UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA NA REGIÃO
DA SERRA DOS ÓRGÃOS, RJ**

Marcos Eduardo Hartwig

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2006

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL MESOZÓICO-CENOZÓICA NA REGIÃO
DA SERRA DOS ÓRGÃOS, RJ**

Marcos Eduardo Hartwig

Orientador: Prof. Dr. Cláudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2006

Ficha catalográfica preparada pelo Serviço de Biblioteca e Documentação do Instituto
de Geociências da Universidade de São Paulo

Hartwig, Marcos Eduardo

Tectônica rúptil mesozóico-cenozóica na região
da Serra dos Órgãos, RJ / Marcos Eduardo Hartwig -
São Paulo, 2006.

117 f. + anexos

=

Dissertação (Mestrado) : IGC/USP -
Orient. : Riccomini, Cláudio

1. Serra dos Órgãos (RJ): Tectônica rúptil 2.
Morfometria 3. Paleotensões 4. Mesozóico 5.
Cenozóico I. Título

Não há coisa alguma que persista em todo o Universo. Tudo flui, e tudo só apresenta uma imagem passageira. O próprio tempo passa com um movimento contínuo, como um rio...O que foi antes já não é, o que não tinha sido é, e todo instante é uma coisa nova. Vês a noite, próxima do fim, caminhar para o dia, e a claridade do dia suceder a escuridão da noite... Não vês as estações do ano se sucederem, imitando as idades de nossa vida? Com efeito, a primavera, quando surge, é semelhante à criança nova... a planta nova, pouco vigorosa, rebenta em brotos e enche de esperança o agricultor. Tudo floresce. O fértil campo resplandece com o colorido das flores, mas ainda falta vigor às folhas. Entra, então, a quadra mais forte e vigorosa, o verão: é a robusta mocidade, fecunda e ardente. Chega, por sua vez, o outono: passou o fervor da mocidade, é a quadra da maturidade, o meio-termo entre o jovem e o velho; as têmporas embranquecem. Vem, depois, o tristonho inverno: é o velho trôpego, cujos cabelos ou caíram como as folhas das árvores, ou, os que restaram, estão brancos como a neve dos caminhos. Também nossos corpos mudam sempre e sem descanso... E também a natureza não descansa e, renovadora, encontra outras formas nas formas das coisas. Nada morre no vasto mundo, mas tudo assume aspectos novos e variados... todos os seres têm sua origem noutros seres... Assim, também é a Natureza e tudo o que nela existe e persiste.

Metamorfoses

Ovídio (poeta romano)

AGRADECIMENTOS

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pelo apoio financeiro na forma de uma bolsa de mestrado.

A meu orientador Prof. Dr. Cláudio Riccomini, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela oportunidade de realizar estudos de pós-graduação, pelo apoio, incentivo e valiosas discussões.

Ao Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo pela formação acadêmica recebida e a secretaria de Pós-Graduação.

A equipe do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (PARNASO), em especial ao Chefe da Unidade Ernesto Bastos Viveiros de Castro e a responsável pelos setores de uso público e pesquisa Cecília Cronemberger de Faria.

A Kátia Mansur, Diretora de Geologia do Departamento de Recursos Minerais (DRM-RJ), pelo fornecimento das folhas geológicas 1:50.000 que recobrem o PARNASO.

Ao Colega Silvio T. Hiruma pelo auxílio nos mapas morfométricos.

Aos Profs. Drs. Norberto Morales e Antenor Zanardo, do Departamento de Petrologia e Metalogenia do Instituto de Geociências e Ciências Exatas da Universidade Estadual Paulista, pela leitura de parte do manuscrito e descrições petrográficas, respectivamente.

Ao Mateiro Luciano e *sherpa* Andinho pelas extensas e intensas caminhadas.

Aos amigos Beto (juquinha), Pepita e Sagüi pela colaboração nos levantamentos de campo, e Iata e Pele Morta pelo auxílio nas questões computacionais.

Aos professores Zaine e Léo, do IGCE/UNESP – Rio Claro, SP, pelo incentivo.

Aos amigos Ricardo Blaquez (*in memorian*) e Duílio.

A todo o pessoal do Bloco C (GSA), em particular ao Portuga, Pegmatito (pelo grande auxílio na impressão da versão final), Falcon, Gabriel, Frutinha, Chá e Pi pelos bons momentos.

A galera da República Panapia: Cofrinho, Enfiadinho, Pegmatito, Jonas, Vagina, Minicraque, Pará, Moita, “Perninha”, Félix (*in memorian*)..., e claro, seu Lopes.

A toda galera de Rio Claro, SP pelos extraordinários momentos nos botequins.

A meus pais, Rosa Elisa Palermo Hartwig e Dácio Rodney Hartwig pelo constante incentivo, apoio e compreensão.

A meu irmão Vitório, sujeito de grande sensibilidade, companheiro e amigo solidário.

A Fran, eterna companheira por ter me feito descobrir tantas coisas e por ter me proporcionado momentos infinitamente deliciosos.

ÍNDICE

RESUMO

ABSTRACT

AGRADECIMENTOS

1. INTRODUÇÃO.....	1
1.1 - Contexto geral da pesquisa e objetivos.....	1
1.2 - Localização da área e vias de acesso.....	2
1.3 - Aspectos fisiográficos.....	3
1.3.1 - Clima.....	3
1.3.2 - Vegetação.....	3
1.3.3 - Solos.....	4
1.4 - Geomorfologia.....	5
1.4.1 - Origem e compartimentação do relevo.....	5
1.4.1 - Superfícies de aplainamento.....	10
2. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO REGIONAL.....	12
3. CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL.....	18
4. MATERIAIS.....	25
5. MÉTODOS.....	27
5.1 - Geoprocessamento.....	27
5.1.1 - Modelo Numérico do Terreno (MNT).....	27
5.1.2 - Processamento de imagem de radar orbital (SRTM).....	28
5.2 - Lineamentos.....	29
5.3 - Análise morfométrica.....	30
5.4 - Levantamentos de campo.....	33
5.5 - Petrografia.....	33
5.6 - Dados estruturais.....	34
5.6.1 - Juntas como indicadores tectônicos.....	34
5.6.1.1 - Conceitos gerais.....	34
5.6.1.2 - Critérios de ruptura.....	35
5.6.1.3 - Juntas e paleotensões.....	37
5.6.1.4 - Sequência relativa de formação de juntas.....	42

5.6.1.5 - Juntas em rochas ígneas.....	43
5.6.2 - Falhas como indicadores tectônicos.....	43
5.6.3 - Diques como indicadores tectônicos.....	45
6. MODELOS NUMÉRICOS DE TERRENO.....	50
7. LINEAMENTOS.....	55
8. MORFOMETRIA.....	64
9. ANÁLISE DO FRATURAMENTO.....	77
9.1 - Juntas.....	77
9.2 - Falhas.....	89
9.3 - Diques.....	91
10. DISCUSSÃO.....	93
10.1 - Relações entre as estruturas.....	93
10.2 - Campos de esforços e correlações regionais.....	95
10.3 - Formas do relevo.....	95
11. CONCLUSÕES.....	98
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	99
ANEXO A.....	117

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. Localização da área e principais vias de acesso do PARNASO.....	2
Figura 1.2. Solo orgânico (vale das Antas, Coord. UTM23K 701505/7514501).....	5
Figura 1.3. Contexto geomorfológico regional da área de estudo.....	9
Figura 2.1. Contexto geológico regional da área de estudo.....	13
Figura 2.2. Geologia da Serra dos Órgãos.....	15
Figura 3.1. Geologia da área de estudo.....	19
Figura 3.2. Litotipos principais do Complexo Rio Negro na área estudada.....	20
Figura 3.3. Granitóides foliados do Batólito Serra dos Órgãos. A – localidade onde granitóides miloníticos apresentam fácies cujo contraste de granulação é marcante; B – detalhe da foliação milonítica marcada principalmente pela alternância descontínua entre biotita, feldspato e quartzo (coord. UTM23K 696230; 7514892).....	21
Figura 3.4. Granito cinza, de estrutura homófona incluído na unidade Granito Andorinha. Localidade Pedra do Açú.....	22
Figura 3.5. Detalhes de dois dos diques de diabásio estudados. A - ocorrência nas proximidades do Pico Dedo de Deus (estação 13); B - ocorrência no extremo nordeste do PARNASO (estação 11).....	23
Figura 3.6. Principais texturas ígneas identificadas nos diques máficos na área de estudo. A – textura intergranular; B – textura intersetal.....	24
Figura 5.2. Correção dos dados de radar orbital (SRTM) por meio do programa 3DEM. Na parte superior os dados de radar são exportados em formato DEM pelo programa DLGV32PRO (Global Mapper). No centro, estes dados são corrigidos por meio do programa 3DEM. Abaixo, os dados corrigidos retornam ao programa DLGV32PRO (Global Mapper) e são exportados em formato GRID.....	28
Figura 5.3. Algumas feições de relevo associado à movimentação tectônica transcorrente.....	30
Figura 5.4. Hierarquização da rede de drenagem em uma microbacia de quarta ordem, segundo Strahler (1952). Os números referem-se à ordem dos canais.....	31
Figura 5.5. Conjunto de juntas sistemáticas planares bem desenvolvidas conectadas por juntas não-sistemáticas tipo <i>cross-joint</i>	35

Figura 5.6 – (A) Diagramas circulares de Mohr retratando três condições mecânicas distintas de ruptura nas quais são produzidas juntas de distensão, híbrida e de cisalhamento (da esquerda para direita). (B) Relações geométricas entre as tensões principais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) e os tipos de fraturas. FC - fratura de cisalhamento; JE - junta de extensão; ϕ - ângulo de atrito interno; c_0 - coesão.....	37
Figura 5.7. Padrão de juntas <i>grid-lock</i>	38
Figura 5.8. Espectro de juntas.....	38
Figura 5.9. Critérios de campo de individualização de classes genéticas de juntas. A – estrutura plumosa, B – paralelismo em relação a um indicador cinemático, C – simetria em relação a um indicador cinemático, D – continuidade e paralelismo em relação a um indicador cinemático, E – arquitetura do sistema de fratura, F – ângulo agudo 2θ entre sistemas de juntas conjugadas: (i) $2\theta \leq 10$ (juntas de extensão); (ii) $10 \leq 2\theta \leq 50$ (juntas híbridas) e; (iii) $2\theta \geq 50$ (juntas cisalhantes), G – simetria em relação a dobra, H – Refração entre diferentes litologias.....	41
Figura 5.10. Seqüência relativa de formação de juntas. (a) o traço de uma junta é deslocado por uma falha mais recente; (b): o traço de uma junta mais jovem acaba em outra mais antiga; (c): pequenos traços de juntas antigas e seladas são atravessados por um longo traço de junta mais recente e; (d): traços de juntas de orientações distintas se cortam mutuamente. Neste último caso a seqüência de formação das juntas é desconhecida.....	42
Figura 5.11. Padrão geométrico e nomenclatura das estruturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples dextral. R e P fraturas sintéticas; R' fratura antitética; T fraturas de distensão, falhas normais e diques; D falhas reversas e eixos de dobras; C esforço compressivo e E esforço trativo.....	44
Figura 5.12. Representação do método gráfico dos diedros retos de análise de falhas. (A) Vista em perspectiva. (B) Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. F plano de falha; A plano auxiliar; S estria de atrito; P campo compressivo; T campo trativo; B interseção dos planos A e F.....	45
Figura 5.14. Terminologia para diques deslocados.....	46
Figura 5.15. Geometria de diques em função da rotação do eixo de tensão principal mínimo (σ_3). (A) Modo Puro I: dique planar; (B) Modo Misto I-II: dique curvo; (C) Modo Misto I-III: dique segmentado.....	47
Figura 5.16. Bloco diagrama esquemático mostrando a relação entre diques, juntas sistemáticas e o substrato rochoso. Um conjunto de juntas sistemáticas adjacente e paralela a diques atribuídos	

ao paleógeno atravessa sucessivas camadas sedimentares paleozóicas. A grandes distancias dos diques, juntas com a mesma orientação ocorrem apenas na camada de calcário arenoso. Juntas sistemáticas de direção E-W atravessam todas as unidades.....	48
Figura 5.17. Ilustração retrata o arranjo <i>en echelon</i> nas bordas de alguns diques definidos por morfologias retilíneas (A) e curvilíneas (B). Seta representa o eixo de tensão principal mínimo (σ_3).....	49
Figura 6.1. Modelo Numérico de Terreno retratando área de estudo e a região circunvizinha. O perfil topográfico de direção NW-SE resalta o marcante desnivelamento da Serra dos Órgãos, RJ. Coordenadas UTM (Zona 23K). Escala vertical 0,60x. Iluminação de noroeste (315° azimuth, 45° elevação). A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Dados a partir de radar SRTM, resolução de 90 m.....	52
Figura 6.2. Modelo Numérico de Terreno enfocando a área de estudo. Iluminação a partir de norte (360° azimuth, 45° elevação). Exagero vertical 1,5 x. Coordenadas UTM (Zona 23K). A Linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Dados a partir de cartas topográficas, resolução de 50 m.....	53
Figura 6.3. Modelo Numérico de Terreno enfocando a área de estudo. Iluminação a partir de sudoeste (225° azimuth, 40° elevação). Exagero vertical 1,5 x. Coordenadas UTM (Zona 23K). A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Dados a partir de cartas topográficas, resolução de 50 m.....	54
Figura 7.1. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (A) 45° e (B) 90° azimuthes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	57
Figura 7.2. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (A) 315° e (B) 360° azimuthes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	58
Figura 7.3. Mapa de lineamentos extraído de mapas de sombreamento de relevo (azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, elevação de 45°), e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapa produzido a partir de	

dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	59
Figura 7.4. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (A) 45° e (B) 90° azimutes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de cartas topográficas 1:50.000. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	60
Figura 7.5. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (A) 315° e (B) 360° azimutes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de cartas topográficas 1:50.000. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	61
Figura 7.6. Mapa de lineamentos extraído de mapas de sombreamento de relevo (azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, elevação de 45°), e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapa produzido a partir de dados de cartas topográficas 1:50.000. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	62
Figura 7.7. Mapa completo de lineamentos extraído de mapas de sombreamento de relevo (azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, elevação de 45°), e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapa produzido a partir de cartas topográficas e de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.....	63
Figura 8.2. Mapa hipsométrico (intervalos de classes em metros). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	66
Figura 8.3. Mapa de declividades (intervalos de classes em graus). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	67
Figura 8.4. Mapa de orientação de vertentes (orientação em azimute do rumo de mergulho). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	68

Figura 8.5. Mapa de superfícies de base (intervalos de classes em metros). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	69
Figura 8.6. Modelo numérico do terreno iluminado a partir de norte (azimute de iluminação 360°, elevação de 45°), gerado a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base. Exagero vertical 1,5 x. A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. Coordenadas em UTM (Zona 23K).	70
Figura 8.7. Mapa de rugosidade de relevo (área real/área planar, adimensional). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	73
Figura 8.8. Mapa de gradientes hidráulicos (h/l, adimensional). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	74
Figura 8.9. Mapa de densidade de drenagem (km/km ²). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	75
Figura 8.10. Mapa de densidade de lineamentos (km/km ²). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delinea o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).....	76
Figura 9.1. Distribuição dos dados estruturais obtidos para a área estudada. Projeção ciclográfica, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. As cores nos estereogramas referem-se as direções das famílias de fraturas. Coordenadas UTM (Zona 23K).....	78
Figura 9.3. Domínios estruturais caracterizados para a área estudada. Projeção ciclográfica, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. As cores nos estereogramas referem-se as direções das famílias de fraturas. Coordenadas UTM (Zona 23K).....	81
Figura 9.4. Família de juntas sistemáticas distensiva de direção NE-SW/subvertical. A – porção aplítica, estação 19; B e C – veios aplíticos proeminentes, estações 41 e 9, respectivamente; D – juntas sistemáticas NE-SW (linha branca contínua) e NNE-SSW (linha preta tracejada), estação 26; E – Face sudoeste das pedras do Sino (esquerda) e do Garraão (direita da fotografia) expondo marcante fraturamento de direção NE-SW/subvertical; F – Vista da porção sudeste da área de estudo a partir do vilarejo de Santo Aleixo, município de Magé, RJ. Notar sutil escalonamento descontínuo do relevo com abatimento para sudeste e a individualização de	

blocos por fraturas de direção NE-SW/subverticais. Ao fundo, vista parcial do Pico Dedo de Deus.....	82
Figura 9.5. A – Juntas sistemáticas de direção NW-SE/subverticais. Plano contendo martelo corresponde a junta sistemática de direção NE-SW (estação 37). B – Facetas trapezoidais de direção NW-SE ao longo do vale do Rio do Bonfim, porção noroeste da área de estudo.....	83
Figura 9.6. Família de juntas sistemáticas de direção WNW-ESE em migmatitos do Complexo Rio Negro (estação 38). Nesta localidade, as juntas configuram faixas recorrentes descritas na literatura como zona de juntas.....	83
Figura 9.7. Mapa de distribuição dos dados de juntas de alívio e diques de diabásio mesozóicos da área de estudo sobrepostos a mapa topográfico. Projeções ciclográficas, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Coordenadas UTM (Zona 23K).....	85
Figura 9.8. Mapa de distribuição dos dados de juntas de alívio e diques de diabásio mesozóicos da área de estudo sobrepostos a mapa de isobases. Projeções ciclográficas, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Coordenadas UTM (Zona 23K).....	86
Figura 9.9. Mapa de distribuição dos dados de juntas de alívio e diques de diabásio mesozóicos da área de estudo sobrepostos a mapa de orientação de vertentes. Projeções ciclográficas, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Coordenadas UTM (Zona 23K).....	87
Figura 9.10. Juntas de alívio. A e C – Cachoeiras Véu de Noiva (estações 29 e 23, respectivamente); B – Face sudoeste dos cimos das pedras do Sino (esquerda) e do Garrafão (direita da foto).....	88
Figura 9.11. Projeção ciclográfica de juntas identificadas em diques. Notar a predominância de famílias de juntas sistemáticas de direção aproximadamente NE-SW, NW-SE E-W e ENE-WSW, cujos ângulos de mergulho são altos ($\geq 65^\circ$). Nas estações 11 e 13 as juntas que apresentam baixo ângulo de mergulho (em azul) são provavelmente juntas de alívio.....	88
Figura 9.12. Projeção ciclográfica de planos de falhas identificados na área de estudo. A, B, C (estação 30) e D (estação 36) – planos de falha e respectivas estrias de atrito; E – planos de falha sem estrias de atrito, que deslocam marcadores estratigráficos (estação 9).....	90
Figura 9.13. Planos de falhas de mergulho suave para sudeste afetando migmatito alterado (estação 30). A – sobreposição de duas estrias de atrito, uma com mergulho E-ESE (linha vermelha tracejada) e outra SE (linha preta contínua); B – estria de atrito com mergulho para sudeste.....	90

Figura 9.14. Plano de falha e estrias de atrito com mergulho suave para sudoeste em migmatito alterado (estação 36).....	91
Figura 9.15. A – Falhas normais conjugadas de direções E-W e NE-SW, corte da rodovia BR-116 (estação 34). B – Projeção ciclográfica das falhas conjugadas.....	91
Figura 9.16. Projeção ciclográfica das atitudes dos diques básicos identificados na área de estudo, com predominância da direção NE-SW e mergulhos altos ($\geq 80^\circ$).....	92
Figura 9.17. Contato retilíneo e abrupto entre dique e rocha granitóide encaixante do Batólito Serra dos Órgãos (estação 13).....	92
Figura 10.1. Croquis ilustrativos das relações identificadas entre as famílias de juntas sistemáticas de direções NE-SW, NW-SE, WNW-ESE e NNE-SSW.....	94

LISTA DE TABELAS

Tabela 5.1. Tamanhos de célula para o MNT.....	27
Tabela 5.13 - Classificação de diques.....	45
Tabela 8.1. Parâmetros estatísticos dos índices morfométricos.....	64
Tabela 9.2. Frequência de juntas por famílias determinadas em cada sítio de investigação.....	79

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 5.1.....	36
------------------	----

ANEXO

A – Mapa de estações e afloramentos do PARNASO. Intervalo de curvas de nível de 100 em 100 m. Coordenadas UTM (Zona 23K).....	117
---	-----

RESUMO

Aspectos referentes à tectônica rúptil mesozóico-cenozóica da Serra dos Órgãos, nome local dado a Serra do Mar na porção correspondente ao Parque Nacional da Serra dos Órgãos - PARNASO (municípios de Petrópolis, Teresópolis e Magé, Estado do Rio de Janeiro), foram investigados por meio da análise morfoestrutural e de levantamentos de campo. A área estudada compreende elevações que ultrapassam 2.200m de altitude e está incluída no Terreno Oriental do setor central da Faixa Ribeira, de idade neoproterozóica-cambriana, onde afloram rochas metassedimentares intrudidas por várias gerações de rochas granitóides.

A análise conjunta dos resultados provenientes dos modelos digitais de elevação, mapas morfométricos, lineamentos, estruturas rúpteis e litotipos, associada ao quadro tectônico regional do sudeste do país, permitiu admitir que a formação das principais feições rúpteis verificadas no PARNASO pode estar relacionada a seis regimes tectônicos superpostos.

O primeiro regime remontaria ao Neoproterozóico-Cambriano e seria caracterizado por transcorrência sinistral, com binário de direção geral E-W (compressão de direção NE-SW e distensão NW-SE). Regimes semelhantes foram ativos durante o Eocretáceo e Neocretáceo-Paleoceno, reponsáveis, respectivamente, pela colocação do enxame de diques básicos que ocorre na porção centro ocidental do Estado do Rio de Janeiro, e pelos centros intrusivos e diques de rochas alcalinas dispostos ao longo do Alinhamento Magmático de Cabo Frio. Estes regimes ocasionaram intenso fraturamento de orientação NE-SW distribuído por todo o PARNASO.

Novo regime tectônico teria operado no Eoceno, caracterizado por distensão de direção NW-SE, considerado como gerador do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Embora as feições rúpteis associadas a esta fase tectônica não estejam muito evidentes, sua principal consequência no PARNASO seria a compartimentação do relevo da sua porção sul-sudeste em blocos alongados e escalonados abatidos para sudeste. Concomitantemente a este abatimento, deu-se a deformação de uma antiga superfície de aplainamento, que teria nivelado a cimeira da Serra dos Órgãos em torno de 2.000 m.

O regime tectônico seguinte, caracterizado por cisalhamento dextral com binário de direção E-W (compressão de direção NW-SE e distensão NE-SW), de idade pleistocena a holocena, teria reativado fraturas de orientação NW-SE, hoje realçadas pelas facetas trapezoidais observadas ao longo do vale do Rio do Bonfim.

O último regime tectônico registrado encontra correspondência com uma compressão de direção E-W, de idade holocena.

ABSTRACT

Mezosoic-Cenozoic brittle tectonics of the Serra dos Órgãos range in the Rio de Janeiro State, southeastern Brazil, was investigated using morphostructural analysis and field surveys. The study area is a sector of the Serra do Mar coastal range, with summits over 2.200 m a.s.l., and is included in the central segment of the Neoproterozoic-Cambrian Ribeira Belt, where metasedimentary and several generations of granitoid rocks occur.

Integrated analysis of digital elevation models, morphometric maps, lineaments, brittle structures and distribution of lithotypes, and comparison with the regional tectonic context of Southeastern Brazil, allowed us to admit that the main brittle features observed in the region are related to six superimposed brittle tectonic regimes.

The first tectonic regime, of Neoproterozoic-Cambrian age, was characterized by left-lateral E-W-trending strike-slip, with NE-SW compression and NW-SE extension. Similar regimes were active during Early Cretaceous and Late Cretaceous to Paleocene, when they were responsible, respectively, for the emplacement of basic dykes swarm of the central-western portion of Rio de Janeiro State, and of the intrusive centers and alkaline dykes along the Cabo Frio Magmatic Lineament. This regime caused intense and widespread NE-SW-trending fracturing throughout the study area.

During the Eocene, a NW-SE-trending extensional regime, considered as generator of the Continental Rift of Southeastern Brazil, operated in the region. It was responsible for the relief segmentation in the south-southeast part of the area, where NE-SW-trending elongated blocks in a step-like array descending to the southeast are observed. At the same time occurred the deformation of an old erosion surface, which had previously leveled the summit of the Serra dos Órgãos range at around 2.000 m a.s.l.

The next tectonic regime is related to a NW-SE Late Pleistocene-Holocene compression which have reactivated NW-SE-trending fractures as normal faults, partially preserved as trapezoidal facets in the landscape. The last tectonic regime recorded in the region finds correspondence with an E-W Holocene compression.

1 – INTRODUÇÃO

1.1 – Contexto geral da pesquisa e objetivos

A Serra dos Órgãos corresponde a um segmento da Serra do Mar que constitui uma das mais destacadas feições orográficas da borda sul-sudeste do continente sul-americano, cuja direção geral acompanha a orientação ENE das estruturas do embasamento costeiro (Hasui *et al.* 1975, Almeida 1976). Esta feição está instalada no domínio da Faixa Ribeira, consolidada durante o Ciclo Brasileiro (Hasui *et al.* 1975, Hasui & Oliveira 1984, Heilbron *et al.* 2004). Depois de um longo tempo de sua consolidação, a atual região costeira do sudeste do Brasil foi palco de um importante processo de reativação tectônica, manifestado a partir do Jurássico, que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul (Almeida 1967 e 1969). Este fenômeno foi responsável pelo desenvolvimento de bacias costeiras e continentais, porções soerguidas adjacentes, que caracterizam as Serras do Mar e Mantiqueira, e farto magmatismo de caráter básico a alcalino (Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978, Hasui *et al.* 1978, Melo *et al.* 1985, Almeida 1986, Riccomini 1989, Almeida & Carneiro 1998, Riccomini & Assunção 1999, Ferrari 2001, Riccomini *et al.* 2004, Riccomini *et al.* 2005, Zálan 2005).

A compreensão dos mecanismos envolvidos nesses eventos depende, entre outros fatores, da caracterização das estruturas tectônicas a eles relacionados e também da determinação de paleocampos de tensões, a partir de falhas, juntas e diques de naturezas e idades variadas. Assim, o estudo e caracterização de estruturas, como juntas, falhas e diques, permite a determinação de paleocampos de esforços atuantes durante esses eventos.

De modo a avaliar o registro desses eventos tectônicos nas regiões serranas soerguidas da área continental emersa adjacente à Bacia de Santos, o grupo de pesquisa sobre “Origem e evolução de bacias sedimentares” do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo vêm desenvolvendo estudos em áreas selecionadas das serras do Mar e da Mantiqueira (Hiruma 1999, Hiruma *et al.* 2001, Modenesi-Gauttieri *et al.* 2002, Chiessi 2004, Riccomini *et al.* 2004).

Nesse contexto, a área do Parque Nacional da Serra dos Órgãos (PARNASO), que abrange parte dos municípios de Petrópolis, Teresópolis e Magé, Estado do Rio de Janeiro foi selecionado para estudos complementares. Apesar de estar localizado a apenas algumas dezenas de quilômetros da Cidade do Rio de Janeiro, é uma área ainda muito carente de informações geológicas. O entendimento da evolução tectônica mesozóico-cenozóica que operou nesta região

é um tema relevante sob vários aspectos destacando-se a relação com os eventos ocorridos nas bacias de Santos e Campos e suas implicações para a exploração de hidrocarbonetos.

A pesquisa de mestrado teve como objetivo compreender os aspectos referentes à tectônica rúptil mesozóico-cenozóica da Serra do Mar, na porção correspondente ao PARNASO. Para tanto, foram conduzidas investigações morfoestruturais, bem como levantamentos de campo com ênfase na caracterização de estruturas tectônicas rúpteis.

1.2 – Localização da área e vias de acesso

O Parque Nacional da Serra dos Órgãos foi criado em 1939 (lei nº 1.822) pelo presidente Getúlio Vargas e, posteriormente, ampliado em 1984. Com área de cerca de 105 km², o PARNASO localiza-se na região serrana do Estado do Rio de Janeiro, ocupando porções das folhas topográficas de Petrópolis, Teresópolis e Itaipava, escala 1:50.000, produzidas pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE). O PARNASO engloba parte dos municípios de Petrópolis, Teresópolis e Magé (Figura 1.1).

Figura 1.1. Localização da área e principais vias de acesso do PARNASO. Extraído e modificado de Guia Quatro Rodas, Mapa Estadual do Rio de Janeiro, 2000.

O acesso à área a partir de São Paulo ou Rio de Janeiro pode ser alcançado por meio das rodovias BR-116 ou BR-040.

Além da portaria de acesso existente na cidade de Teresópolis (sede), o PARNASO conta com outras duas entradas a partir das cidades de Petrópolis e Guapimirim.

Algumas trilhas percorrem o PARNASO destacando-se a trilha (travessia) que liga Petrópolis a Teresópolis com cerca de 42 km. Seu acesso a partir de Petrópolis se dá pelo vale do Rio do Bonfim e atravessa os cumes da Pedra do Açu (2.263 m) e da Pedra do Sino (2.286 m), atingindo o vale do Rio Paquequer, no Município de Teresópolis.

Apesar de estar localizado a apenas algumas dezenas de quilômetros da Cidade do Rio de Janeiro, o PARNASO é ainda uma área pouco conhecida do ponto de vista geológico. Isto se deve a ausência de acessos, relevo extremamente montanhoso, vigorosa cobertura vegetal e intensa precipitação.

1.3 – Aspectos fisiográficos

1.3.1 – Clima

O clima tropical úmido/superúmido observado na Serra dos Órgãos, cuja área de estudo está inserida, apresenta níveis pluviométricos médios anuais entre 1500-2000 mm. A estação chuvosa na região distribui-se entre os meses de outubro e março, nos quais concentram-se 70-80% das precipitações anuais. Nesta época há um predomínio de temperaturas mais ou menos elevadas, atingindo o máximo entre os meses de dezembro e janeiro. Já no inverno as temperaturas são sensivelmente baixas, atingindo o mínimo entre os meses de junho e julho. A temperatura média anual registrada varia entre 18-20°C (Nimer 1979).

O mês mais quente na região é o de janeiro, no qual são registradas temperaturas máximas médias em torno de 29°C. O mês mais frio é o de julho, no qual são registradas temperaturas mínimas médias de 8-10°C, atingindo temperaturas mínimas absolutas negativas ou pouco acima de 0°C, especialmente nas superfícies elevadas (Nimer 1979).

1.3.2 – Vegetação

A região da Serra dos Órgãos insere-se no bioma da Mata Atlântica, que originalmente se dispunha ao longo de quase toda costa brasileira. Este bioma compreende um conjunto de formações florestais e ecossistemas associados que incluem a Floresta Ombrófila Densa, a

Floresta Ombrófila Mista, a Floresta Ombrófila Aberta, a Floresta Estacional Semidecidual, a Floresta Estacional Decidual, os manguezais, as restingas, os campos de altitude e os brejos interioranos e encaves florestais do nordeste (Schäffer & Prochnow 2002).

O Plano de Manejo do PARNASO (Brasil 1980) distingue três tipos de vegetação: a) Floresta Pluvial Montana; b) Floresta Pluvial de Altitude; e c) Campos de Altitude.

A Floresta Pluvial Montana reveste as serras até cerca de 1400 m de altitude. A vegetação caracteriza-se por um grande número de lianas e a presença de um estrato superior que pode atingir 20-30 m. O sub-bosque é vigoroso no qual se encontram espécies como o palmito Jussara (*Euterpe edulis*), bambus, além de algumas arbustivas.

O ambiente da Floresta Pluvial de altitude tem início a cerca de 1400 m de altitude. É uma típica mata úmida de neblina, freqüentemente envolta por densas nuvens. A vegetação consiste de uma mata baixa, mais aberta, de aspecto seco, dotada de árvores de cerca 15 m de altura, tortuosas, com casca clara e lisa, muito mais densamente cobertas por musgos que as árvores de altitudes inferiores. Nota-se a presença de epífitas, sobressaindo-se as grandes bromeliáceas.

Acima dos limites das matas desenvolve-se uma vegetação campestre - Campos de Altitude - cujo caráter geral é o de comunidades de gramíneas altas, em certos lugares com caráter xerófilo, além de ervas e arbustos anões. É nesta formação, acima dos 2.000 m, que se encontra a quase totalidade das espécies vegetais e animais endêmicas da Serra dos Órgãos.

Próximos a povoados, em terrenos de declives pouco acentuados que foram invadidos por horticultores, observam-se práticas agrícolas.

1.3.3 – Solos

Na área de estudo, em razão da existência de declives excessivamente fortes, o que impede um bom desenvolvimento dos solos, predominam solos litólicos, neossolos e cambissolos, embora localmente sejam observados latossolos (Rio de Janeiro 1980, Embrapa 1981, Oliveira *et al.* 1983, IBGE 2001). Nas regiões onde os vales são mais amplos é comum o desenvolvimento de solos orgânicos (Figura 1.2).

Figura 1.2. Solo orgânico (vale das Antas, Coord. UTM23K 701505/7514501).

1.4 – Geomorfologia

1.4.1 – Origem e compartimentação do relevo

A Serra do Mar, com cerca de 1000 km de extensão e orientação geral ENE-NE, é uma das feições fisiográficas mais notáveis da costa atlântica sul-sudeste do Brasil. No território fluminense, entre os municípios de Itaguaí e Campos, recebe a denominação de Serra dos Órgãos, onde prolonga-se em grande extensão com diversas configurações morfológicas. Em geral, apresenta desnivelamentos acentuados, por vezes superiores a 2.000 m, com vertentes muito íngremes e rochosas (CPRM 2001, Gatto *et al.* 1983).

A origem e evolução deste acidente geográfico tem suscitado dúvidas entre geólogos, geógrafos e geomorfólogos desde os anos 30, mas ainda não existe um senso comum. Vários trabalhos se propuseram a esclarecer sua gênese e provável evolução (Martonne 1943, Ruellan, 1944, Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978, Melo *et al.* 1985, Riccomini 1989, Ferrari 1990, Almeida & Carneiro 1998, Ferrari 2001, Tello Saenz *et al.* 2003, Zalán 2005, entre outros).

Asmus & Ferrari (1978) interpretaram sua origem como resultado do desequilíbrio isostático entre a atual Bacia de Santos (que exibiria excesso de massa, portanto com tendência a subsidir) e a região continental que lhe é adjacente (mais leve e, assim, propensa a elevar-se). Os movimentos verticais opostos, oriundos deste fenômeno, submeteram a crosta a esforços causando sua ruptura.

Almeida & Carneiro (1998) admitiram que a Serra do Mar teria sua origem por meio de deslocamentos ao longo da Falha de Santos, iniciado entre o Neocretáceo e o Paleoceno, com abatimento do bloco situado a sudeste desta, posteriormente recoberto por sedimentos marinhos cenozóicos. Seu traçado atual resultaria do recuo erosivo, continente adentro, da escarpa de falha

original. Este modelo foi inicialmente sugerido por Almeida (1976), do qual difere principalmente pelo fato de não considerar movimentações exclusivamente ao longo da Falha de Santos.

Ferrari (2001), com enfoque no Gráben da Guanabara, propôs um modelo que combina a ação de esforços locais, desencadeados por um soerguimento precursor à instalação do gráben (associado com o controle exercido por anisotropias do manto subjacente), com regionais. Neste sentido, Tello Saenz *et al.* (2003), por meio da história térmica obtida a partir de dados de traço de fissão em apatitas reconheceram que a região costeira do sudeste do Brasil submeteu-se a dois pulsos de rápido soerguimento. O primeiro iniciado a partir do neocretáceo e o último durante o neógeno, nos quais teria havido uma exumação de mais de 3 km (Gallagher *et al.* 1994).

Mais recentemente, Zálan (2005), com base em observações geológicas, geomorfológicas, estratigráficas, estruturais e geofísicas, terrestres e marítimas, interpretou a origem da Serra do Mar como resultado de um soerguimento epirogenético neocretáceo do embasamento cristalino em resposta à passagem da placa Sul-Americana sobre uma anomalia térmica (*hot spot* de Trindade). Este soerguimento teria colocado um megaplanalto, invadido por intrusões alcalinas e nivelado em torno de 2000 m de altitude pela Superfície de Aplainamento Japi, adjacente às áreas subsidentes das bacias de Santos e Campos. Tal situação teria se tornado isostaticamente instável e durante o final do Paleoceno e boa parte do Cenozóico, a crosta continental alçada submeteu-se ao colapso gravitacional, fendendo-se e afundando-se em diversas áreas. O autor admite ainda que não foram encontrados sinais da existência da Falha de Santos.

No Estado de São Paulo a Serra do Mar foi inserida por Almeida (1964) na Província Costeira, no domínio das Serranias Costeiras. É constituída sobretudo de rochas gnáissicas e granitóides, metassedimentos, bem como por diques de natureza básica a alcalina. Morfologicamente caracteriza-se como uma escarpa erosiva, alta, com perfis mais ou menos retilíneos de grandes declividades paralelos à linha de costa.

No território fluminense, a Serra do Mar está inserida na Unidade Geomorfológica Serra dos Órgãos, que constitui-se de escarpas escalonadas e festonadas, e também inclui seu reverso. Esta unidade, por sua vez, integra o Domínio Morfoestrutural das Faixas de Dobramentos Remobilizados (Gatto *et al.* 1983).

As escarpas apresentam-se sulcadas por numerosas ravinas e rios torrenciais que as dividem em espigões que vão se projetar até as baixadas. Das escarpas destacam-se significantes esporões, representando intrusões alcalinas como as de Tinguá, Rio Bonito e Soarinho, que estão

distribuídas à frente das escarpas festonadas. Sobressaem também inúmeras elevações rochosas, em geral morros e pequenos alinhamentos serranos (Gatto *et al.* 1983).

Uma seqüência de alinhamentos de cristas e serras paralelas à linha da costa destaca-se como divisor entre o reverso e as escarpas da Serra dos Órgãos (Gatto *et al.* 1983).

O reverso do conjunto topográfico da Serra dos Órgãos é definido por seu aspecto morfoestrutural, caracterizado por lineações de vales estruturais e de cristas serranas, maciços graníticos, morros com desníveis altimétricos acentuados e alvéolos intermontanos. O setor do reverso apresenta caimento topográfico em direção ao vale do Rio Paraíba do Sul, com dissecação diferencial nos blocos alçados (Gatto *et al.* 1983).

A drenagem da Serra dos Órgãos se desenvolve obedecendo ao controle estrutural, apresentando-se com três disposições: a) rios oriundos da escarpa principal voltada para o Atlântico; b) rios do reverso da serra seguindo os traços de falhas e fraturas; e c) rios que drenam para baixada campista. No primeiro caso, as cabeceiras estão inseridas nas encostas íngremes e/ou festonadas, apresentando vales subparalelos entre si. O segundo conjunto de drenagem segue com orientação geral NE-SW em direção ao litoral. Por fim, registram-se os rios que drenam para a lagoa Feia e para o baixo rio Paraíba do Sul. Estes apresentam um padrão paralelo e/ou subparalelo (Gatto *et al.* 1983).

No mapa geomorfológico do Estado do Rio de Janeiro (CPRM 2001) a área de estudo foi inserida nos Domínios Morfoesculturais Escarpas Serranas e Planaltos Residuais, ambos incluídos na Unidade Morfoestrutural Cinturão Orogênico do Atlântico. O Domínio Morfoescultural Escarpas Serranas compreende um conjunto de escarpas montanhosas festonadas, fortemente alinhadas na direção WSW-ENE, compostas pelas serras do Mar e da Mantiqueira. Este domínio é dividido na Unidade Geomorfológica Escarpas das Serras do Couto e dos Órgãos, na qual está inserida parte da área de estudo (Figura 1.3). Consiste em uma muralha montanhosa, que delimita o recôncavo da Bacia de Guanabara. Caracteriza-se como um relevo de transição entre os terrenos planos e elevações isoladas do recôncavo da baixada da Baía de Guanabara. Por outro lado, o Domínio Morfoescultural Planaltos Residuais representa os terrenos montanhosos, de amplitude de relevo elevada, localizados, em geral, no reverso das escarpas serranas. Congrega as unidades geomorfológicas do Planalto da Bocaina, do Planalto Varre-Sai e do Planalto Reverso da Região Serrana. Esta última é subdividida, com base em características morfológicas muito distintas, nos sistemas de relevo *Domínio Colinoso*, *Domínio de Morros Elevados* e *Domínio Montanhoso*. A área de estudo ocupa, em parte, este último domínio (Figura 1.3).

De sul para norte, o planalto reverso da Região Serrana pode ser individualizado em três unidades morfológicas distintas, ressaltando uma gradativa redução das amplitudes de relevo em direção ao vale do rio Paraíba do Sul: uma escarpa reversa logo após a linha de cumeada da escarpa da Serra do Mar, sendo esse relevo expressivo principalmente no reverso da Serra dos Órgãos entre as cidades de Petrópolis e Nova Friburgo; o *domínio montanhoso*, que se estende a norte por uma vasta área do planalto, a partir da base da escarpa reversa; e o *domínio de morros elevados*, que gradualmente substitui o relevo acidentado de vertentes íngrimes e rochosas do domínio montanhoso por um relevo de amplitudes de relevo menores e vertentes menos declivosas, apresentando, contudo, um relevo bem mais movimentado que o ambiente colinoso. *Degraus escalonados* e *patamares colinosos* ocorrem subordinadamente nesses terrenos menos elevados do planalto.

O Domínio Montanhoso, no setor central do planalto, particularmente na região atravessada pela rodovia Petrópolis-Teresópolis, caracteriza-se por um bloco montanhoso homogêneo de relevo bastante acidentado. Apresenta cotas sempre superiores a 1000m com presença de pequenos alinhamentos serranos de direção WSW-ENE, paredões rochosos, picos elevados e ocorrência localizada de “pães-de-açúcar”.

Figura 1.3. Contexto geomorfológico regional da área de estudo. Coordenadas UTM (Zona 23K). Extraído de CPRM (2001).

1.4.2 – Superfícies de aplainamento

Uma das formas de se entender a gênese dos planaltos cristalinos do sudeste brasileiro foi através da existência de superfícies pretéritas de aplainamento ou erosão, bem como de seus depósitos correlativos (Martonne 1940, Freitas 1951, Ab' Sáber 1954, King 1956, Almeida 1964, entre outros).

Segundo Ollier (1981) as superfícies de aplainamento caracterizam-se por porções continentais associadas a relevo plano ou levemente ondulado, modelado pela erosão subaérea, truncando as estruturas do embasamento cristalino e suas coberturas sedimentares.

Uma das teorias que tentam explicar o desenvolvimento destas superfícies está ligada às etapas de ciclos geográficos (Davis 1899). Segundo o autor, partindo-se inicialmente de uma região aplainada teria-se um rápido soerguimento tectônico que provocaria o rejuvenescimento do relevo e farto suprimento de detritos, produzindo espessas camadas sedimentares (fase de desnudação). Em seguida, em consequência de um longo período de estabilidade tectônica, se processaria o arrasamento generalizado do relevo (fase de pediplanação). Ao longo dos interflúvios poderiam restar relevos isolados (*monadnocks*), resultantes de rochas muito duras que escaparam da ação erosiva. Por fim, um novo soerguimento originaria a instalação e a evolução de outro ciclo.

Por outro lado, para Penck (1953) a esculturação da superfície seria determinada pela relação entre a intensidade da atuação dos agentes exógenos e endógenos. Ou seja, a paisagem se desenvolveria a partir de diferentes combinações de taxas de soerguimento e denudação. O autor admitia uma lenta ascensão crustal com intermitência. Outra distinção em relação ao modelo cíclico davisiano é referente à geometria das vertentes. Para o autor, estas evoluíam e regressariam paralelamente a si mesmas.

O modelo de King (1956) difere do modelo de Davis (1899) por considerar a manutenção da declividade das vertentes com o decorrer do desenvolvimento da paisagem, bem como pelo fato destas evoluírem por retração paralela.

Alguns autores (Bigarella *et al.* 1996, Twidale & Bourne 1998, entre outros) explicam a evolução geomorfológica relacionando o desenvolvimento de couraças lateríticas (*duricrusts*) e o relevo. Para Bigarella *et al.* (1996) solos lateríticos encoraçados remontam ao Cretáceo e constituem uma importante feição associada às superfícies de erosão. Seu desenvolvimento depende de diversos fatores como clima, relevo, tectônica e tempo de formação.

Embora não haja ainda um senso comum, segundo estes autores, solos lateríticos encoraçados estariam associados a terrenos de relevo suave, em virtude da forma plana de muitas camadas residuais, e da facilidade de agrupá-las em extensas superfícies de relevo suave. Crostas ou carapaças lateríticas desenvolvem-se a partir de solos lateríticos por meio da flutuação oscilatória vertical do nível freático ou níveis suspensos, bem como pela migração lateral de soluções ferruginosas, através dos quais o ferro se deposita por oxidação. Existem basicamente dois tipos de couraças: as aluminosas e as ferruginosas. As primeiras, quando originadas *in situ*, exibem grande dependência do substrato de origem. Assim, é comum a ocorrência de crostas lateríticas aluminosas (alíticas) sobre rochas alcalinas e/ou rochas granito-gnáissicas enriquecidas em plagioclásios. Por outro lado, a gênese das couraças lateríticas ferruginosas e até mesmo aluminosas podem estar associadas a mobilização diferencial dos compostos de ferro e alumínio, que dependem basicamente de condições climáticas, fitogeográficas e topográficas.

Dentre as superfícies de erosão caracterizadas no sudeste brasileiro é a Sul-Americana (King 1956) ou Japi (Almeida 1964), desenvolvida durante o Cretáceo Superior e o Paleógeno, a mais perfeita e de maior extensão, à qual corresponde um importante nível de correlação regional. Para Almeida (1964) quando não deformada tectonicamente a superfície Japi nivela as cristas das serras residuais do Planalto Atlântico, entre 1000 e 1300 m de altitude.

Na Serra dos Órgãos subsiste um remanescente notável da existência pretérita de uma superfície de erosão, que nivelou sua cimeira em torno dos 2000 m de altitude (Ruellan 1944, King 1956, Zalán 2004, entre outros). King (1956) e Zalán (2004) o interpretam, como obra da superfície de aplainamento Sul-Americana. Ruellan (1944) o associou a superfície dos Campos (Martonne 1940), equivalente a própria Superfície Japi deformada tectonicamente (Almeida 1964). Contudo, a cerca de 30 km a sul da área de estudo, no Município de Itaboraí, rochas alcalinas efusivas que ocorrem em meio a sedimentos da Bacia do Macacu, datadas de $65,65 \pm 0,05$ Ma, ficaram preservadas, o que sugere que nesta região os processos erosivos associados à Superfície de Aplainamento Japi restringiram-se ao neocretáceo (Ferrari *et al.* 2001).

2 – CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO REGIONAL

A Serra dos Órgãos insere-se no setor central da Província ou Sistema Orogênico Mantiqueira (Hasui & Oliveira 1984, Heilbron *et al.* 2004), que inclui a unidade tectônica designada como Faixa Ribeira. Esta compreende um complexo cinturão de dobramentos e empurrões de orientação nordeste-sudoeste gerado no Neoproterozóico-Cambriano, durante a Orogênese Brasileira, na borda sul/sudeste do Cráton do São Francisco (Almeida *et al.* 1973).

O PARNASO inclui-se no Terreno Oriental da Faixa Ribeira (Figura 2.1, Heilbron *et al.* 2000), cuja denominação varia segundo diversos autores: Terreno Costeiro (Campos Neto & Figueiredo 1990), Domínio Alóctone Inferior (Heilbron *et al.* 1995), Microplaca Serra do Mar (Campos Neto & Figueiredo 1995), Domínio Costeiro (Machado *et al.* 1996), entre outros.

Heilbron *et al.* (1998) destacaram a elevada proporção de rochas do embasamento mais antigas do que 1,8 Ga no segmento central da Faixa Ribeira e passaram a dividi-lo nos domínios tectônicos Oriental e Ocidental. Estes domínios tectônicos são limitados por uma importante zona de cisalhamento, de baixo mergulho para NW, denominada de Limite Tectônico Central (Almeida, *et al.* 1998), que delineia uma zona de sutura de colisão.

Segundo Heilbron *et al.* (1995) e Heilbron *et al.* (2000) o segmento central da Faixa Ribeira é definido por quatro diferentes terrenos tectonoestratigráficos submetidos a condições metamórficas de fácies anfibolito, separados por importantes zonas de cisalhamento. Estes domínios são, de NW para SE, designados como: a) Terreno Ocidental; b) *Klippe* Paraíba do Sul; c) Terreno Oriental e; d) Terreno de Cabo Frio.

O terreno ocidental compreende o domínio autóctone e duas escamas de cisalhamento com vergência para noroeste: os domínios Andrelândia e Juiz de Fora separados por importantes zonas de cisalhamento. O domínio autóctone representa a extensão sul do Cráton do São Francisco, constituído por gnaisses arqueanos-paleoproterozóicos recobertos por seqüências supracrustais proterozóicas. Os domínios Andrelândia e Juiz de Fora apresentam embasamento gnáissico paleoproterozóico recoberto por seqüências clásticas metassedimentares (Heilbron & Machado 2003).

O *Klippe* Paraíba do Sul é uma estrutura sinformal que repousa sobre o domínio Juiz de Fora e é composta de ortognaisses e rochas metassedimentares paleoproterozóicas (Heilbron & Machado 2003).

Figura 2.1. Contexto geológico regional da área de estudo. Extraído e modificado de Heilbron & Machado (2003) e Alkmim (2004). CSF (Cráton do São Francisco).

O terreno oriental, no qual a área de estudo está inserida, é subdividido em três domínios tectônicos: o domínio Cambúci, o domínio Costeiro e o *Klippe* Itálva. Ao contrário dos terrenos Ocidental e de Cabo Frio, todas as rochas deste terreno são neoproterozóicas ou mais jovens. O Domínio Cambúci é constituído por um complexo embasamento coberto por uma sucessão metassedimentar. O *Klippe* Itálva representa uma sucessão metassedimentar constituída de granada-hornblenda-biotita gnaiss e espessas camadas de margas calcíticas intercaladas com anfibolitos bandados, e hornblenda-biotita gnaisses homogêneos. O domínio costeiro compreende duas associações metassedimentares intrudidas pelo Arco Magmático Rio Negro e várias gerações magmáticas de granitóides mais jovens (Heilbron & Machado 2003).

O Terreno de Cabo Frio (Heilbron *et al.* 2000) ou Fragmento Tectônico de Cabo Frio (Fonseca 1994) apresenta *trend* estrutural ortogonal à direção da Faixa Ribeira, e contém

gnaisse gerados no Ciclo Transamazônico. Este domínio cavalga o Terreno Oriental e está relacionado com o fechamento da Bacia de Búzios, que corresponde ao último registro da orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira (Trouw *et al.* 2000, Schmitt 2000). Segundo Heilbron *et al.* (2004), a Zona de Cisalhamento Além Paraíba (Campanha 1980), uma das mais importantes megaestruturas do sudeste brasileiro (Sadowski & Campanha 2004), estaria vinculada a colagem deste Terreno.

A colagem dos terrenos, segundo Heilbron *et al.* (2000), Trouw *et al.* (2000) e Heilbron & Machado (2003), ocorreu durante a transição Mesoproterozóico-Neoproterozóico. As bacias de margem passiva Brasília e Ribeira posicionavam-se, respectivamente, a oeste e sudeste do continente São Francisco-Congo. A colagem Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira resultaria da contínua convergência entre a margem leste/sudeste da placa São Franciscana, com subducção desta para SE, e o Terreno Oriental (Microplaca Serra do Mar). Esta colisão foi dividida em cinco episódios tectônicos. Um episódio pré-colisional (630-595 Ma), teria sido responsável pela colocação do Arco Magmático Rio Negro (Tupinambá *et al.* 1998, Tupinambá 1999 e Tupinambá *et al.* 2000), também denominado de Arco Rio Doce (Figueiredo & Campos Neto 1993) ou ainda Arco Rio Paraíba do Sul (Machado & Demage 1998) na Microplaca Serra do Mar. O estágio sin-colisional representado pela colisão entre os terrenos Oriental e Ocidental, teria resultando em um encurtamento crustal através de empurrões dúcteis e geração abundante de granitos miloníticos tipo S. O estágio colisional final (565-540 Ma) seria caracterizado por convergência oblíqua. O Batólito Serra dos Órgãos e outros corpos granitóides seriam exemplos de plutonismo deste estágio. O estágio pós-colisional (540-520 Ma) teria produzido zonas de cisalhamento dúcteis subverticais dextrais. Finalmente, o último estágio, transicional (520-480Ma), seria caracterizado por zonas de cisalhamento transtracionais associadas com o relaxamento termal do orógeno.

Diversos modelos evolutivos foram elaborados para Faixa Ribeira na área do território fluminense e regiões vizinhas em Minas Gerais e São Paulo (Ebert 1968, Almeida *et al.* 1973, Hasui *et al.* 1975, Machado & Demange 1992, Heilbron 1993, Heilbron *et al.* 1995, Campos Neto & Figueiredo 1995, Wiedemann 1996, Fonseca 1998, Tupinambá 1999, Tupinambá *et al.* 2000, Heilbron *et al.* 2000, Trouw *et al.* 2000, Campos Neto 2000, Heilbron & Machado 2003). Embora os pesquisadores tenham opiniões diferentes sobre o tema, é unânime que a Faixa Ribeira representa a raiz de um orógeno colisional neoproterozóico, intensamente erodido.

Na Serra dos Órgãos, as unidades do Terreno Oriental da Faixa Ribeira estão representadas por paragneisses do Domínio Costeiro, ortogneisses e migmatitos do Complexo

Rio Negro (Tupinambá *et al.* 1996), granitóides intrusivos do Batólito da Serra dos Órgãos (Barbosa & Sad 1985), e maciços graníticos pós-tectônicos (Figura 2.2).

Figura 2.2. Geologia da Serra dos Órgãos. Extraído e modificado de Tupinambá (1999).

As associações metassedimentares do Domínio Costeiro compreendem gnaisses bandados com várias lentes métricas de quartzitos e algumas lentes centimétricas de rochas calcissilicáticas além de gnaisses kinzigíticos com lentes métricas de calcissilicáticas, e quartzitos que registram condições metamórficas até fácies granulito (Heilbron & Machado 2003).

Tupinambá (1999) e Tupinambá *et al.* (2000) descreveram o Complexo Rio Negro como uma unidade intrusiva constituída por ortognaisses tonalíticos e dioríticos e leucogranitos pouco deformados. O Complexo Rio Negro tem características de uma seqüência de arco magmático pré-colisional, cuja idade U-Pb obtida em zircão indica que o evento ocorreu por volta de 634 ± 10 Ma.

O Batólito Serra dos Órgãos (Barbosa & Sad 1985) corresponde a um magmatismo sincollisional tardio representado por granada-biotita granitóides, cuja composição varia de granodiorito a granito. É o mais expressivo maciço granítico de idade brasileira no Estado do Rio de Janeiro. Ocupa a porção central do estado e possui forma alongada na direção NE, com extensão de 165 km e largura média de 30 km (Machado & Demange 1994). Constitui um espesso maciço estratiforme, cálcio-alcálico, de alto teor em cálcio, que exhibe foliação de fluxo magmático e idade de 560 Ma (Tupinambá 1999).

Os maciços graníticos pós-tectônicos do segmento central da Faixa Ribeira, como os granitos Teresópolis, Frades, Nova Friburgo, Andorinha, São José do Ribeirão, Suruí, Ipiranga, Pedra Branca, dentre outros, foram descritos por diversos pesquisadores (Rosier 1957, Penha *et al.* 1979 e 1981, Pinto *et al.* 1980, Ferrari *et al.* 1981, Penha 1984, Junho & Penha 1985, Junho 1992, Junho 1993, Heilbron *et al.* 1995, Tupinambá 1999). As relações estruturais descritas para estes corpos indicam colocação pós-tectônica e representam o final da atividade magmática relacionada ao colapso do orógeno. Estes granitóides apresentam composições cálcio-alcálicas e ocorrem sob a forma de *plutons*, *stocks* e *sills*. Para Tupinambá (1999) e Heilbron & Machado (2003) a colocação de alguns destes corpos estaria relacionada a zonas de cisalhamento subverticais associadas ao colapso tectônico do orógeno.

Depois de um longo tempo de estabilidade tectônica que se apresentou na porção sudeste do Brasil a partir do Paleozóico Superior, se instalou importante processo diastrófico manifestado a partir do Jurássico que culminou com a abertura do Oceano Atlântico Sul (Almeida 1967 e 1969). Esse fenômeno foi responsável pelo desenvolvimento de bacias costeiras e continentais ao longo da costa sudeste do Brasil e áreas soerguidas adjacentes, representadas pelas Serras do Mar e Mantiqueira (Almeida 1976, Asmus & Ferrari 1978, Hasui *et al.* 1978, Melo *et al.* 1985, Riccomini 1989, Almeida & Carneiro 1998, Riccomini & Assunção 1999, Ferrari 2001, Riccomini *et al.* 2004, Zálan 2005, dentre outros). O conjunto das bacias continentais do sudeste brasileiro foi denominado por Almeida (1976) de “Sistema de *Rifts* da Serra do Mar” e por Riccomini (1989) de “*Rift* Continental do Sudeste do Brasil”. Para muitos destes autores as estruturas do embasamento, em especial as zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras, desempenharam papel fundamental na formação destas feições, uma vez que se comportaram como zonas de fraqueza.

O fenômeno de ativação tectônica também foi acompanhado de abundante magmatismo de caráter básico a alcálico, manifestado sob a forma de diques, soleiras e derrames (Almeida 1986). No sudeste do Brasil, diques de diabásio toleítico, gabro, diorito, andesito e quartzo-

pórfiro eocretáceos estão presentes desde Santos (SP) até a zona litorânea do Estado do Rio de Janeiro. Para o interior do continente, esses diques são registrados até o Vale do Rio Paraíba do Sul (Mizusaki & Thomaz Filho 2004).

Na porção meridional da Plataforma Brasileira alguns autores descrevem ainda a existência de megaestruturas vinculadas à abertura do Oceano Atlântico Sul. O Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida 1991) é uma destas feições. Localizada entre Jaboticabal, SP, e o monte submarino Almirante Saldanha, com cerca de 1150 km de comprimento, constitui-se de uma zona de fratura transcorrente sinistral de direção geral WNW-ESE. Nesta, desenvolveram-se centros intrusivos de rochas alcalinas que registraram uma evolução tectono-magmática polifásica (Riccomini *et al.* 2005).

3 – CONTEXTO GEOLÓGICO LOCAL

A geologia do PARNASO foi descrita no Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro (DRM/RJ), compreendendo as folhas Petrópolis (Penha *et al.* 1979), Teresópolis (Pinto *et al.* 1980) Itaipava (Penha *et al.* 1981) e Itaboraí (Ferrari *et al.* 1981), escala 1: 50.000.

Na região do PARNASO as litologias pré-cambrianas e eopaleozóicas estão individualizadas em seis unidades básicas de mapeamento: a) Complexo Rio Negro, que congrega migmatitos heterogêneos e biotita gnaisses graníticos; b) Batólito Serra dos Órgãos, representado por biotita granitos a granodioritos gnáissicos; c) leucogranitos gnáissicos; e d) granitos pós-colisionais (granitos Andorinha e Nova Friburgo). Corpos intrusivos de idade mesozóico-cenozóica cortam as unidades anteriores. Depósitos aluviais também foram reconhecidos, principalmente tangenciando o limite sudeste da área do parque, e estão restritos aos vales dos rios do Bananal e do Soberbo (Figura 3.1).

Nas folhas Petrópolis, Itaipava e Itaboraí, migmatitos e gnaisses são as rochas mais antigas e foram agrupadas respectivamente nas unidades Santo Aleixo e Bingen. Os mesmos litotipos também foram descritos na Folha Teresópolis, sendo nesta inseridos na Unidade Rio Negro. No mapa da Figura 3.1, tanto migmatitos como gnaisses foram reunidos no Complexo Rio Negro conforme proposto por Tupinambá *et al.* (1996).

O Batólito Serra dos Órgãos está representado por biotita granitos a granodioritos gnáissicos que correspondem a unidade δ da Folha Petrópolis. O leucogranito gnaixe que ocupa as folhas Itaipava e Teresópolis foi inicialmente englobado por Penha *et al.* (1981) e Pinto *et al.* (1980) no Batólito Serra dos Órgãos. Entretanto, Tupinambá (1999) o reinterpretoeu como um tipo magmático mais novo do que as rochas do Complexo Rio Negro e mais velho do que a intrusão do Batólito Serra dos Órgãos.

Dentre as associações Pré-Cambrianas/Cambrianas, as mais jovens correspondem aos granitos pós-colisionais Andorinha e Nova Friburgo.

Do ponto de vista estrutural todo o conjunto tem orientação geral NE-SW e mergulho suave a vertical ora para NW ora para SE, associado a dobras fechadas, isoclinais e/ou recumbentes. Já no Batólito Serra dos Órgãos a foliação assume variadas direções: NE, NW ou NNE.

Ainda foram descritas a ocorrência de zonas de falhas e/ou fraturas de direções NE e NW (Penha *et al.* 1979, Pinto *et al.* 1980, Penha *et al.* 1981 e Ferrari *et al.* 1981).

Figura 3.1. Geologia da área de estudo. Extraído e modificado de Penha et al. 1979, Pinto et al. 1980, Penha et al. 1981 e Ferrari et al. 1981. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

Complexo Rio Negro

As rochas do Complexo Rio Negro ocupam considerável porção da área estudada e foram individualizadas em duas sub-unidades distintas. A primeira é constituída por migmatitos heterogêneos bem diferenciados, predominantemente estromáticos, com variações para tipos oftálmicos, pseudo-oftálmicos e nebulíticos. Nos termos mais homogêneos estão presentes ainda estruturas tipo *schollen*, *schlieren*, agmática e dictionítica. São constituídos por um conjunto de biotita gnaisses, às vezes anfibolíticos, contendo eventualmente granada, bandeados em leitos centimétricos a métricos, intercalados com leucossoma granítico (Figura 3.2). A segunda sub-unidade encontra-se circunscrita à primeira e ocorre isoladamente margeando o limite sudoeste do PARNASO. Trata-se de um biotita gnaisse granítico, claro, de granulação média à fina. Zonas mais heterogêneas com estruturas migmatíticas podem conter restitos básicos. Nas proximidades do Batólito Serra dos Órgãos, encontra-se injetado por uma série de veios pegmatíticos e aplíticos de composição granítica. Seus contatos com os migmatitos estromáticos da sub-unidade anterior são transicionais (Penha *et al.* 1979, Pinto *et al.* 1980, Penha *et al.* 1981 e Ferrari *et al.* 1981).

Figura 3.2. Litotipos principais do Complexo Rio Negro na área estudada. **A e B** – migmatitos bandados e dobrados; **C** – detalhe do melanossoma migmatítico (biotita gnaisse).

Leucogranito gnaisse

Na área do PARNASO os leucogranito gnaisses constituem três corpos tabulares. É uma rocha de granulação fina a média com poucos minerais máficos. Em geral, exibe composição granítica e estrutura homófona (sem feições macro ou microscópicas de deformação interna). É freqüente a ocorrência de diques de aplogranito, aplito e pegmatito cogenéticos (Pinto *et al.* 1980, Penha *et al.* 1981).

Na região de Nova Friburgo-RJ, Tupinambá (1999), observou a presença de encraves microgranulares e granulares de hornblenda gabro.

Batólito Serra dos Órgãos

Grande parte das porções central e norte da área de estudo estão ocupadas pelo Batólito Serra dos Órgãos. O Batólito inclui biotita granitos a granodioritos gnáissicos de granulação média à grossa e índice de cor leuco a mesocrático. Nos termos leucocráticos é comum a presença de granadas. A foliação é marcada por aglomerados de biotita e hornblenda, bem como por cristais de quartzo e de feldspato amendoado (Figura 3.3). É comum também a presença de diques de aplito e pegmatito cogenéticos (Penha *et al.* 1979, Pinto *et al.* 1980, Penha *et al.* 1981 e Ferrari *et al.* 1981).

Ao microcópio, as rochas que compõem o batólito apresentam textura levemente orientada, granoblástica e mais localmente lepidoblástica. Sua composição mineral está representada sobretudo por microclina amendoada, quartzo grosseiro - “em gotas”, plagioclásio, biotita, hornblenda e mais raramente granada. Os acessórios mais comuns são apatita, titanita, alanita, zircão e opacos (Penha *et al.* 1981).

Figura 3.3. Granitóides foliados do Batólito Serra dos Órgãos. **A** – localidade onde granitóides miloníticos apresentam fácies cujo contraste de granulação é marcante; **B** – detalhe da foliação milonítica marcada principalmente pela alternância descontínua entre biotita, feldspato e quartzo (coord. UTM23K 696230; 7514892).

Granito Andorinha

Na extensão do PARNASO o granito Andorinha está representado por doze corpos de formas irregulares balizados pelo *trend* regional NE-ENE. Trata-se de um biotita granito porfirítico fino a médio, cinza, o qual exhibe estrutura de fluxo magmático dado por megacristais de microclínio isorientados (Figura 3.4). Nas partes mais centrais os corpos são homogêneos e

isótipos. Sua composição varia entre monzonito, granodiorito e monzodiorito. É comum, próximo aos contatos, a presença de xenólitos das encaixantes, parcialmente digeridos ou não, com as mais variadas formas, bem como de veios aplíticos em toda sua extensão. Ao microscópio a rocha exibe textura granular hipidiomórfica. Os minerais presentes são quartzo, microclínio, plagioclásio e biotita. Os acessórios mais comuns são titanita, alanita, hornblenda, apatita, zircão, opacos e muscovita (Penha *et al.* 1979, Pinto *et al.* 1980, Penha *et al.* 1981 e Ferrari *et al.* 1981).

Figura 3.4. Granito cinza, de estrutura homófona incluído na unidade Granito Andorinha. Localidade Pedra do Açú.

Granito Nova Friburgo

Um único corpo do granito Nova Friburgo foi mapeado nos arredores do limite oriental do PARNASO. Pinto *et al.* (1980) individualizaram duas suítes graníticas. A primeira, que ocorre na porção centro-leste da folha Teresópolis, está representado por um grande corpo de forma circular denominado de maciço granítico de Frades. É de uma rocha porfírica, de granulação grossa, que exibe estrutura ora homófona ora fluidal. A segunda constitui corpos pequenos, como o que ocorre próximo ao limite oriental do PARNASO, representados por granitos róseos a cinzas, equigranulares e faneríticos de granulação média. Em ambas as fácies ocorrem numerosas inclusões irregulares ou tabulares de rocha ígnea cinza, cuja composição é quartzodiorítica.

Corpos intrusivos mesozóico-cenozóicos

Foram identificados três diques de diabásio nas extremidades nordeste e centro-leste do PARNASO, além de uma ocorrência de blocos alterados (coord. UTM23K 706962; 7520261). Dentre os três corpos, dois já haviam sido mapeados por Pinto *et al.* (1980) e Penha *et al.* (1981). Estes corpos tem atitude preferencialmente segundo NE-SW/subvertical, espessuras entre 1,0 e 15 m, e estão colocados obliquamente a foliação local das encaixantes. Apresentam cor preta e textura afanítica (Figura 3.5). Nos diques posicionados a norte (estações 11 e 13) constatou-se bordas de resfriamento irregulares, com 1 a 2 cm de espessura. Constituem-se de material muito alterado, marrom pobre em argilominerais.

Figura 3.5. Detalhes de dois dos diques de diabásio estudados. **A** - ocorrência nas proximidades do Pico Dedo de Deus (estação 13); **B** - ocorrência no extremo nordeste do PARNASO (estação 11).

Ao microscópio, os minerais essenciais em ordem decrescente são: plagioclásio (andesina-labradorita), piroxênio (augita) e opacos (magnetita e possivelmente ilmenita) além de acessórios como apatita e quartzo. Minerais de alteração como carbonato, anfibólio, biotita e clorita também estão presentes. Predominam dois tipos de texturas: intersetal e intergranular (Figura 3.6).

Figura 3.6. Principais texturas ígneas identificadas nos diques máficos na área de estudo. **A** – textura intergranular; **B** – textura intersetal.

4 – MATERIAIS

Para o desenvolvimento deste estudo utilizados os seguintes materiais:

- folhas topográficas: SF.23-Z-II-3 (Teresópolis), SF.23-Z-B-IV-2 (Petrópolis), SF.23-Z-B-I-4 (Itaipava) e SF.23-Z-B-V-1 (Itaboraí), produzidos pelo Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), escala 1: 50.000;
- decreto Nº 90.023, de 02 de agosto de 1984, que estabelece os limites atuais do Parque Nacional da Serra dos Órgãos – PARNASO;
- mapas geológicos locais, compreendendo as folhas Petrópolis (Penha *et al.* 1979), Teresópolis (Pinto *et al.* 1980), Itaipava (Penha, *et al.* 1981) e Itaboraí (Ferrari *et al.* 1981), escala 1:50.000, fornecidos pelo Departamento de Recursos Minerais (DRM), Rio de Janeiro;
- Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro (Fonseca 1998), escala 1:400.000, Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM);
- imagem de radar orbital da *Shuttle Radar Topography Mission* (SRTM), resolução 90m, United States Geological Survey (USGS), 2002, disponível em: <<http://www.seamless.usgs.gov>>;
- fotografias aéreas na escala 1: 60.000, Missão AST – 10 – USAF (1964-1967); fotos 57300-57302, 86879-86881 e 86937-86939.

Foram utilizados os seguintes programas computacionais:

- CorelDraw 12: confecção de figuras;
- AutoCad Map 2004 (Autodesk): manipulação dos dados vetoriais;
- ROSETA.LSP e PLFOL.LSP - (rotinas desenvolvidas pelo Laboratório de GeoModelagem IGCE/UNESP/DPM): geração dos diagramas de rosácea e plotagem de foliações;
- DLGV32 Pro (Global Mapper): pré-processamento da imagem de radar orbital (SRTM);
- 3DEM (Visualization Software LLC, versão 18.9), disponível em: <<http://www.visualizationsoftware.com/3dem.html>>: correção dos dados de radar orbital (SRTM);

- Surfer 8.0 (Golden Software): produção e visualização de modelo numérico do terreno (MDT), mapas de sombreamento de relevo, análises morfométricas e mapas de isovalores;
- ArcGis 8.1: análises morfométricas;
- StereoNet 3.03 (Geological Software): produção de estereogramas de estruturas rúpteis.

5 – MÉTODOS

5.1 – Geoprocessamento

5.1.1. – Modelo Numérico do Terreno (MNT)

A visualização tridimensional da paisagem permite realçar as estruturas tectônicas auxiliando o estudo das relações destas com as feições geomorfológicas, e facilita o reconhecimento das feições geomórficas relacionadas a movimentos tectônicos específicos. Dessa maneira, foram utilizados Modelos Numéricos do Terreno (MNT) que facilitaram a visualização simultânea de dados topográficos, geológicos e estruturais.

A confecção destes modelos envolveu: a) vetorização de dados altimétricos (curvas de nível, pontos cotados e drenagens) pelo programa Autodesk Map 2004; b) conversão do arquivo DWG em DXF (versão 12); c) execução da rotina DXF2DAT. Este procedimento produz arquivos reconhecidos pelo programa Surfer (*Golden Software*); e d) interpolação dos dados altimétricos no programa Surfer 8.0, utilizando o método de krigagem (*kriging*). Este método previamente empregado com sucesso por outros autores (Hiruma 1999; Chiessi 2004; entre outros) se aproximou satisfatoriamente da realidade do terreno.

Para produzir os Modelos Numéricos do Terreno foram utilizadas duas fontes distintas: a) cartas topográficas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), escala 1:50.000, cuja interpolação dos dados altimétricos produziu uma malha regular de espaçamento 50 x 50m; e b) dados de radar orbital (SRTM), com malha regular de dados de espaçamento de 90 x 90m.

A resolução da malha de dados é determinada pelo tamanho das células (pixels). Células muito grandes tem resolução pequena. A definição do tamanho das células é função da escala dos mapas utilizados. Dessa maneira, procurou-se seguir as recomendações do USGS (Marcellini 2002) que utiliza um tamanho de célula padrão para cada escala de mapa, na delimitação de bacias hidrográficas (Tabela 5.1).

Tabela 5.1. Tamanhos de célula para o MNT (Extraído e modificado de Marcellini 2002).

Escala do Mapa	Tamanho da célula	Utilização
1:24.000	30m	Áreas urbanas e pequenas bacias hidrográficas
1:100.000	60m	Pequenas a médias bacias hidrográficas

5.1.2. – Processamento de imagem de radar orbital (SRTM)

Shuttle Radar Topography Mission (SRTM) foi um projeto realizado entre a *National Aeronautics and Space Administration* (NASA), o Centro Espacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI), com intuito de mapear a superfície da terra em três dimensões. Os dados foram registrados entre 11 e 22 de fevereiro de 2000, por meio da espaçonave *Endeavour*, na qual foram instalados os sistemas de imageamento *Spaceborne Imaging Radar-C* (SIR-C) e *X-band Syntetic Aperture Radar* (X-SAR). A aquisição destes dados empregou a técnica de interferometria para calcular a altura dos alvos. Este mecanismo consiste na comparação entre duas imagens obtidas do mesmo alvo a partir de pontos ligeiramente diferentes (Coltelli *et al.* 1996, Rabus *et al.* 2003).

O pré-processamento dos dados de radar foi executado empregando-se o programa DLGV32PRO (Global Mapper) do USGS. Usualmente, estes dados podem conter alguns pequenos ruídos que não condizem com a realidade do terreno. Com o intuito de corrigi-los, utilizou-se o programa 3DEM.

O procedimento para sua correção é muito simples e rápido e está ilustrado conforme a Figura 5.2.

Figura 5.2. Correção dos dados de radar orbital (SRTM) por meio do programa 3DEM. Na parte superior os dados de radar são exportados em formato DEM pelo programa DLGV32PRO (Global Mapper). No centro, estes dados são corrigidos por meio do programa 3DEM. Abaixo, os dados corrigidos retornam ao programa DLGV32PRO (Global Mapper) e são exportados em formato GRID.

Inicialmente, na área de trabalho do programa DLGV32PRO (Global Mapper), é necessário exportar os dados para o formato DEM (Digital Elevation Model). Em seguida, este arquivo é carregado no aplicativo 3DEM e corrigido através do comando *Patching Missing Data* por meio do método de interpolação linear. No passo seguinte, este arquivo retorna ao aplicativo DLGV32PRO, no qual é exportado em formato GRID reconhecido pelo programa Surfer.

O processamento destes dados objetivou a construção de modelos numéricos do terreno e a extração de lineamentos, cuja metodologia obedeceu as propostas adotadas por Liu (1987) e Riccomini & Crosta (1988). A partir da superfície tridimensional foram produzidos mapas de sombreamento de relevo cuja interpretação possibilitou a extração de lineamentos.

5.2. – Lineamentos

Lineamento é um termo definido como uma feição linear de uma superfície, mapeável, simples ou composta, cujas partes são alinhadas de forma reta ou levemente curva, e que difere distintamente dos padrões de feições adjacentes e presumivelmente reflete um fenômeno de subsuperfície (O’Leary *et al.* 1976).

A extração dos lineamentos foi executada a partir da interpretação de dois tipos de produtos: 1) mapas de sombreamento de relevo produzidos com base em cartas topográficas 1:50.000; e 2) mapas de sombreamento produzidos com base em imagem de radar orbital (SRTM) resolução de 90 m.

Para identificação e extração dos lineamentos procurou-se seguir a proposta indicada por Liu (1987) e Riccomini & Crosta (1988). A sobreposição dos lineamentos extraídos a partir das diferentes fontes foi feita digitalmente. Os lineamentos duplicados foram apagados, evitando o falseamento da análise estatística.

Os diagramas de rosácea apresentados trazem a porcentagem acumulada do número de lineamentos, bem como seus respectivos comprimentos por intervalo de 20°. Para a execução destes diagramas utilizou-se a rotina ROSETA.LSP do programa AutoCad.

5.3. – Análise morfométrica

Morfometria ou **geomorfometria** é definida como a caracterização numérica de formas do terreno (*landforms*). Em seu nível mais simples, pode ser determinada em termos de tamanho, elevação (máxima, mínima ou média), e inclinação. Avaliações quantitativas permitem que geomorfólogos e geólogos comparem diferentes formas de relevo (*landforms*) e calculem índices ou parâmetros morfométricos que podem ser úteis para identificação de características de uma determinada área. Por exemplo, seu grau de atividade tectônica (Keller & Pinter 1996). Estes parâmetros são muito úteis em estudos tectônicos porque podem ser empregados em avaliações rápidas de grandes áreas, e os dados necessários são facilmente obtidos a partir de cartas topográficas e fotografias aéreas.

Algumas feições da paisagem são tipicamente susceptíveis ao controle tectônico, como a rede de drenagem e o padrão de relevo (Sylvester 1988, Stewart & Hancock 1990 e 1994, Summerfield 1993, Keller & Pinter 1996, entre outros). Em função da atividade, magnitude e regime tectônico, estes elementos assumem diversas morfologias na paisagem, como vales lineares, deslocamentos e deflexões de canais, escarpas, colinas deslocadas, arqueamentos, blocos soerguidos etc (Figura 5.3). A análise morfométrica permite identificar anomalias no padrão destas feições, que evidenciam movimentações tectônicas recentes, e que nem sempre são visíveis na superfície (Deffontaines 1989, Zuchiewicz & Oaks Jr. 1993, Rodriguez 1993, Stewart & Hancock 1994, Hiruma & Riccomini 1999). Geralmente, tais análises antecedem os trabalhos de campo e tem por finalidade a identificação preliminar de áreas com maior probabilidade de ocorrência de registros de depósitos recentes e estruturas tectônicas (Deffontaines 1989, Zuchiewicz 1991).

Figura 5.3. Algumas feições de relevo associado à movimentação tectônica transcorrente. Extraído e modificado de Summerfield (1991).

Dentre os parâmetros morfométricos estudados destacam-se: hipsometria, declividade, orientação de vertentes, gradientes hidráulicos (Rodriguez 1993), superfícies de base (Golts & Rosenthal 1993), rugosidade de relevo (Hobson 1972), densidade de drenagem (Horton 1945) e de lineamentos (Liu 1987, Riccomini & Crósta 1988, Amaral 1994). Todos estes parâmetros foram obtidos utilizando-se o programa Surfer 8.0, exceto para densidade de drenagem e de lineamentos, que foram confeccionados no programa ArcGis 8.1. As cartas topográficas do IBGE assim como os dados de radar orbital SRTM serviram de base para execução dos mapas morfométricos.

Os mapas hipsométrico, de declividades e de orientação de vertentes permitiram a caracterização preliminar da área de estudo. O mapa hipsométrico consiste na hierarquização do relevo segundo diferentes classes altimétricas, expressas, no presente estudo, em classes de 100 em 100 m. O mapa de declividades permite conhecer a inclinação do terreno ao longo de uma área, variando de 0 (horizontal) a 90° (vertical). Já o mapa de orientação de vertentes fornece a direção da reta de maior declive para cada ponto da malha de dados. Seus valores são expressos em azimute onde 0° aponta para o norte e 90° para o leste.

O mapa de gradientes hidráulicos permite separar blocos com características hidráulicas distintas, numa tentativa de correlacioná-los com lineamentos estruturais (Rodriguez 1993). Para sua confecção é necessário primeiramente hierarquizar a rede de drenagens conforme proposto por Strahler (1952), Figura 5.4. Posteriormente, obtém-se manualmente o gradiente hidráulico para cada drenagem de 2ª ordem, a partir da razão da diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz de cada drenagem com o comprimento em planta do canal. Os valores obtidos são adimensionais e foram atribuídos às porções médias das drenagens.

Figura 5.4. Hierarquização da rede de drenagem em uma microbacia de quarta ordem, segundo Strahler (1952). Os números referem-se à ordem dos canais.

O mapa de superfícies de base possibilita identificar contrastes acentuados no padrão de relevo de uma área, os quais podem indicar manifestações de eventos erosivo-tectônicos regionais e, em especial, de movimentações recentes da crosta (Filosofov apud Golts & Rosenthal 1993). A superfície de base seria um plano hipotético formado pela conexão entre o talvegue de canais de ordem similar. A topografia acima da superfície de base é ignorada. De acordo com Golts & Rosenthal (1993) alguns detalhes devem ser considerados na interpretação de mapas de superfícies de base: a) desvios acentuados das linhas de isobase podem indicar ou deslocamentos tectônicos ou mudança litológica; b) aproximação de linhas de isobase pode indicar mergulho acentuado de camadas, por flexura ou falhamento; c) afastamento de linhas de isobase pode refletir mergulho suave de camadas e possível presença de depressões estruturais; e d) em geral, nos vales as linhas de isobase que atravessam o talvegue dos canais se projetam à montante. Entretanto, se estas linhas se projetarem à jusante, isto é indicativo de intensa subsidência de um segmento do canal.

Para elaboração do mapa de superfície de bases obtiveram-se manualmente os pontos de interseção entre os canais de drenagem de 2ª ordem com as curvas de nível. Comumente, os dados de superfícies de base são visualizados a partir de mapas de isovalores. Entretanto, além deste, gerou-se um modelo numérico do terreno a partir da mesma malha de dados, que permitiu uma visualização simplificada das características do terreno (conforme Chiessi 2004).

O mapa de rugosidade de relevo pode ser utilizado para estimar a correlação entre a rugosidade do relevo e eventos deformacionais recentes (Hobson 1972). A sua produção seguiu os procedimentos definidos por Hiruma (1999). Para aquisição dos dados estabeleceu-se inicialmente uma malha de amostragem de células quadráticas de 1 x 1 km. Posteriormente, a rugosidade foi obtida para cada célula por meio da relação entre a área real e a área planar. Assim, valores próximos a 1 indicam áreas de relevo plano, enquanto que valores maiores, áreas de relevo mais acidentado.

Por fim, o mapa de densidade de drenagens permite a individualização de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagem, que podem estar refletindo controle tectônico (Horton 1945). Para aquisição dos dados foi definida uma malha quadrática de amostragem constituída por células de 200 x 200m no programa ArcGis 8.1. A densidade de drenagem foi obtida para cada célula a partir da razão entre a somatória do comprimento total da rede de drenagem e sua área, atribuindo-se o valor obtido para o centro de cada célula, conforme proposto por Hiruma & Ponçano (1994). O mesmo procedimento foi adotado para o mapa de densidade de lineamentos, utilizando-se mapas de lineamentos morfoestruturais interpretados a partir dos mapas de

sombreamento de relevo. Neste caso, foi produzida uma malha quadrática de amostragem, constituída por células de 50 x 50 m.

Análises morfométricas já foram utilizadas com grande sucesso por diversos pesquisadores (Zuchiewicz 1991, Zuchiewicz & Oaks Jr. 1993, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995, Jianjun *et al.* 1997, Hiruma & Riccomini 1999, Hiruma 1999, Chiessi 2004) e representam uma importante ferramenta na busca de evidências estruturais e tectônicas de campo, com maior probabilidade de êxito (Hiruma & Riccomini 1999).

5.4. – Levantamentos de campo

O levantamento de campo enfocou a análise estrutural rúptil, compreendendo a descrição de afloramentos e cadastramento de dados pareados de falhas e respectivas estrias de atrito (Hancock 1985, Petit 1987, Angelier 1994, Stewart & Hancock 1994, Doblas *et al.* 1997), juntas (Hancock & Engelder 1989, Caputo 1991 e 1995) e diques mesozóico-cenozóicos, em áreas alvo, pré-selecionadas a partir da análise morfométrica.

A compilação de um mapa geológico para área de estudo, a partir dos trabalhos de Penha *et al.* (1979), Pinto *et al.* (1980), Penha *et al.* (1981) e Ferrari *et al.* (1981), permitiu conhecer os litotipos e estruturas presentes na área, bem como a seleção de áreas alvo, tornando as atividades de campo mais ágeis, objetivas e precisas. Os levantamentos de campo permitiram introduzir algumas modificações no mapa geológico compilado.

5.5. – Petrografia

Lâminas petrográficas foram analisadas com o intuito de caracterizar as ocorrências de diques na área de estudo. Estas foram confeccionadas na Seção de Laminação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (IG/USP). As descrições petrográficas e fotomicrografias foram feitas, respectivamente, no microscópio BX50 OLYMPUS e na câmera digital OLYMPUS C-5050. Para caracterização petrográfica das amostras foram utilizados os trabalhos de Mackenzie *et al.* (1982), Dorado (1989) e Deer *et al.* (1993).

5.6. – **Dados estruturais**

5.6.1 – **Juntas como indicadores tectônicos**

5.6.1.1 – **Conceitos gerais**

Fratura é um termo genérico que compreende falhas, juntas e veios. É uma estrutura planar gerada em condições nas quais ocorre deformação rúptil (catáclase/quebramento), amplamente distribuída nos primeiros 10 km da crosta terrestre. Nesta região, a temperatura e pressão são relativamente baixas, da ordem de 0 - 300° C e 0 - 4 kbar, respectivamente (Ramsay & Huber 1987).

Junta é uma fratura que à escala de observação de campo não exhibe preenchimento e nenhum tipo de deslocamento apreciável (Hancock 1985, Dunne & Hancock 1994). A origem do termo estaria associada a mineradores de carvão ingleses que acreditavam que as rochas estavam unidas ao longo destas superfícies, da mesma forma que tijolos estão unidos quando se ergue uma parede (Suppe 1985).

Juntas são uma das estruturas geológicas mais abundantes na natureza. Ocorrem geralmente em conjuntos (*sets*) ou famílias paralelos a subparalelos, cujo espaçamento entre os indivíduos adjacentes é aproximadamente constante. Algumas vezes, os indivíduos que compõem um *set* podem apresentar espaçamento demasiadamente pequeno, configurando uma faixa de juntas, o que é denominado de *joint zone* (Hodgson 1961, Engelder 1987).

Quando famílias de juntas com duas ou mais orientações se inter cruzam constituem um sistema de juntas (Hobbs *et al.* 1976, Ramsay & Huber 1987, Hasui & Mito 1992, Ghosh 1993).

Dunne & Hancock (1994) destacam que regionalmente um conjunto de juntas pode apresentar alguma dispersão angular quanto a sua orientação. Caso esta dispersão exceda um valor de cerca de 10° é possível que exista mais de um único conjunto de juntas.

As juntas podem ser classificadas segundo diversos critérios. Um deles é através de sua geometria e arquitetura (Hodgson 1961, Price 1966, Hancock 1985, Ramsay & Huber 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Hancock 1994). Uma junta que é planar ou aproximadamente planar e pertence a um conjunto de juntas regularmente orientadas é chamada de *junta sistemática* (Figura 5.5). Juntas sistemáticas são interpretadas como produto de um regime de tensões de origem profunda. Por outro lado, juntas que exibem superfícies irregulares pouca a nenhuma continuidade são denominadas de *juntas não-sistemáticas*, e teriam

origem superficial. Usualmente, estas se conectam àquelas formando um ângulo de 90° . Este tipo de junta não-sistemática é comumente designada como *cross-joint*.

Um sistema de *juntas conjugadas* constitui outra classe formada por dois conjuntos de juntas contemporâneos separados por um ângulo agudo (2θ).

Figura 5.5. Conjunto de juntas sistemáticas planares bem desenvolvidas conectadas por juntas não-sistemáticas tipo *cross-joint*. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

5.6.1.2 – Critérios de ruptura

Uma das formas de se investigar o comportamento mecânico das fraturas nos materiais geológicos é através de ensaios de compressão triaxial nos quais são induzidas rupturas em corpos de prova (Price 1966, Hobbs *et al.* 1976, Price & Cosgrove 1990, Ghosh 1993, Dunne & Hancock 1994, Davis & Reynolds 1996, Goldstein & Marshak 1998). Usualmente, seus resultados são expressos através de diagramas circulares de Mohr. Em princípio, as juntas podem se desenvolver através da atuação de esforços puramente trativos, puramente compressivos e/ou uma combinação de esforços trativos e compressivos.

Juntas distensivas ou *trativas* podem ser originadas através de ensaios de resistência à tração. Nestes, a pressão de confinamento ($\sigma_2 = \sigma_1$) é constante e igual a zero, ou ligeiramente compressiva, enquanto o tensor principal mínimo (σ_3) é trativo (Figura 5.6A). Assim, serão induzidas rupturas paralelas a sub-paralelas à pressão confinante. Estas, somente se propagarão no momento em que (σ_3) se igualar a T_0 , onde T_0 é uma propriedade intrínseca do material relativa à sua resistência à tração. Destaca-se que esta conformação representa, grosso modo, o campo distensivo do diagrama de Mohr, cujos valores são negativos.

Juntas conjugadas híbridas podem ser produzidas através de ensaios de resistência à tração-compressão. Neste caso, a pressão de confinamento será sempre maior do que zero ao

passo que o tensor principal mínimo (σ_3) será sempre negativo (Figura 5.6A). Esta disposição pode ocasionar três categorias mecanicamente distintas de fraturas: a) dominada por esforços distensivos-cisalhantes (fraturas oblíquas de cisalhamento); b) dominada por esforços cisalhantes; e c) dominada por esforços ligeiramente compressivos-cisalhantes. Juntas conjugadas híbridas formam entre si um ângulo agudo 2θ da ordem de 10-50°.

Nas duas primeiras situações o critério de ruptura Mohr-Coulomb não prediz adequadamente o comportamento mecânico de rochas. Uma vez que a envoltória de ruptura passa para o campo distensivo do diagrama de Mohr, a resistência à tração dos materiais decresce rapidamente, desenhando uma curva parabólica descrita mais adequadamente pelo critério de ruptura de Griffith.

Por fim, *juntas conjugadas de cisalhamento* podem ser reproduzidas através de ensaios de resistência à compressão, no qual os esforços principais não são todos necessariamente positivos. Nestas circunstâncias são induzidas rupturas nas quais atuam combinadamente esforços compressivos e cisalhantes (Figura 5.6A). Juntas conjugadas cisalhantes formam entre si um ângulo agudo 2θ superior a 50°. O clássico critério de ruptura Mohr-Coulomb ou também Navier-Coulomb é empregado em condições compressivas, podendo ser expresso graficamente através da (Equação 5.1):

$$\tau = c_0 + \sigma_n \mu$$

(Equação 5.1)

Onde τ e σ_n são as tensões de cisalhamento e normal, respectivamente, agindo no plano de fratura; c_0 é definido como coesão e μ é o coeficiente de atrito interno ($\mu = \tan\phi$) (na maioria das rochas μ está entre 25 e 35°).

Figura 5.6 – (A) Diagramas circulares de Mohr retratando três condições mecânicas distintas de ruptura nas quais são produzidas juntas de distensão, híbrida e de cisalhamento (da esquerda para direita). **(B)** Relações geométricas entre as tensões principais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) e os tipos de fraturas. FC - fratura de cisalhamento; JE - junta de extensão; ϕ - ângulo de atrito interno; c_0 - coesão. Extraído e modificado de Price & Cosgrove (1990) e Dunne & Hancock (1994).

5.6.1.3 – Juntas e paleotensões

Diversos pesquisadores já utilizaram sistemas de juntas como indicadores tectônicos (Engelder & Geiser 1980, Campanha *et al.* 1985, Hancock & Engelder 1989, Caputo 1991, Gross & Engelder 1991, Riccomini 1995, Hiruma 1999, Hiruma 2001, Ferrari 2001, Fernandes & Amaral 2002, Chiessi 2004, entre outros).

Conforme prescrevem os experimentos laboratoriais, a partir de uma determinada classe genética de juntas é possível prever a orientação das tensões ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) responsáveis pela sua concepção. Usualmente, no trato estatístico de dados de juntas em diagramas Schmidt-Lambert, pertencentes a um mesmo regime tectônico, as direções das tensões principais são expressas como esforços horizontais máximo (SH_{max} – esforço horizontal compressivo máximo ou trativo mínimo, correspondendo ao σ_1 ou σ_2) e mínimo (Sh_{min} – esforço horizontal compressivo mínimo ou trativo máximo, correspondendo ao σ_2 ou σ_3).

Sistemas de juntas distensivas encontram-se perpendicularmente ao tensor principal mínimo (σ_3) e paralelamente ao tensor principal máximo (σ_1), enquanto sistemas de juntas conjugadas, híbridas ou de cisalhamento formam um ângulo 2θ entre si, cujas bissetrizes aguda e obtusa contêm os eixos principais máximo (σ_1) e mínimo (σ_3), respectivamente (Figura 5.6B).

Ainda com relação aos sistemas de juntas conjugadas, existe uma outra categoria, cujas orientações são ortogonais entre si, e compõem um padrão de fraturamento designado como *grid-lock* (Figura 5.7). Para Caputo (1995) este padrão seria produto da contínua inversão na orientação de esforços horizontais distensivos (σ_2 e σ_3) de magnitudes semelhantes.

Figura 5.7. Padrão de juntas grid-lock. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Dunne & Hancock (1994) destacam que, em alguns afloramentos, famílias de *juntas sistemáticas* podem formar uma distribuição coaxial angular contínua, separada por um ângulo agudo (2θ). Tal distribuição, designada como “espectro” de juntas, compreende classes de *juntas de distensão* e *conjugadas híbridas* nas quais é possível prever a orientação dos eixos de tensão principais vigentes por ocasião de sua geração. Assim, (σ_1) se colocaria na bissetriz aguda (2θ) do “espectro”, enquanto (σ_3) seria co-planar e perpendicular ao primeiro (Figura 5.8).

Figura 5.8. Espectro de juntas. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

A individualização de classes genéticas de juntas se faz necessária uma vez que possibilita inferir a orientação dos paleoesforços. Hancock (1995) lista alguns critérios diagnósticos que não devem ser empregados individualmente. Dentre eles destacam-se:

- **Feições de superfície:** muitas vezes as superfícies das juntas apresentam irregularidades que lembram a impressão de uma pena. Por este motivo são denominadas de *estrutura plumosa* (Figura 5.9A). Estas irregularidades são consequência de variações locais na velocidade de propagação da fratura, campo de tensão e heterogeneidade do meio. Contudo, não há ainda um senso comum quanto sua origem, se distensão ou cisalhamento, embora, a maioria das evidências favorecem a primeira.
- **Paralelismo em relação a um indicador cinemático:** é possível interpretar um conjunto de juntas paralelo a um indicador cinemático como pertencentes a um mecanismo ruptural comum (Figura 5.9B). Entretanto, contemporaneidade não é a regra, o que pode ocasionar alguma incerteza.
- **Simetria em relação a um indicador cinemático:** simetria entre um conjunto de juntas e um indicador cinemático pode sugerir uma origem comum (Figura 5.9C).
- **Continuidade e paralelismo em relação a um indicador cinemático:** usualmente veios podem passar ininterruptamente a juntas de distensão. Outras vezes, algumas juntas podem ocorrer repetidamente ao longo de uma zona, de maneira paralela entre si, mas obliquamente em relação à orientação desta zona (disposição em *en échelon*), Figura 5.9D.
- **Arquitetura do sistema de fratura:** a geometria e disposição resultante da relação entre traços de juntas podem desenhar algumas formas que lembram as letras do alfabeto latino (Figura 5.9E). Cada letra identificada implica em uma classe genética de juntas. Assim, formas como Y, K, I, T e + associam-se a juntas de distensão. Sendo que T e + caracterizam conjuntos ortogonais, incluindo o padrão *grid-lock*. Formas em H se originam quando *cross-joints* unem juntas sistemáticas. As letras V, Y e X estão ligadas a juntas conjugadas híbridas ou de cisalhamento e sua distinção se baseia no ângulo 2θ .

Entretanto, formas similares podem ser produzidas quando um conjunto de juntas de distensão intercepta ou é interrompido por juntas conjugadas híbridas ou de cisalhamento de idades distintas. Juntas de distensão diacrônicas que se cortam mutuamente também produzem padrões em X. Formas em A podem ser resultado da superposição de juntas não sistemáticas e juntas conjugadas.

- **Ângulo 2θ entre sistemas de juntas conjugadas:** o valor absoluto do ângulo agudo 2θ entre sistemas de juntas conjugadas está sujeito ao mecanismo de geração e ao ângulo de atrito interno (μ), que na maioria das rochas é da ordem de 30° . Sendo assim, sistemas de juntas podem ser classificados como: juntas de distensão se apresentam 2θ menores que 10° ; juntas híbridas, se 2θ está entre 10 e 50° ; e juntas de cisalhamento, se 2θ é maior do que 50° (Figura 5.9F).
- **Simetria em relação a dobras:** dois conjuntos de juntas contemporâneos simetricamente relacionados a uma dobra podem ser interpretados como juntas de cisalhamento ou híbridas, ao passo que juntas orientadas ortogonalmente ao eixo da dobra são provavelmente juntas de distensão (Figura 5.9G).
- **Refração de juntas na interface entre duas litologias distintas:** em razão da existência de pacotes de rocha com comportamentos reológicos distintos, durante a ruptura juntas podem sofrer refração nos planos das camadas (Figura 5.9H).

Hancock (1985) destaca ainda a grande importância da caracterização *in loco* das classes genéticas de famílias de juntas, uma vez que a individualização em diagramas Schmidt-Lambert pode ocasionar enganos, particularmente em regiões onde existe superposição de eventos tectônicos, bem como conjuntos de juntas que apresentam atitudes muito próximas.

Figura 5.9. Critérios de campo de individualização de classes genéticas de juntas. **A** – estrutura plumosa, **B** – paralelismo em relação a um indicador cinemático, **C** – simetria em relação a um indicador cinemático, **D** – continuidade e paralelismo em relação a um indicador cinemático, **E** – arquitetura do sistema de fratura, **F** – ângulo agudo 2θ entre sistemas de juntas conjugadas: (i) $2\theta \leq 10$ (juntas de extensão); (ii) $10 \leq 2\theta \leq 50$ (juntas híbridas) e; (iii) $2\theta \geq 50$ (juntas cisalhantes), **G** – simetria em relação a dobra, **H** – Refração entre diferentes litologias. Extraído de Hancock (1985) e Dunne & Hancock (1994).

5.6.1.4 – Seqüência relativa de formação de juntas

O critério que considera a interação que diferentes *sets* de juntas estabelecem é um dos mais utilizados por geólogos, muito embora, quando se lida com juntas, os deslocamentos sejam imperceptíveis e difíceis de serem reconhecidos em campo (Price & Cosgrove 1990).

A relação de corte que diferentes *sets* de juntas estabelecem entre si em um determinado afloramento permite determinar a seqüência relativa de formação de cada conjunto de juntas (Price & Cosgrove 1990, Dunne & Hancock 1994).

Sendo assim, Dunne & Hancock (1994) listam quatro critérios determinantes da idade relativa de formação de famílias de juntas distintas (Figura 5.10): a) o traço de uma junta é deslocado por uma falha ou veio mais recente; b) o traço de uma junta mais jovem acaba em outra mais antiga; c) um *set* de juntas sistemáticas constituído por pequenos traços de juntas antigas seladas é atravessado por um longo traço contínuo de uma junta mais recente; e d) traços de juntas de orientações distintas se cortam mutuamente. Neste último caso não é possível determinar a cronologia relativa de formação das juntas uma vez que uma delas encontrava-se selada no momento da propagação da outra direção de junta.

Figura 5.10. Seqüência relativa de formação de juntas. (a) o traço de uma junta é deslocado por uma falha mais recente; (b): o traço de uma junta mais jovem acaba em outra mais antiga; (c): pequenos traços de juntas antigas e seladas são atravessados por um longo traço de junta mais recente e; (d): traços de juntas de orientações distintas se cortam mutuamente. Neste último caso a seqüência de formação das juntas é desconhecida. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Price & Cosgrove (1990) destacam ainda que fraturas que compõem um mesmo *set* não necessariamente possuem a mesma idade. Segundo os autores, os traços de fraturas mais longos pertencentes a um determinado *set* tendem a ser os mais antigos ao passo que os mais curtos tendem a ser progressivamente mais jovens.

5.6.1.5 – Juntas em rochas ígneas

Juntas são uma das mais destacadas estruturas geológicas encontradas em corpos ígneos. Além daquelas originadas a partir de esforços tectônicos alguns autores atribuem outras causas (Price 1966, Suppe 1985, Thorpe & Brown 1990, Ghosh 1993). Price (1966) e Ghosh (1993) destacam que “*juntas primárias*” podem se desenvolver durante os últimos estágios de colocação de corpos ígneos, quando sua porção externa já se encontra solidificada, mas internamente ainda coexiste algum líquido magmático em movimento. Price (1966) destaca ainda que a maioria destas juntas encontra-se preenchida por aplitos e outros materiais constituintes de veios e, portanto, não devem ser designadas como juntas no senso estrito.

Regiões de topografia pronunciada tendem a formar juntas paralelas ou sub-paralelas à superfície, que são designadas como juntas de expansão ou de alívio (*sheet joints* ou *exfoliation*). Price (1966) destaca que juntas de expansão tendem a se concentrar na extremidade superior de maciços rochosos e seriam ocasionadas pela remoção da pressão confinante de soterramento.

5.6.2 – Falhas como indicadores tectônicos

Falhas são fraturas nas quais existe deslocamento visível por cisalhamento paralelo a superfície da fratura. Estas podem ocorrer individualmente ou, compostas por várias superfícies sub-paralelas e interconectadas, pouco espaçadas, denominadas de *fault zone* (Davis & Reynolds 1996).

Sibson (1977) e Ramsay (1980) reconhecem que em uma zona de falha existe uma transição entre os estados de deformação rúptil e dúctil com relação à sua profundidade de alcance. Em níveis crustais rasos (≤ 10 km), de especial interesse para a presente pesquisa, predominam mecanismos de deformação francamente rúpteis, nos quais as rochas se deformam elasticamente. Nestas circunstâncias, podem ser produzidas rochas de falha como pseudotaquilitos, cataclasito-ultracataclasitos, brechas e protocataclasitos.

Regiões submetidas à tectônica transcorrente em níveis crustais rasos podem vir a desenvolver uma associação de estruturas que obedecem um padrão geométrico básico (Riedel 1929, Tchalenko 1970, Zalán 1986, Sylvester 1988). A Figura 5.11, retrata os principais tipos de estruturas associados à tectônica transcorrente, embora na natureza seja pouco comum a coexistência de todas elas. Para camadas sedimentares acima de blocos do embasamento, as primeiras estruturas a se formar são as dobras *en échelon*. Logo em seguida desenvolvem-se os

planos subverticais conjugados de fraturas sintéticas e antitéticas. Conforme a deformação aumenta, falhas reversas ou de empurrão podem surgir nos flancos das dobras ou entre estas. Com o aumento progressivo da deformação as estruturas se tornam sub-paralelas a zona principal e pode surgir um novo tipo de fratura (fraturas-*P*), simétrica com as falhas sintéticas em relação à zona principal, e que interligam as falhas sintéticas. Gradualmente, toda movimentação passa a se dar ao longo das falhas sintéticas e falhas-*P*, até que ocorre a emergência de uma única falha transcorrente principal, resultante da união de vários segmentos de falhas-*P* e falhas sintéticas, denominada como falha-Y.

A fim de se conhecer o sentido de movimento ao longo de um plano de falha, fato que permite deduzir o campo de tensões por ocasião de sua geração, três critérios principais são usados: a) marcadores estratigráficos (ex: camadas sedimentares, seixos deslocados, etc); b) dobras de arrasto próximos à falhas; e c) uma grande variedade de feições assimétricas observáveis no plano de falha. O terceiro critério é de grande interesse para esta pesquisa e encontra-se detalhado nos trabalhos de Petit (1987), Angelier (1994) e Doblas *et al.* (1997).

Figura 5.11. Padrão geométrico e nomenclatura das estruturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples dextral. R e P fraturas sintéticas; R' fratura antitética; T fraturas de distensão, falhas normais e diques; D falhas reversas e eixos de dobras; C esforço compressivo e E esforço trativo. Modificado de Zalán (1986) e Petit (1987).

Dentre os métodos de inversão que buscam reconstituir as paleotensões associadas a uma determinada população de falhas optou-se pelo *método gráfico dos diedros retos* (Angelier & Mechler 1977). Segundo o método, admitindo-se que a atitude de um plano de falha e sua estria de atrito associada são conhecidos, e que foram gerados sob um mesmo campo de esforços é

possível representá-los espacialmente, com o auxílio de estereogramas,. Por meio do posicionamento de um plano imaginário, denominado plano auxiliar, ortogonal ao plano de falha e as estrias de atrito contidas neste plano, o espaço é dividido em quatro diedros, sendo dois opostos compressivos (P) e dois opostos trativos (T), que indicarão a variação de possibilidades de orientações para os eixos de tensões principais, σ_1 e σ_3 , respectivamente (Figura 5.12).

Figura 5.12. Representação do método gráfico dos diedros retos de análise de falhas. (A) Vista em perspectiva. (B) Diagrama Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. F plano de falha; A plano auxiliar; S estria de atrito; P campo compressivo; T campo trativo; B interseção dos planos A e F. Extraído e modificado de Angelier (1994).

5.6.3 – Diques como indicadores tectônicos

Diques são corpos tabulares que comumente cortam as estruturas de suas encaixantes e cuja razão espessura/comprimento é da ordem de 10^{-2} a 10^{-4} (Rickwood 1990, Best & Christiansen 2001). Podem ser classificados, segundo Rickwood (1990), de acordo com sua espessura e comprimento (Tabela 5.13). O autor também apresenta alguns termos descritivos para diques que foram deslocados por cisalhamento (Figura 5.14).

Tabela 5.13 - Classificação de diques (extraído de Rickwood, 1990).

Termo descritivo	Espessura	Comprimento
Microdique	< 1 cm	<2 m
Minidique	1-10 cm	2-20 m
Dique	0,1-50 m	0,1-50 km
Macrodique	50-250 m	50-250 km
Megadique	>250 m	>250 km

Figura 5.14. Terminologia para diques deslocados. (Vista em planta, extraído de Rickwood 1990).

Via de regra, diques são bons indicadores tectônicos uma vez que se colocam ortogonalmente ao eixo de tensão mínimo σ_3 (Anderson 1951) e são rochas relativamente fácil de serem datadas por meio de métodos isotópicos (Feraud & Campredon 1983).

Diques de mesma idade que apresentam ampla dispersão de orientações colocaram-se ou sob um campo de tensões não homogêneo ou indiferentes ao tensor principal mínimo (σ_3) e, portanto, não se prestam para análise de paleotensões (Delaney *et al.* 1986).

Diversos autores já utilizaram com sucesso diques como indicadores tectônicos (Zoback 1989, Zoback 1992, Geoffroy *et al.* 1993, Ferrari & Riccomini 1999, Ferrari 2001, Chiessi 2004, entre outros).

Pollard (1987), após uma exaustiva análise histórica acerca da evolução dos princípios da mecânica do contínuo, que obteve um grande desenvolvimento na primeira metade do século passado, admitiu que diques seriam como fraturas. Quando o magma se dissemina através da crosta superior este deforma as encaixantes elasticamente, e o que norteia sua propagação é a diferença entre a pressão do magma (P_m) e as tensões das encaixantes (σ_n). A pressão do fluido magmático atuaria mais intensamente na extremidade da fratura, o que implica que sua propagação aconteceria principalmente nesta região. Este fato é ainda corroborado pela significativa concentração de fraturas nesta região. Para o autor, a geometria de diques seria

controlada principalmente por três fatores: a) o estado de tensão da rocha encaixante, assumindo-se que diques se colocam ortogonalmente ao eixo de tensão principal mínimo (σ_3); b) a pequena diferença na magnitude do eixo de tensão principal mínimo em relação aos outros eixos principais. Neste caso a geometria seria determinada pelas estruturas das encaixantes; e c) o alto grau de diaclasamento das rochas encaixantes. O primeiro fator traz que variações na geometria dos diques decorreriam de variações espaciais na orientação do eixo principal mínimo (σ_3). Estas, por sua vez, estariam relacionadas com o modo de fratura que as variações induzem em sua extremidade. Assim, existem basicamente três modos de fraturas: (a) Modo Puro I; (b) Modo Misto I-II; e (c) Modo Misto I-III (Figura 5.15). O primeiro caso incide sob um campo de tensões homogêneo no qual são produzidos diques planares. Já no segundo caso, ocorre uma rotação da tensão principal mínima (σ_3) segundo um eixo paralelo à direção do dique. Assim, estes assumirão geometrias curvas. No terceiro caso, a rotação da tensão principal mínima (σ_3) se dá ao longo de um eixo paralelo à direção de propagação do dique. Dessa forma, são gerados diques segmentados com disposição *en echelon*. Arranjos escalonados também podem estar vinculados a mecanismos de cisalhamento simples (Tchalenko 1970, Zalán 1986).

Delaney *et al.* (1986) admitiu que, quando o magma adentra regiões onde existem fraturas preexistentes, sua forma seria controlada pela variação da relação entre a pressão do magma e a tensão regional. Exemplificando, se a pressão do magma for extremamente superior à tensão regional, fraturas de qualquer orientação poderiam ser dilatadas e este fato teria um efeito dramático na forma dos diques.

Figura 5.15. Geometria de diques em função da rotação do eixo de tensão principal mínimo (σ_3). (A) Modo Puro I: dique planar; (B) Modo Misto I-II: dique curvo; (C) Modo Misto I-III: dique segmentado. Extraído de Chiessi (2004), modificado de Pollard (1987).

Em regiões fraturadas, atravessadas por diques, é de suma importância conhecer suas idades relativas. Se o magma se propagou por fraturas preexistentes as direções de tensão principais agindo na sua colocação não precisam ser necessariamente ortogonais aos planos destas fraturas. Desse modo, não seria possível inferir as direções principais de paleotensões. Uma das maneiras de se discernir se um dique se propagou ou não através de fraturas preexistentes é comparar a frequência relativa de fraturas paralelas e adjacentes a orientação dos diques com o quadro regional de distribuição (Delaney *et al.* 1986, Baer & Beyth 1994, Figura 5.16).

Jolly & Sanderson (1995) observaram que existe uma ampla e consistente variação de parâmetros como espessura, espaçamento, forma, orientação e direção de abertura de diques a partir do centro de intrusão de uma corpo ígneo. Estas variações foram atribuídas a oscilações na pressão do magma em relação a tensão regional. Assumindo que a tensão regional é constante concluíram que quanto menor a pressão magmática menor a dispersão na orientação de diques, e mais planares se tornarão seus contatos.

Figura 5.16. Bloco diagrama esquemático mostrando a relação entre diques, juntas sistemáticas e o substrato rochoso. Um conjunto de juntas sistemáticas adjacente e paralela a diques atribuídos ao paleógeno atravessa sucessivas camadas sedimentares paleozóicas. A grandes distancias dos diques, juntas com a mesma orientação ocorrem apenas na camada de calcário arenoso. Juntas sistemáticas de direção E-W atravessam todas as unidades. Extraído e modificado de Delaney *et al.* (1986).

Nicholson & Pollard (1985) mostraram que alguns diques e veios, quando vistos em planta, apresentam nas suas bordas internas morfologias retilíneas ou curvilíneas com arranjo *en echelon* (Figura 5.17). Ao contrário de alguns autores, sugeriram que esta disposição seria produzida pela coalescência de fraturas preexistentes através de mecanismos de dilatação, onde o eixo de tensão principal mínimo (σ_3) estaria aproximadamente paralelo ao eixo de dilatação.

Figura 5.17. Ilustração retrata o arranjo *en echelon* nas bordas de alguns diques definidos por morfologias retilíneas (A) e curvilíneas (B). Seta representa o eixo de tensão principal mínimo (σ_3). Extraído de Nicholson & Pollard (1985).

6 – MODELOS NUMÉRICOS DE TERRENO

Os modelos numéricos de terreno permitem uma visão semi-realística do relevo. Foram observados a partir de diversos azimutes de iluminação a fim de destacar e realçar feições geomórficas do terreno.

A Figura 6.1 retrata o modelo numérico de terreno da área de estudo em um contexto regional. Destacam-se as seguintes feições geomórficas: a) marcante assimetria das formas de relevo em especial a escarpa da Serra dos Órgãos, de direção preferencial NE-ENE, regiões posicionadas a sul desta e seu reverso; b) desnivelamento marcante e generalizado da face sul da serra, que caracteriza a escarpa da Serra dos Órgãos, ressaltado ao longo do perfil topográfico NW-SE; c) predominância de cimos elevados com altitudes superiores a 2.000m, sobretudo na área de estudo; e d) o reverso da Serra dos Órgãos grosso modo é mais extenso e exhibe formas de relevo mais suaves especialmente na região do PARNASO e imediações a norte.

As Figuras 6.2 e 6.3 representam modelos numéricos de terreno de maior detalhe. As seguintes feições geomórficas merecem destaque: a) o reverso da Serra dos Órgãos em geral caracteriza-se por formas de relevo mais suaves, com predomínio de índices menores de declividade e rugosidade de relevo, e caimento generalizado para noroeste. Nas porções norte e nordeste as encostas são mais íngrimes. Espigões de direção geral NW-SE balizam os vales dos Rios do Bonfim e do Poço do Ferreira e projetam-se para o interior do continente; b) a cimeira da Serra dos Órgãos, especialmente o planalto do Açú, exhibe relevo muito suave, nivelado em torno de 2000 m, ao qual associam-se fragmentos de couraça laterítica ferruginosa; c) a escarpa da Serra dos Órgãos oferece uma redução acentuada de altimetria com abatimentos para sul. Entretanto, esta redução se faz preferencialmente através de blocos descontínuos e escalonados, separados por lineamentos fortemente entalhados paralelos a direção preferencial da serra. Em muitas localidades, extensos lineamentos de direção geral NW-SE, correspondem a rios importantes, como os do Bonfim, Bananal, Santo Aleixo e Sossego. Nestas regiões a escarpa da Serra dos Órgãos constitui-se de um imenso paredão irregular recuado para o interior do continente, ora mais ora menos intensamente. Lineamentos NW-SE também desempenham grande influência sobre espigões que se projetam para sul; d) é marcante a presença de lineamentos de direção NE-SW sobretudo na cimeira e na escarpa da Serra dos Órgãos; e) concentração de cimos elevados com altitudes superiores a 2.000m sobretudo na porção central da área de estudo; e f) expressiva irregularidade localizada na porção leste da escarpa da Serra

dos Órgãos, que a desloca notadamente em direção ao interior do continente. Esta feição parece estar balizada sobretudo por lineamentos de direção NW-SE e NE-SW.

Algumas destas feições descritas acima sugerem controle tectônico. Dessa maneira, procedeu-se com a análise de lineamentos e morfométrica com intuito de detalhar a análise do relevo.

Figura 6.1. Modelo Numérico de Terreno retratando área de estudo e a região circunvizinha. O perfil topográfico de direção NW-SE resalta o marcante desnivelamento da Serra dos Órgãos, RJ. Coordenadas UTM (Zona 23K). Escala vertical 0,60x. Iluminação de noroeste (315º azimuth, 45º elevação). A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Dados a partir de radar SRTM, resolução de 90m.

Figura 6.2. Modelo Numérico de Terreno enfocando a área de estudo. Iluminação a partir de norte (360° azimuth, 45° elevação). Exagero vertical 1,5 x. Coordenadas UTM (Zona 23K). A Linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Dados a partir de cartas topográficas, resolução de 50m.

Figura 6.3. Modelo Numérico de Terreno enfocando a área de estudo. Iluminação a partir de sudoeste (225° azimuth, 40° elevação). Exagero vertical 1,5 x. Coordenadas UTM (Zona 23K). A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Dados a partir de cartas topográficas, resolução de 50m.

7 – LINEAMENTOS

A extração dos lineamentos baseou-se na interpretação de mapas de sombreamento de relevo a partir de duas fontes distintas: dados de radar orbital (SRTM) e dados de cartas topográficas. Constatou-se que ambas se complementam mutuamente em razão de evidenciarem aspectos distintos da paisagem. Estas fontes possuem a grande vantagem de permitirem um realce homogêneo das estruturas presentes na área, uma vez que o azimuth e ângulo de iluminação podem ser manipulados livremente, fato que não ocorre com o emprego de imagens de satélite (Chiessi 2004).

Foram escolhidas quatro direções distintas de iluminação para ambas as fontes a fim de obter-se um realce completo e homogêneo das estruturas presentes: 45°, 90°, 315° e 360°. Considerou-se também um ângulo fixo de iluminação de 45°.

Os resultados obtidos a partir da interpretação de mapas de sombreamento de relevo produzidos com base em dados de radar SRTM estão sintetizados nas figuras 7.1 e 7.2. Nestas observa-se que azimuths de iluminação de 45 e 315° evidenciaram lineamentos de direções NW-SE e NE-SW, enquanto o azimuth de iluminação de 90° realçou lineamentos de direções NE-SW e NW-SE e, subordinadamente, N-S. Já o azimuth de iluminação de 360° destacou principalmente as direções ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE, NW-SE e, subordinadamente, E-W.

O mapa de lineamentos produzido com base em dados de radar SRTM (Figura 7.3) revela predominância de lineamentos de direções NE-SW, NW-SE, ENE-WSW e WNW-ESE, sendo os lineamentos de direções NE-SW e WNW-ESE os mais extensos.

Os resultados obtidos a partir da interpretação dos mapas de sombreamento de relevo produzidos com base em dados de cartas topográficas estão sintetizados nas Figuras 7.4 e 7.5. O azimuth de iluminação de 45° revelou lineamentos de direções WNW-ESE e NW-SE, enquanto o de 315° realçou as direções ENE-WSW e NE-SW. O azimuth de iluminação de 90° realçou lineamentos de direção NE-SW e subordinadamente N-S, WNW-ESE e NW-SE, ao passo que o azimuth 360° evidenciou as direções ENE-WSW, E-W e WNW-ESE.

O mapa de lineamentos produzido com base em cartas topográficas a partir dos diferentes azimuths de iluminação (Figura 7.6) revelou predominância de lineamentos de direções ENE-WSW, NE-SW, WNW-ESE, E-W e NW-SE, sendo os lineamentos de direções WNW-ESE, NE-SW e ENE-WSW os mais extensos.

Os mapas de sombreamento de relevo gerados a partir de fontes distintas (radar SRTM e cartas topográficas) revelaram lineamentos cujas direções e comprimentos são semelhantes, ao contrário do observado quanto a frequência relativa das diferentes direções e do número de lineamentos extraídos.

Analisando os diagramas de rosácea dos mapas das figuras 7.3 e 7.6, constata-se que os lineamentos de direções ENE-WSW, WNW-ESE e E-W foram superestimados nos mapas de sombreamento de relevo produzidos com base em cartas topográficas, ao passo que lineamentos de direção NW-SE e N-S foram subestimados. Adicionalmente, constata-se que os mapas de sombreamento de relevo produzidos a partir de cartas topográficas permitiram a extração de um número significativamente maior de lineamentos.

A interpretação dos mapas de sombreamento de relevo iluminados sob diferentes azimutes, a partir de fontes distintas, possibilitou gerar um mapa completo de lineamentos (Figura 7.7). O exame deste mapa possibilitou fazer as seguintes considerações: a) existe predominância de lineamentos de direções ENE-WSW, NE-SW; WNW-ESE e E-W; b) os lineamentos de direções ENE-WSW e NE-SW ocorrem com frequências semelhantes, porém significativamente superiores do que as outras direções; c) os traços de lineamentos mais extensos são os de direções NE-SW e WNW-ESE; d) os lineamentos de direções WNW-ESE e NW-SE coincidem com importantes cursos d'água, como os rios do Bonfim, Poço do Ferreira, Soberbo, Bananal, Santo Aleixo e córrego do Sossego; e e) a região da escarpa da Serra dos Órgãos constitui-se principalmente de lineamentos de orientação preferencial NE-SW e ENE-WSW, enquanto seu reverso de lineamentos NW-SE, embora seja comum superposições entre as direções em ambas as regiões.

Figura 7.1. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo **(A)** 45° e **(B)** 90° azimutes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

Figura 7.2. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo **(A)** 315° e **(B)** 360° azimutes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

Figura 7.3. Mapa de lineamentos extraído de mapas de sombreamento de relevo (azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, elevação de 45°), e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapa produzido a partir de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

Figura 7.4. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo **(A)** 45° e **(B)** 90° azimutes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de cartas topográficas 1:50.000. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

Figura 7.5. Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo **(A)** 315° e **(B)** 360° azimutes, 45° elevação de iluminação, e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapas produzidos a partir de cartas topográficas 1:50.000. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

Figura 7.6. Mapa de lineamentos extraído de mapas de sombreamento de relevo (azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, elevação de 45°), e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapa produzido a partir de dados de cartas topográficas 1:50.000. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

Figura 7.7. Mapa completo de lineamentos extraído de mapas de sombreamento de relevo (azimutes de iluminação de 45°, 90°, 315° e 360°, elevação de 45°), e respectivos diagramas de rosácea. A linha vermelha contínua corresponde ao limite da área de estudo. Mapa produzido a partir de cartas topográficas e de dados de radar SRTM. Coordenadas em UTM (Zona 23K). Diagramas de rosácea apresentam intervalo de 20°.

8 – MORFOMETRIA

O resultado da análise estatística dos índices morfométricos está resumido conforme a Tabela 8.1. Segundo Chiessi (2004) são considerados como anômalos valores acima e abaixo da média $\pm$ desvio padrão. Estes valores são de especial interesse pois norteiam e auxiliam a análise e interpretação dos mapas morfométricos.

Tabela 8.1. Parâmetros estatísticos dos índices morfométricos.

Parâmetro	valor menor	valor maior	média	desvio padrão
rugosidade de relevo	1,0275	1,4816	1,1382	0,0714
gradiente hidráulico	0,0247	0,5563	0,2084	0,0915
densidade de drenagem	0	2,8965	1,3713	0,5184
densidade de lineamentos	0	8,2822	2,9808	1,4019

A área de estudo possui variações altimétricas marcantes entre 200m, a jusante dos vales do rio Santo Aleixo e córrego do Sossego, localizados no extremo sul, e superiores a 2.200m nos cumes das Pedras do Sino e do Açú, posicionados na porção centro-leste. Em extensão, predominam classes altimétricas entre 1.500 e 2.000m. As altitudes decrescem mais suavemente para norte ao contrário do que observa-se na direção oposta, rumo a Baía de Guanabara (Figura 8.2).

No mapa de declividades (Figura 8.3) é possível distinguir três setores com intervalo de classes distintos: a) o primeiro, corresponde ao reverso da Serra dos Órgãos, onde as declividades variam entre 10 e 70° e ocorrem genericamente, exceto nos vales dos rios do Bonfim e do Poço do Ferreira onde são observados os maiores valores de declividade, que configuram lineamentos segundo a direção NW-SE; b) o segundo setor, localiza-se na cimeira da Serra dos Órgãos onde predominam declividades da ordem de 5 e 20°; e c) no último setor, é onde estão concentradas as maiores declividades (valores de até 75°) distribuídos ao longo de lineamentos de direção preferencial NE-SW, que caracterizam a escarpa da Serra dos Órgãos. Localizadamente, ao longo dos vales dos rios Soberbo, Iconha e córrego do Sossego predominam valores baixos de declividade, entre 5 e 25°.

O mapa de orientação de vertentes revela duas regiões distintas cujo limite coincide aproximadamente com o divisor de águas da Serra dos Órgãos, exceto para a região nordeste da área de estudo. A primeira região, na parte ao norte do divisor, é assinalada por vertentes voltadas sobretudo para noroeste e menos freqüentemente para norte. A segunda localiza-se ao sul deste divisor e é constituída por vertentes voltadas especialmente para SE-ESE, embora ocorram vertentes voltadas para noroeste que definem lineamentos de direção NE-SW. Extensos lineamentos de direção NW-SE atravessam as duas regiões e são caracterizados por vertentes voltadas ora para sudoeste ora para nordeste (Figura 8.4).

A disposição das curvas de isovalores do mapa de superfícies de base reflete algumas características típicas de áreas que sofreram movimentações tectônicas recentes, tais como aproximação e espaçamento anômalos das curvas de isovalores e inflexão abrupta destas curvas (Figura 8.5). A análise do mapa de superfícies de base permitiu identificar quatro regiões que exibem comportamento anômalo potencialmente relacionados a movimentações tectônicas recentes, a saber:

1) *região ao sul da escarpa da Serra dos Órgãos*, onde ocorrem as maiores aproximações de curvas de isobases (750-1900m); as curvas exibem orientação geral NE-SW, com inflexões abruptas que determinam lineamentos de direções N-S, ENE-WSW e NW-SE; distanciamentos localizados ocorrem basicamente no intervalo 1700-1800m, a norte das cabeceiras do córrego do Sossego e do rio Santo Aleixo, e entre 1250-1350/1550-1600m na cabeceira do rio Iconha.

2) *extremo sul/sudeste da área de estudo*, onde têm-se curvas de isovalores mais espaçadas intercaladas com curvas de isovalores menos espaçadas, orientadas segundo a direção NE-SW e sem marcantes inflexões.

3) *região noroeste da área de estudo/vale do rio do Bonfim*, exibindo curvas com espaçamento intermediário, de orientação geral NE-SW, com marcante inflexão que configura extenso lineamento de direção NW-SE.

4) *extremo leste da área de estudo*, com divergência das curvas de isovalores que exibem inflexões abruptas para norte e sudeste.

MAPA HIPSOMÉTRICO

Figura 8.2. Mapa hipsométrico (intervalos de classes em metros). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

MAPA DE DECLIVIDADES

Figura 8.3. Mapa de declividades (intervalos de classes em graus). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

MAPA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES

Figura 8.4. Mapa de orientação de vertentes (orientação em azimuth do rumo de mergulho). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

MAPA DE SUPERFÍCIES DE BASE

Figura 8.5. Mapa de superfícies de base (intervalos de classes em metros). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

Figura 8.6. Modelo numérico do terreno iluminado a partir de norte (azimute de iluminação 360° , elevação de 45°), gerado a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base. Exagero vertical 1,5 x. A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

O modelo numérico do terreno produzido a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base permitiu uma visualização simplificada do relevo e dos seus possíveis condicionantes tectônicos. Entre as feições apresentadas no mapa de isobases, o modelo numérico do terreno permitiu identificar uma compartimentação na porção sul/sudeste da área estudada em faixas escalonadas com abatimento para sudeste (Figura 8.6). Estas faixas são marcadas por curvas de isovalores menos espaçadas alinhadas na direção NE-SW, e são truncadas por inflexões que determinam lineamentos de direção NW-SE, sobretudo ao longo do vale do Rio do Soberbo.

Conforme o mapa de rugosidade de relevo ilustrado na Figura 8.7, não existem áreas totalmente planas. Valores de rugosidade considerados anômalos ($> 1,21$, Tabela 8.1) ocorrem em duas regiões, uma ao longo dos vales dos rios do Bonfim e do Poço do Ferreira, orientados segundo a direção NW-SE, outra delineando a escarpa da Serra dos Órgãos segundo a direção NE-SW, onde concentram-se valores bem acima daquele considerado como anômalo. Valores de baixa rugosidade de relevo ($< 1,06$, Tabela 8.1) ocorrem como pequenas manchas isoladas nas regiões centro-oeste e a jusante dos rios Soberbo e Iconha.

No mapa de gradientes hidráulicos (Figura 8.8) as curvas de isovalores orientam-se segundo a direção NE-SW e coincidem com a direção da escarpa da Serra dos Órgãos. Valores anômalos ($> 0,30$, Tabela 8.1) ocorrem somente nesta região. Os maiores valores de gradiente hidráulico estão na porção centro-sul da área estudada. Anomalias de baixo gradiente hidráulico ($< 0,11$, Tabela 8.1) não ocorrem na área estudada.

Anomalias de alta densidade de drenagem ($> 1,89 \text{ km/km}^2$, Tabela 8.1) ocorrem como faixas de orientação NW-SE ao longo dos rios do Jacó, Iconha, Soberbo, Bonfim e córrego do Sossego. Subordinadamente, alguns dos afluentes destas drenagens constituem manchas irregulares de orientação NE-SW (Figura 8.9). Valores de baixa densidade de drenagem ($< 0,85 \text{ km/km}^2$, Tabela 8.1) ocorrem como manchas ao sul da bacia do rio do Bonfim e no extremo nordeste da área de estudo.

As maiores anomalias de densidade de lineamentos ($> 4,38 \text{ km/km}^2$, Tabela 8.1) concentram-se nas seguintes regiões: (1) porção centro-leste, representado principalmente por uma extensa mancha irregular, ao longo do rio do Soberbo e áreas vizinhas, que constitui-se da intersecção de lineamentos de direções aproximadamente NE-SW, NW-SE e N-S; (2) porção sul, ao longo do rio Santo Aleixo e córrego do Sossego, que representam lineamentos de direção NE-SW e subordinadamente NW-SE; (3) porção sudoeste, onde existem manchas adjacentes desconectas caracterizadas pela ocorrência de lineamentos de direção NW-SE e

subordinadamente NE-SW; (4) extremo nordeste que compõem apenas uma única anomalia e representa lineamentos de direção NE-SW. Anomalias de baixa densidade de lineamentos ($< 1,58 \text{ km/km}^2$, Tabela 8.1) ocorrem a sudoeste do rio do Bonfim (Figura 8.10).

MAPA DE RUGOSIDADE DE RELEVO

Figura 8.7. Mapa de rugosidade de relevo (área real/área planar, adimensional). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

MAPA DE GRADIENTES HIDRÁULICOS

Figura 8.8. Mapa de gradientes hidráulicos (h/l , adimensional). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

MAPA DE DENSIDADE DE DRENAGEM

Figura 8.9. Mapa de densidade de drenagem (km/km^2). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

MAPA DE DENSIDADE DE LINEAMENTOS

Figura 8.10. Mapa de densidade de lineamentos (km/km^2). A linha preta contínua corresponde ao limite da área de estudo. A linha preta tracejada delineia o divisor de águas da Serra dos Órgãos. Coordenadas em UTM (Zona 23K).

9 – ANÁLISE DO FRATURAMENTO

Neste capítulo serão apresentados os resultados obtidos a partir do levantamento estrutural conduzido em quarenta e cinco sítios de investigação previamente selecionados mediante a análise morfométrica. As atividades de campo envolveram o cadastramento, por meio da utilização de bússola Clar, de cerca de 1800 dados de juntas, falhas/estrias de atrito e diques de rochas básicas. Dados de juntas são preponderantes, uma vez que falhas/estrias de atrito e diques foram observados apenas localizadamente. O mapa apresentado na Figura 9.1, cujos aspectos geológicos correspondem aos da Figura 3.1 (Capítulo 3), oferece um panorama dos dados coletados em campo.

Todos os estereogramas deste trabalho foram construídos com base no diagrama de Schmidt-Lambert, hemisfério de referência inferior. Em todos os casos empregou-se a representação ciclográfica. Em função do ângulo de mergulho, as estruturas foram descritas em termos de alto ângulo ($> 65^\circ$) ou de baixo ângulo ($< 40^\circ$).

9.1 – Juntas

A caracterização das famílias de juntas quanto à sua gênese e cronologia relativa de formação seguiu os parâmetros definidos no Capítulo 5 (Figuras 5.9 e 5.10, respectivamente).

O espaçamento entre juntas nas diferentes exposições estudadas mostrou-se heterogêneo, com variações de decimétrico a métrico. As áreas mais intensamente fraturadas normalmente ocupam as regiões deprimidas, ao contrário das menos fraturadas que se dispõem ao longo de cristas, platôs e cumes. Constatou-se que a maioria das juntas identificadas apresentam valores altos de mergulho enquanto que valores baixos correspondem a juntas de alívio.

Dos sítios investigados, 34 dos 45 ocorrem sobre veios e porções aplíticas do Batólito Serra dos Órgãos.

Com base na Figura 9.1, a Tabela 9.2 procura retratar a distribuição do número de juntas por famílias determinadas em cada sítio de investigação. Considerando-se as oito direções preferenciais, espaçadas de $22,5^\circ$, as famílias de juntas de direção NE-SW, NW-SE, E-W e WNW-ESE, concentram noventa por cento dos dados obtidos, além de terem sido verificadas em um maior número de sítios de investigação. As famílias de juntas das demais direções NNE-SSW, N-S, ENE-WSW e NNW-SSE apresentam frequências significativamente menores.

Figura 9.1. Distribuição dos dados estruturais obtidos para a área estudada. Projeção ciclográfica, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. As cores nos estereogramas referem-se as direções das famílias de fraturas. Coordenadas UTM (Zona 23K).

Tabela 9.2. Frequência de juntas por famílias determinadas em cada sítio de investigação.

Estações	Trend preferencial das famílias de juntas								TOTAL
	NE-SW	NW-SE	E-W	WNW-ESE	NNE-SSW	N-S	ENE-WSW	NNW-SSE	
1	13	6					3		22
2	8			4			2		14
3	9	2							11
4	8	2							10
5	6	8							14
6	8	5							13
7	10	4	2						16
8	7							4	11
9	17	7				2			26
10	6	4							10
11		1	1				5		7
12	38	36	9				9		92
13	21	18	3						42
14							10		10
15	31		9			5			45
16	53					13			66
17	29								29
18	35								35
19	40			6					46
20	32					7			39
21	27			20					47
22	28			11		9			48
23	2								2
24	23	9				11			43
25				8	8				16
26	7				8				15
27	25				10				35
28	50								50
29	1								1
30				20	12				32
31		12		25			5		42
32	28	32	16			10			86
33	11		42	13				7	73
34	38	40	40		10				128
35	22	5	5						32
36	46	52	8						106
37	72	54							126
38				12					12
39	25	7				5			37
40	16								16
41	44			5					49
42	46	7			19				72
43		20	10		12		9		51
44	17								17
45	25	5							30
TOTAL	924	336	145	124	79	62	43	11	1724

Em função da proximidade geográfica, litotipo e orientação das famílias de juntas, foram caracterizados oito domínios estruturais designados de A a H, Figura 9.3. Conforme esta figura observa-se que:

- as famílias de juntas sistemáticas de direção NE-SW e NW-SE/subverticais ocorrem em todos os domínios alternando-se nas estações 11, 23, 28, 29 e 31;
- famílias de direção WNW-ESE e aproximadamente N-S/subverticais concentram-se principalmente nos domínios A, B e C, enquanto a primeira família ainda é identificada nas estações 31 e 38;
- a família de direção E-W/subvertical ocorre nos domínios B, C e principalmente G;
- famílias de direções ENE-WSW e NNE-SSW/subverticais ocorrem localizadamente no Domínio C, enquanto a primeira família também é encontrada nas estações 14 e 31.

Dentre as famílias de juntas sistemáticas que ocorrem na área estudada, a de direção NE-SW/subvertical é a principal (Figuras 9.3 e 9.4). Essas juntas encontram-se sem preenchimento ou preenchidas por quartzo (compondo veios), em posição escalonada no interior de veios aplíticos. Em alguns casos, as juntas não preenchidas dispõem-se paralelamente a diques de diabásio. Essas diferentes formas de ocorrência sugerem que as juntas de direção NE-SW foram geradas ou reaproveitadas em diferentes eventos tectônicos.

A segunda família, por ordem de frequência, é a de direção NW-SE, com mergulhos subverticais (Figuras 9.3 e 9.5). As famílias de direções E-W e WNW-ESE (Figura 9.6), subverticais, ocorrem com frequências semelhantes, embora significativamente menores do que as frequências das famílias de direção NE-SW e NW-SE.

A família de juntas de direção E-W, assim como as famílias NW-SE e NE-SW, encontra-se bem desenvolvida na porção leste-sudeste da área de estudo (domínios G e H), em rochas do embasamento pré-cambriano e também em diques de diabásio eocretáceos.

A família de juntas de direção NNE-SSW, subvertical, ocorre em poucas estações, quase sempre de maneira subordinada às famílias acima descritas.

As demais famílias, N-S, ENE-WSW e NNW-SSE, são pouco frequentes. Vale mencionar que, em um único local (estação 14), na porção centro-noroeste da área estudada, a família ENE-WSW, subvertical, é a única presente.

Figura 9.3. Domínios estruturais caracterizados para a área estudada. Projeção ciclográfica, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. As cores nos estereogramas referem-se às direções das famílias de fraturas. Coordenadas UTM (Zona 23K).

Figura 9.4. Família de juntas sistemáticas distensiva de direção NE-SW/subvertical. **A** – porção aplítica, estação 19; **B** e **C** – veios aplíticos proeminentes, estações 41 e 9, respectivamente; **D** – juntas sistemáticas NE-SW (linha branca contínua) e NNE-SSW (linha preta tracejada), estação 26; **E** – Face sudoeste das pedras do Sino (esquerda) e do Garrafão (direita da fotografia) expondo marcante fraturamento de direção NE-SW/subvertical; **F** – Vista da porção sudeste da área de estudo a partir do vilarejo de Santo Aleixo, município de Magé, RJ. Notar sutil escalonamento descontínuo do relevo com abatimento para sudeste e a individualização de blocos por fraturas de direção NE-SW/subverticais. Ao fundo, vista parcial do Pico Dedo de Deus.

Figura 9.5. **A** – Juntas sistemáticas de direção NW-SE/subverticais. Plano contendo martelo corresponde a junta sistemática de direção NE-SW (estação 37). **B** – Facetas trapezoidais de direção NW-SE ao longo do vale do Rio do Bonfim, porção noroeste da área de estudo.

Figura 9.6. Família de juntas sistemáticas de direção WNW-ESE em migmatitos do Complexo Rio Negro (estação 38). Nesta localidade, as juntas configuram faixas recorrentes descritas na literatura como zona de juntas.

As figuras 9.7, 9.8 e 9.9 apresentam a distribuição das juntas de alívio identificadas em cada sítio de investigação sobrepostas aos mapas topográfico, de isobases e de orientação de vertentes, respectivamente. Juntas de alívio somam um total de cerca de 75 dados observados em quase metade das quarenta e cinco estações de investigação e concentram-se preferencialmente na cimeira da Serra dos Órgãos (Figura 9.10). Na Figura 9.7, verifica-se significativa correspondência entre as formas do relevo e juntas de alívio, na medida em que estas tendem a ser paralelas à superfície do terreno. Ainda conforme esta figura, observa-se que as estações 1, 3, 17 e 31 não apresentam nenhuma correlação. Na Figura 9.8 procurou-se atenuar o efeito da acentuada rugosidade do relevo empregando-se o mapa de isobases. Novamente, ainda que em

menor grau, nota-se boa correlação entre juntas de alívio e o relevo suavizado, apesar das estações 1, 3, 5, 9, 17, 19 e 31 não apresentarem qualquer correlação. Por fim, na Figura 9.9 buscou-se comparar o rumo de mergulho médio das juntas de alívio com o rumo de mergulho das vertentes. Neste caso, também observou-se boa correlação, exceto para as estações 3, 17 e 31.

Quanto aos diques, nas estações 11 e 13 ocorrem juntas de direção NW-SE e, menos freqüentemente, NE-SW, com ângulos de mergulhos suaves. Estas juntas quando comparadas com o modelado do relevo, visto sob diferentes aspectos (Figuras 9.7, 9.8 e 9.9), revelam boa correlação, o que sugere que devem corresponder a juntas de alívio.

Figura 9.7. Mapa de distribuição dos dados de juntas de alívio e diques de diabásio mesozóicos da área de estudo sobrepostos a mapa topográfico. Projeções ciclográficas, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Coordenadas UTM (Zona 23K).

Figura 9.8. Mapa de distribuição dos dados de juntas de alívio e diques de diabásio mesozóicos da área de estudo sobrepostos a mapa de isobases. Projeções ciclográficas, diagramas Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Coordenadas UTM (Zona 23K).

Figura 9.10. Juntas de alívio. **A** e **C** – Cachoeiras Vêu de Noiva (estações 29 e 23, respectivamente); **B** – Face sudoeste dos cimos das pedras do Sino (esquerda) e do Garrafão (direita da foto).

Figura 9.11. Projeção ciclográfica de juntas identificadas em diques. Notar a predominância de famílias de juntas sistemáticas de direção aproximadamente NE-SW, NW-SE E-W e ENE-WSW, cujos ângulos de mergulho são altos ($\geq 65^\circ$). Nas estações 11 e 13 as juntas que apresentam baixo ângulo de mergulho (em azul) são provavelmente juntas de alívio.

9.2 – Falhas

Foram observadas e cadastradas apenas quatro falhas com estrias de atrito identificadas nas estações 30 e 36, ambas em corte da rodovia BR-116 (Figura 9.12). Na estação 30 três planos de falhas foram identificados. Dois deles apresentam mergulhos muito suaves para sudeste e o outro mergulho subvertical para noroeste. Os planos de baixo ângulo de mergulho podem exibir duas direções de estrias de atrito. Uma mais antiga, mergulhando para E-ESE e outra mais jovem, para SE (Figura 9.13). No plano de falha subvertical com mergulho para noroeste observa-se estrias de atrito com mergulhos para W-WSW. Na estação 36 identificou-se um único plano de falha subhorizontal e estrias de atrito com mergulhos para sudoeste (Figura 9.14).

Planos de falhas sem estrias de atrito foram identificados nas estações 9 e 34. Na estação 9, observou-se dois planos de falhas subverticais, de orientação NE-SW: um dextral e outro sinistral. No primeiro caso, o plano de falha desloca um veio de quartzo de aproximadamente 1 m de espessura, enquanto no segundo, ocorre o deslocamento de um veio aplítico com espessura da ordem de 0,5m. Estes veios apresentam direção NW-SE e estão colocados obliquamente à foliação das rochas granitóides encaixantes. Na porção centro-leste da área de estudo, estação 34, em corte da rodovia BR-116, constatou-se que fraturas de direção aproximadamente NE-SW e E-W configuram um sistema de falhas normais conjugadas (Figura 9.15) e afetam migmatitos do Complexo Rio Negro.

Figura 9.12. *Projeção ciclográfica de planos de falhas identificados na área de estudo. A, B, C (estação 30) e D (estação 36) – planos de falha e respectivas estrias de atrito; E – planos de falha sem estrias de atrito, que deslocam marcadores estratigráficos (estação 9).*

Figura 9.13. *Planos de falhas de mergulho suave para sudeste afetando migmatito alterado (estação 30). A – sobreposição de duas estrias de atrito, uma com mergulho E-ESE (linha vermelha tracejada) e outra SE (linha preta contínua); B – estria de atrito com mergulho para sudeste.*

Figura 9.14. Plano de falha e estrias de atrito com mergulho suave para sudoeste em migmatito alterado (estação 36).

Figura 9.15. **A** – Falhas normais conjugadas de direções E-W e NE-SW, corte da rodovia BR-116 (estação 34). **B** – Projeção ciclográfica das falhas conjugadas.

9.3 – Diques

Foram identificados e caracterizados somente três diques de diabásio, com espessuras variando entre 1 e 15 m, cujos aspectos petrográficos já foram discutidos no Capítulo 3. Estes corpos apresentam orientação definida segundo NE-SW e ângulos de mergulho altos ($\geq 80^\circ$, Figura 9.16). Seus contatos são retilíneos e abruptos (Figura 9.17), oblíquos a foliação local.

Figura 9.16. *Projeção ciclográfica das atitudes dos diques básicos identificados na área de estudo, com predominância da direção NE-SW e mergulhos altos ($\geq 80^\circ$).*

Figura 9.17. *Contato retilíneo e abrupto entre dique e rocha granitóide encaixante do Batólito Serra dos Órgãos (estação 13).*

10 – DISCUSSÃO

10.1 – Relações entre as estruturas

As relações de corte entre as principais famílias de juntas estudadas puderam ser verificadas em apenas algumas estações (Figura 10.1). Apesar dessa limitação, algumas observações e inferências com respeito aos campos de tensões vigentes puderam ser efetuadas:

- a) pelo fato de estarem localmente preenchidas por quartzo, ocorrerem associadas e, por vezes, com disposição escalonada restrita à porção interna de veios aplíticos (Figuras 9.4 A, B e C), acredita-se que uma primeira geração de juntas NE-SW, subvertical, tenha ocorrido no Pré-Cambriano/Cambriano, sob ação de um regime de esforços com SHmáx segundo a direção NE-SW, horizontal;
- b) as juntas da família de direção NE-SW, subverticais, paralelas aos diques de diabásio, por sua vez, estariam relacionadas ao episódio magmático do Eocretáceo (Turner *et al.* 1995), implicando na ação de um Shmín de direção NW-SE, horizontal, em concordância ao verificado por Ferrari & Riccomini (2000) na região centro-ocidental do Estado do Rio de Janeiro;
- c) é possível que juntas de direção NE-SW tenham sido ainda geradas ou reaproveitadas em outros estágios da evolução tectônica da área;
- d) apesar do número restrito de medidas, na estação 10 (Figura 10.1) observou-se que juntas não preenchidas da família NW-SE, subverticais, são sistematicamente deslocadas lateralmente à esquerda pela família NE-SW, sugerindo que estas últimas atuaram localmente como falhas de componente lateral sinistral; o suposto deslocamento implicaria em SHmáx orientado segundo a direção NNE-SSW, horizontal;
- e) na estação 19 (Figura 10.1) as juntas WNW-ESE e NE-SW não preenchidas exibem relações mútuas de corte, sugerindo tratarem-se de famílias conjugadas de cisalhamento, com SHmáx disposto na bissetriz aguda entre as famílias, na direção ENE-WSW a E-W;
- f) a família de juntas de direção E-W não exhibe relações conclusivas com respeito às demais famílias, mas seria compatível com uma direção de SHmáx segundo E-W, conforme considerado acima, assumindo nesse caso caráter distensional;

- g) a família de juntas de direção NNE-SSW, subvertical, ora é interrompida (estação 26, Figura 10.1), ora apresenta relações de deslocamento mútuo com a família de direção NE-SW (estação 27, Figura 10.1); no primeiro caso pode ser considerada como uma família de juntas distensionais, formada sob $SH_{mín}$ de direção WNW-ESE; no segundo poderiam ser consideradas como famílias de juntas híbridas, com $SH_{máx}$ posicionado segundo a direção NNE-SSW a NE-SW, horizontal;
- h) as falhas identificadas, em pequeno número, não permitem maiores considerações de suas relações com as famílias de juntas; entretanto, para as falhas de baixo ângulo, com estrias em diferentes posições, pode ser sugerida uma origem a partir da reativação de juntas de alívio, em função dos desequilíbrios topográficos existentes nesta região serrana; os planos de falhas subverticais, sem estrias e de orientação NE-SW, observados na estação 9 (item 9.2 – Capítulo 9), apresentam boa correspondência com o campo de tensões descrito nos itens *d* e *g* (acima).

Figura 10.1. Croquis ilustrativos das relações identificadas entre as famílias de juntas sistemáticas de direções NE-SW, NW-SE, WNW-ESE e NNE-SSW.

10.2 – Campos de esforços e correlações regionais

Do exposto, pode-se concluir inicialmente pela existência de dois eventos de deformação rúptil, o primeiro de idade Pré-Cambriana/Cambriana e o segundo Eocretáceo, ambos com SHmáx de direção NE-SW, horizontal. A posição horizontal de SHmáx é assumida, no primeiro caso, em função do caráter escalonado e vertical das juntas, e corresponderia ao eixo de tensão principal máximo, σ_1 . No segundo caso, assumiu-se também um SHmáx horizontal, correspondente a σ_1 , tendo em vista o paralelismo das juntas com os diques de diabásio e o mecanismo de colocação determinado, em concordância com trabalhos prévios (Ferrari 2001). Em ambos os casos o regime tectônico seria transcorrente.

Os eventos posteriores de deformação rúptil produziram estruturas registradas em rochas do embasamento pré-cambriano e também em diques de diabásio eocretáceos. Não há indicações de idades absolutas para os campos de esforços deduzidos a partir das relações entre as famílias de juntas apresentadas nos itens *d*, *e*, *f* e *g* (acima). O que pode ser inferido é que um SHmáx de direção NNE-SSW, horizontal, seria compatível com as situações descritas nos itens *d* e *g*, e encontraria correspondência nos eventos de transcorrência sinistral determinados ao longo do Alinhamento Magmático de Cabo Frio, datados do Neocretáceo e do Paleoceno (Riccomini *et al.* 2005). O mais novo também é assumido como vigente na formação da depressão da Bacia de Itaboraí (Ferrari 2001).

Tendo em vista a ocorrência de famílias de juntas de direção NE-SW ao longo do tempo, é possível que parte destas estruturas estejam associadas ao evento distensivo eoceno de direção NW-SE, considerado como gerador, em caráter regional, do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini *et al.* 2004). O campo de esforços com SHmáx de direção aproximada E-W, horizontal, descrito nos itens *e* e *f* (acima), encontra correspondência no evento de deformação mais recente do *rift*, de idade Holocena (Riccomini *et al.* 2004).

10.3 – Formas de relevo

A região ocupada pelo PARNASO apresenta marcante assimetria no relevo, representada pela escarpa da Serra dos Órgãos, que mostra vertentes abruptas voltadas para sudeste. Além desta feição, os modelos numéricos do terreno evidenciaram importantes vales lineares,

fortemente entalhados, como os dos rios do Bonfim, Poço do Ferreira, Bananal, Soberbo e Itamarati, que coincidem com as principais direções estruturais.

Ao longo do vale do Rio do Bonfim observou-se facetas trapezoidais, que afetam granitóides do Batólito Serra dos Órgãos, e que são feições geomorfológicas indicativas de regiões falhadas. Stewart & Hancock (1990) admitiram que uma escarpa de falha formada em sedimentos consolidados (*piedmont fault scarp*) estaria completamente obliterada no decorrer de 10^5 anos. Entretanto, se fosse formada sobre rochas do embasamento, este período poderia ser aumentado ou reduzido substancialmente dependendo dos processos de deformação, que modificam a suscetibilidade à erosão.

Dessa maneira, é possível que as facetas trapezoidais observadas ao longo do vale do Rio do Bonfim possam estar relacionadas a uma fase tectônica caracterizada por cisalhamento dextral, com binário E-W de idade Pleistocena a Holocena, verificada por Ferrari (2001) no *Graben* da Guanabara. É provável que esta fase tenha ainda gerado e reativado fraturas de orientação NW-SE.

Os modelos numéricos do terreno também evidenciaram a localização das regiões mais elevadas do PARNASO na porção central, além de um amplo planalto nivelado em torno de 2.000 m (Planalto do Açu), interpretado por King (1956) e Zálan (2004) como remanescente da Superfície de Aplainamento Sul-Americana.

O Pico Dedo de Deus, o mais famoso cartão postal do PARNASO, exibe forma singular e posiciona-se a sul da escarpa da Serra dos Órgãos. Embora a região que ocupa apresente valores anômalos de gradiente hidráulico, densidade de lineamentos e de drenagens, é uma feição geomorfológica proeminente, onde a erosão diferencial também deve ter desempenhado ampla função.

As direções de lineamentos mais importantes são NE-SW, ENE-WSW, NW-SE, WNW-ESE e E-W. Os lineamentos de direção NE-SW e ENE-WSW coincidem com o *trend* estrutural neoproterozóico, e estão concentrados principalmente na porção sul/sudeste do PARNASO (Figuras 7.7 e 8.10). Os de direção NW-SE e WNW-ESE condicionam os principais rios da área de estudo. As orientações dos lineamentos expressam efetivamente direções de fraturas subverticais conforme apontado pelos levantamentos de campo.

Os mapas morfométricos apresentaram elevado grau de correlação e evidenciaram anomalias ao longo da escarpa da Serra dos Órgãos e dos vales profundos e alinhados dos rios do Bonfim, Poço do Ferreira, Soberbo e Bananal.

O mapa hipsométrico (Figura 8.2) destacou altitudes superiores a 2.200 m, cujo maior destaque é a Pedra do Sino; e uma redução acentuada de gradientes em direção à Baía da Guanabara, que caracteriza a escarpa da Serra dos Órgãos.

Valores anômalos de declividades (Figura 8.3), rugosidade de relevo (Figura 8.7) e de gradientes hidráulicos (Figura 8.8), ocorrem principalmente na escarpa e ao longo dos vales dos rios do Bonfim e Poço do Ferreira, potencializando a ação erosiva nestas regiões.

O mapa de superfícies de bases (Figura 8.5) e o modelo numérico do terreno gerado a partir da malha de dados deste mapa (Figura 8.6), revelaram a compartimentação do relevo na porção sul/sudeste do PARNASO, em blocos alongados e escalonados, com abatimento para sudeste. Esta compartimentação encontra correspondência com o evento distensivo eoceno de direção NW-SE (Ferrari 2001, Riccomini *et al.* 2004, Chiessi 2004), gerador do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989).

Este evento deslocou uma antiga superfície de aplainamento, cujos remanescentes correspondem ao Planalto do Açú e a fragmentos de crostas lateríticas ferruginosas. No mapa de superfícies de bases (Figura 8.5) é possível também constatar que as drenagens de orientação NW-SE estão bem assinaladas. Este fato pode estar associado a um efeito de rejuvenescimento do relevo provocado pela fase tectônica que definiu as facetas trapezoidais ao longo do vale do Rio do Bonfim, cuja idade seria Pleistocena a Holocena.

A feição de maior destaque no mapa de orientação de vertentes (Figura 8.4) é a compartimentação do relevo em duas macrorregiões distintas, que sugerem controle tectônico. A primeira localizada à norte, com vertentes voltadas para noroeste, e a segunda à sul, com vertentes voltadas para sudeste, delimitadas pela cimeira da Serra dos Órgãos. O mapa de orientação de vertentes também apresentou um bom grau de correlação com as juntas de alívio levantadas no PARNASO.

O padrão de distribuição das densidades de drenagens (Figura 8.9) não está relacionado a condicionantes litológicos, mas a uma das principais direções estruturais, de orientação NW-SE, onde encaixam-se os principais rios do PARNASO.

11 – CONCLUSÕES

A análise conjunta dos resultados provenientes dos modelos numéricos de terreno, mapas morfométricos, lineamentos e estruturas rúpteis associado ao mapa geológico, possibilitou interpretar os possíveis campos de tensões que afetaram a região do PARNASO, bem como o papel que desempenharam em relação à evolução das formas de relevo.

Como não há indicação das idades absolutas dos campos de esforços que atuaram na área, procurou-se comparar os resultados obtidos com outros estudos desenvolvidos na região (Riccomini 1989, Ferrari & Riccomini 2000, Ferrari 2001, Chiessi 2004, Riccomini *et al.* 2004, Riccomini *et al.* 2005).

A formação das principais feições rúpteis verificadas no PARNASO pode ser relacionada a cinco regimes tectônicos superpostos. O primeiro remontaria ao Pré-Cambriano/Cambriano e seria caracterizado por uma transcorrência sinistral com binário E-W. Regime semelhante foi ativo durante o Eocretáceo e Neocretáceo-Paleoceno, reponsável, respectivamente, pela colocação do enxame de diques básicos que ocorrem na porção centro ocidental do Estado do Rio de Janeiro (Ferrari & Riccomini 2000), e pelos centros intrusivos e diques de rochas alcalinas dispostos ao longo do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Riccomini *et al.* 2005).

Um novo regime tectônico, teria operado no Eoceno e distinguiu-se por uma distensão NW-SE, considerada como geradora do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989). Embora as feições rúpteis associadas a esta fase tectônica não estejam muito evidentes, sua principal consequência no PARNASO seria a compartimentação do relevo na porção sul/sudeste, em blocos alongados e escalonados abatidos para sudeste, de acordo com o verificado por Chiessi (2004) no Maciço Alcalino de Passa Quatro. Concomitantemente a este abatimento, deu-se a deformação de uma antiga superfície de aplainamento, que teria nivelado a cimeira da Serra dos Órgãos, em torno de 2.000 m.

O regime tectônico seguinte, caracterizado por cisalhamento dextral com binário E-W, de idade Pleistocena a Holocena (Ferrari 2001), teria reativado fraturas de orientação NW-SE, bem como produzido as facetas trapezoidais observadas ao longo do vale do Rio do Bonfim.

O último regime tectônico registrado encontra correspondência com uma compressão de direção E-W e idade holocênica (Riccomini 1989, Salvador & Riccomini 1995).

12 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AB'SÁBER, A. N. 1954. As altas superfícies de aplainamento do Brasil sudeste. *Revista das Faculdades Campineiras*, v. 1, p. 60-67.

ALKMIM, F.F. 2004. O que faz de um cráton um cráton? O cráton do São Francisco e as revelações almeidianas ao delimitá-lo. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1ª Edição. São Paulo: Beca, p. 203-234.

ALMEIDA, F.F.M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 2., 1991, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1991, p. 423-428.

ALMEIDA, F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, n. 4, v. 16, p. 325-349.

ALMEIDA, F. F. M. 1976. The system of continental rifts bordering the Santos Basin, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48 (suplemento). p. 15-26.

ALMEIDA, F. F. M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 23, 1969, Salvador. *Anais...* Salvador: SBG, 1969. p. 29-46.

ALMEIDA, F. F. M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim DNPM-DGM*, Rio de Janeiro, v. 241, 36p.

ALMEIDA, F. F. M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. São Paulo. *Instituto Geográfico e Geológico*, p. 167-263 (Boletim, 41).

ALMEIDA, F. F. M.; CARNEIRO, C. D. R. 1998. Origem e evolução da Serra do Mar. *Revista Brasileira de Geociências*, São Paulo, v. 28, n. 2, p. 135-150.

ALMEIDA, F. F. M.; AMARAL, G.; CORNADIU, U; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian Evolution of South American Cratonic Margin South of Amazon River. In: NAIRN

& STEHLI (Ed.). *The Oceans Basins and Margins*. New York: Plenum Publishing Company, p. 411-446.

ALMEIDA, J. C. H.; TUPINANBÁ, M.; HEILBRON, M.; TROUW, R. 1998. Geometric and kinematic analysis at the Central Tectonic Boundary of the Ribeira Belt, Southeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1998, Belo Horizonte. *Anais...Belo Horizonte*: SBG, 1998. 32p.

AMARAL, G. 1994. Métodos para a obtenção de informação estrutural em produtos de sensoriamento remoto. *Cadernos-IG/Unicamp*. Campinas. vol. 4, n. 1, p. 98-111.

ANDERSON, E. M. 1951. *The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain*. Edinburgh: Oliver & Boyd, 206p.

ANGELIER, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100.

ANGELIER, J.; MECHLER, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherche des contraintes principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 7, p. 1309-1318.

ASMUS, H. E., FERRARI, A. L. 1978. *Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro, PETROBRÁS, Série Projeto REMAC 4, p. 75-88.

BAER, G.; BEYTH, M. 1994. Dikes emplaced into fractured basement, Timna Igneous Complex, Israel. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n. B12, p. 24.039-24.050.

BARBOSA, A. L. M.; GROSSI SAD, J. H. 1985. Batólito granítico da Serra dos Órgãos, Estado do Rio de Janeiro, Brasil: contribuição a geologia e petrologia. *Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais*, p. 49-61.

BEST, M. G.; CHRISTIANSEN, E. H. 2001. *Igneous Petrology*. Massachusetts: Blackwell Science, 458p.

BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; PASSOS, E. 1996. *Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais*. Florianópolis: Editora UFSC, vol. II, 425p.

BRASIL. 1980. Ministério da Agricultura. *Plano de Manejo Parque Nacional da Serra dos Órgãos*. Brasília: IBDF; FBCN, 136p.

CAMPANHA, G. A. C. 1980. *O Lineamento de Além Paraíba na área de Três Rios*. São Paulo, 109p. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

CAMPANHA, G. A. C.; RICCOMINI, C.; MELO, M. S.; HASUI, Y.; ALMEIDA, F. F. M.; DEHIRA, L. K. 1985. Análise do padrão de fraturamento mesozóico-cenozóico de Bacias Tafrogênicas Continentais do sudeste do Brasil. SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 5., 1985, São Paulo. *Atas...* São Paulo: SBG, 1985. v. 1, p. 337-350.

CAMPOS NETO, M. C. 2000. Orogenic Systems from Southwestern Gondwana: An Approach to Brasiliano-Pan African Cycle and Orogenic Collage in Southeastern Brazil. In: CORDANI, U.G.; MILANI, E.J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D.A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, p. 335-365.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. 1995. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 8, n. 2, p. 143-162.

CAMPOS NETO, M. C.; FIGUEIREDO, M. C. H. 1990. Evolução geológica dos terrenos Costeiro, Paraíba do Sul e Juiz de Fora (RJ-MG-ES). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, 1990. Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2631-2648.

CAPUTO, R. A. 1991. A comparison between joints and faults as brittle structures used for evaluation the stress field. *Anales Tectonicae*, vol. 5, p. 74-84.

CAPUTO, R. A. 1995. Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, vol. 7, p. 479-490.

CHIESSI, C. M. 2004. *Tectônica Cenozóica do maciço alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)*. São Paulo, 116p. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

COLTELLI, M.; FORNARO, G.; FRANCESCHETTI, G.; LANARI, R.; MIGLIACCIO, M.; MOREIRA, J. R.; PAPATHANASSIOU, K. P.; PUGLISI, G.; RICCIO, D.; SCHWÄBISCH, M. 1996. SIR-C/X-SAR multifrequency multipass interferometry: A new tool for geological interpretation, *Journal of Geophysical Research*, vol. 101, p. 23127-23148.

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. Geomorfologia do Estado do Rio de Janeiro. Disponível em: <<http://www.cprm.gov.br/geo/geomorfo.html>>. Acesso em: 07 jan. 2006.

DAVIS, S. & REYNOLDS, J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. Second Edition. New York: J. Wiley, 776p.

DAVIS, W. M. 1899. The Geographical Cycle. *Geographycal Journal*. London, 14, p. 481-504.

DEER, W. A.; HOWIE, R. A.; ZUSSMAN, J. 1993. *An introduction to the rock-forming minerals*. Harlow: Longman, 695p.

DEFFONTAINES, B. 1989. Proposition of a morpho-tectonic method: application in the Fougères area, Oriental Britany, France. *Bulletin INQUA, neotectonics*, vol. 12, p. 48-52.

DELANEY, P. T.; POLLARD, D. D.; ZIONY, J. I.; MCKEE, E. H. 1986. Field relations between dikes and joints: emplacement processes and paleostress analysis. *Journal of Geophysical Research*, v. 91, n. B5, p. 4920-4938.

DOBLAS, M.; MAHECHA, V.; HOYOS, M.; LÓPEZ-RUIZ, J. 1997. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal faults of the Alpine Betic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, v. 19, n. 2, p. 159-170.

DORADO, A. C. 1989. *Petrografia Basica: texturas, classificacion y nomenclatura de rocas*. Madrid: Paraninfo, 143p.

DUNNE, W. M. & HANCOCK P. L. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: HANCOCK, P. L. (Ed.). *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press, p. 101-120.

EBERT, H. 1968. Ocorrência de fácies granulítica no sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência de sua estrutura orogênica: Hipótese sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, v. 40, p. 215-229.

EMBRAPA. 1981. Serviço Nacional de Levantamento e Conservação de Solos – Mapa de solos do Brasil. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. Mapa escala: 1:5.000.000.

ENGELDER, T. & GEISER, P. 1980. On the use of regional joint sets as trajectories of paleostress fields during the development of the Appalachian Plateau, U.S.A. *Journal Geophysical Research*, vol. 85, p. 6319-6341.

ENGELDER, T. 1987. Joints and shear fractures in rock. In: ATKINSON, B. K (Ed.). *Fracture mechanics of rock*. London: Academic Press, p. 27-65.

FERAUD, G.; CAMPREDON, R. 1983. Geochronology and structural study of Tertiary and Quaternary dikes in southern France and Sardinia: an example of the utilization of dike swarms as paleostress indicators. *Tectonophysics*, v. 98, p. 297-325.

FERNANDES, A. J.; AMARAL, G. 2002. Cenozoic tectonic events at the border of the Paraná Basin, São Paulo, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, vol. 14, p. 911-931.

FERRARI, A. L. 2001. *Evolução tectônica do Gráben da Guanabara*. São Paulo, 412p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FERRARI, A. L. 1990. A geologia do “rift” da Guanabara (RJ) na sua porção centro-ocidental e sua relação com o embasamento pré-cambriano. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., 1990, Natal. *Anais...* Natal: SBG, 1990. v. 6, p. 2858-2869.

FERRARI, A.L., RICCOMINI, C., VASCONCELOS, P. 2001. Ocorrência de rochas vulcânicas na porção central do Gráben da Guanabara (RJ) e suas implicações para a evolução do relevo no sudeste do Brasil. In: SIMPÓSIO GEOLOGIA DO SUDESTE, 7, 2001, Rio de Janeiro, 2001. Boletim de Resumos...Rio de Janeiro: SBG, 2001. p. 82.

FERRARI, A. L.; RICCOMINI, C. 1999. Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha de Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 2, p. 195-202.

FERRARI, A. L.; MELO, E. F.; VAZ, M. A.; DALCOMO, M. T.; BRENNER, T. L.; SILVA, V. P.; NASSAR, W. N. 1981. *Bloco Baía da Guanabara: Folhas Itaboraí, Maricá, Saquarema, e Baía de Guanabara*. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM/Geomitec.

FIGUEIREDO, M. C. H.; CAMPOS NETO, M. C. 1993. Geochemistry of the Rio Doce Magmatic Arc, Southeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65 (suplementos), n. 1, p. 63-82.

FONSECA, M. J. G. 1998. *Mapa Geológico do Estado do Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, DNPM/MME. 1 mapa color., Escala 1: 400.000, Texto explicativo. 141p.

FONSECA, A. C. 1994. *Esboço Geocronológico da região de Cabo Frio, Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo. 186p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

FREITAS, R. O. 1951. Relevos policíclicos na tectônica do Escudo Brasileiro. *Boletim Paulista de Geografia*, v. 7, p. 3-19.

GALLAGHER, K.; HAWKESWORTH, C. J.; MANTOVANI, M. S. M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, nº B9, p. 18117-18145.

GATTO, L. C. S.; RAMOS, V. L. S.; NUNES, B. T. A.; MAMEDE, L.; GÓES, M. H. B.; MAURO, C. A.; ALVARENGA, S. M.; FRANCO, E. M. S.; QUIRICO, A. F.; NEVES, L.B. 1983. Geomorfologia. In: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: MME, v. 32. p. 305-384 (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

GEOFFROY, L.; BERGERAT, F.; ANGELIER, J. 1993. Modification d'un champ de contrainte régional par un champ de contraintes magmatique local. Exemple de l'Île de Skye (Ecosse) au Paléocène. *Bulletin de La Société Géologique de France*, v. 164, n. 4, p. 541-552.

GHOSH, S. K. 1993. *Structural Geology: Fundamentals and Modern Developments*. Oxford, Pergamon Press, 598p.

GOLDSTEIN, A. & MARSHAK, S. 1998. Analysis of fracture array geometry. In: MARSHAK, S. & MITRA, G (eds.). *Basic methods of structural geology*. New Jersey: Prentice Hall, p. 249-269.

GOLTS, S.; ROSENTHAL, E. 1993. A morphometric map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, vol. 7, p. 305-315.

GROSS, M. R. & ENGELDER, T. 1991. A case for neotectonic joints along the Niagara Escarpment. *Tectonics*. v. 10, nº 3. p. 631-641.

HANCOCK, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, vol. 7, p. 437-457.

HANCOCK, P. L.; ENGELDER, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 101, p. 1197-1208.

HASUI, Y & MIOTO, J. A. 1992. Tipologia estrutural. In: HASUI, Y & MIOTO, J. A. (Coords.). *Geologia estrutural aplicada*. São Paulo, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia (ABGE) – S. A. Indústrias Votorantim – Votorantim, p. 45-94.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. 1984. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. *O pré-cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, p. 308-344.

HASUI, Y; GIMENEZ, A. F.; MELO, M. S. 1978. Sobre as bacias tafrogênicas continentais do sudeste brasileiro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, 1978. Recife. *Anais...* Recife: SBG, 1978: 382-391.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R; COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 5, p. 257-266.

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

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M.C.; SILVA, L.C.; TROUW, R.A.J.; JANASI, V.A. 2004. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Eds.). *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. 1º Edição. São Paulo: Beca, p. 203-234.

HEILBRON, M. & MACHADO, N. 2003. Timing of terrane accretion in the Neoproterozoic-Eopaleozoic Ribeira orogen (SE Brazil). *Precambrian Research*. Amsterdam, v.125, p. 87-112.

HEILBRON, M.; MOHRIAK, W.; VALERIANO, C.M.; MILANI, E.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M. 2000. From Collision to Extension: The Roots of the Southeastern Continental Margin of Brazil. In: MOHRIAK, W. U. & TALWANI, M. (Eds.). *Atlantic rifts and continental margins*. Washington: American Geophysical Union, 115, p. 1-32.

HEILBRON, M; DUARTE, B.P.; VALLADARES, C.S.; TUPINAMBÁ, M. 1998. O Embasamento pré-1,8Ga no Segmento Central da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, 1998. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998. 40p.

HEILBRON, M.; VALERIANO, C. M.; VALLADARES, C. S.; MACHADO, N. 1995. A orogênese Brasileira no segmento central da Faixa Ribeira, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v.25, n.4, p. 249-266.

HIRUMA, S. T. 1999. *Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP*. São Paulo, 102p. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C.; MODENESI – GAUTTIERI, M. C. 2001. Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 31, n. 3, p. 375-384.

HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. 1999. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 31, n. 3, p. 375-384.

HIRUMA, S. T.; PONÇANO, W. L. 1994. Densidade de drenagem e sua relação com fatores geomorfo-pedológicos na área do Alto Rio Pardo, SP e MG. *Revista do Instituto Geológico*, vol. 15, n. 1/2, p. 49-57.

HOBBS, B. E.; Means, W. D.; Williams, P. F. 1976. *An outline of structural geology*. New York, Wiley, 571p.

HOBSON, R. D. 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: CHORLEY, R. J. (ed.) *Spatial analysis in geomorphology*. London: Methuen, p. 225-245.

HODGSON, R. A. 1961. Regional study of jointing in Comb Ridge – Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Bulletin American Association of Petroleum Geologists*, v. 45, p. 1-38.

HORTON, R. E. 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative geomorphology. *Geological Society of American Bulletin*, vol. 56, n. 3, p. 275-370.

IBGE. 2001. *Mapa de solos do Brasil*. Rio de Janeiro: Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (escala 1:5.000.000).

JIANJUN, H.; MUKANG, H.; OLLIER, C. D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, vol. 20, n. 2, p. 95-99.

JOLLY, R. J. H.; SANDERSON, D. J. 1995. Variation in the form and distribution of dykes in the Mull Swarm, Scotland. *Journal of Structural Geology*, v. 17, n. 11, p. 1543-1557.

JUNHO, M. C. B. 1993. Geoquímica preliminar dos granitóides brasileiros na região central do Estado do Rio de Janeiro. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 65, p. 161-179.

JUNHO, M. C. B. 1992. Granitóides brasileiros na região central do estado do Rio de Janeiro. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37, São Paulo. *Bol. Resumos...* São Paulo: SBG, 1992. p. 398-400.

JUNHO, M. C. B.; PENHA, H. M. 1985. Geologia e geoquímica preliminar dos granitos de Teresópolis, RJ. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 57, n. 1, p. 53-62.

KELLER, E. A.; PINTER, N. 1996. *Active Tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 338p.

KING, L. 1956. Geomorfologia do Brasil Oriental. *Revista Brasileira de Geografia*, n. 18, p. 147-266.

LIU, C. C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MMS do Landsat. In: SIMPÓSIO REGIONAL RJ-ES, 1., 1987, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1987, p. 164-188.

MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. 1996. 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.

MACHADO, R.; DEMANGE, M. 1998. Caracterização geoquímica e tectônica dos granitóides pré-colisionais neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. In:

CONCEIÇÃO, H. (Ed.) *Contribuição ao estudo dos granitos e rochas correlatas*. Sociedade Brasileira de Geologia, núcleo BA-SE, 1998. Publicação Especial 5, p. 21-39.

MACHADO, R.; DEMANGE, M. 1994. Classificação estrutural e Tectônica dos granitóides neoproterozóicos do Cinturão Paraíba do Sul no Estado do Rio de Janeiro. *Bol. IG-USP: Série Científica*, São Paulo, v. 25. p. 81-96.

MACHADO, R.; DEMANGE, M. 1992. 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 GEOLOGIA, 37., 1992. São Paulo. *Bol. de Resumos...* São Paulo: SBG, 1992. p. 379-380.

MACKENZIE, W. S.; DONALDSON, C. H.; GUILFORD, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow: Longman, 148p.

MARCELLINI, S. S. 2002. *Diretrizes para utilização de tecnologia de Sistemas de Informação Geográfica (SIG) na exploração de informações hidrológicas – exemplos de aplicação*. São Paulo, 228p. Tese (Doutorado) – Escola Politécnica, Universidade de São Paulo.

MARTONNE, E. 1940. Problemes morphologiques du Bresil tropical atlantique. *Annales de Geographie*, 49, p. 1-27 e 106-129. Tradução *Revista Brasileira de Geografia*, n. 5, 523-550, n. 6, p. 155-178, 1943/44.

MELO, M. S.; RICCOMINI, C.; HASUI, Y; ALMEIDA, F. F. M.; COIMBRA, A. M. 1985. Geologia e evolução do Sistema de Bacias Tafrogênicas Continentais do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 15, n. 3. p. 193-201.

MIZUSAKI, A.M.P. & FILHO, A. T. 2004. O magmatismo pós-paleozóico no Brasil. In: MANTESSO-NETO *et al.* (Coords.). *Geologia do Continente Americano: evolução da obras de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 281-291.

MODENESI - GAUTTIERI, M. C.; HIRUMA, S. T.; RICCOMINI, C. 2002. Morphotectonics of a high plateau on the northwestern flank of the Continental Rift of Southeastern Brazil. *Geomorphology*, v. 43, p. 257-271.

NICHOLSON, R.; POLLARD, D. D. 1985. Dilation and linkage of echelon cracks. *Journal of Structural Geology*, v. 7, n. 5, p. 583-590.

NIMER, E. 1979. *Climatologia do Brasil*. Rio de Janeiro: IBGE, 422p. nº 4.

O'LEARY, D. W.; FRIEDMAN, J. D.; POHN, H. A. 1976. Lineament, linear, lineation: some proposed new standards for old terms. *Geological Society American Bulletin*, vol. 87, p. 1463-1469.

OLIVEIRA, V.; COSTA, A. M. R.; AZEVEDO, W. P.; CAMARGO, M. N.; LARACH, J. O. I. 1983. Pedologia. In: PROJETO RADAMBRASIL Folha SF 23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro: MME, p. 385-552 (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

OLLIER, C. D. 1981. *Tectonic and Landforms*. London, Longman, 324p.

PENCK, W. 1953. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. London, Macmillan. 429p.

PENHA, H. M.; WIEDEMANN, C. M. 1984. Granitóides da região central do Rio de Janeiro. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984. Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. *Excursões*. v. 12, p. 5433-5455.

PENHA, H.; FERRARI, A. L.; JUNHO, M. C. B.; SOUZA, S. L. A.; BRENNER, T. L. 1981. *Projeto Folha Itaipava*. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM/UFRJ.

PENHA, H.; FERRARI, A. L.; RIBEIRO, A.; AMADOR, E. S.; PENTAGNA, F. V.; JUNHO, M. C. B.; BRENNER, T. L. 1979. *Projeto Folha Petrópolis*. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM/UFRJ.

PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural geology*. vol. 9, p. 597-608.

PINTO, C. P.; SERPA, J. C.; DUTRA, J. E. B.; HETTICH, M.; ANDRADE, N. T. 1980. *Folhas Anta, Duas Barras, Teresópolis e Nova Friburgo*. Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro: DRM/Geosol.

POLLARD, D. D. 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. *Geological Association of Canada Special Paper*, v. 34, p. 5-24.

POLLARD, D. D. & AYDIN, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181-1204.

PRICE, N. J. 1966. *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Oxford: Pergamon Press, 175p.

PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. 1990. *Analysis of geological structures*. First Edition. London: Cambridge University Press, 502p.

RABUS, B.; EINEDER, M.; ROTH, A.; BAMLER, R. 2003. The shuttle radar topography mission- a new class of digital elevation models acquired by spaceborne radar. *Journal of Photogrammetry & Remote Sensing*, vol. 57, p. 241-262.

RAMSAY, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology*. v. 2, n. 1/2, p. 83-99.

RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. London: Academic Press, vol. 2. 700p.

RICCOMINI, C. 1995. Padrão de fraturamento do maciço alcalino de Cananéia, estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóico-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, n. 2, p. 79-84.

RICCOMINI, C. 1989. *O Rift continental do sudeste do Brasil*. São Paulo. 256p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RICCOMINI, C.; VELÁSQUEZ, V. F.; GOMES, C. B. 2005. Tectonic controls of the mesozoic and cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: COMIM-CHIARAMONTI, P. & GOMES, C. B. (Eds.). *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo: Edusp/Fapesp, 750p.

RICCOMINI, C.; SANT'ANA, L. G.; FERRARI, A. L. 2004. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: MANTESSO-NETO *et al.* (Coords.). *Geologia do Continente Americano: evolução da obras de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 383-405.

RICCOMINI, C.; ASSUMPÇÃO, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, nº 3, p. 221-225.

RICCOMINI, C.; CRÓSTA, A. P. 1988. Análise preliminar de lineamentos em imagens de sensores remotos aplicada à prospecção mineral na área dos granitóides Mandira, SP. *Boletim IG-USP, Série Científica*, vol. 19, p. 23-37.

RICKWOOD, P. C. 1990. The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. In: PARKER, J.; RICKWOOD, P. C.; TUCKER, D. H. (Eds.). *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam: Balkema, p. 81-100.

RIEDEL, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*. v. 1929B, p. 354-368.

RODRIGUEZ, S. K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da “Volta Grande” do rio Xingu, Altamira, Pará*. São Paulo, 106p. Dissertação (Mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

RUELLAN, F. 1944. A evolução geomorfológica da Baía da Guanabara e das regiões vizinhas. *Revista Brasileira de Geografia*, n. 4, p. 445-508.

SADOWSKI, G. R.; CAMPANHA, G. A. C. 2004. Grandes falhas no Brasil continental. In: MANTESSO-NETO *et al.* (Coords.). *Geologia do Continente Americano: evolução da obras de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 407-421.

SALVADOR, E. D. 1994. *Análise neotectônica da região do Vale do Rio Paraíba do Sul compreendida entre Cruzeiro (SP) e Itatiaia (RJ)*. São Paulo, 129p. Dissertação (mestrado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

SALVADOR, E. D.; RICCOMINI, C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 25, n. 3, p. 151-164.

SCHÄFFER, W. B.; PROCHNOW, M. 2002. *A Mata Atlântica e Você*. Brasília: APREMAVI, 155p.

SCHMITT, R. S. 2000. *Um evento tectono-metamórfico Cambro-Ordoviciano caracterizado no domínio tectônico Cabo Frio, Faixa Ribeira – sudeste do Brasil*. Rio de Janeiro. 273p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

SIBSON, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, v. 133, n. 3, p. 191-213.

SILVA, T. M. 2002. *A estruturação geomorfológica do Planalto Atlântico no Estado do Rio de Janeiro*. Rio de Janeiro, 265p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. 1994. Neotectonics. In: HANCOCK, P. L. (Ed.) *Continental Deformation*. Oxford: Pergamon Press. p. 370-409.

STEWART, I. S. & HANCOCK, P. L. 1990. What is a fault scarp? *Episodes*, vol.13, n. 4, p. 256-263.

STRAHLER, A. N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society American Bulletin*, vol. 63, p. 923-938.

SUMMERFIELD, M. A. 1993. *Global Geomorphology: an introduction to the study of landforms*. New York: Longman Scientific & Technical, 537p.

SUPPE, J. 1985. *Principles of structural geology*. New Jersey: Prentice-Hall, 537p.

SYLVESTER, G. A. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin*. v. 100, p. 1666-1703.

TCHALENKO, J. S. 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geological Society of American Bulletin*. v. 81, p. 1625-1640.

THORPE, R.; BROWN, G. 1990. *The field description of igneous rocks*. Buckingham: Open University Press, 154p.

TELLO SAENZ, C. A.; HACKSPACHER, P. C.; HADLER NETO, J. C.; IUNES, P. J.; GUEDES, S.; RIBEIRO, L. F. B.; PAULO, S. R. 2003. Recognition of Cretaceous, Paleocene and Neogene tectonic reactivation through apatite fission-track analysis in Precambrian areas of southeast Brazil: association with the opening of the south Atlantic Ocean. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 15, p. 765-774.

TROUW, R.A.J.; HEILBRON, M.; RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.; VALERIANO, C.M.; ALMEIDA, J.C.H.; TUPINAMBÁ, M.; ANDREIS, R.R. 2000. The Central Segment of the Ribeira Belt. In: CORDANI, U. G.; MILANI, E. J.; THOMAS FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Geological Congress, p. 287-310.

TUPINAMBÁ, M. 1999. *Evolução Tectônica e Magmática da Faixa Ribeira na região serrana do Estado do Rio de Janeiro*. São Paulo. 221p. Tese (Doutorado) – Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M. 2000. Neoproterozoic western Gondwana assembly and subduction-related plutonism: the role of the Rio Negro Complex in the Ribeira Belt. *Revista Brasileira Geociências*, v. 30, n. 1, p. 7-11.

TUPINAMBÁ, M.; TEIXEIRA, W.; HEILBRON, M.; BASEI, M. 1998. U/Pb zircon age and litogeochemistry of the Rio Negro Complex tonalitic gneiss: evidence of a 630 Ma magmatic arc at the Costeiro Domain of the Ribeira Belt. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, 1998. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1998, 51p.

TUPINAMBÁ, M.; HEILBRON, M.; OLIVEIRA, A.; PEREIRA, A.J.; CUNHA, E. R. S. P.; FERNANDES, G. A.; FERREIRA, F. N.; CASTILHO, J. G.; TEIXEIRA, W. 1996. Complexo Rio Negro – uma unidade estratigráfica relevante no entendimento da evolução da Faixa Ribeira. In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 39, 1996. Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte: SBG, 1996. v. 6, p 104-106.

TURNER, S.; REGELOUS, M.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; MANTOVANI, M. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision 40 Ar - 39 Ar geochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, v. 121, p. 333-348.

TWIDALE, C. R., BOURNE, J. A. 1998. The use of duricrusts and topographic relationships in geomorphological correlation: conclusions based in Australian experience. *Catena*. v. 33, p. 105-122.

WIEDEMANN, C. M. 1996. Os arcos magmáticos pré a pós-colisionais da Orogenia Brasileira na borda leste do Cráton do São Francisco. *Boletim IG-USP: Publicação Especial*, São Paulo, v. 18, p. 79-81.

ZÁLAN, P. V. 2005. Origem e evolução estrutural do Sistema de Riftes Cenozóicos do Sudeste do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, v. 13, n. 2, p. 269-300.

ZALÁN, P. V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. In: MANTESSO-NETO *et al.* (Coords.). *Geologia do Continente Americano: evolução da obras de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo: Beca, p. 595-612.

ZALÁN, P. V. 1986. A tectônica transcorrente na exploração de petróleo: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*. v. 16, n. 3, p. 245-257.

ZOBACK, M. L. 1992. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Lithosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, v. 97, n. B8, p. 11.703-11.728.

ZOBACK, M. L. et al. 1989. Global Patterns of Tectonic Stress. *Nature*, v. 341, p. 291-298.

ZUCHIEWICZ, W. 1991. On different approaches to Neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*, vol. 14, n. 2, p. 116-124.

ZUCHIEWICZ, W.; OAKS JR., R. Q. 1993. Geomorphology and structure of the Bear River Range, northern eastern Utah: a morphometric approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, vol. 94 (supplement), p. 41-55.