. 144-240 p.
- TROUW, Rudolph Allard Johannes. Uma avaliação dos modelos cinemáticos propostos para o megassinformal do Vale do Rio Paraíba do Sul, baseado em lineações de estiramento. In: SIMPÓSIO DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 5., 1995, Gramado, **Anais...** Gramado: SBG. p. 103-104.
- TROUW, Rudolph Allard Johannes et al. The central segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI Umberto Giuseppe; MILANI, Edson José; THOMAZ FILHO, Antonio, CAMPOS, D. A. (eds.). **Tectonic Evolution of South America**. Rio de Janeiro, 2000. p. 287-310.
- _____; PANKHURST, Robert J. Idades radiométricas ao sul do Cráton do São Francisco: região da Folha Barbacena, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 2., 1993, Salvador, **Anais...** Salvador: SBG. p. 260-263.
- TUPINAMBÁ, Miguel.; TEIXEIRA, Wilson; HEILBRON, Mônica. Neoproterozoic Western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt, South-eastern Brazil. **Rev. Bras. Geoc.** [S.l.], v. 30, n. 1, p. 7-11, 2000.
- _____. **Evolução tectônica e magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro**. São Paulo: USP. 1999. 221p. Originalmente apresentado como tese de doutoramento.
- _____. **Mapa geológico na escala de 1:100.000, folha Pirapetinga**. [S.l.]:COMIG, 2003. 1 CD-ROM.
- _____. et.al. Complexo Rio Negro – uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39., 1996, Salvador. **Anais...** Salvador: SBG. v. 6, p. 104-107.
- _____. et al. The Pan-African Brasileiro arc-related magmatism at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt, southeastern Brazil. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON BASEMENT TECTONICS, 14., 1998, Ouro Preto. **Anais...** Ouro Preto. p. 12-14.
- TURNER, S. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision ⁴⁰Ar- ³⁹Ar geochronology. **Earth and Planetary Science Letters**, Atlanta, v. 121, p. 333-358, 1994.
- VALENÇA, Joel G. Rochas Alcalinas do Estado do Rio de Janeiro. **Rev. Min. Metalurgia**, Rio de Janeiro, ano 39, n. 366, 1975,
- VALENÇA, S. C. Petrografia e geoquímica do enxame de diques do Rio de Janeiro, RJ. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Balneário de Camboriú. **Anais...** Balneário de Camboriú: SBG/DNPM/CPRM. v. 3, p. 167-169.
- VALERIANO, Claudio de Morrison; HEILBRON, Mônica. A zona de transtensão de Volta Redonda e sua importância na junção entre os riftes do Vale do Paraíba e o da Guanabara: dados preliminares. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, RIO DE JANEIRO, 3., 1993, Rio de Janeiro. **Anais...** Rio de Janeiro: SBG, out.1993. p. 9-16.
- VALLADARES, C. S. 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, 1., 1997,[S.l.]. **Extended abstracts...** [S.l.]. p. 323-325.
- VAUCHEZ, Alain et. al. Tectônica de escape na terminação de um craton: a Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Boletim de resumos expandidos...** São Paulo: SBG, 1992. v. 2, p. 373-375.
- ZALÁN, Pedro Victor et. al. Tectônica e sedimentação da Bacia Sedimentar do Paraná. In: : SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30., 1987, Curitiba. **Atas...** Curitiba, 1987. v. 1. p. 441-474.

