UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**TECTÔNICA RÚPTIL MESO-CENOZÓICA NA
REGIÃO DO DOMO DE LAGES, SC**

Luiz Fernando Roldan

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2007

RESUMO

Este trabalho tem como objetivo discutir a evolução tectônica meso-cenozóica do Domo de Lages, SC, envolvendo análise das estruturas rúpteis que afetam as rochas da região, análise morfométrica e da rede de drenagem e aspectos geomorfológicos relevantes.

O Domo de Lages, localizado na borda leste da Bacia do Paraná, na porção sul do estado de Santa Catarina, é caracterizado pela ocorrência de uma grande variedade de rochas alcalinas de idade neo-cretácea. Estas rochas afloram na forma de *sills* e diques e são intrusivas no pacote sedimentar da Bacia do Paraná, causando-lhe um soerguimento da ordem de centenas a milhares de metros. As rochas alcalinas foram afetadas por estruturas rúpteis, particularmente falhas transcorrentes e normais, denotando a presença de uma tectônica ativa durante o cenozóico.

Para o entendimento do quadro evolutivo do domo, além da análise estrutural, foram elaborados diversos mapas morfométricos (hipsométrico, declividades, orientação de vertentes, superfícies de base, rugosidade, gradiente hidráulico e densidade de lineamentos e drenagens) derivados diretamente do Modelo Digital de Elevação, que por sua vez foi obtido pelo tratamento de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) da Agência Espacial Americana (NASA). O trabalho foi complementado com a análise da rede de drenagem e de lineamentos extraídos de imagens, juntamente com a elaboração de perfis topográficos.

Os resultados mostram tratar-se de uma estrutura dômica alongada com eixo maior orientado na direção NW-SE, marcada pelo alinhamento de intrusões alcalinas e basculamento dos acamamentos das rochas sedimentares que apresentam mergulho radial para fora da estrutura. A análise do relevo revelou a existência de uma superfície de aplainamento, hoje preservada na cota de 1200 m, que teria sido afetada por falhas normais de direções NW-SE e NE-SW.

O modelo tectônico evolutivo elaborado para a região contempla a seguinte seqüência de eventos: atuação de esforços compressivos NE-SW no final do cretáceo, gerando falhas normais NE-SW, que afetam as rochas básicas da Formação Serra Geral e condicionam a colocação de diques alcalinos e a estruturação do domo; geração de falhas transcorrentes destrais que afetam todas as rochas da região, incluindo as rochas alcalinas, com binário orientado na direção NNE-SSW; configuração de uma superfície de aplainamento preservada na cota de 1200m, que perdurou, provavelmente, até o mioceno; distensão NE-SW e geração de falhas normais NW-SE que abatem e basculam a superfície aplainada e reorganizam a rede de drenagens; instalação de um provável evento distensivo NW-SE, responsável pela formação de falhas normais NE-SW, marcadas principalmente nos mapas morfométricos.

ABSTRACT

This study was focused on the meso-cenozoic tectonic evolution of the Domo de Lages region (south Santa Catarina State, Southern Brazil), through the analysis of brittle structures affecting sedimentary and igneous rocks, morphometric parameters, drainage network and main geomorphological features.

Located in the border of the Paraná sedimentary basin, the Domo de Lages is characterized by a great variety of Late Cretacic alkaline rocks, which crops out as sills and dikes cutting the Paleozoic sedimentary rocks, and are associated with an uplift of hundreds to thousands of meters. These alkaline rocks are affected by brittle structures, mainly transcurrent and normal faults, indicative of Cenozoic active tectonics.

In addition to the structural analysis, several morphometric maps were developed, as an aid to enlighten the evolutionary history of the region. Maps of hypsometry, slope, aspect, isobase surfaces, surface roughness, hydraulic gradient, lineament density and drainage density were derived from SRTM (Shuttle Radar Topographic Mission) Digital Elevation Models provided by NASA, and were complemented by topographic profiles, analysis of drainage network and lineament orientation.

Results show that the dome has a elongated shape with major axis oriented NW-SE, defined by alignment of intrusive bodies and tilting of sedimentary rocks bedding planes, dipping radially outwards the center of the structure. Topographic analysis revealed the existence of a planation surface, preserved at 1200m a.s.l., wich would have been affected by NW-SE and NE-SW normal faults.

A tectonic evolutionary model for the region was elaborated, according the following sequence of events: in the end of Cretaceous, a compressive NE stress generates NE-SW normal faults, which affect the basic rocks of Serra Geral Formation and controls the emplacement of alkaline dikes and the uplift of the domic structure; formation of transcurrent dextral faults affecting all rocks of the area, including the alkalines, with NNE-SSW oriented binary; development of a planation surface preserved at 1200m a.s.l. which remained probably until the Miocene; NE-SW extension, creating NW-SE normal faults that lowered and tilted the levelled surface and affected the drainage network; a last extensive NW-SE event probably happened, responsible for NE-SW normal faults seen mainly in the morphometric maps.

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar gostaria de agradecer a minha família por todo o apoio e carinho que sempre me concederam, desde que resolvi encarar uma segunda graduação e me enveredar pela área das geociências, e principalmente durante os momentos difíceis enfrentados na elaboração desta dissertação.

Em sinto me praticamente no dever de agradecer ao Prof. Dr. Rômulo Machado, pelo apoio, paciência, companheirismo, e é claro à orientação acadêmica no desenvolvimento deste trabalho. Outros professores contribuíram para a realização dos tabalho, seja na etapa de gabinete, seja nos levantamentos de campo, são eles: Cláudio Riccomini, Renato Paes de Almeida, Elvo Fassbinder, Ginaldo Campanha e Jorge Hachiro, à todos eles expresso meus sinceros agradecimentos.

Ao CNPQ, pela concessão da bolsa de mestrado, processo 132901/2004-8.

Um agradecimento especial ao doutorando Carlos Henrique Grohmann, pela ajuda com o *abstract* e com a análise morfométrica. Igualmente agradeço outros dois grandes amigos: Samar Steiner pela ajuda com a morfometria e nos levantamentos de campo e Lucas Veríssimo Warren, apoio nos trabalhos de campo.

Não poderia deixar de agradecer ao pessoal de Lages: Cláudio, Ana, Clarinha e João, pelo apoio e paciência com os geólogos de bota cheia de lama.

Apesar dos momentos difíceis e do trabalho árduo na elaboração de um estudo como esse, houveram muitos bons momentos, que passei com os amigos da graduação e pós-graduação no Instituto de Geociências. Agradeço à todo eles, sem citar nomes, para não correr o risco de esquecer alguém.

Por fim, agradeço, minha amiga, companheira, esposa, e geóloga preferida, Letícia Vicente.

SUMÁRIO

RESUMO	i
ABSTRACT	ii
AGRADECIMENTOS	iii
ÍNDICE DE FIGURAS	v
ÍNDICE DE EQUAÇÕES	viii
ÍNDICE DE TABELAS	ix
1. Considerações Iniciais.....	1
1.1. Introdução.....	1
1.2. Objetivos e Motivação.....	2
1.3. Localização e Vias de Acesso.....	3
1.4. Aspectos Históricos e Sócio-Econômicos	6
2. TRABALHOS ANTERIORES.....	7
2.1. Contexto Geológico Regional.....	7
2.2. Contexto Tectônico Regional	9
2.3. O Domo de Lages.....	13
3. GEOLOGIA LOCAL.....	15
4. MATERIAIS.....	20
5. MÉTODOS	21
5.1. Pesquisa Bibliográfica.....	21
5.2. Levantamentos de Campo	21
5.3. Geoprocessamento.....	22
5.3.1. Banco de Dados Georeferenciados.....	22
5.3.2. Modelo Digital de Elevação	24
5.4. Lineamentos	25
5.5. Morfometria.....	25
5.6. Análise das Drenagens	29
5.7. Análise Estrutural.....	32
5.8. Tectônica Associada à Colocação de Corpos Ígneos Tabulares.....	46
6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS	54
6.1. Análise de Drenagens.....	54
6.1.1. Resultados Obtidos.....	54
6.1.2. Discussão dos Resultados	59
6.2. Modelo Digital de Elevação (MDE).....	59
6.2.1. Resultados Obtidos.....	60
6.2.2. Discussão dos Resultados	63
6.3. Análise do Relevo	63
6.3.1. Resultados Obtidos.....	63
6.3.2. Discussão dos Resultados	66
6.4. Análise de Lineamentos.....	68
6.4.1. Resultados Obtidos.....	68
6.4.2. Discussão dos Resultados	69
6.5. Morfometria.....	75
6.5.1. Resultados Obtidos.....	75
6.6. Análise Estrutural.....	89
6.7. Geometria do Domo e Análise dos Diques.....	101
7. Considerações Finais e Conclusões.....	104
8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	106

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 – Mapa de Localização e acessos.	5
Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural do embasamento (extraído de Milani, 2004).	8
Figura 2.2 – Coluna crono-estratigráfica da Bacia do Paraná (extraída de Milani 2004).	9
Figura 2.3 – Mapa geológico da borda leste da Bacia do Paraná, destacando o Arco de Ponta Grossa e a região do Domo de Lages.	12
Figura 2.4 – Localização do Distrito Alcalino de Lages e das demais rochas alcalinas do Brasil meridional em relação aos limites da Bacia do Paraná.	14
Figura 2.5 – Ilustração do modelo rotacional das placas litosféricas para a porção sul do oceano Atlântico.	15
Figura 3.1 – Grandes lineamentos estruturais e o contexto geotectônico da região do Domo de Lages (modificado de Sheibe 1986).	17
Figura 3.2 – Histograma de idades das rochas alcalinas de Lages a partir dos dados fornecidos pelo método K/Ar (Sheibe 1986). Os números entre parênteses indicam o intervalo de idades para cada litotipo datado (modificado de Sheibe 1986).	17
Figura 3.3 – Mapa geológico da região do Domo de Lages (compilado de Scheibe 1986, e atualizado com dados de campo).	19
Figura 5.1 – Fluxograma do banco de dados em SIG.	23
Figura 5.2 – Feições de relevo associadas à movimentação tectônica (modificado de Summerfield 1993).	27
Figura 5.3 – Hierarquização da rede de drenagem em uma microbacia de quarta ordem (Modificado de Strahler 1952).	28
Figura 5.4 – Padrões básicos de drenagem. Extraído de Summerfield (1991).	31
Figura 5.5 – Variações do padrão de drenagem dendrítico. Segundo Howard 1967 e Almeida 1974, ver Lima (2002).	32
Figura 5.6 – Diagrama de Mohr, ilustrando a determinação das tensões normal e cisalhante para um plano formando 55° com o esforço principal máximo (ver explicação no texto). Extraído de Davis & Reynolds (1996).	34
Figura 5.7 – Ilustração dos três principais tipos de falhas: a) falhas normais; b) falhas inversas ou reversas; c) falhas transcorrentes. Segundo Anderson (1951), o ângulo 2θ apresenta geralmente 60°. Extraído e modificado de Vialon et al. (1976).	35
Figura 5.8 – Classificação geométrica de juntas. Extraído e modificado de Dunne & Hancock (1994).	36
Figura 5.9 – Diagrama de Mohr com a envoltória de ruptura. Os três círculos tracejados representam: juntas de extensão (a), juntas híbridas e (b) juntas de cisalhamento (c). (Extraído e modificado de Hartwig (2006), ver Price & Cosgrove (1990).	37
Figura 5.10 – Bloco diagrama com a relação entre as juntas e os esforços principais. (Modificado de Dunne & Hancock, 1994).	37
Figura 5.11 – Geometria de espectro de juntas híbridas e de extensão. Extraído de Dunne & Hancock (1994).	38
Figura 5.12 – Padrão de juntas de extensão ortogonal (grid-lock). Modificado de Dunne & Hancock (1994).	38
Figura 5.13 – Critérios para classificação genética de juntas.	39
Figura 5.14 – Critérios para definição da seqüência relativa de juntas. Dunne & Hancock (1994).	40
Figura 5.15 – Critérios para determinação de cinemática de falhas. Segundo Angelier (1994).	41

Figura 5.16 – Ilustração das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto de binário dextral. Extraído de Petit (1987).....	43
Figura 5.17 – Modelo de Riedel, mostrando a elipse de deformação e demais estruturas associadas. Extraído e modificado de Zalán (1986).	43
Figura 5.18 – Orientação das estruturas no modelo de Riedel mostrando o arranjo em échelon em uma zona de cisalhamento com movimentação dextral.Segundo Sylvester 1988.	44
Figura 5.19 – Critérios de indicadores cinemáticos com base no modelo de Riedel, segundo Petit (1987).....	44
Figura 5.20 – Ilustração do Método de Arthaud (ver explicação no texto). Extraído de Carneiro (1996).....	45
Figura 5.21 – Método dos Diedros Retos, segundo Angelier & Mechler (1977).	46
Figura 5.22 – Geometria de corpos ígneos tabulares.	48
Figura 5.23 – Mecanismos de colocação de corpos ígneos (Modificado de Park, 1989)	49
Figura 5.24 – Relação geométrica dos diques em relação aos tensores de esforços (Modificado de Park, 1989).....	49
Figura 5.25 – Solução apresentada por Inglis (1913 ver Pollard 1987). O esforço σ_1 é a tração regional e σ_{11}^a é o esforço no ponto A.	51
Figura 5.26 – Arranjo de diques em echelon, com a direção de esforços (Modificado de Park, 1989).....	52
Figura 5.27 – Feições encontradas nas bordas de diques escalonados em echelon.(A) Morfologia retilínea. (B) Morfologia curvilínea. Modificado de Nicholson & Pollard (1985).	52
Figura 5.28 – Mudança no tipo da intrusão devido a uma variação vertical no campo de esforços.(Modificado de Park, 1989).	53
Figura 5.29 – Orientação geral de um sill em relação aos tensores de esforços.(Modificado de Park, 1989).....	53
Figura 6.1 – Bacias hidrográficas na região do Domo de Lages.	55
Figura 6.2 – Padrões de drenagem da Bacia do Rio Canoas.	56
Figura 6.3 – Padrões de drenagem da Bacia do Rio Caveiras.....	57
Figura 6.4 – Mapa da relação da drenagem com o acamamento.	58
Figura 6.5 – Modelo Digital de Elevação da região do domo com vista para sudoeste e perfil topográfico leste-oeste.	61
Figura 6.6 – Modelo Digital de Elevação da região do domo com vista para ENE e perfil topográfico SE-NW.....	62
Figura 6.7 – Perfis topográficos paralelos. As cores são as mesmas nos perfis e no mapa.	65
Figura 6.8 – Mapa hipsométrico ressaltando as superfícies predominantes na área (ver explicação no texto).	66
Figura 6.9 – Mapas de relevo sombreado. (A) Iluminante a 35°, azimuth leste. (B) Iluminante a 35°, azimuth nordeste. (C) Iluminante a 35°, azimuth noroeste. (D) Iluminante a 35°, azimuth norte.	70
Figura 6.10 – Mapa com os grandes lineamentos (4-40km) interpretados a partir dos mapas de relevo sombreado.....	71
Figura 6.11 – Mapa com todos os lineamentos extraídos dos mapas de relevo sombreado....	72
Figura 6.12 – Mapa com os lineamentos extraídos da imagem de satélite.	73
Figura 6.13 – Mapa com todos os lineamentos extraídos.	74
Figura 6.14 – Mapa Hipsométrico. As elevações são dadas em metros.	77
Figura 6.15 – Mapa de Declividade. Os valores de declividade são referidos em graus.	78
Figura 6.16 – Mapa de orientação de Vertentes.	79
Figura 6.17 – Domínios do mapa de declividades.	80
Figura 6.18 – Domínios do mapa de orientação das vertentes.	80

Figura 6.19 – Mapa de densidade de drenagens. Os valores são dados em km/km ²	81
Figura 6.20 – Mapa de densidade de lineamentos. Os valores são dados em km/km ²	83
Figura 6.21 – Mapa de densidade de drenagens. Os valores são adimensionais.	84
Figura 6.22 – Mapa de densidade de lineamentos interpretado. Ver explicação no texto.	85
Figura 6.23 – Mapa de rugosidades interpretado. Ver explicação no texto.	85
Figura 6.24 – Mapa de superfícies de Base. Os valores são dados em metros.	86
Figura 6.25 – Mapa de gradiente hidráulico. Os valores são adimensionais.	87
Figura 6.26 – Mapa de superfícies de base interpretado. Ver explicação no texto.	88
Figura 6.27 – Mapa de gradiente hidráulico interpretado. Ver explicação no texto.	88
Figura 6.28 – Detalhe da borda de sill de fonólito deformando a rocha encaixante (Fm. Serra Alta).	89
Figura 6.29 – Detalhe de estruturas causadas pela intrusão.	90
Figura 6.30 – Aspecto de afloramento da Formação Rio do Rasto (ponto 213), com quatro direções de juntas. As cores vermelha, amarela, verde e azul das canetas correspondem, respectivamente às direções: NE-SW, NNE-SSW, E-W e NW-SE.	91
Figura 6.31 – Mapa geológico com a projeções ciclográficas das juntas.	92
Figura 6.32 – Mapa de lineamentos com a projeções ciclográficas das juntas.	93
Figura 6.33 – Mapa geológico com a projeções ciclográficas das falhas transcorrentes.	95
Figura 6.34 – Mapa de lineamentos com a projeções ciclográficas das falhas transcorrentes.	96
Figura 6.35 – Falhas transcorrentes destrais afetando sill de rocha alcalina. A) Vista do afloramento com sill de fonólito intrudindo o contato entre as formações Serra Alta e Irati. B) Aspecto do plano de falha. C) Detalhe das estrias de atrito.	97
Figura 6.36 – Mapa geológico com a projeções ciclográficas das falhas normais.	99
Figura 6.37 – Mapa de lineamentos com a projeções ciclográficas das falhas normais.	100
Figura 6.38 – Diques de fonólito reaproveitando falhas normais NE-SW, com planos estriados. A) Vista do afloramento da Formação Serra Geral com diques de fonólito. B) Falhas transcorrentes destrais também com direção NE-SW. C) Detalhe dos diques de fonólito com contatos retilíneos marcados pelos planos de falha normais. D) Restituição da foto (C) com a atitude dos planos.	101
Figura 6.39 – Mapa de interpolação do mergulho dos acamamentos. Os valores apresentados na legenda correspondem à direção do mergulho.	102
Figura 6.40 – Mapa com a distribuição dos diques de rocha alcalina na região de Lages.	103
Figura 6.41 – Diagrama de rosáceas indicando as direções dos diques de rocha alcalina na região de Lages. As pétalas em verde indicam os diques de lamprófiro; e as em marrom, os diques de fonólito.	104

ÍNDICE DE EQUAÇÕES

Equação 5.1	33
Equação 5.2	33
Equação 5.3	33
Equação 5.4	34
Equação 5.5	50
Equação 5.6	50
Equação 5.7	53

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 5-1 – Classificação dos corpos ígneos com relação ao tamanho.	47
Tabela 6-1 – Estatística dos parâmetros morfométricos.....	75
Tabela 6-2 – Medidas de juntas obtidas. O mergulho dos planos é subvertical, exceto quando especificado.	91
Tabela 6-4 – Atitude de falhas transcorrentes obtidas. LD corresponde à movimentação dextral e LE sinistral.....	94
Tabela 6-5 – Atitude das falhas normais obtidas.....	98

1. CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1. INTRODUÇÃO

O Domo de Lages, localiza-se imediatamente a norte da cidade homônima, na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, correspondendo a uma das regiões da borda leste da Bacia do Paraná, caracterizada pela ocorrência de rochas alcalinas de idade mesozóica, que têm sido alvo principalmente de investigações de natureza mineralógica e petrológica. Contudo, são extremamente escassos na literatura trabalhos que abordam os aspectos estruturais e morfotectônicos da região.

O magmatismo alcalino e a superposição de eventos tectônicos que afetaram a região, propiciaram a geração de uma estrutura marcante no contexto geológico da Bacia do Paraná, caracterizada pela formação de uma janela estratigráfica onde as unidades mais antigas da bacia afloram em cota similares às das formações mais novas. O Domo de Lages se apresenta, em planta, como uma estrutura grosseiramente concêntrica, alongada na direção noroeste-sudeste, expondo na parte central unidades do Grupo Itararé e em direção às bordas, unidades mais jovens que afloram sucessivamente no seu entorno. O fechamento da estrutura se dá com a ocorrência da Formação Serra Geral, a sul e a oeste, e, da Formação Rio do Rasto, a norte e a leste.

Estudos específicos efetuados sobre as rochas alcalinas da região permitiram separá-las em vários grupos, a saber: rochas alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos), rochas ultrabásicas alcalinas (olivina melilitos e lamprófiros, geralmente na forma de diques), além de carbonatitos, kimberlitos e brechas de chaminé, que compõem o então denominado “Distrito Alcalino de Lages”.

Os trabalhos pioneiros realizados sobre a geologia e a tectônica da região de Lages definiram a estrutura regional como sendo um domo vulcânico, do tipo perfurante, com formato circular, onde as camadas do Super Grupo Tubarão sofreram elevação da ordem de 1100 a 1200 m. O magmatismo alcalino foi considerado como sendo posterior à deposição do Membro Morro Pelado (Formação Rio do Rasto) e anterior a deposição da Formação Botucatu. Descreve-se, na parte central da estrutura, uma cobertura sedimentar intensamente fraturada e falhada com presença de falhas de empurrão primitivas, que exibem simetria radial e concêntrica em relação à estrutura central.

Os dados radiométricos, mais recentes, obtidos pelo método K/Ar forneceram para as rochas alcalinas idades no intervalo de 63 Ma a 78 Ma, enquanto as determinações Rb/Sr forneceram uma idade isocrônica de 81 ± 8 Ma, situando o magmatismo no Neo-Cretáceo e,

portanto, posterior aos derrames básicos e ácidos que recobriram a Bacia do Paraná, correspondentes à Formação Serra Geral.

Os trabalhos de cartografia geológica em escala de semidetalhe que vêm sendo desenvolvidos na região têm mostrado que algumas ocorrências de rochas alcalinas, descritas inicialmente como corpos intrusivos do tipo *stocks*, correspondem, na realidade, a corpos concordantes, de forma tabular (*sills*), que são intrusivos na parte superior - preferencialmente - da Formação Serra Alta. Estes corpos, com espessura em geral da ordem de dezenas de metros (<100 m), encontram-se associados com depósitos de bauxita, denotando uma ação significativa da atuação dos processos de natureza exógena ligados à bauxitização, que foram instalados após o período de exumação do domo e exposição dos corpos alcalinos à superfície.

Em termos estruturais, a cartografia geológica revelou a presença de estruturas rúpteis que afetam as rochas alcalinas, evidenciando a existência de uma atividade tectônica Cenozóica na região. Incluem-se, nestas estruturas, falhas transcorrentes que são aqui caracterizadas pela primeira vez.

Este trabalho, além de apresentar os resultados da análise integrada de diferentes produtos digitais (mapas morfométrico, análise de drenagens, lineamentos, análise do relevo e modelos digitais de terreno) da região do Domo de Lages-SC, apresenta também uma análise das estruturas rúpteis (juntas e falhas) no âmbito da estrutura dômica, visando desta forma definir o quadro de evolução tectônica associado com esta notável feição geológica-geomorfológica da borda leste da Bacia do Paraná, porção centro-sul do estado de Santa Catarina.

1.2. OBJETIVOS E MOTIVAÇÃO

O objetivo principal deste trabalho consiste em elaborar um modelo de evolução geológica e estrutural do Domo de Lages-SC, com base na análise das estruturas rúpteis, lineamentos, rede de drenagem, dados morfométricos, perfis topográficos e trabalhos de mapeamento geológico. A proposição deste modelo visa não só o entendimento da evolução geológica, estrutural e geomorfológica da região do domo, como também fornecer dados relevantes sobre os campos de esforços atuantes durante o Cenozóico, nessa região do sul do Brasil.

O trabalho foi inicialmente motivado pelas características geológicas singulares reveladas pelos trabalhos de mapeamento realizados na região, sob coordenação do Prof. Dr. Rômulo Machado, orientador deste trabalho. O mapeamento geológico, em escala de semidetalhe, teve início no final de 2001, e encontra-se ainda em andamento. Neste período

foram realizadas inúmeras etapas de campo, todas elas contando com a participação do autor desta dissertação. Os aspectos geológicos do Domo de Lages motivaram não somente a realização deste trabalho, como também de uma dissertação de mestrado concluída em 2006 e mais quatro trabalhos de formatura, realizados por alunos do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, que abordaram diferentes aspectos geológicos da região.

A existência de dois eventos magmáticos marcantes, com idades relativamente bem definidas, facilita, em princípio, a definição da ordem cronológica e hierarquização das estruturas que afetam o domo, contribuindo na decisão de realizar este estudo.

Ressalta-se que a região apresenta uma boa estrutura logística, sustentada pelo município de Lages, de grande importância no Planalto Catarinense, além de excelentes exposições rochosas e reduzida espessura da camada de solo, condições estas que favorecem a realização de levantamentos geológicos. Outro aspecto motivador para a realização desta investigação é a escassez de trabalhos na região com este tipo de abordagem. Cabe frisar que, se por um lado, o complexo quadro estrutural decorrente das intrusões alcalinas e tectônica superposta, dificulta o entendimento da evolução geológica da área, por outro lado, este mesmo aspecto cria um estimulante desafio que, por fim, foi motivação principal para a realização do presente trabalho.

O entendimento do contexto tectônico evolutivo da Bacia do Paraná e das estruturas regionais nela encontradas, vem se revelando uma interessante linha de investigação de potenciais armadilhas de óleo e gás natural, bem como para determinação de áreas propícias ao armazenamento e estocagem de gás. Fato este que agrega importância, do ponto de vista da geologia aplicada, ao estudo realizado.

1.3. LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região escolhida para este estudo situa-se no Planalto Catarinense, na porção centro-sul do estado de Santa Catarina, mais precisamente nas proximidades da cidade de Lages (Figura 1.1). Apresenta uma área de aproximadamente 2.100 Km², sendo abrangida quase inteiramente pela folha topográfica de Lages, escala 1:100.000 (SG-22-Z-c-V, IBGE), compreendida entre as coordenadas 50°00'-50°30' de longitude oeste, e 28°00' a 27°30' de latitude sul. A folha articula-se com as folhas Ponte Alta do Norte, Petrolândia, Campo Belo do Sul e SH-22-X-a-II, respectivamente, a norte, leste, oeste e sul.

A área engloba integralmente o município de Palmeira, localizado a nordeste da área, e parcialmente os municípios de Lages, localizado a sul, Correia Pinto e Ponte Alta, a norte, Otacílio Costa, a nordeste, Pained, a sudeste, Capão Alto, a sudoeste, São José do Cerrito, a oeste, e Bocaina do Sul, a leste.

A região apresenta uma boa malha rodoviária com destaque para as rodovias federais BR-116 e BR-282. A rodovia BR-116 constitui-se de um importante eixo rodoviário norte-sul que interliga, pelo planalto catarinense, os estados do Rio Grande do Sul e Paraná. A rodovia atravessa o município de Lages, que se situa a meio-caminho das capitais destes dois estados, respectivamente, Porto Alegre e Curitiba, distando delas cerca de 350km. A BR-282, por sua vez, constitui-se num dos mais importantes eixos rodoviários leste-oeste do Planalto Catarinense, e faz a ligação de Lages com a capital do estado, Florianópolis, distante 230 km, e com o oeste de Santa Catarina.

Outras importantes rodovias são a SC-438 que liga Lages ao município de Painel, seguindo dali para sudeste em direção a São Joaquim, e a SC-425 que liga Lages à Palmeira e Otacílio Costa, seguindo dali para norte até a BR-470, outro importante eixo rodoviário leste-oeste do estado.

Todas as principais rodovias e estradas vicinais apresentam boas condições de trafegabilidade durante todas às épocas do ano. O município de Lages é atravessado também pelo Tronco Principal Sul da linha ferroviária federal implantada pela RFFSA (Rede Ferroviária Federal S.A.), sendo ela hoje de propriedade da América Latina Logística S.A.. A ferrovia, que opera exclusivamente com transporte de cargas, entra em Santa Catarina a partir de Mafra e sobe o platô basáltico logo a sul da localidade de Monte Castelo, seguindo dali para o estado do Rio Grande do Sul, passando pelas cidades de Santa Cecília, Ponte Alta, Curitiba, Correia Pinto e Lages.

Figura 1.1 – Mapa de Localização e acessos.

1.4. ASPECTOS HISTÓRICOS E SÓCIO-ECONÔMICOS

A região do Planalto Catarinense, permaneceu isolada do litoral por mais de duzentos anos depois do descobrimento do Brasil, somente na segunda metade do século XVIII é que os exploradores venceram a barreira natural da Serra do Mar e instalaram a primeira povoação do planalto, onde hoje é o município de Lages. Posteriormente, com a intensificação do comércio de gado entre São Paulo e o Rio Grande do Sul, a região começou a ganhar importância.

A vila de Lages foi criada por uma carta régia em 1765, quando o então governador geral da capitania de São Paulo incumbiu o capitão-mor Correia Pinto de Macedo de erguer a vila. Esta foi fundada em 1771 e inicialmente denominada Vila de Nossa Senhora dos Prazeres de Lajes. Em 1820 a vila integrou a capitania de Santa Catarina, tornando-se autônoma da capitania de São Paulo. Ela foi tomada pelas forças farroupilhas de Anita Garibaldi em 1839, permanecendo sob seu comando até 1841. Somente em 1860 é que a vila foi elevada à categoria de cidade. O então município de Lajes teve sua grafia mudada para Lages, 100 anos mais tarde, em 1960.

A cidade conta hoje com cerca de 160.000 habitantes e apresenta uma área de 2.645 Km². As principais atividades econômicas consistem da pecuária, agricultura, indústria madeireira, com destaque para a produção de papel e celulose, e o turismo rural, motivado pelos costumes característicos da região, pelo clima diferenciado e pelas belas paisagens naturais com serras e cachoeiras formadas pelas escarpas associadas às rochas do Grupo São Bento. Destaca-se, particularmente, a região da Serra das Pedras Brancas, que abriga cavernas e paisagens runíformes, formadas pela erosão dos arenitos da Formação Botucatu.

Do ponto de vista da geologia econômica, o município de Lages destaca-se pela exploração dos fonólitos e sienitos usados como fundentes na indústria da cerâmica (Aumond & Scheibe 1996) e pela exploração dos depósitos de bauxita, utilizados atualmente na fabricação de sulfato de alumínio, embora as análises químicas feitas com a bauxita da região demonstrem outras possibilidades de aproveitamento (Szubert & Vergara 1975).

Outro aspecto importante da geologia econômica da região de Lages relaciona-se à exploração de água subterrânea. A estrutura regional do domo propicia exposições de extensas faixas de afloramentos dos arenitos pertencentes às formações Pirambóia e Botucatu, o que faz com que a região seja considerada uma das áreas mais importantes de recarga direta do aquífero Guarani (Gomes *et al.* 2006).

2. TRABALHOS ANTERIORES

2.1. CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A Bacia do Paraná, com área de ocorrência de cerca de 1.600.000 km² (Figura 2.1) - cerca de 1.000.000 km² em território nacional, 400.000 km² na Argentina, 100.000 km² no Paraguai e 100.000 km² no Uruguai -, é uma das mais importantes bacias intracratônicas brasileiras. Situa-se na porção centro-leste e sudeste do continente sul-americano e estende-se no Brasil pelas regiões sul, sudeste e centro-oeste, abrangendo, no total, sete estados da União (MG, MS, SP, PR, SC, RS e GO). O seu eixo principal de deposição é próximo de NNE-SSW.

Os primeiros estudos geológicos importantes sobre a bacia foram realizados por White (1908) e, desde então, vem sendo intensamente investigada sob diversos enfoques geológicos. Os avanços nos conhecimentos disponíveis, se devem aos dados acumulados ao longo das últimas décadas, provenientes, principalmente de mapeamentos geológicos cada vez mais detalhados, furos de sondagem, levantamentos geofísicos e dados geocronológicos. São inúmeros os trabalhos que abordam aspectos estratigráficos, sedimentológicos, paleontológicos e de sistemas deposicionais. Trabalhos mais recentes, embasados por um grande volume de dados, contribuíram de forma significativa para o entendimento da sua evolução geotectônica (Almeida 1980, Fúlfaro *et al.* 1982, Milani 1997, Milani & Ramos 1998, Milani 2004) e deposicional (Lavina 1991, Assine *et al.* 1994, Hachiro 1996, dentre outros), assim como a sua tectônica deformadora (Soares *et al.* 1982, Zalán *et al.* 1987 1990, Riccomini 1995b, Rostirolla *et al.* 2000, dentre outros).

A Bacia do Paraná consiste de uma bacia do tipo sinéclise, formada por uma sucessão de rochas sedimentares, recobertas por extensos derrames de composição essencialmente básica, perfazendo uma coluna de rochas com espessura total superior a 5.500m. Atualmente, a estratigrafia da bacia é razoavelmente bem definida (Figura 2.2) A sua origem é atribuída a uma tectônica distensiva, relacionada com a geração de um sistema de *riffs* com direção próxima de NE-SW, instalado no embasamento cratônico (Milani 1997 2004). O processo de sedimentação teve início no Neo-Ordoviciano e perdurou até o Juro-Cretáceo, quando se instalou um evento magmático de expressão continental (Formação Serra Geral). Durante este período, o preenchimento sedimentar foi marcado por uma alternância de estágios de soerguimento e subsidência crustal, associados a megaciclos erosivos e transgressivos. Estes proporcionaram grandes mudanças nos sistemas deposicionais que, por sua vez, originaram às diversas formações que compõem o quadro litoestratigráfico da bacia.

Um novo evento de sedimentação, limitado principalmente à porção norte da Bacia do Paraná, teve início do Neo-Cretáceo e perdurou até o início do Paleógeno. Neste evento, os derrames da Formação Serra Geral foram recobertos por depósitos sedimentares continentais, dando origem à Bacia Bauru.

Figura 2.1 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Paraná, com o contorno estrutural do embasamento (extraído de Milani, 2004).

Figura 2.2 – Coluna crono-estratigráfica da Bacia do Paraná (extraída de Milani 2004).

2.2. CONTEXTO TECTÔNICO REGIONAL

Zálan *et al.* (1987) destacam no arcabouço estrutural da Bacia do Paraná três orientações estruturais principais: NW-SE, NE-SW e E-W. Segundos os autores, as duas primeiras orientações são as mais importantes bacia e representam zonas de fraqueza antigas que foram recorrentemente ativas durante a sua evolução. Podem corresponder a falhas simples ou extensas zonas de falhas (comprimento de centenas de km e largura de poucas dezenas de km). Associam-se estruturas-em-flor, dobras e falhas reversas escalonadas ou

grandes falhas normais. As falhas com orientação NW foram fortemente reativadas durante a quebra do Gondwana no Juro-Cretáceo, enquanto as de direção NE teriam permanecido inativas. As falhas NE têm sido amplamente reconhecidas nas rochas do embasamento adjacente e encontram-se relacionadas com movimentações transcorrentes (Zálan *et al.* 1987). Ao contrário do padrão anterior, este sistema caracteriza-se por uma única falha de largura expressiva ou por uma zona de falha retilínea, sendo em geral não preenchida por diques.

A análise das estruturas pré-brasilianas no embasamento do escudo catarinense mostra a existência de lineamentos orientados principalmente em torno de N45E e ao redor de N-S (entre N10W a N25E), aparecendo ainda isoladamente os de orientação ao redor de N45W. Este mesmo padrão estrutural é também encontrado no embasamento paranaense, sendo mais marcante as orientações N30-40E e ao redor de N60E, com destaque para os lineamentos magnéticos NW-SE associados ao Arco de Ponta Grossa (Schobbenhaus Filho *et al.* 1984). Na parte sul do estado de Santa Catarina, os sedimentos Paleozóicos encontram-se cortados por diques básicos preenchendo fraturas conjugadas com orientações N0-30E, N60W e E-W (Putzer 1952), referidas pelo autor como Sistema de Fraturas Catarinense.

A análise comparativa de lineamentos de áreas do embasamento e da bacia, realizada a partir de sensores remotos e geofísicos (mapas magnetométricos e gravimétricos) na porção sul do estado do Paraná e norte de Santa Catarina, além de confirmar a existência de estruturas regionais delineadas anteriormente, permitiu realçar os padrões principais de lineamentos NE (N60-70E e N30-40E), NW, NNW e E-W, este último de grande continuidade, porém restrito a “corredores” (Freitas & Rostirolla 2005). As orientações NW-SE e NE-SW são consideradas as mais importantes e representam zonas de fraquezas mais antigas recorrentemente ativas que controlaram a evolução estrutural e sedimentação de várias unidades estratigráficas. A orientação NW-SE teria sido reativada ou neoformada durante o rifteamento Eo-Cretáceo do Gondwana e foi preenchida por diques de diabásio, enquanto a direção NE-SW associa-se a movimentação transcorrente. Segundo Zalán *et al.* (1987, 1990), os lineamentos E-W foram ativos provavelmente a partir do Triássico e podem ser detectados em mapas aeromagnéticos e em imagens LANDSAT.

Os estudos estruturais e geofísicos, em escalas regional e de semidetalhe, realizados em várias regiões do Paraná (Quatiguá, Prudentópolis, Jaguariaíva) e divisa com o estado de Santa Catarina, têm mostrado a existência de falhas transcorrentes NE, sinistrais e destrais, e falhas distensionais NW, com estas últimas exibindo também cinemática sinistral (Rostirolla *et al.* 2000, Machado & Rostirolla 2005, Freitas & Rostirolla 2005.). As falhas transcorrentes sinistrais (NE) são consideradas mais antigas e relacionadas ao Permo-Triássico, enquanto as falhas transcorrentes destrais e distensionais são consideradas mais novas e relacionadas ao Mesozóico, com as últimas sendo reativadas ou neoformadas no Eo-Cretáceo, condicionando

a colocação de corpos ígneos intrusivos e servindo também de condutos para a extrusão do magmatismo básico da Formação Serra Geral (Rostirolla *et al.* 2000, Machado & Rostirolla 2005, Mezzono & Rostirolla 2005). Na região de Jaguariaíva são descritas falhas transcorrentes E-W, sinistrais, provavelmente posteriores às outras direções de falhas descritas acima (Machado & Rostirolla 2005).

Na borda nordeste da Bacia do Paraná em São Paulo, entre Sorocaba e Rio Claro, foi caracterizada uma atividade tectônica transcorrente associada ao Alto Estrutural de Pitanga, cuja evolução estrutural é comparável ao que foi descrito para a estrutura de Quatiguá no Paraná (Soares 1976, Soares *et al.* 1996, Riccomini 1995b, Rostirolla *et al.* 2000). No Alto Estrutural de Pitanga são descritas falhas transcorrentes E-NE e W-SW, destrais, e falhas transcorrentes N-NW e NW, sinistrais, com estas últimas não afetando os sedimentos cenozóicos da Formação Rio Claro, que ocorrem na região (Riccomini 1995b).

Segundo Loczy (1968), a estrutura tectônica da Bacia do Paraná é resultado direto de movimentos verticais relacionados a falhas, não havendo compressões tangenciais. As falhas mais profundas estão preenchidas com diabásio e a natureza principal das mesmas é normal. No sul do estado do Paraná e em Santa Catarina, as direções principais destas falhas (NNE-SSW) são coincidentes com a direção principal das rochas do embasamento da bacia. Secundariamente, aparecem falhas com direções NW-SE e WNW-ESE, sendo estas preenchidas geralmente por diabásio.

O Domo de Lages, tema de estudo deste trabalho, situa-se a cerca de 120 km da borda leste da Bacia do Paraná no Estado de Santa Catarina (Figura 2.3) e se encontra entre duas feições tectônicas regionais importantes da bacia: o Arco de Ponta Grossa, a norte, e o Sinclinal de Torres, a sul. O primeiro, com direção NW, já manifestava uma tendência ao soerguimento desde o Paleozóico, com possíveis reflexos na Formação Furnas (Northfleet *et al.* 1969, Fúlfaro 1982), configurando-se claramente como uma área positiva no Permiano Médio/Permiano Superior, quando então separou as sub-bacias de São Paulo e Santa Catarina (Almeida 1983). Foi somente no Triássico-Jurássico que o Arco de Ponta Grossa assumiu a configuração que hoje se apresenta (Asmus 1984), separando as bacias Pirambóia e Rosário do Sul (Almeida 1983).

Durante a Reativação Wealdeniana (Almeida 1969), entre o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior pré-Aptiano, ocorreu grande soerguimento desta estrutura, acompanhado de expressiva intrusão de enxames de diques básicos da Formação Serra Geral, paralelos ao eixo do arco. As modelagens geofísicas, realizadas nesta região, apontam valores de extensões crustais (NE-SW) de 18% (Ferreira & Almeida 1989) e 12% (Portela Filho *et al.* 2005). Falhas transcorrentes de direção NW são também descritas por Zálan *et al.* (1987) na Bacia do Paraná.

Especificamente no Arco de Ponta Grossa, algumas apresentam caráter destral e são concomitantes com a colocação dos diques (Strugale *et al.* 2003).

O Sinclinal de Torres, situado a cerca de 120km a sul de Lages, possui direção subparalela ao Arco de Ponta Grossa e é caracterizado por uma grande estrutura arqueada, negativa, que preservou as rochas da Bacia do Paraná da intensa erosão que afetou as regiões soerguidas dos arcos de Ponta Grossa, a norte, e Rio Grande, a sul. Trabalhos que abordam a origem desta estrutura são muito escassos na literatura, e a sua formação se deve, provavelmente, a uma resposta direta aos processos de soerguimento que ocorreram nas regiões adjacentes.

Figura 2.3 – Mapa geológico da borda leste da Bacia do Paraná, destacando o Arco de Ponta Grossa e a região do Domo de Lages.

2.3. O DOMO DE LAGES

Embora a existência de altos estruturais e domos na Bacia do Paraná seja um fato conhecido de longa data, a sua origem é uma questão ainda muito discutida entre os pesquisadores. Alguns desses altos são nitidamente associados com intrusões alcalinas, a exemplo do Domo de Lages, enquanto em outros estas rochas não foram registradas, tratando-se provavelmente de altos estruturais com origem tectônica. Almeida (1983) chama atenção para a ocorrência mais numerosas de rochas alcalinas nas margens da Bacia do Paraná ou nas suas bordas imediatas (Figura 2.4), onde o embasamento pré-siluriano está exposto, e salienta a relação destas rochas com arcos ativos durante o magmatismo ou mesmo em tempos bem mais antigos (arcos de Assunção e Ponta Grossa).

Vários autores têm salientado a importância da reativação tectônica de estruturas do embasamento pré-cambriano na formação de altos estruturais nas unidades fanerozóicas da Bacia do Paraná, ressaltando que a movimentação de falhas antigas é um processo determinante na deformação do seu arcabouço (Soares *et al.* 1982, Almeida 1983, e 1996, Zalán *et al.* 1987 1990, Riccomini 1995b, Rostirolla *et al.* 2000, dentre outros). Incluem-se, neste contexto, os altos estruturais de Pitanga (Riccomini 1992 1995, Riccomini *et al.* 1991, Souza 1988 2002, Souza & Morales 1999 2003, Soares *et al.* 1996), Jacu e Carlota Prenz (Riccomini 1995), Artemis e Pau D'Alho (Souza 2002, Souza & Morales 2003) e Jibóia (Souza 2002, Souza & Morales 2003, Batista *et al.* 2002) em São Paulo, Quatiguá, no Paraná (Soares *et al.* 1996, Rostirolla *et al.* 2000), e Lages, em Santa Catarina (Almeida 1983). Outros modelos têm sido considerados para explicar a formação de estruturas dômicas na bacia: o de intrusões de rochas alcalinas (Loczy 1966), o de falhas indiferenciadas, dobras (ou ambos), subsidência da bacia como um todo (Soares 1974), e o de impacto de meteoritos, a exemplo das regiões de Vargeão (SC), Cerro do Jarau (RS) e Piratininga (SP) (Hachiro *et al.* 1994).

Almeida (1983), ao discutir as relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas na porção meridional da Plataforma Sul-Americana, considera a possibilidade da intrusão de Lages, denominada primeiramente de Província Alcalina de Santa Catarina, estar associada à reativação tectônica de falhas tardibrasilianas situadas ao sul de Santa Catarina, bem como ressalta o fato do Domo de Lages estar localizado na região de inflexão entre duas grandes e importantes estruturas tectônicas, o Arco de Ponta Grossa e o Sinclinal de Torres.

Figura 2.4 – Localização do Distrito Alcalino de Lages e das demais rochas alcalinas do Brasil meridional em relação aos limites da Bacia do Paraná (adaptado de Ulbrich & Gomes 1981; ver Scheibe 1980).

Comin-Chiaromonti *et al.* (2002 2003), ao estudarem a evolução geoquímica das rochas carbonatíticas do sudeste do Brasil, concluem que o magmatismo alcalino-carbonatítico teve origem ligada a uma pequena heterogeneidade no manto, porém significativa em termos da sua escala subcontinental. O magmatismo de Anitápolis é considerado contemporâneo ao estágio inicial de rifteamento continental, enquanto o de Lages é relacionado a um estágio mais avançado no processo de separação continental. As análises geoquímicas das rochas alcalinas do sudeste mostram um enriquecimento gradual de Sr-Nd-Pb de leste para oeste e sugerem uma evolução magmática associada à acomodação de esforços na litosfera durante o processo de rifteamento, ao invés de uma simples movimentação relativa de plumas mantélicas. Desta forma, as forças atuando na placa litosférica, segundo um modelo de rotação, teriam provocado o rifteamento ao longo de estruturas preexistentes e o magmatismo teria ocorrido ao longo de estruturas secundárias como o arco de Ponta Grossa-Moçâmedes e a cadeia Rio

Grande-Walvis e o *hot spot* Vitória-Trindade. Neste contexto, o magmatismo de Lages estaria condicionado pela cadeia Rio Grande-Walvis (Figura 2.5)

Figura 2.5 – Ilustração do modelo rotacional das placas litosféricas para a porção sul do oceano Atlântico (ver explicação no texto) (modificado de Smith & Lewis 1999, ver Comin-Chiaromonti et al. 2002). X-X' marca a margem do rifteamento; PG-MO: Arcos de Ponta Grossa-Moçâmedes; UR: Lineamento Uruguai; DM: Cinturão Damara; AS: Placa Sul-Americana; AF: Placa Africana; RGR: Arco de Rio Grande; WR: cadeia Walvis; TdC: Tristão da Cunha; T: Trindade; FCD: Movimentação Continental; FRP: Empurrão a partir da Cadeia "Ridge push"; F: Florianópolis; L: Lages.

Riccomini *et al.* (2005), agruparam as centenas de ocorrências de rochas alcalinas brasileiras em quinze diferentes províncias. Pelas semelhanças no controle estrutural das discontinuidades do embasamento, idades e relações com a evolução da margem continental próxima às bacias de Santos e Pelotas, as rochas de Lages foram inseridas no setor sul da Província Serra do Mar. As províncias apresentam um forte controle por discontinuidades contidas no embasamento, marcado principalmente por zonas de falhas extensionais e transcorrentes presentes nas bordas atuais das bacias sedimentares. Os autores relacionam o magmatismo principalmente às mudanças nos campos de esforços e a reativação de estruturas regionais, ocorridas durante os diversos pulsos magmáticos desencadeados entre o Permo-Triássico e o Paleógeno. Desta forma, o magma alcalino teria ascendido na crosta através de diferentes zonas de fraqueza, chegando à superfície ou se alojando em profundidade em rochas mais antigas.

3. GEOLOGIA LOCAL

A área de estudo deste trabalho encontra-se delimitada pela Folha Lages (SG-22-Z-C-V), na escala 1:100.000, representando cerca de 2.500Km², abrangendo grande parte do Domo

de Lages e a totalidade das ocorrências de rochas alcalinas a ele associadas. A distribuição das unidades geológicas da área é condicionada claramente pela estrutura dômica, de tal forma que na parte central da janela estratigráfica expõem-se rochas mais antigas da Bacia do Paraná e corpos alcalinos, aparecendo sucessivamente em direção à periferia da estrutura, rochas estratigraficamente mais novas da pilha sedimentar da bacia.

As rochas alcalinas de Lages despertaram a atenção dos pesquisadores, principalmente pelos os seus aspectos mineralógicos, petrológicos e geoquímicos (Scheibe 1978 1986 1996, Furtado & Scheibe 1989, Traversa *et al.* 1994 1996, Dani *et al.* 1998 1999, dentre outros). As rochas descritas na região têm sido agrupadas em dois maiores grupos: um deles englobando a rochas alcalinas leucocráticas (fonólitos, analcima traquitos e nefelina sienitos) e o outro, as rochas ultrabásicas (olivina melilitos e lamprófiros). Destacam-se ainda o carbonatito da Fazenda Varela, o kimberlito “Janjão” e as diversas brechas de chaminé. A diversidade de ocorrências de rochas alcalinas encontradas na região de Lages levou a Scheibe (1986) a denominá-las Distrito Alcalino de Lages.

Este mesmo autor relacionou a colocação das rochas alcalinas a zonas de fraquezas associadas descontinuidades do embasamento, destacando entre eles os lineamentos Corupá, Rio Engano, Rio do Sul, Rio Hercílio, Serra Geral e Rio Canoas (Figura 3.1) Segundo o autor, os cruzamentos destes lineamentos delimitariam blocos trapezoidais sujeitos a movimentações e rotações relativas entre si. Porém, devido à extensa área de ocorrência dessas rochas, sugere que o magmatismo alcalino não estaria ligado especificamente à uma estrutura ou mesmo ao cruzamento delas, mas sim ao alçamento como um todo de um bloco do embasamento da bacia, o bloco de Lages.

Os dados geocronológicos obtidos pelo método K/Ar forneceram idades mínimas de 63 Ma e máxima de 78 Ma, enquanto as determinações Rb/Sr forneceram uma idade isocrônica de 81 ± 8 Ma (Scheibe *et al.* 1985, Scheibe 1986), situando, portanto, estas rochas no Neo-Cretáceo e início do Paleógeno (Figura 3.2).

Os depósitos de bauxita associados principalmente às rochas alcalinas e aos *sills* de diabásio têm sido tema de investigação por parte de diversos autores, em cujos estudos são abordados diferentes aspectos geoquímicos, genéticos e econômicos destas ocorrências (Formoso *et al.* 1986 1990, Dani & Formoso 1991, Dani *et al.* 1997 1998 2001, Dani 1998, Valetton *et al.* 1989, Szubert & Vergara 1975, Scheibe *et al.* 1987, dentre outros). Independente da rocha que sofreu o processo de bauxitização e laterização, para concentração de bauxita, os depósitos da região estão limitados, essencialmente, à porção norte da área, aspecto que chamou a atenção dos pesquisadores.

Na região de Lages, as rochas da Bacia do Paraná são ainda pouco estudadas. Destaca-se o mapa geológico em escala 1:100.000, realizado por Scheibe (1996), porém são insuficientes as descrições apresentadas sobre as rochas sedimentares Paleozóicas e Mesozóicas e as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral. Steiner (2004), com base neste mapa e na compilação de dados de campo obtidos entre os anos de 2001 e 2004, confeccionou um mapa geológico atualizado e fez uma descrição detalhada de cada uma das unidades presentes na região do domo. Neste trabalho foram agregados novos dados provenientes de levantamentos realizados entre 2004 e 2006 e o mapa foi novamente atualizado (Figura 3.3).

Os trabalhos de cartografia geológica em escala de semi-detalle que vêm sendo desenvolvidos na região Lages têm mostrado novos aspectos sobre a colocação das rochas alcalinas. Algumas dessas ocorrências, descritas inicialmente como corpos intrusivos do tipo *stocks*, a exemplo do Morro do Tributo, ponto culminante da região com 1220 m, correspondem na realidade a corpos estratóides do tipo *sill* intrusivos em geral no topo da Formação Serra Alta.

Em 2006 foram realizadas campanhas de campo, voltadas para coleta de amostras para análise de traço de fissão em apatitas. Por ora, apenas uma das análises (dique de lamprófiro com idade K/Ar 63Ma.) foi concluída. O resultado apontou uma idade de aproximadamente 62Ma (Garcia 2006), valor este que marca o resfriamento do dique abaixo da zona de *annealing* da apatita, denotando o seu resfriamento rápido. O dique analisado é intrusivo nos basaltos da Formação Serra Geral e se encontra em um ponto topograficamente elevado, sugerindo que a intrusão se deu relativamente próxima da superfície.

Outros dados de traço de fissão em apatitas foram obtidos por Dani (1998), com o objetivo de compreender a gênese dos depósitos de bauxita de Lages. A análise geomorfológica da região e os dados obtidos demonstraram incompatibilidade com a formação dos depósitos no Paleógeno e o autor sugere o Neógeno e, por razões climáticas, o Plioceno como a época mais favorável para o principal evento de bauxitização. Esta relação sugere um

período relativamente longo entre o magmatismo e alteração dos fonólitos e formação dos referidos depósitos.

Figura 3.3 – Mapa geológico da região do Domo de Lages (compilado de Scheibe 1986, e atualizado com dados de campo).

4. MATERIAIS

Os principais materiais utilizados na elaboração deste estudo encontram-se listados abaixo.

- Folha Lages (SG-22-Z-C-V), 1:100.000, IBGE, 1973;
- Cartas topográficas Militares, 1:25.000, Ministério do Exército, 1982:
 - Correia Pinto-NO (SG-22-Z-C-V-1-NO);
 - Correia Pinto-NE (SG-22-Z-C-V-1-NE);
 - Correia Pinto-SE (SG-22-Z-C-V-1-SE);
 - Correia Pinto-SO (SG-22-Z-C-V-1-SO);
 - Lages-NO (SG-22-Z-C-V-3-NO);
 - Lages-NE (SG-22-Z-C-V-3-NE);
 - Lages-SE (SG-22-Z-C-V-3-SE);
 - Lages-SO (SG-22-Z-C-V-3-SO).
- Imagens de Satélite, composições RGB, bandas 3, 4 e 5, cena 221/79. Coleção Brasil Visto do Espaço, EMBRAPA, 2000;
- Imagem de Satélite LANDSAT-TM, banda 8, pancromática, cena 221/79 (fornecida pelo INPE);
- Modelo Digital de Elevação (DEM) produzido pela Agência Espacial Americana (NASA) a partir de interferometria de radar orbital da Shuttle Radar Topographic Mission (SRTM), resolução 90m, disponível em: <<http://seamless.usgc.gov>>;
- Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, (Schobbenhaus *et al.* 1984). Brasília, MME/DNPM;
- Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo escala 1:1.000.000, 2004, folhas SG21-Asunción e SG22-Curitiba. Brasília, CPRM.

A realização do trabalho contou com a utilização dos seguintes programas de computador:

- Core Photo-Paint 12 (Corel Corporation 2003): tratamento e edição de imagens e fotos;
- Corel Draw 12 (Corel Corporation 2003): confecção e edição de figuras;
- Envi, v. 4.2 (Research Systems, Inc. 2005): tratamento de imagens de satélite e elaboração de mosaicos;

- Arcgis v. 9.0 (ESRI Inc. 1999-2004): implementação de bancos de dados georreferenciados, manipulação de imagens e dados vetoriais e geração de mapas temáticos;
- AutoDesk Map 2004 (Autodesk Inc. 1982-2003): Georreferenciamento de dados vetoriais;
- StereoNett v. 2.46: confecção de projeções estereográficas e diagramas de roseta;
- R2V (Able Software Co.): vetorização de mapas e imagens;
- GRASS – *Geographic Resources Analysis Support System* v 5.03 (U.S Army CERL, 1993; Neteler, 1998; Neteler & Mitasova, 2002; GRASS Development Team, 2002): interpolação de dados vetoriais e dados *raster*;
- Programa de Linguagem Estatística R (Ihaka & Gentleman, 1996; Grunsky, 2002; R *Development Core Team*, 2003): reinterpolação e tratamento dos dados SRTM.

5. MÉTODOS

5.1. PESQUISA BIBLIOGRÁFICA

Além do levantamento da literatura referente aos métodos empregados na elaboração do presente estudo, a pesquisa bibliográfica contemplou também o levantamento dos trabalhos sobre a ocorrência das rochas alcalinas nas regiões sul e sudeste do Brasil, trabalhos clássicos de geologia e sobre os aspectos deformacionais e de evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná, trabalhos sobre neotectônica e de determinação dos campos de paleoesforços, bem como de trabalhos com enfoques similares desenvolvidos em outras áreas e trabalhos anteriores sobre a região do Domo de Lages.

Os trabalhos de caráter metodológico foram utilizados para subsidiar os estudos de geoprocessamento, análise morfométrica, análise estrutural, além de trabalhos relacionados com a aplicação destes métodos e que têm os mesmos objetivos da presente investigação.

5.2. LEVANTAMENTOS DE CAMPO

Foram realizadas diversas campanhas de campo entre os anos de 2004 e 2006, que tiveram como objetivo principal o mapeamento geológico e o levantamento de dados estruturais. Nos trabalhos de mapeamento geológico foram utilizadas as técnicas clássicas, incluindo estudos dos afloramentos visitados, realização de seções geológicas, coleta de amostras e obtenção de dados estruturais. Os pontos visitados foram localizados com

equipamento de GPS e integrados a um banco de dados do programa de SIG (Sistemas de Informações Geográficas) juntamente com os dados obtidos em levantamentos anteriores. Dentre os afloramentos visitados, foram escolhidos os mais adequados para análise estrutural.

Os levantamentos estruturais consistiram de coleta de medidas de juntas, falhas (dados pareados plano/estrias), análise dos indicadores cinemáticos, incluindo o de fibras minerais crescidas principalmente em juntas de extensão, e a cartografia de diques e de falhas diversas. Procurou-se na medida do possível hierarquizar as estruturas observadas no campo. Os dados obtidos foram sistematizados em tabelas e tratados posteriormente para geração de diagramas de projeção estereográfica.

5.3. GEOPROCESSAMENTO

5.3.1. Banco de Dados Georeferenciados

Nas etapas iniciais de desenvolvimento do trabalho foi implementado um banco de dados georeferenciados, valendo-se do auxílio de um programa de SIG (Sistemas de Informações Geográficas), visando a sistematização dos dados disponíveis como mapas, fotos e imagens da região de Lages e, posteriormente, dados obtidos nos levantamentos de campo. O programa de computador escolhido para esta tarefa foi o ArcGis, versão 9.0, por ser de fácil utilização e possuir todos os recursos considerados necessários para a elaboração do projeto.

Para implementação do banco foram digitalizadas e georeferenciadas todas as cartas topográficas disponíveis, sendo que a versão vetorizada da Folha Lages na escala 1:100.000 foi obtida diretamente do IBGE. As imagens de satélite e as fotos aéreas foram tratadas no programa ENVI, versão 4.2, sendo também georeferenciadas e adicionadas ao referido banco. A base geológica consistiu do mapa apresentado por Scheibe (1986) e atualizado por Steiner (2004).

Os dados obtidos nas campanhas de campo foram sistematizados em uma tabela, contendo campos específicos que caracterizavam a natureza dos dados obtidos, tais como: coordenadas UTM, formação geológica, data da aquisição, número da campanha de campo, contatos geológicos, presença de falhas e juntas, ocorrências de diques, presença de fibras, fósseis, medidas de acamamento, dentre outras. Alguns destes campos foram criados visando responder perguntas específicas e relevantes para o trabalho como: “Existem falhas no ponto 98?” ou “O ponto 36 apresenta um contato geológico?”. Em seguida, a tabela final foi migrada para a plataforma SIG e, pela maneira como foi projetada, permitiu realizar buscas específicas nos bancos de dados e fazer o cruzamento das informações. A potencialidade de um banco de dados criado neste formato pode ser atestada, avaliando-se a possibilidade de se realizar

buscas cruzadas, tais como: lista-se no mapa somente os pontos onde foram medidos acamamentos na Fm. Teresina no ano de 2005, ou, pede-se para que sejam apresentados somente os afloramentos de rochas alcalinas onde foram observadas falhas.

A implementação do banco de dados, além de integrar as informações, auxiliou na elaboração dos subprodutos, principalmente dos mapas temáticos, na análise morfométrica e dos lineamentos, etc. Cada subproduto gerado foi automaticamente adicionado ao banco, incrementando as informações da área e facilitando a análise conjunta dos dados (Figura 5.1).

Figura 5.1 – Fluxograma do banco de dados em SIG.

5.3.2. Modelo Digital de Elevação

Os modelos digitais de elevação (MDE) consistem de uma malha georreferenciada de pontos contendo a elevação do terreno em cada ponto. Estes pontos podem ser observados na forma de mapas que são geralmente associados a uma escala gradual de cores e que representam as elevações ou em imagens tridimensionais. Os modelos tridimensionais apresentam uma visão semi-realística do terreno e podem ser rotacionados ao longo dos eixos de coordenadas, permitindo observar diversos panoramas do terreno. A possibilidade de se utilizar uma iluminação artificial disposta em azimutes e ângulos diferentes, permite ressaltar feições relevantes da área estudada e a sua caracterização.

O MDE da área estudada foi elaborado a partir da base de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*) disponibilizada gratuitamente (<http://seamless.usgs.gov>) com resolução espacial de 1arcsec (~30m), para a região dos Estados Unidos, e de 3arcsec (~90m), para os outros países do mundo. O projeto SRTM consistiu de um levantamento realizado em cooperação entre a *National Aeronautics and Space Agency* (NASA), o Centro Espacial Alemão (DLR) e a Agência Espacial Italiana (ASI), com o objetivo de rastrear a superfície do planeta obtendo dados precisos de altimetria. A aquisição das informações altimétricas se baseia na interferometria entre dados obtidos de um mesmo ponto na superfície, a partir de duas posições diferentes. Atualmente, os dados pré-processados do projeto SRTM no território nacional podem ser obtidos diretamente no *site* da Embrapa (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>).

A resolução de 90m demonstra-se adequada para as análises regionais, contudo é demasiadamente grosseira para análises mais detalhadas. Como alternativa para aumentar a definição do modelo, Grohmann & Steiner (2006) propuseram o método de reamostragem SDLN (*Short Distance-Low Nugget Kriging*). Esta metodologia, apesar de não aumentar o nível de detalhe do modelo original, proporciona maior coerência angular entre pontos vizinhos de uma superfície e elimina os ruídos inerentes aos dados brutos. O método SDLN consiste basicamente em um ajuste do variograma e de parâmetros de *Krigagem*, considerando os seguintes passos:

1. Modelagem do variograma a partir dos resíduos da superfície de tendência de primeira ordem, o que garante o dado geoestacionário;
2. Deve-se trabalhar somente com a vizinhança imediata do ponto analisado, devida a alta correlação espacial da superfície topográfica;
3. Deve-se adicionar uma variação aleatória muito pequena às coordenadas dos pontos, antes da interpolação;

4. Deve-se usar um valor pequeno do efeito pepita, a fim de evitar uma suavização que altere as características do terreno.

O MDE de Lages foi refeito em 2006, utilizando-se dessas técnicas que permitem um nítido aprimoramento na qualidade do modelo. Apesar da técnica permitir a reamostragem dos dados para resolução de até 30m, a resolução original de 90m foi mantida devido à escala de trabalho e o tamanho significativo da área que incorreria em um custoso trabalho computacional, uma vez que a área precisaria ser dividida em várias partes para o tratamento e reintegração no final do processo.

O novo modelo obtido foi adicionado ao banco de dados SIG, onde foi gerado o MDE tridimensional. A partir do modelo, juntamente com a utilização de técnicas e ferramentas do programa ArcGIS, foram elaborados os mapas morfométricos, mapas de relevo sombreado e demais mapas temáticos.

5.4. LINEAMENTOS

Os lineamentos foram considerados na concepção de O'Leary *et al.* (1976) como sendo feições lineares de uma superfície, mapeável, simples ou composta, cujas partes encontram-se alinhadas de forma reta ou ligeiramente curva e que diferem das feições adjacentes, refletindo provavelmente fenômenos de subsuperfície. Para identificação dos lineamentos da área de estudo seguiu-se os procedimentos propostos por Liu (1987) e Riccomini & Crosta (1988).

A extração dos lineamentos foi realizada a partir de duas bases distintas: uma imagem de satélite, banda pancromática (resolução de 15m), e mapas de relevo sombreados obtidos com diversos iluminantes, a partir do MDE. Os lineamentos identificados nas duas bases foram traçados diretamente no programa de SIG, gerando-se assim, dois mapas distintos. Finalmente, os dados foram integrados para criação de um mapa final, tendo-se o cuidado de remover os lineamentos repetidos, evitando-se assim a distorção estatística.

Para cada um dos mapas foram elaborados diagramas de rosáceas por comprimento e frequência dos lineamentos em intervalos de 10°, utilizando-se de uma ferramenta externa existente para o programa ArcGis.

5.5. MORFOMETRIA

A morfometria ou geomorfometria consiste na caracterização essencialmente quantitativa das formas de terreno, com base na obtenção de diferentes parâmetros numéricos, baseados em dados topográficos e da rede de drenagens. Os parâmetros podem representar,

tamanho, direção, inclinações, elevação, razões de área, densidades relativas etc., a partir dos quais podem ser elaborados mapas, modelos tridimensionais, perfis e análises estatísticas.

A análise de parâmetros e mapas morfométricos permite aos geólogos e geomorfólogos identificar diferentes padrões morfométricos e caracterizar distintas formas de relevo. O tratamento estatístico dos dados permite uma avaliação da área como um todo, enquanto que os mapas permitem analisar a variação espacial destes parâmetros na região estudada. Técnicas de geoprocessamento possibilitam facilmente a interpolação de valores isolados para geração dos mapas e curvas de isovalores que, muitas vezes, facilitam a interpretação dos dados obtidos.

A análise morfométrica representa uma ferramenta ágil para caracterização de uma área estudada e deve anteceder os levantamentos de campo, pois se trata de um instrumento muito útil na sua orientação. A técnica auxilia nos levantamentos geológicos, incluindo trabalhos de mapeamentos básicos, pois muitas vezes as formas de relevo são condicionadas pelos diferentes tipos de rochas aflorantes em uma determinada região (Roldan *et al.* 2006). Ela pode ser aplicada também em trabalhos geológicos específicos como estudos ambientais e de geologia de engenharia, onde as feições geomorfológicas têm um papel fundamental. Contudo, é no estudo tectônico que a análise morfométrica tem se demonstrado uma ferramenta poderosa, pois ela permite inferir o grau de atividade tectônica de uma determinada área (Keller & Pinter 1996).

Sabe-se que as formas de relevo encontram-se geralmente submetidas a um controle tectônico que condiciona os padrões de relevo e as redes de drenagem (Sylvester 1988, Stewart & Hancock 1990 1994, Keller & Pinter 1996, Summerfield 1993, dentre outros). Feições típicas identificáveis na paisagem incluem: deflexões, deslocamento e capturas de drenagens (Figura 5.2), escarpas, alinhamentos de vales, soerguimentos e arqueamentos etc.

Em alguns casos, as formas de relevo refletem a presença de estruturas recentes que muitas vezes não são observadas na superfície ou na escala escolhida para o trabalho de campo (Deffontaines 1989, Rodriguez 1993, Zuchiewicz & Oaks Jr. 1993, Stewart & Hancock 1994, Hiruma & Riccomini 1999), de forma que a análise morfométrica pode orientar na escolha dos melhores locais para os levantamentos de campo e a escala de trabalho a ser empregada.

Na realização deste estudo, foram obtidos os seguintes parâmetros morfométricos: hipsometria, declividade, orientação de vertentes, rugosidade do relevo, gradiente hidráulico, superfícies de base, densidade de lineamentos e de drenagens. Nos três primeiros casos foi possível fazer uma caracterização geral da área. O MDE obtido e a rede de drenagem extraída da Folha Lages (IBGE, escala 1:100.000) serviram de base para obtenção dos diversos mapas e parâmetros. Grande parte dos produtos foi gerada diretamente a partir do programa ArgGis

9.0, com exceção de algumas interpolações (rugosidade e superfície de base) que foram obtidas a partir do programa GRASS 5.03, cujas ferramentas tendem a gerar dados mais fidedignos.

Figura 5.2 – Feições de relevo associadas à movimentação tectônica (modificado de Summerfield 1993).

O mapa hipsométrico consiste na classificação altimétrica do relevo, sendo obtido diretamente do MDE. As classes foram definidas com base na variação topográfica apresentada pela área e optou-se por intervalos de 100 m, cada qual ilustrado com uma cor diferente no mapa, aplicando-se cores mais “quentes” para as áreas mais elevadas. O mapa de declividades determina as inclinações do terreno, que é fornecida em graus e determinada com base no cálculo do ângulo formado entre o vetor que representa o mergulho máximo da célula real e um vetor horizontal de mesma direção. Os valores obtidos foram classificados em intervalos de 4º, sendo que 0º corresponde a uma área horizontal e 90º a uma inclinação vertical. Com relação ao mapa de orientação das vertentes, a determinação dos parâmetros é feita com base na determinação da direção do vetor de máximo mergulho da célula calculada. Os valores são expressos em azimutes (0º a 360º) e o resultado tende a ressaltar as direções das vertentes principais da área de estudo. Neste estudo, as orientações foram classificadas em intervalos de 45º.

O mapa de superfícies de base determina uma superfície hipotética formada pela ligação entre talwegues de drenagens com ordem similar (Filosofov, ver Golts & Rosenthal 1993). Para isso, é necessário inicialmente hierarquizar as ordens de drenagem que, neste caso, foi realizada segundo a proposta de Strahler (1952), ilustrada na figura 5.3. O mapa obtido ignora toda a topografia existente acima da superfície de base, e os contrastes observados no padrão de relevo resultante podem indicar movimentações recentes da crosta

(Filosofov ver Golts & Rosenthal 1993). Segundo Golts & Rosenthal (1993), alguns aspectos devem ser considerados na interpretação do mapa de superfícies de base, a saber:

a) Os desvios acentuados nas linhas de isobase podem corresponder a deslocamentos tectônicos ou mudanças litológicas; b) Um padrão de aproximação das isolinhas pode indicar mergulho acentuado das camadas promovido por flexuras ou falhamentos; c) O afastamento das isolinhas pode refletir mergulhos suaves das camadas relacionados a depressões estruturais; d) As linhas de isobase devem se projetar a montante, pois, caso contrário, podem representar uma subsidência intensa de um segmento do canal.

Figura 5.3 – Hierarquização da rede de drenagem em uma microbacia de quarta ordem (Modificado de Strahler 1952). Os números correspondem a ordem de cada drenagem.

O procedimento de hierarquização de drenagens é realizado automaticamente pelo programa ArcGis, por intermédio de duas rotinas que permitem a extração da rede de drenagem no MDE e a classificação das respectivas ordens. Para elaboração do mapa de isobases foram consideradas as drenagens de segunda e terceira ordem. Tais drenagens foram interpoladas no programa GRASS para geração do mapa.

O mapa de gradiente hidráulico pode revelar anomalias nas características hidráulicas da área que, uma vez relacionadas com lineamentos estruturais, podem separar blocos com feições distintas (Rodriguez 1993). A sua elaboração também depende da hierarquização das drenagens, e a mesma metodologia apresentada para o mapa de isobases, foi empregada. Os valores de gradiente são adimensionais e foram obtidos para cada drenagem, neste caso de segunda ordem. Para isso, utilizou-se de outra rotina no programa ArcGis que atribui o valor automaticamente ao ponto médio da drenagem. Por fim, foi obtido o mapa final através de uma interpolação destes valores, feitas no próprio ArcGis.

O mapa de rugosidade permite uma correlação entre padrões distintos de rugosidade do relevo com eventos tectônicos recentes (Hobson 1972). A rugosidade é calculada com base na razão entre a área real da célula definida e uma célula plana. Portanto, os valores são sempre maiores do que 1 (área plana) e aumentam proporcionalmente com a rugosidade. A rugosidade foi calculada no programa ArcGis, considerando-se vários tamanhos de células variáveis de 500 x 500 m até 2 x 2 Km. O mapa com células de 1 x 1 km foi o que apresentou o melhor resultado.

Os mapas de densidade de drenagem e de lineamentos seguiram procedimentos idênticos. Os valores são obtidos pela razão entre o comprimento total acumulado das drenagens ou lineamentos no interior da célula de cálculo utilizada e a área da célula. Os valores, fornecidos em Km/km², são diretamente proporcionais às densidades obtidas para cada célula. O mapa de densidade de drenagens permite identificar anomalias de alta ou baixa densidade, que pode associar-se com eventos deformacionais recentes (Horton 1945). O mesmo conceito pode ser adotado para o mapa de densidade de lineamentos. Neste estudo, considerou-se malhas quadráticas com células de 2 x 2 km para a densidade de drenagens e de 1 x 1 Km para densidade de lineamentos.

Vários pesquisadores (Zuchiewics 1991, Zuchiewicks & Oaks Jr. 1993, Salvador 1994, Salvador & Riccomini 1995, Jianjun et al. 1997, Hiruma & Riccomini 1999, Hiruma *et al.* 2001, Chiessi 2004, Hartwig 2006) têm utilizado a análise morfométrica em estudos tectônicos e demonstrado que se trata de uma ferramenta fundamental na identificação de feições estruturais e de evidências tectônicas.

5.6. ANÁLISE DAS DRENAGENS

O termo drenagem é definido por Guerra (1993), como sendo uma feição linear negativa, produzida por pelo escoamento da água que modela a topografia de uma região. Suguio & Bigarella (1990) definem o termo dando-lhe uma conotação mais geológica e geomorfológica. Para os autores, drenagem corresponde a uma corrente canalizada ou confinada, incluindo canais sem água em regiões secas que constituem um tronco principal de escoamento. Bacia de drenagem é considerada uma unidade geográfica de captação da água, caracterizada por uma rede de drenagem interconectada e limitada por divisores de água de precipitação, que por fim é drenada para o mar ou oceano (drenagem exorreica), ou então é drenada para uma região no interior do continente como um lago ou uma drenagem de ordem mais elevada (drenagem endorreica).

Uma rede de drenagem pode ser classificada sob diversos aspectos, tais como: densidade de drenagem, grau de controle, sinuosidade, assimetria, grau de continuidade, grau de interação, tropia, padrões, dentre outros. Deffontaines & Chorowicz (1991) relacionam padrão de drenagem com fatores morfológicos que os influenciam, dividindo em três padrões: internos, externos e compostos. Os fatores externos dizem respeito, por exemplo, ao clima e o tipo de solo; os fatores internos estão relacionados com o controle litológico e estrutural (mergulho e direção de camadas, falhas, juntas, foliações etc.); os fatores compostos resultam da combinação dos fatores anteriores, tais como: topografia, variação do nível eustático, fatores hidrológicos e feições palimpsésticas (controle exercido por drenagens antigas). Desta forma, a análise do padrão de drenagem pode consistir de uma boa ferramenta para identificação de estruturas e contatos litológicos.

Os padrões de drenagem básicos são: dendrítico, paralelo, radial, treliça, retangular, anelar, centrípeto e centrífugo (Figura 5.4). O padrão de drenagem paralelo indica geralmente inclinação do terreno, média a forte, principalmente em rochas sedimentares. Os padrões treliça e retangular refletem forte controle estrutural, associando-se em geral com falhas, juntas e foliações. O padrão retangular relaciona-se geralmente com estruturas ortogonais. Por outro lado, os padrões anelar, radial e centrífugo são mais comuns associados com domos ou estruturas dômicas, vulcões, corpos ígneos isolados e estruturas circulares de modo geral. Nas drenagens centrípetas, o padrão pode ser também radial, porém há convergência da drenagem para as áreas deprimidas, como crateras e dolinas.

Cabe salientar que o padrão dendrítico é o mais comum na natureza, e apresenta ramificações irregulares em várias direções, lembrando a forma de uma castanheira ou carvalho. Trata-se de um padrão de drenagem relacionado mais com a homogeneidade das rochas, sendo encontrado tanto em terrenos de rochas ígneas como de rochas sedimentares, não havendo neste caso controle estrutural ou litológico. O padrão dendrítico pode apresentar quatro modificações, a saber: subdendrítico, pinado, distributário e festonado. Os canais podem ser anastomosados, meandantes e entrelaçados. Estas variações são mostradas na figura 5.5.

Um dos aspectos importantes dos padrões de drenagem para estudos estruturais é a relação entre as direções dos respectivos padrões com a estrutura principal da área. Neste caso, as drenagens podem ser: conseqüentes, subseqüentes, reseqüentes, obseqüentes e inseqüentes. As drenagens controladas pelo mergulho das camadas são referidas como conseqüentes, enquanto aquelas que possuem fluxo no sentido contrário ao mergulhos das camadas são denominadas obseqüentes. Drenagens subseqüentes são aquelas que se desenvolvem ao longo de uma linha de fraqueza estrutural (contatos, juntas, falhas, foliações,

etc.), sendo em geral paralelas às estruturas e tendem a apresentar alto grau de assimetria em perfil transversal a seus vales (Lima 2002).

Figura 5.4 – Padrões básicos de drenagem. Extraído de Summerfield (1991).

Figura 5.5 – Variações do padrão de drenagem dendrítico. Segundo Howard 1967 e Almeida 1974), ver Lima (2002).

5.7. ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural da área de estudo se baseou na sistematização, classificação, hierarquização e tratamento dos dados de campo que consistiram, basicamente, de medidas de juntas, falhas (dados pareados plano/estria) e orientação de diques de rochas básicas e alcalinas. A partir destes dados, obtiveram-se projeções estereográficas, para análise dos dados. Os dados foram sobrepostos ao mapa geológico e de lineamentos para facilitar a interpretação e definição do quadro evolutivo estrutural meso-cenozóico da região do domo.

As estruturas observadas são de natureza rúptil, geradas tipicamente em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, respectivamente, entre 0 - 4 kbar e 0 – 300 C°, correspondendo basicamente aos dez primeiros quilômetros da crosta (Ramsay & Huber 1987). Consistem basicamente de estruturas planares com rompimento da rocha afetada, apresentando, ou não, movimentações relativas entre os blocos isolados. O termo fratura pode ser empregado de forma bastante ampla, compreendendo todas as descontinuidades planares

que afetam a rocha como juntas, falhas e veios, podendo, por vezes, ser aplicado para se referir a uma descontinuidade que aparece isoladamente, não correspondendo nem a junta nem a falha (Hasui & Mito 1992).

O processo de ruptura que origina as diversas estruturas rúpteis, depende diretamente das propriedades mecânicas da rocha e das tensões cisalhantes e normais que atuam em um determinado plano investigado. Se considerarmos a relação geométrica entre estas tensões e os tensores principais de esforços ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), aplicados a um plano genérico formando um ângulo máximo θ com σ_1 , leva a uma equação que, quando projetada para apenas duas dimensões, pode ser correlacionada com a equação do círculo. Esta correlação pode ser aplicada ao diagrama de Mohr, onde o eixo da abscissa corresponde à tensão cisalhante e o das ordenadas, à tensão normal. A utilização do diagrama se baseia na construção de um círculo com o centro sobre o eixo das ordenadas, com:

$$\text{centro} \quad \frac{\sigma_1 + \sigma_3}{2} \quad \text{(Equação 5.1);}$$

$$\text{e raio} \quad \frac{\sigma_1 - \sigma_3}{2} \quad \text{(Equação 5.2);}$$

Dado um plano no espaço formando um ângulo θ com σ_1 , as tensões cisalhante e normal podem ser obtidas diretamente nos eixos do diagrama, no ponto de intersecção do círculo com uma reta iniciando no seu centro e formando um ângulo 2θ com o eixo da ordenada (Figura 5.6). O ângulo é medido a partir da origem do diagrama no sentido horário, se positivo, e no sentido anti-horário, quando negativo.

A investigação do comportamento mecânico de uma determina rocha por meio de ensaios de compressão triaxial, induzidas em corpos de prova (Price 1966, Hobbs et al. 1976, Price & Crossgrove 1990, Dunne & Hancock 1994, Davis & Reynolds 1996, Goldstein & Marshak 1998), permite definir os critérios de ruptura. Em situações de esforços puramente compressivos, o critério é dado pela equação de Coulomb apresentada abaixo:

$$\tau = c_0 + \sigma_n \mu \quad \text{(Equação 5.3);}$$

onde τ e σ_n correspondem, respectivamente, às tensões cisalhante e normal, μ consiste no coeficiente de atrito ($\tan \phi$, sendo ϕ o ângulo formado entre as tensões) e c_0 , ao coeficiente de coesão, característica intrínseca da rocha. Esta equação corresponde à equação de uma

reta, que pode ser adicionada ao diagrama de Mohr, definindo a envoltória de ruptura de Mohr-Coulomb ou Navier Coulomb.

Figura 5.6 – Diagrama de Mohr, ilustrando a determinação das tensões normal e cisalhante para um plano formando 55° com o esforço principal máximo (ver explicação no texto). Extraído de Davis & Reynolds (1996).

Anderson (1951) considera a superfície do planeta como um plano principal com tensão cisalhante nula onde dois dos esforços principais são horizontais e o terceiro, por definição, é vertical, perpendicular à superfície. O autor aplicou estas condições ao diagrama de Mohr-Coulomb, considerando um valor típico de coeficiente de atrito de 30° e as combinações possíveis de esforços, e obteve a orientação dos principais tipos de falhas formadas próximas à superfície em função de campos de esforços distintos. O resultado mostra que as falhas normais se formam com σ_1 na vertical, ortogonais ao σ_3 e tendem a apresentar um mergulho de 60°; as falhas inversas mergulham caracteristicamente 30° e apresentam σ_1 horizontal e σ_3 vertical, em posição ortogonal; as falhas transcorrentes apresentam σ_1 e σ_3 com disposição horizontal e σ_2 vertical ou com tendência subvertical (Figura 5.7).

O diagrama de Mohr-Coulomb prevê muito bem o comportamento das rochas quando os esforços principais são compressivos, porém, quando um ou mais esforços principais são trativos, a equação não corresponde corretamente aos resultados experimentais. A determinação deste comportamento distinto da rocha no campo trativo do diagrama foi obtida inicialmente de forma empírica e, posteriormente, equacionada por Griffith. A chamada Lei de Griffith é representada pela equação:

$$\tau = \sqrt{4T_0\sigma_n - 4T_0^2} \quad \text{(Equação 5.4);}$$

onde τ e σ_n correspondem, respectivamente, às tensões cisalhante e normal e T_0 ao coeficiente trativo, propriedade intrínseca de cada material. Esta equação define uma envoltória de ruptura parabólica para o campo distensivo no diagrama de Mohr-Coulomb. O diagrama final (Mohr-Coulomb-Griffth) apresenta uma nova envoltória que contempla os critérios de ruptura para os campos, compressivo, transicional e trativo. A visualização do comportamento das rochas submetidas a esforços trativos é importante para o entendimento das estruturas rúpteis mais abundantes da natureza, as juntas.

Figura 5.7 – Ilustração dos três principais tipos de falhas: a) falhas normais; b) falhas inversas ou reversas; c) falhas transcorrentes. Segundo Anderson (1951), o ângulo 2θ apresenta geralmente 60° . Extraído e modificado de Vialon et al. (1976).

A junta consiste de uma fratura que não apresenta preenchimento ou movimentação relativa identificável na escala de observação no campo (Hancock 1985, Dunne & Hancock 1994). Ela raramente ocorre isolada, sendo mais comum a presença de famílias de juntas paralelas a subparalelas, podendo apresentar uma pequena dispersão angular geralmente inferior a 10° . Segundo Dunne & Hancock (1994), se o ângulo de dispersão for maior que este valor, o conjunto pode conter mais de uma família de juntas. Quando mais de uma família de juntas se entrecruzam, o conjunto passa a se constituir um sistema de juntas (Hobbs et al. 1976, Ramsay & Huber 1987, Hasui & Mito 1992, Ghosh 1993). São vários os critérios de classificação de juntas: geometria e arquitetura (Price 1966, Hancock 1985, Ramsay e Huber 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Hancock 1994), características genéticas, dimensões, espaçamento etc.

Com relação à geometria e arquitetura, as juntas podem ser classificadas em três tipos: sistemáticas, não sistemáticas e conjugadas. Juntas sistemáticas são aquelas que apresentam geometria tipicamente planar ou aproximadamente planar, sendo penetrativas e encontram-se regularmente orientadas (Figura 5.8). A sua formação está geralmente ligada com um regime de esforços tipicamente tectônico (profundo). As juntas não penetrativas, com superfícies irregulares, descontínuas e com ocorrências restritas e aleatórias, constituem juntas não-sistemáticas, provavelmente de origem superficial. Quando elas se apresentam interconectadas com uma família de juntas sistemáticas, formando um ângulo de 90° , são denominadas juntas cruzadas (*cross-joints*).

Em alguns casos, um sistema de juntas sistemáticas pode corresponder, na realidade, a duas famílias contemporâneas, compondo um sistema de juntas conjugadas. Estas juntas são geradas a partir de um mesmo regime de esforços, e formam entre si um ângulo 2θ . Como analisado anteriormente, esta relação é dada pelos critérios de ruptura, e de acordo com os tensores de esforços atuantes podem ser formados três tipos de juntas: extensão ou trativas, cisalhamento e híbridas. As primeiras formam geralmente uma única família de juntas, enquanto as últimas tendem a formar sistemas conjugados.

Figura 5.8 – Classificação geométrica de juntas. Extraído e modificado de Dunne & Hancock (1994).

As juntas de extensão são formadas quando o círculo de Mohr correspondente está no domínio distensivo do diagrama, ou seja, σ_3 é sempre negativo e os outros tensores são nulos, negativos ou ligeiramente positivos. Nesta situação, o círculo toca a envoltória parabólica e o ângulo 2θ é zero ou muito pequeno, determinando um forte paralelismo nas juntas formadas. Em outro extremo, as juntas de cisalhamento são formadas com σ_1 sempre positivos com os outros tensores e apresenta valores nulos, negativos ou positivos, e o ângulo 2θ é normalmente maior que 50° . Juntas híbridas compõem uma condição intermediária com σ_1

necessariamente positivo e σ_3 negativo, com o ângulo 2θ apresentando neste caso, valores entre 10 e 50°. A representação deste tipo de junta em diagrama de Mohr é mostrada na figura 5.9, enquanto a sua relação com os esforços principais pode ser visualizada na figura 5.10. Em alguns casos, juntas híbridas e de extensão podem ser formadas ao mesmo tempo e o resultado é um espectro de juntas com uma dispersão segundo um ângulo 2θ (Figura 5.11). Para Dunne & Hancock (1994), a posição do esforço responsável pela sua formação é compatível com σ_1 localizado na bissetriz aguda do espectro e σ_3 , na bissetriz obtusa.

Figura 5.9 – Diagrama de Mohr com a envoltória de ruptura. Os três círculos tracejados representam: juntas de extensão (a), juntas híbridas e (b) juntas de cisalhamento (c). (Extraído e modificado de Hartwig (2006), ver Price & Cosgrove (1990).

Figura 5.10 – Bloco diagrama com a relação entre as juntas e os esforços principais. (Modificado de Dunne & Hancock, 1994).

Figura 5.11 – Geometria de espectro de juntas híbridas e de extensão. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Um outro sistema de juntas conjugadas, mais raro de ser observado na natureza, é o padrão *grid-lock* (Figura 5.12). Trata-se de um sistema de juntas de extensão ortogonais entre si e, portanto, inconsistente com a análise de ruptura apresentada. Caputo (1995) atribui a formação deste tipo de junta a um campo de esforços com σ_1 vertical e uma constante inversão dos tensores σ_2 e σ_3 , distensivos, e com magnitudes similares.

Figura 5.12 – Padrão de juntas de extensão ortogonal (*grid-lock*). Modificado de Dunne & Hancock (1994).

A utilização de juntas na definição das paleotensões requer inicialmente a hierarquização das diferentes famílias e sistemas. Hancock (1995) propõe alguns critérios que permitem a individualização de classes genéticas de juntas. A proposta é ilustrada na figura 5.13, porém o autor ressalta que estes critérios não devem ser utilizados individualmente.

Figura 5.13 – Critérios para classificação genética de juntas. A) Estruturas plumosas que indicam o sentido de abertura do plano; B) paralelismo em relação a um indicador cinemático, sugerindo uma origem comum; C) simetria em relação a um indicador cinemático, indicando também uma origem concomitante; D) Continuidade e paralelismo em relação a um indicador cinemático; E) Arquitetura do sistema de juntas; F) relação do ângulo 2θ , sugerindo a orientação de esforço responsável pela sua geração: (i) juntas de extensão, (ii) juntas híbridas, (iii) juntas de cisalhamento; G) simetria em relação a dobra; F) refração das juntas em contatos litológicos, sugerindo contemporaneidade entre elas, porém com atitudes distintas. Extraído de Hartwig (2006, ver Dunne & Hancock 1994).

Em algumas situações, as juntas se encontram preenchidas por veios que apresentam crescimento de minerais fibrosos ou não. Estas feições podem indicar o sentido de deslocamento relativo entre os blocos durante a formação da estrutura. Os minerais fibrosos tendem a apresentar um crescimento concordante com a direção de abertura do plano. A interpretação da movimentação depende do sentido do crescimento e pode ser de dois tipos:

sintaxial, quando o crescimento ocorre do centro para as bordas, e antitaxial, quando o crescimento se dá no sentido contrário, das bordas para o centro.

A caracterização da seqüência relativa de formação das juntas é outra informação importante para a definição dos campos de paleotensões. Price & Cosgrove (1990) propõem que as juntas mais extensas tendem a ser mais antigas do que as juntas menores, embora este não seja um critério muito confiável. A relação de corte, entre um ou mais sistemas de juntas, permite definir a seqüência relativa com maior confiabilidade (Price & Cosgrove 1990, Dunne e Hancock 1994). São relacionados abaixo (Figura 5.14) alguns dos critérios que permitem definir a relação de corte entre as juntas.

Figura 5.14 – Critérios para definição da seqüência relativa de juntas. A) Junta deslocada por falha mais jovem; B) Junta mais jovem truncada por junta mais antiga; C) pequenos traços de juntas antigas e seladas atravessadas por junta mais jovem com longo traço; D) Juntas com orientações distintas que se cortam mutuamente. Neste caso é possível afirmar a seqüência relativa de idade entre elas. Extraído e Modificado de Hartwig (2006), ver Dunne & Hancock (1994).

A utilização da análise de juntas como indicadores de paleotensões tem sido sugerida por diversos autores (Engelder & Gêiser 1980, Hancock & Engelder 1989, Caputo 1991, Gross & Engelder 1991, Riccomini 1995a, Hiruma 1999, Hiruma 2001, Ferrari 2001, Chiessi 2004, Hartwig 2006, dentre outros).

A análise de falhas como indicadores tectônicos é comumente empregada em trabalhos de geologia estrutural e na determinação de paleoesforços.

Uma falha consiste de uma estrutura geralmente planar onde é possível reconhecer o movimento entre os blocos. O movimento se dá através do cisalhamento paralelo ao plano de ruptura. Em função do sentido de deslocamento, as falhas podem ser classificadas como normais, inversas ou reversas, oblíquas e transcorrentes. Mais de um tipo de falha pode ser formado pela atuação de um mesmo campo de esforços. É essencial para determinação correta do quadro tectônico evolutivo da área estudada. Para isto, deve-se fazer a correta hierarquização temporal dessas estruturas, valendo-se das relações de corte entre elas, truncamentos e incompatibilidade das tensões.

A indicação do movimento relativo entre os blocos é possível a partir do uso de indicadores cinemáticos, tais como: deslocamento de marcadores estratigráficos, dobras de

arrasto, além dos critérios apresentados por Petit (1987) e Angelier (1994). Os critérios sugeridos por Angelier (1994) acham-se representados na figura 5.15. O autor atribui um conceito de confiabilidade associada a cada tipo de indicador sugerido, que varia de 70 a 100%.

Figura 5.15 – Critérios para determinação de cinemática de falhas. São apresentados exemplos de falhas normais com feições características impressas no plano de falha. 1) Crescimento de minerais neoformados, que indica o sentido do deslocamento (100% Confiável); 2) Marcas de Objetos tectônicos (85% confiável); 3) Falhas sintéticas (R), formando geralmente ângulos de 5 a 25° com o plano principal (75% confiável); 4) Planos de Falhas antitéticos (R') forma cerca de 75° com o plano de falha (75% confiável); 5) Facetas polidas e rugosas em geral perpendiculares à direção de movimento (80%); 6) Tension Gashes (planos T de Riedel), geralmente perpendiculares às estrias formando um ângulo de 30 – 50° com plano de falha (70% confiáveis); 7) Picos ou lineações estilolíticas, formadas por dissolução durante a fricção, geralmente associadas a rochas carbonáticas (100%); 8) Marcas parabólicas em forma de meia lua com concavidade voltada para o sentido do movimento, geralmente formadas em superfícies polidas; 9) Vesículas Deformadas em Derrames, a deformação se dá com a formação de cornijas na direção do movimento. Segundo Angelier (1994).

Dois dos critérios apresentados (R e R') implicam na identificação de estruturas secundárias associadas ao plano de falha principal. Estas estruturas foram descritas por Ridel (1929) a partir de modelagem experimental em blocos de calcário e considera uma situação

que envolve mecanismos de cisalhamento simples transcorrente, com um binário de forças associado. Posteriormente, foram realizadas novas modelagens em caixas de argila e areia, cujos resultados foram compatíveis com o modelo previsto por Riedel (Emmons 1969, Tchalenko 1970, Harding 1973, Wilcox *et al.* 1973, Mellor 1992, Zalán 1986, Sylvester 1988).

O modelo de Riedel para estruturas associadas a zonas de cisalhamento direcionais é ilustrado pelas figuras 5.16 e 5.17. As estruturas descritas são geradas de acordo com a progressão da deformação. São geradas inicialmente falhas sintéticas ao movimento da falha principal (estruturas R) formando um ângulo inicial de 12 a 16° que, devido ao progresso da deformação, sofrem rotação e tendem a se paralelizar com a direção do binário, formando no final do experimento um ângulo ao redor de 4°. Tchalenko (1970) observou também a formação de estruturas antitéticas formando um ângulo de 78° com a falha principal. Com a progressão da deformação foram geradas estruturas sintéticas P, orientadas de forma simétrica às estruturas R, formando um valor um pequeno ângulo com a direção de cisalhamento principal. Logo no início do experimento são formadas estruturas denominadas T (extensionais), porém estas estruturas tendem a ser destruídas com o progresso da deformação. Finalmente, as estruturas Y, paralelas ao binário, são formadas somente no final, mediante altas taxas de deformação. Outras estruturas podem ser formadas como falhas normais, inversas e transcorrentes, e dobras *en échelon*. Uma ilustração das estruturas secundárias em uma zona de cisalhamento é apresentada por Sylvester (1998) (Figura 5.18).

Com base no modelo de Riedel, Petit (1987) propôs critérios adicionais para determinação cinemática de falhas segundo um regime de cisalhamento simples. Tais critérios contemplam a intersecção das estruturas P, T e R com o plano da falha principal (Figura 5.19).

Após a análise geométrica e cinemática das falhas, os dados obtidos podem ser invertidos para determinação dos paleotensores atuantes na época de geração destas estruturas. Os principais métodos empregados para este fim são os métodos de Arthaud (1969) e Angelier & Mechler (1997). O método de Arthaud (Figura 5.20) consiste na determinação através de projeção estereográfica de um plano auxiliar (plano M) perpendicular aos planos de falha e contendo as estrias. Os pólos desses planos auxiliares devem formar uma guirlanda que define um novo plano contendo os eixos principais Y (elongação intermediária) e Z (elongação mínima) do elipsóide de deformação. O pólo desta guirlanda corresponde o eixo X (elongação máxima) do referido elipsóide.

Figura 5.16 – Ilustração das estruturas secundárias previstas no modelo de Riedel e suas relações com os tensores de esforços em um contexto de binário destal. Extraído de Petit (1987)

Figura 5.17 – Modelo de Riedel, mostrando a elipse de deformação e demais estruturas associadas. Extraído e modificado de Zalán (1986).

Figura 5.18 – Orientação das estruturas no modelo de Riedel mostrando o arranjo em échelon em uma zona de cisalhamento com movimentação destal. Segundo Sylvester 1988.

Figura 5.19 – Critérios de indicadores cinmáticos com base no modelo de Riedel, segundo Petit (1987).

Figura 5.20 – Ilustração do Método de Arthaud (ver explicação no texto). Extraído de Carneiro (1996).

O método de Angelier & Mechler (1997), também conhecido como método dos diedros retos, pressupõe que para um determinado campo de tensões as estruturas extensionais se posicionam no diedro relacionado ao σ_3 , enquanto as estruturas compressoriais se situam no outro diedro relacionado com o σ_1 . Os diedros são determinados através de um plano auxiliar imaginário, posicionado perpendicularmente ao plano de falha e as estrias. Os digramas com a definição das tensões máximas e mínimas, obtidos para cada falha, são superpostos em um único diagrama e obtém-se maior refinamento do resultado à medida que se adicionam mais dados. Ao final das operações, determinam-se os eixos de tensões principais que melhor contemplam a cinemática das falhas analisadas (Figura 5.21).

Figura 5.21 – Método dos Diedros Retos. A) Plano de Falha (F) com a localização dos esforços compressivos (P) e distensivos (T); B) Projeção estereográfica representando os diedros compressivos e distensivos; C) Superposição dos diagramas indicando áreas totalmente compressivas (preto), distensivas (branco) e intermediárias (cinza). Modificado de Ferrari (2001), segundo Angelier & Mechler (1977).

5.8. TECTÔNICA ASSOCIADA À COLOCAÇÃO DE CORPOS ÍGNEOS TABULARES

O estudo de intrusões permite conhecer melhor a tectônica associada à colocação de corpos ígneos. Embora alguns fatores físicos como gradiente e condutividade térmica, contraste de densidade com a encaixante e viscosidade contribuam para a forma final do corpo, o cenário de esforços existentes no momento de seu alojamento é um fator de extrema importância, influenciando diretamente na geometria do corpo.

Os corpos ígneos intrusivos podem ser classificados pelo tamanho, forma e pela sua relação geométrica com a rocha encaixante. Em termos de tamanho, uma intrusão pode variar desde diques (microdiques) com menos de 1 cm até grandes batólitos com centenas a milhares de Km^2 de exposição (Tabela 5.1). Os corpos podem apresentar formas irregulares ou tabulares, e, neste último caso, podem ser concordantes ou discordantes.

Corpos Maiores	Concordantes	Tabulares
Batólitos (>100 Km ² de área de exposição)	Não	Não
<i>Stocks</i> (<100 Km ² de área de exposição e nenhuma das dimensões apresenta comprimento > 10 Km)	Não	Não
Corpos Menores		
Diques	Não	Sim
<i>Necks</i> Vulcânicos	Não	Não
<i>Sills</i>	Sim	Sim
<i>Lacólitos, facólitos e lopólitos</i>	Sim	Não

Tabela 5-1 – Classificação dos corpos ígneos com relação ao tamanho.

A definição de concordância está ligada à estrutura da rocha encaixante, de tal forma que os corpos discordantes cortam ortogonal ou obliquamente a estrutura. Os corpos tabulares discordantes são denominados diques e os concordantes, soleiras ou *sills*. Fazem parte ainda desta classificação os lacólitos, facólitos e lopólitos que, apesar de não apresentarem formas estritamente tabulares, são concordantes com as encaixantes (figura 5.22).

Os diques são corpos ígneos tabulares, discordantes, de espessura variável e com relação comprimento/espessura geralmente maiores que 100:1 (Rickwood 1990), apresentando em geral mergulhos altos. Estes corpos podem ocorrer de forma isolada ou então associados e correlacionados geograficamente, sendo neste caso denominados enxame de diques. Os enxames de diques ocorrem principalmente (desde que exista disponibilidade de magma) em regiões que sofreram um intenso tectonismo associado a um regime extensional ou então associados ao soerguimento induzido por processos térmicos.

A colocação de um *sill* implica sempre em pressão efetiva suficiente para elevar toda a camada de rocha sobrejacente à intrusão. Este fato justifica a razão dos *sills* apresentarem uma tendência maior de se alojarem em níveis mais rasos da crosta, enquanto que os diques podem ocorrer tanto em níveis crustais rasos como em níveis profundos.

Existem basicamente quatro mecanismos para a colocação de magmas na crosta, que podem ser classificados em dois grupos: ativos e passivos. Os mecanismos passivos são conhecidos como *stopping* (Figura 5.23.C) e fusão e assimilação (Figura 5.23.D). O mecanismo de *stopping* consiste na ascensão do magma pela remoção de blocos da rocha encaixante, enquanto que no mecanismo de fusão e assimilação há a ascensão do magma na crosta que promove a fusão e incorporação da rocha encaixante.

Os mecanismos de colocação passiva não são de muito interesse da geologia estrutural, uma vez que os esforços e as estruturas preexistentes não apresentam maior relevância dentro do mecanismo. Os métodos ativos são denominados: injeção permitida que

ocorre sob ação de esforços trativos (Figura 5.23.A) e injeção forçada, como diz o próprio nome, quando o magma força a passagem pela rocha encaixante (Figura 5.23.B). Ambos os casos são de interesse da geologia estrutural, porém a injeção permitida tem um papel mais importante na colocação de corpos tabulares, enquanto que a injeção forçada é predominante nas grandes intrusões, condição em que ela é suficientemente capaz de produzir seu próprio campo de esforço.

Figura 5.22 – Geometria de corpos ígneos tabulares.

O estudo da colocação dos corpos ígneos é de grande importância para a geologia estrutural. A análise geométrica de intrusões permite identificar o possível campo de esforço atuante no momento da intrusão ou, ainda, a partir da resposta da rocha encaixante pode-se fazer inferências sobre o nível crustal e a pressão do magma durante o processo. As relações entre os esforços principais máximo (σ_1) e mínimos (σ_3) definem diretamente se uma intrusão se dará como um *sill* ou um dique. Particularmente, no caso dos diques, o seu posicionamento é em geral perpendicular ao menor tensor de esforços σ_3 (Anderson 1951, Zoback *et al.* 1989, Zoback 1992), como ilustrado na figura 5.24.

A colocação de diques na crosta pode-se dar de forma permitida ou forçada. A colocação é dita permitida, quando a percolação do magma ocorre através do aproveitamento de estruturas preexistentes (falhas fraturas, foliações etc.). Como as estruturas abertas são raras em níveis inferiores da crosta, a colocação, estritamente permitida, é restrita aos níveis superiores da crosta.

Figura 5.23 – Mecanismos de colocação de corpos ígneos (Modificado de Park, 1989)

Figura 5.24 – Relação geométrica dos diques em relação aos tensores de esforços (Modificado de Park, 1989).

De forma geral, pode-se afirmar que há sempre uma componente de injeção forçada na colocação dos diques, que se deve ao mecanismo de fraturamento hidráulico. Uma solução dos esforços é apresentada por Inglis (1913, ver Pollard 1987) em uma placa elástica contendo um buraco elíptico. É proposto que a tração nas extremidades do eixo maior (ponto A, Figura 5.25) é o maior esforço atuante, sendo marcante a razão com que esse esforço decresce com o afastamento, de tal forma que a tração nesse ponto pode chegar a ser 2001 vezes a tração média quando a relação $a/b = 1000$. Neste caso, a elipse aparecerá como uma fina fratura e uma pequena tração aplicada à placa acarretará em uma tração suficiente nas extremidades para iniciar o “rasgo” no material.

Segundo Pollard (1987), o avanço do magma se dá, na maioria das vezes, com uma geometria elíptica ou em cunha, deformando elasticamente as encaixantes, segundo a seguinte condição:

$$P_m > \sigma_3 + T \quad \text{(Equação 5.5);}$$

onde P_m é a pressão do magma, σ_3 é o esforço principal mínimo e T é a resistência da rocha à tração. Decompondo-se a equação para os esforços horizontais, tem-se:

$$P_m > \sigma_x + T_{\perp} \quad \text{(Equação 5.6);}$$

onde σ_x é o menor esforço na horizontal e $T_{\perp}$ é a resistência à tração, na direção perpendicular à estrutura preexistente. Esta relação de esforços define a direção de propagação do dique na crosta e a geração de fraturas paralelas junto às proximidades da intrusão.

Figura 5.25 – Solução apresentada por Inglis (1913 ver Pollard 1987). O esforço σ^r_1 é a tração regional e σ^a_{11} é o esforço no ponto A.

Na maior parte dos casos, o esforço mínimo, orientado perpendicularmente à direção do dique, encontra-se na mesma direção do tensor regional mínimo σ_3 . Contudo, a utilização dos diques para definir a posição dos esforços atuantes no momento da intrusão pode ser usada desde que de forma criteriosa, particularmente no caso de intrusão permitida, onde há uma tendência muito grande em aproveitar as estruturas preexistentes. Segundo Zoback (1992), quanto mais superficial for à intrusão, maior será essa tendência. Porém, para que ocorra o aproveitamento de uma determinada direção de estrutura, a análise do círculo de Mohr em duas dimensões mostra que o ângulo formado entre esta direção e o esforço mínimo (σ_3) não deve ser muito diferente de 90° (Delaney *et al.* 1986). Uma exceção ocorre quando os esforços principais máximo (σ_1) e intermediário (σ_2) apresentarem valores muito próximos ao de σ_3 , condição em que praticamente qualquer direção pode ser aproveitada e o controle da propagação do dique fica na dependência da estrutura da rocha encaixante.

De acordo com a relação entre os tensores, a intrusão pode ocorrer em um regime híbrido com uma componente trativa e outra cisalhante. Neste caso pode ocorrer diques curvos, inclinados ou arranjados *en echelon* (Figura 5.26). Tais diques podem ser ainda vinculados a regime de cisalhamento simples (Tchalenko 1970, Zalán 1986). Nicholson & Pollard (1985) apresentaram algumas feições retilíneas e curvilíneas encontradas nas borda de diques dispostos *en echelon*, vistas em planta na figura 5.27 As feições seriam produzidas pela coalescência de estruturas preexistentes, durante o processo de dilatação cujo eixo estaria próximo do tensor principal mínimo (σ_3).

Figura 5.26 – Arranjo de diques em echelon, com a direção de esforços (Modificado de Park, 1989).

Figura 5.27 – Feições encontradas nas bordas de diques escalonados em echelon. (A) Morfologia retilínea. (B) Morfologia curvilínea. Modificado de Nicholson & Pollard (1985).

A mudança nos tensores principais através da crosta, além de outras variáveis como anisotropia da resistência à tração, pode levar um dique a se transformar em um *sill*. A figura 5.28 ilustra uma variação vertical no quadro de esforços causando uma mudança no tipo da intrusão.

Figura 5.28 – Mudança no tipo da intrusão devido a uma variação vertical no campo de esforços. (Modificado de Park, 1989).

A condição de esforços para a intrusão de um *sill* é dada pela relação:

$$P_m > \sigma_z + T // \quad \text{(Equação 5.7);}$$

Onde $T //$ é a resistência da rocha à tração na direção paralela a estrutura preexistente e σ_z é o esforço vertical. A figura 5.29 ilustra uma situação com σ_3 na vertical.

Figura 5.29 – Orientação geral de um sill em relação aos tensores de esforços. (Modificado de Park, 1989).

A análise de intrusões de corpos ígneos tem sido usada em estudos de geologia estrutural. Particularmente, a metodologia do uso de diques como indicadores tectônicos, tem sido aplicada com sucesso por diversos autores (Zoback *et al.* 1989, Zoback 1992, Geoffroy *et al.* 1993, Ferrari 2001, Chiessi 2004, Hartwig 2006, entre outros).

6. APRESENTAÇÃO DOS RESULTADOS

6.1. ANÁLISE DE DRENAGENS

A análise da rede de drenagem realizada na região do domo de Lages consistiu basicamente na determinação dos principais divisores de águas, delimitação das bacias de drenagens, identificação dos padrões de drenagem, análise entre a disposição de seus cursos e relação com o acamamento das rochas sedimentares.

6.1.1. Resultados Obtidos

Inicialmente foram delineados os grandes divisores de água existentes na região. Esta análise levou a identificação de duas bacias de drenagens principais: Bacia do Rio Caveiras e Bacia do Rio Canoas (Figura 6.1). A Bacia do Rio Caveiras (BRCA) situa-se na porção sul-sudeste da área, limitada a norte pela Bacia do Rio Canoas (BRCN) e a sul pela escarpa do Planalto Serra Geral, sendo que a leste e a oeste a bacia se estende para além dos limites da área estudada. Esta apresenta uma forma grosseiramente trapezoidal com tendência triangular. A BRCN encontra-se na porção norte-nordeste da área, sendo limitada a sul pela Bacia do Rio Caveiras. A bacia, na sua parte norte, extrapola os limites da área estudada. No seu extremo nordeste, aparece outra bacia, porém de abrangência mais restrita. Nesta região, a BRCN possui uma configuração retangular, com arestas irregulares, alinhadas na direção NW-SE.

O divisor de águas das duas bacias possui direção NW-SE e tende para E-W à medida que avança para sudeste. Esta direção coincide também com o limite nordeste da BRCN. Vale ressaltar que, apesar dos expressivos meandros formados pelo rio Canoas, constata-se que o seu vale é controlado por um grande lineamento regional orientado nesta mesma direção.

A análise dos padrões de drenagem das duas bacias hidrográficas sugere controle estrutural influenciado pelos corpos alcalinos da região. O padrão de drenagem da BRCN é predominantemente dendrítico, ocorrendo também domínios com bifurcações de drenagens formando ângulo agudo geralmente pequeno com os troncos principais, configurando-se como padrão de drenagem mais próximo ao do tipo paralelo (Figura 6.2). Este padrão possui geometria predominantemente retilínea e secundariamente meândrica. O padrão dendrítico apresenta variações entre subdendrítico e, mais raramente, pinado. De forma isolada, aparecem ainda padrão paralelo, anelar e radial centrífugo, sendo os dois últimos associados direta ou indiretamente com a presença de corpos alcalinos (figuras 6.2.B, 6.2.C e 6.2.D). Destaca-se ainda a marcante assimetria apresentada pelo Rio Canoas no extremo nordeste da

área (figura 6.2.A). A figura 6.2.E mostra a mudança de direção de algumas drenagens paralelas que são ligeiramente deslocadas para noroeste.

Figura 6.1 – Bacias hidrográficas na região do Domo de Lages.

Figura 6.2 – Padrões de drenagem da Bacia do Rio Canoas. A) Feição de assimetria no vale do rio homônimo; B) Padrão radial centrífugo diretamente associado à intrusão alcalina; C) Padrão paralelo e anelar, indiretamente ligado a intrusões de fonólito e diabásio próximas; D) Padrão anelar e radial centrífugo diretamente associado com intrusão alcalina; E) Mudanças alinhadas na direção das drenagens.

O mesmo tipo de análise realizada na BRCA mostrou a predominância de um padrão dendrítico, com destaque para o padrão subdendrítico (Figura 6.3.A). Esta bacia, em relação à BRCN, mostra um número menor de bifurcações e ângulos menos agudos com os canais de ordem superior. Localmente, os ângulos tornam-se próximos de 90° e formam padrões subparalelos. Observa-se no extremo sudoeste da bacia um domínio com padrão em treliça orientado na direção ENE-WSW (Figura 6.3.B). Da mesma forma que o Rio Canoas, o Rio Caveiras apresenta em seção transversal uma forma moderadamente assimétrica (figura 6.3.C).

Figura 6.3 – Padrões de drenagem da Bacia do Rio Caveiras. A) Braços da represa do Rio Caveiras apresentando formas retilíneas predominantemente orientadas na direção NE-SW; B) Pequeno fragmento de drenagem no extremo sudoeste da área, com padrão treliça alinhado segundo direção ENE-WSW; C) Assimetria moderada apresentada pelo vale do Rio Caveiras.

Com base nos acamamentos medidos em campo e lançados em mapa nota-se uma clara relação entre a direção principal de fluxo da rede de drenagem e o mergulho das camadas das rochas sedimentares (Figura 6.4). O resultado mostra o predomínio de drenagens consequentes e obsequentes. Em alguns domínios, a drenagem apresenta direção de fluxo paralela à direção do acamamento (drenagem subsequente).

De maneira restrita no extremo sudeste da área a drenagem encontra-se nas porções elevadas do Planalto Serra Geral e corre no reverso da escarpa, sem controle estrutural aparente (drenagem insequente).

Figura 6.4 – Mapa da relação da drenagem com o acamamento.

6.1.2. Discussão dos Resultados

A análise da rede de drenagem da área do Domo de Lages permitiu identificar duas bacias principais de drenagens: a Bacia do Rio Canoas (BRCN) e a Bacia do Rio Caveiras (BRCA). Os padrões de drenagens observados são predominantemente dendríticos, havendo porém diferenças principalmente no tocante ao número de bifurcações apresentadas pelos canais principais e no ângulo que eles formam com os tributários. Na BRCN, o número de bifurcações é maior e os ângulos tendem a ser mais agudo. Estas diferenças devem estar associadas principalmente às mudanças litológicas, pois no caso da BRCA as drenagens correm dominantemente sobre os basaltos da Formação Serra Geral, enquanto na BRCN elas correm principalmente sobre rochas sedimentares da Bacia do Paraná.

Na BRCN foram identificados padrões associados direta ou indiretamente com as intrusões alcalinas e de diabásios. Na extremidade sudoeste da BRCA aparece um domínio com padrão de drenagem em treliça, associado provavelmente à presença de estruturas co orientação ENE-WSW. Como será visto adiante, esta feição coincide com um dos grandes lineamentos que corta a área.

Em geral predominam drenagens consequentes e obsequentes, em detrimento às drenagens subsequentes e Insequentes. Cabe ressaltar que os divisores de águas da BRCN apresentam direções bem marcadas NW-SE, coincidentes com o grande lineamento do Rio Canoas. Nesse sentido, foram também observados pequenos deslocamentos de canais ao redor de N-S para NW. O divisor de águas da BRCA apresenta ainda uma direção bem marcada NE-SW, sendo uma outra direção muito comum identificada neste trabalho.

Estas direções, principalmente NW-SE, sugerem condicionamentos estruturais associados provavelmente a abatimentos e basculamentos de blocos, bem como elas devem ter influenciado nas relações entre o acamamento e a rede de drenagens.

6.2. MODELO DIGITAL DE ELEVAÇÃO (MDE)

O modelo digital de elevação numérico, obtido a partir do tratamento dos dados SRTM foram migrados para a ferramenta Arcscene do pacote ArcGis 9.0, para geração de vistas tridimensionais da área de estudo. Foram escolhidas duas direções e ângulos de observação que permitiram a caracterização das principais feições geomórficas do terreno.

6.2.1. Resultados Obtidos

As duas vistas tridimensionais elaboradas, apresentadas nas figuras 6.5 e 6.6, destacam o grande contraste do relevo existente entre a porção sul da área, referente à borda do Planalto Serra Geral, e o restante da área caracterizada pelo Planalto de Lages. A linha divisória entre estas duas unidades geomorfológicas apresenta uma direção próxima de ENE-WSW. O Planalto Serra Geral é caracterizado pela ocorrência dos Basaltos da formação homônima, situando-se centenas de metros acima do outro planalto. Destaca-se a superfície aplainada no reverso da serra com caimento suave para sudoeste e baixos valores de declividade e rugosidade, em contraste com o seu fronte onde a superfície encontra-se mais dissecada e apresenta maiores valores de declividade e rugosidade. As principais elevações são o Morro Grande, o Morro da Pedra Branca e o Morro do Mirante, ponto culminante da área com cerca de 1600m.

O Planalto de Lages se apresenta como uma área intensamente aplainada, associada, principalmente, à ocorrência das rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Os valores de declividade e rugosidade são baixos e o caimento da superfície é muito suave com tendência para norte e nordeste. Em meio a esta superfície destaca-se a porção oeste do planalto, relativamente mais elevada, também associada à Formação Serra Geral, porém em cotas inferior a do Planalto Serra Geral. Ocorrem ainda morros isolados, testemunhos dos eventos erosivos que aplainaram a região (Morro do Amola Faca, Morro do Tributo, Cerro Alto, Morro da Casa de Pedra etc.). Estas elevações correspondem principalmente às ocorrências isoladas de rochas alcalinas e rochas sedimentares afetadas pelos soerguimentos ocorridos durante a intrusão.

O MDE ressalta ainda a presença de marcantes lineamentos, dispostos em várias direções. No presente estudo, estes lineamentos foram alvos de uma análise específica. Juntamente com os modelos digitais de elevação de terreno (MDEs) são apresentados dois perfis topográficos que ressaltam a presença de superfícies aplainadas com topos de morros e porções da serra.

Modelo Digital de Elevação Vista para SE

Figura 6.5 – Modelo Digital de Elevação da região do domo com vista para sudoeste e perfil topográfico leste-oeste. Notar a presença de superfícies aplainadas entre as cotas 1000-1100m. A linha amarela define o limite aproximado entre o Planalto Serra Geral e o Planalto de Lages. Exagero vertical de 8x.

**Modelo Digital de Elevação
Vista para ENE**

Figura 6.6 – Modelo Digital de Elevação da região do domo com vista para ENE e perfil topográfico SE-NW. Notar a presença de superfícies aplainadas em torno de 1150-1200m. A linha amarela define o limite aproximado entre o Planalto Serra Geral e o Planalto de Lages. Exagero vertical de 8x.

6.2.2. Discussão dos Resultados

Os resultados obtidos da análise do Modelo Digital de Elevação permitiram identificar feições geomórficas importantes na área de estudo. Foi definido o limite entre as duas unidades geomorfológicas (Planalto de Lages e Planalto Serra Geral), que apresentam características distintas. O Planalto Serra Geral apresenta uma direção preferencial ENE-WSW, que é sugestiva de um controle tectônico. Na área do Planalto de Lages ressaltam-se porções relativamente mais elevadas que a superfície intensamente aplainada, sendo esta uma característica marcante da unidade. Na porção oeste desse planalto aparecem os basaltos da Formação Serra Geral e na porção central há ocorrências de corpos alcalinos e rochas sedimentares soerguidas durante a sua colocação.

O MDE permitiu ainda a identificação de diversos lineamentos que foram analisados posteriormente neste estudo. Com o auxílio de perfis geológicos extraídos do MDE foram identificadas superfícies aplainadas em ambas às unidades geomorfológicas, que estimularam o autor a realização de uma análise mais detalhada, visando o entendimento de tais superfícies.

6.3. ANÁLISE DO RELEVO

Com base no modelo digital de elevação (MDE) foram elaborados vários perfis topográficos da área, distribuídos ao longo de três faixas distintas. Os perfis obtidos em cada faixa foram sobrepostos visando obter informações do relevo, principalmente das elevações existentes, que representam nítidos testemunhos erosivos, situados, por vezes, centenas de metros acima da grande área plana do Planalto de Lages, que o circunda.

6.3.1. Resultados Obtidos

Os perfis topográficos elaborados são apresentados na figura 6.7. A faixa de perfis A contempla seis perfis paralelos orientados segundo a direção SE-NW, com cerca de 50 km de extensão. A topografia demonstra a existência de dois patamares que englobam grande parte dos morros testemunhos e da superfície da serra. O primeiro patamar se encontra aproximadamente entre as cotas de 1150 a 1250m. Nele ocorre grande parte dos morros localizados na região da serra, muitos dos quais apresentam topos nitidamente aplainados, a exemplo do morro do Tributo – na porção central do perfil –, que é uma das principais ocorrências alcalinas na região. Um segundo patamar localiza-se entre as cotas 970 e 1050m,

correspondendo a grande parte dos morros testemunhos na região do Planalto de Lages e a alguns setores da serra. Nota-se ainda uma simetria na morfologia dos morros na região do planalto que apresentam vertentes mais íngremes em direção ao morro do tributo e mais suaves no sentido oposto.

A segunda faixa de perfis, B, apresenta quatro perfis paralelos orientados segundo a direção SW-NE, com cerca de 35 km de extensão. Esta faixa não abrange a porção da serra, contemplando apenas a região do Planalto de Lages. Destaca-se nesta faixa um patamar com morros entre 950 e 1090m. No extremo sudoeste do perfil, observa-se uma superfície aplainada com caimento aparente para SW, limitada a nordestes por uma escarpa íngreme. Destaca-se na topografia o Morro do Tributo com cerca de 1230m, ponto culminante do Planalto de Lages.

A terceira e última faixa de perfis, C, contém três perfis de aproximadamente 25 km, orientados também na direção SW-NE. Estes perfis demonstram a existência de morros nivelados em um patamar entre 950-1020m, que se destacam em relação à superfície plana do Planalto de Lages, situada em cotas inferiores a 870m. O limite entre as áreas mais elevadas e o resto do planalto é geralmente abrupto, com a formação de pequenas escarpas.

Algumas escarpas notáveis foram destacadas em todos os perfis, pois são sugestivas de controle tectônico, associado provavelmente à falhas normais. Com base nesta análise foi gerado um mapa morfométrico com destaque para estes patamares observados a partir da sua disposição em planta (Figura 6.8).

O mapa demonstra que uma boa parte do Planalto Serra Geral encontra-se no patamar entre 1150 e 1250m (representado em vermelho). Uma outra parte da Serra encontra-se no segundo patamar, entre 950 e 1090m, sendo que o limite sudeste desta porção apresenta-se orientado segundo uma direção NE-SW, bem marcada. No Planalto de Lages, o único registro do primeiro patamar é o Morro do Tributo. A grande parte das demais elevações da área encontra-se no segundo patamar. Com base na análise deste mapa, auxiliado pelas orientações de algumas drenagens retilíneas, foi possível traçar diversos lineamentos que podem corresponder à estruturas que condicionam a disposição dessas superfícies.

Figura 6.7 – Perfis topográficos paralelos. As cores são as mesmas nos perfis e no mapa.

Figura 6.8 – Mapa hipsométrico ressaltando as superfícies predominantes na área (ver explicação no texto).

6.3.2. Discussão dos Resultados

A análise do relevo permitiu a identificação de dois patamares de elevação que abrangem grande parte das porções mais elevadas da área. Um primeiro patamar se encontra entre as cotas 1150 e 1250m. Este é bem representativo no Planalto da Serra Geral e pelo Morro do Tributo no Planalto de Lages. O segundo patamar apresenta cotas entre 950 e 1090m e ocorre em ambas as unidades geomorfológicas, sendo que na serra apresenta um limite sub-retilíneo, orientado segundo uma direção NE-SW, e no Planalto de Lages engloba a maior parte das áreas relativamente elevadas. A análise do mapa gerado possibilitou a interpretação de grandes lineamentos orientados preferencialmente na direção NW-SE e, subordinadamente, nas direções NE-SW e NNE-SSW.

Estes patamares identificados podem estar relacionados a uma antiga superfície de aplainamento, hoje representada pelo primeiro patamar, que foi abatida e basculada por falhas, dando origem as elevações correspondentes ao segundo patamar. Esta hipótese é corroborada pela geometria apresentada em planta por estas superfícies.

O estudo de superfícies de aplainamento no sul do Brasil, principalmente nos Estados de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, foi menosprezado em detrimento às notáveis ocorrências observadas principalmente nos estados de São Paulo, Rio de Janeiro, Minas Gerais e Bahia, que sempre foram foco principal dos pesquisadores.

Loczy (1966) conclui pelo padrão morfotectônico da região de Lages que, após a principal fase de arqueamento do domo, teria ocorrido uma fase de subsidência e colapso generalizado, com posterior erosão e peneplanização de toda a área. Falhas tensionais teriam dado origem a uma depressão que se estende entre a escarpa da Formação Botucatu e o arqueamento central, região onde as rochas ígneas teriam resistido mais ao colapso e a erosão.

Ab'Sáber (1969) desenvolveu um dos poucos trabalhos sobre superfícies aplainadas no Rio Grande do Sul. Ao descrever as características do Planalto de Vacaria, o autor cita:

“...revendo as diferenças altimétricas entre o Planalto de Lages (1100-1300m) e o planalto de São Joaquim (1300-1700m), pudemos finalmente obter uma série de fortes argumentos para caracterização do setor nordeste do planalto basáltico sulriograndense, como sendo uma superfície aplainada do tipo cimeira...”

“A inclinação do planalto basáltico de Vacaria para S e SW, em oposição ao mergulho do setor setentrional da superfície aplainada de Caçapava do Sul, constitui prova do sistema de deformações por arqueamento em abóbada... ...o planalto basáltico do NE de Santa Catarina, além de ter sido originalmente uma grandiosa lente biconvexa de lavas, foi novamente deformado em abóbada, posteriormente aos aplainamentos iniciais...”

O que o autor chamou de Planalto de Lages é hoje tido como o Planalto Serra Geral e a deformação *em abóbada* que teria inclinado o planalto de Vacaria para S e SW deve ter íntima relação com a conformação do Domo de Lages.

Bigarella (2003) apresenta ilustrações da Serra Geral no caminho entre Florianópolis e Lages, que representam superfícies aplainadas no topo da serra. Estas superfícies seriam remanescentes da superfície Pd₂, definidas no Paraná. Esta superfície teria se desenvolvido sobre as rochas ígneas da Formação Serra Geral e rochas sedimentares da Bacia Bauru e datariam do Terciário médio.

6.4. ANÁLISE DE LINEAMENTOS

A análise dos lineamentos teve como base a interpretação de duas bases distintas: imagem de satélite, banda pancromática, resolução de 15m e mapas de relevo sombreado gerados a partir do modelo digital de elevação da área. Os mapas de relevo sombreado foram obtidos, inicialmente, com oito direções distintas de iluminantes (N, S, E, W, NE, NW, SE e SW), todos posicionados a 35°. Devido às cotas elevadas nas porções sul e oeste da área, os iluminantes orientados a E, NE, N e NW forneceram melhores resultados (Figura 6.9). Apesar da imagem de satélite apresentar uma resolução espacial maior que a dos mapas de relevo sombreado, eles se mostraram mais adequados para a análise: primeiro pela isenção de feições superficiais (vegetação, construções, estradas etc.) que interferem na interpretação, segundo por permitirem diferentes posições de iluminação favorecendo o contraste de lineamentos orientados em todas as direções.

Foram elaborados diagramas de rosácea de freqüências e comprimentos acumulados, agrupados em classes de 10°, visando uma avaliação estatística dos lineamentos interpretados e a determinação das orientações preferenciais.

6.4.1. Resultados Obtidos

A análise dos mapas de relevo sombreado ressalta grandes lineamentos (4-50 km), observáveis em escalas menores do que 1:300.000, que não se destacam na imagem de satélite. Foi gerado inicialmente um mapa contemplando somente esses lineamentos (Figura 6.10). Destacam-se, em freqüência, as direções NNE-SSW e ENE-WSW e, em comprimento, ENE-WSW e NW-SE. Esta diferença deve-se à presença de grandes lineamentos isolados principalmente NW e secundariamente ENE, que atravessam toda a área, englobando praticamente todas as unidades geológicas. A

análise prosseguiu com o detalhamento da interpretação, desta vez explorando o nível máximo de detalhamento permitido pelo modelo, com escala em torno de 1:50.000. Destacam-se, uma vez mais, no mapa com todos os lineamentos extraídos dos modelos de relevo sombreado (Figura 6.11), as direções NNE-SSW, ENE-WNW e NW-SE, porém na rosácea de comprimentos acumulados aparece ainda a direção N-S. Esta diferença deve-se à ocorrência de grandes lineamentos com direção próxima de N-S, dispostos preferencialmente na região central da área, que foram detectados nesta escala de trabalho.

A interpretação da imagem de satélite (Figura 6.12), apesar de não ressaltar os lineamentos maiores, permite um maior nível de detalhamento e mostra lineamentos menores, porém com maior grau de dispersão nas direções. Destacam-se as direções NNW-SSE a WNW-ESE e N-S, que contrastam com os dados obtidos nos mapas de relevo sombreado. Por fim, todos os dados obtidos foram integrados num mapa final (Figura 6.13), tomando-se o cuidado de eliminar os lineamentos repetidos para evitar um falseamento da análise. As direções que revelaram maior frequência acumulada foram: NNW-SSE a WNW-ESE, NNE-SSW, e N-S, e, em comprimento acumulado, ENE-WSW, NNE-SSW e NW-SE.

6.4.2. Discussão dos Resultados

De um modo geral, a análise dos lineamentos demonstrou que os mapas de relevo sombreado forneceram melhores resultados do que a imagem de satélite, sobretudo no que se refere aos lineamentos maiores, provavelmente associados com estruturas de maior importância no contexto tectônico regional.

Os mapas de relevo sombreado destacaram preferencialmente as direções NNE-SSW, ENE-WNW, NW-SE e N-S, enquanto que a imagem ressaltou mais as direções NNW-SSE a WNW-ESE e N-S. A análise integrada das duas bases apontou maiores frequências acumuladas nas direções WNW-ESE, NNE-SSW, e N-S, sendo as duas primeiras influenciadas pelo grande número de lineamentos menores com esta direção extraída da imagem de satélite, enquanto que os maiores comprimentos acumulados, nas direções ENE-WSW, NNE-SSW e NW-SE foram influenciados pelos grandes lineamentos obtidos dos mapas de relevo sombreado.

A análise revelou também alguns aspectos importantes na distribuição espacial dos lineamentos na área, dentre os quais, destacam-se:

- A repetição sistemática dos grandes lineamentos NW-SE, muito bem marcados em escala regional, e que afetam todas as unidades geológicas da região;

- A presença de grandes lineamentos NE-SW que afetam várias unidades, porém não sendo tão bem marcados como os de direção NW-SE;
- Ressaltam-se, nos domínios da Formação Geral, particularmente no extremo sul da área, lineamentos de direção NNE-SSW, que são menos freqüentes nas outras unidades, estes possuem direção sistemática e destacam-se em ambas às bases analisadas;

Figura 6.9 – Mapas de relevo sombreado. (A) Iluminante a 35°, azimuth leste. (B) Iluminante a 35°, azimuth nordeste. (C) Iluminante a 35°, azimuth noroeste. (D) Iluminante a 35°, azimuth norte.

- Os lineamentos de direção N-S destacam-se na porção central da área, no domínio das rochas sedimentares da bacia, assim como os de direção NNW-ESE, relativamente menores, que são observados particularmente na imagem de satélite. Tais lineamentos encontram-se associados com os afluentes

(sistematicamente retilíneos) dos rios que drenam para norte e nordeste em direção ao Rio Canoas.

Figura 6.10 – Mapa com os grandes lineamentos (4-40km) interpretados a partir dos mapas de relevo sombreado.

Figura 6.11 – Mapa com todos os lineamentos extraídos dos mapas de relevo sombreado.

Figura 6.12 – Mapa com os lineamentos extraídos da imagem de satélite.

Figura 6.13 – Mapa com todos os lineamentos extraídos.

6.5. MORFOMETRIA

A análise morfométrica da região do Domo de Lages teve como base a avaliação dos parâmetros estatísticos dos índices morfométricos e dos diversos mapas, gerados a partir do Modelo Digital de Elevação (MDE) e da rede de drenagens devidamente hierarquizada, segundo os critérios de Strahler (1952). Com esta forma de análise foram identificadas anomalias nos parâmetros e feições relevantes, algumas delas sugerindo controle estrutural.

6.5.1. Resultados Obtidos

Foram analisados neste estudo os seguintes parâmetros morfométricos: hipsometria, declividade, orientação de vertentes, rugosidade, superfícies de base, gradiente hidráulico, densidade de drenagens e densidade de lineamentos. Alguns destes parâmetros encontram-se sistematizados na tabela 6.1.

Parâmetro	Valor Mínimo	Valor Máximo	Valor Médio	Desvio Padrão
Hipsometria	820 m	1562 m	966 m	120 m
Declividades	0º	35,17º	4,79º	3,5º
Rugosidade de Relevo	1,0000	1,0605	1,0062	0,0058
Gradiente Hidráulico	0,0000	0,1731	0,0152	0,0177
Densidade de Drenagens	0,000 km/km ²	1,932km/km ²	0,928 km/km ²	0,308km/km ²
Densidade de Lineamentos				

Tabela 6-1 – Estatística dos parâmetros morfométricos.

Os mapas hipsométrico, de declividade e de orientação das vertentes possibilitaram a caracterização geral da área de estudo. O mapa hipsométrico (Figura 6.14) ressalta a região da serra no limite entre o Planalto Serra Geral, na porção sul-sudeste da área, e o Planalto de Lages, a norte. Nesta região, as elevações se encontram tipicamente acima dos 1100m e atingem cerca de 1600 metros no Morro do Mirante. Em segundo plano, observam-se regiões com cotas entre 1100-1000m, geralmente associadas às ocorrências da Formação Serra Geral, a oeste, e as intrusões alcalinas, na parte central da área. O restante da área apresenta cotas geralmente inferiores a 900m e se relaciona com a região de ocorrência das rochas sedimentares

da bacia. O limite da serra é bem definido ao longo de uma direção próxima de ENE-WSW.

O mapa de declividade (Figura 6.15) reflete da mesma forma um condicionamento litológico, com a análise permitindo delimitar quatro domínios com padrões distintos (Figura 6.16). Os domínios 1 e 4 apresentam valores de declividades baixos, geralmente inferiores a 9° e associam-se respectivamente com o reverso da serra e a região de ocorrência das rochas sedimentares. O domínio 2 apresenta os maiores valores de declividade da área, sendo tipicamente maiores que 12° e podem chegar a 30° nas escarpas da serra. Este domínio caracteriza-se de forma dominante pela presença de rochas das Formações Serra Geral, Botucatu e Pirambóia. Por fim, o domínio 3, com declividade intermediária, entre 12 e 24°, corresponde a região de ocorrência das rochas alcalinas.

O mapa de orientação de vertentes (Figura 6.17) permitiu caracterizar as direções predominantes na área. Neste sentido, foram caracterizados sete domínios com diferentes padrões (Figura 6.18), a saber:

Domínios 1, 3 e 7 – caracterizados por um grande número de vertentes voltadas para sudeste, correspondendo, respectivamente, ao reverso da serra, a porção centro-oeste da área (sem controle litológico) e o vale da margem esquerda do Rio Canoas;

Domínios 2, 4 e 8 – caracterizados por um padrão com vertentes alternadas entre direções W-NW e E-NE. O domínio 2 corresponde aproximadamente à região do Planalto Serra Geral e difere ligeiramente dos domínios 4 e 8 por apresentar alternância nas orientações próximas a NNW-SSE, em contraste com a direção N-S bem marcada nos outros dois domínios, associados respectivamente às rochas sedimentares e ao vale direito do Rio Canoas;

Domínio 5 – mostra um padrão simétrico das orientações, apresentando na porção oeste vertente voltadas para SW, W e NW, em contraste com a porção leste que exhibe orientações SE, E e NE. Este domínio relaciona-se com a ocorrência das rochas alcalinas;

Domínio 6 – localiza-se no extremo nordeste da área e difere dos demais por apresentar um número maior de vertentes voltadas para SE. O domínio, aparentemente, não apresenta controle litológico.

Cabe ressaltar que, o limite entre o domínio 3 e os domínios 4 e 6 se dá segundo uma linha com direção NW-SE, sugerindo desta maneira um controle estrutural.

O mapa de densidade de drenagens (Figura 6.19) revela algumas regiões com valores anômalos, acima de 1,6 km/km², que se destacam do restante da área pelo fato de apresentar valores comumente menores. As regiões de maior destaque incluem a escarpa da serra, a região central com a ocorrência de rochas alcalinas, e o seu

contorno à norte e noroeste, a região do Rio Canoas e alguns de seus afluentes a sul que devem sua alta densidade ao caráter meandrante e submeandrante destes rios.

Figura 6.14 – Mapa Hipsométrico. As elevações são dadas em metros.

Figura 6.15 – Mapa de Declividade. Os valores de declividade são referidos em graus.

Mapa de Orientação de Vertentes

Figura 6.16 – Mapa de orientação de Vertentes.

Figura 6.17 – Domínios do mapa de declividades.

Figura 6.18 – Domínios do mapa de orientação das vertentes.

Figura 6.19 – Mapa de densidade de drenagens. Os valores são dados em km/km^2 .

O mapa de densidade de lineamentos (Figura 6.20) mostra também algumas regiões anômalas. Os maiores valores encontram-se associados às ocorrências de

basaltos (Fm. Serra Geral), provavelmente devido a sua maior capacidade de preservação da estruturação em relação às rochas sedimentares, pois estas últimas são mais sujeitas aos processos da dinâmica externa que tendem a mascarar as feições estruturais na superfície. Nota-se porém algumas porções com valores mais altos de densidade ($>1,5 \text{ km/km}^2$), que apresentam formas alongadas e direções preferenciais. Estas porções, interpretadas (Figura 6.22), revelam direções preferenciais NE-SW, NW-SE e NNE-SSW. Tais alinhamentos refletem, provavelmente, direções controladas pelas estruturas principais da área.

O mapa de rugosidade (Figura 6.21) da área do Domo de Lages mostra índices de rugosidade muito baixos. Regiões anômalas (valores $>1,3$) encontram-se relacionadas com a escarpa basáltica. A análise do mapa mostra alinhamentos do padrão de rugosidade, cuja interpretação encontra-se assinalada na figura 6.23. Destacam-se as direções NW-SE, ENE-WSW e WNW-ESE.

O mapa de superfícies de base (Figura 6.24) revelou algumas feições de destaque como aproximação, afastamento e inflexões das curvas de isobase, sugerindo relação com estruturas geológicas, embora não se possa descartar em alguns casos a influência de um controle litológico. A figura 6.26 mostra o mapa de lineamentos interpretados. As direções preferenciais são NW-SE, NE-SW, NS e EW.

Por fim, o mapa de gradiente hidráulico (Figura 6.25) mostra que a maior parte da área apresenta índices muito baixos de gradiente hidráulico ($< 0,2$), aparecendo anomalias no setor nordeste da serra (Morro da Pedra Branca) e a noroeste da escarpa basáltica. Alguns alinhamentos com valores de gradientes médios e elevados sugerem a existência de controle estrutural. A interpretação destes (Figura 6.27) revela principalmente as direções NW-SE e NE-SW e, subordinadamente, as direções N-S e E-W.

Figura 6.20 – Mapa de densidade de lineamentos. Os valores são dados em km/km^2

Figura 6.21 – Mapa de densidade de drenagens. Os valores são adimensionais.

Figura 6.22 – Mapa de densidade de lineamentos interpretado. Ver explicação no texto.

Figura 6.23 – Mapa de rugosidades interpretado. Ver explicação no texto.

Mapa Topográfico da Serra da Capivara

Isolinhas de Superfícies de Base

0 4 8 Km

Coordenadas em metros.
Projeção UTM (Zona 22S)
Datum SAD69

86

Figura 6.25 – Mapa de gradiente hidráulico. Os valores são adimensionais

Figura 6.26 – Mapa de superfícies de base interpretado. Ver explicação no texto.

Figura 6.27 – Mapa de gradiente hidráulico interpretado. Ver explicação no texto.

6.6. ANÁLISE ESTRUTURAL

A análise estrutural foi realizada com base os dados de juntas e falhas (dados pareados falha/estria) obtidos nas diversas campanhas de campo. Os dados foram inicialmente sistematizados em tabelas em seguida geraram-se diagramas de *Schmidt-Lambert*, hemisfério de referência inferior. Todos diagramas foram elaborados em duas representações gráficas: densidade de pólos e projeções ciclográficas, sendo que a primeira foi mais adequada para individualização das diversas famílias de estruturas. Uma vez individualizadas, foram adotadas cores distintas para cada família para facilitar a análise geométrica. Os dado aqui apresentados, encontram-se todos na forma de representações ciclográficas.

Cabe salientar que a aquisição dos dados de campo e análise estrutural da região do domo deve ser realizada de forma muito criteriosa, já que em vários locais são observadas estruturas diretamente ligadas à colocação dos *sills* de rocha alcalina. O encurtamento causado pela intrusão tende a gerar dobras e falhas inversas, pouco sistemáticas (Figuras 6.28 e 6.29) que podem levar a interpretações equivocadas a respeito dos campos de esforços atuantes.

Figura 6.28 – Detalhe da borda de sill de fonólito deformando a rocha encaixante (Fm. Serra Alta).

Figura 6.29 – Detalhe de estruturas causadas pela intrusão.

Foram coletadas cerca de 1500 medidas de juntas em diversos pontos da área e em diferentes unidades geológicas (Figura 6.30). Os dados obtidos são apresentados nas tabela 6.2. As projeções estereográficas foram sobrepostas aos mapas geológicos (Figura 6.31) e de lineamentos (Figura 6.32) visando uma correlação entre os dados e a avaliação da distribuição espacial das estruturas na área.

Ponto	Unidade Geológica	Número de Medidas	Orientações Principais	Orientações Secundárias
8	Serra Geral	27	NE-SW a NNE-SSW	N-S
132	Terezina	95	NNE-SSW; NW	E-W, NW-SW
250	Itararé	137	NNE-SSW, NW-SE	NE-SW; N-S
263	Rio do Rasto	19	NNE-SSW; NNW-SSE	
116	Rio do Rasto	71	NNE-SSW; NNW-SSE	NW
29	Serra Geral	89	NNE-SSW; NNW-SSE; ENE-WSW	NE-SW; NW-SE
171	Alcalina	47	N-S; NNE-SSW;	E-W; NNW-SSE
76	Rio do Rasto	69	N-S a NNE-SSW; E-W a ENE-WSW	NW; NNW-SSE
71	Rio do Rasto	51	NNE-WSW; NE-SW a E-W (mergulho < 40°)	ENE-WSW; NNW-SSE
114	Serra Alta	184	NNE-SSW; NNW-SSE; ENE-WSW; ESE-WNW	
275	Alcalina	180	N-S; NNE-SSW a NE-SW; NW-SE	ENE-WSW
125	Botucatu	33	N-S; NE-SW	

393	Alcalina	54	N-S; NE-SW, NW-SE	ENE-WSW
80	Rio do Rasto	82	N-S a NNE-SSW; E-W a ENE-WSW	NE-SW
397	Serra Geral	50	NE-SW	N-S; NW-SE; NNE-SSW
142	Serra Geral	130	NNE-SSW a NE-SW; ENE-WNW a E-W	NNW-SSE; NW-SE
235	Serra Alta	95	N-S; NW-SE; NNE-SSW a NE-SW	ENE-WSW
213	Rio do Rasto	105	N-S; NNE-SSW; ENE-WSW; NW-SE	
167	Rio do Rasto	16	NNE-WSW a NE-SW	E-W

Tabela 6-2– Medidas de juntas obtidas. O mergulho dos planos é subvertical, exceto quando especificado.

Figura 6.30 – Aspecto de afloramento da Formação Rio do Rasto (ponto 213), com quatro direções de juntas. As cores vermelha, amarela, verde de azul das canetas correspondem, respectivamente às direções: NE-SW, NNE-SSW, E-W e NW-SE.

Figura 6.31 – Mapa geológico com a projeções ciclográficas das juntas.

As direções predominantes observadas são compatíveis com um regime de cisalhamento simples destrai, segundo o modelo de Riedel. Nesta condição o binário estaria orientado na direção NNE-SSW (estruturas Y), com R em NE-SW, R' próximo de E-W e P em NNW-SSE. Embora nem todas estas orientações ocorram em todos os pontos analisados, nota-se uma persistência nas orientações por toda a área. Observa-se porém que de um ponto a outro todo o sistema parece sofrer uma rotação, conservando as relações angulares entre as estruturas. Desta forma o binário

apresenta uma variação de NNE-WSW a NNW-ESSE. Esta mudança pode estar associada a basculamentos ocasionados por falhas posteriores, contudo pode ser explicada pela mudança real da orientação do binário causada por uma geometria curvilínea da estrutura principal do embasamento reativada por um esforço principal σ_1 , horizontal com orientação próxima de NE-SW. É sabido que as zonas de cisalhamento pré-cambrianas apresenta no estado de Santa Catarina, geometrias anastomosadas com direções variando entre NE-SW e NS, portanto compatíveis com a interpretação apresentada.

Figura 6.32 – Mapa de lineamentos com a projeções ciclográficas das juntas.

Dentre as juntas obtidas, duas famílias são incompatíveis com o modelo de cisalhamento, as de direção NW-SE e NE-SW com mergulhos inferiores a 50°. Estas devem corresponder a juntas de extensão associadas com dois eventos distensivos distintos. Em alguns afloramentos, por vezes, a direção NW-SE é truncada pelas juntas de cisalhamento, sugerindo tratar-se de uma estrutura posterior ao evento transcorrente.

A comparação das orientações das juntas com o mapa de lineamentos, não revela uma grande correlação, sendo que em apenas alguns pontos as orientações de juntas são concordantes com direções de lineamentos próximos.

A análise das falhas, revelou um predomínio de falhas transcorrentes e normais. Foram obtidas centenas de medidas de pares falha/estria compatíveis com falhas transcorrentes, porém encontrou-se uma dificuldade grande na obtenção de indicadores cinemáticos confiáveis. Aqui são apresentadas apenas as falhas cuja cinemática foi bem definida na aquisição dos dados (Tabela 6.4).

Ponto	Unidade Geológica	Número de Medidas	Orientações Principais
8	Serra Geral	14	N-S(LD); NNE(LD)
250	Itararé	3	WNW-ESE (LE)
171	Alcalina	28	N-S a NNE-SSW (LD);
275	Alcalina	14	NNE-SSW(LD); WNW-ESE(?)
393	Alcalina	14	NNE-SSW(LD); N-S(LD); WNW-ESE(LE)
397	Serra Geral	26	NE-SW (LD); ENE-WSW a ESE-WNW(LE)
142	Serra Geral	17	NNE-SSW(LD); NE-SW(LD); E-W(LE); NW-SE(LD)
30	Rio do Rasto	1	NE-SW (LD)
215	Rio do Rasto	1	NNE-SSW (LD)

Tabela 6-3 – Atitude de falhas transcorrentes obtidas. LD corresponde à movimentação dextral e LE sinistral.

As falhas transcorrentes observadas são predominantemente destrais (direções NNE-SSW, NE-SW e N-S) e subordinadamente sinistrais (WNW-ESSE e E-W). A caracterização geométrica e cinemática é compatível com o modelo apresentado para as juntas de cisalhamento, com um binário dextral orientado próximo de NNE-SSW e um esforço principal σ_1 , horizontal com orientação próxima de NE-SW. Nesta interpretação as falhas com essa orientação corresponderiam a estrutura Y do modelo de Ridel e as estruturas NE-SW e WNW-ESSE corresponderiam respectivamente a R e R'. Estas falhas assim como as juntas afetam todas as rochas da região, incluindo as rochas alcalinas (Figuras 6.33 e 6.35). A correlação das falhas com o mapa de lineamentos (Figura 6.34) demonstrou que algumas direções coincidem com lineamentos interpretados.

Figura 6.33 – Mapa geológico com a projeções ciclográficas das falhas transcorrentes.

Figura 6.34 – Mapa de lineamentos com a projeções ciclográficas das falhas transcorrentes.

Figura 6.35 – Falhas transcorrentes destrais afetando sill de rocha alcalina. A) Vista do afloramento com sill de fonólito intrudindo o contato entre as formações Serra Alta e Irati. B) Aspecto do plano de falha. C) Detalhe das estrias de atrito.

As falhas normais observadas na área (Tabela 6.5), também afetam todas as unidades geológicas (Figura 6.36). As orientações são coincidentes com as direções apresentadas pelas juntas e em grande parte com as falhas transcorrentes, denotando uma reativação de muitas destas estruturas com planos subverticais e estrias de alto caimento superpostas às estrias de baixo caimento. Algumas relações de campo sugerem que as falhas normais NW-SE, correspondem a um evento distinto, distensivo,

posterior a transcorrência que afetou as rochas alcalinas. A reativação das estruturas transcorrentes como normais é compatível com uma distensão próxima de NW-SE. Nenhuma relação de campo foi observada entre estes dois eventos posteriores a transcorrência. A análise conjunta das falhas normais e do mapa de lineamentos não demonstrou uma boa correlação (Figura 6.37). Particularmente no ponto 8, ocorrem falhas normais NE-SW, ora com mergulho para SE ora para NW, que são reaproveitadas para a colocação de diques de rocha alcalina (Figura 6.38). Desta forma pode-se afirmar que falhas normais com esta direção foram geradas em dois eventos sendo um anterior e outro posterior à colocação das alcalinas.

Ponto	Unidade Geológica	Número de Medidas	Orientações Principais
8	Serra Geral	9	NE-SW (anteriores as alcalinas)
250	Itararé	3	N-S; NNW-SSE
171	Alcalina	2	NE-SW
393	Alcalina	2	NE-SW
29	Serra Geral	4	N-S
76	Rio do Rasto	2	NNE-SSW; ESE-WNW
116	Terezina	3	N-S
263	Rio do Rasto	6	NNW-SSE
265	Terezina	1	NNE-SSW
25	Serra Geral	1	NW-SE
26	Rio do Rasto	1	NNE-SSW
71	Botucatu	1	NE-SW; E-W
73	Serra Geral	1	NNW-SSE; NE-SW
157	Rio do Rasto	1	NE-SW
202	Irati	1	NW-SE
215	Rio do Rasto	1	NNE-WSW
275	Alcalina	1	NW-SE
353	Rio do Rasto	1	NW-SE
354	Rio do Rasto	1	NW-SE
374	Terezina	1	NE-SW

Tabela 6-4 – Atitude das falhas normais obtidas.

Figura 6.36 – Mapa geológico com a projeções ciclográficas das falhas normais.

Figura 6.37 – Mapa de lineamentos com a projeções ciclográficas das falhas normais.

Figura 6.38 – Diques de fonólito reaproveitando falhas normais NE-SW, com planos estriados. A) Vista do afloramento da Formação Serra Geral com diques de fonólito. B) Falhas transcorrentes destrais também com direção NE-SW. C) Detalhe dos diques de fonólito com contatos retilíneos marcados pelos planos de falha normais. D) Restituição da foto (C) com a atitude dos planos.

6.7. GEOMETRIA DO DOMO E ANÁLISE DOS DIQUES

Com base nos dados de acamamento das rochas sedimentares, foi elaborado um mapa com a interpolação das direções de mergulho (Figura 6.39). O resultado demonstrou que o Domo de Lages apresenta uma forma alongada com eixo principal

orientado próximo de NW-SE. Esta geometria pode ser também observada pela disposição das rochas sedimentares mais antigas que se apresentam no mapa geológico como faixas orientadas nesta direção. Esta disposição sugere que a colocação das rochas alcalinas tenha ocorrido com um esforço compressivo NE-SW, com os *sill* encontrados hoje na superfície se alojando preferencialmente ao longo do eixo maior da estrutura. Esta interpretação é corroborada pelas direções preferenciais apresentadas pelos diques de rocha alcalina encontrados.

Figura 6.39 – Mapa de interpolação do mergulho dos acamamentos. Os valores apresentados na legenda correspondem à direção do mergulho.

Um mapa simplificado com os principais diques observados encontra-se na figura 6.40. Observa-se que as direções apresentadas, com exceção dos diques do

ponto 250, encontram-se em um intervalo de NNE-SSW a ENE-WSW, preferencialmente NE-SW. O diagrama de rosáceas ilustra esse predomínio (Figura 6.41)

Figura 6.40 – Mapa com a distribuição dos diques de rocha alcalina na região de Lages.

O afloramento do ponto 250 corresponde à Formação Itararé, e neste ponto os diques podem estar aproveitando, localmente, estruturas mais antigas de direção NW para a sua colocação. O fato deste ponto se encontrar aproximadamente sobre o eixo da estrutura dômica, sugere que o soerguimento pode ter ocasionado localmente uma distensão NW-SE, permitindo a colocação destes diques

Figura 6.41 – Diagrama de rosáceas indicando as direções dos diques de rocha alcalina na região de Lages. As pétalas em verde indicam os diques de lamprófiro; e as em marrom, os diques de fonólito.

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

O resultado obtido das diversas análises realizadas permitiu a elaboração de um modelo final para a evolução tectônica da região do Domo de Lages a partir do fim do cretáceo. As análises morfométrica, de drenagem, apresentaram bons resultados, revelando anomalias e feições sugestivas de controle estrutural. A análise do relevo permitiu identificar uma superfície de aplainamento, situada hoje na cota de 1200m. Esta teria sido abatida e basculada por falhas normais com orientações preferenciais NW-SE, NE-SW. O resultado sugere ainda que as últimas seriam mais recentes.

A análise da geometria do domo, baseada na interpolação dos dados de acamamento, demonstrou que a estrutura dômica apresenta um eixo maior orientado próximo de NW-SE, que juntamente com os diques com direção NE-SW, sugerem um esforço compressivo NE-SW.

As estruturas observadas na área consistiram basicamente de juntas de cisalhamento e extensão, falhas transcorrentes destrais e falhas normais. As relações de campo permitiram definir uma hierarquia cronológica destas estruturas, a saber: existência de falhas normais NE-SW, anteriores à colocação das alcalinas; geração de falhas transcorrentes e juntas de cisalhamento com σ_1 horizontal, orientado próximo de NE-SW; geração de falhas normais NW-SE e nas mesmas direções das transcorrências (reativação). Embora não haja evidências de campo sobre a sequência de formação das

falhas normais, a análise do relevo e das superfícies aplainadas, sugere que as falhas NW-SE teriam antecedido as NE-SW e as falhas transcorrentes reativadas.

Para elaboração do modelo de evolução tectônica da área, levou-se em consideração os resultados obtidos e algumas informações da literatura, são elas:

1. As superfícies aplainadas serão correlatas da superfície Pd₂, que teria se desenvolvido até o mioceno;
2. Segundo Dani (1988), para formação das bauxitas de Lages, toda a camada de rocha sobrejacente deve ser removida. O autor argumenta que as drenagens atuais da região não teriam competência para carregar todo o material denudado e propõe que a drenagem principal antes da formação das bauxitas deveria ser bem mais significativa, drenando para o oceano Atlântico, provavelmente através do vale do Itajaí; e que em algum momento houve uma inversão desta drenagem, passando a endorreica, permitindo a preservação das bauxitas;
3. O mesmo autor sugere, levando em conta os aspectos acima, que o melhor período para formação das bauxitas seria no Plioceno.

O modelo final elaborado se encontra elencado abaixo:

- A região teria sido afetada por esforços distensivos orientados próximos de NW-SE no período entre os derrames basálticos da Formação Serra Geral e as intrusões alcalinas no fim do cretáceo, gerando falhas normais NE-SW, posteriormente reaproveitadas pelos diques de fonólito e lamprófito;
- Um regime de esforços compressivo NE-SW atuou durante o magmatismo alcalino com a conformação do Domo de Lages que apresenta um eixo principal alongado na direção NW-SE e diques preferencialmente orientados na direção NE-SW;
- O mesmo regime de esforços atuou após a intrusão e o resfriamento das rochas alcalinas e foi responsável pela geração de falhas transcorrentes destrais com direções preferenciais NNE-SSW e NE-SW e sinistrais E-W que afetam todas as rochas da região;
- O domo é erodido e denudado com a remoção das camadas de rocha existentes acima da cota atual de 1200m;
- A região passa um período de estabilidade tectônica que aplainou toda a região gerando uma paleosuperfície que hoje se encontra nesta cota;

- No final do mioceno a região foi afetada falhas normais NW-SE que teriam gerado o grande lineamento do Rio Canoas, a inversão da drenagem principal para dentro do continente e dado início à dissecação da superfície aplainada;
- Provavelmente após este período ocorreu nova extensão na direção NW-SE, gerando falhas normais NE-SW e reativado as falhas transcorrentes anteriores. Estas estruturas encontram-se salientadas nos mapas morfométricos de superfície de base e gradiente hidráulico.

8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALMEIDA, F.F.M. 1969. Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 23., 1969, Anais., p. 29-46.

ALMEIDA F.F.M. 1980. Tectônica da Bacia do Paraná no Brasil. Relatório da PAULIPETRO. NO 14.091, São Paulo, 187 p.

ALMEIDA F.F.M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. *Revista Brasileira de Geociências* 13(3): 139-158.

ALMEIDA L.F.G. 1974. A drenagem festonada e seu significado fotogeológico. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 28., 1974, Porto Alegre. Anais. Belém: Departamento Nacional da Produção Mineral, p.175-197.

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

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

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

ASMUS H.E. 1984. Geologia da margem continental brasileira. *In: Geologia do Brasil*. Schobbenhaus, C; Campos, D.³; Derze, G.R.; Asmus, H.E (coord.). DNPM/Brasília, DF, Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo recursos minerais Escala 1:2.500.000, p. 443-472).

ASSINE M.L., SOARES P.C., MILANI, E.J. 1994. Seqüências tectono-sedimentares mesopaleozóicas da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, 24(2): 77-89.

AUMOND J.J. & SHEIBE, L.F. 1996. O Fonolito de Lages – SC, Um Novo Fundente Cerâmico Brasileiro. In: *Cerâmica industrial*, 1(2): 17-21.

BATISTA M.J., MORALES N., SOUSA M.O.L. 2002. Caracterização Estrutural do Sistema Horst-Graben de Jiboia-Região Central do Estado de São Paulo. In: *XLI Congresso Brasileiro de Geologia*, 2002, João Pessoa. *Anais XLI CBG*. pp. 618-618.

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

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

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

CARNEIRO C.D.R. 1996. *Projeção Estereográfica para Análise de Estruturas*. São Paulo, UNICAMP-CPRM-IPT, 159 p.

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

COMIN-CHIARAMONTI P., GOMES C.B., CASTORINA F., CENSI P., ANTONINI P., FURTADO S., RUBERTI E., SCHEIBE L.F., 2002. Anitápolis and Lages alkaline-carbonatite complexes, Santa Catarina State, Brazil: geochemistry and geodynamic implications. *Revista Brasileira de Geociências* **32**: 43-58.

COMIN-CHIARAMONTI P., GOMES C.B., MARQUES L.S., CENSI, P., RUBERTI E., Antonini P. 2003. Carbonatites from southeastern Brazil: Sr-Nd-Pb systematics.. In: *IV South-American Symposium on Isotope Geology*, 2003, Salvador. *Short Papers*. **2**: 520-523.

DANI N. 1998. Petrologia das alterações posmagmáticas e meteóricas das rochas alcalinas de Lages, SC – Brasil. Tese de doutoramento em co-tutela, Curso de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Brasil e Faculté des Sciences Fondamentales et Appliquées, Université de Poitiers, France, 228p.

DANI N. & FORMOSO M.L.L. 1991. Influência do fator litologia na alteração das rochas alcalinas de Lages.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3, 1991, São Paulo. Anais do Congresso Brasileiro de Geoquímica. São Paulo : Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1991. v. 1. p. 88-90.

DANI N., FORMOSO M.L.L., DECARREAU A., PETIT S. 1997. Estudo comparativo do comportamento geoquímico do gálio em jazidas de bauxita dos maciços alcalinos de Lages (SC) e Poços de Caldas (MG) - Brasil.. In: IV Congresso de Geoquímica dos Países de língua portuguesa, 1997, Braga, 1997. p. 267-270.

DANI N., FORMOSO M.L.L., DECARREAU A., PETIT S. 1998. Leucita e pseudoleucita nas rochas alcalinas de Lages, Santa Catarina. In: XL Congresso Brasileiro de Geologia, 1998, Belo Horizonte. Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia. São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia, 1998. p. 475-475.

DANI N., FORMOSO M.L.L., DECARREAU A., PETIT S. 1999. Distrito Alcalino de Lages. Uma nova abordagem petrogenética . In: I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1999, Gramado. Anais do I Simpósio sobre vulcanismo e ambientes associados, 1999. p. 59-59.

DANI N., FORMOSO M.L.L., LISBOA N.A. 2001. Evolução da Plataforma Sul-Brasileira e o posicionamento estratigráfico da bauxita de Lages, SC, Brasil.. In: XI Congresso Latinoamericano de Geologia., 2001, Montevideo. XI Congresso Latinoamericano de Geologia, 2001. v. 1.

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

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

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

DEFFONTAINES B. & CHIRWICS, J. 1991. Principles of drainage basin analysis from multisource data: applications to the structural analysis of the Zaire Basin. Tectonophysics, Amsterdam, v. 194, p. 237-263.

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

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

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

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

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

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

FERREIRA A.C. & ALMEIDA T.I.R. 1989. Tectônica transcorrente e imagens TM-Landsat aplicadas à prospecção de fluorita e barita em Santa Catarina. Revista Brasileira de Geociências, 19: 207-223.

FILOSOFOV, V.P. 1960. Brief guide to morphometric methods in search of tectonic structures. Saratov. Saratov Univ. Publ. House. [in Russian].

FORMOSO M.L.L., VALETON I., DANI N. 1986. Comportamento dos Elementos do Grupo das Terras Raras em Perfis de Alteração Laterítica na Região de Lages, SC. In: XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 1986, Goiania. XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, 1986.

FORMOSO M.L.L., DANI, N., NOVIKOFF A., VALETON I. 1990. Mineralogical evolution of supergenic alteration in alkaline rocks of Lages, Southern Brazil.. In: INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE, 9., 1990, Estrasburgo. INTERNATIONAL CLAY CONFERENCE. Strasburgo, 1989. v. 85. p. 165-173.

FREITAS R.C. & ROSTIROLLA S.P. 2005. Análise comparativa entre estruturas do embasamento e resposta em superfície na Bacia do Paraná, região entre os Estados do Paraná e Santa Catarina. In: SBG/Núcleo Paraná, X Simp Nac de Estudos Tectônicos e IV Int Symp on Tectonics, Curitiba, *Boletim de Resumos Expandidos*, 41-44.

FÚLFARO V.J., SAAD A.R., SANTOS M.V., VIANNA R.B. 1982. Compartimentação e evolução tectônica da Bacia do Paraná. *Revista Brasileira de Geociências*, **12** (4): 590-610.

FURTADO S.M.A. & SCHEIBE L.F. 1989. Ocorrências de Lamprófiros Associados Aos Distritos Alcalinos de Lages e de Anitápolis, SC. *GEOCHIMICA BRASILIENSIS*, v. 2, n. 2, p. 149-160.

GUERRA A.T. 1993. Dicionário geológico-geomorfológico. 5.ed. Rio de Janeiro:IBGE, 439p.

GALLAGHER K., HAWKESWORTH C. J., MANTOVANI M. S. M. 1994. The denudation history of the onshore continental margin of SE Brazil inferred from apatite fission track data. *Journal of Geophysical Research*, v. 99, n° B9, p. 18117-18145.

GAMOND J.F. 1983. Displacement features associated with fault zones: a comparison between observed and experimental models. *Journal of Structural Geology*, 5(1):33-45.

GARCIA G. 2006. Caracterização termotectônica/cronológica do Domo de Lages, SC, pelo método de Datação por Traço de Fissão em Apatitas. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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

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

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

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

GROHMANN C.H. & STEINER S.S. 2006. SRTM resample with Short Distance-Low Nugget Kriging. In: International Symposium on Terrain Analysis and Digital Terrain Modelling, 2006, Nanjing, China. Proceedings CD-ROM, 2006.

GROSS M. R. & ENGELDER T. 1991. A case for neotectonic joints along the Niagara Escarpment. Tectonics. v. 10, n° 3. p. 631-641.

GOMES M.A.F, FILIZOLA H.F., SPADOTTO C.A. 2006. Classificação das áreas de recarga do sistema aquífero Guarani no Brasil em domínios pedomorfoagroclicmáticos – Subsídios aos estudos de avaliação de risco de contaminação das águas subterrâneas. Revista do Departamento de Geografia. FFLCH, n. 18, pp 67-74.

HACHIRO J. 1996. O subgrupo Irati (Neopermiano) da Bacia do Paraná. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 196p.

HACHIRO J., COUTINHO J.M.V., RICCOMINI C., COIMBRA A.M., FERNANDES L.A. 1994. O Astroblema de Piratininga (São Paulo, Brasil). In: simpósio sobre o cretáceo do Brasil, 3, Rio Claro.

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

HARTWIG, M.E. 2006. Tectônica rúptil mesozóica-cenozóica da região da Serra dos Órgãos, RJ. São Paulo, 117p. Dissertação de mestrado - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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

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

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

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

HOWARD A.D. 1967. Drainage analysis in geologic interpretation: summation. Bulletin American Association of Petroleum Geologists. Tulsa, v. 5, n.11, p. 2246-2259.

HOBBS B.E., MEANS, W. D., WILLIAMS P.F. 1976. An outline of structural geology. New York, Wiley, 571 p.

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

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

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

- JIANJUN H., MUKANG, H., OLLIER C. D. 1997. A morphometric method to determine neotectonic activity of the Weihe Basin in northwestern China. *Episodes*, vol. 20, n. 2, p. 95-99.
- JOLLY R. J. H. & SANDERSON D. J. 1995. Variation in the form and distribution of dykes in the Mull Swarm, Scotland. *Journal of Structural Geology*, v. 17, n. 11, p. 1543-1557.
- KELLER E.A. & PINTER N. 1996. *Active Tectonics. Earthquakes, uplift and landscape*. New Jersey: Prentice Hall, 338p.
- LIMA M.I.C. 2002. *Análise de drenagem e seu significado geológico-geomorfológico*. Belém, 2002. 1 CD.
- LIU C.C. 1987. A geologia estrutural do Estado do Rio de Janeiro vista através de imagens MMS do Landsat. In: SIMPÓSIO REGIONAL RJ-ES, L, 1987, Rio de Janeiro. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1987, p. 164-188.
- LAVINA E.L. 1991. *Geologia sedimentar e paleogeografia do Neopermiano e Eotriássico (intervalo Kazaniano – Citiano) da Bacia do Paraná*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 332 p.
- LOCZY L. 1966. *Evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia Gondwânica do Paraná e seu embasamento*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 234p.
- LOCZY L. 1968. Basic and alkalic volcanics of the State of Santa Catarina. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 40 (supl.): 187-193.
- MACHADO F.G. & ROSTIROLLA S. P. 2005. Caracterização estrutural preliminar da área de Jaguariaíva, Bacia do Paraná. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005, Curitiba - Paraná. *Anais*, v. 1. p. 38-40.
- MARTONNE E. 1940. Problemes morphologiques du Bresil tropical atlantique. *Annales de Geographie*, 49, p. 1-27 e 106-129. Tradução *Revista Brasileira de Geografia*, n. 5, 523-550, n. 6, p. 155-178, 1943/44.

MEZZOMO E. & ROSTIROLLA S. P. 2005. Delimitação do arcabouço estrutural na porção Centro Leste do Paraná, Bacia do Paraná, com base na análise de sensores remotos, estudos de campo e modelagem estrutural tridimensional. In: X Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 2005, Curitiba - Paraná. Anais, 2005. v. 1. p. 35-37.

MILANI E.J. 1997. Evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Paraná e seu relacionamento com a geodinâmica Fanerozóica do Gondwana sul-ocidental. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre. 2v.

MILANI E.J. & RAMOS V.A. 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. Revista Brasileira de Geociências, **28** (4): 473-484.

MILANI E.J. 2004. Capítulo XXXII – Comentários sobre a origem e a evolução da Bacia do Paraná. In: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. MANTESSO-NETO V., BARTORELLI A, CARNEIRO C.D.R., NEVES B.B.B (eds). Ed. Beca, São Paulo, pp. 265-279.

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

MORALES N. & SOUSA, M.O. L. 1999. Feições morfoestruturais associadas à estrutura de Pitanga. In: VI Simpósio de Geologia do Sudeste, 1999, São Pedro. Boletim de Resumos. São Pedro, : Sociedade Brasileira de Geologia SP/RJ/ES e IGCE/UNESP, 1999. p. 103.

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

NORTHFLEET A.A., MEDEIROS R.A., MUHLMAN H. 1969. Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico da Petrobrás , nº 12, p.291-346.

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

- OLLIER, C. D. 1981. *Tectonic and Landforms*. London, Longman, 324p.
- PARK R.G. 1898. *Foundations of Structural Geology*, Blackie, New York 3rd edition.
- PENCK, W. 1953. *Morphological analysis of landforms: a contribution to physical geology*. London, Macmillan. 429p.
- PETIT, J. P. 1987. Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks. *Journal of structural geology*. vol. 9, p. 597-608.
- POLLARD, D. D. 1987. Elementary fracture mechanics applied to the structural interpretation of dykes. *Geological Association of Canada Special Paper*, v. 34, p. 5-24.
- POLLARD, D. D. & AYDIN, A. 1988. Progress in understanding jointing over the past century. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1181-1204.
- PORTELA FILHO C.V., FERREIRA F.J.F., ROSA FILHO E.F., ROSTIROLLA S.P. 2005. Compartimentação magnética-estrutural do sistema aquífero serra geral e sua conectividade com o sistema aquífero guarani na região central do arco de ponta grossa (bacia do paran). *Revista Brasileira de Geocincias*, 35 (3): 369-381.
- PRICE, N. J. 1966. *Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock*. Oxford: Pergamon Press, 175p.
- PRICE, N. J. & COSGROVE, J. W. 1990. *Analysis of geological structures*. First Edition. London: Cambridge University Press, 502p.
- PUTZER H. 1952. Camada de carvo e seu comportamento nos sul de Santa Catarina. DNPM/DFPM, 182p. (Boletim 91).
- RAMSAY, J. G. 1980. Shear zone geometry: a review. *Journal of structural geology*. v. 2, n. 1/2, p. 83-99.
- RAMSAY, J. G. & HUBER, M. I. 1987. *The techniques of modern structural geology: Folds and fractures*. London: Academic Press, vol. 2. 700p.
- RICCOMINI C. 1992. Estilos estruturais da regio do Domo de Pitanga, Bacia do Paran, SP. *Boletim do Instituto de Geocincias/USP*, v. 12, p. 93-94.

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

RICCOMINI C. 1995. Tectonismo gerador e deformador dos depósitos sedimentares Pós-Gondvânicos da porção centro-oriental do estado de São Paulo e áreas vizinhas. Tese de Livre Docência. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 100p.

RICCOMINI C., MANCINI F., HASEBE F.K., RIDENTE JR. J.L., SANT'ANNA, L.G., FAMBRINI G.L. 1991 . Evidências de neotectonismo no Vale do Rio Passa Cinco, Domo de Pitanga, Bacia do Paraná. In: II Simpósio de Geologia do Sudeste, 1991, São Paulo. Atas do 2. Simp. Geol. Sudeste,. p. 27-28.

RICCOMINI C., VELÁZQUEZ V.F., GOMES C.B. 2005. Tectonic controls of the Mesozoic and Cenozoic alkaline magmatism in central-southeastern Brazilian Platform. In: Celso de Barros Gomes; Piero Comin-Chiaramonti. (Org.). Mesozoic to Cenozoic alkaline magmatism in the Brazilian Platform. São Paulo: EDUSP-FAPESP, 750pp

RICCOMINI, C. & ASSUMPÇÃO, M. 1999. Quaternary tectonics in Brazil. *Episodes*, v. 22, n° 3, p. 221-225.

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

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

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

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

ROLDAN L.F., STEINER S.S., GROHMANN C.H., MACHADO, R. 2006. Análise morfométrica da região do domo de Lages, SC. In: XLIII Congresso Brasileiro de Geologia, 2006, Aracaju - SE. Anais. p. 266.

ROSTIROLLA S.P., ASSINE M.L., FERNANDES L.A., ARTUR P.C. 2000. Reativação de Paleolineamentos durante a evolução da Bacia do Paraná - O Exemplo do Domo de Quatiguá. Revista Brasileira de Geociências, Brasília, 30 (4): 1-15.

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

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

SCHEIBE L.F. 1978. Fazenda Varela Carbonatite, Lages, Santa Catarina, Brazil. In: I SIMPOSIO INTERNACIONAL DE CARBONATITOS, 1978. POCOS DE CALDAS, MG, BRASIL.

SCHEIBE, L. F. 1980. Distrito alcalino de Lages, SC. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Balneário Camboriú, 1980. Roteiros das Excursões, Balneário Camboriú, Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim 3:25-31.

SCHEIBE L.F. 1986. Geologia e Petrologia do Distrito Alcalino de Lages, SC. Tese de Doutorado , Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 224p.

SCHEIBE L.F. 1996. Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages, Santa Catarina, Brazil. *Eur. J. Mineral.*, **8**:193- 208.

SCHEIBE, L. F., FORMOSO, M. L. L., DANI, N. 1987. Rochas alcalinas de Lages, SC, e alterações lateríticas associadas.. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1, 1987, Porto Alegre. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, Roteiro de Excursões. Porto Alegre : Sociedade Brasileira de Geoquímica, 1987. p. 7-35

SCHEIBE L. F., KAWASHITA K., GOMES C.B. 1985. Contribuição à geocronologia do Complexo Alcalino de Lages, SC. In: Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 2,

Florianópolis, Anais., Florianópolis, Sociedade Brasileira de Geologia (Núcleos RS-SC e PR), p.299-307.

SCHOBHENHAUS C. , Campos D.A 1984. A evolução da Plataforma Sulamericana no Brasil e suas principais concentrações. In: Schobbenhaus, C.; Campos, D.A.; Derze, G.R.; Asmus, H.E. (Org.). Geologia do Brasil. 1 ed. Brasília: DNPM, 1984, v. 1, p. 9-53. Referências adicionais: Brasil/Português; Meio de divulgação: Impresso; Número da revisão: 1.

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

SOARES P.C. 1974. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: Classificação e Gênese. In: Congr.Bras.Geol., 28, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre, SBG. V.I.p.107-121

SOARES P.C.1976. Elementos estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná: classificação de gênese. In: Congr. Bras. Geol., 28, Anais...Porto Alegre, RS, SBG, 1: 107-121.

SOARES P.C., BARCELLOS P.E., CSORDAS S.M. 1982. Análise, interpretação e integração de lineamentos a partir de imagens (Radar-Landsat) e suas relações com a tectônica da Bacia do Paraná. São Paulo: Relatório RT-342/82, Paulipetro. Consórcio CESP/IPT.

SOARES P.C., ROSTIROLLA S.P., FERREIRA F.J.F., STEVANATO R. 1996. The Pitanga-Quatingua-Jacutinga structural high in the Paraná Basin: a lithospheric structure. First Annual Conference of IGCP Project 381, Thematic Symposium on Tectonics and Sedimentation in South American Basins (Salvador, 6 September 1996), SAMC News 5 (August 1996), Extended Abstracts, pp. 80-82.

SOUSA, M.O. L. 1998. Caracterização Estrutural do Domo de Pitanga. Dissertação de Mestrado em Geologia Regional, Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, Rio Claro.

SOUSA, M.O. L. 2002. Caracterização Estrutural dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, centro do Estado de São Paulo. Tese de Doutorado

em Geologia Regional. Instituto de Geociências e Ciências Exatas de Rio Claro, UNESP, Rio Claro.

SOUSA M. O. L. & MORALES N. 1999. Evolução tectônica do Alto Estrutural de Pitanga - SP. *In: VII Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos e Simpósio Internacional de Tectônica da SBG*, 1999, Lençóis - BA. Anais. Lençóis - BA. Sociedade Brasileira de Geologia Núcleo Bahia/Sergipe e Associação Brasileira de Geólogos do Petróleo. p. 40-42.

SOUSA M. O. L. & MORALES N. 2003. Feições neotectônicas presentes na região dos altos estruturais de Pitanga, Artemis, Pau D'Alho e Jibóia, centro do estado de São Paulo. *In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2003, São Pedro - SP. Boletim de Resumos. São Pedro. Sociedade Brasileira de Geologia, Núcleo São Paulo, Rio de Janeiro e Espírito Santo. p. 90-90.

SOUSA M. O. L., MORALES N., BATISTA M. J. 2003. Reconhecimento de inclinações de camadas com alto ângulo associadas às falhas normais da Estrutura de Jibóia-Centro do estado de São Paulo. *In: VIII Simpósio de Geologia do Sudeste*, 2003, São Pedro-SP. Anais do VIII Simpósio de Geologia do Sudeste.

STEINER S. 2004. Cartografia e modelamento digital da região de Lages, SC. Trabalho de Formatura, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.

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

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

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

SUGUIO K., BIGARELLA J.J. 1990. Ambientes fluviais. 2.ed. Florianópolis: UFSC, 183p.

SUMMERFIELD M.A. 1991. *Global Geomorphology*. New York, John Wiley & Sons, 537p

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

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

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

STRUGALE M., ROSTIROLLA S.P., MANCINI F., TRZASKOS-LIPSKI B., FIGUEIRA I.F.R., FREITAS R.C. 2003. Evolução estrutural do Arco de Ponta Grossa no Cretáceo a partir da análise de estruturas rúpteis no Grupo São Bento (Bacia do Paraná). In: SBG, SNET, 9, Boletim de Resumos, pp. 320-323.

SZUBERT E.C. & VERGARA V.A. 1975. Reservas e possibilidades de aproveitamento industrial das bauxitas de Lages – Santa Catarina. CPRM, Porto Alegre, 68p.

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

TRAVERSA G., BARBIERI M., BECCALUVA L., COLTORTI M., CONTE A.M., GARBARINO C., GOMES C.B., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., RONCA S., SCHEIBE L.F. 1996. *Mantle sources and differentiation of alkaline magmatic suite of Lages*, Santa Catarina, Brazil. Eur. J. Mineral., 8:193-208.

TRAVERSA G., SCHEIBE L.F., BARBIERI M., BECCALUVA L., COLTORTI M., CONTE A.M., GARBARINO C., GOMES C.B., MACCIOTTA G., MORBIDELLI L., RONCA S. 1994. Petrology and mineral chemistry of the alkaline district of Lages, SC, Brazil. Geochim. Brasil., 8:179-214.

ULBRICH H.H.G.J. & GOMES C.B. 1981. Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Science Reviews, 17:135-154.

VALETON I., FORMOSO M. L. L., ROSENBERG F., DANI N. 1989. Bauxite and cogenetic weathering product on the alkaline complex and on the basalts in the area of Lages, SC.. In: 6th International Congress of ICSOBA, 1989, Poços de Caldas. 6th International Congress of ICSOBA, 1989. pp. 19-22.

VIALON P., RUHLAND M., GROLIER J. 1976. Éléments de tectonique analytique.

Masson, 118 p.

WHITE I.C. 1908. Relatório sobre as coal measures e rochas associadas ao sul do Brasil. Rio de Janeiro: Comissão das Minas de Carvão de Pedra do Brasil, 300 p.

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

ZALÁN P.V., WOLFF S., APPI V.T., ZANOTTO O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. In. SBG, Simpósio Sul-brasileiro de Geologia., 3, Anais, pp. 441-474.

ZÁLAN P.V., WOLFF S., ASTOLFI M.A., VIEIRA I.S., CONCEIÇÃO J.C.J., APPI V.T., NETO E.V.S., CERQUEIRA J.R., MARQUES A. 1990. The Paraná Basin, Brazil. In: M.W. Leighton; D.R. Kolata; J.J. Eidel (eds.) Interior cratonic basins. Tulsa: AAPG Memoir 51:681-708.

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

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

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

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