

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL DO MACIÇO ALCALINO DE
POÇOS DE CALDAS NO CONTEXTO DO
ALINHAMENTO MAGMÁTICO DE CABO FRIO**

Fernando Machado Alves

Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini
Co-orientador: Dr. Victor Velázquez Fernández

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF - 2004/08)

SÃO PAULO
2004

TF
A474
FM.t



UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900016369

**Tectônica Rúptil do Maciço Alcalino de Poços de
Caldas no Contexto do Alinhamento Magmático de
Cabo Frio**

Fernando Machado Alves



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Cláudio Riccomini _____

Prof. Dr. Norberto Morales _____

Prof. Dr. Ciro Teixeira _____

São Paulo

2004

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL DO MACIÇO ALCALINO DE
POÇOS DE CALDAS NO CONTEXTO DO
ALINHAMENTO MAGMÁTICO DE CABO FRIO**

Fernando Machado Alves



Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Co-orientador: Dr. Victor Velázquez Fernández

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF - 2004/08)

SÃO PAULO
2004

TF
A474
FM.t



RESUMO

O Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MAPC), tido como uma caldeira vulcânica colapsada com intrusões de rochas sieníticas e diques alcalinos de diversas composições, é considerado integrante do Alinhamento Magmático de Cabo Frio (AMCF). Com base em análises morfométrica e estrutural, este trabalho teve como objetivo caracterizar a evolução tectônica rúptil mesozóico-cenozóica do MAPC e estabelecer sua correlação com os eventos e padrões deformacionais verificados ao longo do AMCF e os campos de esforços regionais do sudeste do Brasil.

A análise integrada de modelos digitais de terreno, mapas morfométricos, distribuição de litotipos, dados de estruturas tectônicas rúptis (falhas, juntas e diques de rochas alcalinas) e correlações regionais permitiu caracterizar cinco regimes tectônicos superpostos: 1) transcorrência sinistral, com binário orientado segundo E-W, compressão NE-SW e distensão NW-SE, vigente durante o Neocretáceo, que controlou a intrusão de diques de rochas alcalinas; 2) distensão NNW-SSE, pós-magmática; 3) transcorrência sinistral, com binário E-W, compressão NE-SW e distensão NW-SE; 4) transcorrência dextral, com binário E-W, compressão NW-SE e distensão NE-SW; 5) distensão N-S e compressão E-W.

Embora a idade absoluta das deformações tectônicas seja ainda imprecisa, a sucessão dos regimes no MAPC mostra excelente correlação tanto com aqueles verificados tanto nos maciços alcalinos do AMCF quanto em depósitos sedimentares do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil. Assim, conclui-se que a deformação do MAPC esteve vinculada à evolução do AMCF e que as estruturas rúptis do maciço foram desenvolvidas em resposta aos campos de esforços regionais.

DOAÇÃO

ABSTRACT

The Poços de Caldas Alkaline Massif (PCAM), related to the Cabo Frio Magmatic Lineament (CAML), is believed to be a collapsed volcanic caldera intruded by syenites and alkaline dykes. On the basis of morphometric and structural analysis, this work aimed to characterize the Mesozoic-Cenozoic brittle tectonic evolution of the PCAM and its correlation with the events and deformational patterns of the CAML and regional stress-fields of southeastern Brazil.

Integrated analysis of digital terrain models, morphometric maps, rock distribution, brittle tectonic structures (faults, joints and dykes) and regional correlation allowed the characterization of five superposed tectonic regimes: 1) a Late Cretaceous left-lateral strike-slip regime along an E-W binary, with associated NE-SW compression and NW-SE extension, which controlled the of alkaline dikes; 2) a NNW-SSE post-magmatic extension; 3) a left-lateral strike-slip regime along an E-W binary, with NE-SW compression and NW-SE extension; 4) a right-lateral strike-slip regime along an E-W binary, with NW-SE compression and NE-SW distension; 5) a N-S distension and E-W compression.

Absolute age of tectonic deformations are still poorly constrained. Nevertheless, the succession of regimes in the PCAM shows a good agreement with those of the alkaline massifs along the CFMA as well as of the sedimentary deposits of the Continental Rift of Southeastern Brazil. These results allow to conclude that the deformation of the PCAM was closely related to the CFMA evolution and that the brittle structures of the massif developed in response to regional stress fields.

AGRADECIMENTOS

Quero agradecer primeiramente a minha família, em especial minha mãe, Silene, meu pai, Antônio Carlos, e minha irmã Francine.

Ao Prof. Dr. Claudio Riccomini pela orientação no presente trabalho, apoio, compreensão e pelos ensinamentos sobre a tectônica rúptil e a geologia de campo, o verdadeiro bolo da festa.

Ao Mestre Carlos Grohmann (Guano), pelo que foi na prática uma co-orientação neste trabalho, pelas incursões ao mundo do geoprocessamento e as discussões sobre morfometria e tectônica rúptil, por vezes regadas a cerveja.

Ao Dr. Victor Velásquez Fernandez pela co-orientação em meus trabalhos a respeito das rochas alcalinas, um grande mestre neste universo de detalhes.

Agradeço ao Prof. Dr. Ginaldo Campanha pelo uso do *script* rosáceas e agradeço ao Maurão pela ajuda nas atividades de campo.

A Lucy pela ajuda na correção deste trabalho e nos preparativos de campo.

À Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo pelo suporte financeiro concedido através do projeto temático "A evolução do magmatismo alcalino na Plataforma Sul-Americana: implicações petrogenéticas e geodinâmicas" (processo FAPESP 01/10714-4), coordenado pelo Prof. Celso de Barros Gomes, e no âmbito do qual se insere este trabalho.

Aos Integrantes do projeto talco Itaiacoca: Dr. Flávio, Melado, Ofélia, Prof. Dr. Fábio Ramos e, principalmente, Professor Dr. Gergely Szabó.

Aos grandes amigos geólogos e irmãos de CRUSP: Feith, Passivo, Scrotho, Urtiga (apesar dos pesares), Bisteca, Boi e Anelise (carefree). Também aos meus grandes amigos de Votorantim, que mesmo à distância estiveram comigo todos estes anos: Marcelo, Márcio, Flávio, KK, Ana e Tati.

Aos amigos e colegas de turma, em especial Trans, Xubaca, Martão, Fofão, Polegar, Guma, Didi, Jaú, Mamute, Bostão, Condorito, Lesma, Baseiado, Tchuk, Ordis, Genérico, Sheila, Frango, Monocelha, Ritinha, Samar, Sagui, Daniel, Miltopéias, Picanele, Ceará e o rubber-sheet, Cacilda, Rasga, Rabo, aos Ramones (trilha sonora da minha graduação) e companheiros do inesquecível Ibis.

Aos amigos da ERM: Vermelho, Musgô, Ricardinho, Kelli, Lady Di, Alaine, Fabíola, Fabiana, Felipe, Brejo, Sammy, Sinhá-moça, Luciana, Prof. Dr. Reginaldo e a própria ERM pela compreensão, apoio, treinamento e oportunidades.

E é claro, agradeço a Juliana, que espero que esteja comigo, me ajudando novamente, na hora de outros partos que ainda estão por vir.

ÍNDICE

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii
1. INTRODUÇÃO	1
1.1 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	2
2. MATERIAIS	2
3. MÉTODOS	3
3.1 TÉCNICAS DE GEOPROCESSAMENTO	3
3.1.1 <i>Vetorização de drenagens</i>	3
3.1.2 <i>Modelo digital de terreno</i>	3
3.2 MORFOMETRIA.....	4
3.2.1 <i>Mapa de lineamentos estruturais</i>	5
3.2.2 <i>Mapas de declividade e orientação de vertentes</i>	6
3.2.3 <i>Mapa de superfícies de base</i>	6
3.2.4 <i>Mapas de densidades de lineamentos e densidades de drenagens</i>	7
3.2.5 <i>Mapa de rugosidade de relevo</i>	8
3.3 TRABALHOS DE CAMPO	8
3.4 DADOS ESTRUTURAIS	9
3.4.1 <i>Análise de famílias de juntas</i>	9
3.4.2 <i>Falhas como indicadores tectônicos</i>	11
3.4.3 <i>O método gráfico dos diedros retos</i>	11
3.4.4 <i>Correção e classificação dos dados estruturais pareados</i>	12
3.4.5 <i>Indicadores cinemáticos rúpteis</i>	13
3.4.6 <i>Diques como indicadores tectônicos</i>	16
3.4.7 <i>Estruturas secundárias associadas às falhas</i>	17
4. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO REGIONAL	18
4.1 O ALINHAMENTO MAGMÁTICO DE CABO FRIO.....	18
4.2 MAGMATISMO NEOCRETÁCEO NA ÁREA DE ESTUDO	21
4.3 GEOLOGIA ESTRUTURAL DO MACIÇO ALCALINO DE POÇOS DE CALDAS	22
4.4 DEFORMAÇÕES RÚPTEIS EM MACIÇOS ALCALINOS NEOCRETÁCEOS DO AMCF	22
5. RESULTADOS OBTIDOS	24
5.1 MORFOMETRIA.....	24
5.2 ESTRUTURAS RÚPTEIS E PALEOTENSÕES	26
5.2.1 <i>Juntas</i>	26
5.2.2 <i>Falhas</i>	30
5.2.3 <i>Diques como indicadores tectônicos</i>	36
6. EVOLUÇÃO DOS CAMPOS DE ESFORÇOS	36
6.1 EVENTO 1	37
6.2 EVENTO 2	38
6.3 EVENTO 3	38
6.4 EVENTO 4	39
6.5 EVENTO 5	39
6.6 TECTÔNICA E MACRO-FORMAS DE RELEVO	40
7. CONCLUSÕES	41
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	42

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.	Abrangência temporal das diversas fontes de informações tectônicas	4
Figura 2.	Localização do esforço horizontal máximo, mínimo e ângulo 2θ , segundo esquema de Dunne & Hancock (1994)	10
Figura 3.	Princípio do método gráfico dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977)	12
Figura 4.	Critérios para determinação do sentido do movimento em superfícies de falhas	14
Figura 5.	Relações geométricas e nomenclatura das fraturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples, associadas a binário dextral.....	17
Figura 6.	O alinhamento Magmático de Cabo Frio	20
Figura 7.	Rosetas contendo o comprimento relativo dos lineamentos e o número de lineamentos	24
Figura 8.	Projeções estereográficas de juntas sistemáticas geradas sobre regime de esforço compressivo segundo NE-SW.....	28
Figura 9.	Projeções estereográficas de juntas sistemáticas geradas sobre regime de esforço compressivo segundo NW-SE.....	29
Figura 10.	Projeções estereográficas e diagrama dos diedros retos das falhas de extensão NW-SE.....	32
Figura 11.	Projeções estereográficas e diagrama dos diedros retos das falha de compressão NE-SW.....	33
Figura 12.	Projeções estereográficas e diagramas dos diedros das falhas de compressão NW-SE e extensão NE-SW.....	34
Figura 13.	Projeções estereográficas e diagrama dos diedros retos das falhas direcionais que indicam compressão E-W e extensão N-S.....	35
Figura 14.	Projeções estereográficas e diagrama dos diedros retos das falhas de extensão N-S e compressão E-W.....	36
Figura 15.	Diagrama de rosetas das direções dos diques de rocha alcalina intrusivos no MAPC.....	36
Figura 16.	Distribuição das tensões na placa Sul-Americana, segundo o modelo 3 de Coblenz e Richardson (1996).....	40

1. INTRODUÇÃO

O Alinhamento Magmático de Cabo Frio (AMCF) é uma feição tectônica com direção WNW-ESE que se desenvolve de Jaboticabal (SP) até a região do limite entre as crostas continental e oceânica (banco submarino de Almirante Saldanha) (Almeida 1991). Com aproximadamente 1150 km de extensão e 60km de largura, este alinhamento encerra dezenas de corpos alcalinos maiores (maciços), numerosos diques e *sills*, além de algumas ocorrências efusivas, de idade neocretácea e paleógena. O alinhamento pode ser subdividido em três segmentos: o segmento ocidental, entre as ocorrências da região de Jaboticabal e o Maciço Alcalino de Poços de Caldas (MAPC); o segmento central, entre os maciços alcalinos de Poços de Caldas e o de Passa Quatro; e o segmento oriental, entre o Maciço Alcalino de Passa Quatro e o banco submarino de Almirante Saldanha.

O presente trabalho teve como objetivo a análise da tectônica rúptil mesozóico-cenozóica do Maciço Alcalino de Poços de Caldas no contexto do segmento central do AMCF, visando contribuir para a elucidação do mecanismo de geração e evolução desta importante feição tectônica.

Devido às suas características litológicas, comportamento geomecânico relativamente homogêneo e possibilidade de datação, os maciços e diques de rochas alcalinas são muito favoráveis para o estudo da tectônica rúptil (Riccomini 1995a). A caracterização dos regimes de esforços atuantes durante a colocação e após a instalação dos corpos alcalinos pode contribuir para a melhor compreensão da origem e evolução do Alinhamento Magmático de Cabo Frio e, consequentemente, do controle tectônico e contexto geodinâmico do magmatismo alcalino mesozóico e cenozóico na porção centro-sudeste da Plataforma Brasileira. Os resultados obtidos, além de propiciar um refinamento da deformação rúptil da área, deverão subsidiar estudos sobre migrações de fluidos, condutividade hidráulica no maciço e avaliação da estabilidade geológica e geotécnica.

O estudo inseriu-se no projeto temático “A evolução do magmatismo alcalino na Plataforma Sul-Americana: implicações petrogenéticas e geodinâmicas” (processo Fapesp 01/10714-4), coordenado pelo Prof. Celso de Barros Gomes.

1.1 Localização e vias de acesso

O MAPC localiza-se próximo a divisa entre os estados de São Paulo e Minas Gerais, entre os paralelos 21°45' e 22°05' de latitude sul e os meridianos 46°25' e 46°45' de longitude oeste. A área deste estudo está contida nas folhas topográficas Poços de Caldas, Caldas, Pinhal e Santa Rita de Caldas do Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE) de 1972, em escala 1:50.000. Sua superfície de aproximadamente 800km² compreende parte dos municípios de Poços de Caldas, Caldas, Andradas e Águas da Prata.

As rodovias BR-146, BR-459, SP-342, MG-60 e SP-215 são as principais vias pavimentadas que cortam o maciço. Tem-se ainda um grande número de estradas vicinais de terra batida, distribuídas por toda a região.

2. MATERIAIS

Para o desenvolvimento deste trabalho foram empregados os seguintes materiais:

- cartas topográficas na escala 1:50.000, do IBGE: folhas Caldas (1972), Pinhal (1972), Poços de Caldas (1972) e Santa Rita de Caldas (1972);
- Mapa geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas (1959) na escala de 1:75000 (Ellert et al. 1959);
- Mapas geológicos do projeto Sapucaí (CPRM, 1979), escala 1:250.000: folhas Varginha, Ribeirão Preto e Guaratinguetá.

Para processamento dos dados estruturais e morfométricos foram utilizados os seguintes programas:

- R2V (Able Software Co.): vetorização das drenagens de 2º e 3º ordem das folhas topográficas;

- AutoCAD 2000 (*Autodesk*): manipulação e aquisição dos dados vetoriais;
- GRASS 5.0.3 (*Geographical Resources Analysis Support System*): produção e visualização integrada do modelo numérico de terreno, análises morfométricas e geração dos mapas de isovalores e de sombreamento de relevo;
- StereoNett 2.46 (uso livre): produção de estereogramas e gráficos de paleotensões;
- Arcview 3.2 (ESRI) com *script* Rosáceas (Campanha 2004, inédito): produção de diagramas de roseta dos lineamentos extraídos do MDT.

3. MÉTODOS

3.1 Técnicas de geoprocessamento

3.1.1 Vetorização de drenagens

As drenagens das cartas topográficas editadas pelo IBGE (escala 1:50.000), folhas Caldas, Pinhal, Poços de Caldas e Santa Rita de Caldas, foram primeiramente extraídas para uma transparência de papel poliéster. Os dados foram limitados pelas coordenadas UTM 7558000 – 7594000 N e UTM 0320000 – 0370000 E, criando uma área que extrapola a região de estudo, com o intuito de caracterizar anomalias que atravessam o MAPC.

Durante a extração das drenagens foi efetuada também a sua hierarquização e somente as drenagens de interesse foram transcritas para a transparência. A transparência foi digitalizada num arquivo de imagem com extensão TIF com resolução de 400 dpi. Em seguida, a imagem da transparência digitalizada foi vetorizada e georreferenciada no programa R2V (*Able Software Co.*).

3.1.2 Modelo digital de terreno

O modelo digital de terreno (MDT) pode ser construído a partir da interpolação de pontos cotados ou de curvas de nível, estejam elas em formato raster ou vetor. Desta forma, para a geração do MDT pode-se optar por um método que utiliza curvas de nível vetorizadas a partir de folhas topográficas ou,

alternativamente, pelo método de pontos cotados com espaçamento de grade, também conhecido como DEM (*Digital Elevation Model*) (Grohmann, 2004).

O MDT foi produzido com o uso do programa GRASS (uso livre), empregado para processamento dos dados no formato DEM de interferometria de radar (SRTM – *Shuttle Radar Topographic Mission*) da NASA, com resolução espacial de 90m, que estão disponíveis no endereço do serviço geológico dos Estados Unidos (USGS) na rede mundial de computadores (<http://seamless.usgs.gov>). O MDT gerado comprehende a área limitada pelas coordenadas UTM 7555000 – 7600000 N e UTM 315000 – 365000, que novamente extrapola a região de estudo com o intuito de caracterizar anomalias que atravessam o MAPC.

3.2 Morfometria

A atividade tectônica em uma dada região pode alterar seus padrões geomorfológicos, gerando anomalias que serão detectáveis por meio da observação de seus principais atributos, a topografia e a sua rede de drenagem. A caracterização dessas anomalias geomorfológicas em regiões afetadas por atividade tectônica torna-se importante em função da abrangência do intervalo de tempo dos registros dessa natureza quando comparados a outras fontes de informação (Figura 1).

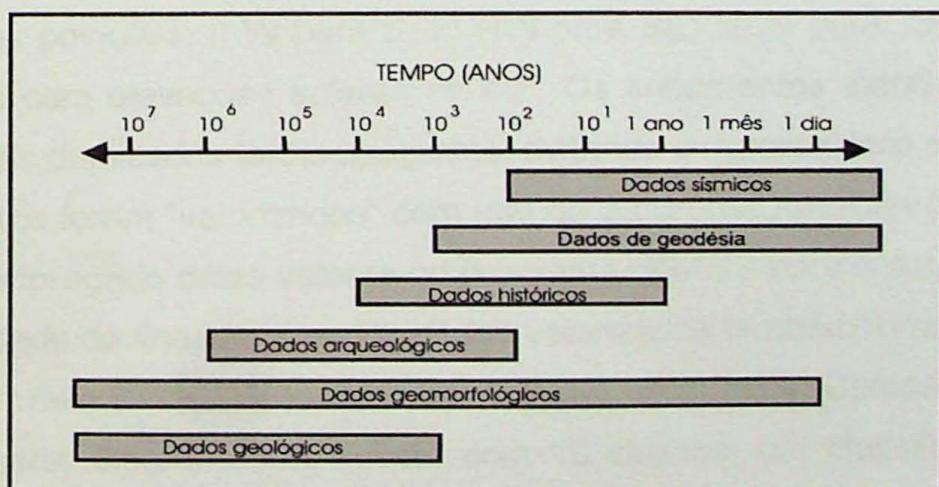


Figura 1– Abrangência temporal das diversas fontes de informações tectônicas. Modificado de Vita-Finzi (1986).

A análise morfométrica vem, cada vez mais, tornando-se uma importante ferramenta para a identificação de anomalias nos padrões geomorfológicos e consequentemente dos indicadores de movimentações tectônicas recentes (Rodriguez 1993; Salvador & Riccomini 1995; Hiruma & Riccomini 1999, Chiessi 2004).

No presente trabalho foi empregada a análise morfométrica para avaliar descontinuidades geomorfológicas, com o intuito de inferir feições tectônicas e auxiliar na escolha de áreas potenciais para o foco das atividades de campo. A partir do MDT foram criados mapas em escala 1:400.000, correspondentes aos parâmetros morfológicos mais comumente utilizados na morfotectônica (mapas de orientação de vertentes, declividade, superfícies de base, rugosidade de relevo, densidade de drenagens e densidade de lineamentos) e ainda mapa de lineamentos estruturais a partir de sombreamento de relevo (Liu 1987; Riccomini & Crósta 1988; Grohmann 2004).

3.2.1 Mapa de lineamentos estruturais

Os lineamentos da área, entendidos como feições lineares de uma superfície, mapeáveis, alinhadas de forma retilínea ou levemente curvadas, foram extraídos a partir dos mapas de sombreamento de relevo obtidos de diferentes direções de iluminação do MDT. A metodologia empregada na identificação e extração dos lineamentos, foi o sombreamento do MDT com iluminações de quatro diferentes posições: i) W para E; ii) NW para SE; iii) N para S; e iv) NE para SW, todos com elevações solares de 45°. Os lineamentos extraídos foram confrontados e os duplicados foram apagados, evitando o falseamento estatístico. Estes lineamentos foram “vetorizados” com uso do programa AutoCad (Autodesk) e em seguida empregado estes vetores no programa GRASS para a confecção do mapa de densidade de lineamentos. Os dados vetorizados também foram tratados no programa Arcview 3.2 (ESRI), com uso do script Rosáceas (Campanha 2004, inédito), para gerar diagramas de roseta com 18 classes, um classificado pela quantidade de lineamentos e outro pelo comprimento relativo de lineamentos.

3.2.2 Mapas de declividade e orientação de vertentes

Os mapas de declividade e de orientação de vertentes são gerados diretamente a partir do MDT. O mapa de declividades ilustra a variação da inclinação da topografia (superfície da área) enquanto que o de orientação de vertentes fornece a variação do sentido de maior declive da área, indicando normalmente a direção do escoamento da água em diversos pontos da área de estudo.

O mapa de declividades foi obtido a partir da diferença da variação da altitude em função da distância horizontal, ou seja, a 1º derivada vertical:

$$\text{Declividade} = f(X, Y) dZ \quad (\text{Equação 1})$$

O mapa de orientação de vertentes foi obtido a partir da primeira derivada horizontal do MDT, onde:

$$\text{Orientação das vertentes} = f(X, Z)dY, f(Y, Z)dX \quad (\text{Equação 2})$$

Para confeccionar os mapas foi empregado o programa de uso livre GRASS, que aplica o cálculo de derivada diretamente sobre o MDT; neste trabalho foi usado uma resolução espacial de 45m (Grohmann 2004), que retornou:

- i) o uso da equação 1 sobre o MDT retornou valores da inclinação do terreno para cada pixel da imagem que foram classificados de 5º em 5º até a inclinação máxima de 55º gerando o mapa de declividades;
- ii) a aplicação da equação 2 sobre o MDT retornou valores de azimute para cada pixel da imagem, em seguida foram organizadas em classes de 45º para gerar o mapa de orientação de vertentes.

3.2.3 Mapa de superfícies de base

O mapa de superfícies de base permite indicar contrastes no comportamento do relevo da área, que podem representar blocos distintos relacionados a processos tectono-erosivos diferentes, apontando movimentações recentes da crosta (Filosofov 1960, *apud* Golts & Rosenthal 1993).

A elaboração do mapa de superfícies de base requer primeiramente a hierarquização da rede de drenagem. Em seguida necessita-se de uma

interpolação da intersecção das drenagens de segunda ordem com as curvas de nível do terreno, a partir da qual pode ser obtido um mapa de isovalores. No presente trabalho, o mapa de superfícies de base foi gerado com o auxílio do programa GRASS, e para a apresentação, as isolinhas de superfícies de base foram sobrepostas a um MDT das superfícies de base.

Segundo Golts & Rosenthal (1993), os principais aspectos a serem observados em mapas de superfícies de base são: i) inflexões marcantes nas linha de isobases, normalmente causadas por movimentações tectônicas ou mudanças bruscas de litotipos; ii) aproximação de linhas de isobases, comumente atribuídas a movimentações tectônicas; e iii) distanciamento das linhas de isobases, que é associado a um gradiente topográfico suave ou a uma região de subsidência localizada com entulhamento sedimentar.

3.2.4 Mapas de densidades de lineamentos e densidades de drenagens

Os mapas de densidades de lineamentos e densidades de drenagens são obtidos pela razão entre o comprimento linear destes atributos e a área de uma célula definida para o local.

Para a extração das feições lineares requeridas para a técnica aplica-se no programa GRASS o mapa de lineamentos estruturais georreferenciado para a elaboração do mapa de densidade de lineamentos, e mapa com as drenagens da área para gerar o mapa de densidade de drenagens. O processamento dos dados ocorre obtendo-se a somatória do comprimento total das feições lineares (lineamentos e/ou drenagens) de uma célula e atribuindo-se estes valores a células com área pré-definida. Neste trabalho foram utilizadas células de 1x1 km. A interpolação dos dados foi realizada dentro da área da fronteira convexa dos dados (Eddy 1977), pelo método de *splines* regularizadas com tensão (Mitasova & Mitas, 1993; Mitasova & Rofierka, 1993), com resolução espacial de 45 m.

O mapa de densidade de drenagens permite a observação de anomalias entre blocos com comportamento distinto das drenagens, que podem refletir controle tectônico (Horton 1945). Jianjun *et al.* (1997), com base em sua área de estudos, propuseram que: i) regiões em que a taxa de deposição é maior que a subsidência apresentam alta densidade linear de drenagens; ii) áreas em franco

soerguimento seriam caracterizadas pela diminuição da densidade linear de drenagens; e iii) áreas em fase final de soerguimento, nas quais a intensidade do soerguimento é igual ou mais baixa que a incisão do canal, apresentam um aumento na densidade linear de drenagens. O mapa de densidade de lineamentos permite a visualização das principais direções morfoestruturais, que podem indicar zonas de movimentações tectônicas, além de delimitar blocos com padrões geomórficos distintos (Hiruma & Riccomini 1999).

3.2.5 Mapa de rugosidade de relevo

O mapa de rugosidade de relevo (Hobson 1972; Day 1979) tem como base a razão da área da superfície real pela superfície planar. Hobson (1972) definiu genericamente rugosidade de terreno como o índice de irregularidade ou a variabilidade não sistemática da elevação do terreno.

O mapa de rugosidade de relevo foi obtido dividindo-se o mapa em células de 1x1 km e calculando a razão entre a superfície real e a superfície planar de cada célula. A área real da célula foi calculada usando o programa GRASS, com o qual o MDT foi processado com o *r.mapcalc*, usando a equação:

$$50 \times (\sqrt{(\exp(\tan(A) \times 50), 2))} + 2500) * \quad (Equação\ 3)$$

* Equação válida para resolução espacial de 50m.

Os valores da razão são atribuídos ao centro da célula com resolução espacial de 50 m, sendo em seguida gerado um mapa de isovalores.

Day (1979) sugeriu a utilização deste parâmetro como critério para comparação e classificação de terrenos cársticos. A análise morfotectônica pode auxiliar na distinção de dois blocos com características diferentes, indicando zonas de prováveis movimentações tectônicas. A variação de rugosidade do relevo foi utilizada para estimar a correlação entre eventos de deformação tectônica recente e formas de relevo mais arrasadas.

3.3 Trabalhos de campo

Os levantamentos de campo foram desenvolvidos com o intuito de caracterizar as estruturas tectônicas rúpteis e elaborar um banco de dados estruturais da área de estudo, que serviram como base para discriminação,

qualificação e quantificação dos eventos deformacionais rúptis que atuaram no MAPC. Em paralelo, foi efetuada a verificação da validade dos resultados obtidos através da análise morfométrica e de lineamentos a partir do MDT.

Durante as atividades de campo foram aplicados métodos gráficos para a determinação de paleotensões a partir de populações de falhas, conforme propostos por Angelier & Mechler (1977), Angelier (1994) e Petit (1987). Para as juntas, a determinação de paleotensões seguiu os pressupostos de Hancock (1985), Hancock & Engelder (1989) e Dunne & Hancock (1994), e para os diques os critérios de Zoback *et al.* (1989), Rickwood (1990) e Zoback (1992).

Mesmo com dificuldades para encontrar afloramentos propícios para coleta dos dados estruturais, devido sobretudo ao estado de alteração das rochas e dificuldade de acesso às regiões pré-definidas, foram obtidos cerca de 1000 dados estruturais (juntas, falhas e diques) distribuídos aproximadamente por toda a região, que ao nosso ver são representativos o bastante para estabelecer uma boa aproximação do padrão de deformação rúptil do MAPC.

3.4 Dados estruturais

3.4.1 Análise de famílias de juntas

No presente trabalho o termo “junta” refere-se a uma fratura que em escala de observação de campo não apresenta preenchimento ou indicações de movimentação dos blocos adjacentes (Hancock 1985). Atenta-se para o fato de que esta classificação de campo pode ser alterada em função de evidências adicionais, com aquelas obtidas ao microscópio óptico, onde pode-se constatar um preenchimento, tornando a estrutura um veio, ou um deslocamento microscópico, reclassificando a junta como micro-falha.

Para o uso das juntas para análise tectônica é preciso que estas apresentem caráter sistemático (Hodgson 1961), ou seja, juntas aproximadamente planas que compõem famílias. Segundo Dunne & Hancock (1994) uma família de juntas não implica num paralelismo absoluto das estruturas, mas implica numa constante relação angular entre as juntas da mesma família e uma outra tendência regional das estruturas. Neste contexto, juntas sistemáticas são formadas por

famílias de juntas que apresentam-se dispostas simetricamente ao redor de eixos imaginários de esforços ou *trends* estruturais regionais. Angelier (1984) propôs que duas famílias de juntas podem ser consideradas conjugadas quando: i) são formadas sob o mesmo campo de esforços; ii) são contemporâneas; iii) foram formadas em ambiente rúptil em um corpo de rocha mecanicamente intacto; e iv) propagam-se ao longo de planos cujas orientações são compatíveis com os critérios de ruptura de Mohr-Coulomb.

Juntas geradas sob mesmo regime tectônico indicam a direção de esforço horizontal máximo responsável pela sua geração. Conforme a classificação de Dunne & Hancock (1994), a direção de esforço horizontal máximo (σ_{hmax}) está localizada na bissexta aguda das atitudes dos planos das juntas, e o esforço horizontal mínimo na bissexta obtusa, restando o eixo ortogonal aos dois anteriores para o esforço intermediário (Figura 2). O ângulo agudo (2θ) é usado para classificar a família de juntas em: i) juntas de distensão ($2\theta \leq 10^\circ$); ii) juntas conjugadas híbridas (2θ entre 10 e 50°); e iii) juntas conjugadas de cisalhamento ($2\theta > 50^\circ$).

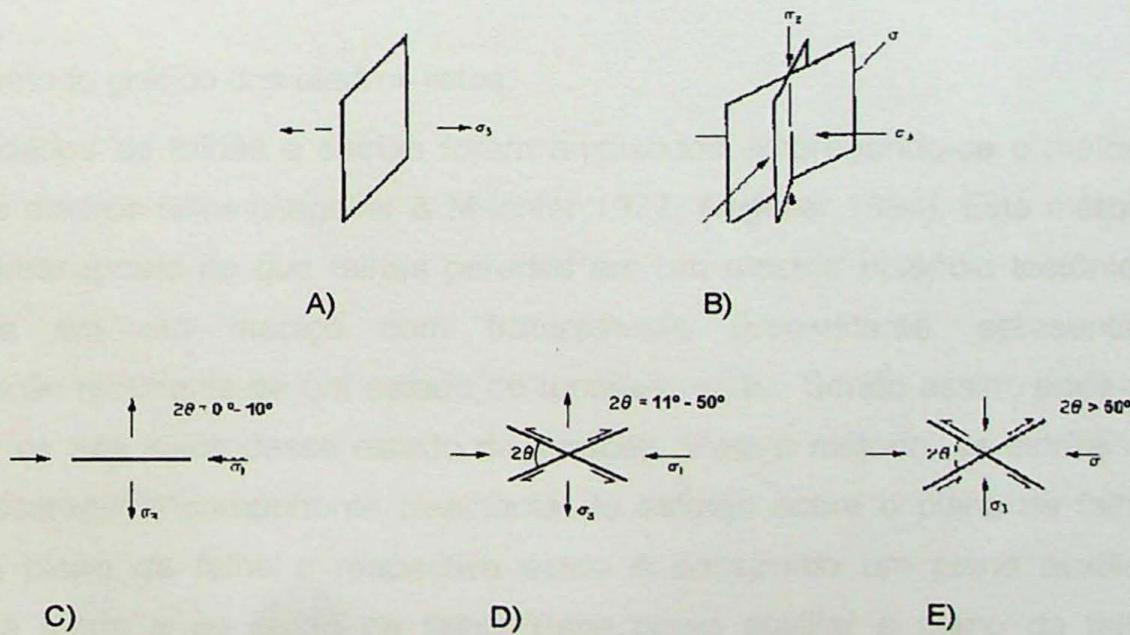


Figura 2- Localização do esforço horizontal máximo, mínimo e ângulo 2θ , segundo esquema de Dunne & Hancock (1994), para análise estrutural de juntas. A) Juntas de distensão; B) Juntas conjugadas (posição dos eixos σ_1 , σ_2 e σ_3); C) Juntas de distensão (2D); D) Juntas conjugadas híbridas; E) Juntas conjugadas de cisalhamento. Figura modificada de Hancock (1994).

A utilização de famílias de juntas como indicadores tectônicos já foi aplicada com sucesso em outros estudos de maciços de rochas alcalinas (Riccomini 1995a, Ferrari 2001, Chiessi 2004) e de rochas sedimentares de bacias cenozóicas do sudeste do Brasil (Hiruma 1999, Salvador & Riccomini 1995).

3.4.2 Falhas como indicadores tectônicos

Neste trabalho, o termo falha é utilizado para classificar fraturas para as quais em escala de campo pode ser constatado um deslocamento relativo entre os blocos por ela separados. Este movimento ocorreu com vetor principal paralelo à fratura (representado na falha pela estria). Neste sentido, foram cadastradas como falhas apenas aquelas estruturas cujas estrias puderam ser observadas e medidas. Em paralelo, procurou-se também observar critérios que indicassem os sentidos de movimento relativo entre os blocos. Com os dados de planos, estrias e sentido de movimento das falhas é possível a aplicação de métodos gráficos, como o dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977), para determinação das paleotensões.

3.4.3 O método gráfico dos diedros retos

Os dados de falhas e estrias foram analisados empregando-se o método gráfico dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977, Angelier 1994). Este método parte do pressuposto de que falhas geradas em um mesmo episódio tectônico, observadas em um maciço com fraturamento preexistente, apresentam movimentação resultante de um estado de tensões médio. Sendo assim, pode-se determinar os três eixos desse estado de tensões. 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 e ao plano de falha. Esse plano auxiliar e plano de falha delimitam no espaço quatro diedros, que são dois diedros opostos para a compressão e os outros dois opostos para a distensão (Figura 3), que são definidos pelo sentido de movimento da falha. Esses planos são plotados em diagramas de Schmidt-Lambert e cada par plano/estria com respectivo plano

auxiliar são somados nos diagramas, sendo então definidas as áreas de maior coincidência de campos compressivos, onde tem-se a maior probabilidade de conter o eixo σ_1 . Conseqüentemente, na área de coincidência de campos distensivos, estará o eixo σ_3 .

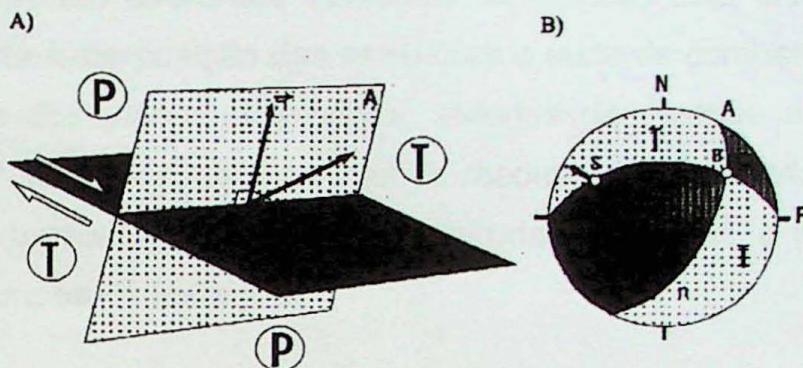


Figura 3 - Princípio do método gráfico dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977, Angelier 1994). A) intersecção do plano de falha com seu plano auxiliar, dividindo o espaço em quatro diedros, sendo dois opostos compressivos e dois distensivos. B) Projeções estereográficas dos planos de "A", mostrando os diedros compressivos (P) e distensivos (T) (modificado de Angelier 1994).

O programa StereoNett (versão livre 2.46) foi empregado na obtenção dos campos de esforços responsáveis pela geração de estruturas tectônicas rúpteis, através do método gráfico dos diedros retos.

3.4.4 Correção e classificação dos dados estruturais pareados

Como premissa para a aplicação do método gráfico com programas de computadores é preciso que as estrias estejam contidas nos planos de falha, quesito que freqüentemente não é atendido com as medidas de campo, tendo em vista os erros inerentes à medição. Portanto, torna-se necessário o tratamento dos dados pareados de falha e estria, corrigindo-se as atitudes das estrias segundo a melhor precisão das medidas com bússola tipo Clar. Desse modo, os dados estruturais pareados (falha e estria) foram corrigidos no programa StereoNett (versão livre 2.46), segundo critérios abaixo relacionados:

- para planos de falha com mergulhos maiores do que 70° , prioriza-se o valor do mergulho da estria;
- para planos com mergulhos menores do que 45° , dá-se a preferência à direção da estria;

- para planos com mergulhos intermediários, opta-se por um ajuste médio nos dois valores (direção e mergulho).

O método gráfico pressupõe que as falhas analisadas tenham sido geradas no mesmo evento. Portanto tornou-se necessária a classificação dos dados em famílias, que representam diferentes episódios tectônicos. Esta classificação se deu pelas relações de superposição das estruturas e teste de compatibilidade pelo exame das atitudes dos planos das falhas, atitudes das estrias e sentidos de movimentos das falhas. Outra maneira, menos recomendada, é aplicar o método gráfico de forma aproximada para falhas com atitudes parecidas, e agrupá-las de acordo com seus campos de esforços.

3.4.5 Indicadores cinemáticos rúpteis

A aplicação do método gráfico de Angelier & Mechler (1977) exige a determinação do sentido de movimento da falha, se normal, reversa, sinistral, dextral ou combinações direcionais, por meio da identificação dos indicadores cinemáticos rúpteis. Normalmente são usados marcadores estratigráficos, dobras de arrasto, feições de assimetria entre a capa e a lapa, e deslocamento relativo entre marcadores (como exemplo um seixo). Para o caso dos maciços estudados, tendo em vista a natureza relativamente homogênea de suas rochas alcalinas, tornou-se necessária a aplicação de indicadores cinemáticos nas superfícies de falhas, baseados em Angelier (1994) (Figura 4):

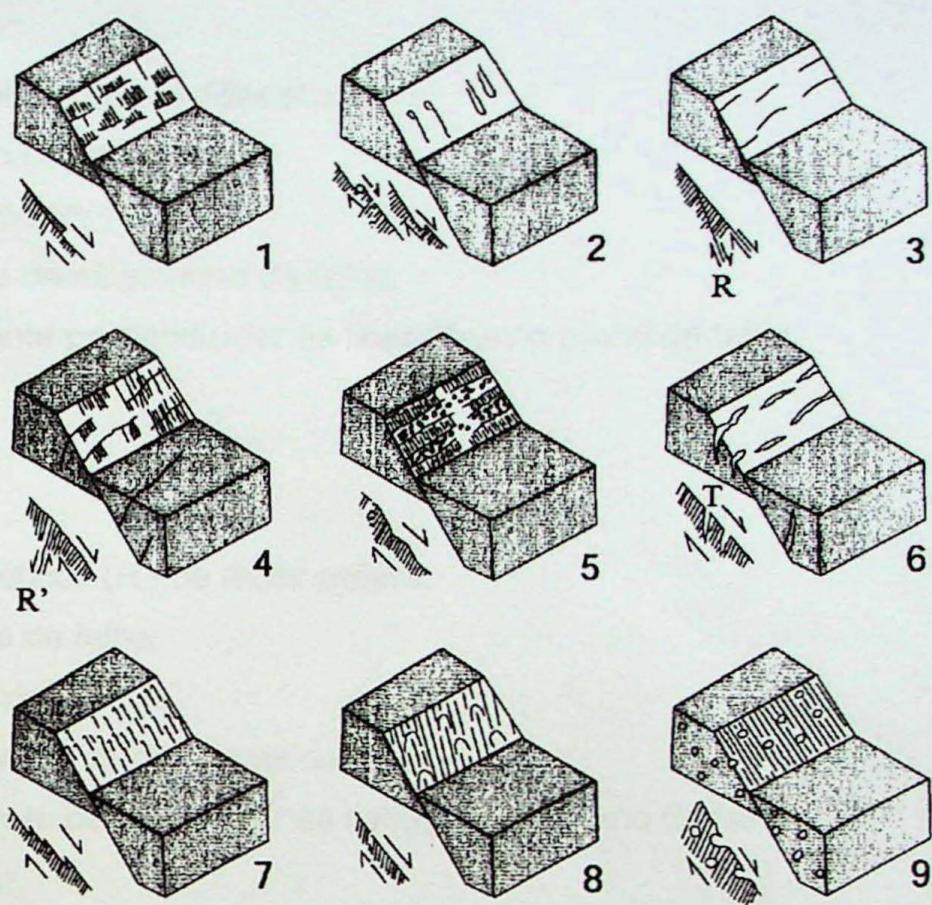


Figura 4 - Critérios para determinação do sentido do movimento em superfícies de falhas, válidos para qualquer tipo de movimento ocorrido. 1) Degraus de minerais neoformados; 2) marcas de objetos; 3) fraturas de cisalhamento sintéticas (R); 4) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'); 5) facetas polidas e rugosas alternadas; 6) *tension gashes*; 7) picos estilolíticos; 8) marcas parabólicas e 9) vesículas deformadas em lavas. Figura modificada de Angelier (1994).

1) Degraus de minerais neoformados

gerados pelo crescimento de cristais durante o movimento da falha;

100% confiável;

positivo.

2) Marcas de objetos tectônicos

ocorrem tanto como um relevo positivo ou como cavidades assimétricas na superfície de falha, objetos do tipo: grãos de quartzo, feldspato e seixos;

85% confiável;

negativo.

3) Planos sintéticos (R) de *Riedel shears*

cruzam o plano de falha;

ângulos entre 5-25°;

mesmo sentido de movimento da falha;

aproximadamente perpendicular às lineações no plano de falha;

75% confiável;

negativo.

4) Planos antitéticos (R') de *Riedel shears*

cruzam o plano de falha;

ângulos em torno de 75°;

sentido de movimento oposto ao da falha;

aproximadamente perpendicular às lineações no plano de falha;

75% confiável;

negativo.

5) Facetas polidas e rugosas

podem ocorrer em todos os tipos de rochas;

mais comuns nas rochas não carbonáticas;

freqüentemente perpendiculares à direção de movimento;

tipos de facetas: com fricção - polidas e estriadas, ou moídas e esbranquiçadas (essas últimas podem ser confundidas com fibras); com abertura - rugosas, localmente com fragmentos de rochas, óxido de ferro, calcita e quartzo;

80% confiável;

positivo.

6) *Tension gashes - planos T de Riedel*

aproximadamente perpendicular às lineações do plano de falha;

ângulo de 30-50° com plano de falha;

70% confiável;

negativo.

7) Picos ou lineações estiolíticas

produzidos por solução em facetas friccionais;

100% confiáveis em calcário;

negativo;

8) Marcas parabólicas

comumente desenvolvidas em superfícies de falhas polidas; mostram formas em meia lua com concavidade voltada no sentido do movimento do bloco ausente, representam lascas arrancadas pelo movimento, aproveitando fraturas antitéticas que fazem um ângulo alto com o plano de falha, normalmente fraturas T; positivas

9) Vesículas deformadas em lavas

formação de *cornijas*, a favor do movimento, e de concavidades, contra o movimento, na borda de orifícios vesiculares, por cataclase na superfície de falha; positivas.

As feições de assimetria registradas pelo movimento relativo nos planos de falhas dividem-se em assimétricas positivas e negativas. As positivas apresentam, no plano de falha, uma menor rugosidade ao tato no sentido de movimento do bloco ausente. As negativas apresentam maior rugosidade ao tato no sentido do bloco ausente.

3.4.6 Diques como indicadores tectônicos

Diques são corpos tabulares geralmente formados por rochas ígneas, cuja relação média comprimento/espessura é de 1.000:1, e mínima de 200:1 (Rickwood 1990). Estes corpos costumam apresentar mergulhos altos e são discordantes das estruturas das rochas encaixantes.

Em estudos tectônicos o dique pode ser usado como indicador da orientação do campo de tensões associado à sua colocação, devido ao fato

destes corpos costumarem preencher espaços criados por distensão, ou seja, direção perpendicular ao eixo σ_3 (Zoback 1992) restando à direção paralela ao dique a orientação do eixo σ_1 do paleoesforço.

3.4.7 Estruturas secundárias associadas às falhas

A disposição das estruturas secundárias associadas a falhas geradas por cisalhamento simples, no campo rúptil, é adequadamente explicada pelo modelo de Riedel (Riedel 1929). Este modelo, elaborado a partir de experimento de laboratório empregando calcário, foi posteriormente desenvolvido por Tchalenko (1970) para outros tipos de materiais e aplicado a casos reais, adquirindo sua proposição atual. Nele, a ordem de desenvolvimento das estruturas secundárias (Figura 5) é a seguinte:

- Estruturas R - falhas sintéticas;
- Estruturas R' - falhas antitéticas;
- Estruturas P - falhas sintéticas secundárias;
- Estruturas X – falhas antitéticas secundárias;
- Estruturas Y - falhas desenvolvidas somente com altas taxas de deformação;
- Estruturas T - desenvolvem-se logo no início do cisalhamento mas são destruídas rapidamente pelo desenvolvimento das outras estruturas.

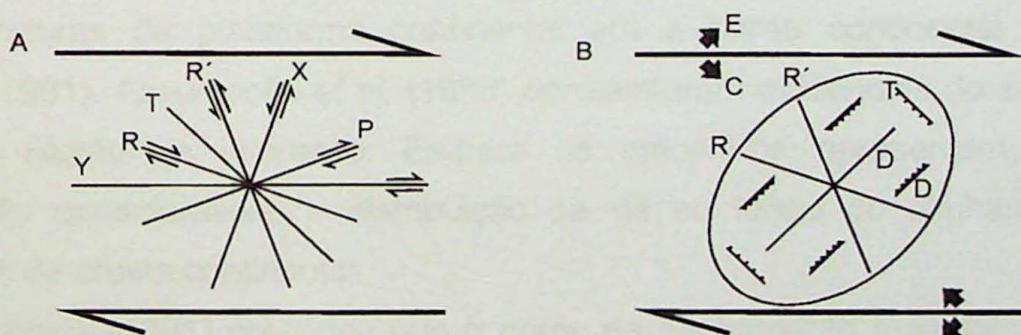


Figura 5 – (A) Relações geométricas e nomenclatura das fraturas secundárias geradas em ambiente rúptil por cisalhamento simples, associadas a binário dextral. (B) Elipsóide de deformação, direção dos principais esforços compressivo (C) e distensivo (E) e estruturas associadas a uma zona de cisalhamento dextral. R e R' : fraturas de cisalhamento; D: falhas reversas e eixo de dobras; T: fraturas de distensão, falhas normais e diques (extraído de Chiessi 2004).

4. CONTEXTO GEOLÓGICO E TECTÔNICO REGIONAL

4.1 O Alinhamento Magmático de Cabo Frio

O Alinhamento Magmático de Cabo Frio (AMCF) foi definido por Almeida (1991) após novas observações referentes à estrutura antes nomeada de Lineamento Sismo-tectônico de Cabo Frio (Sadowski & Dias Neto, 1981). Originalmente, este lineamento referia-se apenas ao trecho situado entre o Maciço Alcalino de Poços de Caldas e o corpo alcalino de Cabo Frio. Este segmento havia sido alvo de estudos por Marsh (1973), que apontou a coincidência do alinhamento dos corpos alcalinos deste trecho com o círculo mínimo do pólo de rotação do Atlântico Sul. Outra proposta foi a de Herz (1977), na qual o segmento do AMCF seria decorrente da estrutura do ramo abortado da abertura do Atlântico Sul, segundo um modelo de anomalia de manto fixo.

Sadowski & Dias Neto (1981) propuseram que o alinhamento seria decorrente de um fenômeno magmático do tipo "hot spot"; a característica que corroboraria para esta teoria seria a coincidência do alinhamento dos corpos alcalinos com o círculo mínimo de abertura do Atlântico Sul, válido no período 84-49 Ma, que foi reconstruído pelos autores através de rotação inversa até a junção das placas. Ainda segundo os mesmos autores, o alinhamento teria associação com estruturas da plataforma continental até a borda continental submersa (Asmus, 1981). Assumpção *et al.* (1980) apresentaram evidências de sismicidade atual na região de interesse. Embora os epicentros apresentem erros de localização consideráveis, a distribuição se dá ao longo do alinhamento, em estruturas da crosta continental.

Almeida (1991) entendeu que o nome de alinhamento magmático poderia melhor exprimir sua principal característica, que é o alinhamento de corpos alcalinos mesozóicos e cenozóicos. Ao incluir no alinhamento o banco submarino de Almirante Saldanha e o corpo alcalino de Jaboticabal, já dentro da Bacia do Paraná, o autor pode constatar que as idades variando de 87 a 42 Ma não são ordenadas ao longo da faixa (Figura 6), o que tornou-se ainda mais evidente em trabalhos mais recentes (e.g. Riccomini *et al.* 2004A). O segmento oriental do

AMCF está quase que inteiramente inserido na área indicada como Zona de Transferência do Rio de Janeiro (Pereira & Macedo 1990). Baseado na presença dessa estrutura, Almeida (1991) sugeriu que esforços surgidos nesta zona de fraqueza litosférica teriam gerado condições favoráveis à formação de magma alcalino por fusão parcial do manto.

Em recente estudo, Ferrari (2001) caracterizou as paleotensões mesozóicas e cenozóicas de um setor do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB), mais precisamente o *Graben* de Guanabara, situado no Rio de Janeiro, e que coincide com o segmento oriental do AMCF. Neste trabalho o autor sugere que o alinhamento magmático corresponde a uma zona de cisalhamento transcorrente, originado por um campo de esforços cisalhante segundo um binário sinistral E-W. O RCSB (Riccomini, 1989) não apresenta expressivo magmatismo alcalino, com exceção do trecho em que existe a coincidência com o segmento oriental do AMCF.

Riccomini *et al.* (2004a) corroboram com o modelo de zona de cisalhamento transcorrente (Ferrari 2001), comparando as datações K-Ar e Ar-Ar de diversos corpos ao longo do alinhamento. Os autores verificaram que as idades dos corpos alcalinos ao longo do alinhamento não mostram padrão de distribuição, ao contrário do que seria de se esperar para o modelo de "hot spot", com idades gradativamente mais novas no sentido de oeste para leste.

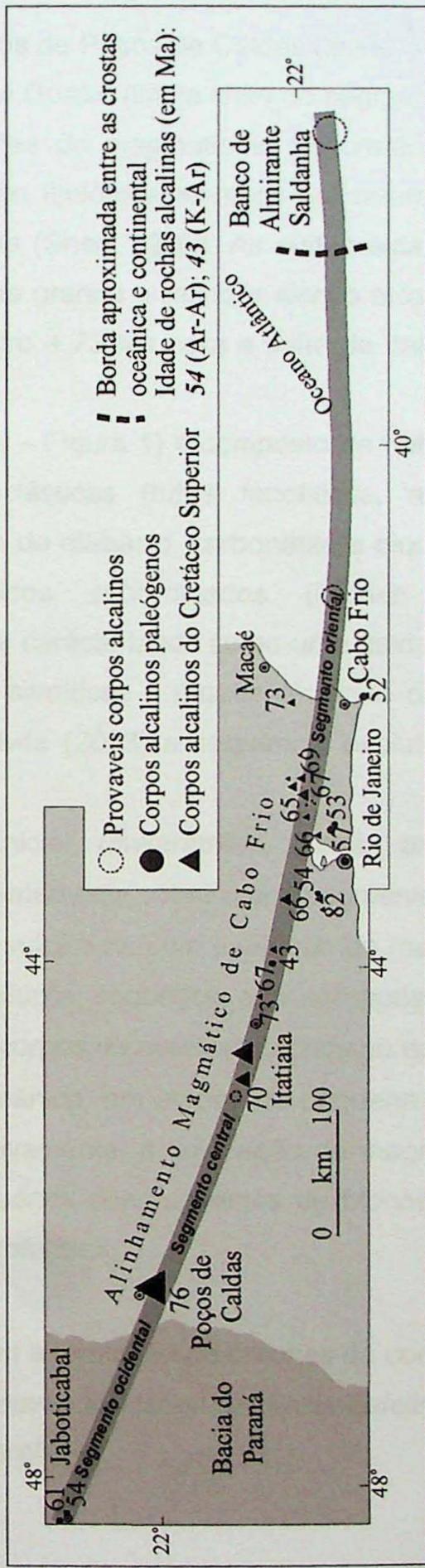


Figura 6 – O alinhamento magnético de Cabo Frio (Almeida 1991, Riccomini et al. 2004a).

4.2 Magmatismo neocretáceo na área de estudo

Os maciços alcalinos de Poços de Caldas (limite oeste do segmento central do AMCF), Itatiaia e Passa Quatro (limite leste do segmento central do AMCF) são as principais manifestações do magmatismo neocretáceo na região. O MAPC apresenta uma associação litológica sienítica subsaturada, fortemente alcalina, com idade Ar-Ar de 76 Ma (Shea, 1992). As suítes alcalinas de Passa Quatro e Itatiaia são associações de granito alcalino e sienito alcalino com idades K-Ar de 70 Ma para o Passa Quatro e 73 Ma para a suíte de Itatiaia (Montes-Lauar *et al.* 1995).

O MAPC (ANEXO I – Figura 1) é composto de nefelina sienito, ankaratrito, fonólito, rochas vulcanoclásticas (tufos fonolíticos, aglomerados e brechas vulcânicas diversas), além de diabásio, carbonatito e diques de biotita lamprófiros ultramáficos ultrapotássicos subordinados (Ulbrich 1984; Alves 2003). Estruturalmente o MAPC é caracterizado como uma caldeira vulcânica colapsada, com intrusões de rochas sieníticas e diques alcalinos de diversas composições (Ellert 1959). Segundo Alves (2003) a seqüência evolutiva do maciço pode ser assim resumida:

- atividade vulcânica inicial (ankaratritos, tufos, brechas e aglomerados vulcânicos) alojados diretamente sobre o embasamento pré-cambriano;
- construção do edifício vulcânico, com evolução do magmatismo, derrames de tufos e lapilli tufos fonolíticos, seqüência esta sobreposta aos ankaratritos;
- intrusão dos primeiros corpos de nefelina sienitos no edifício vulcânico;
- colapso do edifício vulcânico, em etapas de pequena escala, acomodando as partes abatidas gradativamente, e colocação de magmas fonolíticos e diques anelares, e ainda pequenos soerguimentos de blocos crustais com erosão e exposição de rochas profundas;
- hiato erosivo;
- magmatismo tardio, com a formação de brechas de conduto vulcânico, brechas de fluxo piroclásticos, novas intrusões (eudialita-nefelina sienitos, carbonatitos e diques de biotita lamprófiros).

4.3 Geologia estrutural do maciço alcalino de Poços de Caldas

Almeida Filho & Paradella (1977), mediante o estudo de imagens de satélite, identificaram diversos lineamentos que cruzam o Planalto de Poços de Caldas, o rochas do embasamento e da Bacia do Paraná. Os autores interpretaram estes lineamentos como falhas de direção N70-80E, com mais de 100 km de extensão, atribuindo-lhes caráter crustal e papel de condutos para a instalação do maciço. Estes autores ainda avaliaram diversas falhas e estruturas circulares no planalto de Poços de Caldas, estas últimas interpretadas como feições secundárias de colapso, posteriormente questionadas por Etchebehere (1992).

Etchebehere (1992), em seu estudo, fez uso de fotointerpretação e análise de fraturas e falhas coletadas em campo, principalmente na porção centro-sul do maciço (ao longo da BR-146), do qual resultou um campo de esforços com σ_1 horizontal, segundo N30W, σ_2 vertical e σ_3 horizontal, segundo N60E. Este regime de esforços, aliado à falha de direção N70-80E antes mencionada (Almeida Filho & Paradella, 1977) seria compatível com um binário dextral orientado segundo ENE, para a origem do maciço e posterior deformação.

4.4 Deformações rúpteis em maciços alcalinos neocretáceos do AMCF

Ferrari (2001) concluiu que no *Graben* da Guanabara (segmento oriental do AMCF) ocorreu um controle tectônico do magmatismo alcalino neocretáceo e do seu preenchimento sedimentar. As orientações das paleotensões, determinadas a partir da análise estrutural rúptil, foram relacionadas a quatro eventos deformacionais distintos:

- Evento 1 – transcorrência sinistral, com σ_1 horizontal de direção NE-SW: este campo de paleotensões é o mais antigo, atuante entre o Campaniano e o Eocene Inferior (80-50Ma), durante o qual ocorreu a intrusão dos diques de rochas alcalinas;
- Evento 2 - distensão NW-SE: este evento, que afetou depósitos sedimentares mais novos do que 50Ma, teve σ_1 horizontal, orientado segundo NE-SW, determinado a partir da análise da orientação de juntas;

- Evento 3 – distensão NE-SW: este evento foi ordenado no tempo por meio da cronologia relativa entre o evento 2 e 4, sem contudo apresentar dado cronológico absoluto. Ferrari (2001) sugeriu a correlação deste evento com o de transcorrência dextral pleistocênica do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (Riccomini 1989, Salvador & Riccomini 1995). Estruturas rúpteis que seccionam aquelas relacionadas ao evento 2, observadas nos maciços alcalinos sugerem orientação de σ_1 segundo NW-SE, horizontal;
- Evento 4 – distensão E-W: é caracterizado por falhas normais de direção N-S e reativações de falhas de direção WNW-ESE de caráter oblíquo. Essas falhas afetam colúvios e deslocam linhas-de-seixos, indicando uma atividade neotecônica no domínio do *Graben* da Guanabara.

O limite entre o segmento central e o segmento oriental do AMCF está situado na região dos maciços alcalinos de Passa Quatro e Itatiaia. Riccomini (1989) caracterizou as estruturas rúpteis do Maciço Alcalino de Itatiaia, relacionando-as a dois principais eventos deformacionais transcorrentes no maciço. O primeiro, e mais antigo, com compressão NE-SW, direção na qual estaria associado o σ_1 , horizontal, localmente com o eixo de distensão, σ_3 , horizontal, orientado segundo NW-SE, sugerindo transcorrência sinistral. O segundo, com compressão segundo NW-SE, com σ_1 e σ_3 horizontais, orientados segundo NW-SE e NE-SW, respectivamente, novamente sugerindo transcorrência dextral. Já no Maciço Alcalino de Passa Quatro, Chiessi (2004) determinou quatro eventos deformacionais principais. Do mais antigo para o mais novo tem-se: i) transcorrência sinistral com binário E-W (σ_1 NE-SW, σ_2 vertical e σ_3 NW-SE), 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; ii) distensão NW-SE (σ_1 vertical, σ_2 NE-SW e σ_3 NW-SE) entre o Eoceno-Oligoceno, relacionada a fase inicial de formação do RCSB; iii) transcorrência sinistral com binário E-W (σ_1 NE-SW, σ_2 vertical e σ_3 NW-SE) ocorrido no Mioceno, registrado por intenso fraturamento de todo o maciço; e iv) transcorrência dextral com binário E-W (σ_1 NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 NE-SW) atuante durante o Pleistoceno, responsável pela geração de falhas com marcante destaque geomórfico.

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1 Morfometria

O modelo digital de terreno (ANEXO I – Figura 2) permite limitar claramente o MAPC, tanto seu edifício vulcânico, quanto o Planalto de Poços de Caldas. A porção leste do maciço apresenta cota mínima de 1000m, correspondente às drenagens que responsáveis pela saída das águas superficiais. Para o restante do maciço tem-se altitude média entre 1200m e 1300m, contrastando com a altitude da região circunvizinha, com cotas abaixo de 950m. No modelo digital, ainda é possível observar o contorno do antigo edifício vulcânico, com altitudes superiores a 1500m.

A utilização do mapa de lineamentos estruturais a partir de sombreamento de relevo (ANEXO I – Figura 3) permitiu a identificação das direções predominantes dos lineamentos morfoestruturais, orientados segundo NE-SW e secundariamente NW-SE. Esta concentração é bem visível nos diagramas de rosetas (Figura 7)

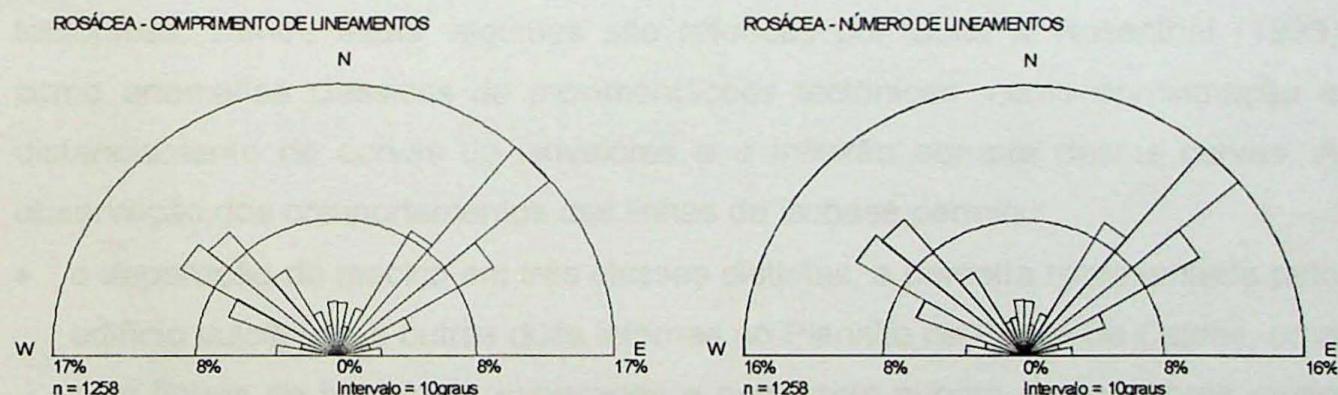


Figura 7 – Rosetas contendo o comprimento relativo dos lineamentos e o número de lineamentos em classes de 10°.

O mapa de orientação de vertentes (ANEXO I - Figura 4) ressalta um padrão de lineamentos NE-SW, gerando predominantemente vertentes orientadas segundo NW e SE, e orientações NE-SW (correspondentes a lineamentos NW-SE). No edifício vulcânico observa-se um claro padrão radial da orientação das vertentes. Na porção norte externa do maciço, por exemplo, tem-se vertentes orientadas para norte. É possível também observar vertentes com orientações condicionadas por lineamentos que seccionam todo o planalto e as rochas

encaixantes. Um excelente exemplo é o lineamento de direção NE-SW, marcado por orientação de vertentes das classes N90-135 e N135-180. Ressalta-se ainda o fato de que ao longo das principais saídas das águas superficiais do edifício vulcânico, a orientação das vertentes tende a NE-SW, indicando caminho condicionado pelos lineamentos NW-SE, coincidentes com a orientação do Rio Pardo e principais drenagens a nordeste do maciço.

De uma maneira geral, o MAPC é marcado por declividades baixas, com valores menores do que 10° em sua região central (Planalto de Poços de Caldas), e declividades muito acentuadas em regiões periféricas, atingindo até 50° de inclinação (ANEXO I - Figura 5), no contorno do edifício vulcânico. Adicionalmente, é possível observar em meio ao Planalto de Poços de Caldas áreas com declividades anômalas, alinhadas segundo NE-SW e secundariamente NW-SE.

O mapa de superfícies de bases (ANEXO I – Figura 6), além de realçar os limites do MAPC, por meio dos maiores valores das isolinhas, evidencia também uma série de características típicas de áreas que sofreram movimentações tectônicas. Dentre estas, algumas são referidas por Golts & Rosenthal (1993) como anomalias clássicas de movimentações tectônicas, como aproximação e distanciamento de curvas de isovalores e a inflexão abrupta destas curvas. A observação dos comportamentos das linhas de isobase permitiu:

- a separação do maciço em três classes distintas, a primeira representada pelo edifício vulcânico, e outras duas internas ao Planalto de Poços de Caldas, uma com linhas de isovalores espaçadas e outra com curvas de isovalores muito próximas;
- os alinhamentos de classes com curvas de isovalores próximas, orientados segundo as direções NE-SW e NW-SE;
- o distanciamento de curvas de isovalores, formando alinhamentos orientados segundo as direções NE-SW e NW-SE;
- a coincidência parcial de uma grande anomalia de direção NE-SW, no planalto, com um contato litológico (ANEXO I – Figura 1). No rumo sudoeste, esta mesma anomalia sofre uma brusca inflexão para NW-SE, sem mudança

litológica, e finalmente, sofre nova inflexão para NE-SW. Esta anomalia correlaciona-se a uma grande falha que atravessa o maciço, descrita por Almeida Filho & Paradella (1977).

Anomalias de alta densidade de drenagens (ANEXO I – Figura 7) ocorrem associadas a regiões com alta densidade de lineamentos (ANEXO I – Figura 8), e aparecem tanto no edifício vulcânico quanto em áreas do Planalto de Poços de Caldas. No planalto, as anomalias são correlacionadas a outros valores anômalos de parâmetros morfométricos (superfícies de base, rugosidade e MDT) e devem estar associados a movimentações tectônicas. Em geral, as anomalias não marcam o edifício vulcânico, como em outros mapas morfométricos, mas apresentam um padrão de orientação segundo NE-SW e NW-SE muito contrastado.

O mapa de rugosidade do relevo (ANEXO I – Figura 9) apresenta valores mais elevados (até 1,14) em pequenos setores do edifício vulcânico. No Planalto de Poços de Caldas são observados valores baixos a médios (entre 1 e 1,05). As anomalias do planalto delineam grandes alinhamentos segundo NE-SW e, secundariamente, NW-SE.

5.2 *Estruturas rúpteis e paleotensões*

5.2.1 Juntas

Os dados apresentados a seguir referem-se às juntas sistemáticas que seccionam as rochas do MAPC. Para cada estação de coleta de dados foram medidas as atitudes e, quando possível, as relações de corte entre as fraturas, diques e falhas. Os dados das juntas foram reunidos em estereogramas e separados em famílias de acordo com suas atitudes. Estas famílias foram comparadas entre si, o que permitiu constatar que, em geral, apresentam quatro concentrações correspondentes a dois sistemas com relações angulares relativamente constantes, o que, por sua vez, leva à consideração de dois eventos tectônicos distintos. Quanto ao ângulo 2θ , as juntas puderam ser classificadas como do: i) tipo I, para juntas de distensão ($2\theta < 10^\circ$); ii) tipo II, para juntas

conjugadas híbridas ($10^\circ < \theta < 50^\circ$); e tipo III, para juntas conjugadas de cisalhamento ($\theta > 50^\circ$).

De modo geral predominam juntas do tipo III, de cisalhamento, que contém σ_1 na bissetriz aguda das atitudes das juntas. Em geral possuem alto ângulo de mergulho, o que indica geração sob regime transcorrente, com σ_1 e σ_3 horizontais para juntas verticalizadas (mergulhos maiores do que 65°).

O primeiro evento gerador de sistemas de juntas está relacionado a esforço horizontal máximo (Shmax) orientado segundo NE-SW, e esforço horizontal mínimo (Shmin) com orientação NW-SE. Estas juntas comparecem em 9 estações de coleta de dados. Os estereogramas polares e a orientação do Shmax e Shmin são apresentados na Figura 8.

O segundo evento deformacional é caracterizado por juntas sistemáticas do tipo III que apontam Shmax segundo NW-SE e Shmin na direção NE-SW, predominando altos ângulos de mergulho. Estas juntas indicam σ_1 segundo NW-SE, σ_2 vertical e σ_3 na direção NE-SW. Os estereogramas contendo os pólos das fraturas e a orientação do Shmax e Shmin são apresentados na Figura 9, que contém dados de 10 estações.

A relação cronológica entre estes dois eventos foi caracterizada no campo por relações de superposição (de corte) entre juntas e outras estruturas. Na estação PC-1, fora dos domínios do MAPC, foi determinada uma direção de compressão segundo NE-SW para juntas em rochas sedimentares paleogênicas da Formação Itaqueri (Riccomini 1995b). Na estação PC-7 ocorrem juntas de distensão que seccionam dique de rocha alcalina de direção NE-SW, provavelmente intrudido durante o evento compressivo de direção NE-SW.

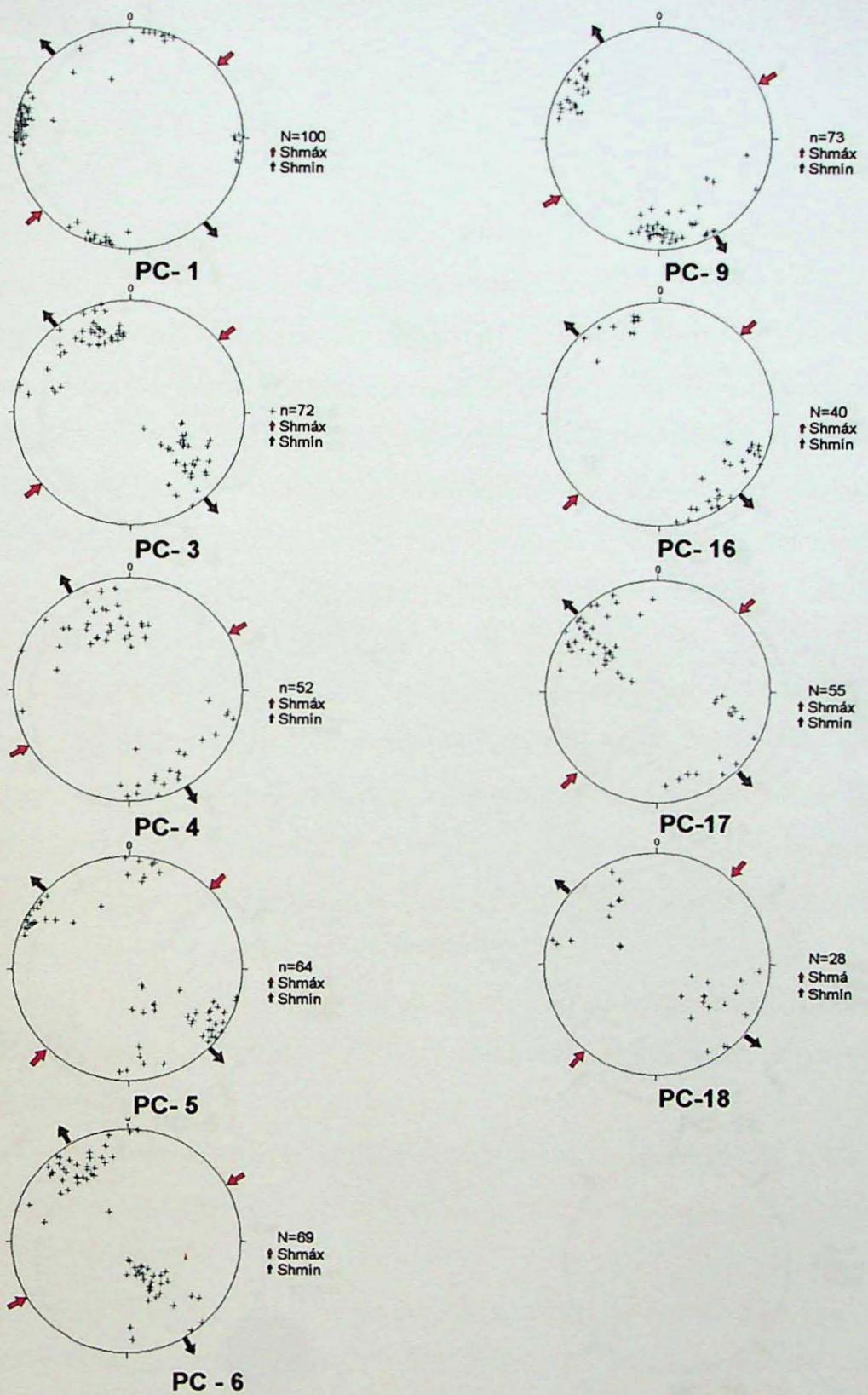


Figura 8 – Projeções estereográficas de juntas sistemáticas geradas sob regime de esforço compressivo de direção NE-SW.

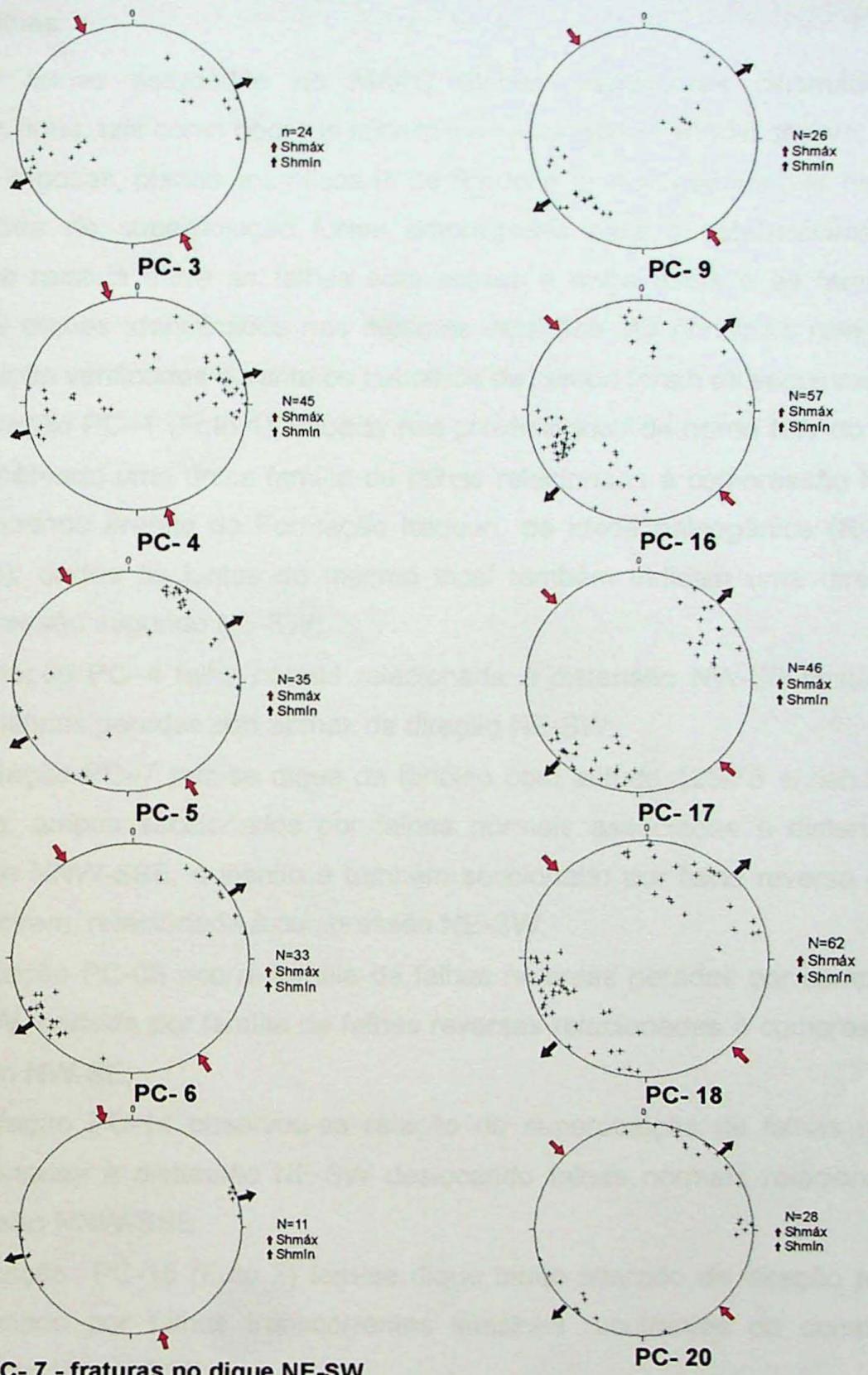


Figura 9 – Projeções estereográficas de juntas sistemáticas geradas sob regime de esforço compressivo de direção NW-SE.

5.2.2 Falhas

As falhas estudadas no MAPC exibem indicadores cinemáticos de diferentes tipos, tais como degraus minerais acrecionários, Riedel shears, facetas polidas e rugosas, planos antitéticos R' de Riedel e *tension gashes* (ver Figura 4). As relações de superposição foram empregadas para o estabelecimento da cronologia relativa entre as falhas com estrias e entre estas e as famílias de fraturas e diques identificados nas mesmas estações. As principais relações de superposição verificadas durante os trabalhos de campo foram as seguintes:

- na estação PC-1 (Foto 1), situada nas proximidades da borda NW do MAPC, foi observada uma única família de falhas relacionada à compressão NE-SW, seccionando arenito da Formação Itaqueri, de idade paleogênica (Riccomini 1995b); dados de juntas do mesmo local também indicam uma direção de compressão segundo NE-SW;
- na estação PC-4 falha normal relacionada à distensão NW-SE limita juntas sistemáticas geradas sob Shmax de direção NE-SW;
- na estação PC-7 tem-se dique de fonólito com altitude 125/75 encaixado em sienito, ambos seccionados por falhas normais associadas à distensão de direção NNW-SSE; o sienito é também seccionado por falha reversa oblíqua mais jovem, relacionada à compressão NE-SW;
- na estação PC-08 ocorre família de falhas reversas geradas por compressão NE-SW, cortada por família de falhas reversas relacionadas à compressão de direção NW-SE;
- na estação PC-14 observou-se relação de superposição de falhas normais relacionadas à distensão NE-SW deslocando falhas normais relacionadas à distensão NNW-SSE;
- na estação PC-15 (Foto 2) tem-se dique muito alterado de direção NE-SW, seccionado por falhas transcorrentes sinistrais resultantes de compressão horizontal WNW-ESE;
- na estação PC-19 (Fotos 3 e 4) observa-se relação de superposição de falhas mais antigas, relacionadas à compressão NE-SW, seccionadas,

sucessivamente, por falhas associadas à compressão NW-SE e falhas associadas à distensão NNW-SSE a NNE-SSW;

- finalmente, na estação PC-20 (Fotos 5 e 6), lamitos e arenitos de leque aluvial presumivelmente quaternário são seccionados por falhas associadas à distensão N-S (falhas normais) e compressão E-W (falhas transcorrentes sinistrais com componentes normais).

Dessa forma, foi possível separar as falhas em quatro eventos distintos e sucessivos: i) distensão NNW-SSE (Figura 10); ii) compressão NE-SW (Figura 11); iii) compressão NW-SE (Figura 12); iv) compressão E-W (Figura 13); e v) distensão N-S (Figura 14).

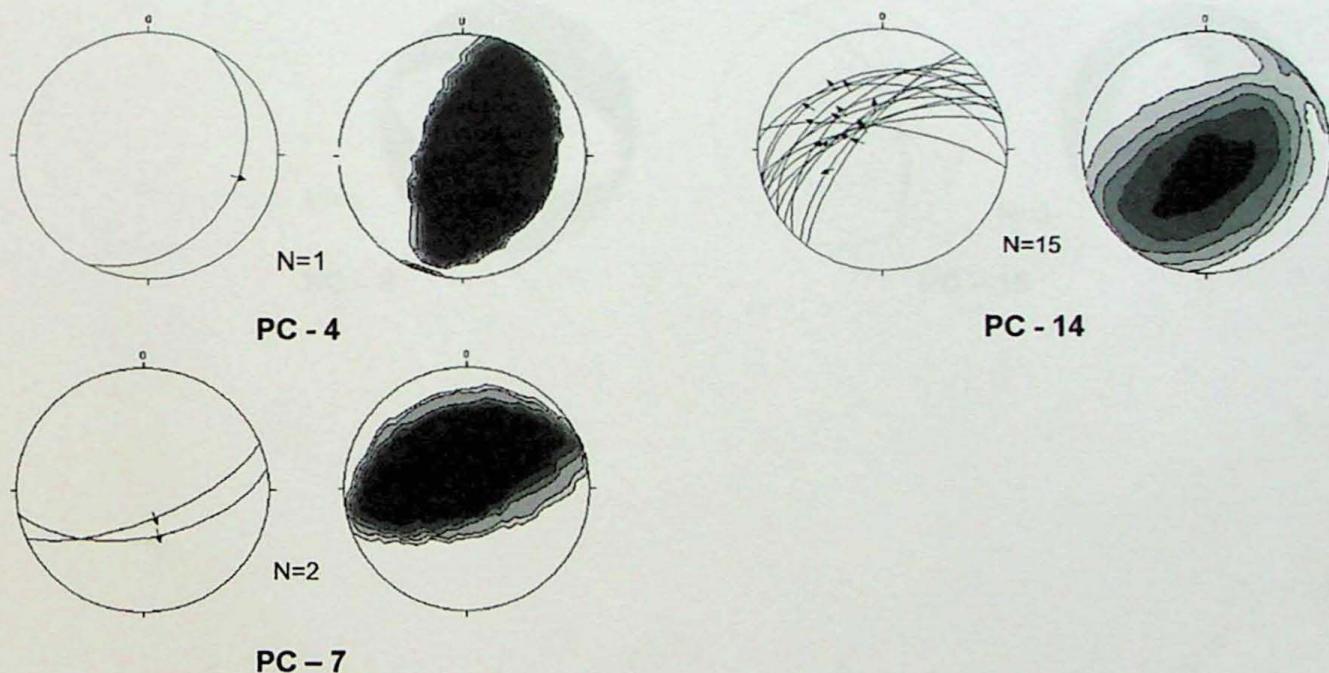
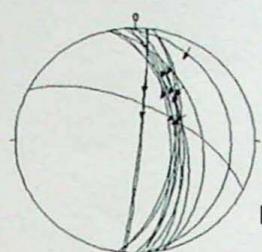
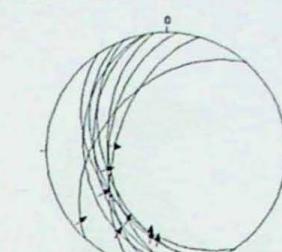


Figura 10 – Projeções estereográficas e diagramas dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977) das falhas que indicam distensão NW-SE.



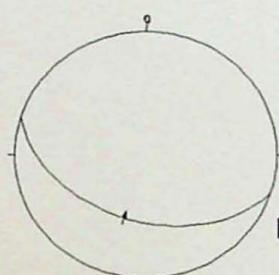
N=13

PC - 1



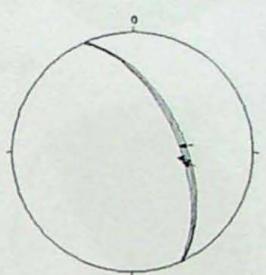
N=9

PC - 8



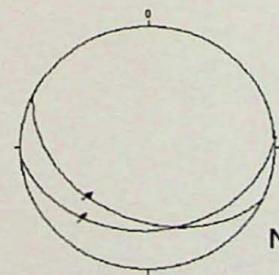
N=1

PC - 4



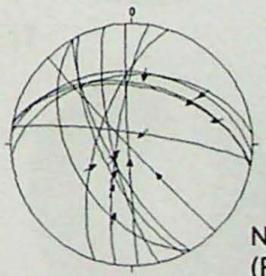
N=3

PC - 15



N=2

PC - 7



N=13
(P)

PC - 19

Figura 11 – Projeções estereográficas e diagramas dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977) das falhas que indicam compressão NE-SW.

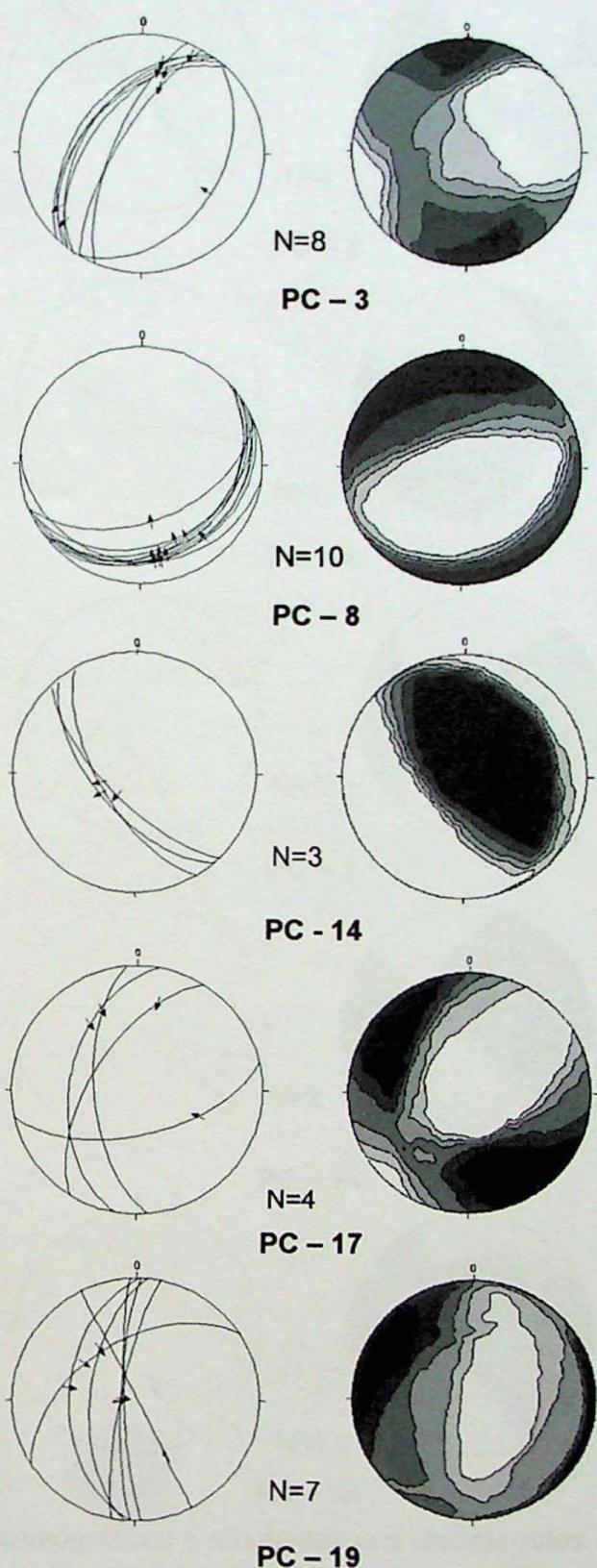


Figura 12 - Projeções estereográficas e diagramas dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977) das falhas que indicam compressão NW-SE e distensão NE-SW.

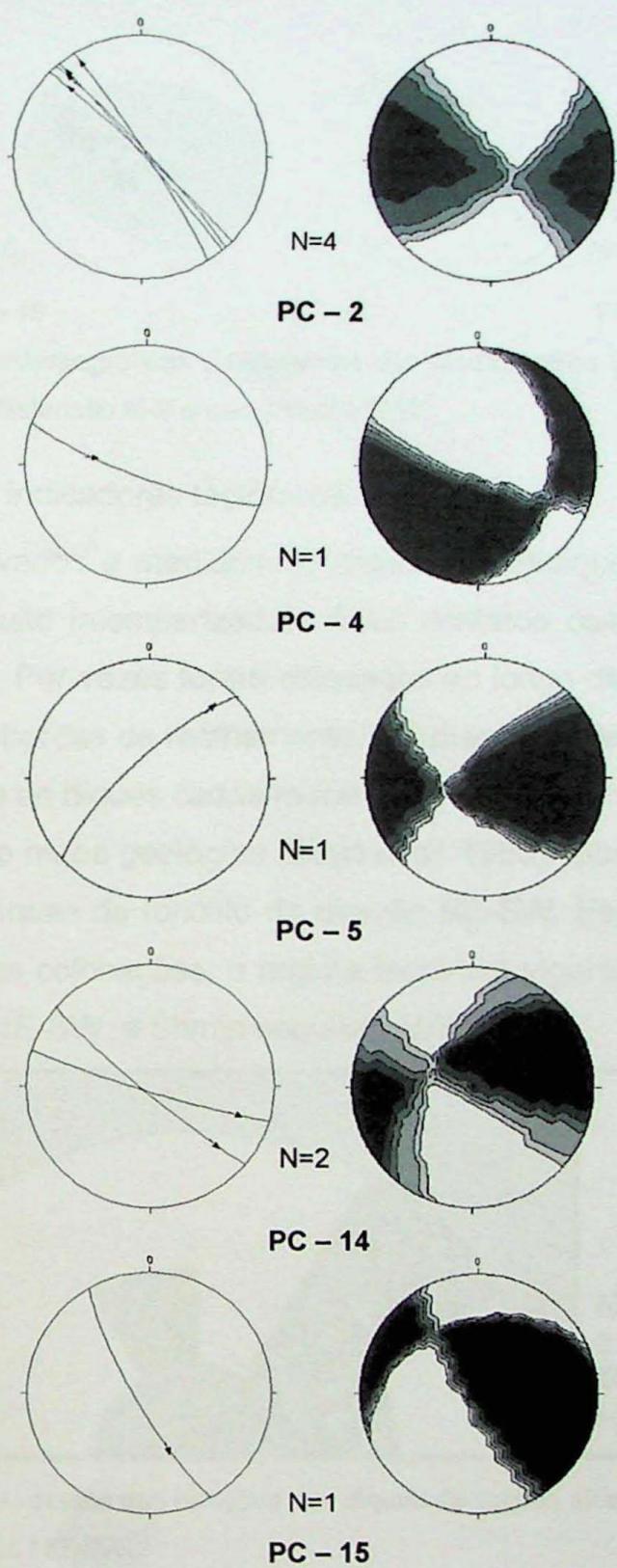


Figura 13 – Projeções estereográficas e diagramas dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977) das falhas direcionais que indicam compressão E-W e distensão N-S.

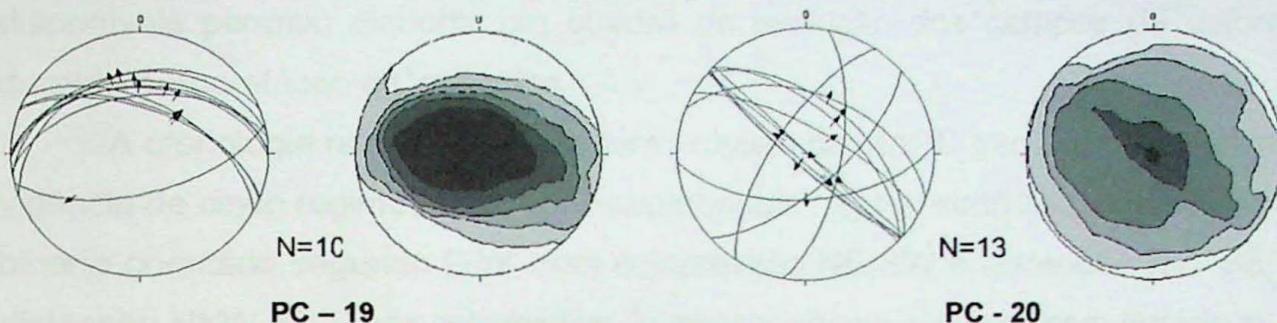


Figura 14 – Projeções estereográficas e diagramas dos diedros retos (Angelier & Mechler 1977) das falhas que indicam distensão N-S e compressão E-W.

5.2.3 Diques como indicadores tectônicos

Foram observados e medidos 10 diques e minidiques (espessura de 1 a 10cm), em geral muito intemperizados. Seus contatos com as encaixantes são retilíneos e bruscos. Por vezes foram colocados ao longo de falhas preexistentes, exibindo feições de bordas de resfriamento. No diagrama de rosetas da Figura 15 estão representados os diques cadastrados durante os levantamentos de campo e aqueles extraídos do mapa geológico (Ellert *et al.* 1959). Observa-se claramente a predominância de diques de fonólito de direção NE-SW. Esta configuração indica que, durante as suas colocações, o regime tectônico vigente apresentava Sh_{max} orientado segundo NE-SW, e Sh_{min} segundo NW-SE.

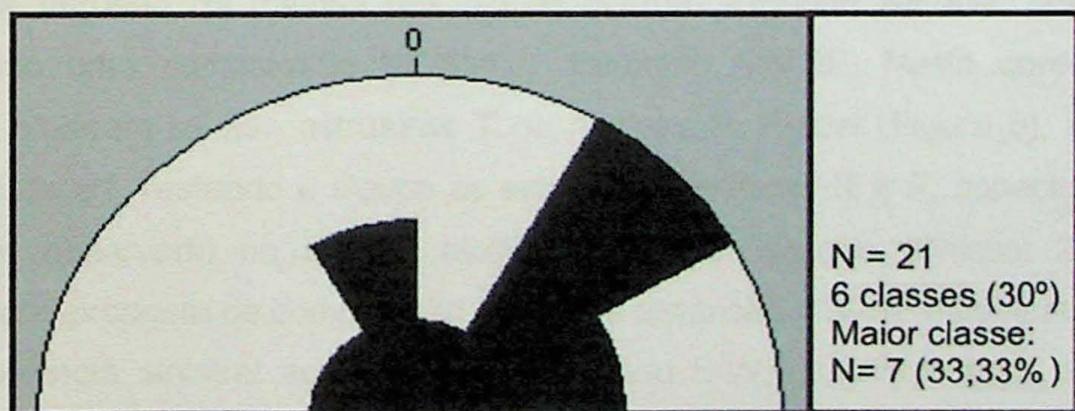


Figura 15 – Diagrama de rosetas das direções dos diques de rochas alcalinas no MAPC, indicando predominância de direção NE-SW.

6. EVOLUÇÃO DOS CAMPOS DE ESFORÇOS

A integração dos resultados da análise morfométrica, distribuição dos litotipos, análise estrutural rúptil, paleotensões e ou poucos dados cronológicos

disponíveis permitiu elaborar um quadro da evolução dos campos de esforços durante o Eocretáceo e Cenozóico.

A cronologia relativa das estruturas rúpteis do MAPC permite caracterizar a vigência de cinco regimes tectônicos superpostos : 1) transcorrência sinistral, com binário orientado segundo E-W, com compressão NE-SW e distensão NW-SE; 2) distensão NNW-SSE, pós-magmática; 3) transcorrência sinistral, com binário E-W, compressão NE-SW e distensão NW-SE; 4) transcorrência dextral, com binário E-W, compressão NW-SE e distensão NE-SW; e 5) distensão N-S e compressão E-W.

A idade absoluta das deformações tectônicas é ainda imprecisa, tendo em vista a existência de poucos elementos datáveis. Apesar desse fato, a natureza e a sucessão dos regimes determinados no MAPC mostram excelente correlação com aquelas verificadas tanto nos maciços alcalinos de Itatiaia e Passa Quatro, ao longo do AMCF, como em depósitos sedimentares do *Rift* Continental do Sudeste do Brasil (RCSB). Estruturas relacionadas aos cinco regimes de esforços estão registradas em rochas alcalinas do MAPC.

6.1 Evento 1

A intrusão da maioria dos diques ocorreu segundo NE-SW, novamente indicando uma compressão NE-SW e distensão NW-SE. Neste contexto, os diques alojaram-se nas estruturas T do modelo de Riedel (Figura 5), que é a direção de σ_1 , restando a alguns as estruturas sintéticas R e P, aspecto que foi também observado no maciço alcalino de Passa Quatro (Chiessi 2004). A orientação proposta de compressão NE-SW e distensão NW-SE é compatível com transcorrência sinistral ao longo de um binário E-W, associado com o AMCF. Adicionalmente, os resultados corroboram observações de van Wyk de Vries & Merle (1998), que propõem um modelo de vulcanismo sem domeamento ao longo de zonas de falhas transcorrentes. Diques de lamprófiro localizados fora dos limites do MAPC, datados de 76 ± 2 Ma (Neocretáceo) e contemporâneos a diques de fonólito (Vilalva et al. 2003, Vlach et al. 2003) fornecem uma boa aproximação cronológica para o primeiro evento tectônico.

6.2 Evento 2

As principais estruturas geradas durante o evento 2 (Figura 10) incluem falhas normais de direção ENE-WSW, mergulhando predominantemente para NNW e possivelmente uma família de juntas de distensão (PC-5 e 6). A principal ocorrência destas estruturas coincide com uma anomalia de distanciamento das isobases (ANEXO I – Figura 10), sugerindo que esta área foi posteriormente aplainada e não sujeita a deformações subsequentes expressivas. O regime tectônico do evento 2 teve caráter distensivo, com σ_1 vertical, σ_2 orientado segundo ENE-WSW e σ_3 NNW-SSE. Por correlação com evento similar caracterizado no RCSB, admite-se que ele tenha sido ativo durante o Eoceno e o Oligoceno (Riccomini 1989, Salvador & Riccomini 1995, Ferrari 2001), na fase inicial de formação do *rift*.

6.3 Evento 3

As principais estruturas geradas durante o evento 3 são falhas transcorrentes dextrais de direção N-S a NNE-SSW, com componentes reversas, que representam estruturas antitéticas de Riedel (R'), falhas transcorrentes sinistrais de direção E-W a WNW-ESE, com componentes reversas, que representam estruturas sintéticas P, e juntas como estruturas T, predominantemente orientadas segundo NE-SW. Almeida Filho & Paradella (1977) identificaram uma falha de grande porte, de direção N70E, na parte norte do maciço (ANEXO I - Figura 11), atribuindo-lhe caráter transcorrente sinistral, que se enquadraria como uma estrutura sintética R. Juntas e falhas deste evento (Figuras 8 e 11) indicam eixos σ_1 na direção NE-SW, σ_2 vertical e σ_3 NW-SE, sob regime transcorrente. Com base em correlações com o RCSB, supõe-se que este regime esteve vigente durante o Mioceno (Riccomini 1989, Salvador & Riccomini 1995, Ferrari 2001) e foi responsável por intenso fraturamento no MAPC, característica também observada no Maciço Alcalino de Passa Quatro (Chiessi 2004). É o evento melhor representado por estruturas rúpteis no MAPC. Falhas deste evento afetam também arenitos da Formação Itaqueri, de idade paleógena.

6.4 Evento 4

As principais estruturas geradas no evento 4 (Figuras 9 e 12) foram: i) falhas transcorrentes sinistrais de direção NNE-SSW a N-S, com componentes reversas, atribuídas a estruturas antitéticas R' e eventualmente X; ii) falhas transcorrentes dextrais de direção ENE-WSW, com componentes reversas, prováveis estruturas P; iii) falhas normais de direção NW-SE; e iv) juntas conjugadas de cisalhamento com alto de mergulho, com bissetriz aguda (σ_1) orientada segundo NW-SE e bissetriz obtusa (σ_3) na direção NE-SW. As estruturas desta fase foram geradas sob regime transcorrente dextral ao longo de um binário de direção E-W, com σ_1 orientado segundo NW-SE, σ_2 vertical, e σ_3 NE-SW. Por vezes, σ_2 tende a horizontalização, segundo a direção NE-SW, enquanto σ_3 tende a se verticalizar, o que sugere magnitudes localmente próximas para os eixos σ_1 e σ_2 . No RCSB, regime análogo é atribuído ao intervalo Pleistoceno-Holoceno (Riccomini 1989, Salvador & Riccomini 1995, Hiruma 1999, Ferrari 2001).

6.5 Evento 5

As estruturas do evento 5 (Figuras 13 e 14) são predominantemente falhas normais de direção geral E-W, falhas transcorrentes sinistrais de direção NW-SE e falhas transcorrentes dextrais de direção NE-SW. Este conjunto de estruturas sugere a vigência de distensão radial, mas com σ_3 orientado segundo a direção N-S, e os eixos σ_2 e σ_1 com magnitudes semelhantes, alternando-se nas direções vertical e E-W. O atual campo de esforços da Plataforma Sul-Americana (Figura 16) indica distensão N-S e compressão E-W, de magnitudes semelhantes, para a região de Poços de Caldas (Assumpção 1992). O evento 5 é referido ao Holoceno pelo fato de suas estruturas seccionarem depósitos de leques aluviais no interior do MAPC, bem como por correlações regionais com o RCSB (Riccomini *et al.* 2004b).

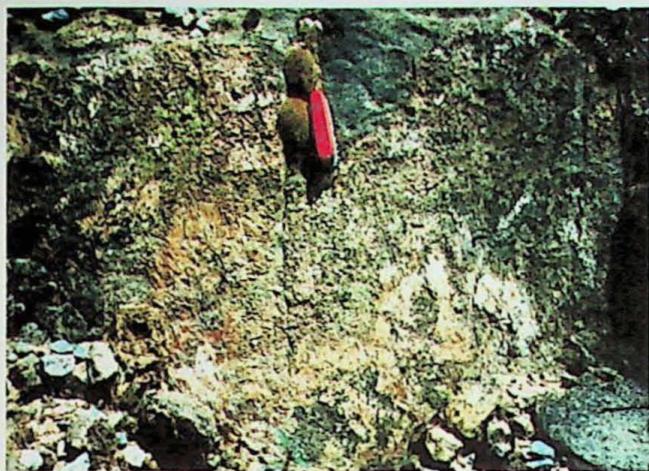


Foto 1 - Arenito da Formação Itaqueri seccionado por falhas com preechimento do evento 3, local PC-1.



Foto 2 - Dique de fonólito (156/47), cortado por falhas do evento 3, local PC-15.

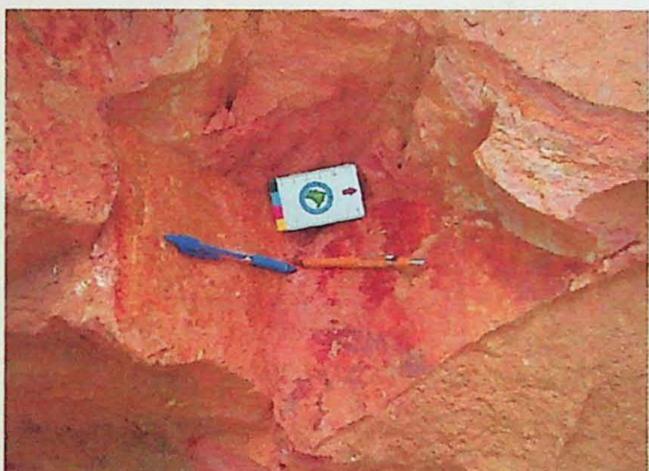


Foto 3 - Superfícies de falhas estriadas, local PC-19.

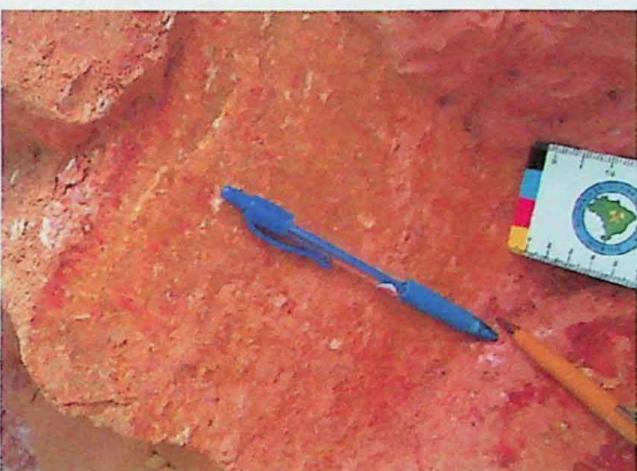


Foto 4 - Superfícies de falhas estriadas, local PC-19.



Foto 5 - Leque aluvial provavelmente de idade quaternária, local PC-20.



Foto 6 - Detalhe do afloramento mostrando falhas e juntas do evento 5, local PC-20.

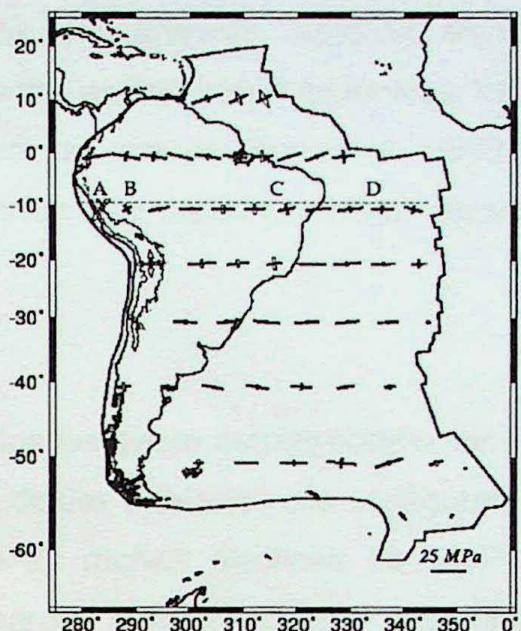


Figura 16 – Distribuição das tensões na placa Sul-Americana, segundo o modelo 3 de Coblenz e Richardson (1996).

6.6 Tectônica e macro-formas de relevo

O marcante destaque topográfico do MAPC em relação às rochas do embasamento do seu entorno, observado no MDT (ANEXO I – Figura 2), deve-se à erosão diferencial entre os litotipos alcalinos do maciço e as rochas do embasamento. O padrão das drenagens em geral indica controle tectônico, segundo as direções NE-SW e NW-SE. Destaca-se, no MAPC, o seu edifício vulcânico, observado em todos os mapas morfométricos, como principal feição circular do maciço. Outras sete feições circulares foram descritas por Almeida Filho & Paradella (1977) (ANEXO I - Figura 11). Os principais lineamentos estruturais (ANEXO I – Figura 12) estão associados aos eventos 2 e 3 e não se traduzem em anomalias expressivas no mapa de superfícies de base (ANEXO I – Figuras 6, 10 e 11). Por outro lado, os lineamentos associados aos eventos 4 e 5 normalmente apresentam anomalias no mapa de superfícies de base (ANEXO I – Figuras 6, 10 e 11) e tem grande relevância na geomorfologia do MAPC.

Destaca-se a importância da comparação das anomalias de curvas de superfícies de base com a distribuição dos litotipos do maciço, permitindo diferenciar as anomalias de natureza tectônica daquelas influenciadas pela litologia (ANEXO I - Figura 10). Foi possível delimitar 3 áreas anômalas causadas

por diferenças litológicas em arenitos, nefelina sienitos e nefelina sienitos agpaíticos. O confronto entre as anomalias tectônicas, os lineamentos (ANEXO I - Figura 11) e os dados de campo permitem confirmar que as estruturas pleistocênicas e holocênicas são aquelas melhor registradas do ponto de vista geomorfológico.

7. CONCLUSÕES

As principais conclusões desse estudo podem ser assim resumidas:

- 1) a presença dos diques anelares, que configuram o edifício vulcânico, e a erosão diferencial entre as rochas alcalinas do MAPC e as encaixantes do embasamento condicionaram a diferenciação geomorfológica do Planalto de Poços de Caldas;
- 2) a marcante correlação entre as principais estruturas tectônicas pleistocênicas e holocênicas e as macro-formas de relevo do MAPC indica significativo controle dessas descontinuidades na morfologia;
- 3) o MAPC encontra-se intensamente fraturado e localmente atravessado por diques de rochas alcalinas; essas estruturas foram geradas em cinco eventos tectônicos, a saber: 1) transcorrência sinistral, com binário orientado segundo E-W, com compressão NE-SW e distensão NW-SE, de idade neocretácea; 2) distensão NNW-SSE, pós-magmática, de provável idade eocena-oligocena; 3) transcorrência sinistral, com binário E-W, compressão NE-SW e distensão NW-SE, provavelmente miocena; 4) transcorrência dextral, com binário E-W, compressão NW-SE e distensão NE-SW, pleistocena-holocena; e 5) distensão N-S e compressão E-W, holocena;
- 4) a análise morfométrica mostrou-se, uma vez mais, como importante ferramenta orientativa para a análise da tectônica rúptil, não apenas na seleção de áreas a serem estudadas, mas também na inferência das relações de superposição das feições estruturais maiores e controle tectônico destas na geomorfologia do MAPC.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M., 1991. O alinhamento magmático de Cabo Frio. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 2, São Paulo, 1991. Atas. São Paulo, SBG/SP-RJ, p.423-428.
- Almeida Filho, R. & Paradella, W.R., 1977. *Estudo do Maciço Alcalino de Poços de Caldas através de imagens landsat com ênfase em mineralizações radioativas*. Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 130p.
- Alves, A.D., 2003. *Rochas vulcanoclásticas do Complexo Alcalino de Poços de Caldas – MG/SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 106p.
- 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, p.53-100.
- Angelier, J. & Mechler, P., 1977. Sur une méthode graphique de recherché des contraints 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. & Guazelli, W., 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas adjacentes, hipótese sobre o tectonismo causador e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. In: Petrobrás, *Estruturas e tectonismo da margem continental sul brasileira e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro, Petrobrás, Série Projeto REMAC, v.9, p.187-269.
- Assumpção, M.; Dias Neto, C.M.; Berrocal, J.; Antezana, R.; França, H.; Ortega, R., 1980. Sismicidade do Sudeste do Brasil. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, 1980. *Anais*. Camboriú, SBG, v.2, p.1075-1092.
- Assumpção, M., 1992. The regional intraplate stress field in South America. *Journal of Geophysical Research*, **97**:11889-11903.

- Campanha, G.A.C., 2004. Rosáceas script para Arcview para cálculo e construção de diagramas de rosácea. (inédito).
- Chiessi, C.M., 2004. *Tectônica cenozóica do Maciço Alcalino de Passa Quatro (SP-MG-RJ)*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 116p.
- Coblentz, D.D. & Richardson, R.M., 1996. Analysis of the South American intraplate stress field. *Journal Geophysics Research*, **101**:8643-8657.
- Day, M.J., 1979. Surface roughness as a discriminator of tropical karst styles. *Zeit. Geomorph., Suppl.*, **32**:1-8.
- Dunne, W.M. & Hancock, P.L., 1994. Palaeostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P.L. (ed.) *Continental Deformation*. Oxford, Pergamon Press, p.101-120.
- Eddy, W.F., 1977. A new convex hull algorithm for planar sets. *ACM Trans. Math. Soft.*, **3**:398-403.
- Ellert, R., 1959. Contribuição à geologia do maciço alcalino de Poços de Caldas. São Paulo. *Boletim da Faculdade Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo*, **18**:11-64.
- Ellert, R.; Björnberg, A.J.S.; Coutinho, J.M.V., 1959. *Mapa geológico de Poços de Caldas (escala 1:75.000)*. São Paulo, Departamento de Geologia e Paleontologia FFLCH-USP.
- 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, Associação Brasileira de Geologia de Engenharia e Indústrias Votorantim, p.439-459.
- Ferrari, A.L., 2001. *Evolução Tectônica do Graben da Guanabara*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 412p.
- Grohmann, C. H., 2004. Morphometric analysis in geographic information systems: applications of free software GRASS and R. *Computers & Geosciences*, **30**:1055-1067.

- Golts, S. & Rosenthal, E., 1993. A morphotectonic map of the northern Arava in Israel, derived from isobase lines. *Geomorphology*, **7**:305-315.
- Hodgson, R.A., 1961. Regional study of jointing in Comb Ridge – Navajo Mountain area, Arizona and Utah. *Geological Society of America Bulletin*, **45**:1-38.
- Hancock, P.L., 1985. Brittle microtectonics: principles and practice. *Journal of Structural Geology*, **7**:437-457.
- Hancock, P.L.; Engelder, T., 1989. Neotectonic joints. *Geological Society of American Bulletin*, **101**:1197-1208.
- Hertz, N., 1977. Timing of spreading in the South Atlantic: information from Brazilian alkalic rocks. *Geological Society of America 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. & Riccomini, C., 1999. Análise morfométrica em neotectônica: o exemplo do planalto de Campos do Jordão, SP. São Paulo: *Revista do Instituto Geológico*, **20**:5-19.
- Hobson, R.D., 1972. Surface roughness in topography: quantitative approach. In: Chorley, R.J. (ed.) *Spatial analysis in geomorphology*. Harper and Row, p.225-245.
- Horton, R.E., 1945. Erosional development of streams and their drainage basins: hydrophysical approach to quantitative morphology. *Geological Society of America Bulletin*, **56**:275-370.
- Jianjun, H.; Mukang, H.; Ollier, C.D., 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, **20**:95-99.
- Liu, C.C., 1987. A geologia estrutural do Rio de Janeiro vista através de imagens MSS do Landsat. In: Simpósio Regional de Geologia, 1, 1987. *Anais*. SBG/RJ-ES, p.164-188.
- Marsh, J.S., 1973. Relationships between transform directions and alkaline igneous rock lineaments in Africa and South America. *Earth and Planetary Science Letters*, **18**:317-323.

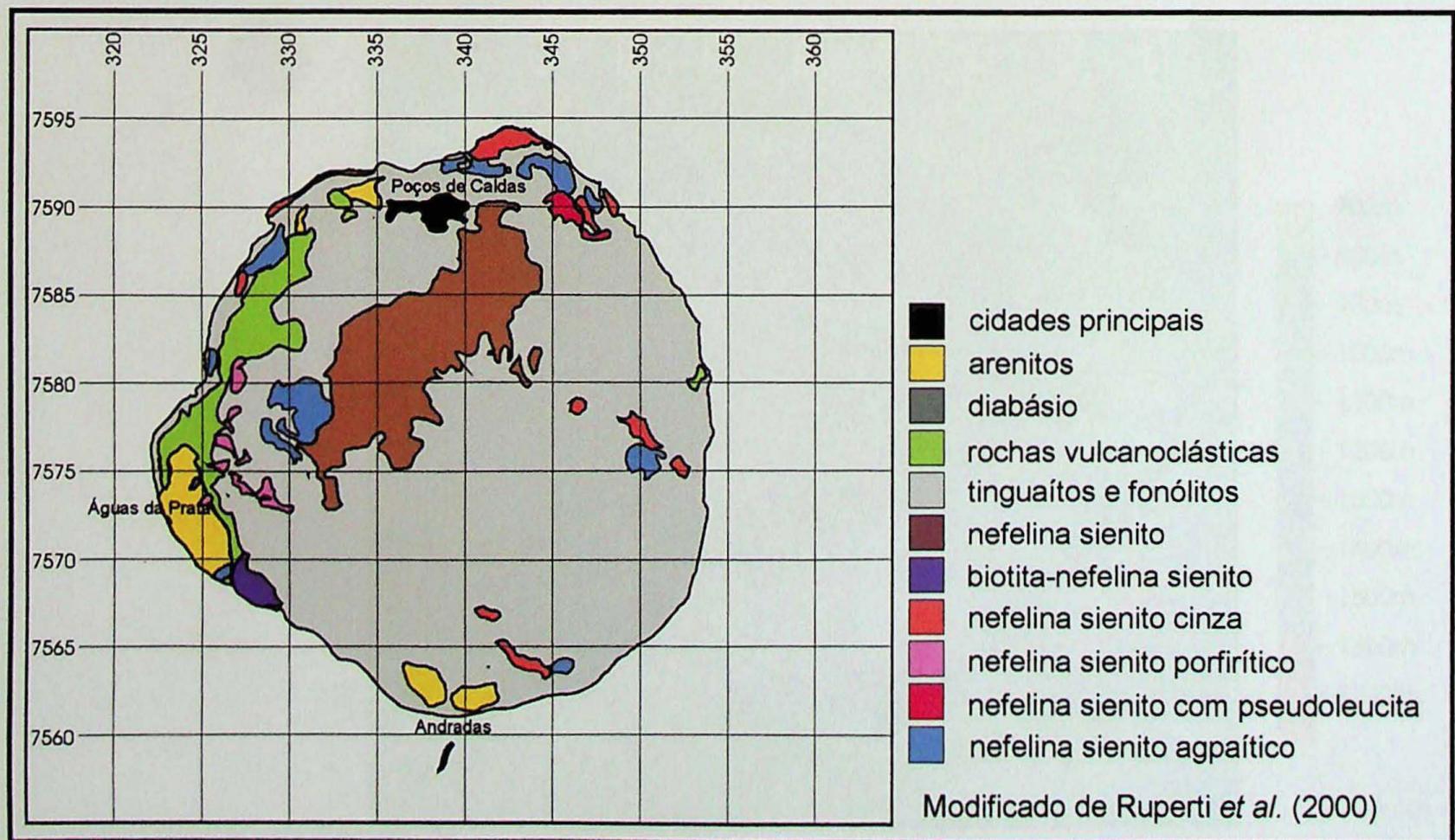
- Mitasova, H. & Mitas, L., 1993. Interpolation by regularized spline with tension: I. Theory and implementation. *Mathematical Geology*, **25**: 641-655.
- Mitasova, H. & Hofierka, J., 1993. Interpolation by regularized spline with tension: II. Application to terrain modeling and surface geometry analysis. *Mathematical Geology*, **25**:657-669.
- 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
- Pedrosa-Soares, A.C.; Dardenne, M.A.; Hasui, Y.; Castro, F.D.C.; Carvalho, M.V.A., 1994. *Nota explicativa dos mapas geológicos, metalogenéticos e de ocorrências minerais do Estado de Minas Gerais, escala 1:1.000.000*. Belo Horizonte, Companhia Mineradora de Minas Gerais, 97p.
- Pereira, M.J. & Macedo, J.M., 1990. A Bacia de Santos: perspectivas de uma nova província petrolífera na plataforma continental sudeste brasileira. *Boletim de Geociências, Petrobrás*, **4**:3-11.
- Petit, J.P., 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of Structural Geology*, **9**:597-608.
- 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 Instituto de Geociências USP, Série Científica*, **19**:23-37.
- Riccomini, C., 1989. *O Rift continental do sudeste do Brasil*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutoramento, 256p.
- Riccomini, C., 1995a. Padrão de fraturamento do Maciço Alcalino de Cananéia, Estado de São Paulo: relações com a tectônica mesozóica-cenozóica do sudeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:79-84.
- Riccomini, C., 1995b. *Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares pos-gondvânicos da porção centro-oriental do Estado de São Paulo e áreas vizinhas*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 100p.

- Riccomini, C.; Velázquez, V.F.; Gomes, C.B., 2004a. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Gomes, C.B. & Comin-Chiaromonti, P. (eds.) *Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform*, p.1-26. (no prelo).
- Riccomini, C.; Sant'Anna, L.G.; Ferrari, A.L., 2004b. Evolução geológica do Rift Continental do Sudeste do Brasil. In: Mantesso-Neto, V.; Bartorelli, A.; Carneiro, C.D.R.; Brito Neves, B.B. (eds.) *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p.383-405.
- Rickwood, P.C., 1990. The anatomy of a dyke and the determination of propagation and magma flow directions. In: Parker, J.; Rickwood, P.C.; Tucker, D.H. (eds.) *Mafic dykes and emplacement mechanisms*. Rotterdam, Balkema, p.81-100.
- Riedel, W., 1929. Zur Mechanik geologischer Brucherscheinungen. *Zentralblatt für Mineralogie, Geologie und Paleontologie*, 1929:354-368.
- 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, 106p.
- Ruperti, E.; Gomes, C.B.; Melcher, G.C.; Ulbrich, H.H.G.J.; Ulbrich, M.N.C., 2000. The Jacupiranga Carbonatite Complex (Part I) and the Poços de Caldas Massif (Part II) – São Paulo and Minas Gerais States, Eastern Brazil. (Ruperti, E.; Gomes, C.B.; Melcher, G.C., Part 1 – Geological and petrological aspects of the Jacupiranga alkaline-carbonatite association, southern Brazil, p.1-2, and Ulbrich, H.H.G.J. & Ulbrich, M.N.C., Part 2 – The Poços de Caldas Alkaline Massif, p.22-44). In: International Geological Congress, 31, Rio de Janeiro, Brazil, August 6-17, 2000. *Post-Congress Field Trip Aft 08 Guide*. Rio de Janeiro, 44p.
- Sadowski G.R. & Dias Neto, C.M., 1981. O lineamento sismo-tectônico de Cabo Frio. *Revista Brasileira de Geociências*, 11:209-212.

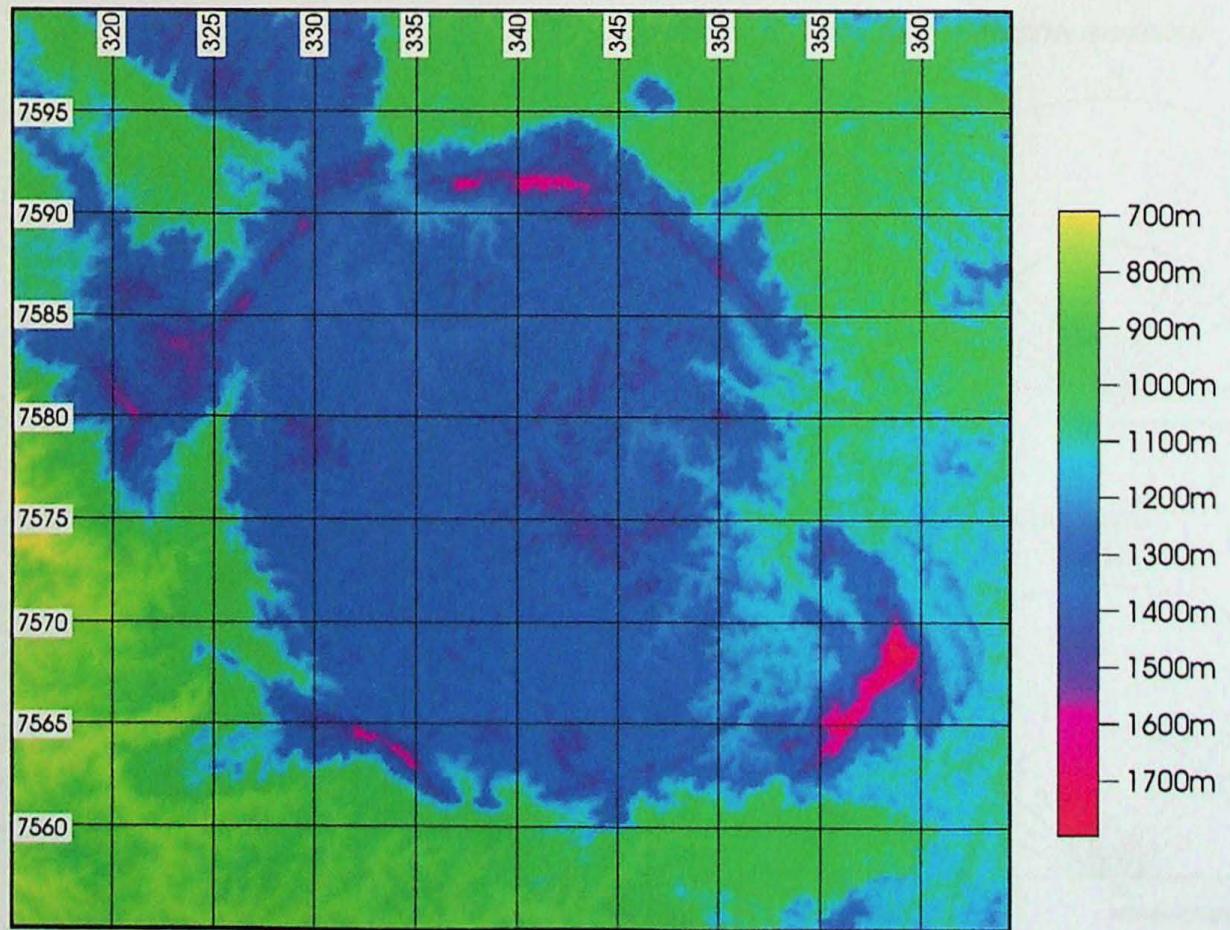
- Salvador, E.D. & Riccomini, C., 1995. Neotectônica na região do Alto Estrutural de Queluz (SP-RJ, Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, **25**:151-164.
- Shea, M.E., 1992. Isotopic geochemical characterization of selected nepheline syenites and phonolites from Poços de Caldas alkaline complex, Minas Gerais, Brazil. *Journal of Geochemical Exploration*, **45**:173-214.
- Tchalenko, J.S., 1970. Similarities between shear zones of different magnitudes. *Geology Society of America Bulletin*, **81**:1625-1640.
- Ulbrich, H.H.G.J., 1984. *A petrografia, a estrutura e o quimismo de nefelina sienitos do maciço alcalino de Poços de Caldas, MG-SP*. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 108p.
- van Wyk de Vries, B. & Merle, O., 1998. Extension induced by volcanic loading in regional strike-slip zones. *Geology*, **11**:983-986.
- Vilalva, F.C.J. & Vlach, S.R.F., 2003. Químico de piroxênios de rochas máfico-ultramáficas potássicas dos arredores do Maciço Alcalino de Poços de Caldas, MG-SP. In: Simpósio de Geologia do Sudeste, 8, São Pedro, 2003. *Anais*. SBG/SP-RJ, p.123-123.
- Vlach, S.R.F.; Vilalva, F.C.J.; Ulbrich, M.N.C.; Ulbrich, H.H.G.J.; Vasconcelos, P.M., 2003. Phlogopite from carbonatic veins associated with the Poços de Caldas alkaline massif, SE Brazil: mineralogy and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating by the laser step heating method. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador, 2003. *Anais*. Salvador, SBG, v.2, p.702-705.
- Vita-Finzi, C., 1986. *Recent Earth movements – an introduction to neotectonics*. London, Academic Press, 226p.
- Zoback, M.L. et al., 1989. Global patterns of tectonic stress. *Nature*, **341**:291-298.
- Zoback, M.L., 1992. First and second-order patterns of stress in the lithosphere: the World Stress Map Project. *Journal of Geophysical Research*, **97**:11703-11728.

ANEXO I - MAPAS

ANEXO I - Figura 1-
Mapa geológico do Maciço Alcalino de Poços de Caldas

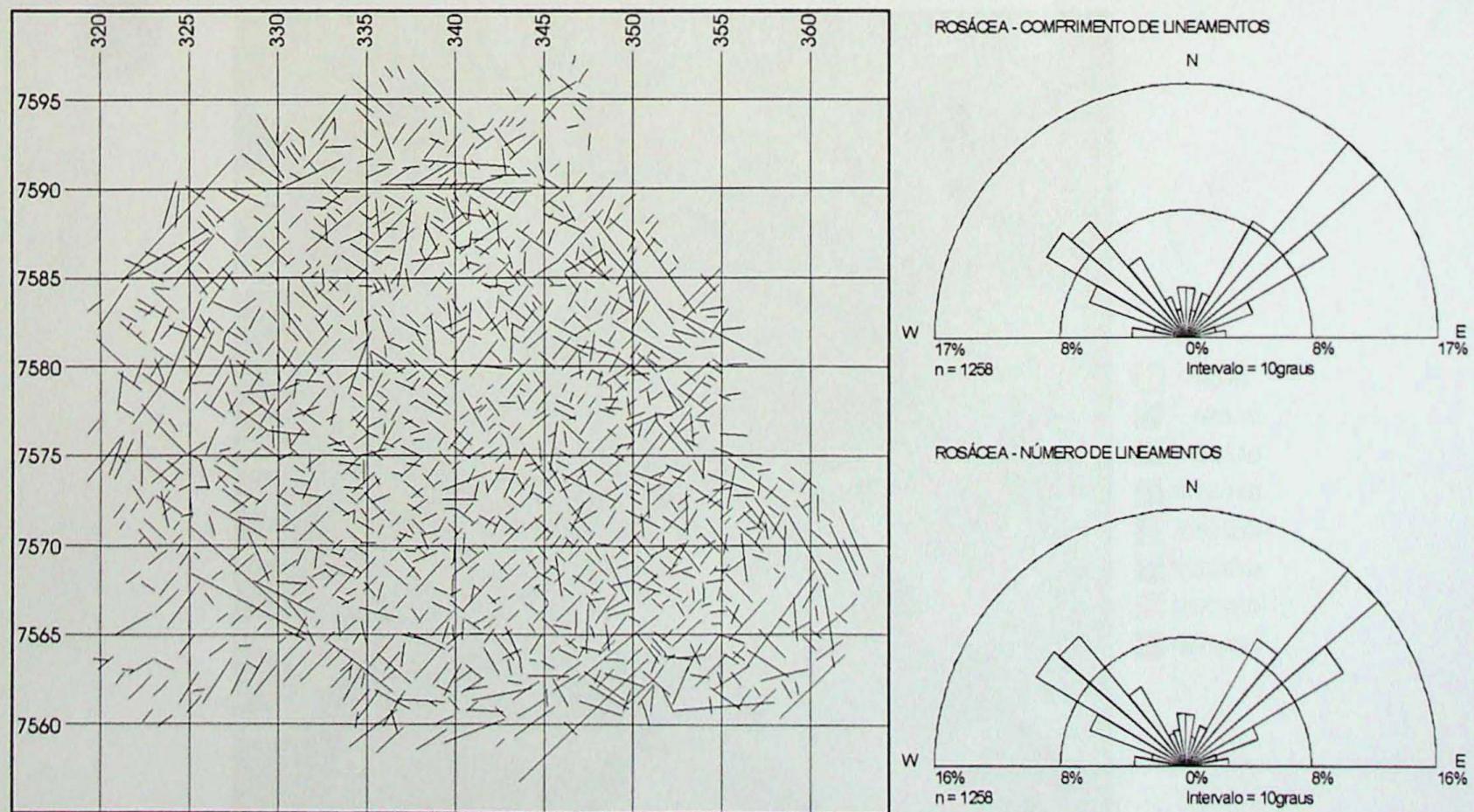


ANEXO I
Figura 2 - Modelo digital de terreno



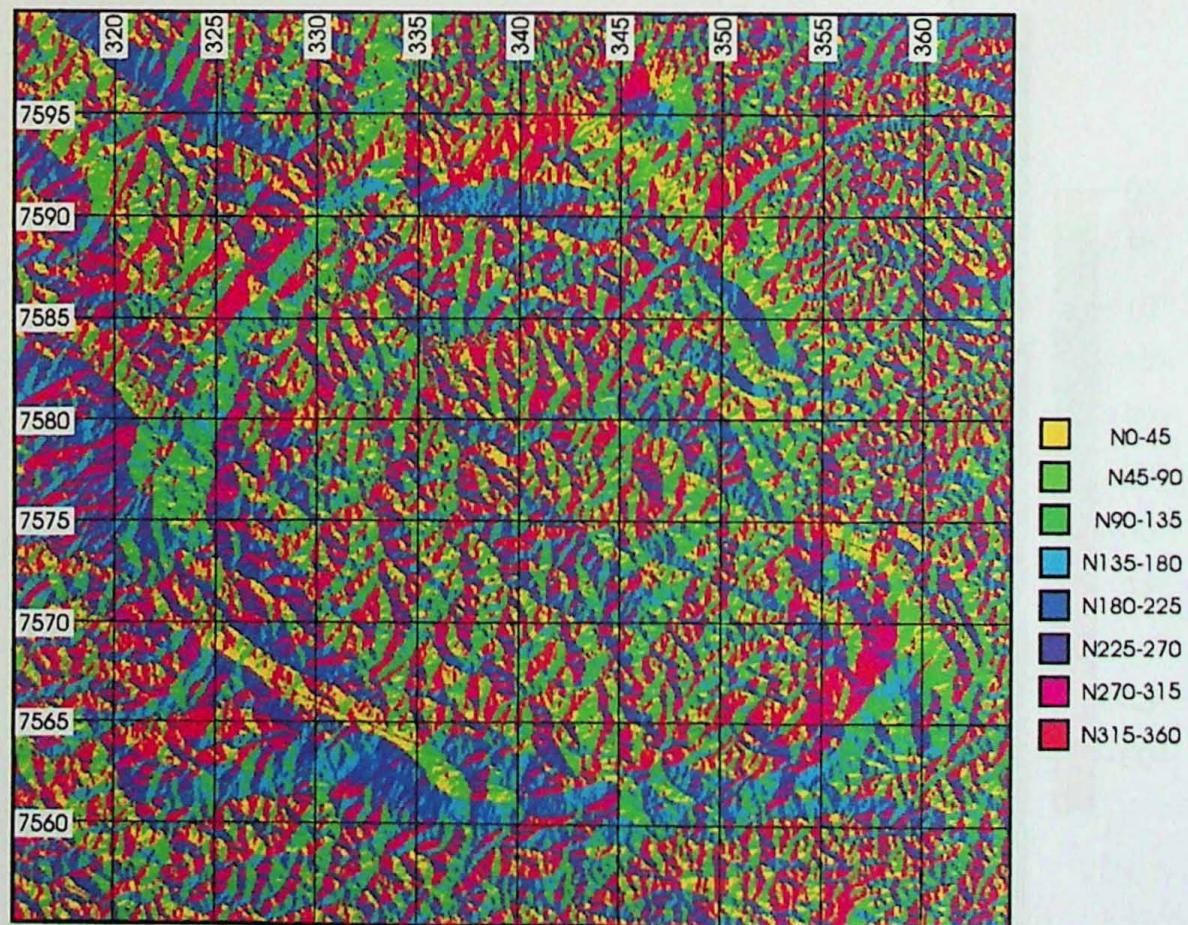
ANEXO I

Figura 3 - Mapa de lineamentos estruturais



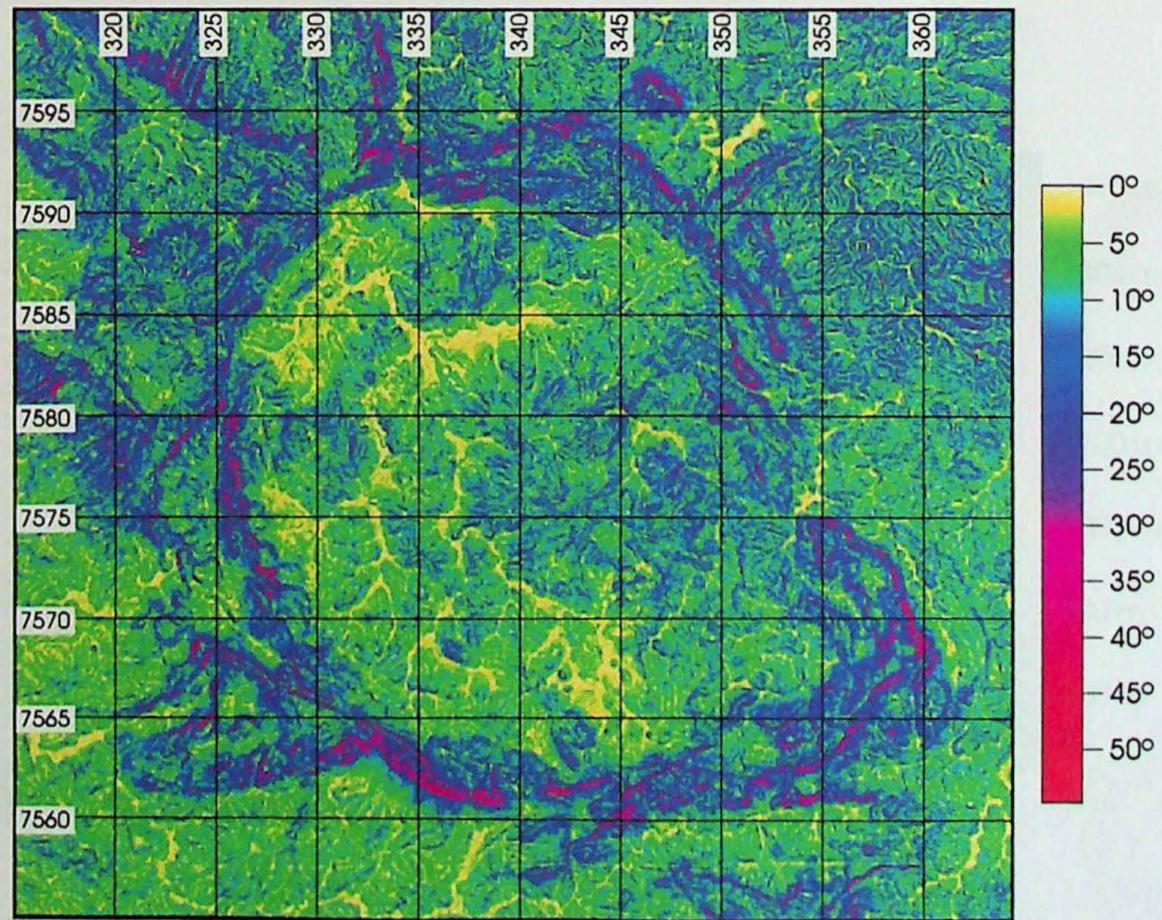
ANEXO I

Figura 4 - Mapa de orientação de vertentes



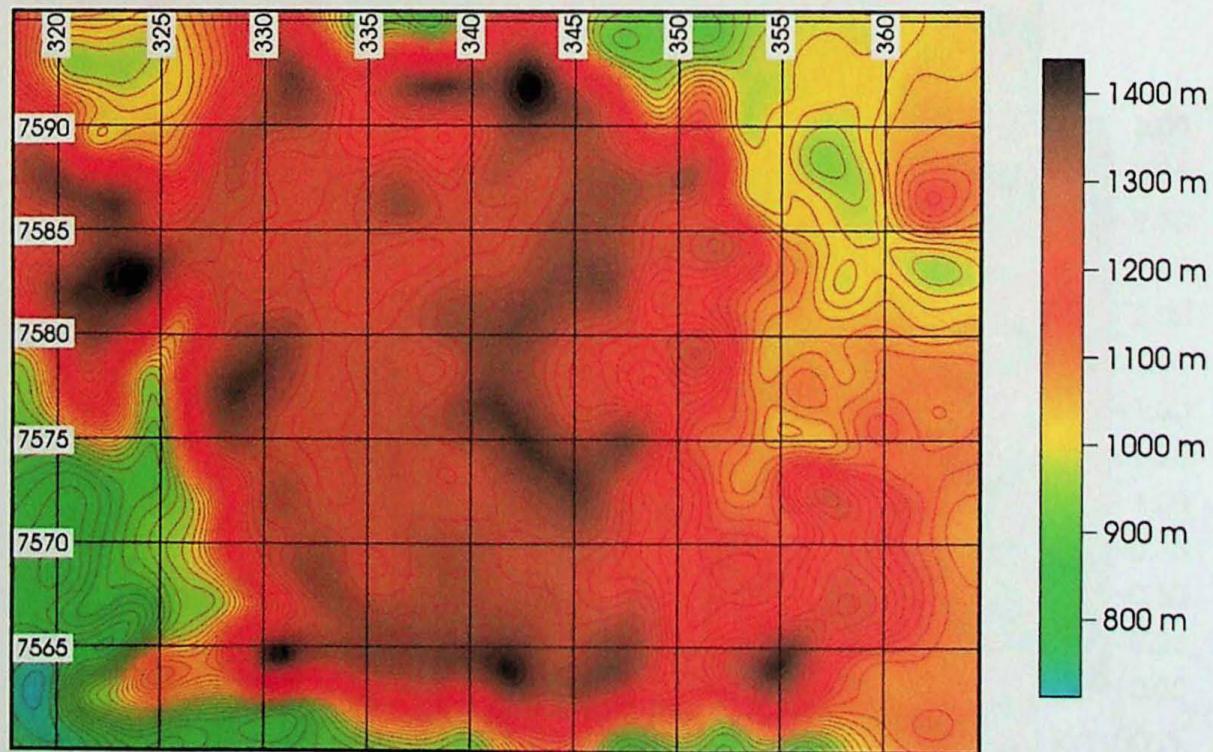
ANEXO I

Figura 5 - Mapa de declividades



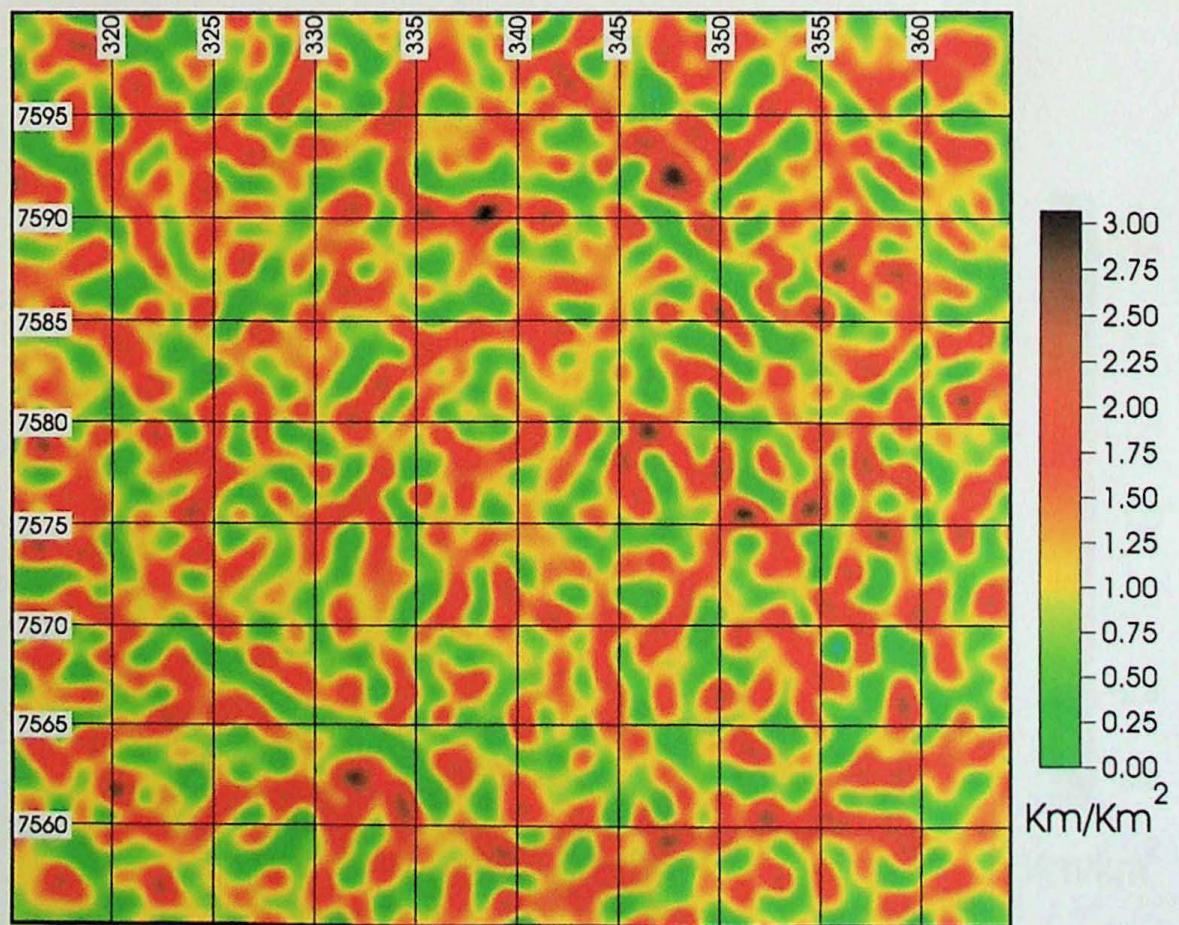
ANEXO I

Figura 6 - Mapa de superficies de bases

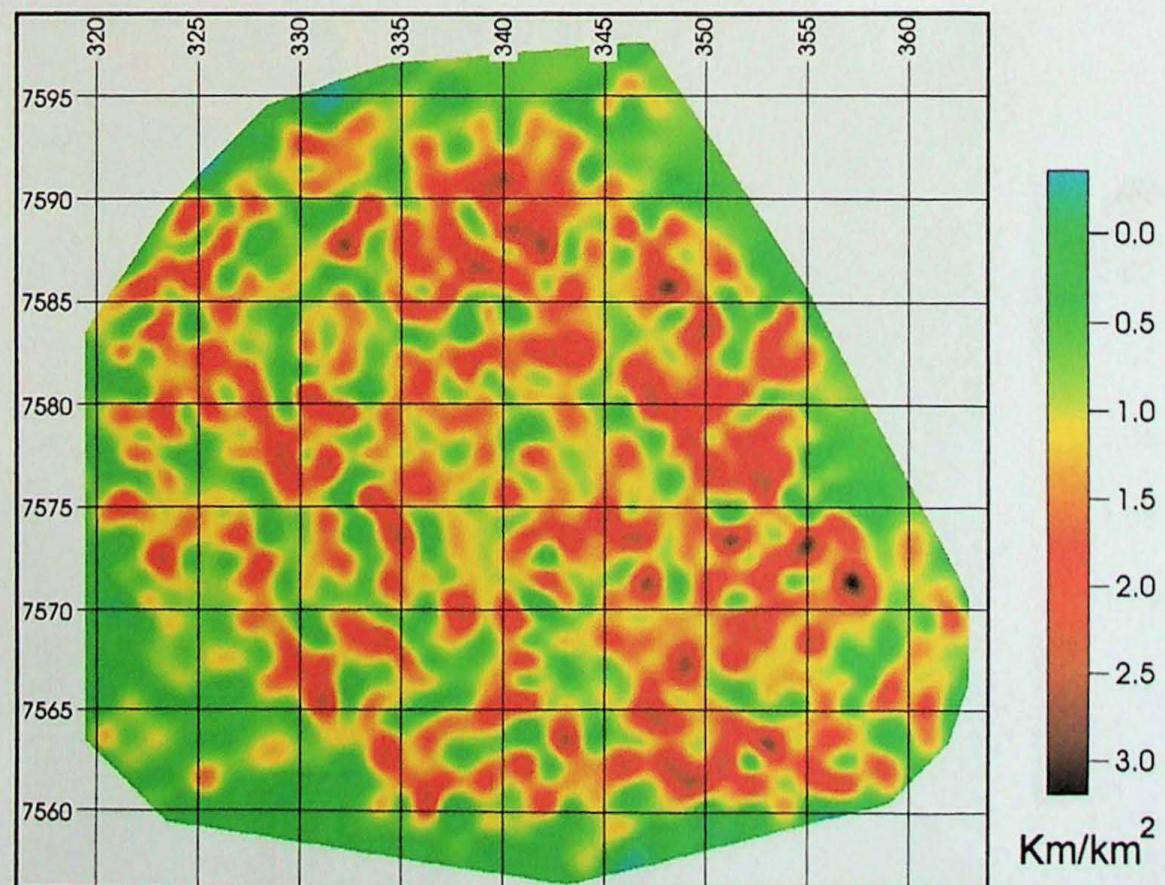


ANEXO I

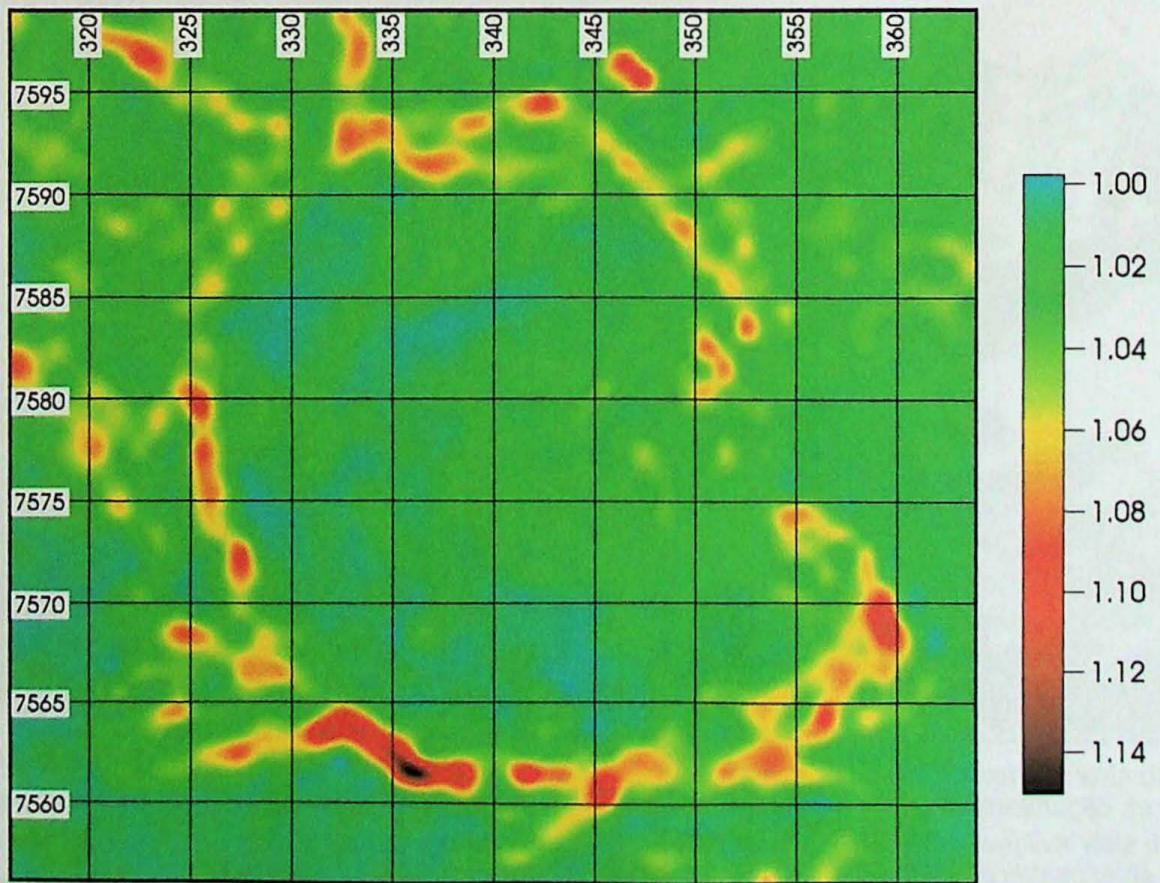
Figura 7 - Mapa de densidade de drenagens



ANEXO I
Figura 8 - Mapa de densidade de lineamentos

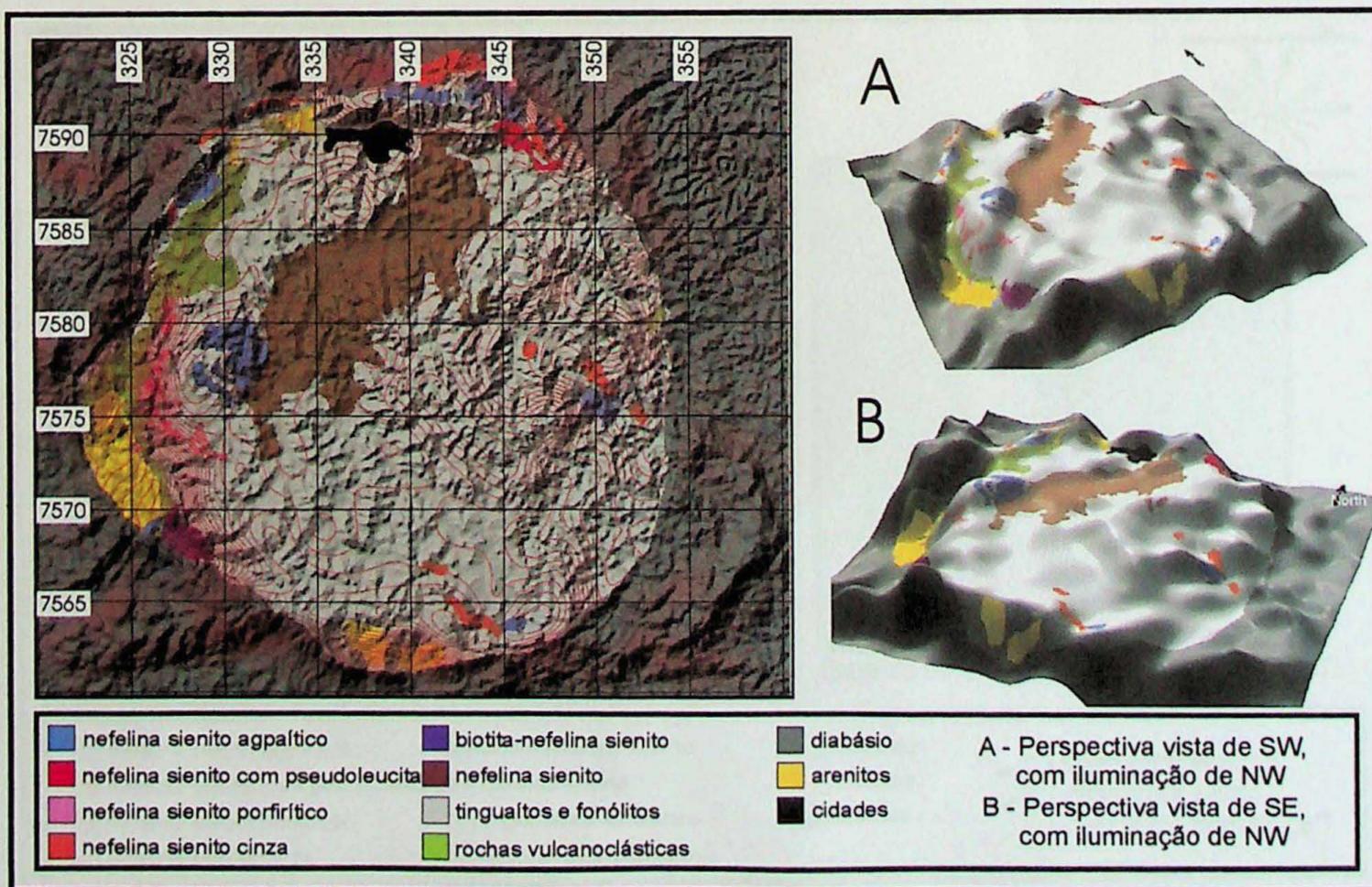


ANEXO I
Figura 9 - Mapa de rugosidade de relevo



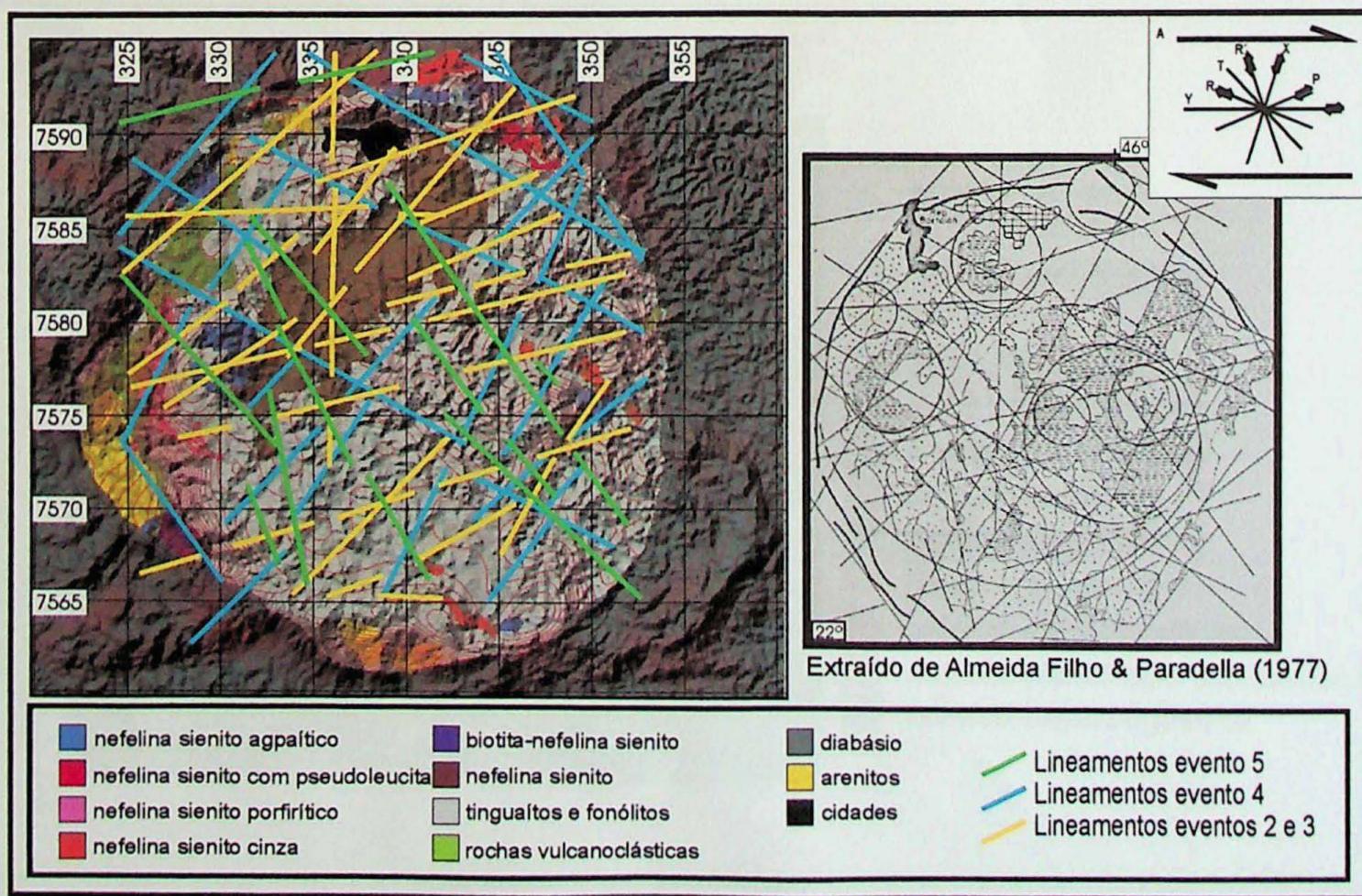
ANEXO I

Figura 10 - Mapa geológico e de isobases, sobreposto à imagem de sombreamento de relevo com iluminação NW e perspectivas das superfícies de base



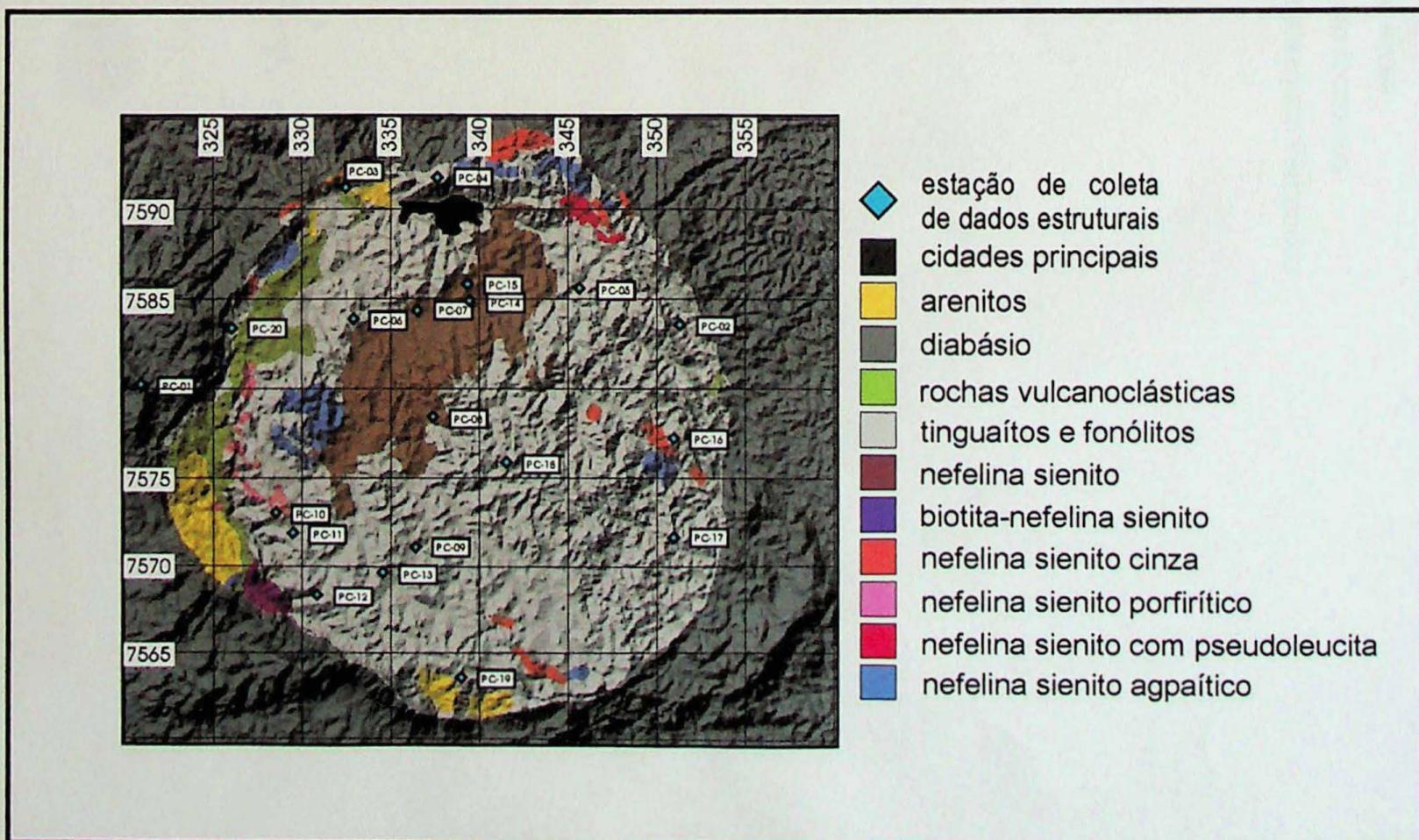
ANEXO I

Figura 11 - Mapa geológico, isobases e lineamentos estruturais, sobrepostos à mapa de sombreamento de relevo com iluminação a NW



ANEXO I

Figura 12- Mapa geológico e de estações de coleta de dados estruturais, sobreposto a imagem de sombreamento de relevo com iluminação a NW



Projeto nº: 8

**Titulo: Tectônica rúptil do Maciço Alcalino de Poços de Caldas no contexto do
Alinhamento Magmático de Cabo Frio**

Aluno: Fernando Machado Alves

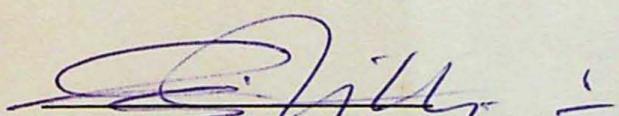
Orientador: Prof. Dr. Claudio Riccomini

Co-orientador: Dr. Victor Velázquez Fernandez

Fernando Machado Alves

Fernando Machado Alves

De acordo:



Claudio Riccomini

