UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA CENOZÓICA DO MACIÇO ALCALINO DE PASSA QUATRO (SP-MG-RJ)

Cristiano Mazur Chiessi

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA CENOZÓICA DO MACIÇO ALCALINO DE PASSA QUATRO (SP-MG-RJ)

CRISTIANO MAZUR CHIESSI

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T4047
U. S. P.

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Claudio Riccomini	
Examinadores:	Prof. Dr. André Luiz Ferrari	
	Prof. Dr. Celso de Barros Gomes	

SÃO PAULO
2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

TECTÔNICA CENOZÓICA DO MACIÇO ALCALINO DE PASSA QUATRO (SP-MG-RJ)

Instituto de Geociências
BIBLIOTECA
T4047
U. S. P.

Cristiano Mazur Chiessi

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar

DEDALUS - Acervo - IGC

30900015050

SÃO PAULO

2004

RESUMO

O Maciço Alcalino de Passa Quatro (MAPQ) é um batólito de idade mesozóico-cenozóica localizado na Serra da Mantiqueira, ao redor da divisa tríplice dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro. Apesar da sua localização entre as duas maiores cidades do país, é ainda hoje um local praticamente desconhecido devido principalmente à extrema dificuldade de acesso às suas porções mais elevadas.

A caracterização dos registros tectônicos cenozóicos do MAPQ (geometria e cinemática) e a sua correlação com a evolução tectônica do sudeste do país são os principais objetivos deste trabalho.

Resultados de análises de modelos numéricos de terreno, mapas morfométricos, lineamentos, litotipos, estruturas rúpteis e paleotensões associadas e correlação com os modelos de evolução tectônica disponíveis, permitiram caracterizar quatro fases tectônicas principais entre o Cretáceo Superior e o Pleistoceno, a saber: (1) transcorrência sinistral com binário E-W, vigente entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno, que controlou a colocação das rochas alcalinas bem como a gênese do sistema de fraturas mais antigo; (2) extensão NW-SE, vigente entre o Eoceno e o Oligoceno, responsável pela fase inicial de formação do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil, com profundas conseqüências para a porção sul do MAPQ; (3) transcorrência sinistral com binário E-W, vigente durante o Mioceno, registrada por intenso fraturamento distribuído por todo o maciço; e (4) transcorrência dextral com binário E-W, vigente durante o Pleistoceno, responsável pela geração de falhas com marcante destaque geomórfico.

O intenso padrão de fraturamento apresentado pelo maciço é constituído por expressivo número de famílias de juntas de extensão, conjugadas híbridas, conjugadas de cisalhamento e espectros de juntas e subordinadamente por falhas e diques de rochas alcalinas. Observou-se uma marcante correlação entre as principais estruturas tectônicas e as macro-formas de relevo do maciço, o que indica significativo controle das descontinuidades estruturais na gênese do modelado.

Adicionalmente, foi possível caracterizar e delimitar a distribuição dos litotipos que compõem o maciço, principalmente rochas félsicas fortemente insaturadas como nefelina sienitos diversos e subordinadamente *plugs* de nefelina microssienito e traquito, ocorrências de brecha magmática alcalina e diques de fonolitos, nefelina microssienitos e lamprófiros.

ABSTRACT

The Passa Quatro Alkaline Massif (MAPQ) is a Meso-Cenozoic batholith located in the Serra da Mantiqueira, at the triple-state - São Paulo, Minas Gerais, Rio de Janeiro - boundary. Despite its location between the two major Brazilian cities, the area is practically unknown due to the extremely difficult access to its highest portions.

The major objectives of this research are the definition of the Cenozoic tectonic features of the MAPQ (geometry and kinematics), and its correlation with the tectonic evolution of Southeastern Brazil.

Results from analysis done on digital elevation models, morphometric maps, lineaments, lithotypes, brittle tectonic structures and associated paleostresses, and their correlation with the available tectonic evolution models, allowed the definition of four main tectonic regimes, encompassed between Upper Cretaceous and Pleistocene, as follows: (1) Upper Cretaceous - Paleocene left-lateral E-W trascurrence, that determined both the emplacement of the alkaline rocks and the generation of the oldest fracture system; (2) Eocene - Oligocene NW-SE extension, responsible for the initial formation of the Continental Rift of Southeastern Brazil, with strong consequences to the MAPQ southern part; (3) Miocene left-lateral E-W trascurrence, that generated a significant fracture pattern widespread throughout the massif; and (4) Pleistocene right-lateral E-W trascurrence, responsible for the development of faults with noticeable geomorphic response.

The strong fracture pattern observed in the massif is made of an expressive number of extension, hybrid, shear, and spectrum joints, and minor faults, and alkaline dikes. A significant correlation between the main tectonic features and the macro-morphology was observed, showing an important structural control on the massif relief development.

Additionally, it was possible to characterize and delimitate the spatial distribution of the massif lithotypes, chiefly composed by significantly undersaturated felsic rocks, like nepheline syenites, and minor nepheline microsyenitic and trachytic plugs, and occurrences of alkaline magmatic breccia, and phonolitic, nepheline microsyenitic and lamprophyric dikes.

AGRADECIMENTOS

Expresso meus sinceros agradecimentos a todos aqueles que auxiliaram a realização desta dissertação. Ressalto algumas pessoas e instituições que tiveram especial participação neste processo:

- Prof. Dr. Claudio Riccomini, do Departamento de Geologia Sedimentar e Ambiental do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pela orientação desta dissertação;
- Geólogo Dr. Victor F. Velázquez, pelo auxílio nas descrições petrográficas e importantes discussões sobre geologia estrutural;
- Geógrafos Theo Ribeiro, Luiz H. L. F. da Silva, Lorenzo G. Bagini, Adriano Zerbini e Sergio Siqueira; geólogos Pedro R. R. Martins, Pablo S. Yoshikawa e Ricardo A. P. Domingues; e engenheiro Rodrigo Telles, pela participação nos levantamentos de campo e conversas enriquecedoras;
- Proprietários de terras da região do maciço, famílias Dias (Fazenda Serra Fina), Monteiro (Fazenda Jaboticabal), Carneiro (Fazenda Santa Amélia) e José A. Cintra (Fazenda Ecológica Engenho da Serra), pela liberação do acesso às suas propriedades e apoio logístico;
- Alex Hubner, pelo auxílio nas questões de tecnologia e informática;
- Colegas do Programa de Pós-Graduação em Geologia Sedimentar, geólogos mestres Sílvio T. Hiruma, Roseane R. Sarges, André O. Sawakuchi, Caroline T. Martinho, Paula G. C. do Amaral, Alexandre M. F. Sales, Juliana de M. Leme e Sabrina C. Rodrigues, pela colaboração em diferentes etapas do trabalho;
- Canvas 24p e seu diretor Wiland Pinsdorf, pela viabilização da divulgação de parte dos resultados desta pesquisa no documentário "A Serra Esquecida";
- Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo apoio financeiro na forma de uma bolsa de mestrado (processo 01/11126-8) e do projeto temático "A evolução do magmatismo alcalino na Plataforma Sul-Americana: implicações petrogenéticas e geodinâmicas" (processo 01/10714-3), coordenado pelo Prof. Dr. Celso de Barros Gomes;
- Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, pelo apoio institucional e logístico, especialmente à Secretaria de Pós-Graduação, Seção de Apoio Acadêmico, Gráfica, Biblioteca e Setor de Laminação;
- Meus pais Angela M. Chiessi e Luiz Sergio Chiessi;
- E, é claro, Maite Proutiere.

ÍNDICE

RESUMO....i
ABSTRACT....ii
AGRADECIMENTOS....iii
1. INTRODUÇÃO....1
1.1. Localização e vias de acesso....1
1.2. O Maciço Alcalino de Passa Quatro como patrimônio natural....3
2. MATERIAIS....4
3. MÉTODOS....5
3.1. Técnicas de geoprocessamento....5
3.1.1. Vetorização das cartas topográficas....5
3.1.2. Produção do modelo numérico de terreno....5
3.1.3. Processamento da imagem de satélite....6
3.2. Morfometria....7
3.2.1. Análise morfométrica em tectônica....7
3.2.2. Produção e análise de mapas morfométricos....9
3.3. Lineamentos....12
3.4. Trabalhos de campo....12
3.5. Petrografia....13
3.6. Dados estruturais....14
3.6.1. Juntas como indicadores tectônicos....14
3.6.2. Falhas como indicadores tectônicos....21
3.6.3. Diques como indicadores tectônicos....22
4. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO REGIONAL....25
5. MODELOS NUMÉRICOS DE TERRENO....30
6. MORFOMETRIA....34
7. LINEAMENTOS....47
8. LITOTIPOS....59
8.1. Rochas faneríticas....59
8.1.1. Nefelina sienitos maciços....59
8.1.2. Sodalita nefelina sienitos laminados....60
8.1.3. Nefelina microssienitos....60
8.2. Rochas afaníticas....65
8.2.1. Brechas magmáticas alcalinas....65
8.2.2. Fonolitos....66

8.2.3. Traquitos....67
8.2.4. Lamprófiros....67
9. ESTRUTURAS RÚPTEIS E PALEOTENSÕES ASSOCIADAS....69
9.1. Juntas....69
9.2. Falhas....91
9.3. Diques....94
10. EVOLUÇÃO DOS CAMPOS DE ESFORÇOS CENOZÓICOS E DAS MACRO-FORMAS DE RELEVO....97
10.1. Campos de esforços cenozóicos....99
10.1.1. Fase I, Cretáceo Superior – Paleoceno, transcorrência sinistral (binário E-W)....97
10.1.2. Fase II, Eoceno – Oligoceno, extensão NW-SE....99
10.1.3. Fase III, Mioceno, transcorrência sinistral (binário E-W)....100
10.1.4. Fase IV, Pleistoceno, transcorrência dextral (binário E-W)....102
10.2. Macro-formas de relevo....102
11. CONCLUSÕES....106
12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS....109

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1 - Localização e principais vias de acesso da área de estudo.....2
Figura 3.1 - Abrangência temporal das diversas fontes de informações tectônicas.....8
Figura 3.2 - (A) Relações geométricas entre os três eixos principais de tensões e fraturas em uma amostra de rocha sujeita a deformação rúptil. (B) Envoltória de ruptura obtida a partir de três círculos de Mohr para ruptura de uma amostra de rocha sujeita a ensaio de compressão triaxial.....15
Figura 3.3 - Principais classes de juntas, respectivos intervalos típicos de ângulo 2θ e relações geométricas com os eixos principais de tensões.....16
Figura 3.4 - Blocos diagramas ilustrando padrões hipotéticos de fraturamento e suas relações com os eixos principais de tensões.....17
Figura 3.5 - Esquema de formação em planta do padrão de fraturamento *grid-lock*.....17
Figura 3.6 - Principais parâmetros utilizados para a distinção entre as 3 classes genéticas de juntas (de extensão, híbridas e de cisalhamento) selecionados de Hancock (1985).....20
Figura 3.7 – Cronologia relativa de formação de fraturas adjacentes.....20
Figura 3.8. - (A) Relações geométricas e nomenclatura das fraturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples, associadas a binário dextral. (B) Elipsóide de deformação, direção dos principais esforços compressivo (C) e extensivo (E) e estruturas associadas a uma zona de cisalhamento dextral.....22
Figura 3.9 - Morfologia de diques e a variação na orientação espacial no tensor de menor esforço compressivo (σ_3).....24
Figura 3.10 - Terminologia para deslocamentos e separações entre diferentes segmentos de diques, vistos em planta.....24
Figura 4.1 - Alinhamento Magmático de Cabo Frio com indicações das idades K-Ar e Ar-Ar disponíveis.....25
Figura 4.2 - (A) Quadro geológico e tectônico regional do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. (B) Localização da área de estudo no modelo numérico de terreno.....28
Figura 5.1 - Modelo numérico de terreno da área de estudo observado a partir de sudoeste sobreposto por mapa de sombreamento de relevo.....31

Figura 5.2 - Modelo numérico de terreno da área de estudo observado a partir de noroeste sobreposto por composição colorida 5 (R) 4 (G) 3 (B) Landsat 7 ETM+....32
Figura 5.3 - Modelo numérico de terreno da área de estudo observado a partir de sudeste sobreposto por composição em tons de cinza PC1 + banda 8 Landsat 7 ETM +....33
Figura 6.1 - Mapa de declividades....37
Figura 6.2 - Mapa de orientação de vertentes....38
Figura 6.3 - Mapa hipsométrico....39
Figura 6.4 - Mapa de superfícies de base....40
Figura 6.5 – Modelo numérico de terreno e mapa de sombreamento de relevo obtidos a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base....41
Figura 6.6 – Mapa de rugosidade de relevo....42
Figura 6.7 – Mapa de gradientes hidráulicos....44
Figura 6.8 – Mapa de densidade de drenagens....45
Figura 6.9 – Mapa de densidade de lineamentos....46
Figura 7.1 – Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (90° (A) e 45° (B) azimutes, 45° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea....48
Figura 7.2 – Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (360° (A) e 315° (B) azimutes, 45° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea....49
Figura 7.3 – Lineamentos extraídos de composição em tons de cinza PC1 + banda 8 Landsat 7 ETM + (62° azimute, 54° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea....50
Figura 7.4 – Comparação entre mapas de sombreamento de relevo e imagem de satélite como bases para extração de lineamentos....52
Figura 7.5 – Mapa completo de lineamentos e respectivo diagrama de rosácea....54
Figura 7.6 – Lineamentos extraídos das porções norte (A) e sul (B) da Serra da Mantiqueira e respectivos diagramas de rosácea....55
Figura 7.7 – Lineamentos extraídos das rochas do embasamento contidas na área de estudo (A) e do MAPQ (B) e respectivos diagramas de rosácea....56
Figura 7.8 – Lineamentos extraídos das porções norte (A) e sul (B) do MAPQ e respectivos diagramas de rosácea....57
Figura 8.1 – Esboço geológico do Maciço Alcalino de Passa Quatro....61

Figura 8.2 – Fotomicrografias dos nefelina sienitos maciços (A, B e C), sodalita nefelina sienito laminado (D), nefelina microssienito (E) e brecha magmática alcalina (F) 63
Figura 8.3 – Fotomicrografias dos fonolitos (A, B e C), traquito (D) e lamprófiros (E e F) 64
Figura 8.4 – (A) Bloco de brecha magmática alcalina e (B) detalhe do mesmo bloco 65
Figura 9.1 – Mapa síntese das estruturas rúpteis e paleotensões associadas (fase tectônica I) 73
Figura 9.2 – Mapa síntese das estruturas rúpteis e paleotensões associadas (fase tectônica II) 74
Figura 9.3 – Mapa síntese das estruturas rúpteis e paleotensões associadas (fase tectônica III) 75
Figura 9.4 – Mapa síntese das estruturas rúpteis e paleotensões associadas (fase tectônica IV) 76
Figura 9.5 – Marcante assimetria entre as declividades das faces sudeste e noroeste do Pico do Capim Amarelo 77
Figura 9.6 – Típico padrão em "H" e "T" formado por *cross-joints* ortogonais e posteriores a uma família de juntas de extensão afetando nefelina sienito de granulação média 78
Figura 9.7 – Família de juntas de extensão com orientação NW-SE, mergulho alto e espaçamento decimétrico entre juntas adjacentes da mesma família 79
Figura 9.8 – Marcante faceta triangular da face nordeste da Pedra da Mina 79
Figura 9.9 – Família de juntas de extensão com orientação NW-SE, mergulho alto e espaçamento decimétrico entre juntas adjacentes 80
Figura 9.10 – Projeções ciclográficas e polares de uma família de juntas de juntas de extensão (A), um espectro de juntas (B) e duas famílias de juntas conjugadas de cisalhamento (C) identificadas nas estações 10, 13 e 20, respectivamente 82
Figura 9.11 – Projeções ciclográficas e polares das juntas orientadas na direção N-S identificadas nas estações 13 (A) e 19 (B) 84
Figura 9.12 – Densa concentração de juntas de extensão com orientação NE-SW, espaçamento centimétrico e mergulho alto 85
Figura 9.13 – Vista da Pedra da Mina em direção nordeste, paralela ao espigão central na Serra da Mantiqueira 86
Figura 9.14 – Famílias de juntas conjugadas ortogonais com orientação NE-SW e NW-SE, mergulho alto a intermediário e espaçamento métrico 87
Figura 9.15 – Projeções ciclográficas e polares das famílias juntas de alívio de carga litostática identificadas nas estações 20 (A), 22 (B), 23 (C) e 25 (D) 88

Figura 9.16 – Família de juntas com orientação ENE-WSW, paralelas à superfície, com mergulho baixo e espaçamento decimétrico....89
Figura 9.17 – Falha sem estria orientada segundo ENE-WSW com mergulho alto que deslocou sinistralmente falha pretérita orientada segundo NW-SE....90
Figura 9.18 – Famílias de juntas conjugadas de cisalhamento com ângulo de mergulho alto a intermediário e família de juntas com mergulho baixo....91
Figura 9.19 – Projeções ciclográficas dos planos de falhas (círculos máximos) com estrias (pontos) identificadas nas estações 8 (A) e 11 (B)....92
Figura 9.20 – (A) Planos de falhas anastomosados que apresentam deslocamento sinistral normal. (B) Os planos de falhas apresentam preenchimento hidrotermal com minerais fibrosos....93
Figura 9.21 – Plano de falha estriado com deslocamento dextral reverso....93
Figura 9.22 – Dique de fonolito orientado segundo NNW-SSE com contato retilíneo e brusco....94
Figura 9.23 – Diques de fonolito segmentados com deslocamento sinistral....95
Figura 9.24 – Projeções ciclográficas e polares dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas....95
Figura 9.25 – Projeções ciclográficas e polares dos diques de rochas alcalinas máficas....96
Figura 10.1 – Esboço paleotectônico da evolução do Maciço Alcalino de Passa Quatro....101

LISTA DE TABELAS

Tabela 3.1 - Classificação de diques....23
Tabela 6.1 - Parâmetros estatísticos dos índices morfométricos....34
Tabela 9.1 - Síntese dos dados estruturais rúpteis e das paleotensões determinadas no MAPQ a partir de juntas e falhas....71

LISTA DE EQUAÇÕES

Equação 3.1....7

ANEXO

A – Mapa de caminhamentos e locais de descrição de afloramentos e estações da região do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)

1. INTRODUÇÃO

O Maciço Alcalino de Passa Quatro (MAPQ, Penalva 1967, Ribeiro Filho 1967, Sígolo 1988, Brotzu *et al.* 1992) é um batólito mesozóico-cenozóico, de forma elíptica, localizado na divisa tríplice dos estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro (Figura 1.1). Apesar da sua localização entre as duas maiores cidades do país, é ainda hoje um local praticamente desconhecido devido principalmente à extrema dificuldade de acesso às suas porções mais elevadas. A exemplo de outros corpos alcalinos contemporâneos já estudados do ponto de vista estrutural (*e.g.* Riccomini *et al.* 1989, Etchebehere *et al.* 1992, Hasui *et al.* 1992, Riccomini 1995, Ferrari 2001), suas rochas registraram boa parte da evolução tectônica cenozóica do sudeste do Brasil.

Este trabalho objetivou caracterizar os registros tectônicos cenozóicos do maciço (geometria e cinemática) bem como correlacioná-los com a evolução tectônica do sudeste do país (*e.g.* Riccomini 1989, Salvador 1994, Mello 1997, Hiruma 1999, Ferrari 2001). Para tal, foram efetuados: (1) modelos numéricos do terreno; (2) mapas morfométricos e de lineamentos; (3) levantamentos de campo; (4) análises petrográficas; (5) tratamento de dados estruturais; e (6) correlação com os modelos de evolução tectônica propostos na literatura.

A compreensão da evolução das paleotensões no sudeste do Brasil, ou seja, a compreensão da dinâmica intraplaca regional, possui aplicações em diversos campos da pesquisa geológica. O detalhamento de processos como a abertura do Atlântico Sul, a determinação do padrão estrutural de bacias petrolíferas na margem continental, a avaliação da estabilidade geológica e geotécnica de áreas ocupadas, os estudos sobre migração de fluidos e a localização de sismos antigos, entre outros, têm como base a caracterização da distribuição dos esforços ao longo do tempo geológico, isto é, a evolução das paleotensões regionais.

1.1. Localização e vias de acesso

O MAPQ localiza-se na divisa tríplice entre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, entre os paralelos 22°20' e 22°30' de latitude sul e os meridianos 44°45' e 45°00' de longitude oeste (Figura 1.1). A área objeto deste estudo está contida nas folhas topográficas Passa Quatro e Agulhas Negras do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de 1974, em escala 1:50.000. Sua superfície de aproximadamente 165

km^2 compreende parte dos municípios de Lavrinhas e Queluz pelo lado paulista, Passa Quatro, Itanhandu e Itamonte pela vertente mineira e Resende do lado carioca.

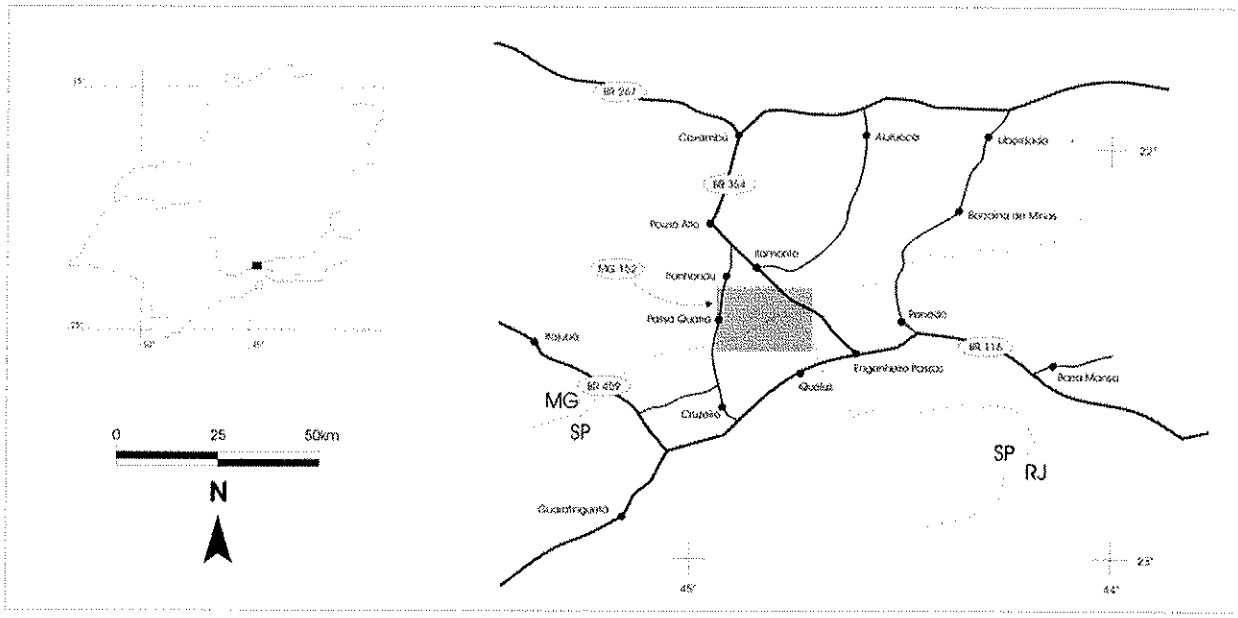


***Figura 1.1** – Localização e principais vias de acesso da área de estudo*

As rodovias MG 152 e BR 354 são as vias pavimentadas que mais se aproximam do maciço, não chegando a tangenciá-lo em nenhum ponto. Um número restrito de estradas de trânsito local e principalmente trilhas permitem o acesso às porções mais elevadas do maciço, denominada Serra Fina, onde as rochas alcalinas afloram amplamente (Anexo A). A principal trilha que corta o maciço apresenta um traçado grosseiramente E–W e foi, desde sua abertura na década de 1980, reconhecida como uma das trilhas de montanha mais difíceis do país. Quando percorrida no sentido W-E, esta trilha inicia na região sudoeste do município de Passa Quatro (MG) a uma cota de 1.500 m e termina na rodovia BR 354, a aproximadamente 3 km da divisa entre os estados de MG e RJ no município de Itamonte (MG), à altitude aproximada de 1.550 m. A trilha percorre os cumes do Alto do Capim Amarelo (2.392 m), Pedra da Mina (2.797 m, o segundo cume mais alto do sudeste brasileiro e o quarto cume mais alto do Brasil, Bagini 2004) e Pico dos Três Estados (2.685 m), que constituem a crista principal da Serra da Mantiqueira na área de estudo. Cristas subsidiárias de orientação aproximada N–S podem ser acessadas a partir desta trilha. A segunda trilha demarcada que dá acesso às porções cimeiras do maciço, inicia na região central do Vale do Rio Verde (município de Passa Quatro – MG), a uma cota de 1.600 m, e intercepta a travessia E–W na Pedra da Mina.

1.2. O Maciço Alcalino de Passa Quatro como patrimônio natural

A marcante dificuldade de acesso às partes altas do MAPQ, coincidentes com um segmento da Serra da Mantiqueira denominado Serra Fina, além de mantê-lo afastado da ciência até poucos anos atrás, foi responsável pela preservação exemplar de uma região de inestimável valor cênico, biológico e geológico. O MAPQ, juntamente com seu vizinho mais conhecido o Maciço Alcalino do Itatiaia (MAI), faz parte da Área de Proteção Ambiental da Serra da Mantiqueira (APA Serra da Mantiqueira, decreto 91.304/85), uma unidade de conservação de âmbito federal. Os dois maciços, com destaque para o MAPQ, formam a área contínua mais extensa de preservação do bioma campos de altitude, uma associação vegetacional extremamente rara, associada à mata atlântica e com uma grande quantidade de espécies endêmicas e de afinidade andina.

Face à crescente pressão antrópica sofrida pelo MAPQ e à sua grande importância como parte do patrimônio natural do país, algumas atividades preservacionistas desenvolvidas no maciço são dignas de nota: (1) a atuação da organização não governamental Associação Pró Serra Fina (*cf.* www.serrafina.org), da qual o autor é membro fundador; (2) a realização dos fóruns da Serra Fina, instância integradora de diversos setores da sociedade como o poder público, a academia, a iniciativa privada e a sociedade civil organizada, que objetiva estabelecer as metas de preservação e viabilizar sua realização; e (3) a produção de dois documentários de divulgação científica, associados à produtora independente Canvas 24p e ao canal ESPN Brasil, nos quais o autor teve participação central.

2. MATERIAIS

Durante o desenvolvimento deste trabalho os seguintes materiais foram utilizados:

- cartas topográficas na escala 1:50.000, do IBGE: folhas Virgínia (1971), Passa Quatro (1974), Agulhas Negras (1974), Lorena (1971), Cruzeiro (1983) e São José do Barreiro (1974);
- cartas topográficas na escala 1:10.000, do Instituto Geográfico e Cartográfico (IGC), todas de 1978: folhas Pico dos Três Estados, Código 064/134, Córrego dos Criminosos, Serra do Cedro Grande, Alto do Capim Amarelo, Rio das Cruzes, Fazenda do Mato Quieto e Bairro Retiro dos Barbosas;
- imagem de satélite: Landsat 7 *Enhaced Thematic Mapper Plus* (ETM+), todas as bandas, órbita 218, ponto 76, obtida em 08/08/2001, azimute 62° e elevação solar 54°.

Os seguintes programas de computador foram utilizados:

- R2V (Able Software Co.): vetorização das cartas topográficas;
- AutoCAD 2000 (Autodesk): manipulação dos dados vetoriais;
- Surfer 8.0 (Golden Software): produção e visualização integrada do modelo numérico de terreno com composições da imagem de satélite e com um mapa de sombreamento de relevo, análises morfométricas e geração dos mapas de isovalores e de sombreamento de relevo;
- ERMapper 5.5 (Earth Resources Mapping Inc.): processamento da imagem de satélite;
- ROSAC (IPT): geração dos diagramas de rosácea;
- IDRISI 32 (Clark University): análises morfométricas;
- StereoNet 2.06 (Geological Software): produção de estereogramas de estruturas rúpteis.

3. MÉTODOS

3.1. Técnicas de geoprocessamento

3.1.1. Vetorização das cartas topográficas

As curvas de nível, os pontos cotados e as drenagens das cartas topográficas editadas pelo IBGE (escala 1:50.000) de Virgínia, Passa Quatro, Agulhas Negras, Lorena, Cruzeiro e São José do Barreiro foram inicialmente transpostos para três transparências distintas de papel poliéster. Os dados transpostos estão compreendidos dentro de um retângulo delimitado pelas coordenadas UTM 7506000 – 7538000 N e UTM 496000 – 536000 E com 1280 km^2 de área, que extrapola a área de estudo. Tal atitude permitiu a elaboração de um modelo numérico de terreno que representa uma área maior do que aquela efetivamente delimitada para este estudo. Além de auxiliar decisivamente na seleção dos limites da área de estudo, este modelo permite uma visualização mais completa das áreas vizinhas ao MAPQ possibilitando a observação da continuidade ou variação dos padrões geomórficos.

Na transposição dos dados topográficos buscou-se manter aproximadamente a mesma densidade de dados para toda a área, otimizando a interpolação destes. Desta forma, em regiões de relevo muito escarpado transcreveu-se apenas as principais curvas de nível (de 100 em 100 m) enquanto que nas regiões mais aplainadas foram transcritas todas as curvas (20 em 20 m) e quando necessário, foram ainda acrescentados pontos cotados das cartas topográficas editadas pelo IGC na escala 1:10.000 disponíveis.

As três transparências geradas foram digitalizadas para processamento no programa R2V (Able Software Co.), com o qual procedeu-se a vetorização, o georreferenciamento e a atribuição de cotas aos dados topográficos. As drenagens digitalizadas foram apenas vetorizadas e georreferenciadas.

3.1.2. Produção do modelo numérico de terreno

O modelo numérico de terreno foi produzido no programa Surfer 8.0 (Golden Software) a partir da interpolação dos dados topográficos vetorizados. Este programa permite que o operador escolha o método de interpolação mais apropriado aos dados disponíveis. Considerando as sugestões de Liotte (2000), o método da krigagem foi escolhido. As superfícies e contornos gerados por este método de interpolação são visualmente bem definidas, se aproximando de maneira satisfatória da realidade do terreno. O arquivo resultante da interpolação corresponde a uma malha regular de dados com

espaçamento de 25 x 25 m. Inicialmente foi produzido um modelo numérico de terreno que representa uma área maior do que aquela efetivamente escolhida para este estudo. Após a delimitação final da área de estudo outro modelo numérico de terreno foi elaborado para os limites então estabelecidos.

3.1.3. Processamento da imagem de satélite

O processamento da imagem de satélite foi executado com o objetivo de produzir composições com alta resolução espacial destinadas à extração de lineamentos, ao recobrimento do modelo numérico de terreno e ao auxílio na delimitação dos contatos geológicos e principais estruturas.

A imagem de satélite utilizada neste estudo (Landsat 7 ETM+, todas as bandas, órbita 218, ponto 76, obtida em 08/08/2001) foi previamente tratada para os efeitos de correções atmosférica e geométrica com o programa ERMapper 5.5. Este mesmo programa foi utilizado durante o processamento da imagem de satélite, sendo que duas técnicas principais foram utilizadas, a saber: (1) aumento de contraste; e (2) principais componentes. A primeira técnica consiste na aplicação de uma fórmula matemática que expande o intervalo original de informação para toda a escala de 256 níveis e tem como objetivo melhorar a qualidade das imagens sob os critérios subjetivos do olho humano (Lillesand & Kiefer 1994). A segunda técnica, aplicável para dados multiespectrais como as imagens do satélite Landsat 7 ETM+, consiste em aplicar um tratamento matemático que reúne os dados correlacionáveis presentes nas bandas originais em novas imagens (Lillesand & Kiefer 1994). Desta forma, a primeira principal componente (PC1), por exemplo, irá conter toda a informação que é comum nas bandas originais e geralmente apresenta forte influência do albedo e do sombreamento topográfico, tornando-se semelhante a uma vista pancromática da cena.

A resolução espacial das principais componentes ou mesmo de outras bandas ou razões entre bandas foi significativamente aumentada adicionando-se a banda 8 (Landsat 7 ETM+) aos dados digitais. Operações algébricas entre bandas e índices clássicos como o Índice de Vegetação Normalizado (NDVI) foram também aplicados aos dados digitais disponíveis, no entanto, os melhores resultados foram obtidos a partir das duas técnicas já descritas.

Entre as composições testadas, aquelas que se mostraram mais adequadas aos objetivos deste estudo foram as composições 5 (R) 4 (G) 3 (B) e a PC1 (tons de cinza) ambas com a banda 8.

3.2. *Morfometria*

3.2.1. Análise morfométrica em tectônica

Keller & Rockwell (1984) sintetizam um paradigma clássico da geomorfologia ao apresentarem a seguinte equação (Equação 3.1):

$$F = f(P, M)dt \qquad \textit{(Equação 3.1)}$$

para a qual F representa as formas do relevo, P os processos morfogenéticos (*e.g.* intemperismo, erosão, sedimentação, tectônica etc), M os materiais disponíveis para a ação dos processos morfogenéticos (*e.g.* rochas e solos além de suas texturas e estruturas) e dt representa um certo intervalo de tempo. Esta equação exemplifica a interação entre os diversos tipos de processos morfogenéticos que agem sobre os materiais disponíveis na superfície terrestre produzindo as formas do relevo. Segundo os mesmos autores é preciso evitar o reducionismo de considerar por exemplo a atividade tectônica como um elemento causador de fenômenos instantâneos e geralmente antigos, expressos quase que exclusivamente por movimentos verticais sobre os quais os processos exógenos passam a atuar.

O conceito de estabilidade tectônica prevaleceu durante muito tempo para a maior parte do território brasileiro. No entanto, investigações recentes de caráter geológico, geofísico e geomorfológico têm demonstrado o contrário, como observado para o SE do Brasil (*e.g.* Riccomini 1989, Riccomini *et al.* 1989, Saadi 1991, Mioto 1993, Gallagher *et al.* 1995, Salvador & Riccomini 1995, Mello *et al.* 1995, Assumpção 1998, Gontijo 1999, Riccomini & Assumpção 1999, Hiruma *et al.* 2001, Modenesi-Gauttieri *et al.* 2002). Neste contexto, os processo morfogenéticos endógenos ganham importância passando a assumir papel de destaque nos modelos evolutivos das formas do relevo do SE.

A geomorfologia tectônica, por sua vez, pode ser compreendida de duas maneiras (Keller & Pinter 1996): (1) como o estudo das formas do relevo geradas predominantemente por processos tectônicos; e (2) como a utilização de técnicas e princípios geomorfológicos na solução de questões tectônicas. A primeira definição implica em uma aplicação direta da geomorfologia na elucidação da gênese daquelas formas do relevo que são função predominante dos processos tectônicos. Já a segunda definição permite a utilização da geomorfologia como uma ferramenta para avaliar a história, magnitude e velocidade dos processos tectônicos. Ambas visões corroboram a aplicação da geomorfologia tectônica como uma fonte de informações no estudo dos fenômenos tectônicos recentes.

A Figura 3.1 permite avaliar a importância da geomorfologia tectônica dentre as demais fontes de informações tectônicas. Neste contexto, os dados geomorfológicos apresentam grande amplitude temporal além de variada resolução espacial.

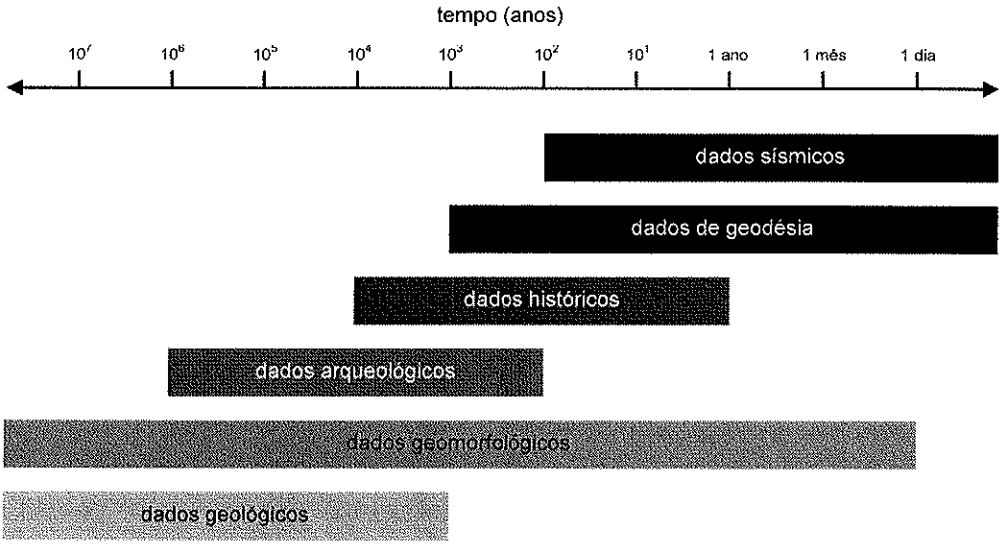


Figura 3.1 *- Abrangência temporal das diversas fontes de informações tectônicas. Modificado de Vita-Finzi (1986).*

Análises morfométricas, como um dos tipos de aplicações da geomorfologia tectônica, podem ser utilizadas na identificação de descontinuidades no padrão de relevo e anomalias na rede de drenagem que podem evidenciar movimentações tectônicas recentes (Panizza *et al.* 1987, Deffontaines 1989; Zuchiewicz 1991; Zuchiewicz & Oaks Jr. 1993, Rodriguez 1993; Stewart & Hancock 1994; Salvador & Riccomini 1995; Jianjun *et al.* 1997; Hiruma & Riccomini 1999). De modo geral, tais análises antecedem os trabalhos de campo e têm por finalidade a identificação preliminar de áreas com maior probabilidade de ocorrência de registros de depósitos recentes e estruturas tectônicas. A comprovação em campo do condicionamento estrutural das feições observadas nos mapas morfométricos concede validade aos seus resultados tornando o método imprescindível para estimar a extensão do controle tectônico sobre as formas do relevo.

Algumas feições geomórficas são tipicamente suscetíveis ao controle tectônico, como o padrão de drenagens, disposição e alinhamento de cristas e vales etc. Estas feições registram a atividade tectônica na forma de anomalias na sua distribuição. O reconhecimento das irregularidades e descontinuidades produzidas no padrão de relevo e rede de drenagem pelos processos tectônicos tem sido executado, com sucesso, através de análises morfométricas (*e.g.* Panizza *et al.* 1987, Zuchiewicz & Oaks 1993, Golts & Rosenthal 1993, Stewart & Hancock 1994, Jianjun *et al.* 1997, Hiruma & Riccomini 1999). Este método torna-se uma ferramenta útil no estudo preliminar de áreas pouco conhecidas

geologicamente que apresentam grande probabilidade de ocorrência de registros de estruturas tectônicas.

3.2.2. Produção e análise de mapas morfométricos

Os seguintes mapas morfométricos foram produzidos para a área de estudo: (1) mapa de declividades; (2) mapa de orientação de vertentes; (3) mapa hipsométrico; (4) mapa de superfícies de base; (5) mapa de rugosidade de relevo; (6) mapa de gradientes hidráulicos; (7) mapa de densidade de drenagens e (8) mapa de densidade de lineamentos.

O programa Surfer 8.0 (Golden Software) foi a principal ferramenta utilizada para a produção dos mapas morfométricos. Casos específicos nos quais outros programas foram também utilizados para a elaboração dos mapas são citados abaixo. O modelo numérico de terreno e a rede de drenagem da área devidamente vetorizados serviram de base para a execução dos mapas morfométricos. Desta forma, todos os mapas foram elaborados a partir da mesma base cartográfica.

A hierarquização da rede de drenagem, atividade necessária para a produção de alguns mapas morfométricos, foi executada seguindo os critérios propostos por Strahler (1952).

Os mapas de declividades, de orientação de vertentes e hipsométrico foram elaborados para permitir uma caracterização preliminar da área de estudo. O mapa de declividades ilustra a variação da inclinação da superfície da área de estudo enquanto que o mapa de orientação de vertentes fornece a direção do maior declive para cada ponto da malha de dados que corresponde à direção de escoamento da água. O mapa hipsométrico, por sua vez, foi desenvolvido em classes de 100 em 100 m e sintetiza a variação topográfica presente na área de estudo.

O mapa de superfícies de base permite identificar contrastes acentuados e/ou anomalias no padrão de relevo de uma área, os quais podem representar processos tectono-erosivos relacionados a movimentações recentes da crosta (Filosofov 1960, *apud* Golts & Rosenthal 1993). A elaboração deste mapa consiste, grosso modo, em três etapas distintas (Filosofov 1960, *apud* Golts & Rosenthal 1993): (1) hierarquização da rede de drenagem; (2) obtenção dos pontos de intersecção dos canais de drenagem de segunda ordem com as curvas de nível; e (3) ligação dos pontos e preparação do mapa de isovalores. A malha digital de dados gerada é conceitualmente igual àquela produzida para o modelo numérico de terreno. Desta maneira, existem pelo menos três formas possíveis de visualizar os dados de superfícies de base: (1) mapa de isovalores; (2) modelo numérico de terreno; e (3) mapa de sombreamento de relevo. Tradicionalmente (Filosofov 1960, *apud* Golts & Rosenthal 1993, Zuchiewicz & Oaks 1993, Salvador 1994, Hiruma & Riccomini 1999,

Fernandes & Amaral 2002) estes dados morfométricos são visualizados por meio de mapas de isovalores. Neste trabalho foram produzidos, além do mapa de isovalores, um modelo numérico de terreno e um mapa de sombreamento de relevo a partir da mesma malha de dados digitais.

Segundo Golts & Rosenthal (1993) o mapa de superfícies de base pode ser compreendido como uma série de planos hipotéticos formados pela união dos talvegues adjacentes. Estas superfícies podem ser observadas como manifestações regionais de eventos tectono-erosivos recentes. Um padrão constante na distribuição das linhas de isobases é esperado para uma área tectonicamente estável, composta por uma única litologia, razoavelmente isotrópica, sujeita às mesmas condições climáticas. Anomalias na sua distribuição são, normalmente, resultados da atuação de processos tectônicos. Os mesmos autores ressaltam os principais aspectos que devem ser observados durante a interpretação do mapa de superfícies de base, a saber: (1) inflexões marcantes nas linhas de isobases, causadas, possivelmente, por movimentação tectônica e/ou mudanças bruscas de litotipo; (2) aproximação das linhas de isobases, relacionadas, usualmente, a movimentações tectônicas; e (3) distanciamento das linhas de isobases, associado a um gradiente topográfico suave e/ou subsidência localizada e entulhamento sedimentar.

A variação na rugosidade do relevo em uma determinada área pode ser utilizada para estimar a correlação entre eventos de deformação tectônica recente e formas de relevo (Hobson 1972, Melo *et al.* 1993, Hiruma & Ponçano 1994). A metodologia adotada para a confecção deste mapa seguiu as indicações de Hiruma (1999). Num primeiro momento, estabeleceu-se uma malha quadrática de 1 x 1 km para a área de estudo. O parâmetro rugosidade é obtido pela razão entre a superfície real e a superfície planar de cada célula. Os resultados obtidos, atribuídos ao ponto central de cada célula, são utilizados na confecção de um mapa de isovalores de rugosidade de relevo. Valores muito altos caracterizam relevo acidentado enquanto que razões baixas estão associadas a regiões de relevo aplainado.

O mapa de gradientes hidráulicos, por sua vez, permite a individualização de blocos com características hidráulicas distintas possibilitando a sua correlação com os principais lineamentos estruturais obtidos por outros métodos (Rodriguez 1993). A sua elaboração envolveu três etapas distintas, seguindo os procedimentos adotados por Rodriguez (1993): (1) hierarquização da rede de drenagem; (2) obtenção do gradiente hidráulico para cada drenagem de segunda ordem pela razão da diferença altimétrica entre a cabeceira e a foz da drenagem com o comprimento em planta do canal e atribuição do valor à porção média longitudinal do canal; e (3) preparação do mapa de isovalores de gradientes hidráulicos.

A variação na densidade de drenagens em uma determinada área permite a individualização de áreas anômalas de alta ou baixa densidade de drenagens que podem

refletir controle tectônico (Horton 1945). Com este objetivo foi elaborado um mapa de densidade de drenagens, seguindo a metodologia proposta por Hiruma & Ponçano (1994). Uma vez estabelecida uma malha quadrática de amostragem de 1 x 1 km, foram determinadas as razões entre o comprimento total dos canais internos a cada célula e a sua área (fixa). Os valores obtidos foram atribuídos ao ponto central de cada célula e um mapa de isovalores foi elaborado a partir destes resultados. O programa IDRISI 32 (Clark University) foi utilizado para o cálculo do comprimento total dos canais internos a cada célula. Jianjun *et al.* (1997) aplicaram esta técnica no intuito de estimar a atividade tectônica recente em uma bacia composta por sedimentos quaternários. Além da densidade linear de drenagens, obtida conforme descrito acima, estes autores utilizaram também um segundo tipo de parâmetro morfométrico associado à densidade de drenagens, que considera a largura média dos canais. A obtenção deste parâmetro (densidade de drenagens comprimento x largura) envolve: (1) o estabelecimento de uma malha quadrática de amostragem; (2) a determinação do comprimento total dos canais internos a cada célula; (3) a multiplicação destes valores pela largura média dos canais calculada para cada célula; e (4) a divisão dos resultados das multiplicações pela área (fixa) das células. Os autores embasaram suas observações nos seguintes princípios: (1) áreas nas quais a taxa de deposição é maior do que a subsidência apresentam alta densidade linear de drenagens; (2) áreas em que a deposição é inferior à taxa de subsidência tendem a apresentar aumento na densidade de drenagens comprimento x largura; (3) áreas em franco soerguimento seriam caracterizadas pela diminuição da densidade linear de drenagens; e (4) áreas em estágio final de soerguimento, nas quais a intensidade do soerguimento é igual ou mais baixa que a incisão do canal, apresentam o desenvolvimento de uma rede radial de ravinas devido à erosão remontante aumentando a densidade linear de drenagens. Os autores concluem que o método permitiu uma boa caracterização tectônica preliminar da área. Na região do Alto Rio Pardo, Melo *et al.* (1993) relacionaram anomalias de alta densidade de drenagens a áreas tectonicamente rejuvenescidas.

O mapa de densidade de lineamentos permite a visualização das principais direções morfoestruturais / morfotectônicas que podem indicar a localização de zonas de movimentações recentes além de delimitar blocos com padrões geomórficos distintos (Hiruma & Riccomini 1999). Este mapa foi elaborado de forma análoga ao mapa de densidade de drenagens.

3.3. *Lineamentos*

Neste trabalho o termo "lineamento" é utilizado no sentido de O'Leary *et al.* (1976) no qual é 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".

A extração dos lineamentos foi executada a partir da interpretação de dois tipos de produtos: (1) imagem de satélite Landsat 7 ETM+; e (2) mapas de sombreamento de relevo obtidos a partir do modelo numérico de terreno.

A metodologia empregada na identificação e extração dos lineamentos seguiu as indicações propostas por Liu (1987) e Riccomini & Crósta (1988). Cópias impressas em preto e branco com escala 1:100.000 tanto da imagem de satélite como dos mapas de sombreamento de relevo foram utilizadas para a extração dos lineamentos. A sobreposição dos lineamentos extraídos a partir de diferentes fontes foi feita digitalmente sendo que os lineamentos duplicados foram apagados, evitando o falseamento da análise estatística.

Os diagramas de rosácea utilizados para a análise estatística dos lineamentos apresentam a porcentagem acumulada do comprimento e do número de lineamentos por intervalo de 5°. Um mapa de densidade de lineamentos elaborado de forma análoga ao mapa de densidade de drenagens foi criado para auxiliar a visualização da variação espacial deste parâmetro.

3.4. *Trabalhos de campo*

Atividades de campo foram desenvolvidas com o intuito de elaborar um banco de dados geológico-estruturais da área de estudo que serviu como base para a discriminação, qualificação e quantificação dos eventos deformacionais rúpteis que atuaram no MAPQ bem como para a elaboração de um esboço geológico do maciço. Neste contexto, as seguintes tarefas foram desenvolvidas durante as etapas de campo: (1) descrição dos principais litotipos do MAPQ, verificação das suas distribuições e seleção de amostras para caracterização em microscópio petrográfico, tendo em vista a elaboração do esboço geológico; (2) verificação da validade dos resultados obtidos através da análise dos modelos numéricos de terrenos, mapas morfométricos e de lineamentos; e (3) observação e cadastramento de dados estruturais em sítios previamente selecionados.

Durante as atividades de campo aplicou-se métodos consagrados na literatura geológica, para a caracterização de falhas (Angelier & Mechler 1977, Petit 1987, Angelier

1994, Doblas *et al.* 1997), juntas (Hancock 1985, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Hancock 1994, Caputo 1995) e diques (Anderson 1951, Zoback *et al.* 1989, Rickwood 1990, Zoback 1992).

As informações obtidas através da análise morfométrica permitiram a definição de alvos sujeitos à maior probabilidade de ocorrência de estruturas tectônicas que direcionaram as atividades de campo.

Alguns aspectos característicos do MAPQ como a ausência de estradas, as altas declividades e rugosidades que caracterizam as suas formas de relevo, a densa cobertura vegetal preservada e o avançado estágio de alteração da maior parte dos afloramentos das porções baixas do maciço bem como das zonas intensamente fraturadas, dificultaram a coleta e o mapeamento das rochas e estruturas. Mesmo assim, foram coletadas sistematicamente mais de 60 amostras de rochas que representam os principais litotipos do MAPQ e mais de 1300 dados estruturais (juntas, falhas e diques) que caracterizam o padrão de fraturamento do maciço.

3.5. Petrografia

Seções delgadas polidas foram elaboradas para aproximadamente 30 amostras selecionadas que foram descritas e fotografadas ao microscópio óptico. As lâminas delgadas foram elaboradas pela Seção de Laminação do Instituto de Geociências (IG) da Universidade de São Paulo (USP) e as descrições petrográficas bem como as fotomicrografias que ilustram as rochas estudadas foram efetuadas em microscópio modelo Zeiss Axioplan do Laboratório de Microscopia Petrográfica do Departamento de Mineralogia e Geotectônica do IG – USP.

As principais referências utilizadas no estudo das características mineralógicas e petrográficas das rochas do MAPQ foram: (1) Deer *et al.* (1992), consultado para a determinação dos minerais presentes; (2) MacKenzie *et al.* (1982), utilizado na caracterização das texturas bem como dos demais termos e convenções descritivas; e (3) Sørensen (1974), Mitchell (1994) e Le Maitre (2003), consultados para fins de classificação e nomenclatura das rochas alcalinas. Os trabalhos de Brotzu *et al.* (1992) e Sigolo *et al.* (1992) foram também consultados e apresentam dados petrográficos e geoquímicos a respeito das rochas presentes no MAPQ.

3.6. *Dados estruturais*

3.6.1. Juntas como indicadores tectônicos

O termo "junta" é utilizado neste trabalho para caracterizar uma fratura que à escala de observação de campo não apresenta preenchimento ou indicações de movimentação dos blocos adjacentes (Hancock 1985). Desta forma, trata-se de uma classificação de campo que, em função de evidências adicionais (*e.g.* estudo da estrutura ao microscópio óptico), pode ser alterada para um veio ou uma micro-falha.

Juntas sistemáticas (Hodgson 1961) podem ser caracterizadas como juntas planas a aproximadamente planas, que compõem uma família ou um espectro. Juntas que costumam apresentar superfícies irregulares, continuidade restrita e pouca ou nenhuma relação com famílias ou espectros de juntas caracterizados em uma determinada área são descritas como juntas não sistemáticas. Juntas não sistemáticas geralmente unem juntas sistemáticas adjacentes, formando ângulos de aproximadamente 90° com estas sem truncar as fraturas sistemáticas. Este tipo de junta não sistemática é chamado de *cross-joint* (Hancock & Engelder 1989).

A caracterização de uma família de juntas em uma determinada área não implica necessariamente no paralelismo absoluto das estruturas que compõem a família, mas sim na manutenção aproximada de uma mesma relação angular entre as juntas que compõem a família e algum outro *trend* estrutural regional (Dunne & Hancock 1994). Caso a dispersão de um determinado grupo de juntas exceda 10° é possível que o grupo seja formado por duas famílias com um ângulo diedro reduzido ou por um espectro de juntas. Um sistema de juntas é constituído por duas ou mais famílias de juntas simetricamente dispostas entre si ou ao redor de algum outro *trend* estrutural. Segundo Angelier (1984), duas famílias de fraturas podem ser consideradas conjugadas quando: (1) foram formadas sob um mesmo campo de esforços; (2) são contemporâneas; (3) foram formadas em ambiente rúptil em um corpo de rocha mecanicamente intacto; e (4) propagaram-se ao longo de planos cujas orientações são compatíveis com os critérios de ruptura de Mohr-Coulomb. Diversos autores (Angelier 1984, Hancock 1985, Dunne & Hancock 1994) ressaltam a importância de se caracterizar as famílias de juntas no campo uma vez que sua distinção em diagramas de Schmidt-Lambert pode acarretar sérios erros. Além dos critérios já descritos, relações angulares, características morfológicas e abundância relativa podem também ser considerados nesta tarefa.

Sistemas de juntas são bons indicadores dos campos de esforços vigentes por ocasião da sua geração (*e.g.* Hancock 1985, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Caputo 1991, Gross & Engelder 1991, Dunne & Hancock 1994, Caputo 1995) e

podem ser utilizados juntamente com outros dados geológicos (*e.g.* dados pareados falhas / estrias e atitude de diques) e geofísicos (como solução de mecanismos focais de sismos e de *break-out*) no intuito de discriminar, qualificar e quantificar os eventos deformacionais rúpteis que afetaram uma determinada área. Uma vez que nem todos os materiais geológicos se prestam ao registro de indicadores cinemáticos rúpteis e dada a maior freqüência de ocorrência dos sistemas de juntas em relação às demais estruturas tectônicas rúpteis, a utilização dos sistemas de juntas assume grande importância nas reconstituições dos paleocampos de esforços.

Ensaios laboratoriais demonstraram que as fraturas formadas em amostras de rochas isotrópicas sujeitas à compressão triaxial orientam-se simetricamente aos três eixos principais de tensões, σ_1, σ_2, e σ_3 como ilustrado na Figura 3.2A (ver sínteses em Hobbs *et al.* 1976, Ramsay & Huber 1987, Davis & Reynolds 1996, entre outros). De maneira simplificada, três classes de fraturas podem ser geradas, cada qual com seu respectivo intervalo de ângulo diedro (2θ, valores de 2θ extraídos de Dunne & Hancock 1994, figuras 3.2B e 3.3): (1) fraturas de extensão, $2\theta < 10^o$; (2) fraturas conjugadas híbridas, $10^o \leq 2\theta < 50^o$; e (3) fraturas conjugadas de cisalhamento, $2\theta \geq 50^o$.

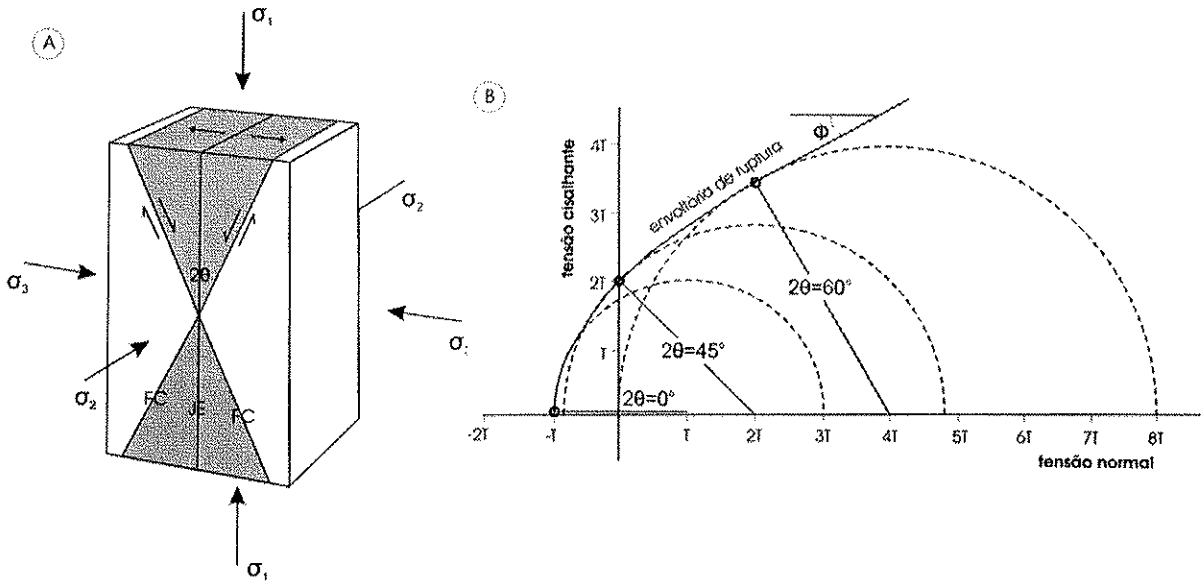


Figura 3.2 – (A) *Relações geométricas entre os três eixos principais de tensões ($\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$), juntas de extensão (JE) e fraturas de cisalhamento (FC) em uma amostra de rocha mecanicamente isotrópica sujeita a deformação em ambiente rúptil.* ***(B)*** *Envoltória de ruptura obtida a partir de três círculos de Mohr que apresentam valores distintos de σ_1 e σ_3 para ruptura de uma amostra de rocha mecanicamente isotrópica sujeita a ensaio de compressão triaxial. O ângulo 2θ vale 0°, 45° e 60° (da esquerda para a direita, respectivamente). Os círculos ilustrados representam as condições de formação das fraturas de extensão, híbridas e de cisalhamento (da esquerda para a direita, respectivamente). Φ, ângulo de atrito interno. Modificado de Hancock (1985).*

Neste contexto, a análise estatística em diagramas de Schmidt-Lambert da atitude de famílias de juntas previamente selecionadas no campo e geradas sob um mesmo regime de esforços permite estabelecer as direções dos esforços horizontais máximo (SH_{max} –

esforço horizontal compressivo máximo ou trativo mínimo, corresponde ao σ_1 ou σ_2) e mínimo (Sh_{min} – esforço horizontal compressivo mínimo ou trativo máximo, corresponde ao σ_2 ou σ_3) responsáveis pela sua geração (figuras 3.3 e 3.4). Para juntas de extensão, aceita-se que o Sh_{min} seja perpendicular à direção média das juntas e o SH_{max} paralelo à direção média das juntas. Já para sistemas conjugados de juntas, sejam do tipo híbrido ou de cisalhamento, a direção de SH_{max} coincide com a bissetriz do ângulo agudo determinado pela orientação média de cada família de juntas e o Sh_{min} coincide com a bissetriz do ângulo obtuso formado entre a orientação média das famílias de juntas. O método pressupõe que o maciço é isotrópico para o sistema de esforços aplicado.

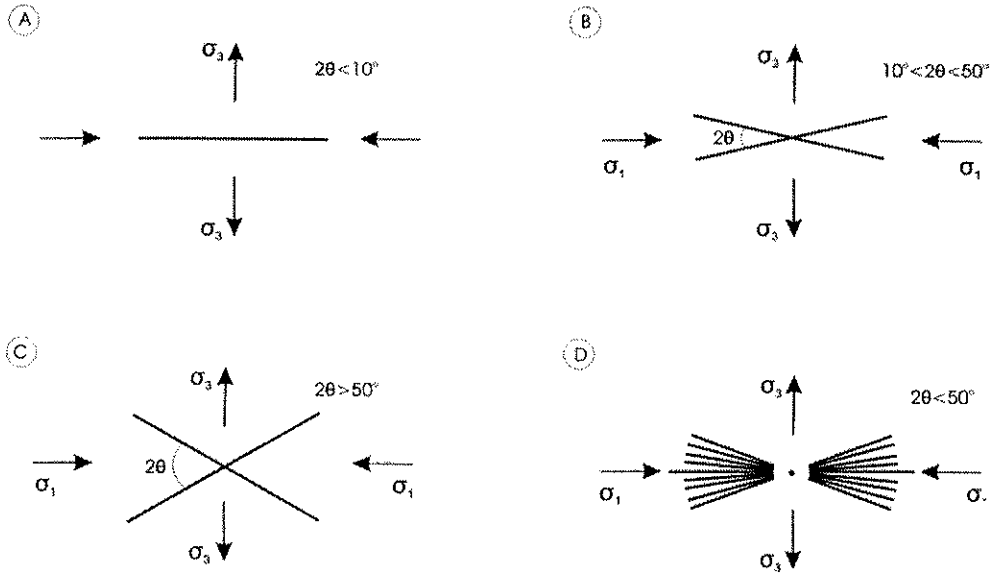


Figura 3.3 *– Principais classes de juntas, respectivos intervalos típicos de ângulo 2θ e relações geométricas com os eixos principais de tensões.* ***(A)*** *Juntas de extensão.* ***(B)*** *Juntas conjugadas híbridas.* ***(C)*** *Juntas conjugadas de cisalhamento.* ***(D)*** *Espectro de juntas formado por famílias de juntas de extensão e conjugadas híbridas. A orientação do eixo de simetria do conjunto está indicada pelo traço de junta mais longo. Modificado de Dunne & Hancock (1994).*

Quanto à orientação dos três eixos principais de tensões vigentes no momento da ruptura sabe-se que: (1) as famílias de juntas de extensão são geradas perpendicularmente a σ_3 e paralelamente ao plano que contem σ_1 e σ_2; e (2) os pares conjugados de juntas híbridas ou de cisalhamento apresentam a bissetriz do ângulo agudo paralela ao σ_1 e a bissetriz do ângulo obtuso paralela ao σ_3, permitindo a determinação completa da orientação dos três eixos principais de tensões.

Adicionalmente, Dunne & Hancock (1994) observaram que em alguns afloramentos juntas sistemáticas não constituem famílias bem definidas mas formam um distribuição coaxial angular contínua com 2θ máximo de aproximadamente 50°, o que foi denominado um "espectro" de juntas (Figura 3.3). Para espectros de juntas, a orientação do σ_1 vigente no momento da sua formação é paralela ao eixo de simetria do conjunto, enquanto que σ_2 é paralelo à direção coaxial do conjunto e σ_3 é perpendicular ao plano que contem os demais

eixos. Desta forma, a presença de espectros de juntas em determinada área também permite a determinação da orientação dos três eixos principais de tensões vigentes na sua formação.

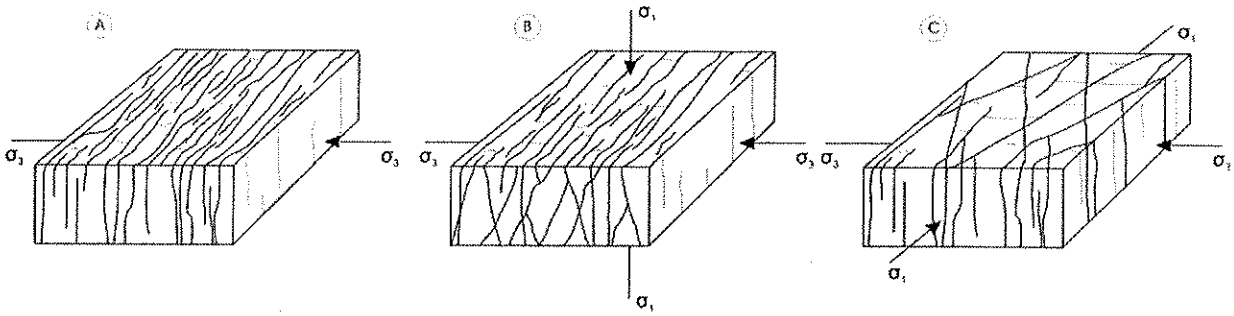


Figura 3.4 *– Blocos diagramas ilustrando padrões hipotéticos de fraturamento e suas relações com os eixos principais de tensões.* ***(A)*** *Juntas sistemáticas verticais de extensão (linha grossa) ligadas por juntas não sistemáticas (linhas finas).* ***(B)*** *Espectro de juntas sistemáticas (linhas grossas) compreendendo juntas verticais de extensão e juntas conjugadas de alto ângulo de mergulho com ângulo diedro de aproximadamente 45°; juntas não sistemáticas (linhas finas) ligam juntas sistemáticas.* ***(C)*** *Espectro de juntas sistemáticas (linhas grossas) compreendendo juntas verticais de extensão e juntas conjugadas verticais com ângulo diedro de aproximadamente 45°; juntas não sistemáticas (linhas finas) ligam juntas sistemáticas. Modificado de Hancock & Engelder (1989).*

Caputo (1995) trata da evolução de famílias conjugadas ortogonais de juntas de extensão (Figura 3.5) e conclui que sua formação é possível sob um campo regional de esforços distensivos, para o qual SH_{max} e Sh_{min} (σ_2 e σ_3) são trativos e apresentam valores absolutos semelhantes.

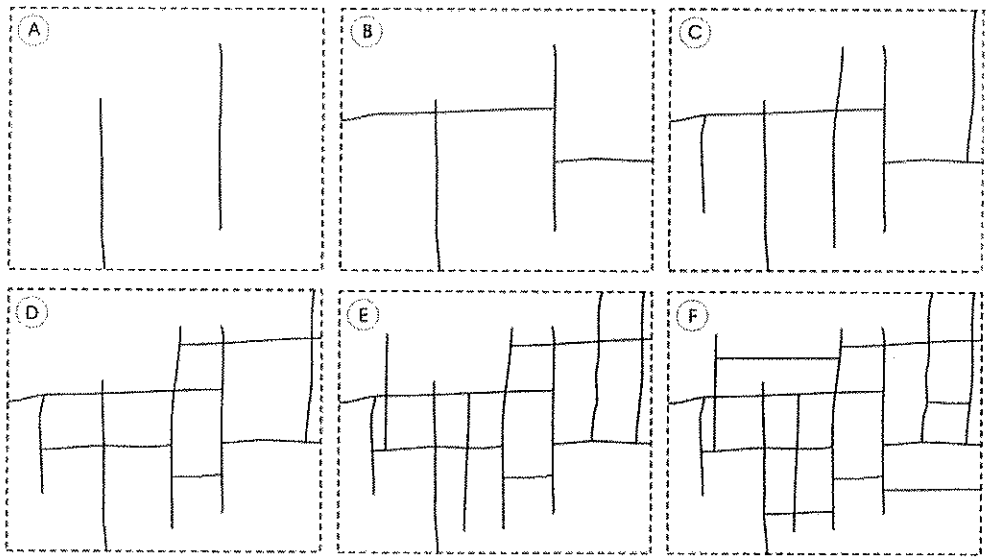


Figura 3.5 *– Esquema de formação em planta do padrão de fraturamento grid-lock composto por duas famílias conjugadas ortogonais de juntas de extensão. Seis eventos seqüências de fraturamento são ilustrados (de "A" a "F"). Extraído de Caputo (1995).*

Neste contexto, quando o limite de coesão interno da rocha é atingido, ocorre a formação de juntas de extensão perpendicularmente ao Sh_{min}. A liberação de tensões nesta

direção faz com que ocorra uma inversão local entre σ_2 e σ_3. Com a persistência do campo de tensões regional, o acúmulo de tensões causa a formação de nova família de juntas de extensão que se propaga perpendicularmente à primeira família. Desta forma, a repetição de eventos de fraturamento, liberação de tensões e inversão dos eixos σ_2 e σ_3 terminam por gerar um padrão de fraturamento denominado *grid-lock* para o qual σ_1 é vertical e σ_2 e σ_3 são horizontais, apresentam valores absolutos semelhantes e orientam-se perpendicularmente às famílias de juntas geradas.

A correta determinação da classe genética de uma família ou sistema de juntas assume grande importância uma vez que esta informação é essencial no intuito de se inferir a orientação dos três eixos principais de tensões vigentes no momento da sua formação. Hancock (1985) lista uma série de parâmetros disponíveis para tal distinção mas ressalta que nenhum dos critérios propostos deve ser considerado como único elemento diagnóstico da classe genética da família ou do sistema de juntas. Dentre estes parâmetros, os de especial interesse para este estudo são (Figura 3.6):

1. Paralelismo a um indicador cinemático próximo. Uma família de juntas paralela a um indicador cinemático próximo pode ter sido gerada no mesmo evento responsável pela formação do indicador cinemático (Figura 3.6A). Este parâmetro deve ser utilizado com cautela uma vez os dois grupos de estruturas não necessariamente são contemporâneos.
2. Continuidade com um indicador cinemático. Uma família de juntas disposta em continuidade com um indicador cinemático pode ter sido gerada no mesmo evento responsável pela formação do indicador cinemático (Figura 3.6B). Por exemplo, veios de dilatação tendem a passar longitudinalmente a juntas de extensão. Da mesma forma, este parâmetro deve ser utilizado com cautela uma vez os dois grupos de estruturas não necessariamente são contemporâneos.
3. Simetria a indicadores cinemáticos relacionados. A simetria entre uma família de juntas e um indicador cinemático pode ser uma boa sugestão da sua classe genética, uma vez que os dois grupos de estruturas podem ser contemporâneos (Figura 3.6C). Por exemplo, falhas normais estão comumente associadas a juntas de extensão. A contemporaneidade entre os grupos de estruturas deve também ser observada para que este parâmetro ganhe validade.
4. Arquitetura do sistema de juntas. O estilo arquitetônico de um sistema de juntas, definido como as relações espaciais entre juntas vizinhas, pode ser facilmente observado através do padrão desenhado pelos traços das juntas em

alguma superfície. Este padrão pode ser comparado às formas de algumas letras maiúsculas do alfabeto latino escolhidas como referências (Figura 3.6D). "Y" e "K" caracterizam juntas de extensão originadas sob um campo de esforços para o qual os três eixos principais de tensões apresentam a mesma magnitude. Um padrão em "I" origina-se quando o esforço diferencial (σ_1 - σ_3) é pequeno e σ_3 apresenta orientação uniforme perpendicular à junta de extensão. Padrões em "T" e "+" caracterizam famílias ortogonais de juntas de extensão, incluindo os padrões em *grid-lock*. "H" caracteriza a presença de juntas não sistemáticas (*cross-joints*) mais recentes perpendiculares a uma família de juntas sistemáticas mais antigas. "Y", "V" e "X" representam padrões típicos de famílias conjugadas híbridas e de cisalhamento para os quais "Y" é o padrão mais comum e se desenvolve quando uma junta se propaga na direção da sua conjugada mas não é capaz de superá-la. "V" se desenvolve quando duas juntas conjugadas se propagam a partir de um mesmo núcleo e "X", o padrão mais raro dentre estes três últimos, se forma quando uma junta ligeiramente mais recente se propaga na direção da sua conjugada que deve estar selada. Padrões em "A" são formados por sistemas conjugados de juntas acompanhados de juntas não sistemáticas (*cross-joints*) mais recentes. Deve-se atentar para a cronologia relativa de formação das famílias de juntas estudadas uma vez que padrões em "Y", "V" e "X" podem também ser gerados pela superposição de duas famílias oblíquas de juntas de extensão não contemporâneas.

5. Ângulo diedro. Como já caracterizado, intervalos específicos do ângulo 2θ podem ser utilizados no intuito de estabelecer a classe genética de sistemas de juntas (Figura 3.6E). Juntas de extensão apresentam 2θ menor do que 10°, pares conjugados de juntas híbridas apresentam 2θ entre 10° e 50°, e pares conjugados de juntas de cisalhamento apresentam 2θ maior do que 50°.

Quanto à individualização das classes genéticas das famílias de juntas presentes em um certo afloramento, Hancock (1985) ressalta também a grande importância da sua caracterização *in loco*, uma vez que a superposição de eventos tectônicos bem como a proximidade nas atitudes entre duas ou mais famílias distintas podem acarretar enganos na sua discriminação a partir de diagramas de Schmidt-Lambert.

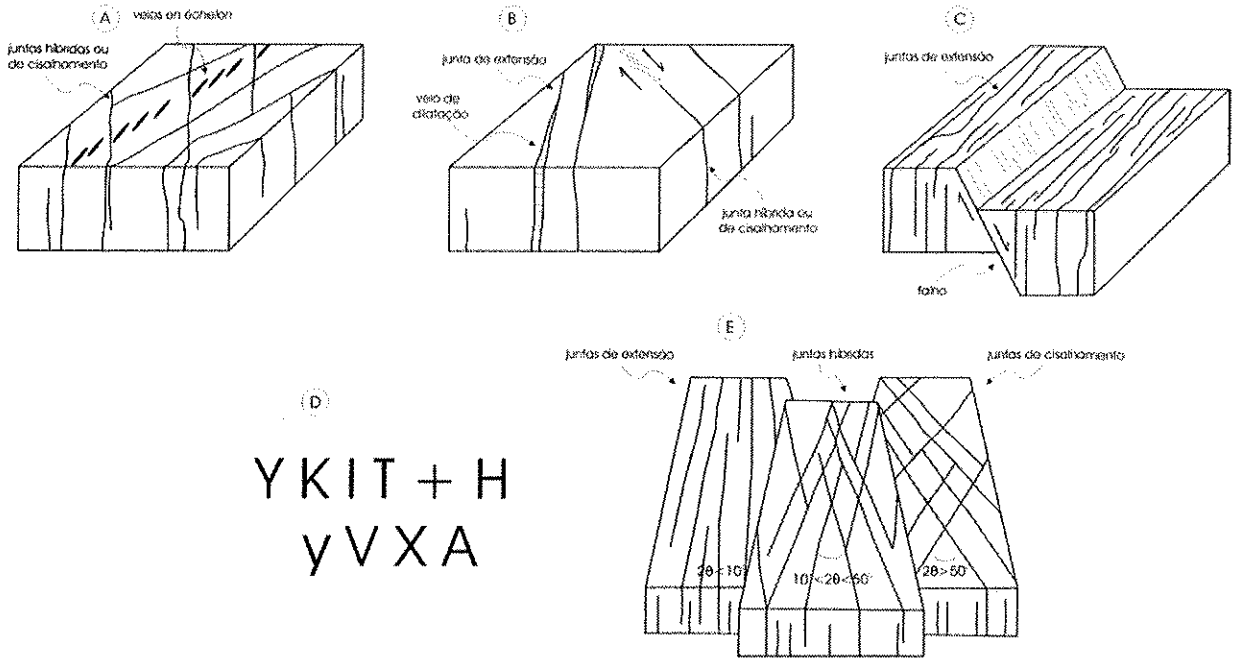


Figura 3.6 *– Principais parâmetros utilizados para a distinção entre as 3 classes genéticas de juntas (de extensão, híbridas e de cisalhamento) selecionados de Hancock (1985).* ***(A)*** *Paralelismo a um indicador cinemático; e. g. juntas híbridas ou de cisalhamento paralelas a veios "en échelon".* ***(B)*** *Continuidade com um indicador cinemático; e. g. junta híbrida ou de cisalhamento em continuidade com falha transcorrente e juntas de extensão em continuidade com veio de dilatação.* ***(C)*** *Simetria a indicadores cinemáticos relacionados; e. g. juntas de extensão simétricas à falha normal.* ***(D)*** *Arquitetura do sistema de juntas comparada às formas de letras do alfabeto latino de referência.* ***(E)*** *Intervalos de ângulo diedro característico para juntas de extensão, híbridas e de cisalhamento (blocos diagramas da esquerda para a direita, respectivamente).*

Rochas ígneas podem apresentar juntas formadas, grosso modo, em três situações geológicas distintas (*e.g.* Engelder 1985, Ramsay & Huber 1987, Hasui & Mioto 1992, Davis & Reynolds 1996): (1) durante o resfriamento do corpo ígneo, formando juntas paralelas e perpendiculares aos contatos do corpo intrusivo com a encaixante; (2) pela atuação de esforços tectônicos em profundidade ou próximo da superfície, formando juntas com atitude compatível com os campos de esforços então vigentes; e (3) pelo alívio de carga litostática, para corpos ígneos plutônicos ou sub-vulcânicos, formando juntas paralelas a sub-paralelas à paleo-superfície. O segundo caso é de especial interesse para este estudo.

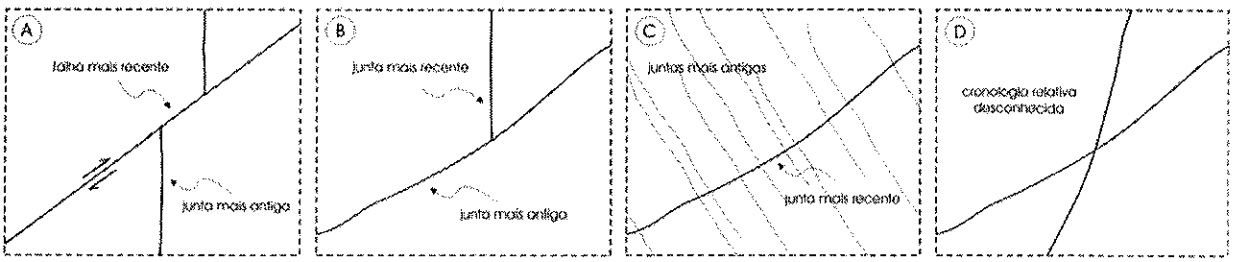


Figura 3.7 - (A) *O traço de uma falha mais recente movimenta o traço de uma junta mais antiga.* ***(B)*** *O traço de uma junta mais recente termina no traço de uma junta mais antiga.* ***(C)*** *O traço de uma junta mais recente trunca diversos traços paralelos selados de juntas mais antigas.* ***(D)*** *Dois traços de juntas cuja ordem cronológica de formação não pode ser estabelecida. Modificado de Dunne & Hancock (1994).*

A utilização de famílias de juntas como indicadores tectônicos conforme descrito acima já foi aplicada com sucesso em algumas regiões do Brasil, como no Alto Estrutural de Queluz (Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995), na Bacia Bauru (Riccomini 1997), no Planalto de Campos do Jordão (Hiruma 1999, Hiruma *et al.* 2001) e no *Graben* da Guanabara (Ferrari 2001).

3.6.2. Falhas como indicadores tectônicos

O termo "falha" é utilizado neste trabalho para caracterizar fraturas para as quais à escala de observação de campo é possível determinar a presença de deslocamento pretérito relativo dos blocos adjacentes, cujo principal vetor de deslocamento é paralelo ao plano de deslocamento (Hancock 1985). O sentido do movimento dos blocos adjacentes foi determinado considerando-se parâmetros estratigráficos e indicadores cinemáticos rúpteis caracterizados nos planos de falhas, conforme descrito abaixo.

O método gráfico de Angelier & Mechler (1977), denominado método dos diedros retos, é freqüentemente utilizado para a determinação dos eixos principais de tensões (σ_1, σ_2, e σ_3) vigentes por ocasião da formação de falhas. Este método parte do pressuposto de que falhas geradas em um mesmo episódio tectônico apresentam movimentação resultante de um estado de tensões médio, uniforme para o conjunto tectônico considerado. Os eixos principais de tensões assim determinados são condizentes com os paleocampos de esforços. Desta forma, três eixos principais de tensões, ortogonais entre si e correspondentes à compressão máxima, intermediária e mínima (σ_1, σ_2, e σ_3, respectivamente) são determinados. Para o método, as estrias de atrito representam a componente cisalhante do esforço sobre o plano de falha. Para cada plano de falha e respectiva estria é construído um plano auxiliar, ortogonal à estria. Esse plano auxiliar e o plano de falha definem no espaço quatro diedros retos, dois opostos em extensão e outros dois opostos em compressão em função do sentido de movimento da falha. Os diedros obtidos para cada par de dados falha / estria para uma área de estudo são somados em diagramas Schmidt-Lambert, sendo as áreas de maior coincidência de diedros compressivos as de maior probabilidade de conter o esforço máximo compressivo (σ_1) e as de maior coincidência de diedros distensivos as de maior probabilidade de conter o esforço máximo trativo (σ_3).

Para o preciso reconhecimento e descrição das falhas é necessário determinar o sentido de movimento dos blocos adjacentes. Tradicionalmente, esta tarefa é executada considerando-se o deslocamento relativo de marcadores anteriores à movimentação da falha chamados de parâmetros estratigráficos. Indicadores cinemáticos rúpteis são feições assimétricas desenvolvidas no próprio plano de falha por ocasião da movimentação relativa

que também podem também auxiliar nesta tarefa (Angelier 1994). Dentre os indicadores cinemáticos rúpteis, degraus de minerais acrescionários e facetas polidas e rugosas são de especial interesse para este trabalho.

Regiões sujeitas a esforços transcorrentes podem apresentar fraturas secundárias sistemáticas distribuídas simetricamente em relação aos eixos principais de tensões e ao binário principal (Riedel 1929). As relações geométricas e a nomenclatura das fraturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples podem ser observadas na Figura 3.8A (Sadowski 1983, Petit 1987). As fraturas desenvolvidas podem ser divididas em dois grupos, em função dos seus deslocamentos e do deslocamento do binário principal: (1) sintéticas, com o mesmo deslocamento do binário principal, R e P, simétricas em relação à direção principal de transcorrência, com a qual formam ângulos de 10 a 30°; e (2) antitéticas, com deslocamento oposto àquele do binário principal, R' e X, simétricas à direção ortogonal à direção principal de transcorrência, formam ângulos de 60 a 70° com R e P, respectivamente. Na bissetriz aguda entre R e R'está situado o eixo de compressão máxima e as fraturas de extensão T.

Falhas reversas e normais além de outras estruturas podem ainda estar associadas a esforços transcorrentes como ilustrado na Figura 3.8B (Sylvester 1988).

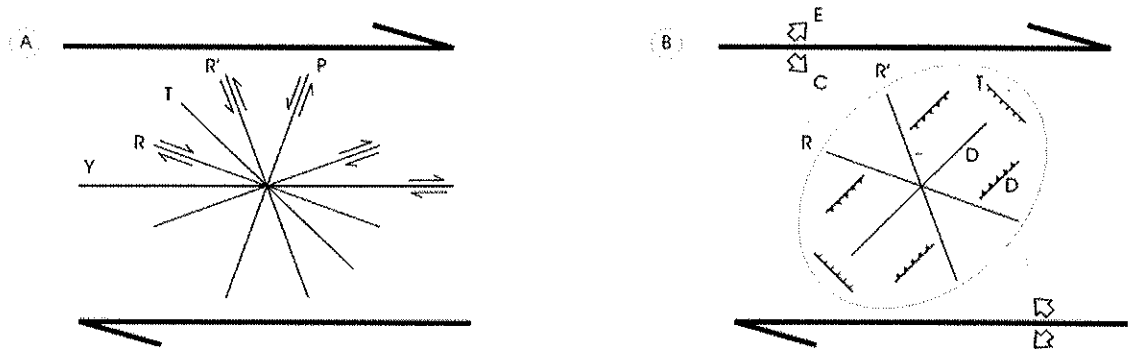


Figura 3.8 - (A) *Relações geométricas e nomenclatura das fraturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples, associadas a binário dextral. R e P: sintéticas; R' e X: antitéticas; T: fraturas de extensão. Modificado de Sadowski (1983) e Petit (1987).* ***(B)*** *Elipsóide de deformação, direção dos principais esforços compressivo (C) e extensivo (E) e estruturas associadas a uma zona de cisalhamento dextral. R e R': fraturas de cisalhamento; D: falhas reversas e eixo de dobras; T: fraturas de extensão, falhas normais e diques. Modificado de Sylvester (1988).*

3.6.3. Diques como indicadores tectônicos

Diques são corpos tabulares geralmente formados por rochas ígneas, cuja relação média comprimento / espessura é de 1000 : 1, e mínima de 200 : 1 (Rickwood 1990). Estes corpos costumam apresentar mergulhos altos e são discordantes das estruturas das rochas encaixantes. Os diques podem ser classificados em função das suas dimensões

(comprimento e espessura), observadas no plano horizontal, com os termos descritos na Tabela 3.1 (Rickwood 1990).

A atitude de diques pode ser utilizada como um indicador tectônico, sugerindo a orientação do campo de tensões associado à sua colocação, uma vez que estes corpos se posicionam perpendicularmente à direção do tensor de menor esforço, σ_3 (Anderson 1951, Zoback *et al.* 1989, Zoback 1992). Esta relação é válida também para corpos intrusivos de forma elíptica, para os quais o eixo de maior comprimento costuma posicionar-se perpendicularmente à direção do tensor de menor esforço, σ_3 (Ferrari & Riccomini 1999, Ferrari 2001). Esta tendência é válida não apenas para estruturas desenvolvidas sob esforços puramente extensivos, como também para esforços transtrativos (Tchalenko 1970, Geoffroy *et al.* 1993). Geoffroy *et al.* (1993) registraram uma marcante concordância entre a orientação de σ_1 e σ_2 estimados tanto através da orientação de falhas como da orientação de diques, para um mesmo campo de esforços, corroborando a validade do método. Dois casos devem ser observados com maior atenção, pois podem acarretar desvios na direção estimada de propagação de diques a partir do modelo acima descrito, com o controle da direção de colocação sendo majoritariamente executado pelas estruturas preexistentes nas rochas encaixantes (Zoback 1992): (1) quando diques se colocam muito próximos da superfície; e (2) quando um ou dois dos outros principais tensores tiverem magnitude muito semelhante a σ_3. Uma dispersão na orientação dos diques com relação ao campo de esforços vigente quando da sua colocação pode também estar associada à semelhança entre as magnitudes relativas destes tensores e a pressão do magma (Jolly & Anderson 1995). Observa-se uma relação direta entre o aumento da pressão do magma e a dispersão na orientação dos diques.

Tabela 3.1 *- Classificação de diques (modificado de Rickwood 1990)*

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

Variações na morfologia tabular planar de diques podem ocorrer em função das características da fratura formada pela e / ou para a propagação do dique (Pollard 1987). Neste contexto, três tipos de fraturas são descritos em função das variações no tensor de menor esforço, σ_3, denominadas Modo Puro I, Modo Misto I-II e Modo Misto I-III (figuras

3.9A, B e C, respectivamente). No primeiro caso, σ_3 apresenta orientação constante, produzindo um dique planar. No segundo caso, observa-se uma rotação de σ_3 segundo um eixo paralelo à direção do dique, produzindo um dique curvado. No terceiro caso, observa-se também uma rotação σ_3, que desta vez se processa segundo um eixo paralelo à direção de propagação do dique, produzindo um dique segmentado com arranjo *en échelon*.

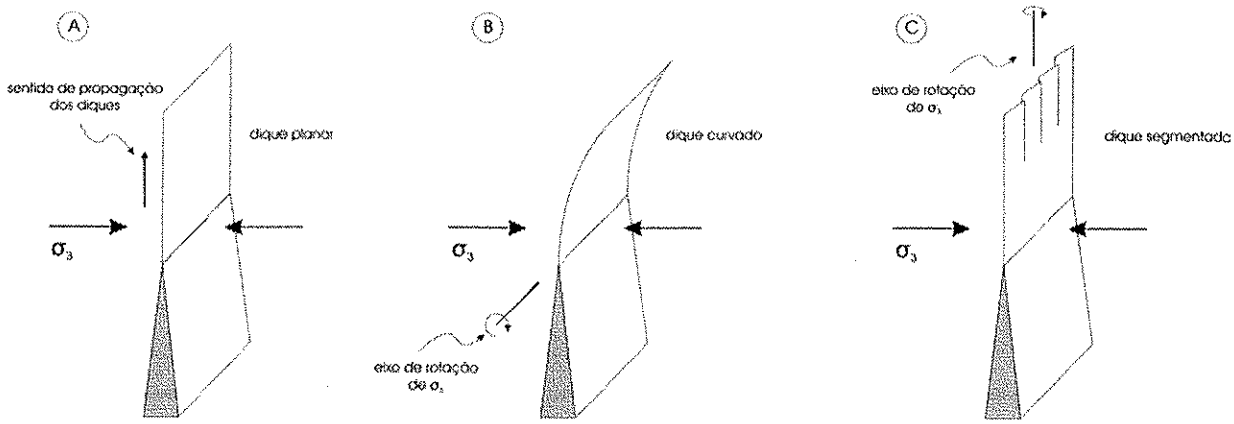


Figura 3.9 *–Morfologia de diques e a variação na orientação espacial no tensor de menor esforço compressivo (σ_3). **(A)** Modo Puro I: σ_3 com orientação constante, dique planar. **(B)** Modo Misto I-II: rotação de σ_3 segundo eixo paralelo à direção do dique, dique curvado. **(C)** Modo Misto I-III: rotação σ_3 segundo eixo paralelo à direção de propagação do dique, dique segmentado. Modificado de Pollard (1987).*

Arranjos de estruturas *en échelon são* tipicamente associados a regimes tectônicos transcorrentes, gerados sob mecanismo de cisalhamento simples (Tchalenko 1970). Estes arranjos podem se desenvolver mediante a rotação dos tensores principais σ_1 e σ_3 em direção à superfície, a partir de uma falha em profundidade.

Alguns termos úteis na descrição da morfologia de diques segmentados são sintetizados por Nicholson & Pollard (1985) e Rickwood (1990, Figura 3.10).

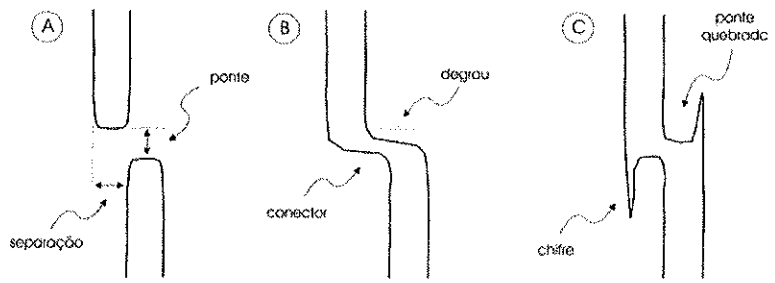


Figura 3.10 *–Terminologia para deslocamentos e separações entre diferentes segmentos de diques, vistos em planta. Todos os deslocamentos representados são sinistrais. Modificado de Nicholson & Pollard (1985) e Rickwood (1990).*

4. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO REGIONAL

O MAPQ, localizado na divisa tríplice entre os estados de São Paulo, Minas Gerais e Rio de Janeiro, é uma das inúmeras ocorrências de rochas alcalinas do limite Mesozóico – Cenozóico que compõe o Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Figura 4.1, Almeida 1991, Riccomini *et al.* 2004). Esta feição tectono-magmática de evolução polifásica, apresenta orientação WNW-ESE e estende-se desde Jaboticabal no Estado de São Paulo até o contato entre as crostas continental e oceânica no Banco Almirante Saldanha. O alinhamento é composto por 26 centros intrusivos como maciços, *stocks*, *plugs* e centros efusivos (*e.g.* Poços de Caldas, Itatiaia, Morro Redondo, Tinguá, Mendanha, Tanguá e Cabo Frio, Figura 4.2A), além de um número expressivo de diques alcalinos, com idades entre 84 e 43 Ma.

Os seguintes dados geocronológicos estão disponíveis para o MAPQ: 66,7 ± 3,3 Ma, obtido pelo método K/Ar em um cristal de anfibólio separado do nefelina sienito (Ribeiro Filho & Cordani 1966, recalculado por Sonoki & Garda 1988); 77 ± 3 Ma, isócrona Rb/Sr de rocha total (Brotzu *et al.* 1992); e 70,4 ± 0,5 Ma isócrona Rb/Sr de rocha total (Montes-Lauar *et al.* 1995).

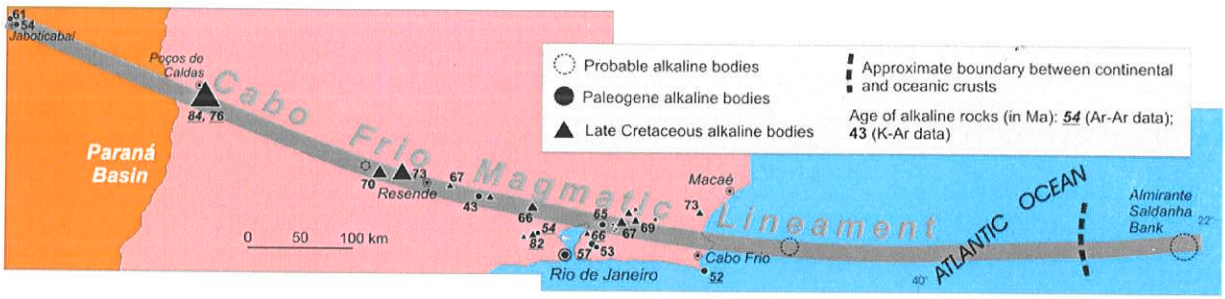


Figura 4.1 *– Alinhamento Magmático de Cabo Frio com indicações das idades K-Ar e Ar-Ar disponíveis. Extraído de Riccomini et al. (2004).*

O MAPQ intrude os litotipos pré-cambrianos da Província Mantiqueira – Setor Central (Hasui & Oliveira 1984), coincidente em grande parte com o Cinturão Ribeira – Setor Central (Campos Neto 2000, Trouw *et al.* 2000). O embasamento das rochas intrusivas alcalinas do maciço é formado pelos complexos metamórficos Juiz de Fora a NE e N, Paraíba do Sul a NW e Grupo Açungui a W, SW, S e SE constituídos, genericamente, por rochas cristalinas pré-cambrianas polideformadas com estruturas complexas. Estas unidades são compostas, na região de estudo, por gnaisses diversos, migmatitos, granulitos bandados, blastomilonitos, milonitos, xistos, quartzitos, mármores e anfibolitos básicos (Sígolo 1988, Brotzu *et al.* 1992, Salvador & Riccomini 1995).

A complexa estruturação tectônica do embasamento foi determinada, em grande parte, pelo desenvolvimento da Faixa Móvel Ribeira no Neoproterozóico a Eo-Paleozóico. Durante o desenvolvimento deste evento termo-tectônico, que apresentou transporte de massa para noroeste, teriam sido gerados densos sistemas de falhas transcorrentes e zonas de cisalhamento de orientação ENE–WSW a E-W (Campos Neto 2000, Trouw *et al.* 2000). A foliação metamórfica na área de estudo apresenta orientação média NE – SW, com mergulho para SE.

Os primeiros trabalhos geológicos na região tratam os maciços vizinhos de Itatiaia e Passa Quatro conjuntamente, dando maior ênfase ao primeiro, provavelmente em função da grande dificuldade de acesso encontrada pelos pesquisadores em percorrer o MAPQ. Este é o caso dos clássicos trabalhos de Ribeiro Filho (1967) e Penalva (1967). Apenas a partir do final da década de oitenta o MAPQ torna-se foco central de alguns trabalhos como Sígolo (1988), Brotzu *et al.* (1992), Sígolo *et al.* (1992), Chiessi & Riccomini (2003a) e Chiessi & Riccomini (2003b).

O MAPQ possui forma elíptica com o eixo maior orientado segundo ENE-WSW a E-W (Sígolo 1988, Brotzu *et al.* 1992), como pode ser observado na Figura 4.2B. Os contatos com as rochas encaixantes apresentam-se em grande parte encobertos pelo extenso depósito de tálus. Localmente são observados contatos tectônicos, intrusivos e desenvolvimento de fenitização em parte dos litotipos encaixantes (Sígolo 1988).

O maciço é constituído por rochas félsicas, fortemente insaturadas, de natureza predominantemente intrusiva (nefelina sienitos maciços e laminados e nefelina microssienitos) e subordinadamente subvulcânica (diques de fonolito e traquito) além de ocorrências de brechas alcalinas polimíticas (Sígolo 1988, Brotzu *et al.* 1992, Sígolo *et al.* 1992). A presença abundante e o fracionamento do feldspato alcalino, associado a pequenas concentrações de minerais máficos, apontam para uma suíte que tende a se tornar peralcalina e enriquecida em nefelina. Segundo Brotzu *et al.* (1992), as características geoquímicas das principais rochas do maciço são semelhantes às observadas em outros complexos alcalinos da região costeira dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro, sugerindo correlação entre estas ocorrências alcalinas. Estes autores apontam para a cristalização fracionada como o principal mecanismo diferenciador dos litotipos encontrados no maciço, não excluindo, entretanto, a participação subordinada de pulsos de magmas distintos. A ausência de material restítico de origem crustal, associada a outras feições petrográficas, sugerem que as rochas do MAPQ resultam do fracionamento extremo de magma basanítico. A afinidade potássica e a razão isotópica inicial $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0,70505) destas rochas são semelhantes àquelas observadas em outros complexos alcalinos da região costeira dos estados de São Paulo e Rio de Janeiro (*e.g.* Morro Redondo e Tanguá).

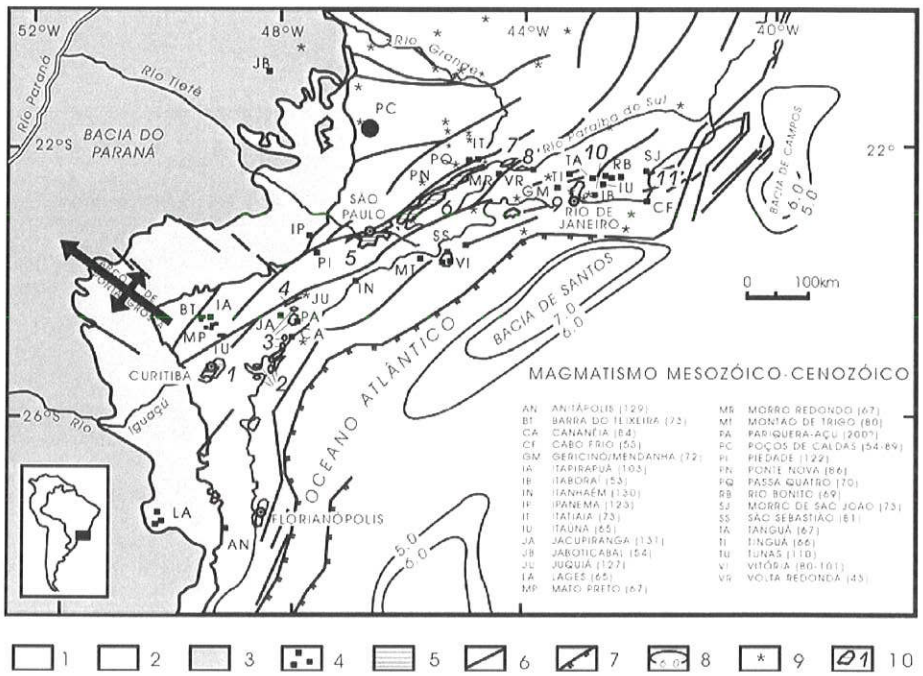
As rochas que compõem o maciço sustentam um dos maiores desníveis topográficos do território nacional, de aproximadamente 2000 metros, além da quarta montanha mais alta do país, a Pedra da Mina, com altitude de 2797 metros (Bagini 2004). Esta marcante quebra no relevo se alça a partir das planícies do Rio Paraíba do Sul até as porções cimeiras da Serra da Mantiqueira, na região de estudo denominada Serra Fina. O relevo do MAPQ apresenta-se montanhoso e escarpado, com marcantes declividades, vertentes triangulares de perfil retilíneo e proeminentes alinhamentos de cristas e vales (Bueno *et al.* 2001, Chiessi & Riccomini 2003a).

O relevo da porção oriental do sudeste brasileiro está profundamente relacionado com sua complexa evolução tectônica regional (*e.g.* Almeida 1964, Ponçano *et al.* 1981, IPT 1982, Saadi 1991, Modenesi–Gauttieri 2000, Modenesi–Gauttieri *et al.* 2001). Genericamente, o soerguimento senoniano seguido pela reativação normal de zonas de cisalhamento de idade brasiliana terminaram por gerar marcantes feições topográficas de orientação NE–SW como as bacias em semi-*graben* do RCSB e as porções soerguidas adjacentes que caracterizam as serras do Mar e da Mantiqueira (Riccomini 1989). Esta marcante quebra no relevo teve sua amplitude aumentada em função do soerguimento neógeno e quaternário que adicionalmente afetaram a região. Neste contexto, Modenesi–Gauttieri *et al.* (2002) reconhecem que a atividade neotectônica deve ser considerada conjuntamente com os processos morfoclimáticos como os principais responsáveis pela evolução das formas de relevo nas cimeiras da Serra da Mantiqueira.

Estruturalmente, o MAPQ está ligado à evolução tardia da ruptura do Gondwana (Almeida 1967, Herz 1977, Asmus & Ferrari 1978, Almeida 1986), ao desenvolvimento do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida 1991, Riccomini *et al.* 2004) e à evolução subseqüente do RCSB (Riccomini 1989, Figura 4.2A).

O Alinhamento Magmático de Cabo Frio (Almeida 1991, Riccomini *et al.* 2004) indica a existência de falhas subcrustais ao longo das quais se processou a fusão parcial mantélica que gerou os magmas alcalinos. O deslocamento e a colocação destes magmas foram controlados pelas estruturas regionais pré-cambrianas bem como pelo campo de esforços transcorrente sinistral, com binário orientado ao redor de E-W, vigente entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno (Ferrari 2001).

A



B

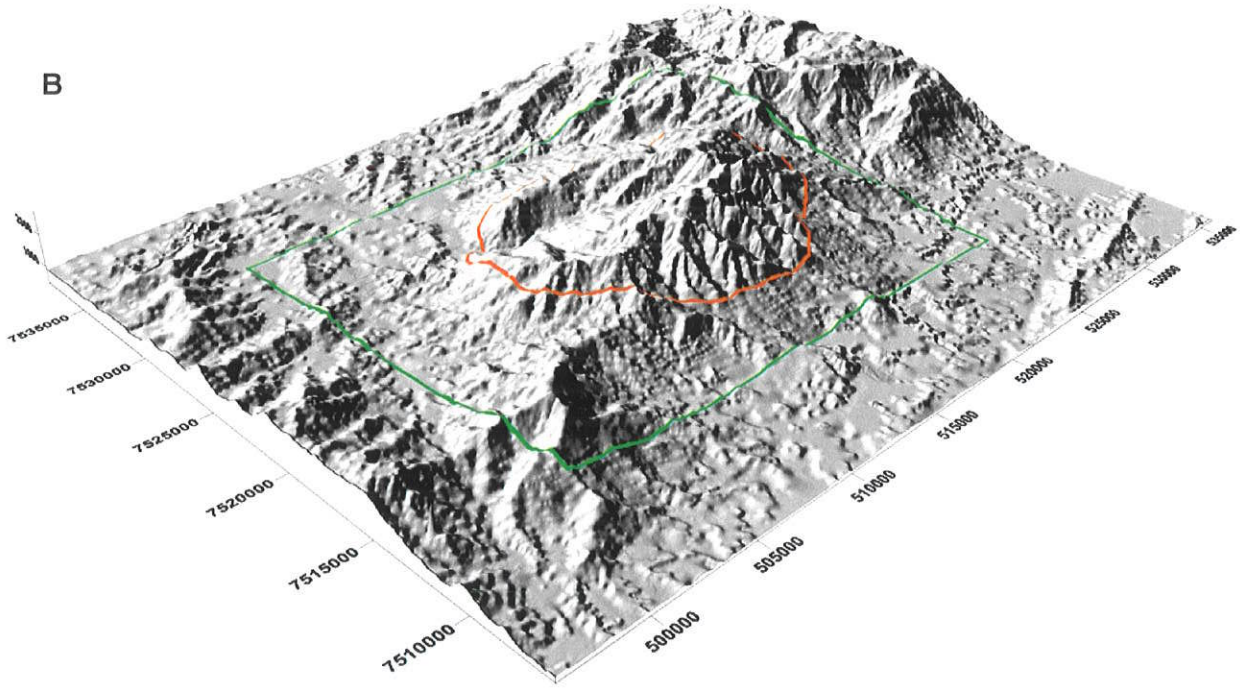


Figura 4.2 *– **(A)** Quadro geológico e tectônico regional do Rift Continental do Sudeste do Brasil – RCSB. 1 - embasamento pré-cambriano; 2 - sedimentos paleozóicos e mesozóicos da Bacia do Paraná; 3 - rochas relacionadas ao vulcanismo da Formação Serra Geral, em parte recobertas por sedimentos; 4 - rochas relacionadas ao magmatismo Mesozóico - Cenozóico (ver quadro no interior da figura; idades entre parênteses); 5 - sedimentos terciários do RCSB; 6 - zonas de cisalhamento relacionadas ao Ciclo Brasiliano Pan-Africano, em parte reativadas pelo menos durante o Mesozóico - Cenozóico; 7 - zonas de flexura;8 - isópacas, em quilômetros, dos sedimentos das bacias costeiras; 9 - epicentros de terremotos; 10 - bacias do rift (1 - Bacia de Curitiba, 2 - Formação Alexandra e Graben de Guaraqueçaba, 3 - Formação Pariqüera-Açu, 4 - Graben de Sete Barras, 5 - Bacia de São Paulo, 6 - Bacia de Taubaté, 7 - Bacia de Resende, 8 - Bacia de Volta Redonda, 9 - Graben da Guanabara, 10 - Bacia de Itaboraí, 11 - Graben de Barra de São João); (Extraído de Riccomini et al. 1996). **(B)** Localização da área de estudo no modelo numérico de terreno. Linha verde:área de estudo, linha laranja:contorno do MAPQ, coordenadas UTM.*

O modelo tectônico evolutivo do RCSB envolve 4 fases tectônicas, a saber (Riccomini 1989): (1) extensão NNW-SSE, Eoceno – Oligoceno; (2) transcorrência sinistral com binário orientado segundo E-W, Neógeno; (3) transcorrência dextral com binário orientado segundo E-W, Neógeno – Quaternário; e (4) extensão NW-SE, Holoceno. As duas fases de transcorrência seriam explicadas por mecanismos de extensão e compressão desencadeados pelo balanço entre a geração de crosta oceânica e a deriva da Placa Sul-Americana para oeste e o consumo desta placa pela subducção a oeste. O sentido da transcorrência seria indicado a partir da posição do pólo de rotação e da direção de deslocamento da placa em relação às descontinuidades preexistentes. Os esforços trativos, por sua vez, ocorreriam quando a subducção predominasse sobre a abertura, enquanto que os esforços compressivos, no caso oposto.

5. MODELOS NUMÉRICOS DE TERRENO

Os modelos numéricos de terreno foram observados a partir de diversos azimutes e sobrepostos por imagens de satélite e mapas de sombreamento de relevo no intuito de realçar as feições geomórficas do terreno. Os resultados mais significativos podem ser observados nas figuras 5.1 a 5.3, cujas imagens semi-realísticas permitem uma visão global do relevo do MAPQ.

As principais características geomórficas de interesse para este estudo observáveis nestas figuras são: (1) a marcante feição sub-arredondada a elíptica com eixo maior orientado segundo ENE-WSW a E-W determinada pelos litotipos alcalinos do MAPQ; (2) a significativa magnitude, a marcante orientação NW-SE e a localização do principal vale interno ao maciço (Rio Verde); (3) a linearidade das principais cristas e vales do maciço que exibem, por exemplo, direção ENE-WSW na crista principal, direção E-W na porção norte e direção N-S na borda sul; (4) a localização das porções mais elevadas do MAPQ (> 2.500 m) na sua porção sul, adjacentes portanto à escarpa sul da Serra da Mantiqueira e caracterizando neste trecho da serra um dos maiores desníveis topográficos do território nacional; (5) o decréscimo mais ou menos gradativo das altitudes médias para norte na borda leste do maciço e o decréscimo mais abrupto das altitudes médias também para norte na sua porção central e oeste; (6) o caráter marcadamente assimétrico das formas de relevo observável em diversas escalas com as faces expostas a sul mais íngremes e desnudas do que as faces voltadas para o norte; (7) a presença destacada de facetas triangulares e trapezoidais presentes em diversas escalas no extremo sul do maciço; (8) a predominância de geoformas com alta rugosidade e declividade.

Parte significativa das feições descritas acima sugere a presença de tectonismo recente como um dos fatores responsáveis pela modelagem das formas de relevo. No intuito de isolar e quantificar estas feições assim como de detalhar a análise do modelado, procedeu-se a análise morfométrica e de lineamentos. Vale notar que o modelo numérico de terreno, além de permitir a visão semi-realística do relevo da área, serviu de base para a elaboração dos mapas morfométricos juntamente com a rede de drenagem vetorizada.

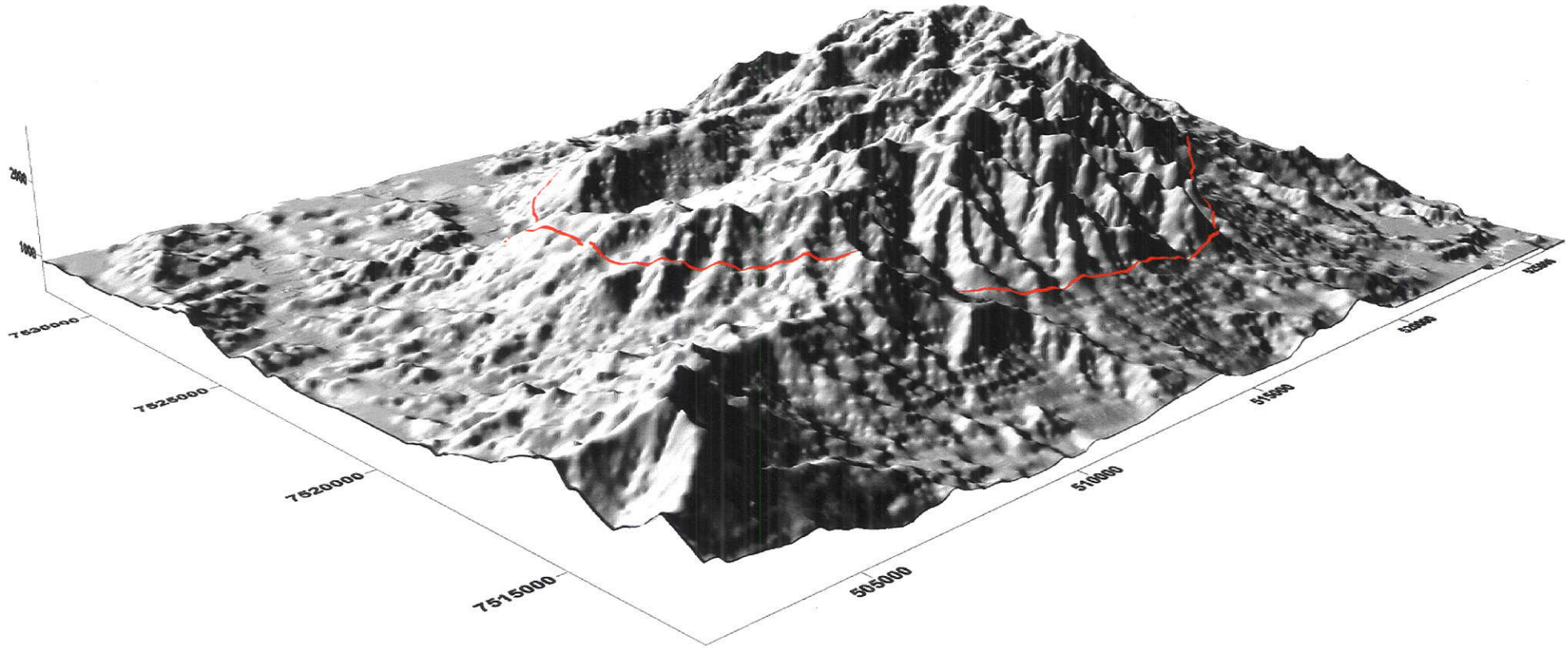


Figura 5.1 *– Modelo numérico de terreno da área de estudo observado a partir de sudoeste sobreposto por mapa de sombreamento de relevo (315° azimute, 45° elevação de iluminação). A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. Exagero vertical 1,6 x. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

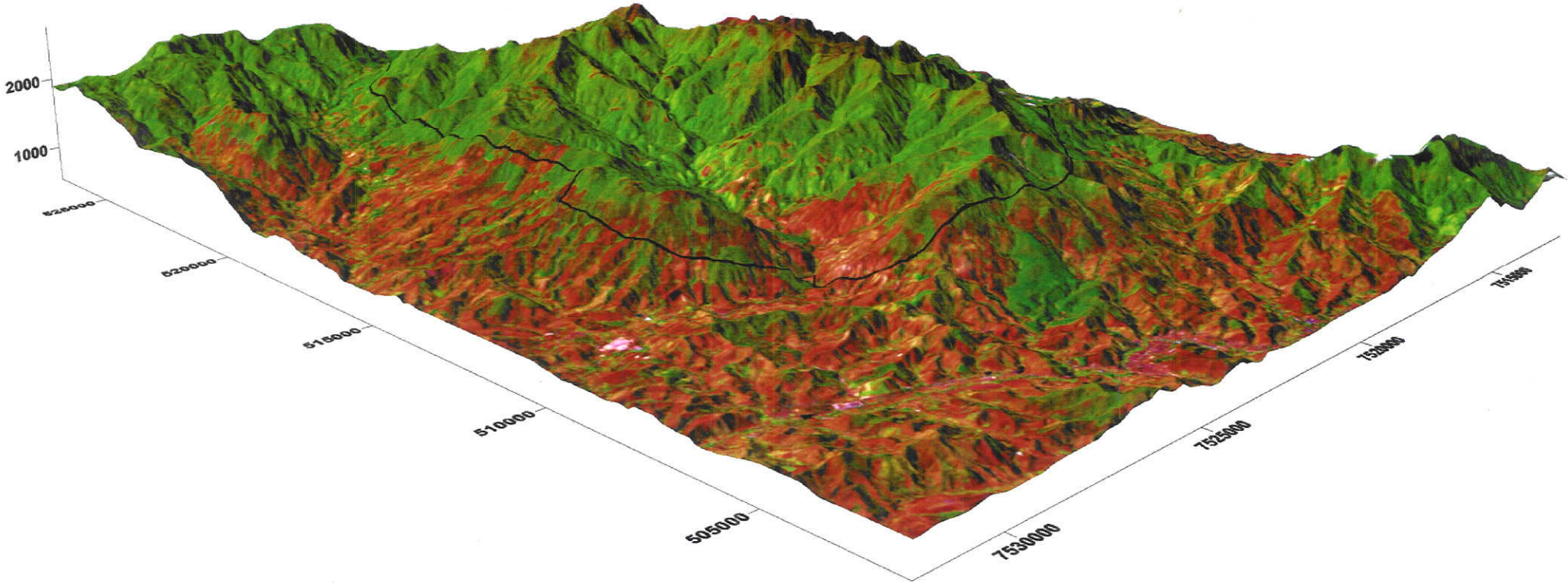


Figura 5.2 *– Modelo numérico de terreno da área de estudo observado a partir de noroeste sobreposto por composição colorida 5 (R) 4 (G) 3 (B) Landsat 7 ETM+. A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. Exagero vertical 1,6 x. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

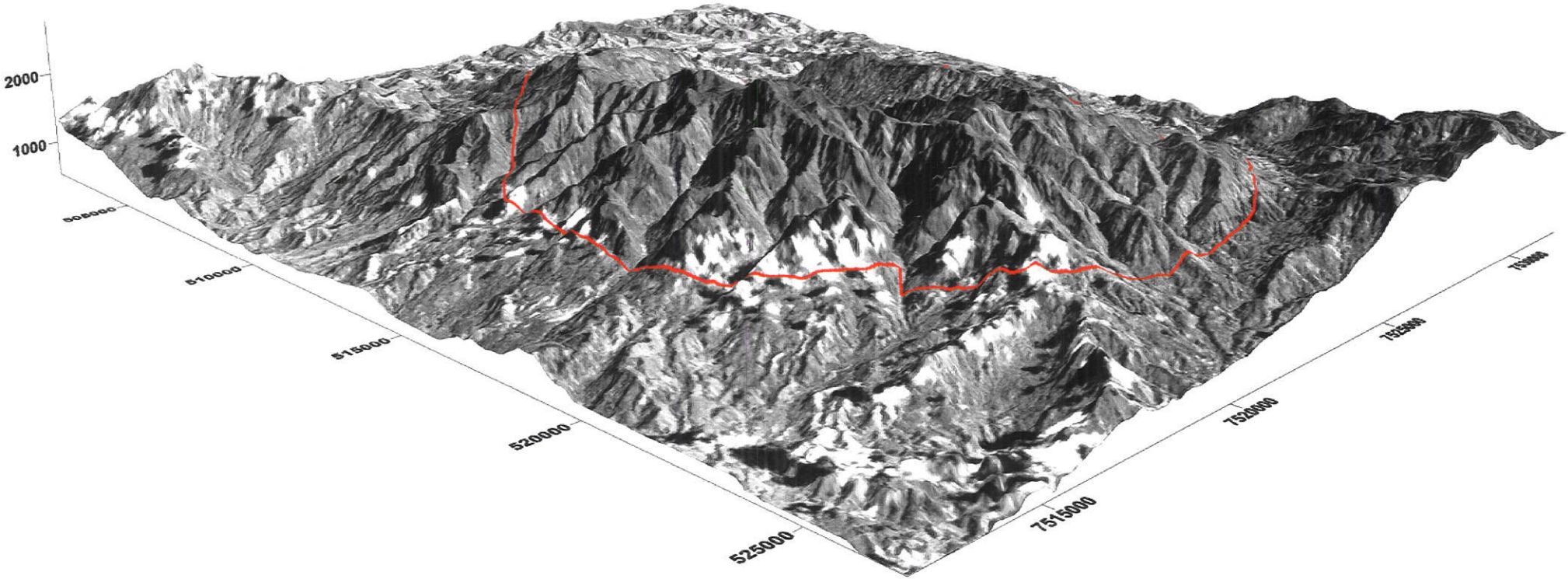


Figura 5.3 *– Modelo numérico de terreno da área de estudo observado a partir de sudeste sobreposto por composição em tons de cinza PC1 + banda 8 Landsat 7 ETM +. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. Exagero vertical 1,6 x. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

6. MORFOMETRIA

Os parâmetros estatísticos dos índices morfométricos podem ser observados na Tabela 6.1. Arbitrariamente, valores acima e abaixo da média +/- desvio padrão foram considerados anômalos e mereceram especial atenção por ocasião da análise dos mapas morfométricos.

Tabela 6.1 *– Parâmetros estatísticos dos índices morfométricos*

Parâmetro	valor mínimo	valor máximo	média	desvio padrão
rugosidade de relevo	1,005	1,3284	1,0755	0,0552
gradientes hidráulicos	0,006	0,613	0,1743	0,1074
densidade de drenagens	0	4,685	2,1428	0,9182
densidade de lineamentos	0	4,76	1,7403	1,0559

De uma maneira geral o MAPQ é marcado por declividades muito acentuadas sendo raros os locais de ocorrência de valores inferiores a 10° (Figura 6.1). Os maiores valores de declividade (>35°) estão presentes ao longo da porção sul do maciço, que coincide com a escarpa sul da Serra da Mantiqueira. Na área de estudo esta marcante escarpa continua, ainda que sem o mesmo destaque topográfico, para o extremo sudoeste. Valores relativamente menores de declividades (entre 25 e 10°) encontram-se distribuídos genericamente no restante do maciço. A ocorrência das classes de declividades de 5 e 10° é absolutamente localizada quando se considera apenas o MAPQ, como em alguns vales suspensos e entulhados na porção central do MAPQ e algumas cristas aplainadas na borda norte do maciço. Estas mesmas classes de declividades são as predominantes nas porções do embasamento a noroeste, sul e sudeste, observáveis na Figura 6.1.

O mapa de orientação de vertentes (Figura 6.2) ressalta: (1) longos lineamentos de direção ENE-WSW a NE-SW presentes na porção sul do MAPQ, aproximadamente coincidentes com o divisor de águas da Serra da Mantiqueira, determinados por vertentes voltadas para SE; (2) lineamentos orientados segundo NW-SE a WNW-ESE também presentes na porção sul do maciço, que truncam e são truncados pelas feições descritas em (1); (3) seqüências adjacentes de alinhamentos de cristas de direção N-S com vertentes voltadas para leste e oeste na porção central do maciço; (4) presença de lineamentos de direção E-W a WNW-ESE na porção centro-norte do MAPQ, truncados por feições de

orientação ENE-WSW e NW-SE. Este mapa ressalta ainda a forma sub-arredondada a elíptica do MAPQ com eixo maior orientado segundo ENE-WSW a E-W em função da orientação das vertentes dispostas nas bordas do maciço. Nestas vertentes a direção de maior declive aponta, genericamente, para o exterior do maciço destacando-o do relevo que o circunda.

O contorno do MAPQ coincide grosso modo com a classe altimétrica 1500 m do mapa hipsométrico (Figura 6.3). As classes altimétricas da área de estudo variam de maneira marcante, desde 500 m no extremo sudeste até quase 2800 m na porção central do maciço. O contorno elíptico do MAPQ além de duas descontinuidades principais no seu traçado a noroeste e sudeste encontram-se realçados neste mapa, que também ilustra a localização das maiores altitudes da área (> 2.500 m), dispostas ao longo do espigão principal da Serra da Mantiqueira. Na porção centro-sul da área observa-se que a transição entre as classes altimétricas 2.800 e 1.000 m se dá ao longo de apenas 5.000 m (em planta), caracterizando as escarpas extremamente verticalizadas deste trecho da Serra da Mantiqueira. O decréscimo das classes altimétricas a partir da porção central do maciço é relativamente mais suave para o norte e noroeste do MAPQ. As cristas da porção norte do maciço apresentam altitudes recorrentemente inferiores àquelas apresentadas pelas cristas das porções central e sul. Na porção noroeste da área de estudo (rios Passa Quatro e Verde – jusante), observa-se uma predominância das classes altimétricas 900 e 1.000 m, porção na qual são encontradas também as menores declividades (Figura 6.1). O espigão central da Serra da Mantiqueira volta a apresentar uma distribuição expressiva de classes altimétricas superiores a 1.500 m no extremo nordeste da área de estudo, coincidente com o Maciço Alcalino de Itatiaia.

A disposição geral das curvas de isovalores do mapa de superfícies de base (Figura 6.4) além de marcar o contato entre as rochas do MAPQ e os litotipos pré-cambrianos do embasamento reflete uma série de características típicas de áreas que sofreram movimentações tectônicas recentes. Dentre elas pode-se citar a aproximação e distanciamento anômalos de curvas de isovalores e a inflexão abrupta destas mesmas curvas. Estas características juntamente com outras observações permitiram a delimitação de quatro domínios distintos, a saber:

1. extremos sul e sudeste da área, com curvas de isovalores mais espaçadas, orientadas segundo E-W a NE-SW, sem marcantes inflexões e coincidentes com a zona de transição entre a Serra da Mantiqueira e o Vale do Rio Paraíba do Sul (< 900 m);
2. porção sul do MAPQ, com as maiores concentrações de curvas de isovalores, orientadas segundo E-W a NE-SW, com desvios abruptos no seu traçado que

determinam marcantes lineamentos de orientação NNW-SSE, NW-SE e WNW-ESE (1.500 – 2.200 m); neste domínio pode-se observar distanciamentos localizados e recorrentes nas curvas de isovalores, principalmente nos intervalos entre 1.600 e 1.700 m e entre 1.900 e 2.000 m;

3. porções norte e noroeste do MAPQ, com distanciamento intermediário entre as curvas de isobases que apresentam orientação variada e inflexões menos abruptas que determinam lineamentos de direção N-S e principalmente WNW-ESE (1.500 – 1.900 m); localmente observam-se distanciamentos entre as curvas de isobases cuja amplitude é superior àqueles observados para o domínio anterior que, entretanto, não são recorrentes ou limitados a intervalos específicos de altitude;
4. porção noroeste da área de estudo, na qual se observa os maiores distanciamentos de curvas de isovalores, coincidente com o Vale do Rio Passa Quatro (900 – 1.000 m).

O modelo numérico de terreno e o mapa de sombreamento de relevo produzidos com a malha de dados do mapa de superfícies de base podem ser observados na Figura 6.5. A marcante simplificação imposta ao relevo por este método permite identificar entre outras feições já mencionadas, uma compartimentação da porção sul do MAPQ em faixas escalonadas com abatimento para sudeste. Os distanciamentos recorrentes entre as curvas de isovalores observados para o domínio 2 (*cf.* acima) são responsáveis por produzir estas faixas que apresentam alinhamento segundo ENE-WSW na porção sul do MAPQ passando para NE-SW na porção leste do maciço. Estas faixas encontram-se truncadas por importantes vales (como, por exemplo, o Vale do Rio das Cruzes) orientados ao redor de NW-SE.

De uma maneira geral, observam-se altos valores de rugosidade de relevo (> 1,07) distribuídos por todo o MAPQ (Figura 6.6). O contraste existente entre a rugosidade de relevo do maciço e da maior parte dos litotipos do embasamento que o rodeiam faz com que o MAPQ apareça destacado neste mapa. O contorno elíptico do maciço é realçado, assim como uma descontinuidade na porção noroeste do seu traçado, já evidenciada no mapa hipsométrico. Os maiores valores de rugosidade de relevo (> 1,18), significativamente superiores à anomalia de alta rugosidade (1,13, Tabela 6.1), estão situados na porção sul do MAPQ e são coincidentes com a escarpa sul da Serra da Mantiqueira. As áreas mais planas (índices de rugosidade de relevo < 1,02) correspondem ao setor noroeste da área de estudo e são coincidentes com os vales dos rios Passa Quatro e Verde (jusante).

MAPA DE DECLIVIDADES

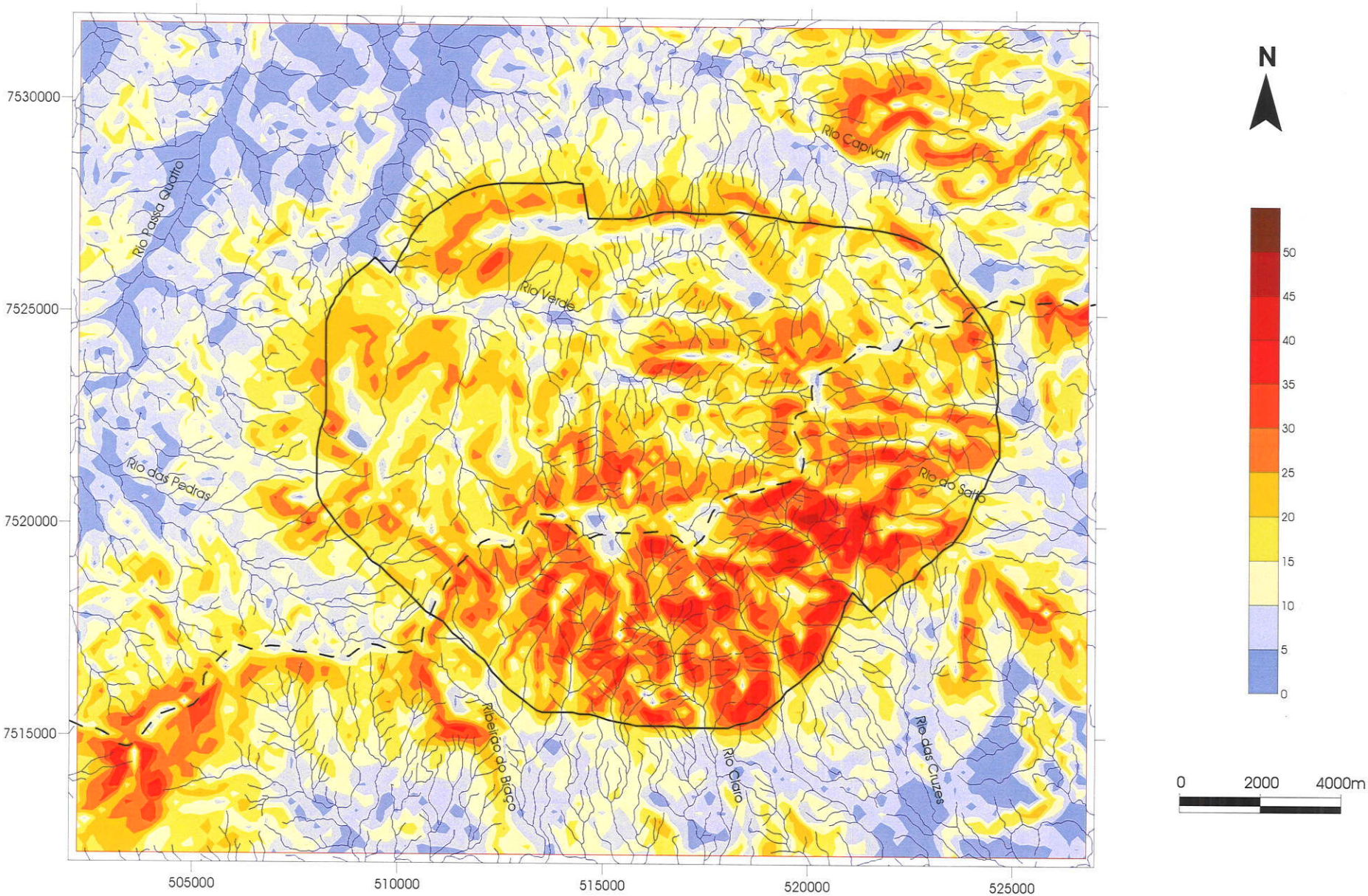


Figura 6.1 *– Mapa de declividades (em graus). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

MAPA DE ORIENTAÇÃO DE VERTENTES

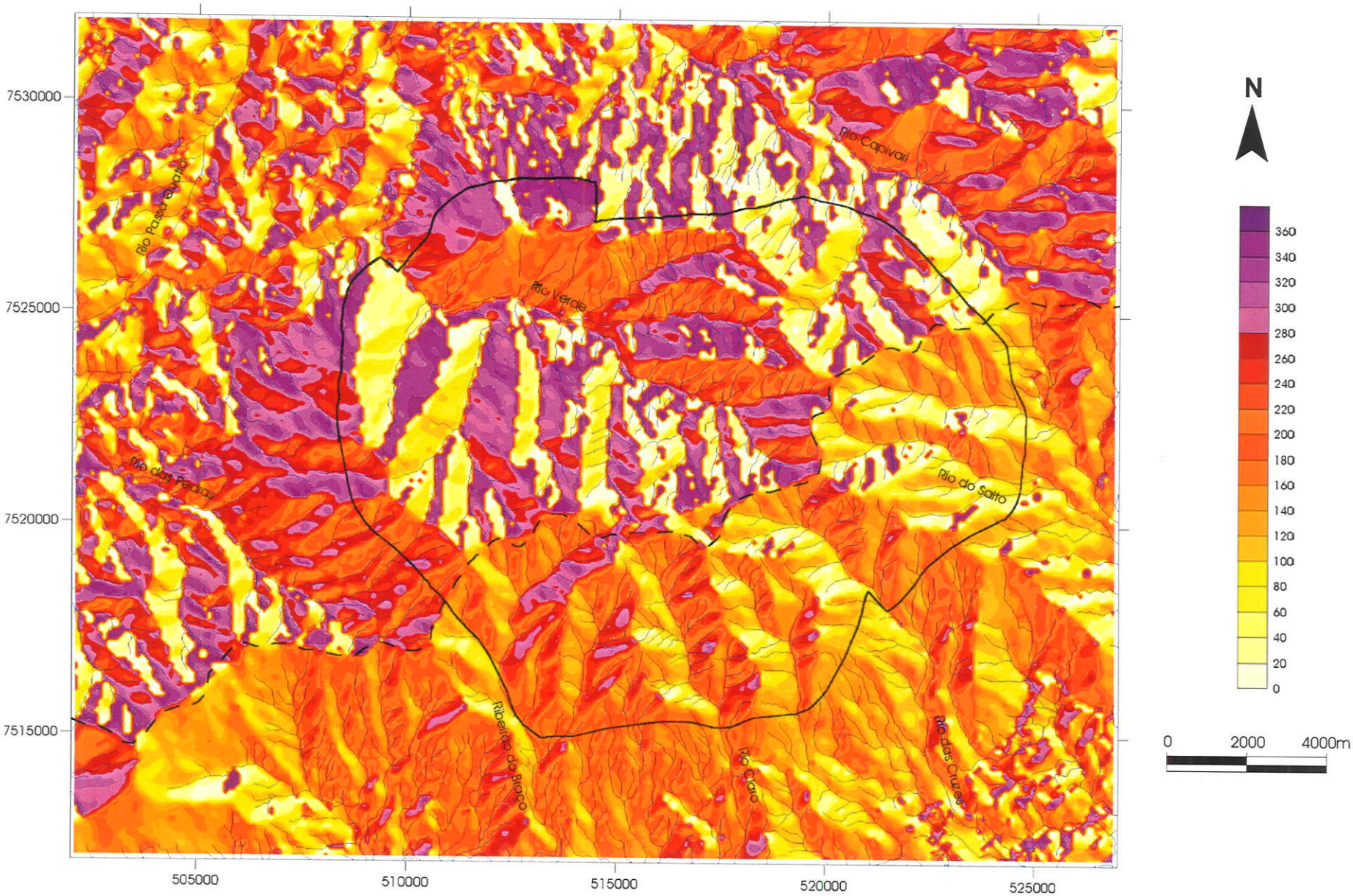


Figura 6.2 *– Mapa de orientação de vertentes (azimutes: 0 – N, 90 – E, 180 – S, 270 – W). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

MAPA HIPSOMÉTRICO

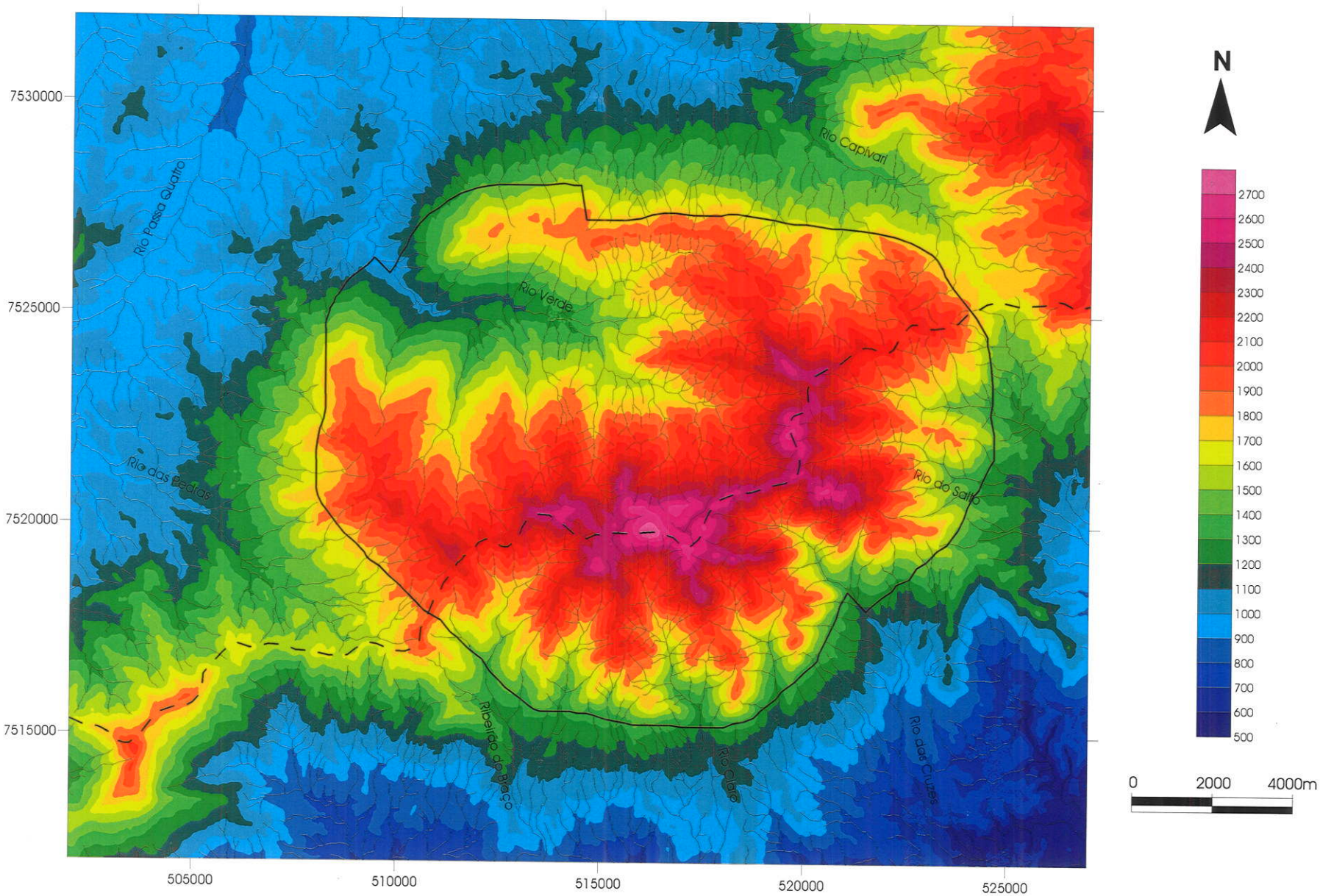


Figura 6.3 *– Mapa hipsométrico (intervalo de classes em metros). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

MAPA DE SUPERFÍCIES DE BASE

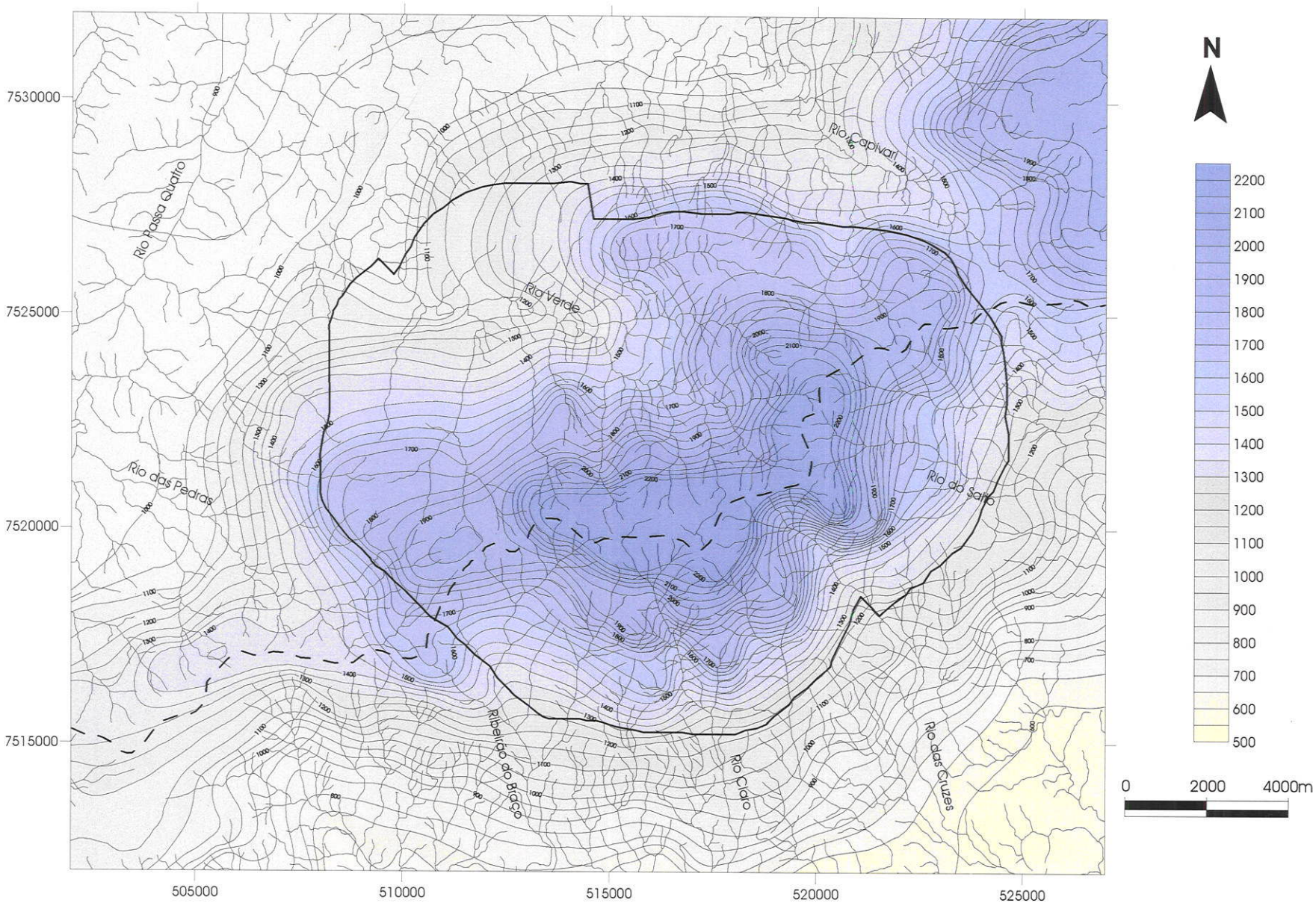


Figura 6.4 *– Mapa de superfícies de base (em metros). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

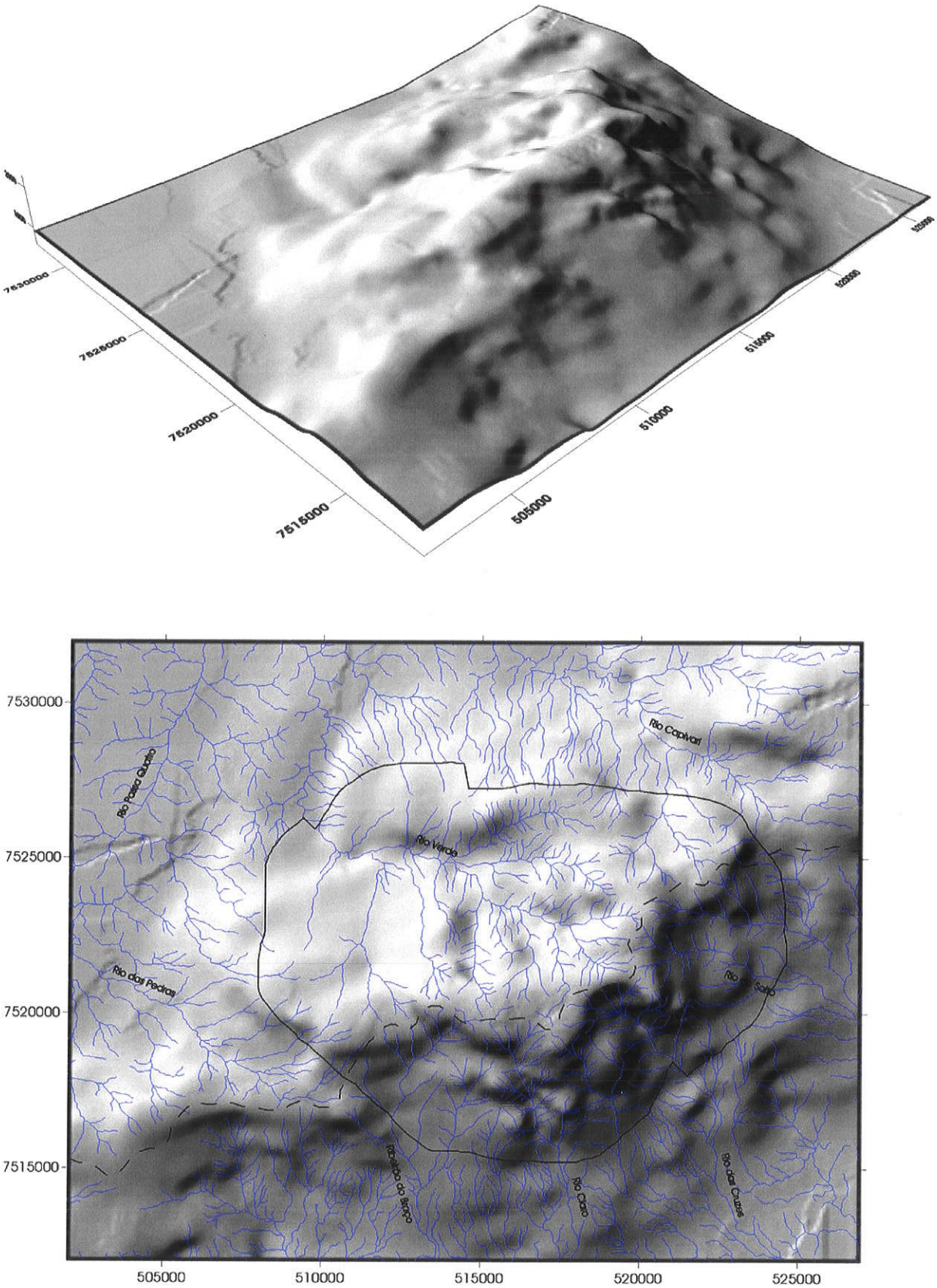


Figura 6.5 *– Modelo numérico de terreno (observado a partir de sudoeste, exagero vertical 1,6x) e mapa de sombreamento de relevo (315° azimute, 45° elevação de iluminação) obtidos a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base. A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

MAPA DE RUGOSIDADE DE RELEVO

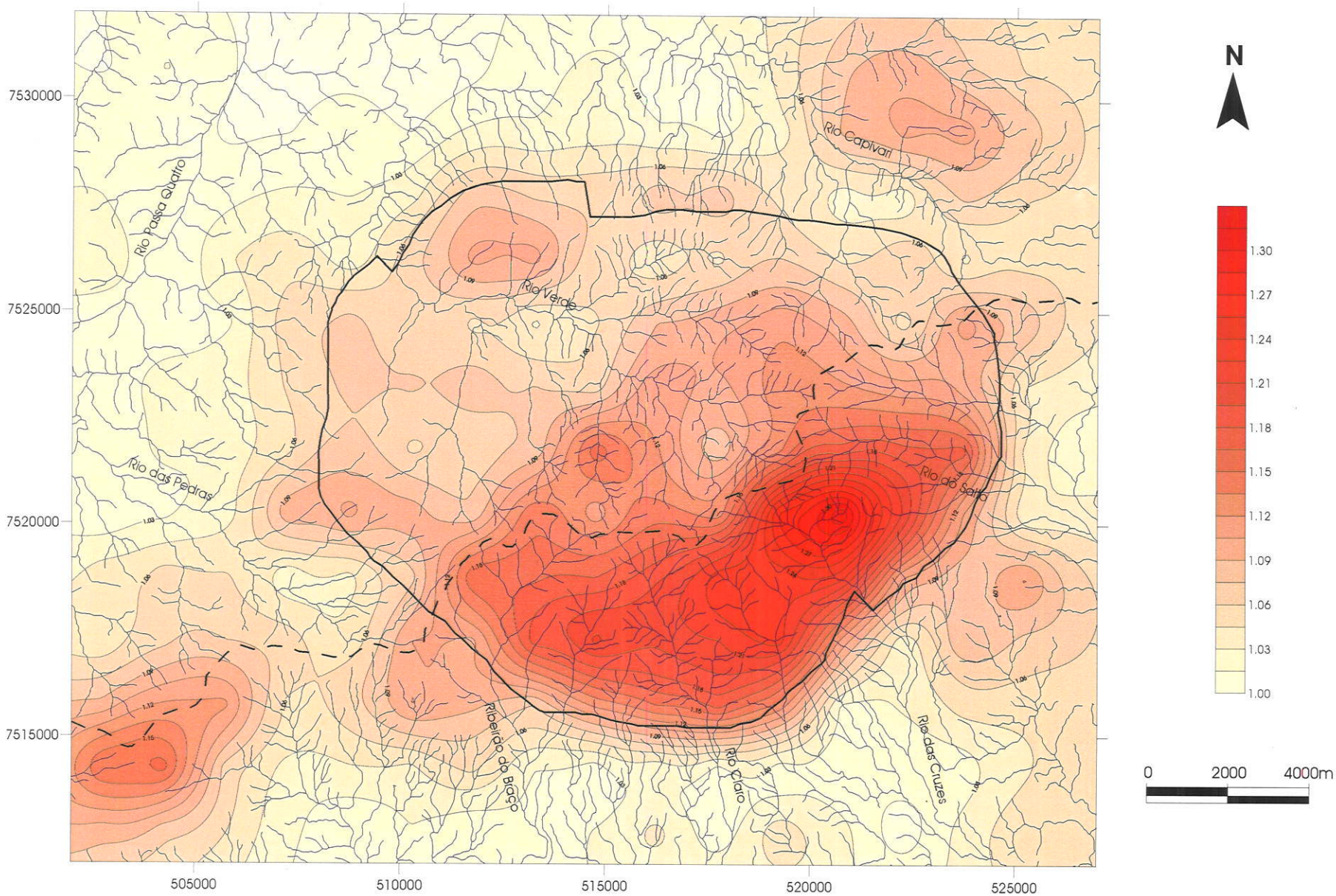


Figura 6.6 *– Mapa de rugosidade de relevo (área real / área planar). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

O mapa de gradientes hidráulicos (Figura 6.7) apresenta uma grande semelhança com o mapa de rugosidade de relevo (Figura 6.6). A porção da Serra da Mantiqueira presente na área de estudo aparece destacada neste mapa uma vez que apresenta valores de gradientes hidráulicos geralmente superiores à média (0,17, Tabela 6.1). Entretanto, valores anômalos de alto gradiente hidráulico (> 0,28, Tabela 6.1) são encontrados apenas na porção sul do MAPQ, especialmente nas cabeceiras dos rios Claro e das Cruzes. Nas porções noroeste e sudeste da área de estudo observam-se os menores valores de gradientes hidráulicos (< 0,05).

Anomalias de alta densidade de drenagem (>3,00 km/km^2, Tabela 6.1) ocorrem, principalmente, em três domínios da área de estudo (Figura 6.8): (1) ao longo de uma faixa com orientação NW-SE que corta todo o maciço e avança até o extremo sudeste da área de estudo; (2) ao redor do MAPQ, principalmente nas porções sudoeste, sul, sudeste, leste, norte e noroeste; e (3) de maneira localizada, em trechos dos rios da Vargem das Posses (porção norte do maciço) e Claro (porção sul do maciço). Valores de baixa densidade de drenagem (<1,00 km/km^2) também se concentram em duas faixas: (1) de orientação N-S no extremo leste; e (2) de orientação NNE-SSW na porção centro-oeste.

As maiores anomalias de alta densidade de lineamentos (> 2,79 km/km^2, Tabela 6.1) concentram-se na porção sul do MAPQ (Figura 6.9) e são correspondentes em grande parte às intersecções de direções ENE-WSW, NNW-SSE e NW-SE. De uma maneira geral, todo o maciço é marcado por altos valores de densidade de lineamentos. Perpendicularmente aos contatos sudoeste, sul e sudeste das rochas alcalinas com os litotipos do embasamento e com os depósitos de *tálus* observa-se significativas variações nos valores de densidade de lineamentos indicando a marcante concentração de lineamentos na porção sul do MAPQ. Anomalias de baixa densidade de lineamentos (< 0,68 km/km^2, Tabela 6.1) são observadas nas duas faixas de embasamento presentes na área de estudo, tanto a norte como a sul do MAPQ. Estas áreas apresentam também as menores declividades da área de estudo (Figura 6.1).

MAPA DE GRADIENTES HIDRÁULICOS

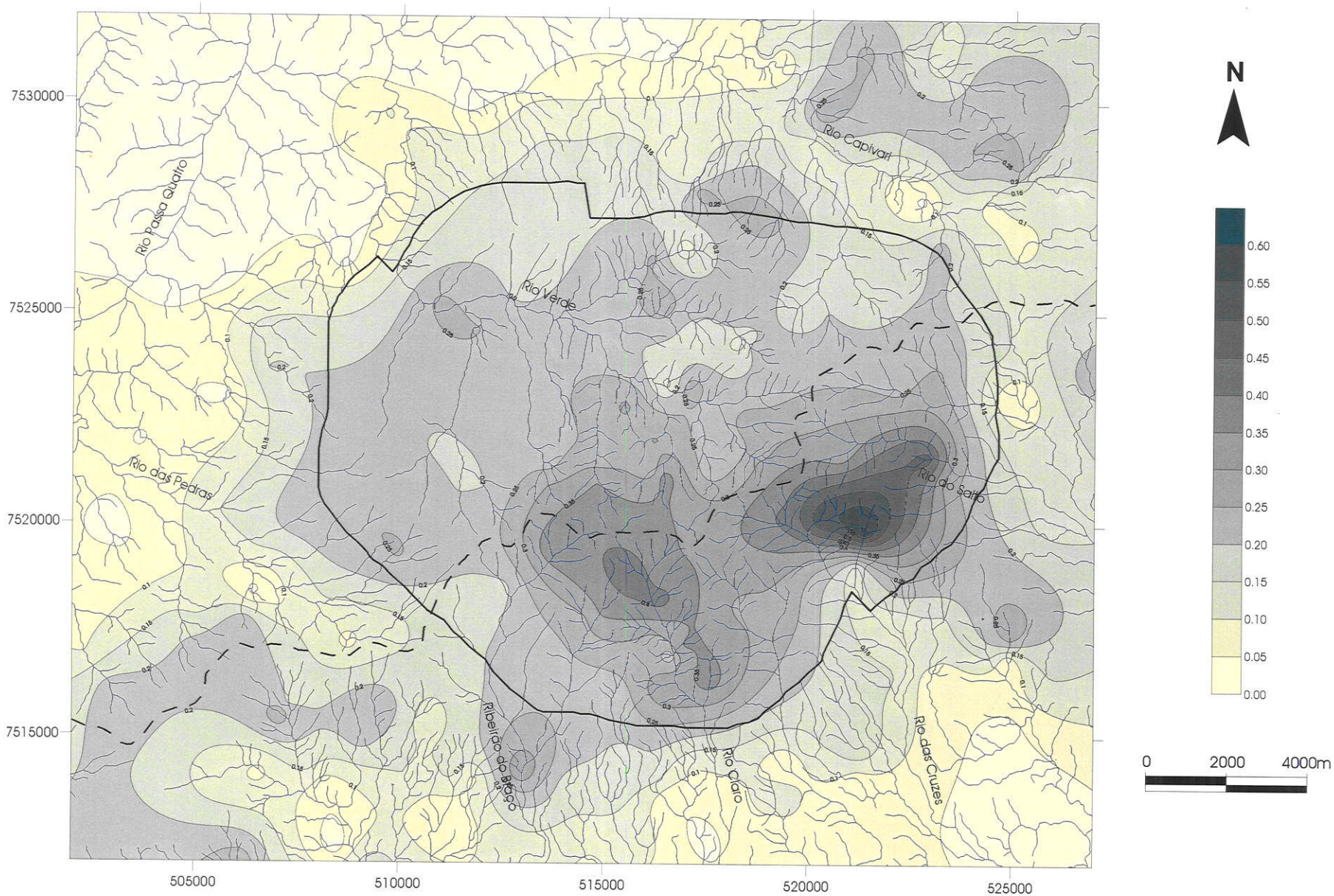


Figura 6.7 *– Mapa de gradientes hidráulicos (h / l). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

MAPA DE DENSIDADE DE DRENAGENS

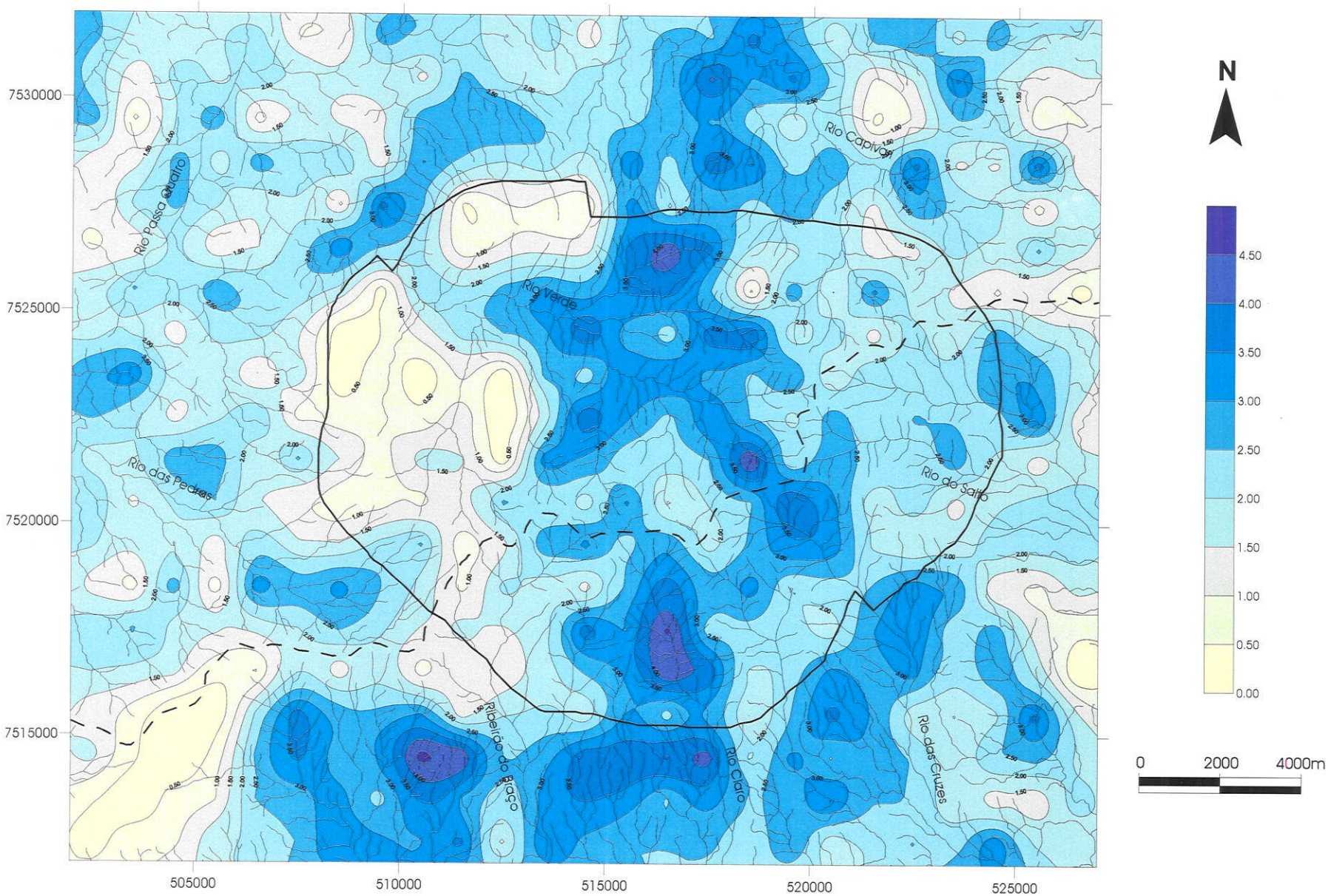


Figura 6.8 *– Mapa de densidade de drenagens (km / km^2). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

MAPA DE DENSIDADE DE LINEAMENTOS

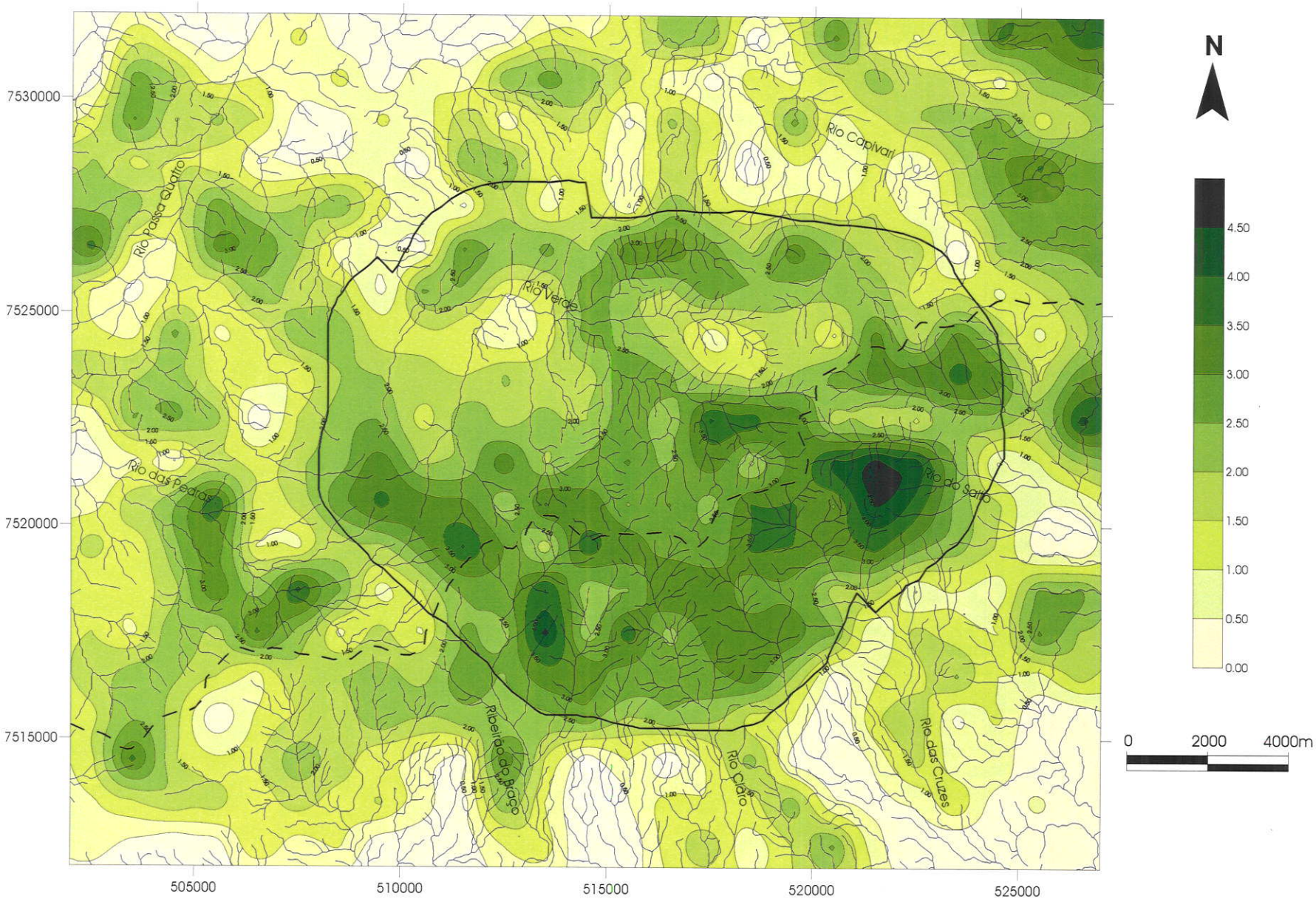


Figura 6.9 *– Mapa de densidade de lineamentos (km / km^2). A linha preta contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha preta tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

7. LINEAMENTOS

A utilização complementar dos mapas de sombreamento de relevo (figuras 7.1 e 7.2) e imagens de satélite (Figura 7.3) como bases para a extração de lineamentos supera uma das principais limitações apresentada pela extração de lineamentos a partir, apenas, de imagens de satélite, pois permite o realce homogêneo das diversas direções estruturais. Como se sabe, o azimute e elevação solar deste último tipo de imagem dependem do momento de imageamento da área. O satélite Landsat 7, por exemplo, um dos principais sensores orbitais cujos produtos são freqüentemente utilizados em Geociências, recobre o sudeste do Brasil a cada 16 dias sempre no mesmo horário, fazendo com que o azimute e a elevação solar variem muito pouco entre duas imagens distintas, mesmo quando se considera imagens multi-sazonais. Por outro lado, mapas de sombreamento de relevo podem ter o azimute e a elevação de iluminação facilmente controlados, permitindo um realce equânime das diversas direções estruturais.

O realce diferencial das formas do relevo perpendiculares e paralelas ao azimute de iluminação da imagem analisada é marcante nas figuras 7.1 a 7.3. A Figura 7.1A, que apresenta azimute de iluminação 90°, evidencia a direção N-S. Para o azimute de iluminação 45°, são ressaltadas as direções NNW-SSE, NW-SE e E-W (Figura 7.1B). A Figura 7.2A, por sua vez, por apresentar o azimute de iluminação 360°, realça as direções ENE-WSW, NW-SE e E-W. As direções N-S, NE-SW, ENE-WSW e E-W são evidenciadas pelo azimute de iluminação 315° (Figura 7.2B). A Figura 7.3, para a qual foi utilizada a imagem de satélite como base para a extração dos lineamentos (azimute de iluminação 62°), ressalta as mesmas direções que a Figura 7.1B além da direção N-S. Vale notar que estas duas imagens apresentam diagramas de rosácea muito semelhantes apesar da marcante diferença no número de lineamentos extraídos para cada imagem.

No intuito de quantificar as vantagens e desvantagens de cada um destes dois produtos como bases para a extração de lineamentos comparou-se os diagramas de rosácea produzidos para os lineamentos extraídos da imagem de satélite com aqueles resultantes dos lineamentos extraídos dos quatro mapas de sombreamento de relevo - azimutes de iluminação 90°, 45°, 360° e 315° e elevação de iluminação de 45° (Figura 7.4).

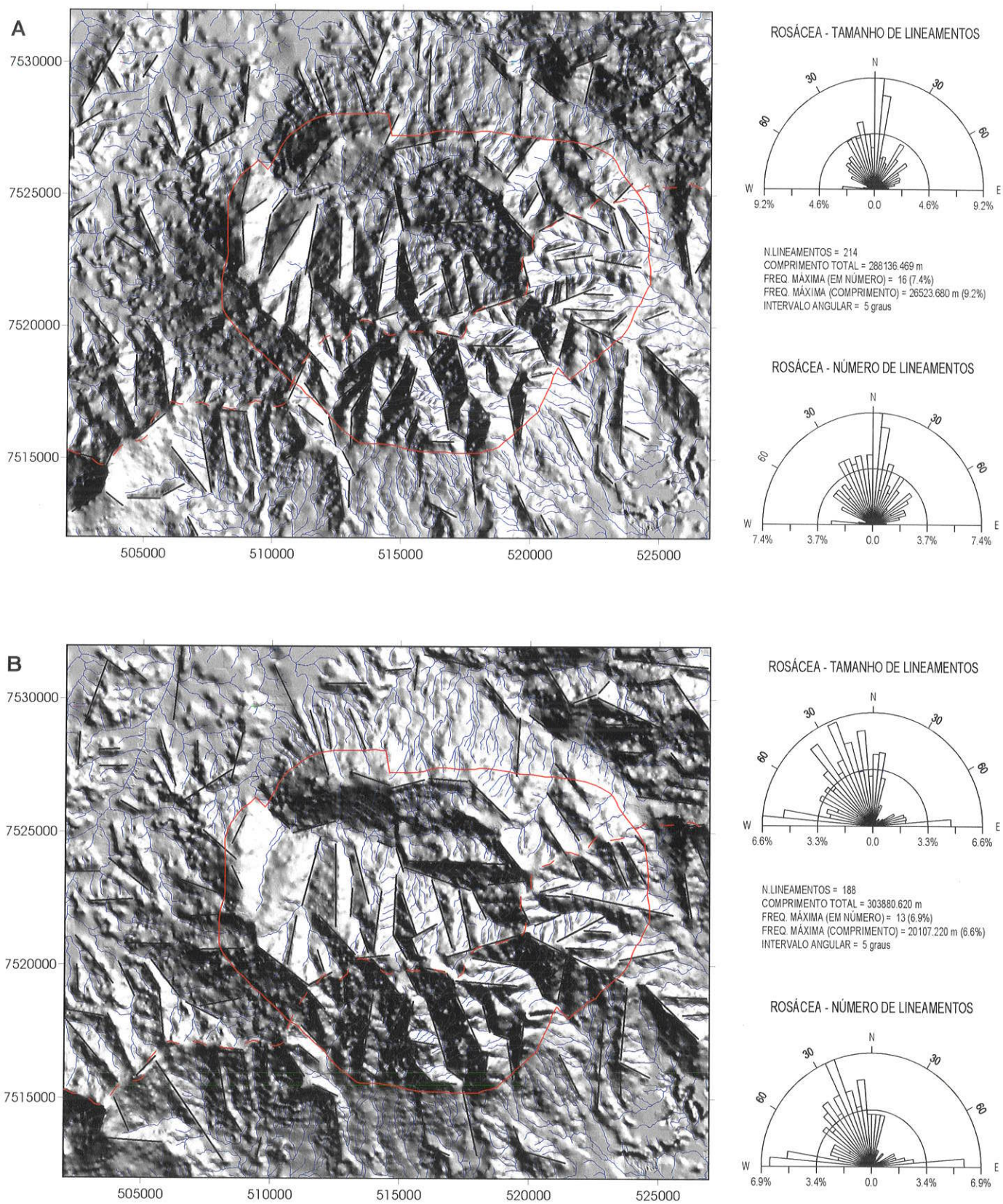
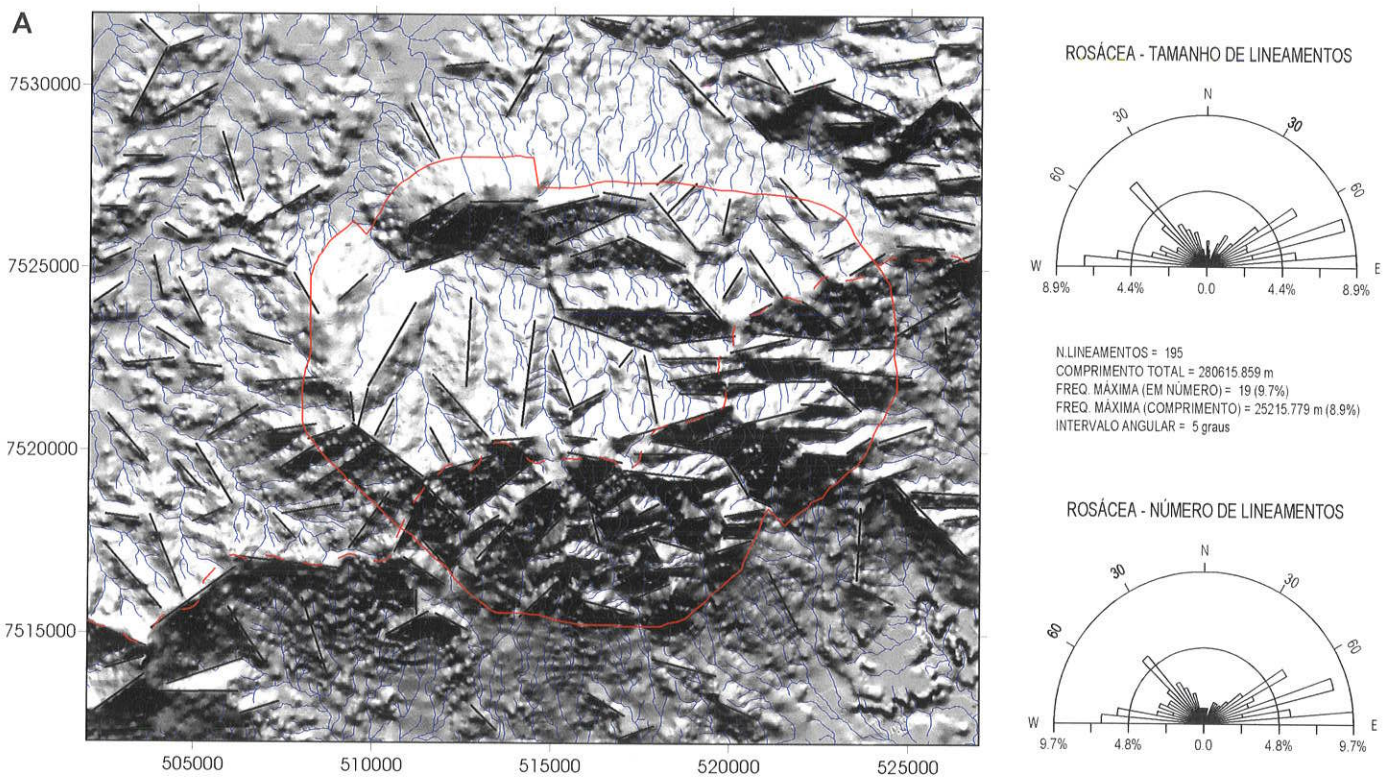


Figura 7.1 *– Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (90° **(A)** e 45° **(B)** azimutes, 45° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*



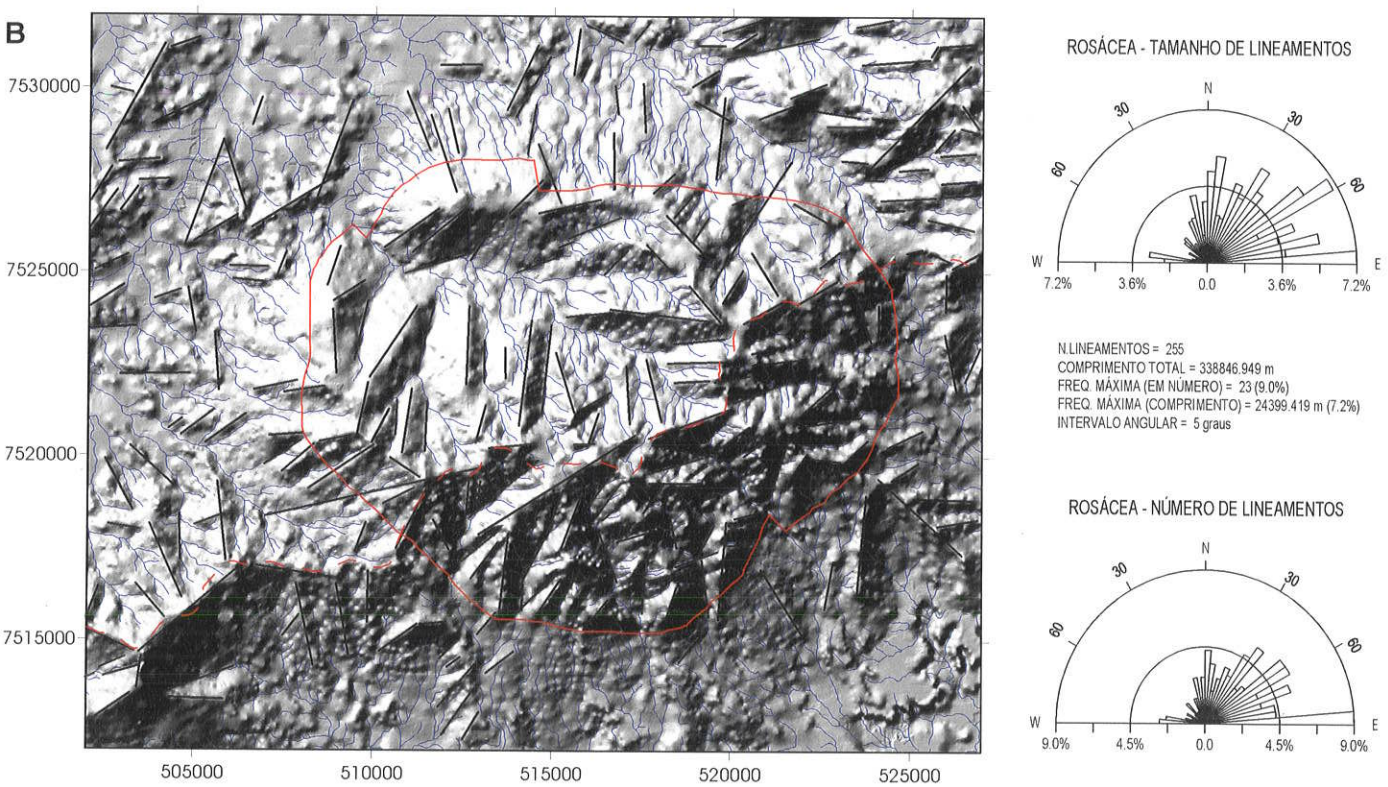


Figura 7.2 *– Lineamentos extraídos de mapas de sombreamento de relevo (360° **(A)** e 315° **(B)** azimutes, 45° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

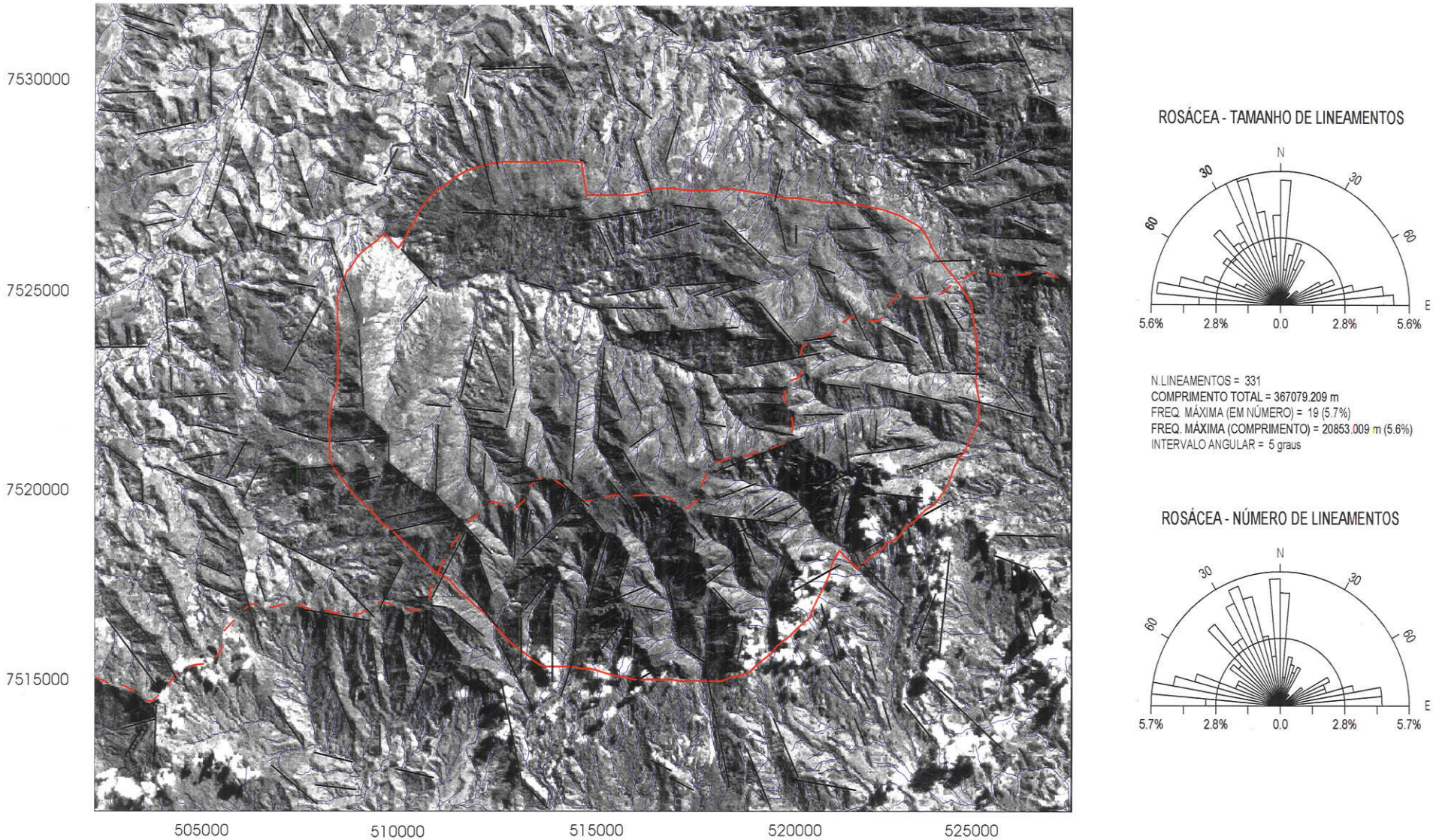


Figura 7.3 *– Lineamentos extraidos de composição em tons de cinza PC1 + banda 8 Landsat 7 ETM + (62° azimute, 54° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

Observa-se nitidamente na Figura 7.4 que a extração de lineamentos a partir da imagem de satélite resulta em uma superestimativa das direções NNW-SSE, NW-SE e WNW-ESE, enquanto que as direções NE-SW e ENE-WSW são subestimadas. Isto ocorre em função da posição do ponto de iluminação da cena, o sol, que está localizado no quadrante NE. Nos mapas de sombreamento de relevo isto é evitado quando se utiliza diversos azimutes de iluminação. Observa-se também que o número total de lineamentos obtido a partir da análise da imagem de satélite é significativamente inferior ao número total de lineamentos obtido a partir da análise conjunta dos quatro mapas de sombreamento de relevo.

As principais vantagens da utilização de imagens de satélite como bases para a extração de lineamentos decorrem da sua maior resolução espacial quando comparadas aos mapas de sombreamento de relevo. A maior resolução espacial possibilita que: (1) as terminações dos lineamentos, elementos essenciais para se estabelecer a cronologia relativa dos eventos geradores, sejam determinadas de maneira mais precisa; e (2) um determinado lineamento previamente obtido a partir da análise de um produto de menor resolução espacial seja dividido em dois ou mais segmentos com direções ligeiramente distintas.

As diferentes fontes utilizadas para a extração de lineamentos são mutuamente complementares, uma vez que cada uma delas realça um aspecto específico do relevo. Enquanto a alta resolução espacial é a principal vantagem das imagens de satélite, a possibilidade de controlar o azimute e a elevação solar nos mapas de sombreamento de relevo os tornam indispensáveis para uma extração equilibrada de lineamentos.

O mapa completo de lineamentos (Figura 7.5) foi obtido a partir da sobreposição dos lineamentos extraídos da imagem de satélite (Figura 7.3) pelos lineamentos extraídos dos mapas de sombreamento de relevo (figuras 7.1 e 7.2). Na elaboração deste mapa completo os lineamentos duplicados foram excluídos para evitar um falseamento da análise estatística.

Diagramas de rosácea foram ainda elaborados para compartimentos específicos da área de estudo uma vez que estes apresentaram distribuições características de lineamentos. Utilizou-se o mapa completo com todos os lineamentos extraídos (Figura 7.5) como base para esta tarefa. Os compartimentos individualizados nesta etapa foram: (1) porção norte da Serra da Mantiqueira (Figura 7.6A); (2) porção sul da Serra da Mantiqueira (Figura 7.6B); (3) rochas do embasamento contidas na área de estudo (Figura 7.7A); (4) MAPQ (Figura 7.7B); (5) porção norte do MAPQ (Figura 7.8A); e (6) porção sul do MAPQ (Figura 7.8B). A delimitação entre as porções norte e sul da Serra da Mantiqueira e do MAPQ foi realizada seguindo o divisor de águas desta serra. Já a delimitação do MAPQ foi elaborada seguindo grosso modo o contorno da intrusão alcalina proposto neste trabalho.

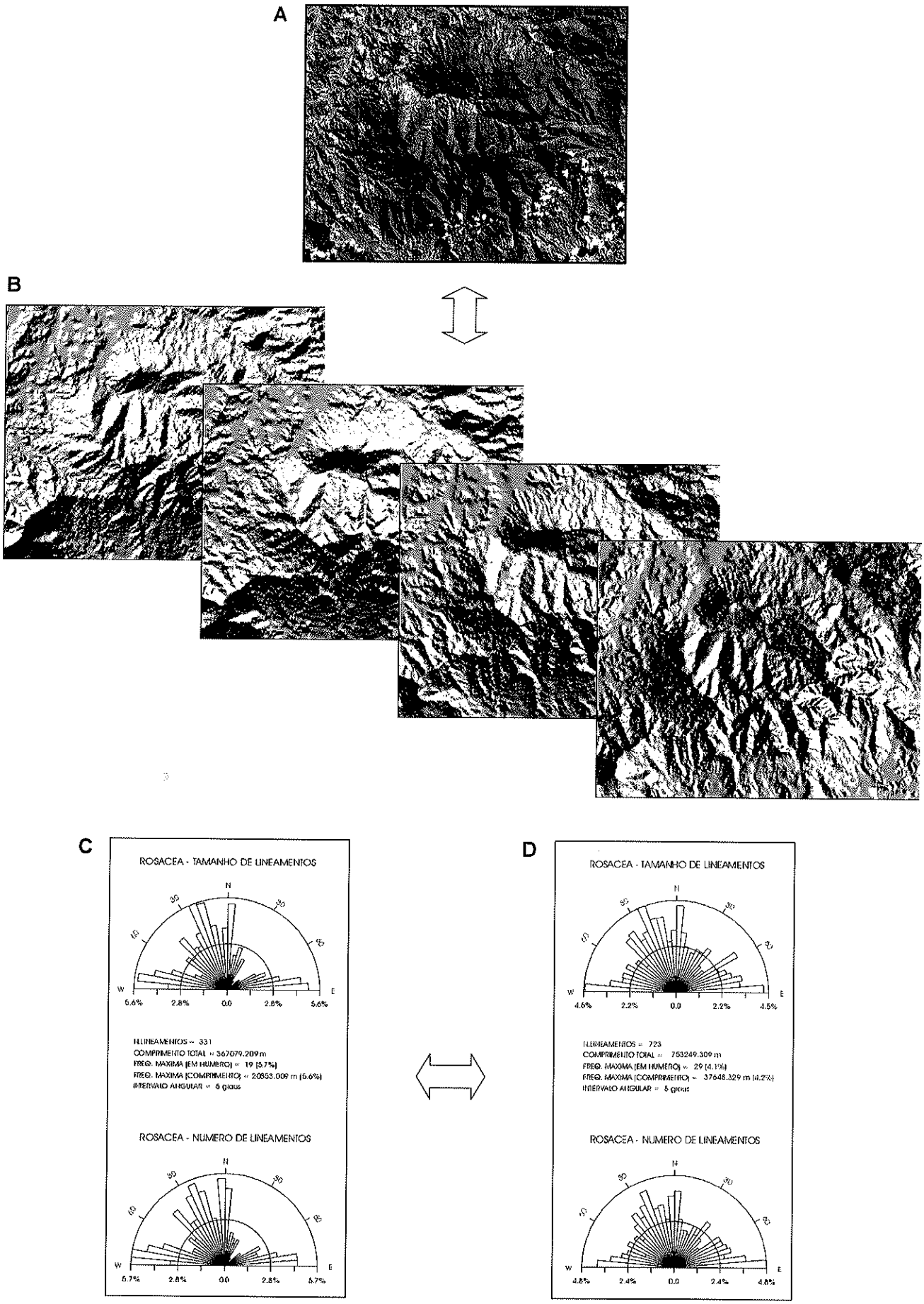


Figura 7.4 – (A) *Composição em tons de cinza PC1 + banda 8 Landsat ETM+ (62° azimute de iluminação) comparada* ***a (B)*** *mapas de sombreamento de relevo com diferentes azimutes de iluminação (315°, 360°, 45°, 90°, da esquerda para a direita) como bases para a extração de lineamentos. Diagramas de rosácea dos lineamentos extraídos da imagem de satélite* ***(C)*** *e dos mapas de sombreamento de relevo* ***(D)****. Ver explanação no texto.*

A análise de lineamentos da área de estudo efetuada sobre o mapa completo de lineamentos (Figura 7.5) indica a presença predominante das seguintes direções: E-W, ENE-WSW, N-S e NNW-SSE, NW-SE. Os mapas de lineamentos elaborados apenas para as rochas do embasamento e do MAPQ (figuras 7.7A e B, respectivamente) indicam, grosso modo, a mesma distribuição de lineamentos, sendo que as direções NNW-SSE, NW-SE e E-W estão predominantemente presentes nos litotipos externos ao MAPQ. Desta forma, a análise dos lineamentos presentes apenas no MAPQ (Figura 7.7B) evidencia três direções preferenciais, ENE-WSW, N-S e NW-SE, além de uma direção subordinada, NE-SW.

As direções E-W a NE-SW são coincidentes com a estruturação regional pré-cambriana dada pelas foliações metamórficas e por zonas de cisalhamento presentes nos litotipos encaixantes ao MAPQ.

Já as direções N-S, NNW-SSE e NW-SE podem estar associadas a eventos mais recentes. Estas direções correspondem na área de estudo a vales retilíneos e a alinhamentos de cristas e escarpas que truncam feições lineares de orientação ao redor de ENE-WSW e são, por vezes, truncadas por estas últimas feições, demonstrando que, pelo menos parte das estruturas N-S, NNW-SSE e NW-SE foram formadas antes daquelas com orientação ENE-WSW.

A direção ENE-WSW aparece particularmente marcada na porção sul do MAPQ (Figura 7.8B) aonde se destaca também a direção NE-SW. A estas direções estão associados tanto lineamentos curtos como feições lineares mais extensas. De uma maneira geral, os segmentos curtos localizam-se na porção intermediária da face sul do MAPQ e são truncados por alinhamentos de cristas e vales de direção NNW-SSE a NW-SE, enquanto que os segmentos maiores marcam aproximadamente o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Quando se considera toda a porção sul da Serra da Mantiqueira (Figura 7.6B), observa-se uma diminuição significativa na importância relativa das direções ENE-WSW e NE-SW em favorecimento das direções NNW-SSE e NW-SE.

MAPA DE LINEAMENTOS

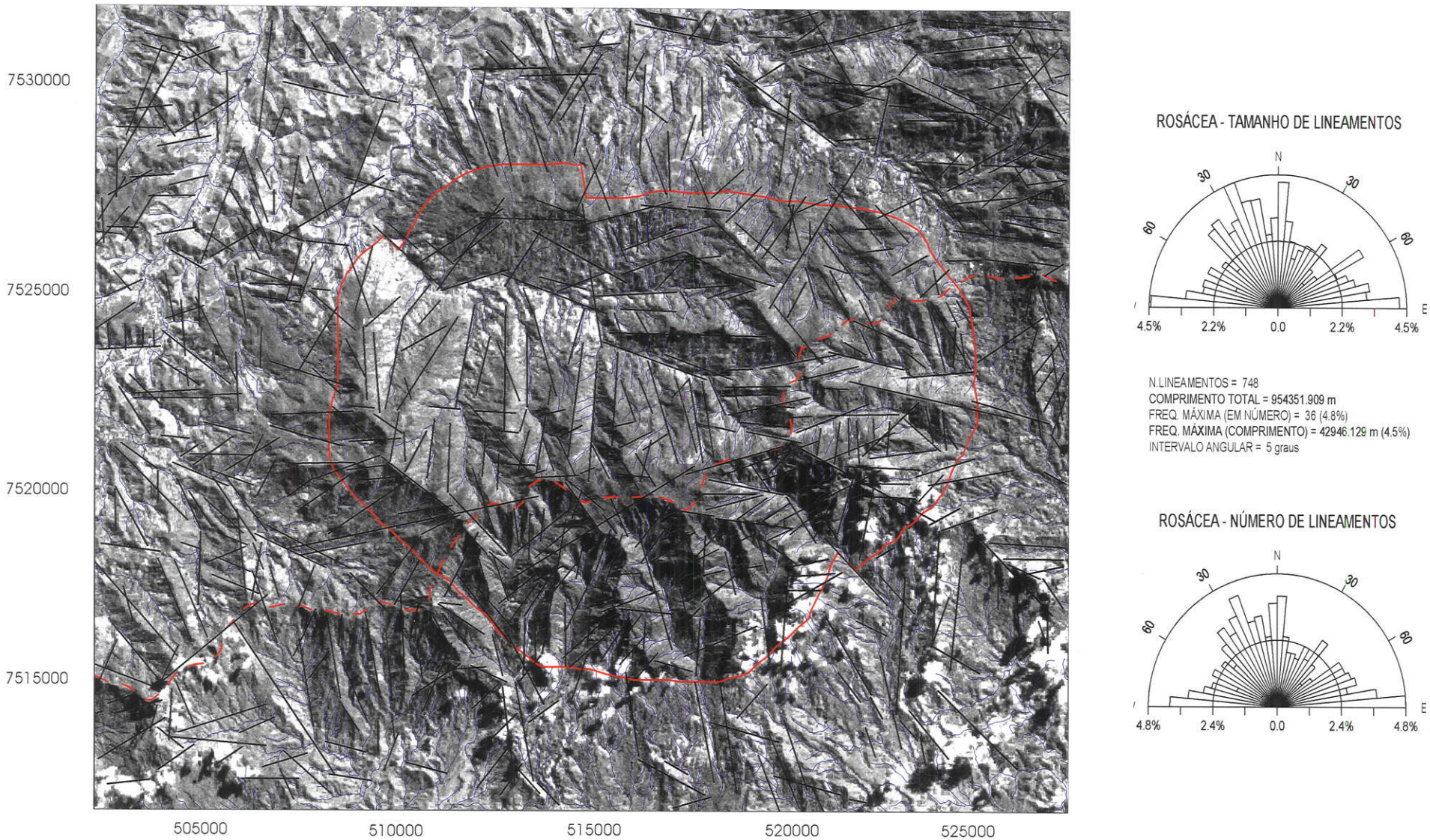
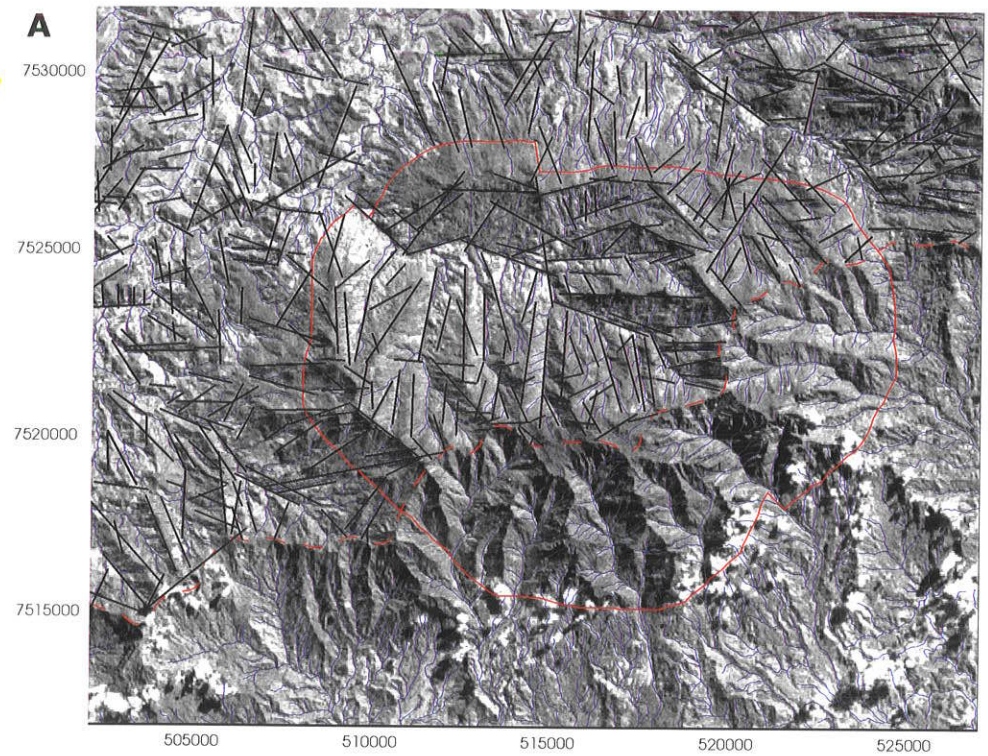
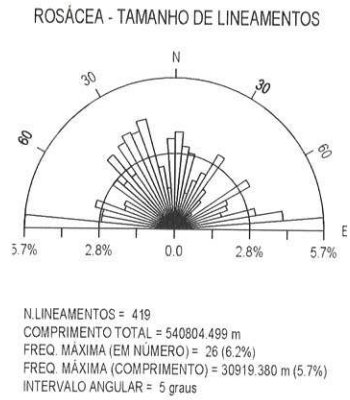
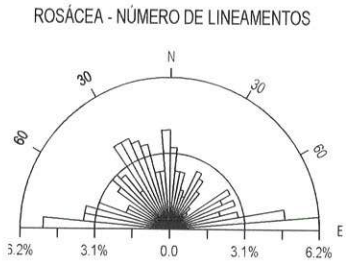
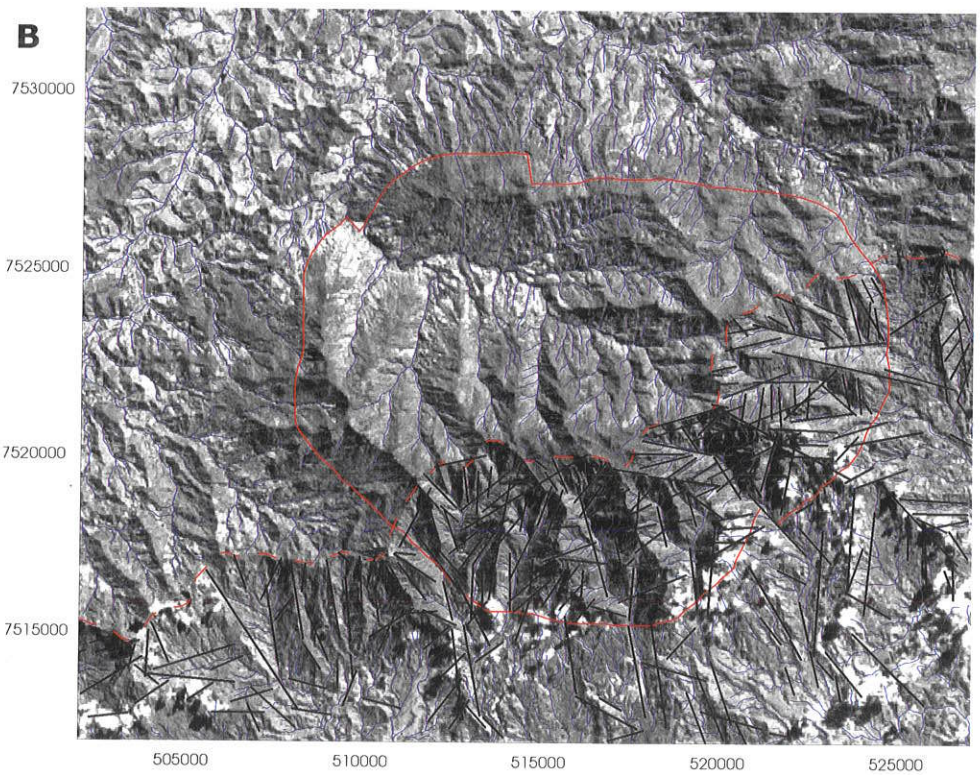


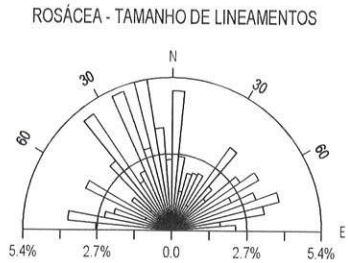
Figura 7.5 *– Mapa completo de lineamentos extraídos a partir dos mapas de sombreamento de relevo (90°, 45°, 360°, 315° azimutes e 45° elevação de iluminação) e composição em tons de cinza PC1 + banda 8 Landsat 7 ETM + (62° azimute, 54° elevação de iluminação) e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Em laranja: estações de agrupamento das juntas no maciço. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*











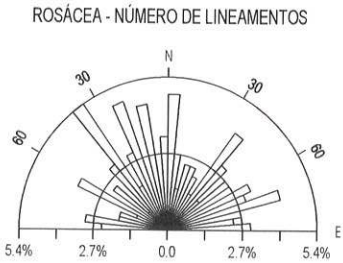


Figura 7.6 *– Lineamentos extraídos das porções norte* ***(A)*** *e sul* ***(B)*** *da Serra da Mantiqueira selecionados a partir do mapa completo de lineamentos e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

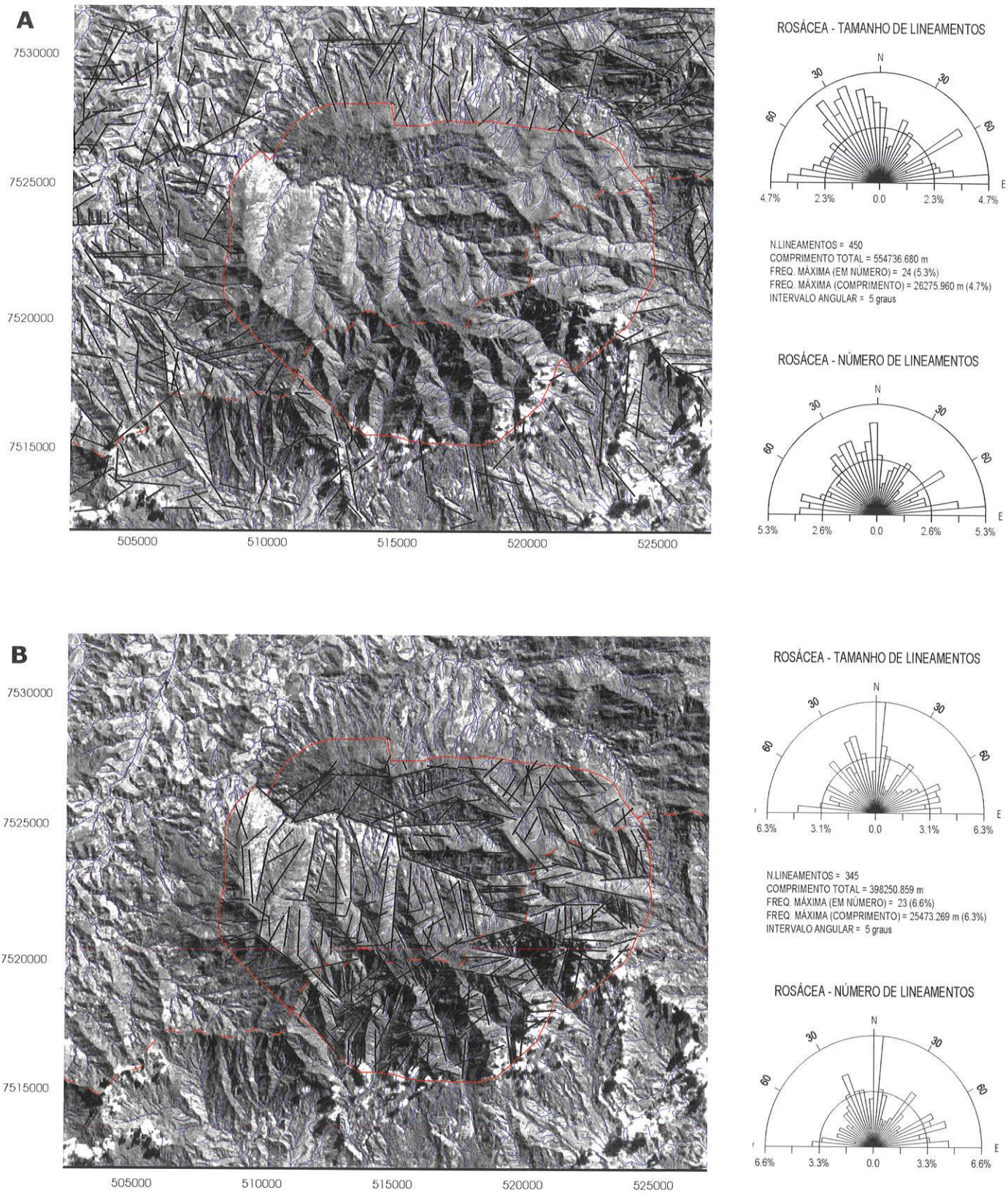


Figura 7.7 *– Lineamentos extraídos das rochas do embasamento contidas na área de estudo* ***(A)*** *e do MAPQ* ***(B)*** *selecionados a partir do mapa completo de lineamentos e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

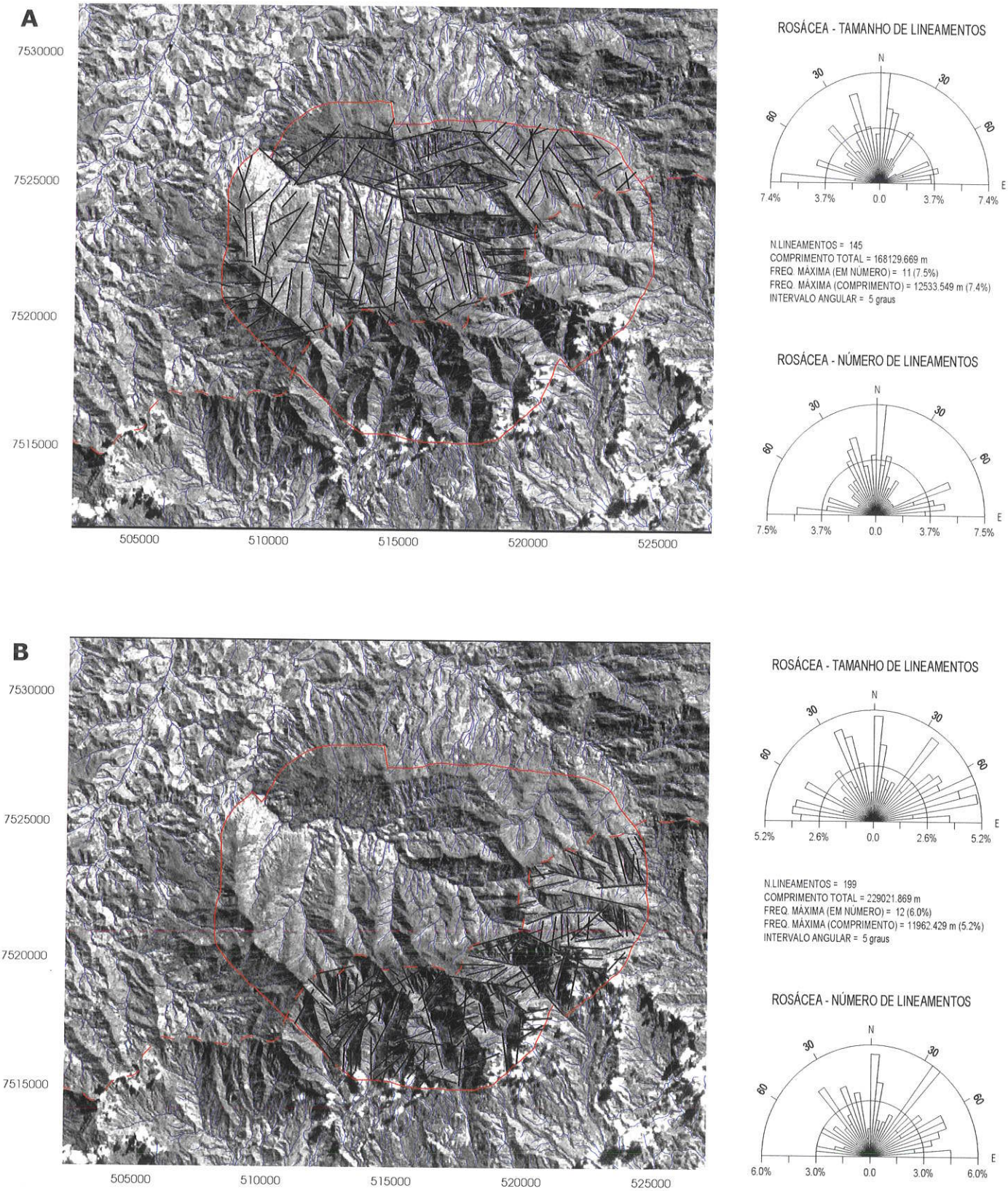


Figura 7.8 *– Lineamentos extraídos das porções norte* ***(A)*** *e sul* ***(B)*** *do MAPQ selecionados a partir do mapa completo de lineamentos e respectivos diagramas de rosácea. A linha laranja contínua refere-se ao contorno aproximado do MAPQ. A linha laranja tracejada marca o divisor de águas da Serra da Mantiqueira. Coordenadas UTM. Ver explanação no texto.*

As direções N-S, NNW-SSE e WNW-ESE estão particularmente bem marcadas por alguns lineamentos proporcionalmente longos na porção norte do MAPQ (Figura 7.8A), que praticamente não apresenta lineamentos nas direções ENE-WSW e NE-SW. Este cenário se mantém praticamente inalterado quando se considera toda a porção norte da Serra da Mantiqueira (Figura 7.6A). Neste caso, ganha importância a direção E-W presente ostensivamente no extremo nordeste da área de estudo.

O maciço apresenta uma população mais definida e proeminente de lineamentos com orientação N-S quando comparado com as rochas do seu entorno, nas quais se observa, em contrapartida, uma maior concentração de lineamentos com orientação ao redor de NNW-SSE e E-W (Figura 7.7).

8. LITOTIPOS

O MAPQ é constituído por rochas leucocráticas, fortemente insaturadas a saturadas, de granulação predominantemente fanerítica e subordinadamente afanítica (figuras 8.1, 8.2 e 8.3). Nefelina sienitos maciços de granulação e textura variadas são os principais representantes das rochas faneríticas, ocorrendo ainda neste grupo, sodalita nefelina sienitos laminados e nefelina microssienitos. Brechas magmáticas alcalinas, fonolitos, traquitos e lamprófiros compõem o grupo das rochas afaníticas encontradas e estudadas no maciço.

8.1 Rochas faneríticas

8.1.1. Nefelina sienitos maciços

Os nefelina sienitos maciços constituem as principais rochas do MAPQ em área de afloramento e recobrem uma área que equivale a pelo menos 80% da área total do maciço alcalino, aproximadamente 130 km^2 (Figura 8.1).

Macroscopicamente, estas rochas apresentam cor cinza claro a cinza escuro, significativa variação na granulação (média a grossa) e textura predominantemente eqüigranular e subordinadamente ineqüigranular maciça, com fenocristais de feldspato alcalino.

Ao microscópio óptico, a assembléia mineralógica essencial destas rochas é caracterizada pela marcante predominância de feldspato alcalino (75 a 80% em volume), ocorrendo subordinadamente nefelina e sodalita (10 a 15% em volume) como minerais félsicos e anfibólio, clinopiroxênio e biotita (10 a 15% em volume) como minerais máficos (figuras 8.2A, B e C). Os minerais acessórios mais freqüentes são opacos, zircão, apatita e titanita, sendo que este último aparece freqüentemente na forma de grandes cristais euédricos. Os cristais de feldspato alcalino são subedrais a euedrais de hábito tabular, micropertícos a pertíticos e apresentam freqüentemente geminação de Carlsbad, tendo sido observadas as variedades ortoclásio e microclínio. Os cristais de nefelina variam de anedrais a euedrais na mesma amostra, e entre amostras distintas, enquanto que a sodalita é predominantemente subedral. Anfibólio, clinopiroxênio e biotita são anedrais a subedrais e ocorrem em glomérulos, intercrescimentos complexos ou grãos separados. O anfibólio apresenta tonalidades que variam de verde-amarelado a marrom, com pleocroísmo significativo. A biotita apresenta cor marrom e pleocroísmo moderado e os clinopiroxênios cor verde-amarelada e pleocroísmo suave. A presença e predominância relativa dos

minerais máficos essenciais variam consideravelmente entre as amostras estudadas. Na maior parte das amostras observa-se a presença das três fases máficas essenciais, com predomínio dos anfibólios ou biotitas. O clinopiroxênio ocorre tipicamente como núcleo dos cristais de anfibólio, posição ocupada, por vezes, pela própria biotita. A textura predominante destas rochas é subedral granular e subordinadamente ineqüigranular, com matriz de granulação média subedral granular e fenocristais de feldspato alcalino tabular.

8.1.2. Sodalita nefelina sienitos laminados

Estas rochas são encontradas na porção noroeste do maciço (Figura 8.1). A densa cobertura vegetal presente nesta região, associada ao avançado estado de alteração das rochas bem como à ausência de acessos, impossibilitaram a delimitação do corpo de sodalita nefelina sienito laminado na Figura 8.1. O contato com os nefelina sienitos maciços, que circundam os litotipos alcalinos laminados, não foi observado.

Os sodalita nefelina sienitos laminados apresentam cor cinza, granulação grossa e marcante textura traquitóide, determinada pela orientação sub-paralela dos cristais tabulares de feldspato alcalino.

Ao microscópio óptico, a assembléia mineralógica essencial e acessória destas rochas é muito semelhante àquelas dos nefelina sienitos maciços (Figura 8.2D). As principais diferenças devem-se à ausência de anfibólio como fase máfica essencial e à menor proporção em volume dos minerais máficos (5%) em relação aos minerais félsicos (feldspato alcalino, ao redor de 85%, e nefelina e sodalita, aproximadamente 10%). Os cristais de feldspato alcalino (ortoclásio e microclínio) apresentam-se euedrais com hábito marcantemente tabular e freqüentemente geminados segundo a lei de Carlsbad. A nefelina é anedral intersticial e a sodalita apresenta-se predominantemente subedral. Clinopiroxênio e biotita ocorrem como cristais separados e subedrais.

A textura euedral granular marcantemente traquitóide além da pequena quantidade de minerais máficos caracterizam estas rochas.

8.1.3. Nefelina microssienitos

Nefelina microssienitos ocorrem sob a forma de minidiques, diques e *plugs* (Figura 8.1). Os minidiques e diques apresentam-se orientados segundo NW-SE e sua espessura varia de poucos centímetros (para os minidiques) até 4 decímetros (para os diques), distribuindo-se preferencialmente nas proximidades dos *plugs* destas mesmas rochas. Sete diques de nefelina microssienitos foram mapeados.

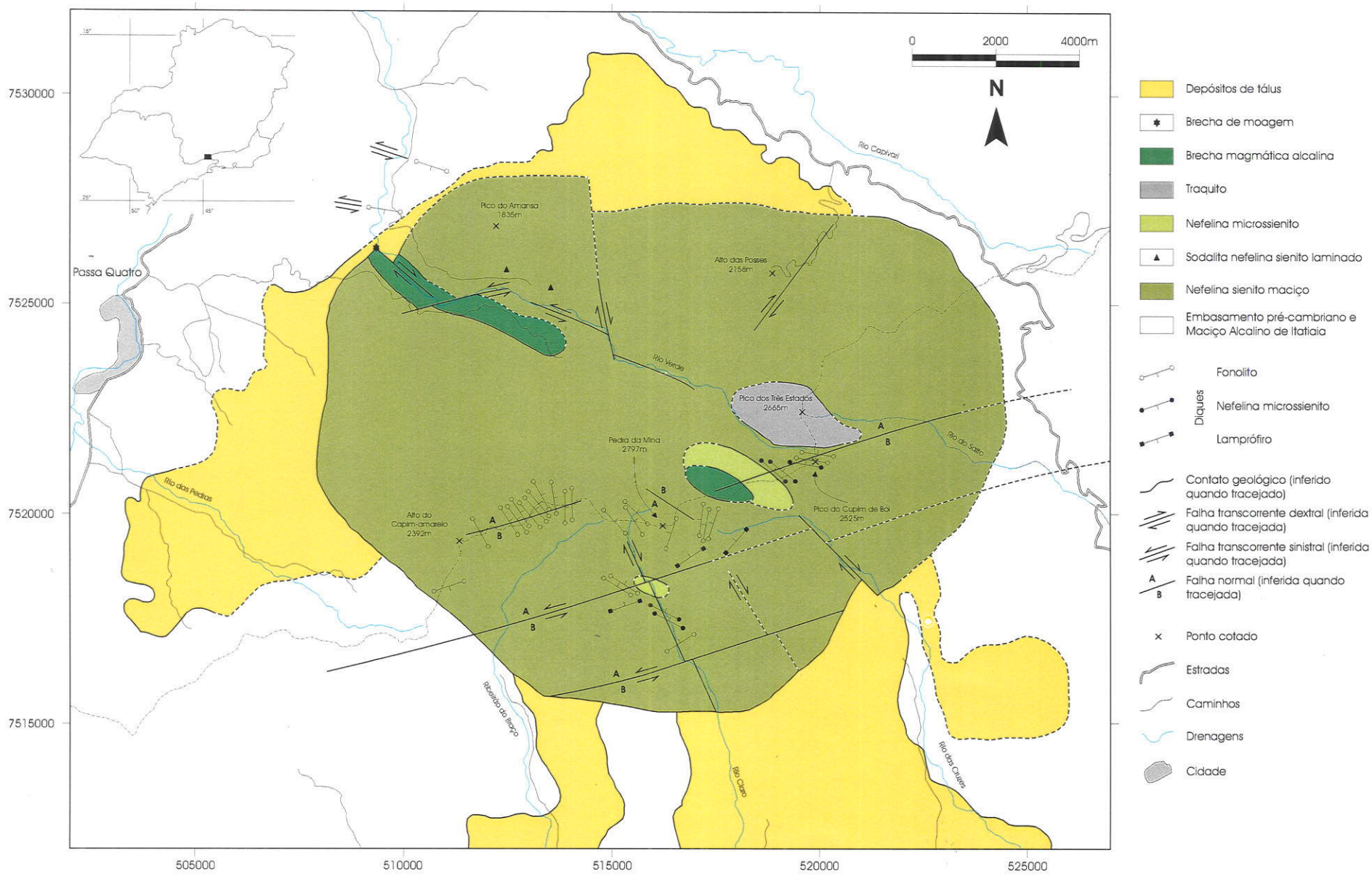


Figura 8.1 *- Esboço geológico do Maciço Alcalino de Passa Quatro. Coordenadas UTM. Contatos dos depósitos de tálus modificados de Sígolo (1988).*

Os dois *plugs* de nefelina microssienitos caracterizados no MAPQ apresentam forma elíptica com eixo maior orientado segundo NW-SE e equivalem aproximadamente a 5% da área total do maciço. O menor deles foi localizado na porção sul do MAPQ, aflorando no alto curso do Rio Claro, enquanto que a ocorrência mais expressiva em área foi localizada entre e Pedra da Mina e o Pico dos Três Estados. Ambos intrudem os nefelina sienitos maciços.

A olho nu, os nefelina microssienitos apresentam cor cinza claro, granulação fina a média e textura predominantemente eqüigranular e subordinadamente ineqüigranular maciça a ligeiramente orientada, com fenocristais de feldspato alcalino e biotita.

A assembléia mineralógica essencial e acessória destas rochas observadas ao microscópio óptico é muito semelhante àquela dos nefelina sienitos maciços (Figura 8.2E). A distribuição das fases máficas é marcada pelo predomínio de biotita, que por vezes é o único mineral máfico essencial presente nas amostras, seguida de clinopiroxênio e subordinadamente anfibólio. A proporção total dos minerais máficos não supera 10% em volume, enquanto que o feldspato alcalino é responsável por 80% e a nefelina por 10% destas rochas. Nas ocorrências do tipo *plug,* o feldspato alcalino apresenta-se subedral, e nas ocorrências do tipo dique estes minerais formam ripas euedrais bem definidas, orientadas sub-paralelamente. Em ambos os tipos de ocorrências, a nefelina é predominantemente anedral e intersticial, sendo que as fases máficas caracterizam-se pelas formas subedrais.

Estas rochas apresentam textura subedral granular e subordinadamente ineqüigranular, com matriz de granulação fina subedral granular e fenocristais de feldspato alcalino e biotita. As ocorrências de nefelina microssienitos em diques caracterizam-se por apresentar textura traquitóide euedral granular definida pelas ripas de feldspato alcalino.

Ocorrem ainda, principalmente na porção central do MAPQ (arredores da Pedra da Mina), bolsões pegmatóides com a mesma assembléia mineralógica essencial dos sodalita nefelina sienitos maciços. Estes corpos apresentam formas circulares irregulares no plano horizontal, com diâmetro inferior a 2 metros, contatos gradacionais ao longo de faixas centimétricas e granulação muito grossa. Os cristais tabulares de feldspato alcalino ultrapassam freqüentemente 5 centímetros de comprimento e os cristais de nefelina são intersticiais.

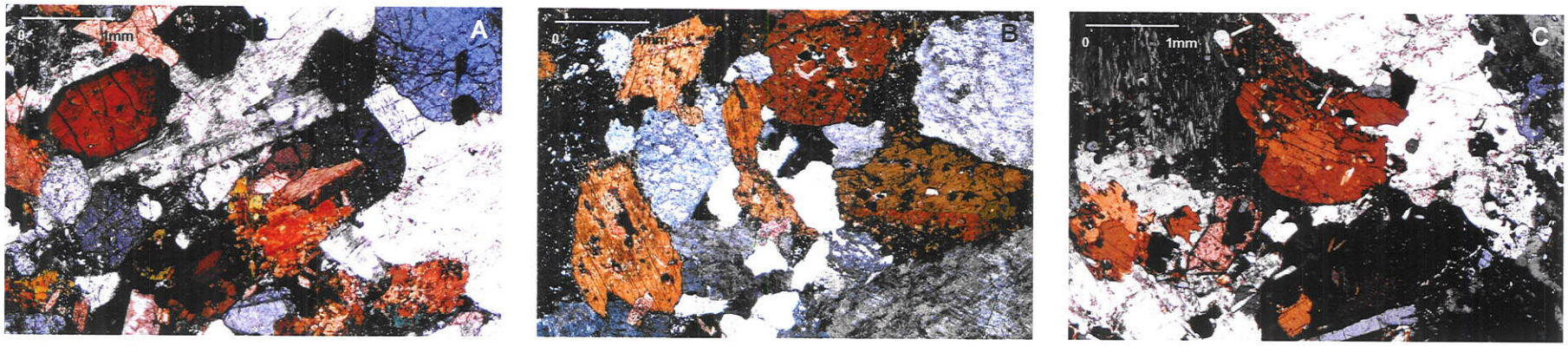
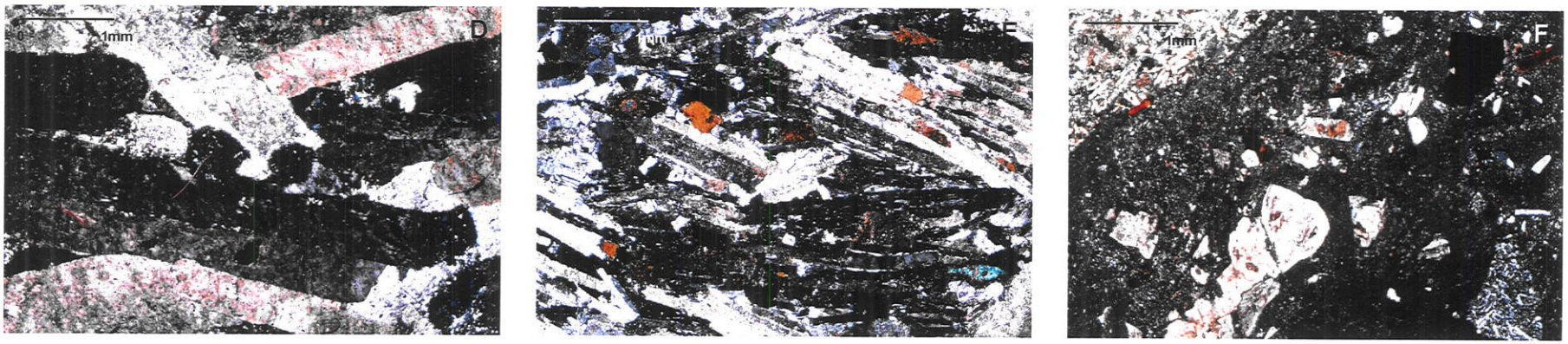


Figura 1 *– Fotomicrografias dos nefelina sienitos maciços* ***(A, B*** *e* ***C)****, sodalita nefelina sienito laminado* ***(D)****, nefelina microssienito* ***(E)*** *e brecha magmática alcalina* ***(F)****.* ***(A)*** *Textura subedral granular, com feldspato alcalino tabular geminado, nefelina hexagonal, sodalita subedral, biotita (marrom), anfibólio (verde amarelado) e pequenos cristais de clinopiroxênio.* ***(B)*** *Textura anedral granular com cristais de feldspato alcalino pertítico e nefelina anedral. Anfibólio (amarelo esverdeado) e biotita (marrom) constituem as fases máficas essenciais.* ***(C)*** *Textura subedral granular, com grandes cristais de feldspato alcalino micropertítico e biotita como núcleo dos cristais de anfibólio. A nefelina ocorre como pequenos cristais subedrais e intercrescida com o feldspato alcalino.* ***(D)*** *Marcante textura euedral granular traquitóide, com tábuas de feldspato alcalino geminados, nefelina intersticial e sodalita subedral.* ***(E)*** *Textura euedral granular traquitóide, com ripas de feldspato alcalino e nefelina hexagonal e retangular além de biotita (marrom claro) e clinopiroxênio (alta birrefringência).* ***(F)*** *Matriz hipocristalina parcialmente devitrificada e clastos subangulosos de fonolitos além de fenocristais de sanidina e nefelina. Todas as fotomicrografias foram obtidas com os polarizadores cruzados.*



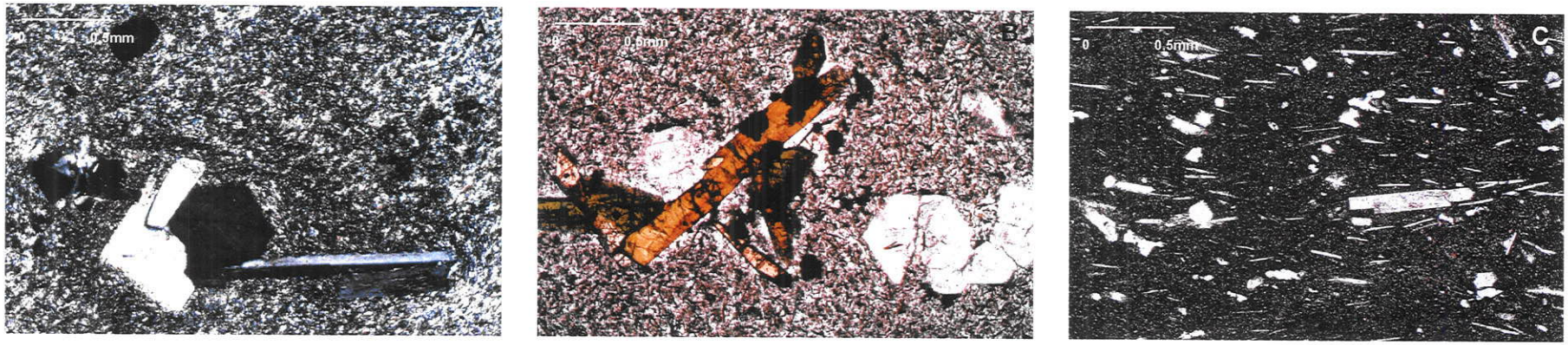
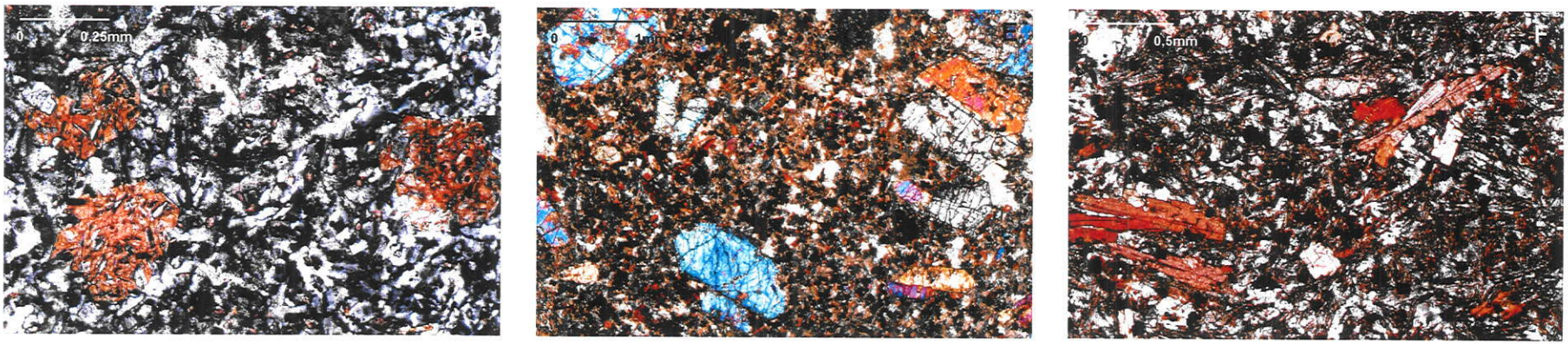


Figura 1 *– Fotomicrografias dos fonolitos* ***(A, B*** *e* ***C)****, traquito* ***(D)*** *e lamprófiros* ***(E*** *e* ***F)****.* ***(A*** *e* ***B)*** *Textura porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino tabular geminado e nefelina hexagonal e retangular, além de clinopiroxênio e titanita (os dois últimos apenas em B). Matriz microcristalina formada por intercrescimentos de feldspato alcalino, nefelina e micrólitos de piroxênio. Textura traquítica pode ser observada em A.* ***(C)*** *Textura porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino (ripas) e nefelina (retangular) e matriz hipocristalina parcialmente devitrificada. Os fenocristais apresentam orientação subparalela proeminente.* ***(D)*** *Textura microporfirítica com fenocristais de biotita e matriz microcristalina constituída por intercrescimento de feldspato alcalino, nefelina e micrólitos de piroxênio.* ***(E*** *e* ***F)*** *Textura porfirítica com fenocristais subédricos a euédricos de clinopiroxênio (alta birrefringência) e biotita (marrom, apenas em F) e matriz composta por intercrescimentos de piroxênio, biotita e opacos e subordinadamente, feldspato alcalino, nefelina e carbonato. Fotomicrografias A, D e E obtidas com polarizadores cruzados, as demais fotomicrografias foram obtidas com polarizadores paralelos.*



8.2 *Rochas afaníticas*

8.2.1. Brechas magmáticas alcalinas

As brechas magmáticas alcalinas distribuem-se em duas faixas alongadas segundo NW-SE, que equivalem a aproximadamente 10% da área total do maciço (Figura 8.1). A principal ocorrência em área destas rochas distribui-se desde a porção centro-oeste do maciço até o extremo noroeste, sendo intrusiva nos nefelina sienitos maciços. A ocorrência menos expressiva em área destas rochas distribui-se entre a Pedra da Mina e o Pico dos Três Estados e tem como litotipo encaixante os nefelina sienitos maciços a oeste e sul e os nefelina microssienitos a norte e leste.

A olho nu, as brechas magmáticas alcalinas apresentam cor cinza escuro esverdeado, brilho gorduroso, matriz de granulação muito fina porfirítica com fenocristais de feldspato alcalino, clastos sub-angulosos milimétricos a decimétricos de rochas alcalinas predominantemente afaníticas e subordinadamente faneríticas de granulação fina a média. A alteração intempérica atua de maneira diferencial sobre a matriz e os clastos destes litotipos, ressaltando os clastos e alterando mais facilmente a matriz, facilitando significativamente seu reconhecimento em campo (Figura 8.4).

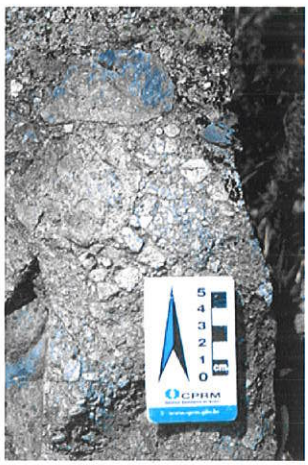


Figura 8.4 *– **(A)** Bloco de brecha magmática alcalina e **(B)** detalhe do mesmo bloco. Notar como a alteração intempérica atua de maneira diferencial sobre a matriz (mais suscetível à alteração) e os clastos (mais resistentes à alteração). Estação 19, PQ 101, UTM 517521 E / 7520390 N. Ver explanação no texto.*

Ao microscópio óptico, a matriz destas rochas mostra-se hipocristalina parcialmente devitrificada (Figura 8.2F). Cristais de feldspato alcalino anedral (sanidina) assim como agulhas de piroxênio e minerais secundários de alteração, como cancrinita e natrolita, são observados na matriz. Tênues texturas traquíticas estão presentes em algumas amostras. Além dos fenocristais de feldspato alcalino (sanidina) pode-se observar outros de nefelina,

opacos e piroxênio, todos subedrais a anedrais. Os clastos englobados apresentam assembléia mineralógica, granulação e texturas características das rochas fonolíticas, dos nefelina microssienitos e dos nefelina sienitos maciços. Bordas de reação podem ser observadas em alguns casos. A quantidade de clastos presentes varia significativamente de afloramento para afloramento, sendo que a sustentação pela matriz é sempre mantida.

8.2.2. Fonolitos

Os fonolitos ocorrem na forma de minidiques e diques, caracterizando a grande maioria destes corpos encontrados no MAPQ (totalizando mais de 30 minidiques e diques, Figura 8.1). Duas famílias de minidiques e diques fonolíticos com orientações preferenciais segundo NNW-SSE e NNE-SSW (Figura 9.24) foram determinadas. A espessura destes corpos varia de poucos centímetros (minidiques) até 2 metros (diques), sendo que a espessura que predomina é de alguns decímetros. Minidiques e diques destas rochas ocorrem dispersos sobre praticamente todo o maciço, observando-se uma marcante concentração de corpos sub-paralelos orientados segundo NW-SE a N-S na porção centro-oeste do maciço, sobre a divisa dos estados de São Paulo e Minas Gerais.

Macroscopicamente, estas rochas apresentam cor verde escuro a cinza escuro esverdeado, granulação muito fina, textura tipicamente ineqüigranular porfirítica, aspecto maciço e brilho gorduroso. A olho nu reconhece-se fenocristais de feldspato alcalino e/ou feldspatóides.

Ao microscópio óptico, acentua-se o caráter porfirítico com matriz microcristalina a criptocristalina das amostras, que apresentam, por vezes, textura traquítica (Figura 8.3A, B e C). Os fenocristais observados constituem-se principalmente de tábuas de feldspato alcalino (sanidina) e nefelina euédricos, e subordinadamente de clinopiroxênio, biotita e titanita, também euédricos.

A mineralogia essencial das rochas holocristalinas é formada principalmente por feldspato alcalino (70 a 75% em volume) e nefelina (10 a 15% em volume) como fases félsicas essenciais e piroxênio e biotita (10 a 15% em volume) como fases máficas essenciais e ainda titanita (euédrica) e opacos como fases acessórias. A matriz destes litotipos apresenta intercrescimentos de granulação muito fina de feldspato alcalino e nefelina anedrais e intersticiais, além de micrólitos de piroxênio. O feldspato alcalino presente na matriz é do tipo sanidina e os fenocristais deste mesmo mineral apresentam-se freqüentemente geminados segundo a lei de Carlsbad. A nefelina encontrada na matriz é anedral intersticial, enquanto que os fenocristais deste mesmo mineral são euédricos, apresentando formas retangulares e hexagonais. Os micrólitos de piroxênio são aciculares e

apresentam coloração verde claro sendo que os fenocristais deste mineral são prismáticos euédricos de cor verde amarelado.

As rochas hipocristalinas, por sua vez, apresentam apenas fenocristais de minerais félsicos, a saber feldspato alcalino em ripas e retângulos de nefelina, marcantemente orientados em disposição sub-paralela. Na matriz criptocristalina parcialmente devitrificada se observam feldspato alcalino anedral, agulhas de piroxênio e minerais secundários de alteração, como cancrinita e natrolita.

8.2.3. Traquitos

Estas rochas caracterizam um *plug* de forma sigmóide, com eixo maior orientado segundo WNW-ESE, que sustenta o Pico dos Três Estados e seu entorno, representando aproximadamente 5% da área do maciço (Figura 8.1).

Os traquitos apresentam cor cinza claro a cinza escuro, granulação muito fina, aspecto maciço, textura ineqüigranular porfirítica com fenocristais predominantemente de feldspato alcalino e subordinadamente de biotita.

Ao microscópio óptico seu caráter porfirítico é ressaltado, bem como sua matriz eqüigranular muito fina holocristalina, que em algumas amostras apresenta textura traquítica (Figura 8.3D). Os fenocristais de feldspato alcalino (sanidina) e biotita são euédricos sendo que os últimos apresentam inclusões de feldspato alcalino, piroxênio e apatita.

A mineralogia essencial e acessória destas rochas é muito semelhante àquela dos fonolitos holocristalinos, e as principais diferenças entre estes grupos de rochas devem-se à ausência ou menor quantidade de nefelina (menos de 5% em volume) e piroxênio (menos de 5% em volume) nos traquitos. A matriz dos traquitos caracteriza-se por apresentar marcante predominância de feldspato alcalino em ripas parcialmente intercrescidas (sanidina), nefelina intersticial (quando presente) e micrólitos de piroxênio.

8.2.4. Lamprófiros

Apenas três diques de lamprófiros com espessura entre 2 e 4 decímetros foram caracterizados no MAPQ. A orientação destes corpos é essencialmente NE-SW e eles estão localizados na porção centro-sul do maciço (figuras 8.1 e 9.25).

A olho nu, os lamprófiros apresentam cor cinza escuro a preto, granulação muito fina, aspecto maciço e textura tipicamente ineqüigranular porfirítica com fenocristais de biotita e piroxênio.

O caráter porfirítico destas rochas é realçado ao microscópio óptico, assim como os fenocristais subédricos a euédricos de biotita, clinopiroxênio e subordinadamente pseudomorfos de olivina completamente serpentinizados (Figura 8.3E e F). Algumas

amostras apresentam marcante orientação subparalela dos cristais alongados de biotita e aciculares de clinopiroxênio. A mineralogia essencial destas rochas envolve feldspato alcalino e nefelina como fases félsicas (15 a 25% em volume), e clinopiroxênio, biotita e opacos em ordem decrescente de abundância como fases máficas (75 a 85% em volume), além de carbonato, apatita e rutilo como fases acessórias. A matriz destas rochas apresenta intercrescimentos de granulação muito fina de clinopiroxênio, biotita e opacos subedrais e feldspato alcalino, nefelina e carbonato anedrais intersticiais. A biotita apresenta cor marrom avermelhado e pleocroísmo significativo. Micrólitos de clinopiroxênio apresentam cor verde claro e o feldspato alcalino é do tipo sanidina. O carbonato aparenta ser secundário em função das suas características texturais.

Além das rochas descritas acima, foi caracterizada uma ocorrência localizada de brecha de moagem (*sensu* Sibson 1977) afetando brecha magmática alcalina no extremo noroeste do maciço (estação 26). Esta rocha apresenta-se coesa, não foliada, com menos de 10% de matriz; os fragmentos são angulosos com diâmetro médio de alguns centímetros e se observa uma grande quantidade de veios irregulares de calcita com espessura milimétrica.

9. ESTRUTURAS RÚPTEIS E PALEOTENSÕES ASSOCIADAS

Durante as atividades de campo, a observação e a caracterização de feições estruturais em sítios previamente selecionados envolveu o cadastramento de dados de juntas sistemáticas, dados pareados falhas / estrias e diques de rochas alcalinas. Os dois últimos grupos de estruturas ocorrem na área de estudo em quantidade significativamente menor do que as famílias de juntas sistemáticas. A análise dos dados de juntas e falhas / estrias permitiu a determinação dos paleotensores e o estabelecimento da cronologia relativa de formação das diferentes famílias de estruturas que afetam o MAPQ. A integração entre os dados estruturais e petrográficos dos diques de rochas alcalinas permitiu a individualização de duas famílias de diques, auxiliando também na determinação dos paleotensores e da cronologia relativa dos eventos tectônicos rúpteis que afetaram o maciço.

9.1. JUNTAS

Os dados apresentados a seguir referem-se às juntas sistemáticas e falhas para as quais não foi possível determinar claramente as estrias de atrito que seccionam as rochas alcalinas do MAPQ e os diques de rochas alcalinas que intrudem o embasamento pré-cambriano nas redondezas do maciço. Para cada grupo de dados separou-se as estruturas em função do seu ângulo de mergulho, que foi classificado em alto (> 65°), intermediário (≤ 65° e > 40°) e baixo (≤ 40°). Esta distinção objetiva facilitar a caracterização geométrica e genética existente entre as diversas famílias de fraturas identificadas, uma vez que, conforme já tratado na seção 3.6, as fraturas com ângulo de mergulho intermediário podem ter sido geradas sob regime distensivo e as fraturas com ângulo de mergulho baixo podem ter sido geradas sob regime compressivo. A filiação genética das fraturas com ângulo de mergulho alto a intermediário foi estabelecida considerando-se os parâmetros apresentados na seção 3.6 (*cf.* Figura 3.6). Dentre os parâmetros mais utilizados estão: (1) o paralelismo de famílias de juntas a indicadores cinemáticos; (2) a arquitetura do sistema de juntas; e principalmente (3) os intervalos de ângulo diedro para famílias conjugadas de juntas contemporâneas. Neste último caso, a caracterização da classe genética das juntas varia em função do ângulo diedro (2θ) formado entre famílias conjugadas da seguinte forma: (1) $2\theta < 10°$, caracteriza juntas de extensão; (2) $10° \leq 2\theta < 50°$, caracteriza juntas conjugadas híbridas; e (3) $2\theta \geq 50°$, caracteriza juntas conjugadas de cisalhamento.

A cronologia relativa de formação dos sistemas de fraturas que compõem o padrão de fraturamento observado no MAPQ foi estabelecida considerando-se os parâmetros discutidos na seção 3.6 e ilustrados na Figura 3.7. A movimentação de uma estrutura pretérita por outra mais nova e, principalmente, a relação de truncamento entre estruturas (*cf.* figuras 3.7A e B, respectivamente) foram os parâmetros utilizados com maior freqüência. Para as fraturas afetadas por preenchimento hidrotermal, como o crescimento de minerais sintectônicos (*e.g.* fibras de calcita), foi possível estabelecer seu desenvolvimento como tardio à intrusão dos diques. Num primeiro momento, foi discriminada a ordem cronológica relativa de formação das fraturas observadas em cada afloramento / estação, resumida na Tabela 9.1. A integração dos dados de fraturamento de todos os afloramentos / estações permitiu o ordenamento relativo das fases tectônicas que afetaram o maciço como um todo (figuras 9.1 a 9.4).

O espaçamento entre juntas adjacentes varia de centimétrico a decimétrico, com predomínio desse último. No entanto, a distribuição geral das juntas pelo MAPQ não é homogênea, observando-se marcantes concentrações de juntas ao longo de faixas com poucos metros e, por outro lado, extensas áreas com dimensões da ordem de centenas de metros muito pouco fraturadas. Observou-se geralmente uma relação direta entre as faixas mais fraturadas e os vales e celas e entre as áreas menos fraturadas e as cristas e cumes. Observa-se uma predominância nítida de juntas com alto ângulo de mergulho, sendo que as juntas com baixo ângulo de mergulho são as menos freqüentes.

Os dados de juntas no maciço disponíveis estão divididos em 26 estações. Algumas estações compreendem mais de um afloramento cujos dados foram agrupados em função da proximidade entre os afloramentos e da continuidade das estruturas.

Uma síntese das juntas e falhas sem estrias e das paleotensões a elas associadas determinadas no MAPQ pode ser observada na Tabela 9.1, enquanto que uma descrição detalhada dos dados cadastrados em cada estação pode ser observada abaixo.

Na estação 1, afloramentos PQ-13 a 18, foram caracterizados dois sistemas de fraturas, um com direção variando entre NNW-SSE e N-S, composto por falhas com delgado preenchimento hidrotermal, sem estrias e com baixo ângulo de mergulho (Figura 9.1), e outro com direção variando entre NE-SW e E-W, composto por juntas não preenchidas com alto ângulo de mergulho (Figura 9.3). No primeiro caso, as falhas apresentam componente de deslocamento reverso sugerindo que o eixo de tensões horizontais máximo, SH_{max}, posiciona-se entre ENE-WSW e E-W e o eixo de tensões horizontais mínimo, σ_3, orienta-se entre NNW-SSE a N-S. No segundo caso, elas constituem famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções NE-SW e E-W, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se na direção ENE-WSW, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal e orienta-se na direção NNW-SSE e o eixo de

tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional.

***Tabela 9.1** – Síntese dos dados estruturais rúpteis e das paleotensões determinadas no MAPQ a partir de juntas e falhas*

Estação Afloramentos	Tipo de estruturas Componente de deslocamento (para falhas) e classe genética (para juntas) Direção de SH_{max} Cronologia relativa mais antiga			mais nova	Rochas afetadas
1 PQ 13 a 18	falhas sem estrias reversa entre ENE-WSW e E-W		juntas conjugadas de cisalhamento ENE-WSW		nefelina sienito maciço
2 PQ 20 e 21		juntas extensão entre NE-SW e ENE-WSW			nefelina sienito maciço
3 PQ 22 a 25		juntas extensão NNE-SSW			nefelina sienito maciço
4 PQ 36 a 40		juntas extensão entre NE-SW e ENE-WSW			nefelina sienito maciço
5 PQ 26 a 30			juntas extensão e conjugadas de cisalhamento NE-SW	juntas extensão entre WNW-ESE e NW-SE	nefelina sienito maciço
6 PQ 31, 33, 43 e 51 a 53			juntas espectro entre NNE-SSW e NE-SW	juntas extensão WNW-ESE	nefelina sienito maciço
7 PQ 48, 50 e 62 a 64		juntas extensão ENE-WSW		juntas extensão e conjugadas de cisalhamento entre WNW-ESE e NW-SE	nefelina sienito maciço
8 PQ 67	falhas com e sem estrias sinistral normal NE-SW				fonolito
9 PQ 71	falhas sem estrias sinistral NE-SW	juntas extensão entre NE-SW e ENE-WSW			fonolito
10 PQ 77			juntas extensão E-W		nefelina sienito maciço
11 PQ 78	falhas com estrias dextral reversa E-W		juntas espectro entre ENE-WSW e E-W		nefelina sienito maciço
12 PQ 85		juntas extensão entre NE-SW e ENE-WSW			brecha magmática alcalina
13 PQ 87			juntas espectro ENE-WSW	juntas conjugadas híbridas WNW-ESE	nefelina sienito maciço

***Tabela 9.1** – Síntese dos dados estruturais rúpteis e das paleotensões determinadas no MAPQ a partir de juntas e falhas (continuação)*

Estação Afloramentos	Tipo de estruturas Componente de deslocamento (para falhas) e classe genética (para juntas) Direção de SH_{max} Cronologia relativa mais antiga			mais nova	Rochas afetadas
14 PQ 89				juntas conjugadas de cisalhamento entre WNW-ESE e NW-SE	nefelina sienito maciço
15 PQ 92			juntas extensão e conjugadas de cisalhamento NE-SW		nefelina sienito maciço
16 PQ 94		juntas extensão NE-SW			nefelina sienito maciço
17 PQ 98			juntas conjugadas de cisalhamento entre NNE-SSW e NE-SW		brecha magmática alcalina
18 PQ 99			juntas conjugadas de cisalhamento entre NE-SW e ENE-WSW		brecha magmática alcalina
19 PQ 101		juntas extensão NE-SW			brecha magmática alcalina
20 PQ 106			juntas conjugadas de cisalhamento NE-SW		nefelina sienito maciço
21 PQ 109			juntas conjugadas de cisalhamento entre ENE-WSW e E-W		nefelina sienito maciço
22 PQ 110	falhas sem estrias dextral entre NE-SW e NNE-SSW		falhas sem estrias sinistral entre NE-SW e NNE-SSW		nefelina microssie- nito
23 PQ 111			juntas conjugadas de cisalhamento E-W		nefelina sienito maciço
24 PQ 113	falhas sem estrias dextral NE-SW		falhas sem estrias sinistral NNE-SSW		nefelina sienito maciço
25 PQ 114			juntas conjugadas de cisalhamento NE-SW		nefelina sienito maciço
26 PQ 126				juntas extensão entre E-W e WNW-ESE	brecha magmática alcalina

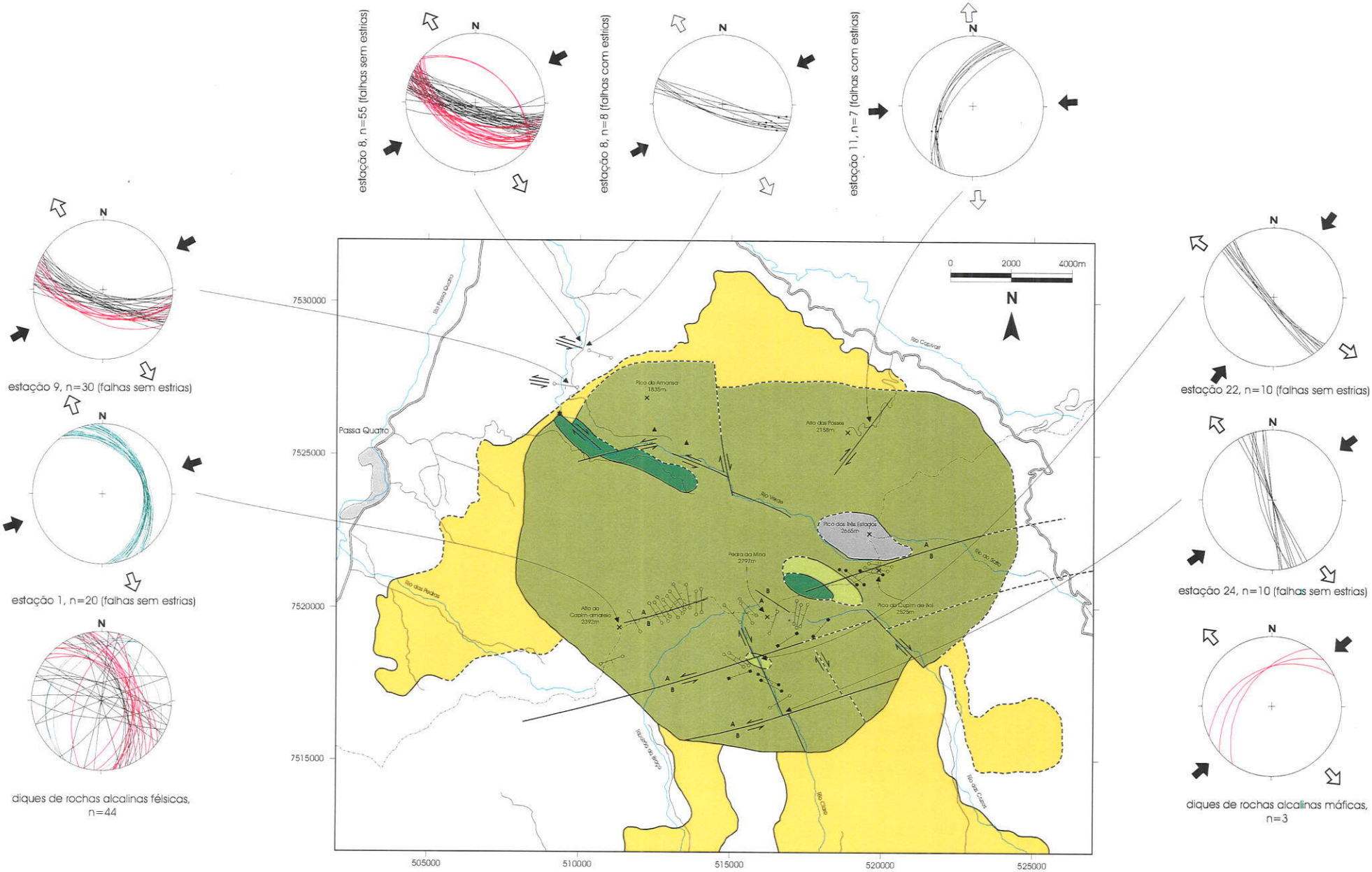


Figura 9.1 *- Mapa síntese das juntas, falhas com e sem estrias, diques e paleotensões associadas que afetam o Maciço Alcalino de Passa Quatro e os diques a ele relacionados (fase tectônica I). Projeções ciclográficas da atitude das juntas, falhas e diques discriminadas pelo ângulo de mergulho em três categorias: alto (preto, > 65°); intermediário (vermelho, <= 65° e > 40°); e baixo (azul,<= 40°). Setas cheias indicam a posição de SHmax e setas vazias indicam a posição de Shmin. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência. Geologia conforme a Figura 8.1.*

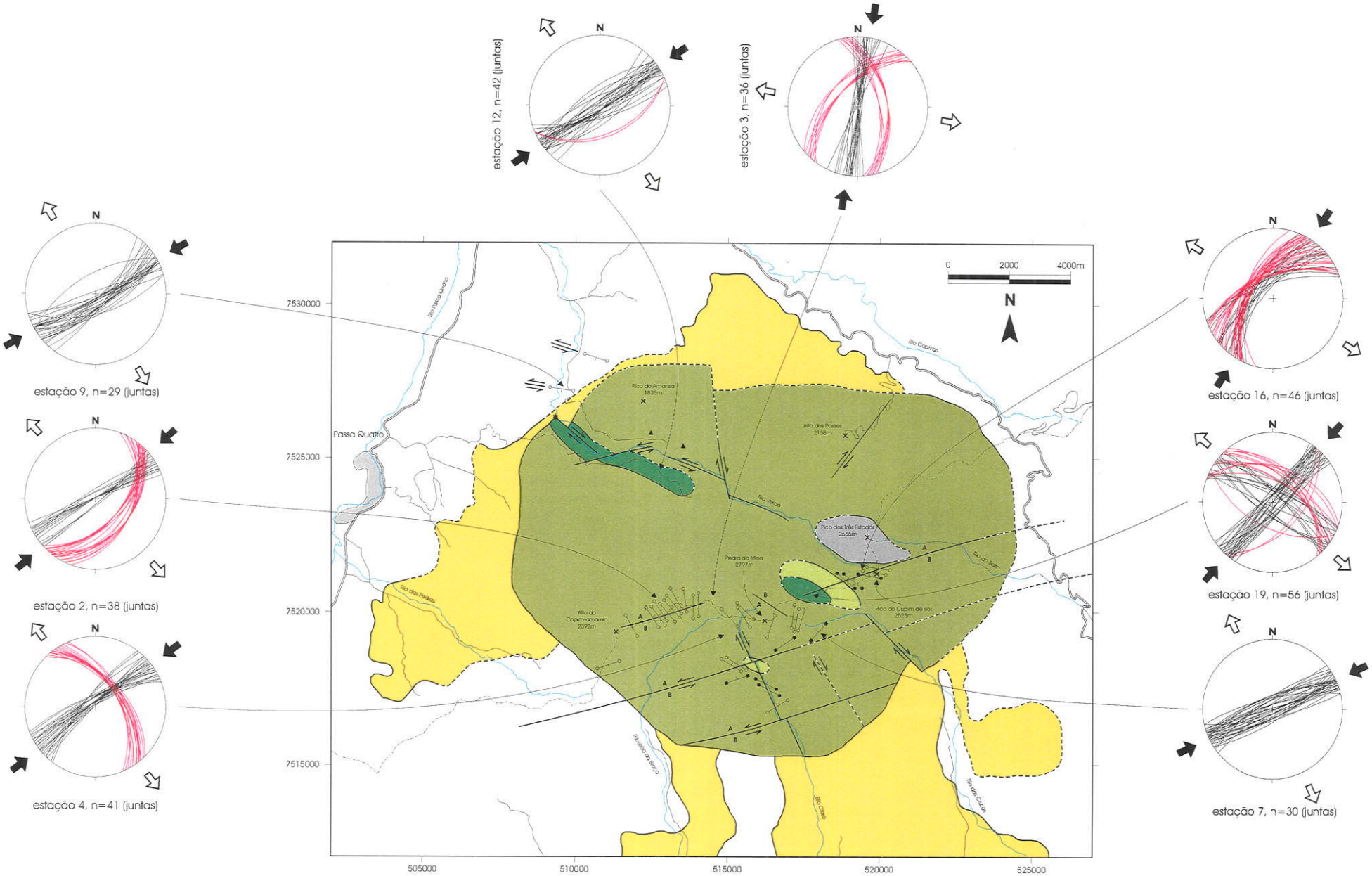


Figura 9.2 *- Mapa síntese das juntas e paleotensões associadas que afetam o Maciço Alcalino de Passa Quatro e os diques a ele relacionados (fase tectônica II). Projeções ciclográficas da atitude das juntas discriminadas pelo ângulo de mergulho em duas categorias: alto (preto, > 65°); e intermediário (vermelho, <= 65° e > 40°). Setas cheias indicam a posição de SHmax e setas vazias indicam a posição de Shmin. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência. Geologia conforme a Figura 8.1.*

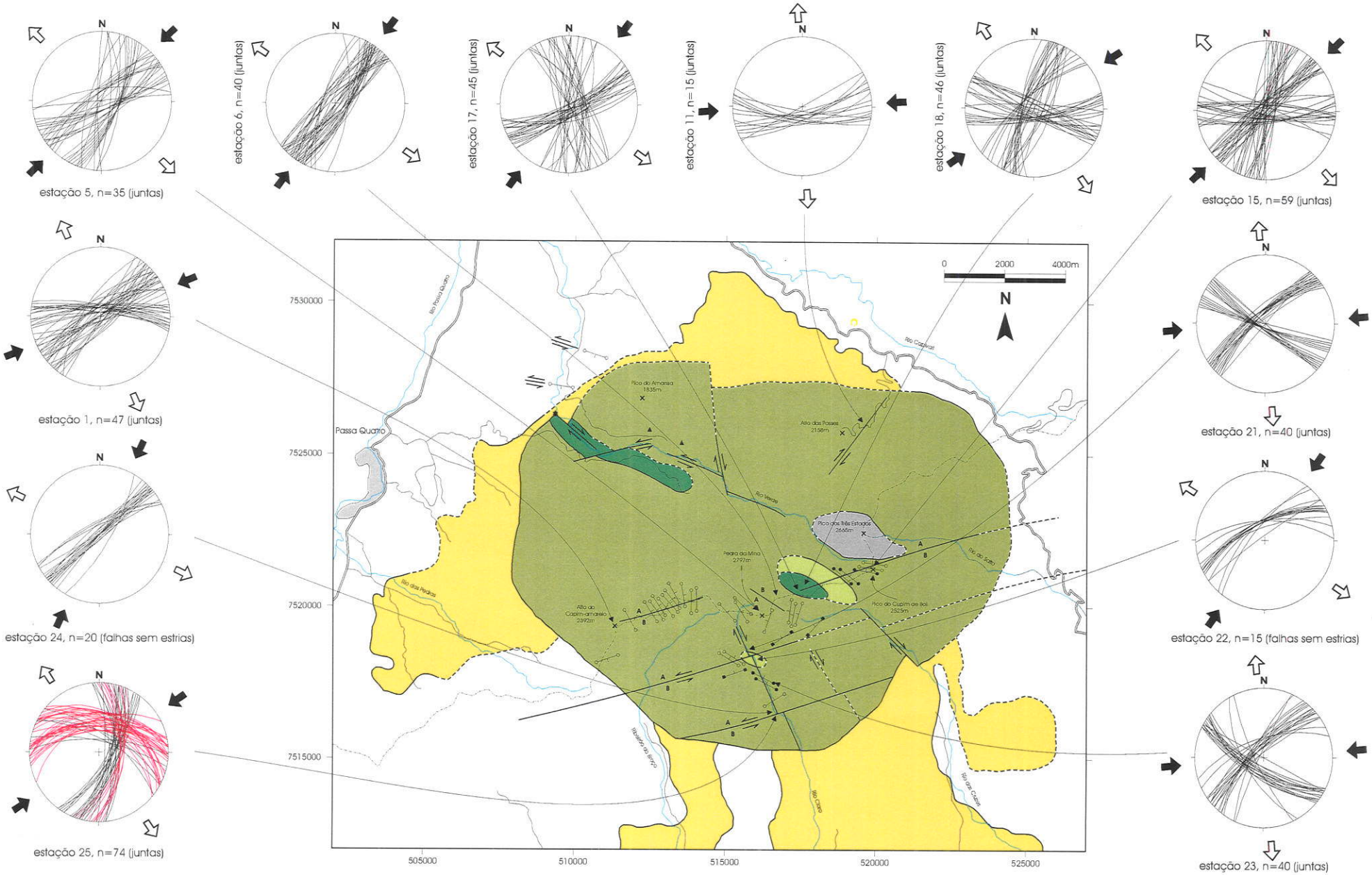


Figura 9.3 *- Mapa síntese das juntas, falhas sem estrias e paleotensões associadas que afetam o Maciço Alcalino de Passa Quatro e os diques a ele relacionados (fase tectônica III). Projeções ciclográficas da atitude das juntas e falhas discriminadas pelo ângulo de mergulho em duas categorias: alto (preto, > 65°); e intermediário (vermelho, <= 65° e > 40°). Setas cheias indicam a posição de SHmax e setas vazias indicam a posição de Shmin. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência. Geologia conforme a Figura 8.1.*

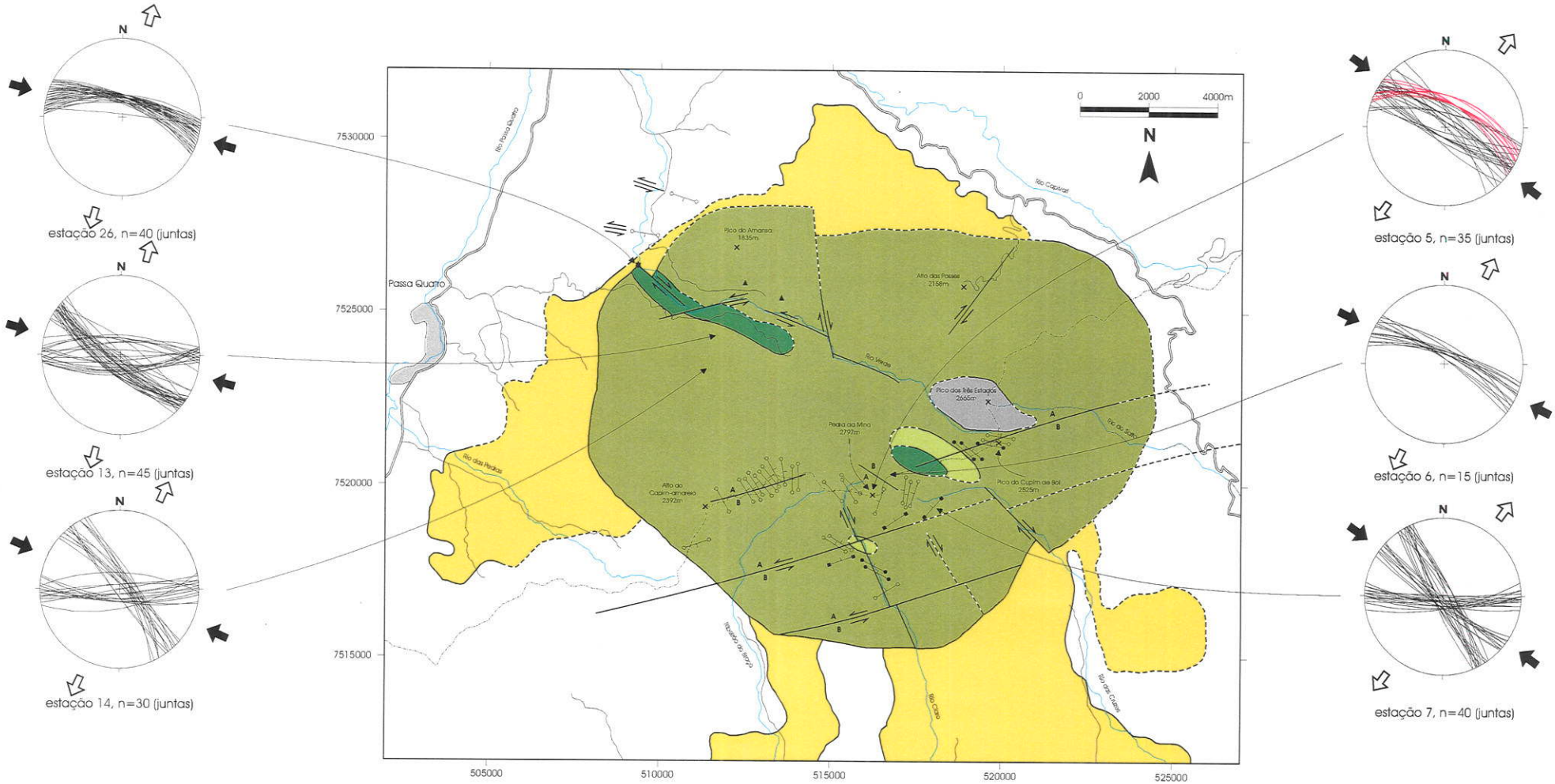


Figura 9.4 *- Mapa síntese das juntas e paleotensões associadas que afetam o Maciço Alcalino de Passa Quatro e os diques a ele relacionados (fase tectônica IV). Projeções ciclográficas da atitude das juntas discriminadas pelo ângulo de mergulho em duas categorias: alto (preto, > 65°); e intermediário (vermelho, <= 65° e > 40°). Setas cheias indicam a posição de SHmax e setas vazias indicam a posição de Shmin. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referência. Geologia conforme a Figura 8.1.*

Na estação 2, afloramentos PQ-20 e 21, foi caracterizado um grupo de juntas com direção variando entre NE-SW e ENE-WSW e ângulo de mergulho alto a intermediário (Figura 9.2). Essas estruturas constituem uma família de juntas de extensão, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se entre NW-SE e NNW-SSE. As relações geométricas entre as juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário sugerem uma ligeira rotação no sentido anti-horário do paleocampo de esforços além de uma maior magnitude local da componente extensional para a geração das fraturas com mergulho intermediário. Esta família de juntas é marcantemente paralela à face sudeste de diversos picos situados na porção sul do maciço, como o Pico do Capim Amarelo (Figura 9.5). Nestes picos observa-se marcante assimetria entre as declividades das suas faces nordeste (menor declividade) e sudeste (maior declividade), sendo que as faces voltadas para sudeste apresentam-se extremamente fraturadas.

Na estação 3, afloramentos PQ-22 a 25, foi caracterizado um grupo de juntas com direção variando entre N-S e NE-SW e ângulo de mergulho alto a intermediário (Figura 9.2). Essas estruturas constituem uma família de juntas de extensão, com orientação ao redor de N-S e ângulo de mergulho alto e famílias de juntas conjugadas com pares conjugados orientados nas direções N-S e NE-SW e ângulo de mergulho intermediário. As relações geométricas entre as juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário sugerem que ambos os grupos foram gerados sob o mesmo paleocampo de tensões, para o qual o eixo de tensões mínimo, σ_3, era horizontal e orientava-se na direção WNW-ESE, o eixo de tensões intermediário, σ_2, era horizontal e orientava-se na direção NNE-SSW e o eixo de tensões máximo, σ_1, era vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo distensivo.

Figura 9.5 *– Marcante assimetria entre as declividades das faces sudeste e noroeste do Pico do Capim Amarelo, com face abrupta extremamente fraturada voltada para sudeste. Estação 2, PQ 20, UTM 513094 E / 7519997 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 4, afloramentos PQ-36 a 40, foram caracterizados dois grupos de juntas, um, mais freqüente, com direção variando entre NE-SW e ENE-WSW e composto

por juntas com alto ângulo de mergulho e o outro, com direção NW-SE e composto por juntas com ângulo de mergulho intermediário (Figura 9.2). O primeiro grupo é constituído por uma família de juntas de extensão, enquanto que o segundo grupo, ortogonal ao primeiro, menos freqüente e posterior ao primeiro, é formado por *cross-joints*, que caracterizam típicos padrões em "H" e "T" (Figura 9.6). Este arranjo indica que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se entre NW-SE e NNW-SSE

Figura 9.6 *– Típico padrão em "H" e "T" formado por cross-joints ortogonais e posteriores a uma família de juntas de extensão afetando nefelina sienito de granulação média. A família de juntas de extensão apresenta ângulo de mergulho alto e o espaçamento entre juntas adjacentes desta família é centimétrico. Estação 4, PQ 39, UTM 514945 E / 7519185 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 5, afloramentos PQ-26 a 30, foram caracterizados dois grupos de juntas, um com direção variando entre NNE-SSW e ENE-WSW e composto por juntas com alto ângulo de mergulho (Figura 9.3) e o outro com direção variando entre WNW-ESE e NW-SE e composto por juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário (Figura 9.4). No primeiro caso, elas constituem uma família de juntas de extensão, de direção NE-SW e famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados segundo NNE-SSW e ENE-WSW, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se na direção NE-SW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, é também horizontal e orienta-se na direção NW-SE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. No segundo caso, as estruturas constituem uma família de juntas de extensão com orientação variando entre WNW-ESE e NW-SE (Figura 9.7), indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção entre NNE-SSW e NE-SW. As relações geométricas entre as juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário sugerem que ambos os grupos foram gerados sob o mesmo paleocampo de tensões que deve ter sofrido uma ligeira variação, provavelmente associada a uma maior magnitude local da componente extensional para a geração das estruturas com ângulo de mergulho intermediário. Estas estruturas são paralelas às marcantes facetas triangulares da face nordeste da Pedra da Mina e da crista localizada imediatamente a leste deste pico (Figura 9.8).

Figura 9.7 *– Família de juntas de extensão com orientação NW-SE, mergulho alto e espaçamento decimétrico entre juntas adjacentes da mesma família. As estruturas afetam nefelina sienito de granulação média e formam típico padrão "I". Estação 5, PQ 30, UTM 516202 E / 7519945 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 6, afloramentos PQ-31, 33, 43 e 51 a 53, foram caracterizados dois grupos de juntas com alto ângulo de mergulho, um com direção variando entre NNE-SSW e NE-SW (Figura 9.3) e o outro com direção WNW-ESE (Figura 9.4). No primeiro caso, elas constituem um espectro de juntas, incluindo juntas de extensão e conjugadas híbridas, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre NNE-SSW e NE-SW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, é também horizontal e orienta-se entre WNW-ESE e NW-SE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. No segundo caso, as juntas constituem uma família de juntas de extensão com orientação WNW-ESE (Figura 9.9), indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção NNE-SSW.

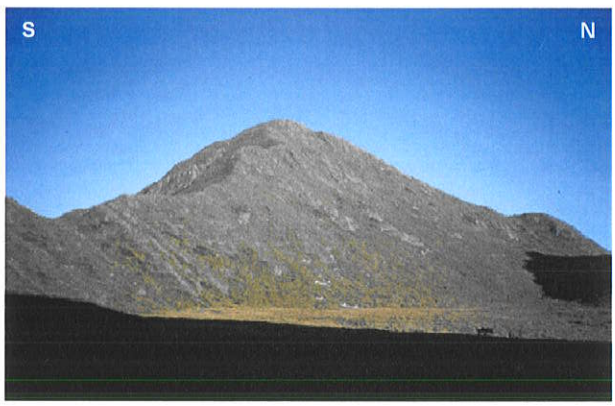


Figura 9.8 *- Marcante faceta triangular da face nordeste da Pedra da Mina, paralela às famílias de juntas de extensão das estações 5, 6, 7 e 26. Estação 5, PQ 30, UTM 516202 E / 7519945 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 7, afloramentos PQ-48, 50 e 62 a 64, foram caracterizados dois sistemas de juntas com alto ângulo de mergulho, um com direção ENE-WSW (Figura 9.2) e o outro com direção variando entre E-W e NNW-SSE (Figura 9.4). No primeiro caso, elas constituem uma família de juntas de extensão orientada segundo ENE-WSW, indicando que

o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção NNW-SSE. No segundo caso as estruturas constituem uma família de juntas de extensão, orientada entre WNW-ESE e NW-SE e famílias conjugadas de juntas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções E-W e NNW-SSE, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre WNW-ESE e NW-SE, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal e orienta-se entre NNE-SSW e NE-SW e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional.

Figura 9.9 *– Família de juntas de extensão com orientação NW-SE, mergulho alto e espaçamento decimétrico entre juntas adjacentes afetando nefelina sienito de granulação média. Estação 6, PQ 43, UTM 516915 E / 7519553 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 8, afloramento PQ-67, foi caracterizado um grupo de falhas sem estrias com direção ao redor de WNW-ESE, composto por fraturas com ângulo de mergulho alto e intermediário (Figura 9.1). Essas estruturas apresentam componente de deslocamento sinistral e foram cadastradas nas bordas de diques de rochas alcalinas félsicas com orientação WNW-ESE que intrudem rochas do embasamento pré-cambriano. Falhas com estrias paralelas às estruturas descritas acima foram caracterizadas no mesmo afloramento e apresentam deslocamento sinistral normal, (*cf.* seção 9.2, Figura 9.19A). Tanto as falhas sem estrias como as fraturas com estrias apresentam intenso hidrotermalismo, sugerindo contemporaneidade na sua formação e desenvolvimento tardio à intrusão dos diques. A inversão dos dados das falhas com estrias (Figura 9.1) indicou que estas estruturas (falhas com e sem estrias) foram geradas em um campo de paleotensões direcional, com o eixo de tensões máximo, σ_1, horizontal orientado segundo NE-SW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, horizontal orientado segundo NW-SE e eixo de tensões intermediário, σ_2, vertical. Estas fraturas representam estruturas sintéticas P. A mesma direção estrutural foi aproveitada para a colocação de grande parte dos diques de rochas alcalinas félsicas que intrudem o maciço e as rochas do embasamento do seu entorno, como observado nas próprias estações 8 e 9. As relações geométricas entre as fraturas com ângulo de mergulho alto e

intermediário sugerem que ambos os conjuntos foram gerados sob o mesmo paleocampo de tensões, que deve ter sofrido, entretanto, uma ligeira variação, provavelmente associada a uma maior magnitude local da componente extensional para a geração das estruturas com ângulo de mergulho intermediário.

Na estação 9, afloramento PQ-71, foram caracterizados dois grupos de fraturas, um com direção variando entre E-W e WNW-ESE e composto por falhas para as quais não foi possível determinar estrias, com ângulo de mergulho alto e intermediário (Figura 9.1) e outro com direção variando entre NE-SW e ENE-WSW, composto por juntas com ângulo de mergulho alto (Figura 9.2). Assim como na estação 8, essas estruturas foram cadastradas nas bordas de diques de rochas alcalinas félsicas com orientação WNW-ESE que intrudem rochas do embasamento pré-cambriano. No primeiro caso, as falhas apresentam componente de deslocamento sinistral e são paralelas às falhas com estrias caracterizadas na estação 8 com deslocamento sinistral normal, descritas na seção 9.2 (Figura 9.19A). Esta família de fraturas apresenta intenso hidrotermalismo, sugerindo seu desenvolvimento contemporâneo às falhas com estrias da estação 8 e tardio à intrusão dos diques. A inversão dos dados das falhas com estrias da estação 8 (Figura 9.19A) indicou que estas estruturas foram geradas em um campo de paleotensões direcional, com o eixo de tensões máximo, σ_1, horizontal orientado segundo NE-SW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, horizontal orientado segundo NW-SE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, vertical. Estas fraturas representam estruturas sintéticas P. As relações geométricas entre as fraturas com ângulo de mergulho alto e intermediário sugerem que ambos os conjuntos foram gerados sob o mesmo paleocampo de tensões, que deve ter sofrido, entretanto, uma ligeira variação, provavelmente associada a uma maior magnitude local da componente extensional para a geração das estruturas com ângulo de mergulho intermediário. No segundo caso, as estruturas constituem uma família de juntas não preenchidas de extensão, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se entre NW-SE e NNW-SSE.

Na estação 10, afloramento PQ-77, foi caracterizado um grupo de juntas com ângulo de mergulho intermediário cuja direção é E-W (Figura 9.10A) e constitui uma família de juntas de extensão, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se segundo N-S.

Na estação 11, afloramento PQ-78, foi caracterizado um grupo de juntas com ângulo de mergulho alto e orientação variando entre ENE-WSW e E-W (Figura 9.3) que constitui um espectro de juntas, incluindo juntas de extensão e conjugadas híbridas, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre ENE-WSW e E-W, o eixo de tensões mínimo, σ_3, é também horizontal orienta-se entre NNW-SSE e N-S e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. No mesmo afloramento foram descritas

falhas dextrais reversas preenchidas por delgada película hidrotermal e orientadas segundo NNE-SSW (figuras 9.1 e 9.21). A inversão dos respectivos dados falha / estria (Figura 9.19B) é genericamente compatível com a disposição dos eixos de tensões principais obtida pela análise das juntas, no entanto, a presença de preenchimento hidrotermal nas falhas e a ausência deste preenchimento nas juntas sugere que a gênese de ambas as famílias de fraturas se processou sob eventos distintos, sendo as falhas anteriores às juntas.

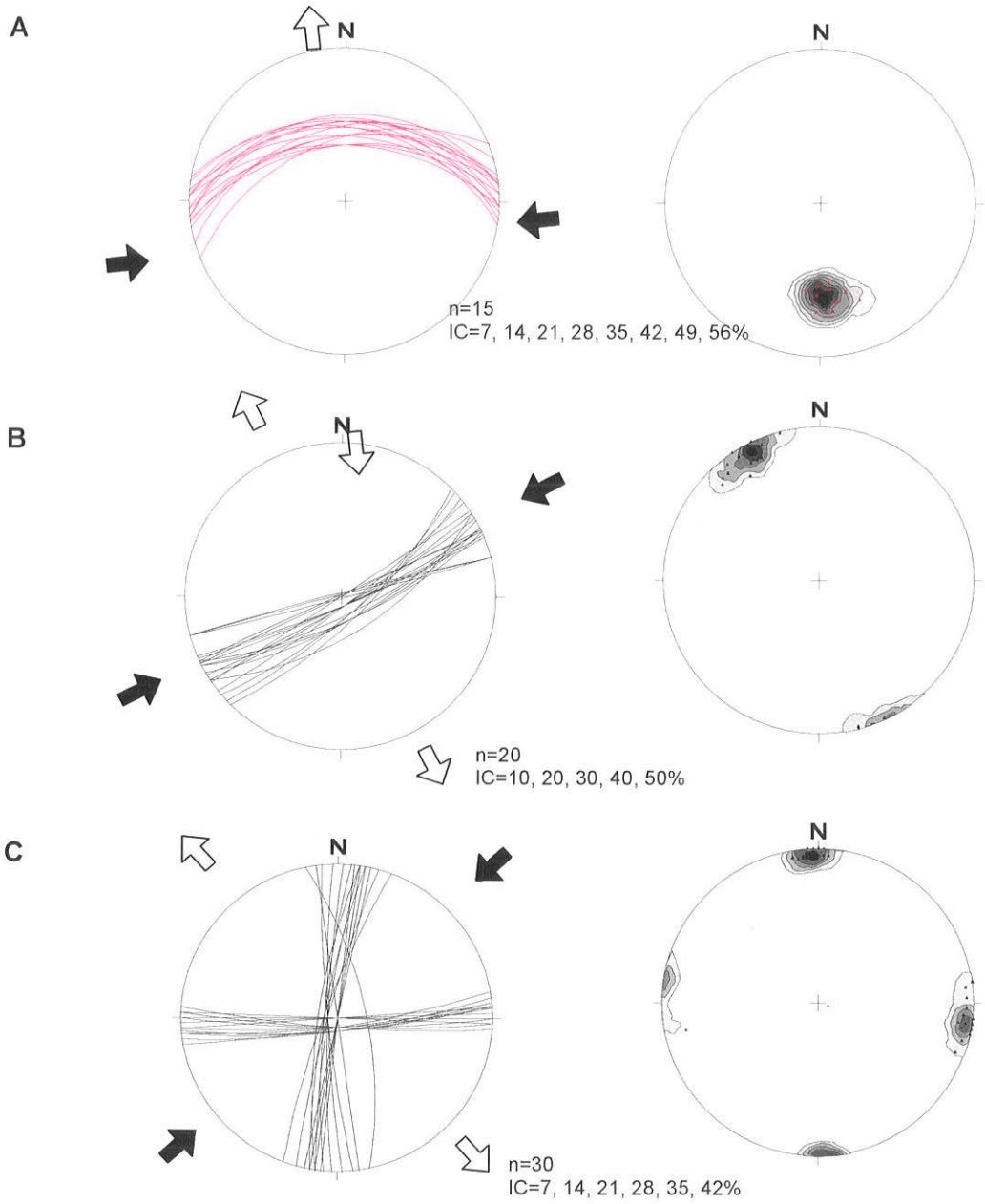


Figura 9.10 *– Projeções ciclográficas e polares de uma família de juntas de juntas de extensão* ***(A)****, um espectro de juntas* ***(B)*** *e duas famílias de juntas conjugadas de cisalhamento* ***(C)*** *identificadas nas estações 10, 13 e 20, respectivamente. Estão representadas juntas com ângulo de mergulho alto (> 65°, preto) e intermediário (≤ 65° e > 40°, vermelho). Setas cheias indicam a posição de SH_{max} e setas vazias indicam a posição de Sh_{min}. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referencia. I.C.: intervalo de contorno das isolinhas.*

Na estação 12, afloramento PQ-85, foi caracterizado um grupo de juntas com ângulo de mergulho predominantemente alto cuja direção varia entre NE-SW e ENE-WSW e constitui uma família de juntas de extensão, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se entre NW-SE e NNW-SSE (Figura 9.2). As relações geométricas entre as juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário sugerem que ambos os conjuntos foram gerados sob o mesmo paleocampo de tensões, que deve ter sofrido, entretanto, uma ligeira variação, provavelmente associada a uma maior magnitude local da componente extensional para a geração das estruturas com ângulo de mergulho intermediário.

Na estação 13, afloramento PQ-87, foram caracterizados três sistemas de juntas, todos formados por juntas com alto ângulo de mergulho: (1) com direção ENE-WSW (Figura 9.10B); (2) com direção variando entre E-W e NW-SE (Figura 9.4); e (3) com direção N-S (Figura 9.11A). No primeiro caso, as estruturas constituem um espectro de juntas, incluindo juntas de extensão e conjugadas híbridas, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se segundo ENE-WSW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, é também horizontal e orienta-se na direção NNW-SSE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. No segundo caso, as estruturas constituem famílias conjugadas híbridas com os pares conjugados orientados segundo E-W e NW-SE, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se segundo WNW-ESE, o eixo de tensões mínimo, σ_3, é também horizontal e orienta-se na direção NNE-SSW e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. O terceiro caso, por sua vez, é caracterizado por uma família de juntas de extensão orientada na direção N-S, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção E-W.

Na estação 14, afloramento PQ-89, foi caracterizado um grupo de juntas com alto ângulo de mergulho que corresponde a famílias conjugadas de cisalhamento com os pares conjugados orientados segundo E-W e NNW-SSE, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre WNW-ESE e NW-SE, o eixo de tensões mínimo, σ_3, é também horizontal orienta-se entre NNE-SSW e NE-SW e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.4). Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional.

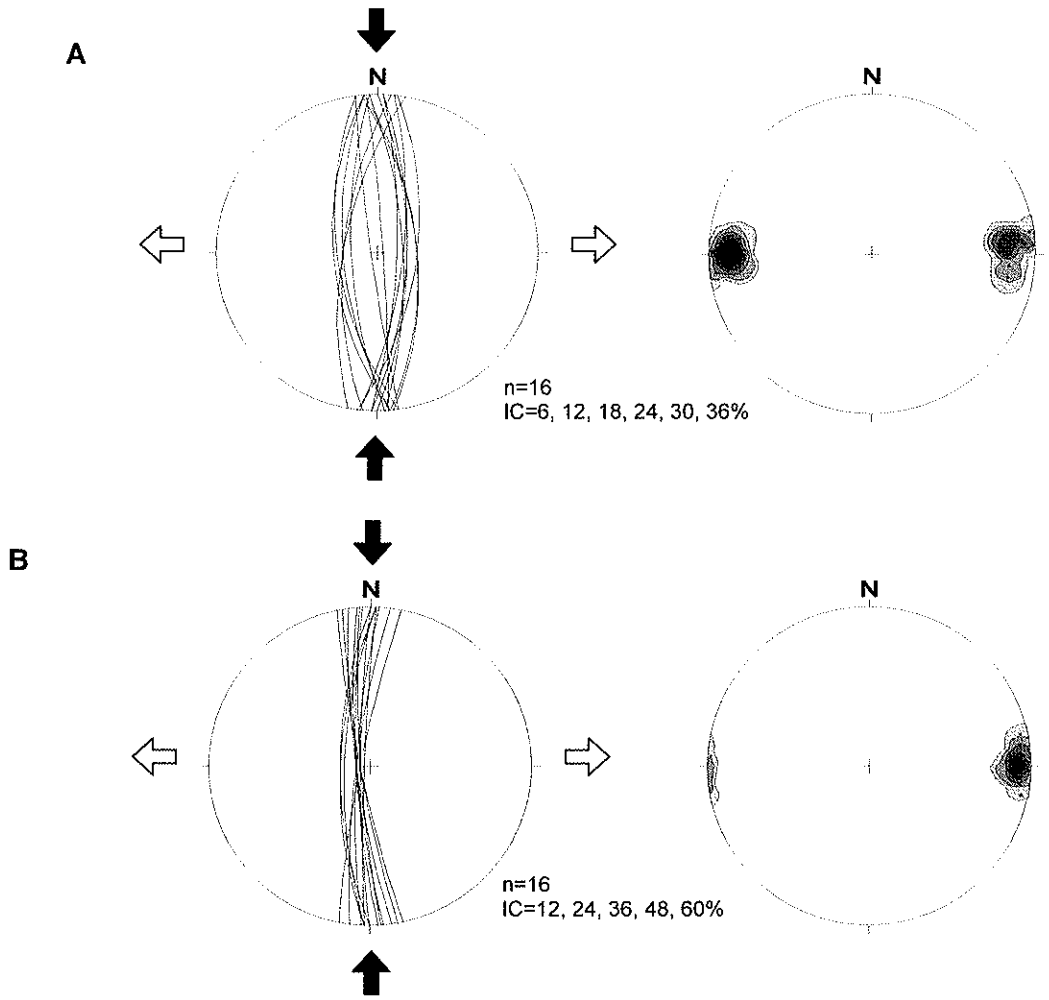


Figura 9.11 *– Projeções ciclográficas e polares das juntas orientadas na direção N-S identificadas nas estações 13 (A) e 19 (B). Cada grupo de estruturas representadas nesta figura constitui a família de juntas sistemáticas mais nova identificada em suas respectivas estações. Estão representadas juntas com ângulo de mergulho alto (> 65°, preto). Setas cheias indicam a posição de SH_{max} e setas vazias indicam a posição de Sh_{min}. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referencia. I.C.: intervalo de contorno das isolinhas.*

Na estação 15, afloramento PQ-92, foi caracterizado um sistema de juntas com alto ângulo de mergulho e composto por uma família de juntas de extensão, orientada na direção NE-SW e duas famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções NNE-SSW e E-W, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se na direção NE-SW, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal e ortogonal a σ_1 e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.3). Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. A família de juntas de extensão apresenta marcante concentração de fraturas ao longo de uma faixa com alguns metros de espessura (Figura 9.12) e é paralela à crista do Pico do Cupim de Boi.

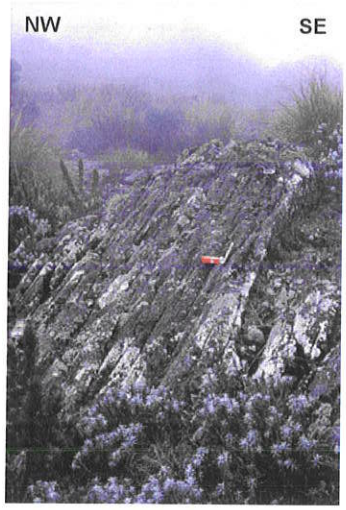


Figura 9.12 *– Densa concentração de juntas de extensão com orientação NE-SW, espaçamento centimétrico e mergulho alto, afetando nefelina sienito maciço. Estação 15, PQ 92, UTM 519759 E / 7521192 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 16, afloramento PQ-94, foi caracterizado um grupo de juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário e direção ao redor de NE-SW (Figura 9.2) que corresponde a uma família de juntas de extensão, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção NW-SE. As relações geométricas entre as juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário sugerem que ambos os conjuntos foram gerados sob o mesmo paleocampo de tensões, que deve ter sofrido, entretanto, uma ligeira variação, provavelmente associada a uma maior magnitude local da componente extensional para a geração das estruturas com ângulo de mergulho intermediário. Esta família de juntas é marcantemente paralela à crista retilínea com orientação NE-SW que une o Pico do Cupim de Boi e a Pedra da Mina (Figura 9.13).

Na estação 17, afloramento PQ-98, foi caracterizado um sistema de juntas com alto ângulo de mergulho composto por duas famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções NNW-SSE e ENE-WSW, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre NNE-SSW e NE-SW, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal orienta-se entre WNW-ESE e NW-SE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.3). Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional.

Na estação 18, afloramento PQ-99, foi caracterizado um sistema de juntas com alto ângulo composto por duas famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções NNE-SSW e E-W, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre NE-SW e ENE-WSW, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal e orienta-se entre NW-SE e NNW-SSE e o eixo de tensões

intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.3). Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional.

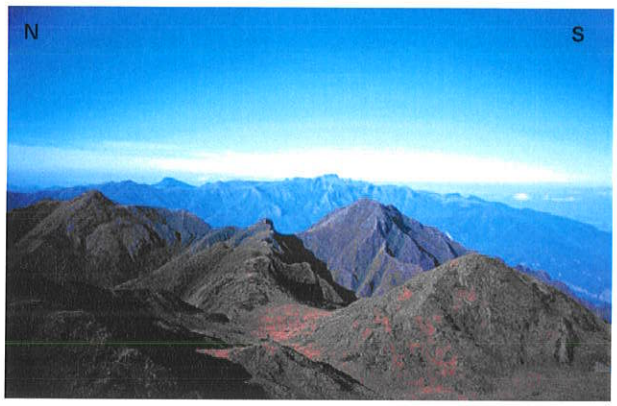


Figura 9.13 *– Vista da Pedra da Mina em direção nordeste, paralela ao espigão central na Serra da Mantiqueira. No centro da fotografia observa-se a crista retilínea com orientação NE-SW que une a Pedra da Mina e o Pico do Cupim de Boi, paralela às famílias de juntas de extensão observadas nas estações 2, 4, 7, 16 e 19. À esquerda observa-se o Pico dos Três Estados e ao fundo o Maciço Alcalino do Itatiaia, no qual pode-se distinguir o Pico das Agulhas Negras ao centro. Estação 5, PQ 28, UTM 516087 E / 7519787 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 19, afloramento PQ-101, foram caracterizados três grupos de juntas: (1) ligeiramente mais freqüente, com direção NE-SW e composto por juntas com alto ângulo de mergulho (Figura 9.2); (2) com direção ao redor de NW-SE e composto por juntas com ângulo de mergulho alto e intermediário (Figura 9.2); e (3) com direção N-S e composto por juntas com alto ângulo de mergulho (Figura 9.11B). Os dois primeiros grupos correspondem a famílias de juntas conjugadas ortogonais que formam típico padrão *grid-lock* (Figura 9.14) indicando que SH_{max} e Sh_{min} (σ_2 e σ_3, respectivamente) são trativos e apresentam valores absolutos semelhantes, ocorrendo inversão local entre σ_2 e $\sigma 3$ e que o eixo de tensões principal, σ_1, é vertical. As relações geométricas entre estes dois grupos de juntas assim como a distribuição dos três principais eixos de esforços sugerem um paleocampo distensivo de esforços, para o qual os eixos de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção NW-SE, o eixo de tensões intermediário, σ_2, também é horizontal orienta-se na direção NE-SW e o eixo de tensões principal, σ_1, é vertical. O terceiro grupo, por sua vez, é caracterizado por uma família de juntas de extensão orientadas na direção N-S, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se na direção E-W.

Na estação 20, afloramento PQ-106, foram caracterizados dois grupos de juntas, um com famílias de fraturas de direção N-S e E-W, composto por juntas com alto ângulo de mergulho (Figura 9.10C) e outro com uma família de direção ao redor de ENE-WSW, composto por juntas com baixo ângulo de mergulho (Figura 9.15A). No primeiro caso, elas constituem famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções N-S e E-W, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se na direção NE-SW, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal

e orienta-se na direção NW-SE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical. Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional. No segundo caso, as juntas estão provavelmente relacionadas ao alívio de carga litostática uma vez que são paralelas à superfície (Figura 9.16).

Figura 9.14 *– Famílias de juntas conjugadas ortogonais com orientação NE-SW e NW-SE, mergulho alto a intermediário e espaçamento métrico afetando nefelina sienito de granulação média. As duas famílias de juntas formam típico padrão grid-lock. Estação 19, PQ 101, UTM 517521 E / 7520390 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 21, afloramento PQ-109, foi caracterizado um grupo de juntas com alto ângulo de mergulho, constituído por famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com pares conjugados orientados nas direções NE-SW e WNW-ESE, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se entre ENE-WSW e E-W, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal e orienta-se entre NNW-SSE e N-S e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.3). Essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional.

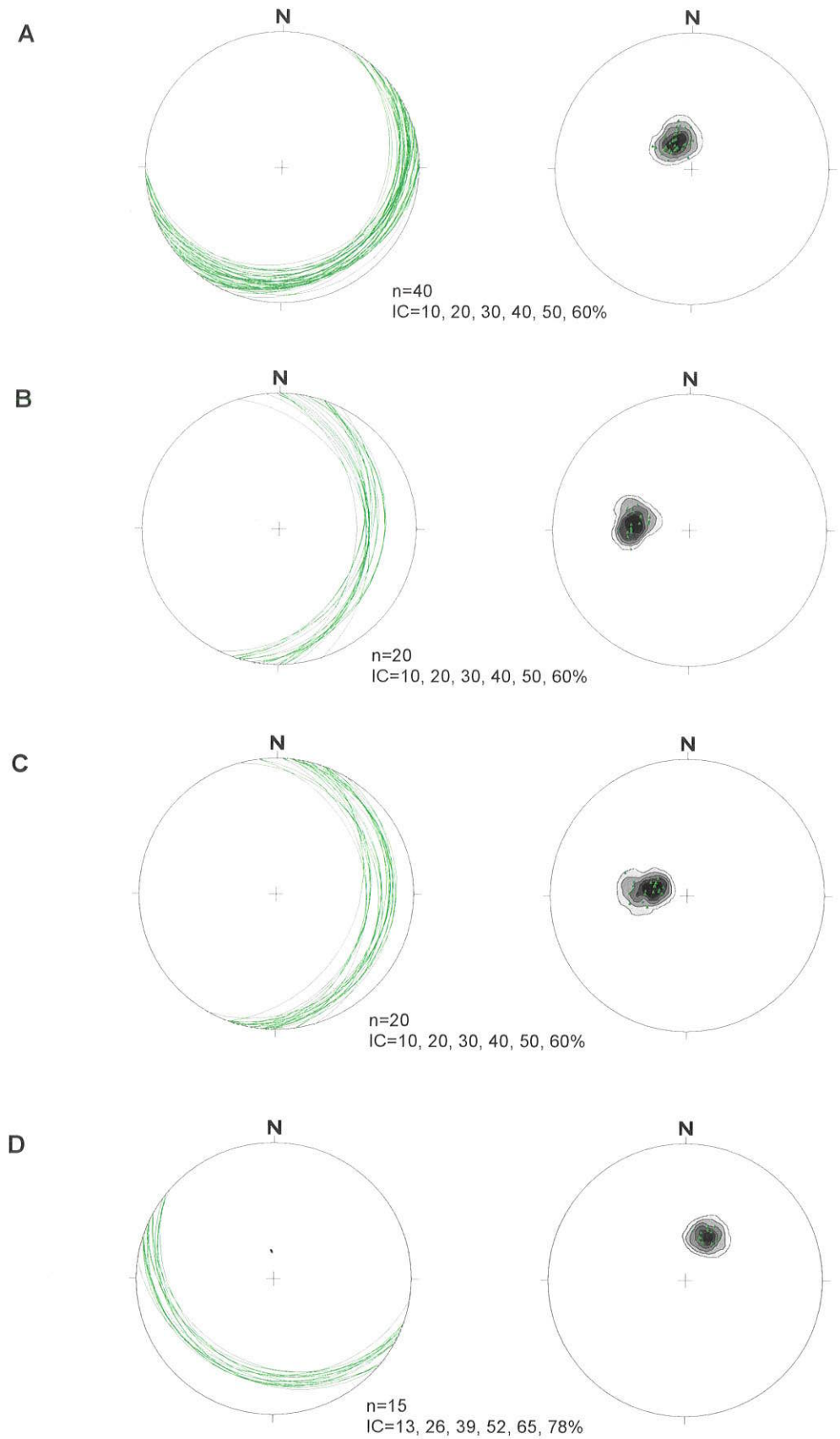


Figura 9.15 *– Projeções ciclográficas e polares das famílias juntas de alívio de carga litostática identificadas nas estações 20* ***(A)****, 22* ***(B)****, 23* ***(C)*** *e 25* ***(D)****. Estão representadas as juntas com ângulo de mergulho baixo (≤ 40°, azul). As famílias de juntas são paralelas à superfície e apresentam orientação ENE-WSW* ***(A)****, N-S a NNE-SSW* ***(B)****, N-S a NNE-SSW* ***(C)*** *e WNW-ESE* ***(D)****. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referencia. I.C.: intervalo de contorno das isolinhas.*

Na estação 22, afloramento PQ-110, foram caracterizados três grupos de fraturas, a saber: (1) uma família de falhas sem estrias com componente de deslocamento dextral, direção NW-SE (Figura 9.1) e alto ângulo de mergulho; (2) uma família de falhas sem estrias com componente de deslocamento sinistral, direção ENE-WSW (Figura 9.3) e alto ângulo de mergulho; e (3) uma família de juntas com direção variando de N-S a NNE-SSW (Figura 9.15B) e baixo ângulo de mergulho. O segundo caso, é caracterizado por falhas sem estrias que movimentam sistematicamente as falhas de direção NW-SE com componente de deslocamento sinistral, como pode ser observado na Figura 9.17. O terceiro caso, por sua vez, é formado por uma família de juntas que estão provavelmente relacionadas ao alívio de carga litostática, uma vez que são sub-paralelas à superfície. Ao contrário do ocorrido com o estabelecimento da cronologia relativa de desenvolvimento dos sistemas de fraturas observados nesta estação, os eixos de tensões responsáveis pela sua formação só puderam ser estabelecidos por comparação com o padrão de fraturamento observado no maciço como um todo, uma vez que as informações obtidas na própria estação não foram suficientes para isto. Desta forma, o grupo mais antigo de falhas sem estrias representa estruturas antitéticas X, com eixo de tensões máximo, σ_1, horizontal orientado entre NE-SW e NNE-SSW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, horizontal orientado entre NW-SE e WNW-ESE e eixo de tensões intermediário, σ_2, vertical. O segundo caso representa estruturas sintéticas R e apresenta a mesma disposição dos principais eixos de tensões. Ambas disposições dos principais eixos de tensões sugerem campos de paleotensões direcional. As duas famílias de falhas cadastradas neste afloramento são muito semelhantes às estruturas descritas na estação 24. Estruturas de direção ENE-WSW a NE-SW que truncam sinistralmente feições estruturais orientadas segundo NW-SE a NNW-SSE podem ser observadas não apenas em escala de afloramento, como no caso desta estação e da estação 24, mas também nos mapas de orientação de vertentes (Figura 6.2) e de lineamentos (Figura 7.5).

Figura 9.16 *– Família de juntas com orientação ENE-WSW, paralelas à superfície, com mergulho baixo e espaçamento decimétrico afetando nefelina sienito de granulação média. Estação 20, PQ 106, UTM 516701 E / 7517012 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 23, afloramento PQ-111, foram caracterizados dois grupos de juntas, a saber: (1) constituído por famílias de juntas conjugadas de cisalhamento com alto ângulo de mergulho, cujos pares conjugados estão orientados nas direções NE-SW e WNW-ESE a NW-SE, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se segundo E-W, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal orienta-se na direção N-S e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.3), sendo que essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional; e (2) caracterizado por uma família de juntas com orientação variando entre N-S e NNE-SSW, com baixo ângulo de mergulho, que está provavelmente relacionada ao alívio de carga litostática uma vez que é sub-paralela à superfície (Figura 9.15C).

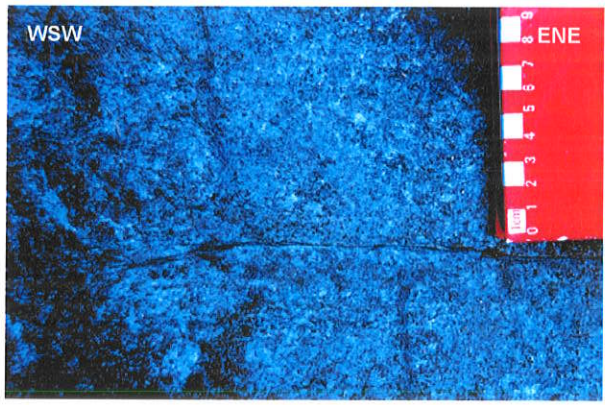


Figura 9.17 *– Falha sem estria orientada segundo ENE-WSW com mergulho alto que deslocou sinistralmente falha pretérita orientada segundo NW-SE. As estruturas afetam nefelina microssienito. Estação 22, PQ 110, UTM 516214 E / 7518099 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 24, afloramento PQ-113, foram caracterizados dois grupos de falhas sem estrias com alto ângulo de mergulho, a saber: (1) com componente de deslocamento dextral e direção NNW-SSE (Figura 9.1); e (2) com componente de deslocamento sinistral e direção NE-SW (Figura 9.3). As duas famílias de falhas cadastradas neste afloramento apresentam características geométricas e cinemáticas muito semelhantes às duas famílias de falhas descritas na estação 22. Desta forma, a disposição dos eixos de tensões responsáveis pela formação dos dois grupos de fraturas é a mesma.

Na estação 25, afloramento PQ-114, foram caracterizados dois grupos de juntas, a saber: (1) constituído por famílias de juntas conjugadas de cisalhamento com ângulo de mergulho alto e intermediário, cujos pares conjugados estão orientados nas direções N-S a NNE-SSW e E-W a WNW-ESE, indicando que o eixo de tensões máximo, σ_1, é horizontal e orienta-se segundo NE-SW, o eixo de tensões mínimo σ_3 é também horizontal orienta-se na direção NW-SE e o eixo de tensões intermediário, σ_2, é vertical (Figura 9.3), sendo que essa distribuição dos três eixos principais de paleotensões indica um paleocampo direcional; e (2) caracterizado por uma família de juntas com orientação na direção WNW-ESE e ângulo de

mergulho baixo (Figura 9.15D) que estão provavelmente relacionadas ao alívio de carga litostática uma vez que são sub-paralelas à superfície. As juntas conjugadas de cisalhamento formam típico padrão em "V" (Figura 9.18).

Na estação 26, afloramento PQ-126, foi caracterizado um grupo de juntas com ângulo de mergulho alto cuja direção varia entre E-W e WNW-ESE e constitui uma família de juntas de extensão, indicando que o eixo de tensões mínimo, σ_3, é horizontal e orienta-se entre N-S e NNE-SSW (Figura 9.4).

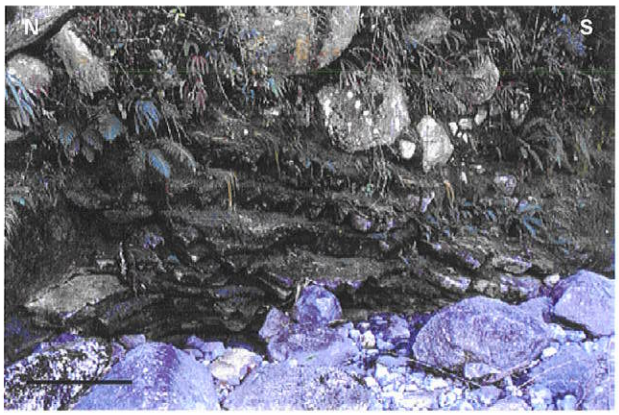


Figura 9.18 *– Famílias de juntas conjugadas de cisalhamento, com ângulo de mergulho alto a intermediário e espaçamento entre juntas adjacentes da mesma família decimétrico e família de juntas com mergulho baixo e espaçamento entre juntas adjacentes da mesma família decimétrico afetando nefelina sienito de granulação média. As juntas conjugadas formam típico padrão em "V". A barra preta no canto inferior esquerdo da fotografia mede 1,5 m. Estação 25, PQ 114, UTM 516818 E / 7516163 N. Ver explanação no texto.*

9.2. FALHAS

Os dados apresentados a seguir referem-se às falhas com estrias e indicadores cinemáticos identificadas no MAPQ. Apenas nas estações 8 e 11 foi possível caracterizar estes dados (Figura 9.19). Na primeira estação, os dados pareados foram cadastrados nas bordas de diques de fonolito (Figura 9.20) intrusivos nas rochas do embasamento pré-cambriano e localizados a noroeste do maciço. Na segunda estação as falhas afetam nefelina sienito maciço da porção nordeste do maciço (Figura 9.21). Em ambas estações as falhas apresentam-se preenchidas por material hidrotermal com minerais sintectônicos, sugerindo seu desenvolvimento tardio à colocação dos diques.

A inversão dos dados pareados foi realizada pelo método dos diedros retos (Figura 9.19) e os principais indicadores cinemáticos utilizados foram fibras de minerais acrescionários sintectônicos e facetas polidas e rugosas.

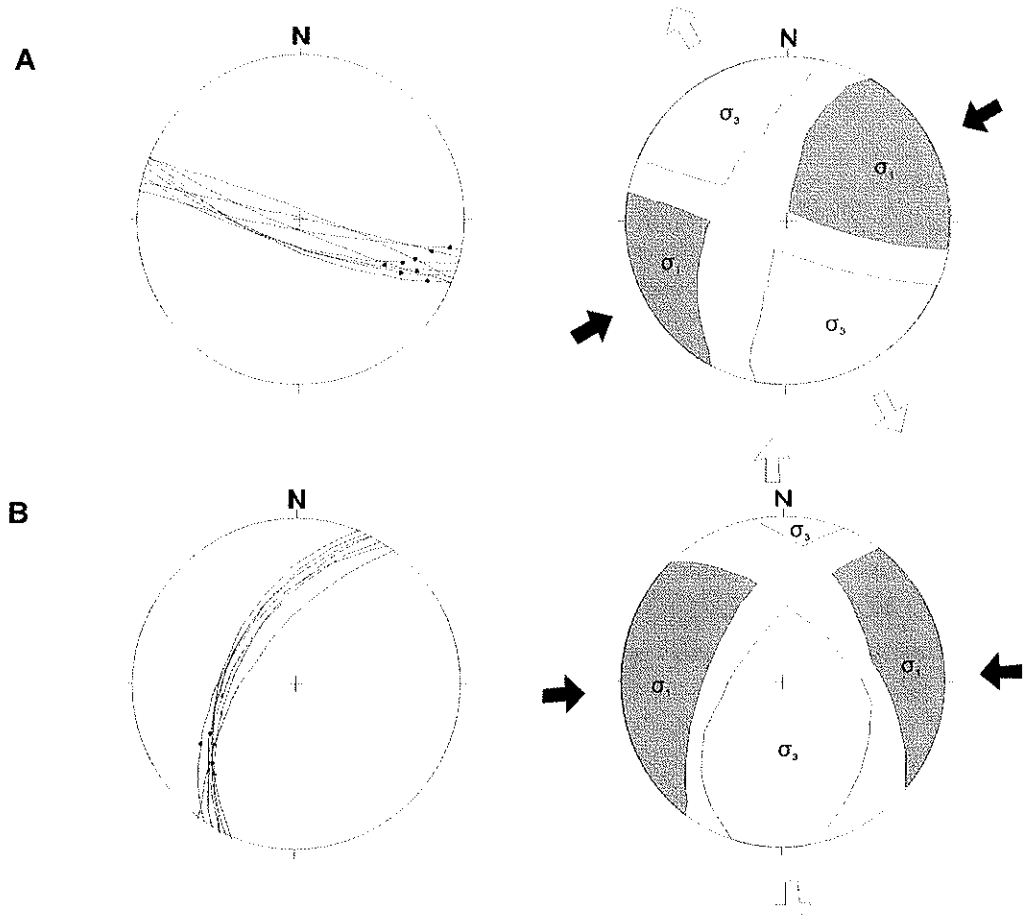


Figura 9.19 *– Projeções ciclográficas dos planos de falhas (círculos máximos) com estrias (pontos) identificadas nas estações 8 **(A)** e 11 **(B)**, afetando um dique de fonolito que intrude as rochas do embasamento pré-cambriano e nefelina sienito maciço, respectivamente. Dados tratados pelo método gráfico de Angelier & Mechler (1977), sendo que as áreas em cinza representam os campos de maior probabilidade de conter o eixo de tensão máxima, σ_1, e as áreas em branco representam os campos de maior probabilidade e conter o eixo de tensão mínima, σ_3.*

Para o estabelecimento da cronologia relativa de formação entre as falhas com estrias e as demais famílias de fraturas identificadas nas mesmas estações os principais parâmetros considerados foram a presença de preenchimento hidrotermal e a movimentação relativa entre estruturas de famílias distintas (Tabela 9.1).

Na estação 8, afloramento PQ-67, foi caracterizado um grupo de falhas com direção WNW-ESE e estrias com a mesma direção e mergulho baixo para sudeste. O deslocamento é sinistral normal e a inversão dos respectivos dados pareados (Figura 9.19A) indica que estas fraturas foram geradas sob campo de paleotensões direcional, com o eixo de tensões máximo, σ_1, horizontal orientado segundo NE-SW, o eixo de tensões mínimo, σ_3, horizontal orientado segundo NW-SE e eixo de tensões intermediário, σ_2, vertical.

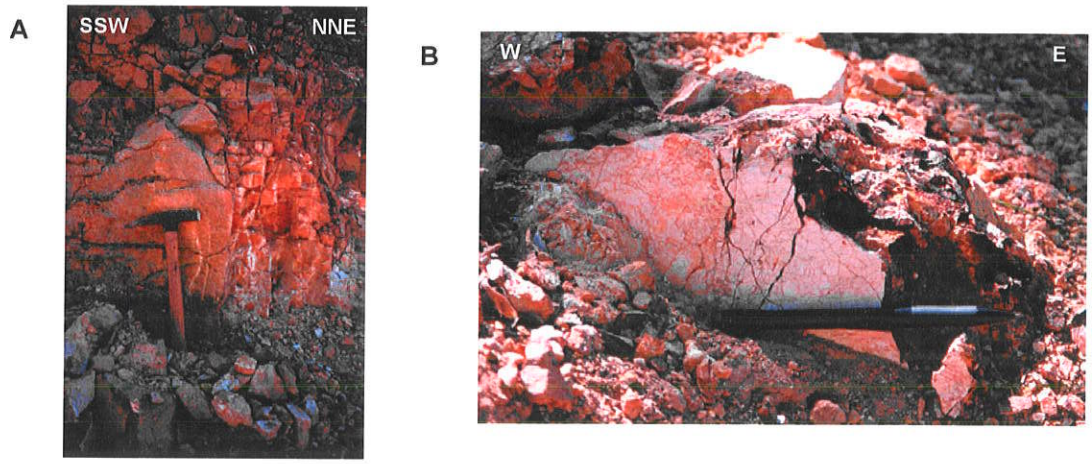


Figura 9.20 *– **(A)** Planos de falhas anastomosados que apresentam deslocamento sinistral normal e afetam a borda de um dique de fonolito orientado segundo WNW-ESE, intrusivo nos litotipos do embasamento pré-cambriano. **(B)** Os planos de falhas apresentam preenchimento hidrotermal com minerais fibrosos (paralelos à caneta), o que sugere seu desenvolvimento tardio à intrusão dos diques. Estação 8, PQ 67, UTM 510704 E / 7528474 N. Ver explanação no texto.*

Na estação 11, PQ-78, foi caracterizado um grupo de falhas com direção ENE-WSW e estrias com direção NE-SW e mergulho para sudoeste. O deslocamento é dextral reverso e a inversão dos respectivos dados pareados (Figura 9.19B) indica que estas estruturas foram geradas sob campo de paleotensões direcional, com o eixo de tensões máximo, σ_1, horizontal orientado ao redor de E-W, o eixo de tensões mínimo, σ_3, horizontal orientado ao redor de N-S e eixo de tensões intermediário, σ_2, vertical.

Figura 9.21 *– Plano de falha estriado com deslocamento dextral reverso afetando nefelina sienito de granulação grossa alterado. O plano de falha apresenta delgado preenchimento hidrotermal, o que sugere seu desenvolvimento tardio à intrusão dos diques que seccionam o maciço. Estação 11, PQ 78, UTM 519122 E / 7525786 N. Ver explanação no texto.*

9.3. DIQUES

Foram identificados e caracterizados 47 diques e minidiques de rochas alcalinas associados ao MAPQ, sendo que 43 cortam o próprio corpo intrusivo e 4 intrudem as rochas do embasamento que o circundam. A maioria absoluta dos diques e minidiques (44) são de rochas alcalinas félsicas, enquanto que apenas 3 corpos são de rochas alcalinas máficas. A espessura predominante dos diques é de alguns decímetros, ocorrendo, raramente, corpos com até 4 metros de espessura. Os minidiques apresentam espessura de alguns centímetros.

Nenhuma relação de corte foi observada entre os corpos félsicos e máficos, impossibilitando o estabelecimento de uma relação cronológica relativa segura entre estes dois grupos.

O contato entre os diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas e as rochas encaixantes é predominantemente retilíneo e brusco (Figura 9.22). Feições como degraus, pontes, pontes quebradas e chifres são comuns (Figura 9.23), caracterizando diques segmentados com arranjos *en échelon*. Bordas irregulares, por sua vez, são raras, e, quando presentes, apresentam pedaços centimétricos das rochas encaixantes parcialmente englobados pelos diques.

Figura 9.22 *– Dique de fonolito orientado segundo NNW-SSE com contato retilíneo e brusco, intrusivo em nefelina sienito maciço. Estação 2, PQ 21, UTM 512939 E / 7519816 N. Ver explanação no texto.*

Os diques de rochas alcalinas que intrudem as rochas do embasamento pré-Cambriano apresentam contato cataclasado com hidrotermalismo associado, constituído por uma faixa centimétrica irregular de material argiloso de coloração branca esverdeada e espessura de poucos centímetros (Figura 9.20). Esta faixa é formada por uma grande quantidade de planos anastomosados ao longo dos quais observam-se minerais fibrosos definindo degraus de minerais acrescionários. Nos mesmos afloramentos e paralelamente à faixa cataclástica, ocorrem em menor proporção planos falhados com estrias de atrito e facetas polidas e rugosas. Os indicadores cinemáticos rúpteis observados são compatíveis e

permitem classificar a movimentação que se desenvolveu ao longo destes planos como transcorrente sinistral normal (Figura 9.19).

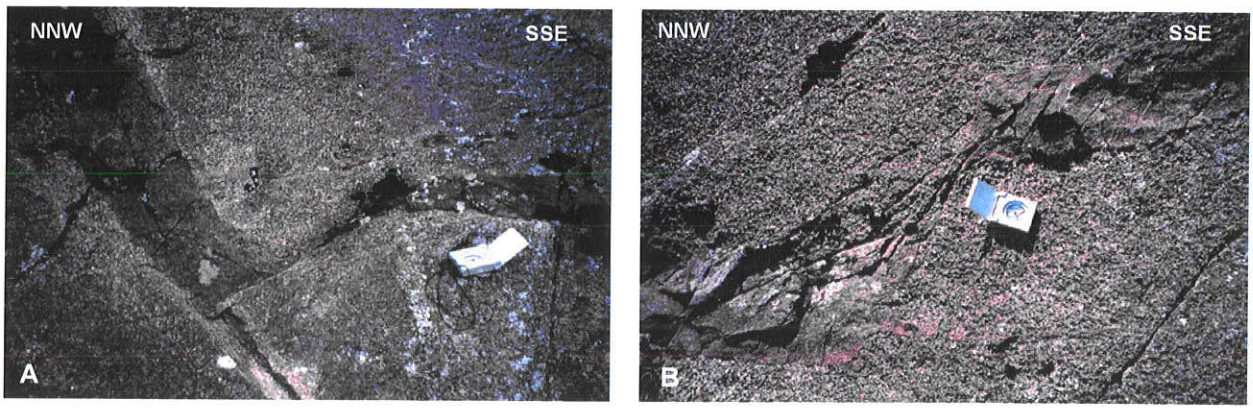


Figura 9.23 *– Diques de fonolito segmentados com deslocamento sinistral, intrusivos em nefelina sienito maciço. Ambos os corpos apresentam ponte quebrada e degrau, enquanto que apenas* ***(A)*** *apresenta chifre.* ***(A)*** *Dique orientado segundo NNE-SSW. PQ 43, UTM 516915 E / 7519553 N.* ***(B)*** *Dique orientado segundo NNW-SSE. PQ 37, UTM 514897 E / 7518995 N. Ver explanação no texto.*

Os diques de rochas alcalinas máficas, por sua vez, apresentam contatos essencialmente retilíneos e bruscos.

Observa-se uma marcante dispersão na orientação dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas entre as direções NNE-SSW a WNW-ESE (Figura 9.24). Uma certa concentração de corpos com orientação ao redor de NNW-SSE e mergulho intermediário pode ser observada. O mergulho dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas também varia consideravelmente, predominando valores altos (22 corpos), sobre os valores intermediários (16 corpos) e baixos (6 corpos).

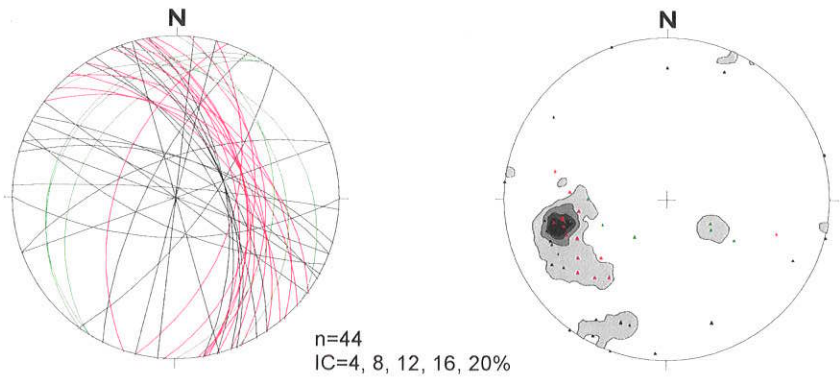


Figura 9.24 *– Projeções ciclográficas e polares dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas identificados no MAPQ. Estão separados os diques com ângulo de mergulho alto (> 65°, preto), intermediário (≤ 65° e > 40°, vermelho) e baixo (≤ 40°, azul). Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referencia. I.C.: intervalo de contorno das isolinhas.*

A marcante dispersão na atitude dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas, associada às evidências de rotação dos tensores (*cf.* acima) demonstra uma

variação na posição dos principais eixos de tensões associados à colocação dos diques. A intrusão destes corpos pode ter sido decisivamente influenciada por outros mecanismos, distintos da direção do tensor de menor esforço regional (σ_3).

Na Figura 9.25 observa-se as projeções ciclográficas e polares dos 3 diques de rochas alcalinas máficas identificados no MAPQ. A direção destes corpos é NE-SW e seu mergulho é intermediário, indicando que sua intrusão foi controlada por uma extensão NW-SE, com eixo de tensões mínimo, σ_3, orientado na direção NW-SE. O mergulho intermediário destes corpos indica a possibilidade de intrusão sob regime normal, com σ_1 vertical.

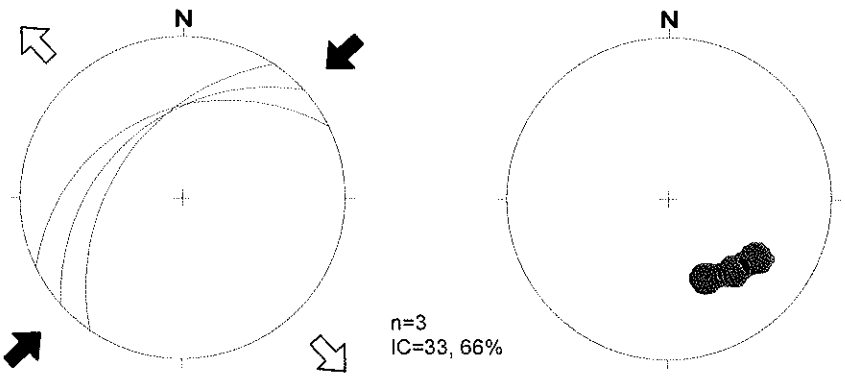


Figura 9.25 *– Projeções ciclográficas e polares dos diques de rochas alcalinas máficas identificados no MAPQ. Estão representados diques com ângulo de mergulho intermediário ($\leq 65^o$ e $> 40^o$, vermelho). Setas cheias indicam a posição de SH_{max} e setas vazias indicam a posição de Sh_{min}, que, neste caso, representam σ_3. Ver explanação no texto. Diagramas de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior de referencia. I.C.: intervalo de contorno das isolinhas.*

10. EVOLUÇÃO DOS CAMPOS DE ESFORÇOS CENOZÓICOS E DAS MACRO-FORMAS DE RELEVO

A integração dos resultados das análises dos modelos numéricos de terreno, mapas morfométricos, lineamentos, litotipos, estruturas rúpteis e paleotensões associadas (seções 5, 6, 7, 8 e 9, respectivamente) relacionados à cronologia absoluta das fases tectônicas que afetaram o MAPQ permitiu determinar a evolução dos campos de esforços cenozóicos e das macro-formas de relevo do maciço.

A cronologia relativa de geração dos quatro sistemas de fraturas (figuras 9.1 a 9.4) que compõem o padrão de fraturamento do maciço está associada à seguinte evolução dos paleocampos de esforços: (1) transcorrência sinistral com binário E-W; (2) extensão NW-SE; (3) transcorrência sinistral com binário E-W; e (4) transcorrência dextral com binário E-W.

A cronologia absoluta das fases tectônicas que afetaram o MAPQ foi estabelecida por comparação com outros estudos desenvolvidos na região, como Riccomini (1989), Riccomini *et al.* (1989), Salvador (1994), Salvador & Riccomini (1995), Mello (1997), Silva & Ferrari (1997), Hiruma (1999), Ferrari (2001), Riccomini *et al.* (2004).

Desta forma, as quatro fases evolutivas puderam ser distribuídas entre o Cretáceo Superior e o Pleistoceno. Estas fases foram numeradas de I a IV em função da sua ordem cronológica de desenvolvimento e encontram-se descritas a seguir.

10.1. Campos de esforços cenozóicos

10.1.1. Fase I, Cretáceo Superior – Paleoceno, transcorrência sinistral (binário E-W)

As paleotensões associadas às juntas, falhas com e sem estrias e diques de rochas alcalinas máficas relacionados à fase tectônica I (figuras 9.1 e 10.1) indicam que seu desenvolvimento se deu sob paleocampo de tensões transcorrente sinistral, com σ_1 orientado ao redor de NE-SW e σ_3 orientado ao redor de NW-SE. Este paleocampo de tensões vigorou entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno (Ferrari 2001, Riccomini *et al.* 2004) e controlou a colocação dos litotipos do MAPQ bem como a gênese do sistema de fraturas mais antigo.

Face à homogeneidade petrográfica dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas e considerando que eles tenham se formado em pulsos magmáticos relativamente contemporâneos, a marcante dispersão na atitude destes corpos (Figura 9.24) indica que o controle da direção de intrusão para estes diques não foi efetuado apenas pela orientação

do tensor de menor esforço, σ_3. Três fenômenos principais podem ter sido responsáveis, conjuntamente ou não, por esta dispersão, que resultou no aproveitamento de outras direções preferenciais para a intrusão dos corpos tabulares: (1) intrusão próxima da superfície; (2) magnitude semelhante dos principais tensores; (3) magnitude semelhante entre a pressão do magma e os principais tensores. Considerando-se que a colocação do corpo principal se deu sob binário sinistral E-W (o eixo maior do corpo principal orienta-se segundo ENE-WSW) e que a idade dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas e dos litotipos alcalinos faneríticos são próximas, a maior concentração de corpos ao redor de NNW-SSE e WNW-ESE deve-se ao aproveitamento das direções das fraturas secundárias P e X (sintética e antitética, respectivamente) deste binário. Estas duas concentrações de diques e minidiques são sub-paralelas aos eixos de maior elongação dos corpos de traquito, nefelina microssienito e brecha magmática alcalina, que teriam sofrido controle tectônico análogo (figuras 8.1 e 10.1). As feições de cisalhamento relacionadas ao tectonismo transtrativo sinistral e associadas a hidrotermalismo, identificadas nas bordas de alguns diques de rochas alcalinas félsicas que cortam as rochas do embasamento (estações 8 e 9, Tabela 9.1, Figura 9.1), são fraturas secundárias do tipo P, compatíveis com o paleocampo de esforços proposto para esta fase. Adicionalmente, a presença freqüente de diques segmentados com deslocamento sinistral e arranjo *en échelon* (Figura 9.23) sugerem rotação no sentido horário dos principais tensores horizontais.

Todas as fraturas associadas a esta fase tectônica apresentam preenchimento hidrotermal, o que sugere seu desenvolvimento tardio à colocação do maciço e à intrusão dos diques. As principais fraturas geradas nesta fase (figuras 9.1 e 10.1) incluem falhas de orientação WNW-ESE que representam estruturas sintéticas P e falhas de orientação NNE-SSW e NNW-SSE que representam estruturas antitéticas R' e X, respectivamente.

As seguintes observações de caráter petrográfico merecem ainda destaque:

- A textura traquitóide e a assembléia mineralógica dos sodalita nefelina sienitos laminados, inseridas no contexto petrográfico do MAPQ, são características da acumulação de fases minerais menos densas nas porções superiores da câmara magmática. No entanto, a ocorrência destas rochas em cotas topográficas relativamente baixas, como a porção norte do Vale do Rio Verde (Figura 8.1), pode ser explicada de pelo menos duas formas: (1) o MAPQ é provavelmente composto por vários *stocks* comagmáticos cuja distribuição espacial não é uniforme, e resulta em um desnivelamento sin- a pós-magmático do topo das diversas câmaras; e (2) o intenso fraturamento sofrido pelo MAPQ pode ter sido responsável pelo abatimento de porções que originalmente compunham o topo da câmara magmática;

- A textura traquítica freqüentemente observada em diversos diques e minidiques de fonolitos e a textura traquitóide observada em alguns corpos tabulares de nefelina microssienitos são características de fluxo magmático;
- Os diques de lamprófiros e o *plug* de traquitos não haviam sido descritos anteriormente no MAPQ;
- Os nefelina sienitos maciços, sodalita nefelina sienitos laminados, nefelina microssienitos, brechas magmáticas alcalinas, fonolitos e traquitos identificados, apesar das diferenças mineralógicas e texturais, apresentam provavelmente origem comum, distinta daquela dos diques de lamprófiros. Esta associação de rochas indica a participação amplamente predominante de magmas alcalinos significativamente evoluídos na formação do maciço com alguma contribuição de magmas alcalinos mais primitivos, de origem provavelmente distinta;
- As características petrográficas das rochas do MAPQ, associadas à ampla predominância de rochas insaturadas em SiO_2 e à ocorrência subordinada de rochas saturadas não permitem sua classificação nos grupos "Associação tipo 5" de RADAM (1973) e "Type VI" de Ulbrich & Gomes (1981), conforme proposto por estes autores. As rochas do MAPQ podem ser adequadamente inseridas nos grupos "Associação tipo 10" de RADAM (1973) e "Type I" de Ulbrich & Gomes (1981), que incluem entre outras ocorrências alcalinas, os corpos de Tinguá e Tanguá, todos no Estado do Rio de Janeiro;
- Algumas evidências como: (1) diferenças na mineralogia essencial das rochas predominantes no maciço, como variações na proporção e paragênese de minerais máficos; (2) presença de rochas cumuláticas (sodalita nefelina sienitos laminados) típicas do topo de câmaras magmáticas em porções topograficamente baixas; e (3) traçado irregular do contorno do maciço, sugerem que o MAPQ é constituído por diversos *stocks* comagmáticos. No entanto, não é possível delimitar a distribuição destes corpos em função do marcante fraturamento, da densa cobertura vegetal, do avançado estado de alteração das rochas e da significativa dificuldade de acesso e deslocamento pelo maciço.

10.1.2. Fase II, Eoceno – Oligoceno, extensão NW-SE

As paleotensões associadas às fraturas da fase tectônica II (figuras 9.2 e 10.1) indicam que seu desenvolvimento se deu sob paleocampo de tensões extensivo com σ_3 orientado ao redor de NW-SE e σ_1 vertical. Este paleocampo de tensões vigorou entre o Eoceno e o Oligoceno (Riccomini 1989, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995, Ferrari

2001) e foi responsável pela fase inicial de formação do RCSB, com profundas conseqüências para o MAPQ, localizado na sua borda norte.

As principais fraturas geradas nesta fase (figuras 9.2 e 10.1) incluem uma grande quantidade de famílias de juntas de extensão orientadas predominantemente segundo NE-SW, bem como falhas escalonadas normais orientadas ao redor de ENE-WSW, com bloco abatido para sul. As falhas normais, apesar de não terem sido diretamente observadas, foram determinadas a partir de marcantes evidências geomorfológicas (*cf.* abaixo) e são compatíveis com as famílias de juntas cadastradas.

10.1.3. Fase III, Mioceno, transcorrência sinistral (binário E-W)

As paleotensões associadas às juntas e falhas sem estrias relacionadas à fase tectônica III (figuras 9.3 e 10.1) indicam que seu desenvolvimento se deu sob paleocampo de tensões transcorrente sinistral, com σ_1 orientado ao redor de NE-SW e σ_3 orientado ao redor de NW-SE. Este paleocampo de tensões vigorou durante o Mioceno (Riccomini 1989, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995, Ferrari 2001) e foi responsável por intenso fraturamento do MAPQ, constituindo a fase tectônica melhor representada em quantidade de fraturas.

As principais fraturas geradas nesta fase (figuras 9.3 e 10.1) incluem famílias de juntas de extensão, conjugadas de cisalhamento e espectros de juntas além de falhas orientadas entre NE-SW e ENE-WSW e segundo NNW-SSE, que representam estruturas sintéticas R e uma estrutura antitética X. As fraturas R presentes na porção sul do MAPQ representam reativações sinistrais das falhas normais geradas na fase II e deslocam fraturas orientadas segundo NNW-SSE da fase I. A fratura X, por sua vez, desloca dextralmente a porção norte do maciço, afetando seu contorno, as serras da porção norte e importante fratura P da fase I orientada segundo WNW-ESE.

A discriminação entre as fraturas das fases I e III baseou-se nos critérios já expostos bem como na presença característica de preenchimento hidrotermal nas fraturas da fase I e ausência de preenchimento nas fraturas da fase III.

A diferença entre as fases I, II e III é relativamente pequena quanto à disposição dos paleotensores, observando-se apenas uma inversão entre σ_1 e σ_2. Este fato demonstra uma proximidade nos valores destes dois paleotensores, compatível com a dispersão dos diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas (fase I, figuras 9.24 e 10.1).

T4047
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
— BIBLIOTECA —

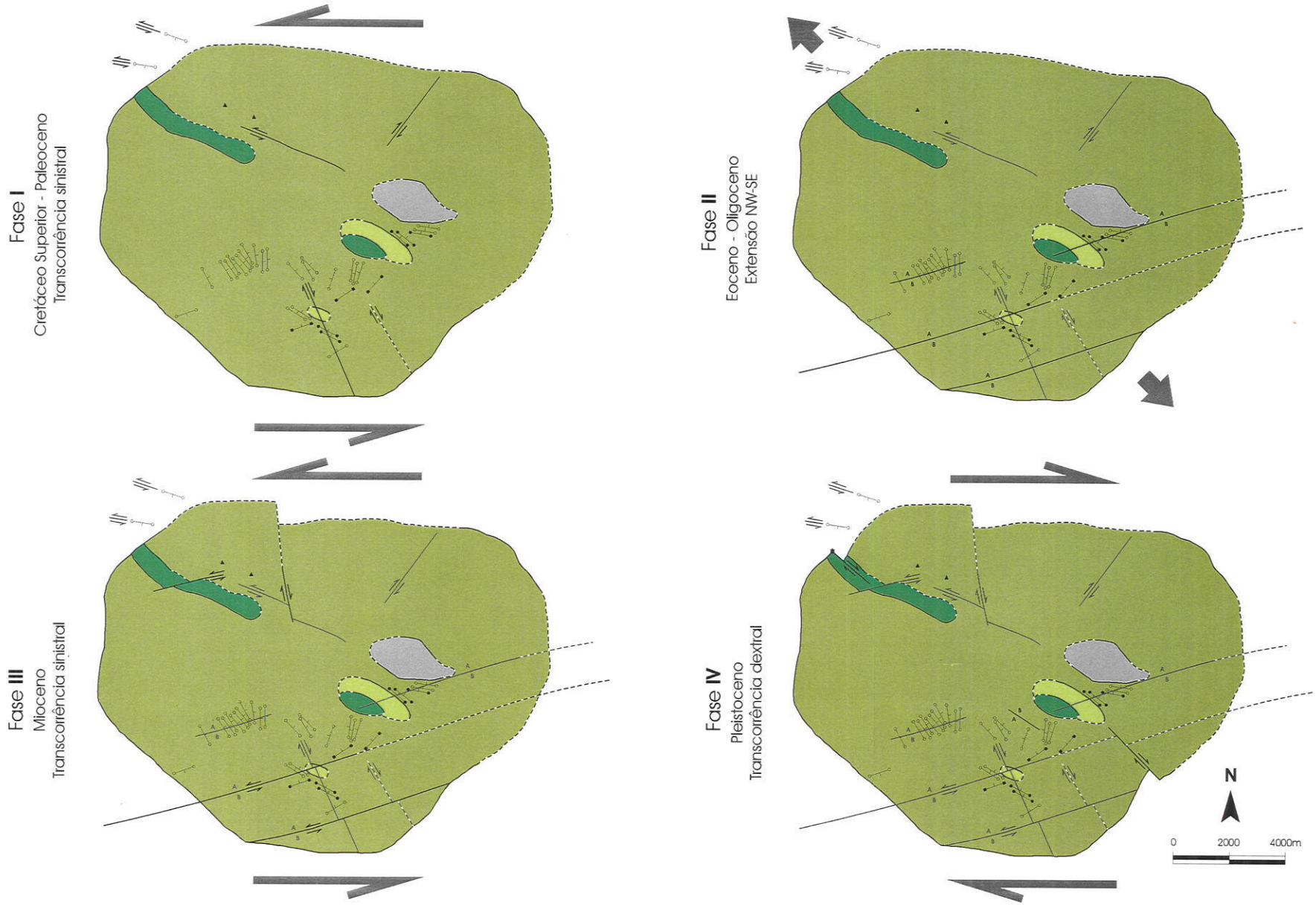


Figura 10.1 *- Esboço paleotectônico da evolução do Maciço Alcalino de Passa Quatro. Estruturas representadas em cinza não sofreram movimentação na fase tectônica correspondente. Ver explanação no texto. Geologia conforme a Figura 8.1.*

10.1.4. *Fase IV, Pleistoceno, transcorrência dextral (binário E-W)*

As paleotensões associadas às fraturas da fase tectônica IV (figuras 9.4 e 10.1) indicam que seu desenvolvimento se deu sob paleocampo de tensões transcorrente dextral, com σ_1 orientado ao redor de NW-SE e σ_3 orientado ao redor de NE-SW. Este paleocampo de tensões vigorou durante o Pleistoceno (Riccomini 1989, Riccomini *et al.* 1989, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995, Mello 1997, Silva & Ferrari 1997, Hiruma 1999) e foi responsável pela geração de falhas com marcante destaque geomorfológico.

As principais fraturas geradas nesta fase (figuras 9.4 e 10.1) incluem famílias de juntas de extensão, conjugadas híbridas e de cisalhamento, além de falhas orientadas segundo WNW-ESE que representam estruturas sintéticas R e uma falha normal orientada ao redor de NW-SE com bloco abatido para nordeste. As falhas R deslocam dextralmente o contorno do MAPQ, sendo que a estrutura localizada na porção noroeste do maciço está associada a uma ocorrência de brecha de moagem (*sensu* Sibson 1977).

Nas estações 13 e 19 a família de fraturas mais recente é representada por juntas de extensão orientadas segundo N-S (Figura 9.11), que indicam formação com eixo de tensões mínimo, σ_3, horizontal orientado na direção E-W. Estas fraturas podem estar associadas à extensão WNW-ESE caracterizada em áreas vizinhas ao MAPQ (Riccomini 1989, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995) e regionalmente (Hiruma 1999, Ferrari 2001), porém insuficientemente registrada no maciço.

10.2. *Macro-formas de relevo*

O marcante destaque topográfico do MAPQ em relação às rochas do embasamento do seu entorno, como bem ressaltado nos modelos numéricos de terreno (figuras 5.1 a 5.3) e nos mapas hipsométrico, de rugosidade de relevo e de gradientes hidráulicos (figuras 6.3, 6.6 e 6.7, respectivamente), deve-se à erosão diferencial entre os litotipos alcalinos do maciço (mais resistentes) e do embasamento (mais suscetíveis à erosão). O Vale do Rio Verde orientado segundo NW-SE, o principal vale interno ao maciço ressaltado nos modelos numéricos de terreno (figuras 5.1 a 5.3), deve-se ao controle tectônico da erosão ao longo de uma faixa de intersecção de importantes falhas orientadas segundo WNW-ESE (fase I), ENE-WSW e NNW-SSE (fase III) e WNW-ESE (fase IV). Os modelos numéricos de terreno (figuras 5.1 a 5.3) ainda evidenciaram a localização das regiões mais elevadas do MAPQ na sua porção sul, o caráter marcadamente assimétrico das formas de relevo com faces abruptas voltadas para sul, a presença destacada de facetas triangulares e trapezoidais no extremo sul do maciço e a linearidade das principais cristas e vales do maciço. Estas feições

estão associadas às falhas escalonadas normais orientadas segundo ENE-WSW com bloco abatido para sul (fase II), bem como ao controle tectônico generalizado sobre as formas de relevo do MAPQ.

As altas declividades que caracterizam o maciço (Figura 6.1) estão associadas a um entalhamento profundo das drenagens ao longo das principais direções estruturais (*e.g.* rios Verde, Claro e das Cruzes). O marcante gradiente hidráulico existente entre as partes altas do maciço e seu entorno potencializam a ação erosiva ao longo destas zonas de fraqueza. A concentração das maiores declividades na porção sul do MAPQ deve-se à abrupta transição entre as cotas superiores a 2.600m, das porções cimeiras da Serra da Mantiqueira, para as cotas inferiores a 600m da zona de transição entre a Serra da Mantiqueira e o Vale do Rio Paraíba do Sul, compreendida nas falhas normais de orientação ENE-WSW associadas à fase II.

As principais feições observáveis no mapa de orientação de vertentes (Figura 6.2) apresentam marcante controle tectônico, como exemplificado por: (1) lineamentos de direção ENE-WSW coincidentes com o divisor de águas da Serra da Mantiqueira, determinados pelas falhas normais com a mesma orientação e caráter normal geradas na fase II; (2) lineamentos de direção NNW-SSE e WNW-ESE que truncam e são truncados pelos lineamentos descritos em (1), presentes na porção sul do maciço e determinados por falhas com as mesmas orientações geradas nas fases I e IV respectivamente; e (3) lineamento de direção WNW-ESE truncado por feição linear de direção NNW-ESE presente na porção norte do MAPQ, determinado por falha orientada segundo WNW-ESE da fase I, movimentada dextralmente por falha orientada segundo NNW-SSE da fase III.

As principais descontinuidades no contorno elíptico do maciço ressaltadas no mapa hipsométrico (Figura 6.3) devem-se às falhas de direção WNW-ESE com componente de deslocamento dextral da fase IV e subordinadamente a uma falha de direção NNW-SSE com o mesmo componente de deslocamento da fase III. Estas fraturas apresentam marcante rejeito geomórfico. A distribuição geral das altitudes assim como dos gradientes de altitudes refletem o controle tectônico, como exemplificado pela face sul do maciço, na qual falhas de orientação ENE-WSW e componente normal da fase II são responsáveis pelo marcante gradiente de altitudes.

Os dois domínios internos ao MAPQ delimitados no mapa de superfícies de base (Figura 6.4) e visualizados neste mapa e no modelo numérico de terreno e no mapa de sombreamento de relevo, obtidos a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base (Figura 6.5), sintetizam boa parte das principais feições tectônicas do MAPQ. A porção sul do maciço apresenta, por exemplo, inflexões abruptas no traçado das curvas de concentração de isovalores que caracterizam lineamentos de direção NNW-SSE e WNW-ESE, referentes às falhas com as mesmas orientações das fases I e IV, respectivamente,

além de distanciamentos recorrentes de curvas específicas de isovalores, associados ao basculamento de blocos alongados com orientação ENE-WSW a NE-SW com abatimento para sudeste relativos à fase II. As inflexões que caracterizam o marcante lineamento com orientação WNW-ESE, que secciona o domínio norte do maciço e é coincidente com o Vale do Rio Verde, estão associadas às falhas com a mesma orientação presentes neste setor relativas às fases I e IV.

Os valores extremamente altos de rugosidade e gradientes hidráulicos (figuras 6.6 e 6.7) que caracterizam e destacam o MAPQ das rochas encaixantes devem-se à ação conjugada da alta resistência das suas rochas (e da baixa resistência das rochas encaixantes) perante o intemperismo, do marcante fraturamento tectônico imposto ao maciço e das drenagens com alto gradiente hidráulico que entalham, seguindo direções estruturais, vales profundos no MAPQ;

O padrão de distribuição das densidades de drenagens (Figura 6.8) não permite sua correlação com características exclusivamente litológicas da área de estudo, uma vez que as anomalias de alta e baixa densidade de drenagem extrapolam os contatos litológicos observados na área. A intersecção de importantes fraturas com rejuvenescimento tectônico na fase IV é responsável pela faixa de alta densidade de drenagens orientada segundo NW-SE, segundo modelo de Hiruma & Ponçano (1994). Já o domínio com alta densidade de drenagens que circunda o maciço, principalmente nas suas porções sudoeste, sul e sudeste, está relacionado a regiões para as quais o entulhamento sedimentar (depósitos de tálus) é superior à subsidência, segundo modelo de Jianjun *et al.* (1997).

Lineamentos com orientação NW-SE, NNW-SSE e NNE-SSW, presentes principalmente nas porções sul e central do maciço (Figura 7.5), estão relacionados a fraturas P, X e R', respectivamente, das fases I e III. A reativação sob regime extensional das estruturas regionais pré-cambrianas (com direções ENE-WSW a E-W), ocorrida principalmente durante a fase II, foi responsável pela geração de lineamentos com orientação ENE-WSW a E-W, concentrados predominantemente na porção sul do MAPQ, mais próxima da borda norte do RCSB. O truncamento dos lineamentos com orientação NNW-SSE da porção sul do maciço é atribuído à reativação sinistral dos lineamentos ENE-WSW gerados na fase II, ocorrida na fase III. Lineamentos com orientação WNW-ESE seccionam e deslocam dextralmente lineamentos de diversas orientações formados anteriormente e foram atribuídos à fase IV.

A maior concentração de lineamentos com direção ENE-WSW nos mapas de lineamentos parciais das figuras 7.6B e 7.8B permite ao menos duas considerações: (1) apesar de toda a porção sul da Serra da Mantiqueira ter sofrido com a conformação inicial do RCSB, a faixa sul do MAPQ registrou de maneira mais clara este fenômeno; e (2) os eventos tectono-sedimentares subseqüentes à fase inicial de formação do *rift* foram

responsáveis por obliterar parcialmente os registros da sua fase inicial de formação, principalmente nas rochas do embasamento localizadas na porção sul da Serra da Mantiqueira. Nos mapas de lineamentos parciais das figuras 7.6A e 7.8A é provável que, em função da maior distância desta porção à borda norte do *rift,* os eventos tectônicos relacionados à sua fase inicial de formação não se encontram particularmente marcados. Por outro lado, os eventos tectono-sedimentares, antecedentes ou subseqüentes à fase principal de formação do RCSB, puderam imprimir suas características aos litotipos da região, sendo preservados. Nos mapas de lineamentos parciais das figuras 7.7A e B nota-se que a fase principal de formação do RCSB encontra-se bem registrada nas rochas do MAPQ, ao contrário do observado nas rochas do seu entorno, nas quais eventos tectono-sedimentares predominantemente subseqüentes à formação inicial do RCSB foram responsáveis por obliterar parcialmente os registros da sua fase inicial de formação.

A respeito da virtual ausência de dados de falhas no MAPQ, duas hipóteses inter-relacionadas são sugeridas, a saber: (1) falhas costumam atuar como descontinuidades preferenciais de alteração das rochas, constituindo caminhos dominantes de percolação de água e alteração intempérica; estes planos preferenciais de alteração formam pequenas ravinas nas quais inicia-se o acúmulo de fragmentos de rocha e matéria orgânica, constituindo faixas com maior probabilidade de fixação da vegetação, o que acelera ainda mais o intemperismo, escondendo os planos de falha; e (2) a virtual ausência de exposições antropogênicas recentes, como cortes de estradas e pedreiras, dificulta a identificação dos planos de falha, uma vez que as exposições naturais estão sujeitas à alteração diferencial.

Alguns argumentos que indicam uma possível união dos maciços de Passa Quatro e Itatiaia em subsuperfície são: (1) semelhança nas idades e rochas; (2) semelhança na forma e orientação das ocorrências de brecha magmática alcalina; (3) continuidade nos padrões dos dados geofísicos (Ebert *et al.* 1997); (4) proximidade geográfica; e (5) continuidade geomórfica. Adicionalmente, considera-se que os dois maciços foram colocados sob o mesmo regime de esforços (transcorrência sinistral com binário orientado segundo E-W, fase I), dada sua proximidade geográfica e geocronológica. Uma vez que corpos intrusivos de forma elíptica apresentam marcante tendência em se colocar perpendicularmente à direção do tensor de menor esforço, σ_3 (Zoback *et al.* 1989, Zoback 1992, Ferrari & Riccomini 1999, Ferrari 2001), a orientação aproximadamente perpendicular dos eixos de maior elongação dos maciços de Passa Quatro e de Itatiaia é paradoxal. No entanto, uma possível união em subsuperfície dos dois maciços vizinhos formaria um corpo maior também elíptico, cujo eixo de maior elongação se orientaria segundo ENE-WSW, compatível com a direção de σ_3 por ocasião da colocação destas rochas (fase I).

11. CONCLUSÕES

Com base nos resultados apresentados pode-se concluir que:

- O MAPQ é constituído predominantemente por rochas félsicas fortemente insaturadas como nefelina sienitos diversos e subordinadamente por *plugs* de nefelina microssienito e traquito, ocorrências de brecha magmática alcalina e diques e minidiques de fonolitos, nefelina microssienitos e lamprófiros. Esta associação de rochas indica a participação predominante de magmas alcalinos evoluídos na formação do maciço com alguma contribuição de magmas alcalinos mais primitivos, de origem provavelmente distinta.
- A marcante correlação entre as principais estruturas tectônicas e as macro-formas de relevo do MAPQ indica significativo controle das descontinuidades estruturais na gênese do modelado. Entretanto, a erosão diferencial entre as rochas do embasamento pré-cambriano (mais suscetíveis à alteração) e as rochas do MAPQ (mais resistentes à alteração) controla as principais diferenças existentes entre as formas de relevo do maciço e do embasamento ao seu redor.
- O maciço apresenta intenso padrão de fraturamento, constituído por expressivo número de famílias de juntas de extensão, conjugadas híbridas, conjugadas de cisalhamento e espectros de juntas e subordinadamente por falhas com e sem estrias e diques de rochas alcalinas.
- Quatro fases tectônicas principais foram caracterizadas no MAPQ entre o Cretáceo Superior e o Pleistoceno, a saber: (1) transcorrência sinistral com binário E-W, vigente entre o Cretáceo Superior e o Paleoceno, que controlou a colocação das rochas do maciço bem como a gênese do sistema de fraturas mais antigo; (2) extensão NW-SE, vigente entre o Eoceno e o Oligoceno, responsável pela fase inicial de formação do RCSB, com profundas conseqüências para a porção sul do MAPQ; (3) transcorrência sinistral com binário E-W, vigente durante o Mioceno, registrada por intenso fraturamento distribuído por todo o maciço; e (4) transcorrência dextral com binário E-W, vigente durante o Pleistoceno, responsável pela geração de falhas com marcante destaque geomórfico.
- O corpo principal do maciço apresenta forma elíptica, com eixo maior orientado segundo ENE-WSW, sub-paralelo aos diques de rochas alcalinas máficas. Esta orientação é compatível com o binário sinistral E-W. Os *plugs* de traquito e nefelina microssienito bem como as ocorrências de brecha magmática alcalina

também apresentam forma elíptica com eixo maior orientado segundo WNW-ENE e refletem o aproveitamento da direção da fratura sintética P do binário sinistral. Os diques e minidiques de rochas alcalinas félsicas apresentam maior dispersão na sua orientação e aproveitaram para sua intrusão as direções das fraturas P e X (sintética e antitética, respectivamente), relativas ao mesmo binário.

- A porção sul do maciço apresenta como principais macro-estruturas: (1) falhas transcorrentes dextrais de direção NNW-SSE da fase I que controlam o entalhamento das principais drenagens; (2) falhas orientadas segundo ENE-WSW, originadas na fase II com componente normal e reativadas na fase III com componente transcorrente sinistral, que deslocam as falhas pretéritas e constituem direções preferenciais de instalação dos afluentes das principais drenagens; e (3) uma falha transcorrente dextral, de direção WNW-ESE da fase IV, que controla o Vale do Rio das Cruzes e desloca o contorno do maciço.
- A porção norte do maciço apresenta como principais macro-estruturas: (1) falhas transcorrentes de orientação WNW-ESE (sinistral, que controla a direção predominante do Vale do Rio Verde) e NNE-SSW (dextral) originadas na fase I; (2) falhas transcorrentes de direção ENE-WSW (sinistral) e NNW-ESE (dextral, que trunca o Vale do Rio Verde e desloca o contorno do maciço) originadas na fase III; e (3) uma falha transcorrente dextral, orientada segundo WNW-ESE, da fase IV, que desloca o contorno do maciço.
- As composições dos modelos numéricos de terreno sobrepostos por imagens de satélite e por um mapa de sombreamento de relevo permitiram a visualização semi-realística integrada do relevo do MAPQ e a identificação de feições geomórficas indicativas de controle tectônico, como a linearidade das principais cristas e vales, o caráter assimétrico das formas de relevo e a presença de facetas triangulares e trapezoidais.
- A análise morfométrica em mapas de declividades, orientação de vertentes, hipsométrico, superfícies de base, rugosidade de relevo, gradientes hidráulicos, densidade de drenagens e densidade de lineamentos, além de orientar os trabalhos de campo através da seleção de alvos com maior probabilidade de ocorrência de estruturas tectônicas, permitiu a localização de feições morfotectônicas e a avaliação da extensão do controle tectônico sobre as formas de relevo.
- Os lineamentos determinados pela orientação comum de vertentes sucessivas e pelas inflexões marcantes das curvas de isovalores dos mapas de orientação de vertentes e superfícies de base, respectivamente, representam o padrão de

fraturamento do maciço e corroboram a significativa correlação entre as macro-formas de relevo e as principais estruturas tectônicas. O modelo numérico de terreno e o mapa de sombreamento de relevo, obtidos a partir da malha de dados do mapa de superfícies de base, permitem visualizar de forma sinótica a compartimentação da porção sul do maciço em faixas escalonadas de direção ENE-WSW, com abatimento para sudeste, desenvolvidas na fase II, truncadas por falha de orientação WNW-ESE da fase IV.

- Altos valores de densidade de drenagens estão associados a dois fenômenos: (1) rejuvenescimento tectônico proporcionado pelas falhas da fase IV; e (2) entulhamento sedimentar superior (depósitos de tálus) à subsidência no entorno do maciço.
- Os mapas de declividades, rugosidade de relevo e gradientes hidráulicos ressaltam o relevo acidentado característico do MAPQ, destacando-o das rochas do embasamento que o circundam. Os maiores valores destes parâmetros morfométricos foram registrados na porção sul do maciço e estão associados ao entalhamento profundo das drenagens ao longo das principais direções estruturais que controlam, por exemplo, os vales dos rios Claro e das Cruzes.
- A comparação efetuada entre os mapas de sombreamento de relevo e a imagem de satélite como bases para a extração de lineamentos permitiu quantificar as vantagens da utilização de cada um destes produtos, que estão associadas ao realce equilibrado das distintas formas de relevo e à maior resolução espacial, respectivamente.
- As famílias de lineamentos de orientação NW-SE, NNW-SSE e NNE-SSW estão associadas a fraturas P (sintética), X e R' (antitéticas), respectivamente, das fases I e III. As famílias de lineamentos de direção ENE-WSW e E-W relacionam-se às falhas normais da fase II e concentram-se na porção sul do maciço. A família de lineamentos de direção WNW-ESE está associada à fase IV.

12. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Almeida, F. F. M. 1964. Fundamentos geológicos do relevo paulista. *Boletim do Instituto Geográfico e Geológico*, **41**: 169 - 263

Almeida, F. F. M. 1967. *Origem e evolução da Plataforma Brasileira.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 36p. (Boletim 24)

Almeida, F. F. M. 1986. Distribuição e relações tectônicas do magmatismo pós-Paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16**(4): 325 – 349

Almeida, F. F. M. 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, *Atas*, 423 - 428

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

Angelier, J. 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *Journal of Geophysical Research*, **89**: 5835 - 5848

Angelier, J. 1994. Fault slip analysis and palaeostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (ed.) *Continental Deformation.* Oxford, Pergamon Press, 53 - 100

Angelier, J.; Mechler, P. 1977. Sur une méthode graphique de recherché des constraints principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la méthode des dièdres droits. *Bulletin de la Société Géologique de France,* **7**: 1309 - 1318

Asmus, H. E.; Ferrari, A. L. 1978. Hipótese sobre a causa do tectonismo cenozóico na região sudeste do Brasil. In: *Aspectos estruturais da margem continental leste e sudeste do Brasil*, Rio de Janeiro, CENPES, 75 – 88 (Série Projeto REMAC 4)

Assumpção, M. 1998. Seismicity and stresses in the Brazilian passive margin. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **88(1)**: 160 - 169

Bagini, L. G. 2004. *A serra esquecida: A descoberta do ponto culminante da Serra da Mantiqueira, evolução da paisagem e perspectives para a Serra Fina (SP-MG-RJ).* Departamento de Geografia, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, São Paulo, Trabalho de Graduação Individual, 138p.

Bergerat, F. 1987. Stress fields in the European Platform at the time of Africa-Eurasia collision. *Tectonics*, **6**: 99 - 132

Brotzu, P.; Barbieri, M.; Beccaluva, L.; Garbarino, C.; Gomes, C. B.; Macciotta, G.; Melluso, L.; Morbidelli, L.; Ruberti, E.; Sigolo, J. B.; Traversa, G. 1992. Petrology and geochemistry of the Passa Quatro alkaline complex, Southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Science*, **6**(4): 237 – 252

Bueno, J. M. R.; Ebert, H. D.; Borges, M. A. 2001. Registros morfoestruturais da tectônica cenozóica nos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa-Quatro. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 8, Recife, *Resumos Expandidos*, 295 - 298

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.; Thomaz Filho, A.; Campos, D. A. (coords.) *Tectonic evolution of South America*. Rio de Janeiro, 335 – 365

Caputo, R. 1991. A comparison between joints and faults as brittle structures used for evaluating the stress field. *Annales Tectonicae*, **5**: 74 - 84

Caputo, R. 1995. Evolution of orthogonal sets of coeval extension joints. *Terra Nova*, **7**: 479 – 490

Chiessi, C. M.; Riccomini, C. 2003a. Análise morfométrica aplicada à caracterização morfotectônica do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ). In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 9, Armação de Búzios, *Resumos Expandidos*, 273 - 275

Chiessi, C. M.; Riccomini, C. 2003b. Padrão de fraturamento do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ). In: Workshop Científico de Pós-Graduação do IGc-USP, 3, São Paulo, *Boletim de Resumos,* 13

Davis, G. H.; Reynolds, S. J. 1996. *Structural geology of rocks and regions*. 2ed. New York, Wiley, 776p.

Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1992. *An introduction to the rock-forming minerals*. 2ed. New York, Longman Scientific & Technical, 696p.

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

Doblas, M.; Mahecha, V.; Hoyos, M.; López-Ruiz, J. 1997. Slickenside and fault surface kinematic indicators on active normal fault of the Alpine Beltic cordilleras, Granada, southern Spain. *Journal of Structural Geology*, **19(2)**:159 - 170

Dunne, W. M.; Hancock, P. 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. L. (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press, 101 - 120

Ebert, H. D.; Malagutti Filho, W.; Hasui, Y.; Haralyi, E.; Hackspacher, P.; Morales, N.; Souza, C. A. 1997. Compartimentação crustal do sul de Minas Gerais a partir de dados gravimétricos e lito-estruturais. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis, *Resumos Expandidos*, 31 - 35

Engelder, T. 1985. Loading paths to joint propagation during a tectonic cycle: an example from the Appalachian Plateau, U.S.A. *Journal of Structural Geology*, **7**: 459 - 476

Etchebehere, M. L. C.; Hasui, Y.; Magalhães, F. S.; Frangipani, A. 1992. Análise estrutural aplicada à prospecção de fontes termais no Planalto de Poços de Caldas (SP/MG).

In: Hasui Y.; Mioto, J. A. (coords.) *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, 439 - 459

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*, **14**: 911 - 931

Ferrari, A. L. 2001. *Evolução tectônica do Graben da Guanabara*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 412p.

Ferrari, A. L.; Riccomini, C. 1999. Campo de esforços plio-pleistocênico na Ilha da Trindade (Oceano Atlântico Sul, Brasil) e sua relação com a tectônica regional. *Revista Brasileira de Geociências*, **29(2)**: 195 – 202

Gallagher, K.; Hawksworth, C. J.; Mantovani, M. S. M. 1995. Denudation, fission track analysis and the long-term evolution of passive margin topography: application to the southeastern Brazilian margin. *Journal of South American Earth Sciences*, **8(1)**: 65 - 77

Geoffroy, L.; Bergerat, F.; Angelier, J. 1993. Modification d'un champ de contrainte régional par un champ de contraintes magmatique local. Exemple de l'Ille de Skye (Ecosse) au Paléocène. *Bulletin de la Société Géologique de France,* **164(4)**: 541 - 552

Golts, S.; Rosenthal, E. 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology,* **7**: 305 - 315

Gontijo, A. H. F. 1999. *Morfotectônica no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul: região da Serra da Bocaina, leste do Estado de São Paulo.* Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutoramento, 265p.

Gross, M. R.; Engelder, T. 1991. A case for neotectonic joints along the Niagara Escarpment. *Tectonics*, **10**: 631 - 641

Hancock, P. L. 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, **7(3/4)**: 437 - 457

Hancock, P. L.; Engelder, T. 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of American Bulletin*, **101**: 1197 - 1208

Hasui, Y.; Magalhães, F. S.; Coppedê Jr., A.; Margutti, R. L. 1992. Mina de Carbonatito de Jacupiranga (SP): permeabilidade do maciço avaliada pelo modelo geostrutural. In: Hasui Y.; Mioto, J. A. (coords.) *Geologia Estrutural Aplicada*. São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, 383 - 398

Hasui, Y.; Mioto, J. A. (coords.) 1992. *Geologia Estrutural Aplicada.* São Paulo, ABGE/VOTORANTIM, 459p.

Hasui, Y.; Oliveira, M. A. F. 1984. Província Mantiqueira – setor central. In: Hasui, Y.; Almeida, F. F. M. (coords.) *O pré-Cambriano do Brasil*. Rio de Janeiro, 308 – 344

Herz, N. 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: Information from the Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of American Bulletin*, **88**: 101 – 112

Hiruma, S. T. 1999. *Neotectônica no planalto de Campos do Jordão, SP.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 102p.

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*, **15(1/2)**: 49 - 57

Hiruma, S.T.; Riccomini, C. 1999. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do Planalto de Campos do Jordão, SP. São Paulo: *Revista do Instituto Geológico*, **20(1/2)**: 5 - 19

Hiruma, S.T.; Riccomini, C.; Modenesi - Gauttieri, M. C. 2001. Neotectônica no Planalto de Campos de Jordão, SP. *Revista Brasileira de Geociências*, **31(3)**: 375 - 384

Hobbs, B. E.; Means, W. D.; Williams, P. E. 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, 225 - 245

Hodgson, R. A. 1961. Regional study of joiting in Comb Ridge – Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Bulletin of the Geological Society of America*, **45**: 1 - 38

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

Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo S/A – IPT. 1982. *Geologia, tectônica, geomorfologia e sismologia regionais de interesse às usinas nucleares da Praia de Itaorna.* São Paulo, IPT, 149p. (Monografias)

Jianjun, H.; Mukang, H; Ollier, C. D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, **20(2)**: 95 - 99

Jolly, R. J. H.; Anderson, D. J. 1995. Variation in the form and distribution of dykes in the Mull Swarm, Scotland. *Journal of Structural Geology*, **17(11)**: 1543 - 1557

Keller, E. A..; Pinter, N. 1996. *Active tectonics. Earthquakes, uplift and landscape.* New Jersey, Prentice Hall, 338p.

Keller, E. A.; Rockwell, T. K. 1984. Tectonic geomorphology, quaternary chronology, and paleosismicity. In: Costa, J. E.; Fleisher, P. J. (eds.) *Developments and applications of geomorphology.* Heidelberg, Springer-Verlag, 203 - 239

Le Maitre, R. W. (ed.) 2003. *Igneous rocks - A classification and glossary of terms: recommendations of the International Union of Geological Sciences, Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks.* 2ed. Cambridge, Cambridge University Press, 236p.

Lillesand, T. M.; Kiefer, R. W. 1994. *Remote sensing and image interpretation.* 3ed. New York, John Wiley & Sons, 750p.

Liotte, S. V. 2000. *Utilização de técnicas de geoprocessamento para apoio ao planejamento físico-territorial do município de Pariqüera-Açu.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 170p.

Liu, C. C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através da imagem do MSS do Landsat. In: Simpósio de Geologia, RJ – ES, 1, *Anais*, 164 – 188

MacKenzie, W. S.; Donaldson, C. H.; Guilford, C. 1982. *Atlas of igneous rocks and their textures.* Harlow, Longman, 148p.

Mello, C. L. 1997. *Sedimentação e tectônica cenozóicas no Médio Vale do Rio Doce (MG, Sudeste do Brasil) e suas implicações na evolução de um sistema de lagos.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 264p.

Mello, C. L.; Moura, J. R. C.; Silva, T. M.; Peixoto, M. N. O. 1995. Eventos de sedimentação durante o Holoceno no Médio Vale do Rio Paraíba do Sul (SP/RJ) – aloestratigrafia e datações por radiocarbono. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 5, Niterói, *Anais*, 193 - 2000

Melo, M. S.; Stein, D.P.; Ponçano, W. L.; Bistrichi, C. A. 1993. Neotectônica da área do Alto Rio Pardo (SP e MG). *Revista do Instituto Geológico,* **14(2)**: 27 - 38

Mioto, J. A. 1993. *Sismicidade e zonas sismogênicas do Brasil.* Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, Tese de Doutoramento, vol.1, 276p.

Mitchell, R. H. 1994. The lamprophyre facies. *Mineralogy and Petrology,* **51**: 137 - 146

Modenesi – Gauttieri, M. C. 2000. Hillslope deposits and the Quaternary evolution of the altos campos – Serra da Mantiqueira, from Campos do Jordão to the Itatiaia Massif. *Revista Brasileira de Geociências,* **30(3)**: 504 - 510

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*, **43**: 257 - 271

Montes-Lauar, C. R.; Pacca, I. G.; Melfi, A. J.; Kawashita, K. 1995. Late Cretaceous alkaline complexes, southeastern Brazil: Paleomagnetism and geochronology. *Earth and Planetary Science Letters,* **134**: 425 – 440

Nicholson, R. Pollard, D. D. 1985. Dilation and linkage of echelon cracks. *Journal of Structural Geology,* **7(5)**: 583 - 590

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*, **87**: 1463 - 1469

Panizza, M.; Castaldini, D.; Bollettinari, G.; Carton, A.; Mantovani, F. 1987. Neotectonic research in applied geomorphological studies. *Zeitschrift für Geomorphologie,* **63(Suplement)**: 173 - 211

Penalva, F. 1967. Geologia e Tectônica da região do Itatiaia. *Boletim FFLCH-USP*, **22**: 95 - 196

Petit, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**: 597 - 608

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

Pollard, D. D.; Aydin, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Bulletin of the Geological Society of America*, **100**: 1181 - 1204

Ponçano, W. L.; Carneiro, C. D. R.; Bistrichi, C. A.; Almeida, F. F. M.; Prandini, F. L. 1981. *Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo.* São Paulo, IPT, 94p. (Monografias)

RADAM. 1973. *Projeto Radam, Folha SF 23 / 24, Rio de Janeiro / Vitória, volume 32.* Rio de Janeiro, DNPM.

Ramsay, J. G.; Huber, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures.* London, Academic Press, 307p.

Ribeiro Filho, E. 1967. Geologia e Petrologia dos Maciços Alcalinos do Itatiaia e Passa Quatro. *Boletim FFLCH–USP*, **22**: 5 - 94

Ribeiro Filho, E.; Cordani, U. G. 1966. Contemporaneidade das intrusões de rochas sieníticas do Itatiaia, Passa Quatro e Morro Redondo. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 20, Vitória, *Anais*, **1**: 62 - 63

Riccomini, C. 1989. *O Rift Continental do Sudeste do Brasil.* Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 256 p.

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*, **25(2)**: 79 - 84

Riccomini, C. 1997. Arcabouço estrutural e aspectos do tectonismo gerador e deformador da Bacia Bauru no Estado de São Paulo. *Revista Brasileira de Geociências*, **27(2)**: 153 - 162

Riccomini, C.; Assumpção, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, **22(3)**: 221 - 225

Riccomini, C.; Coimbra, A. M.; Sant'Anna, L.G.; Brandt Neto, M.; Valarelli, J. V. 1996. Argilominerais do Paleolago Tremembé e sistemas deposicionais relacionados (Paleógeno, *Rift* Continental do Sudeste do Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **26(3)**: 167 - 180

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*, **19**: 23 - 37

Riccomini, C.; Neumann, R.; Matos, S. L. F. 1989. Convergent strike-slip faulting in passive continental margin, southeastern Brazil. In: International Geological Congress, 28, Washington DC, EUA, *Abstracts*, **2**: 694

Riccomini, C.; Veláquez, V.F.; Gomes, C.B. 2004. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Comin-Chiaramonti, P.; Gomes, C.B. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform*. São Paulo, EDUSP-FAPESP, 1 - 26

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, 81 - 100

Riedel, W. 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, **1929B**: 354 - 368

Rodriguez, S. K. 1993. *Neotectônica e sedimentação quaternária na região da "Volta Grande" do Rio Xingu, Altamira, Pará*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 106 p.

Saadi, A. 1991. *Ensaio sobre a morfotectônica de Minas Gerais: tensões intra-placa, descontinuidades crustais e morfogênese*. Departamento de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, Tese para o cargo de Professor Titular, 285p.

Sadowski, G. R. 1983. *Sobre a geologia estrutural de cinturões de cisalhamento continentais*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 108p.

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

Salvador, E. D.; Riccomini, C. 1995. Neotectônica da região do Alto Estrutural de Queluz (SP - RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **25(3)**: 151 - 164

Sibson, R. H. 1977. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of the Geological Society*, **133(3)**: 191 - 213

Sígolo, J. B. 1988. *As formações bauxíticas lateríticas do Maciço Alcalino de Passa Quatro MG – Sua evolução micromorfológica, geoquímica e as implicações do relevo*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 186p.

Sígolo, J. B.; Ruberti, E.; Gomes. C. B. 1992. O complexo alcalino de Passa Quatro: dados geológicos preliminares. *Boletim IG-USP, Publicação Especial,* **12**: 109 - 111

Silva, T. M.; Ferrari, A. L. 1997. Controle tectônico da compartimentação geomorfológica do segmento nordeste do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 5, Itatiaia, *Resumos Expandidos*, 48 - 50

Sonoki, I. K.; Garda, G. M. 1988. Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil Meridional e Paraguai Oriental: compilação e adaptações às novas constantes de decaimento. *Boletim IG - USP, Série Científica*, **19**: 63 - 85

Sørensen, H. (ed.) 1974. *The alkaline rocks.* New York, John Wiley & Sons, 622p.

Stewart, I. S., Hancock, P. L. 1994. Neotectonics, In: P. L. Hancock (ed.) *Continental Deformation.* Oxford, Pergamon Press, 226p.

Strahler, A. N. 1952. Dynamic basis of geomorphology. *Geological Society American Bulletin*, **63**: 923 - 938

Sylvester, G. A. 1988. Strike-slip faults. *Geological Society of American Bulletin,* **100**: 1666 - 1703

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

Trouw, R.; 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., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (coords.) *Tectonic evolution of South America.* Rio de Janeiro, 287 – 310

Ulbrich, H. H. G. J.; Gomes, C. B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. *Earth Science Reviews*, **17**: 135 – 154

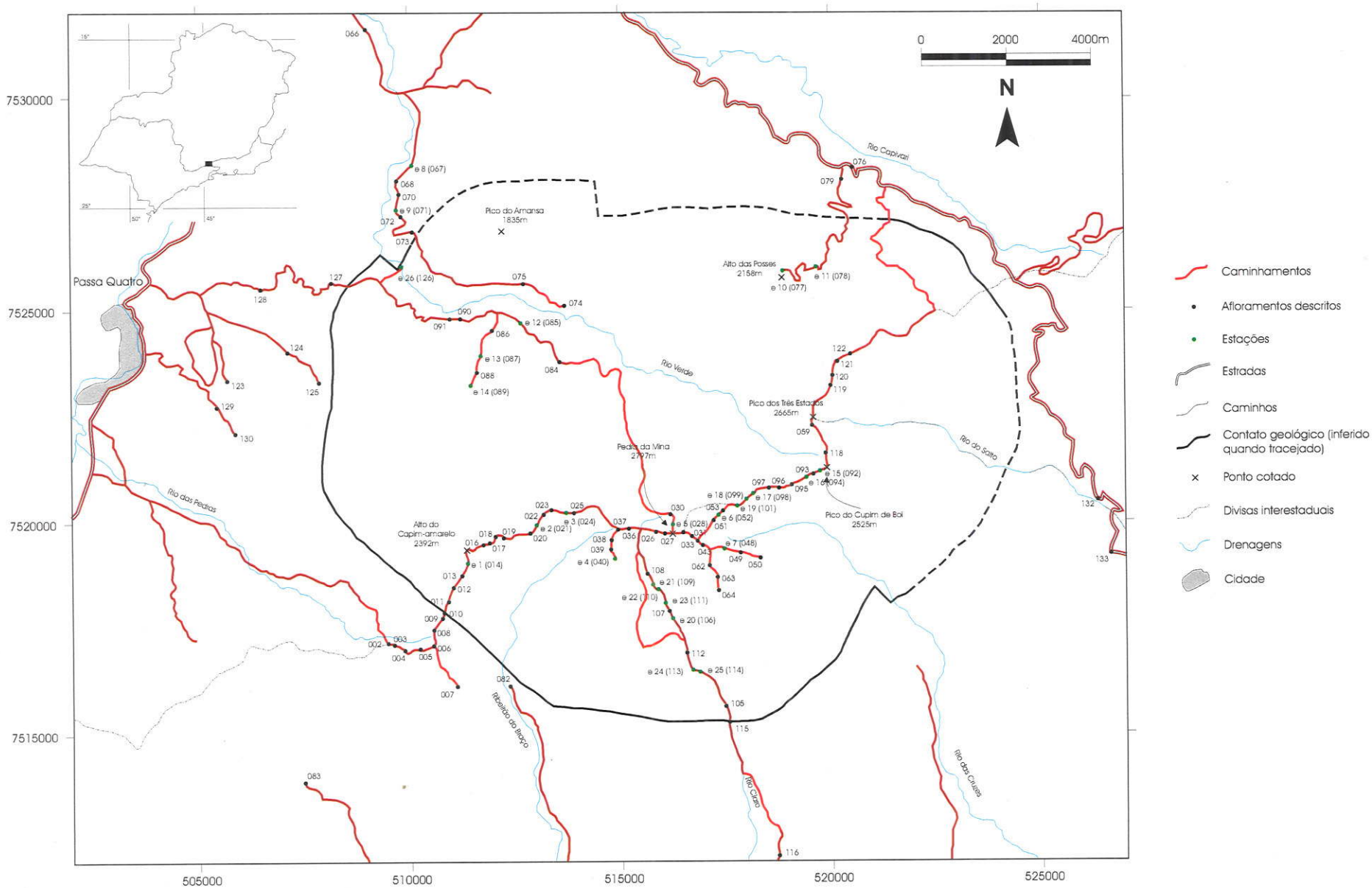
Vita – Finzi, C. 1986. *Recent Earth Movements – an introduction to neotectonics.* 2 ed. London, Academic Press, 226p.

Zoback, M. L. 1992. First- and Second-Order Patterns of Stress in the Litosphere: The World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, **97(B8)**: 11703 – 11728

Zoback, M. L. *et al.* 1989. Global Patterns of Tectonic Stress. *Nature*, **341**: 5459 - 5475

Zuchiewicz, W. 1991. On different approaches to neotectonics: a Polish Carpathians example. *Episodes*, **14(2)**: 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*, **94(Suplement)**: 41 - 55



Anexo A *- Mapa de caminhamentos e locais de descrição de afloramentos e estações da região do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ).*