

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DAS
ESTRUTURAS TECTÔNICAS RÚPTEIS
MESOZÓICO/CENOZÓICAS NA PORÇÃO CENTRO-NORTE
DO PLANALTO CATARINENSE**

Willian Carvalho Montagnoli

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado

**MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF- 09 / 33)**

TF
M758
WC.a

SÃO PAULO
2009

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

DEDALUS - Acervo - IGC



30900027447

**ANÁLISE GEOMÉTRICA E CINEMÁTICA DAS ESTRUTURAS TECTÔNICAS RÚPTEIS
MESOZÓICO/CENOZÓICAS NA PORÇÃO CENTRO-NORTE DO PLANALTO
CATARINENSE**



Willian Carvalho Montagnoli

Dissertação de Mestrado apresentada ao Conselho de Especialização em Geologia e Geofísica Centro-Oeste, UFSC, para obtenção do título de Mestre em Geologia, sob orientação da Professora Dr.ª Rosângela Góes, com aprovação da Comissão de Exame, na disciplina de Geodinâmica, e com a aprovação da banca examinadora composta por:

Orientador: Prof. Dr. Rômulo Machado
Assessor: Prof. Dr. Sérgio A. W. Vaz
Assessor: Prof. Dr. José G. L. Góes
Assessor: Prof. Dr. Sérgio A. W. Vaz

A habilitação plena conferida nesse trabalho é considerada suficiente, de forma geral, no caso de estudo pós-graduação, para a obtenção de um diploma de mestrado.

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF- 09 / 33)

SÃO PAULO

2009

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo principal a análise geométrica e cinemática das estruturas tectônicas rúpteis que afetam as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral, na porção centro-norte do Planalto Catarinense.

Este estudo insere-se num contexto maior de reconhecimento das estruturas transcorrentes existentes no Estado de Santa Catarina, sendo que as investigações tiveram início na região do Domo de Lages, migraram para a porção centro-sul do Planalto, e agora, com o presente trabalho, temos uma proposta de avaliação para a porção centro-norte do Planalto. A área estudada abrange os municípios de Caçador, Lebon Régis e Santa Cecília.

O trabalho foi realizado de duas maneiras, uma delas consistindo na análise estrutural com base nos dados coletados em campo, e a outra na confecção de mapas de relevo sombreado, mapa de lineamentos e de densidade de lineamentos, todos derivados do MDE (Modelo Digital de Elevação), gerados através do tratamento de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*).

A análise das estruturas rúpteis revelou a existência de falhas transcorrentes nas direções N-S, NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW, WNW-ESE e E-W.

A análise cinemática destas estruturas representou maior dificuldade para ser realizada, uma vez que em uma mesma direção de transcorrência ocorrem indicadores cinemáticos nos dois sentidos possíveis (destral e sinistral), sendo que apenas um único local foi possível identificar superposição de indicadores cinemáticos. Dessa maneira, o estudo foi desenvolvido de forma individualizada, analisando-se os indicadores cinemáticos caso a caso, e sugerindo campos de atuação de paleoesforços de forma a compatibilizar os indicadores presentes.

Nesse sentido, as análises geométricas e cinemáticas denunciaram a existência de três direções de esforço horizontal máximo, sendo as direções NNE-SSW, NW-SE e E-W, onde foi possível detectar que a direção E-W representa a direção de paleoesforços mais jovem que as demais.

A tectônica rúptil compreendida neste estudo é considerada pós-Formação Serra Geral, ou seja, de idade pós-Cretácea, entre o final do Mesozóico e início do Cenozóico.

Abstract

The main aim of the present work is the geometric and kinematic analysis of the brittle tectonic structures that affects volcanic rocks of the Serra Geral Formation, in the central-north portion of the Planalto Catarinense.

This study makes part of a major context of transcurrent structures recognition presents in Santa Catarina State, which investigations have started in the Dome of Lages region, migrating to the center-south portion of the Planalto, and now, with the present work, we have a suggest of avaliation in the center-north portion of the Planalto. The study area includes the cities of Caçador, Lebon Régis and Santa Cecília.

The work were realized in two ways, one of them consisting the structural analysis based in outcrop informations, and the other consisting in the building of relief shaded maps, lineament maps and density lineament maps, all of those derived from the DEM (Digital Elevation Model), derived from SRTM data (Shuttle Radar Topographic Mission).

The brittle structures analysis revealed the existence of transcurrent faults in N-S, NNE-SSW, NNW-SSE, NE-SW, WNW-ESE and E-W directions.

The kinematic analysis of this structures represented a higher difficulty to be done, once in the same transcurrent directions occur kinematic indications in both sense possible (dextral and sinistral), which only in a specific place were possible the identification of kinematic superposition. Thus, the present study were developing in individual ways, analyzing the kinematic indicators case by case, and suggesting paleostress atuation fields in order to explain the present indicators.

In this way, the geometric and kinematic analysis denounced the existence of three directions of maximum horizontal stress, been the NNE-SSW, NW-SE and E-W directions, which the last represents the younger directions of paleostress.

The brittle tectonic structures described here is considered to be pos-Serra Geral Formation, in other words, of pos-Cretaceous age, between the final of Mesozoic and the beggining of Cenozoic.

Agradecimentos

Agradeço aos meus pais, Walter Junior Montagnoli e Márcia Cristina da Silva Carvalho Montagnoli, pelo apoio e incentivo sempre presente, aos meus irmãos Felipe e Aline, por terem dividido comigo os anseios do término dessa etapa.

Agradeço aos meus avós, Cari Souza Carvalho e Maria Tereza da Silva Carvalho, pessoas a quem devo muito, pelo suporte e convívio durante todos esses anos, sendo que fica aqui um “salve” especial para meu avô Cari, por sempre ter sido um grande amigo, além de exímio professor sobre os meandros da vida.

Agradeço ao Prof. Dr. Rômulo Machado, pela atenção e apoio despendido durante a realização deste trabalho. Agradeço também a Patrícia Düringer Jacques pelo apoio na confecção dos mapas em ambiente tipo SIG, ao Samar S. Steiner, Luiz F. Roldan e Marília Aguiar (Atoladinho) pelo suporte na geração dos diagramas de roseta, e também ao Thyago Oliveira (Xoninha) pela colaboração na etapa de campo.

Agradeço a galera do Bosque Clube, aos amigos das repúblicas Panapia e Covil, pelas risadas, inúmeras festas e bons momentos de convívio durante esses anos da graduação. São eles: Alargado, Maricon, Titica, Axé Blond, Jaspion, Flaminga, Filhão, Potranka, e Otário, também agradeço ao Fechadura, Bumbu, Kaladryl e XT, pelo companheirismo sempre presente.

Agradeço aos amigos da HidroStudio Engenharia Ltda., onde realizava estágio de curso técnico em Edificações, quando tive o primeiro contato com a geologia, de grande valia para a escolha do curso, agradeço então ao geólogo Arnaldo Sérgio Kutner, pelas eventuais aulas sobre geologia de engenharia, ao geólogo José Antônio Gonçalves, por ter gerado a oportunidade de aprender sobre o software Key Systems Geotechnical, bem como ao geólogo Giuliano de Mio, ministrante do curso. Também agradeço aos engenheiros Cláudio Casarin e Cláudia Maria Miranda de Andrade, pelo conhecimento geotécnico agregado, e aos engenheiros e sócios da empresa, Aluísio Pardo Canholi e Ruy Juji Kubota, pelo estágio concedido na época.

Índice

Resumo	i
<i>Abstract</i>	ii
Agradecimentos	iii
Índice	iv
Índice de Figuras	v
Índice de Fotos	vi
 	.
1. Introdução	1
2. Objetivos	2
3. Localização	3
4. Trabalhos Prévios	3
4.1. O embasamento	3
4.2. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica da bacia	4
4.3. Arcabouço estrutural	5
5. Materiais e Métodos	7
5.1. Materiais	7
5.2. Métodos	7
5.2.1. Análise de lineamentos	7
5.2.2. Análise estrutural	8
6. Resultados Obtidos	18
6.1. Análise de lineamentos	18
6.2. Análise estrutural	23
7. Interpretação e Discussão dos Resultados	28
8. Conclusões	29
9. Referências Bibliográficas	31

Índice de Figuras

Figura 1.	Mapa geológico contendo a área de estudo.	2
Figura 2.	Mapa de vias de acesso.	3
Figura 3.	Diagrama de Mohr.	9
Figura 4.	Os três principais tipos de falha.	9
Figura 5.	Classificação geométrica de juntas.	10
Figura 6.	Bloco diagrama mostrando relação das juntas com esforços principais.	11
Figura 7.	Geometria de espectro de juntas híbridas e de extensão.	11
Figura 8.	Juntas de extensão, ortogonais entre si (padrão <i>grid lock</i>).	11
Figura 9.	Critérios para classificação genética de juntas.	12
Figura 10.	Critérios para classificação da seqüência relativa de juntas.	13
Figura 11.	Critérios para determinação da cinemática de falhas.	14
Figura 12.	Modelo de Riedel.	16
Figura 13.	Critérios de indicadores cinematográficos.	16
Figura 14.	Método dos diedros retos.	17
Figura 15.	Superposição de diagramas.	17
Figura 16.	Mapas de relevo sombreado.	19
Figura 17.	Mapa de lineamentos.	20
Figura 18.	Mapa de densidade de lineamentos na escala 1:100.000.	21
Figura 19.	Mapa de densidade de lineamentos na escala 1:500.000.	21
Figura 20.	Modelo Digital de Elevação (MDE).	22
Figura 21.	Mapa de lineamentos com as projeções ciclográficas das falhas.	24

Índice de Fotos

Foto 1.	Relação das estrias com o plano de falha.	26
Foto 2.	Relação das estrias com o plano de falha.	26
Foto 3.	Relação entre fendas de tração preenchidas e transcorrência N-S.	27
Foto 4.	Relação entre fenda de tração e duas transcorrências (N-S e ENE-WSW).	27

1. Introdução

A Bacia do Paraná localiza-se entre os paralelos 2º e 18º de latitude sul e os meridianos 46º e 56º de longitude oeste. Em território brasileiro, abrange os Estados de São Paulo, Mato Grosso, Paraná, Santa Catarina, Rio Grande do Sul e parte dos territórios de Minas Gerais e Goiás. Abrange também territórios de países vizinhos, como Uruguai, Paraguai e Argentina. A bacia caracteriza-se por um formato alongado na direção NNE-SSW, com eixo maior de 1.750 km e eixo menor de 900 km.

Trata-se de uma bacia sedimentar, intracratônica, instalada sobre a Plataforma Sul-Americana. Os processos de sedimentação tiveram início no Neo-Ordoviciano (450 Ma), a partir da primeira subsidência importante da bacia, prosseguindo sua história de subsidência e sedimentação até o Neo-Cretáceo, com o acúmulo de uma sucessão superior a 5.000 metros de sedimentos, documentando assim, cerca de 400 milhões de anos de história de evolução da bacia (Milani & Ramos, 1998).

Os diferentes períodos de subsidência da Bacia do Paraná foram correlacionados a uma sucessão de orogenias ocorridas durante o Fanerozóico no domínio sul-occidental do paleocontinente Gondwana, a saber: Orogenia Oclóbica (Meso a Neo-Ordoviciano), Orogenia Precordilheirana (Eodevoniano), Orogenia Chanica (Eocarbonífero) e Orogenia Sanrafaélida (Neopermiano), (Milani & Ramos, 1998), sendo que hoje em dia este domínio corresponde a região da borda andina da América do Sul. Tal região comportou-se durante praticamente todo o Fanerozóico como um domínio de convergência entre o bloco siálico e a litosfera oceânica do Panthalassa, região alcançada por uma série de terrenos alóctones que foram aglutinados junto à margem do referido continente.

Na Bacia do Paraná, diversos autores sugerem a existência de extensas deformações estruturais, tais como arcos, flexuras, sinclinais e depressões, posicionadas ao longo de suas margens, classificando-as como arqueamentos marginais, arqueamentos interiores e embaciamentos, algumas destas estruturas são representadas pelo Arco de Ponta Grossa, Arco de Assunção, Arco do Rio Grande, Sinclinal de Torres, Domo de Lages, Domo de Pitanga, dentre outros.

A área de estudo está situada na região central do Estado de Santa Catarina e representa a porção centro-norte do Planalto Catarinense, compreende as cidades de Caçador, Lebon Régis e Santa Cecília, bem como os respectivos arredores.

Do ponto de vista geológico, a área de estudo está localizada na borda leste da Bacia do Paraná, a norte do Domo de Lages (Figura 1), e seus limites norte e sul são representados por duas importantes estruturas de escala regional, sendo, respectivamente, o Arco de Ponta Grossa e a Sinclinal de Torres.

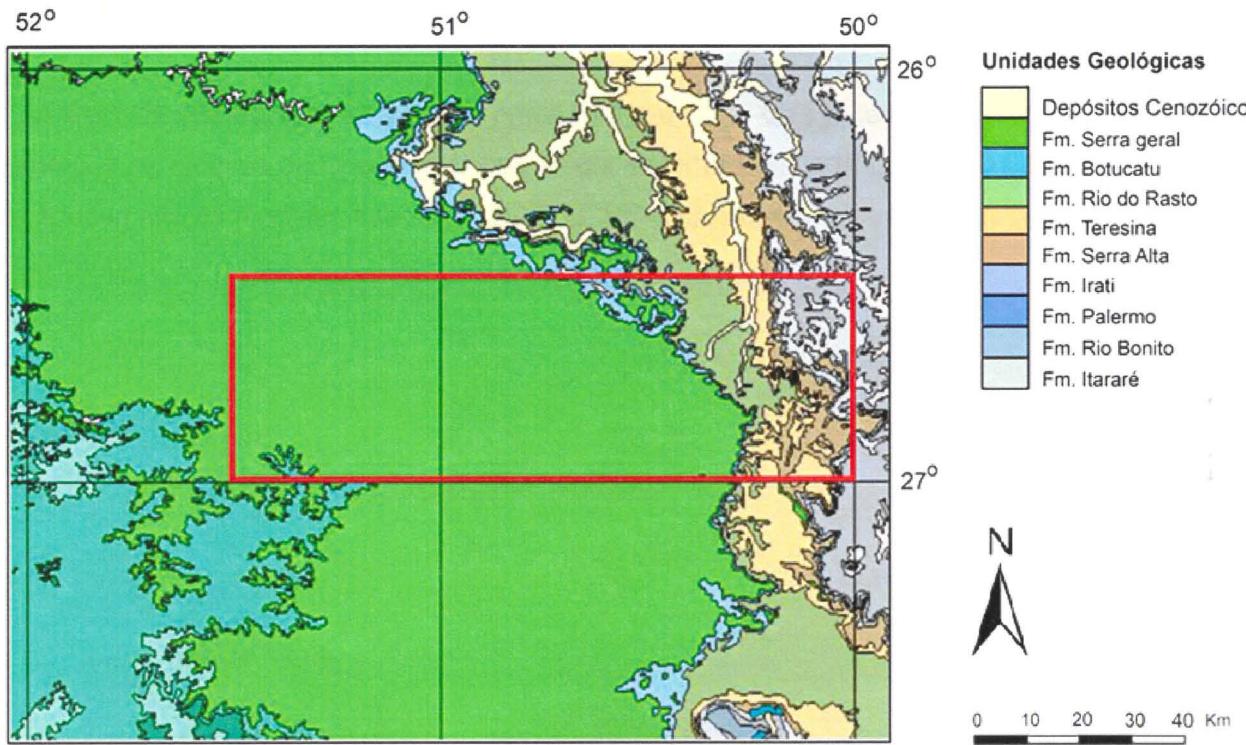


Figura 1. Mapa geológico contendo a área de estudo. Notar parte do Domo de Lages no canto inferior direito da figura. Extraído e modificado de Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo, Folhas SG-21 (Asunción) e SG-22 (Curitiba), CPRM.

A relevância científica do presente estudo consiste na ausência de trabalhos dessa natureza na região. Além disso, a área estudada situa-se na borda leste da Bacia do Paraná, em Santa Catarina, sendo que seu contexto tectônico está relacionado à abertura da parte meridional do oceano Atlântico Sul.

2. Objetivos

O objetivo principal deste trabalho compreende o estudo da tectônica rúptil mesozóico/cenozóica que afeta as rochas vulcânicas da Formação Serra Geral na porção centro-norte do Planalto Catarinense. Dessa maneira, as metas do presente trabalho consistiram no entendimento do arcabouço tectono-estrutural da borda leste da Bacia do Paraná, no Estado de Santa Catarina, após o Cretáceo. Objetivou-se também a correlação e comparação dos resultados aqui obtidos com os resultados disponíveis na literatura sobre a temática do presente estudo. Nesse sentido, foram realizadas análises dos dados estruturais, para identificação das naturezas geométrica e cinemática, bem como a análise de lineamentos com base em imagens SRTM, visando comparar as estruturas em diferentes escalas.

3. Localização

A área de estudo está situada na porção centro-norte do Planalto Catarinense, abrange parte dos municípios de Caçador, Lebon Régis e Santa Cecília (Figura 2). As principais vias de acesso são as rodovias estaduais SC-302, SC-453, SC-457 e a rodovia federal BR-116.

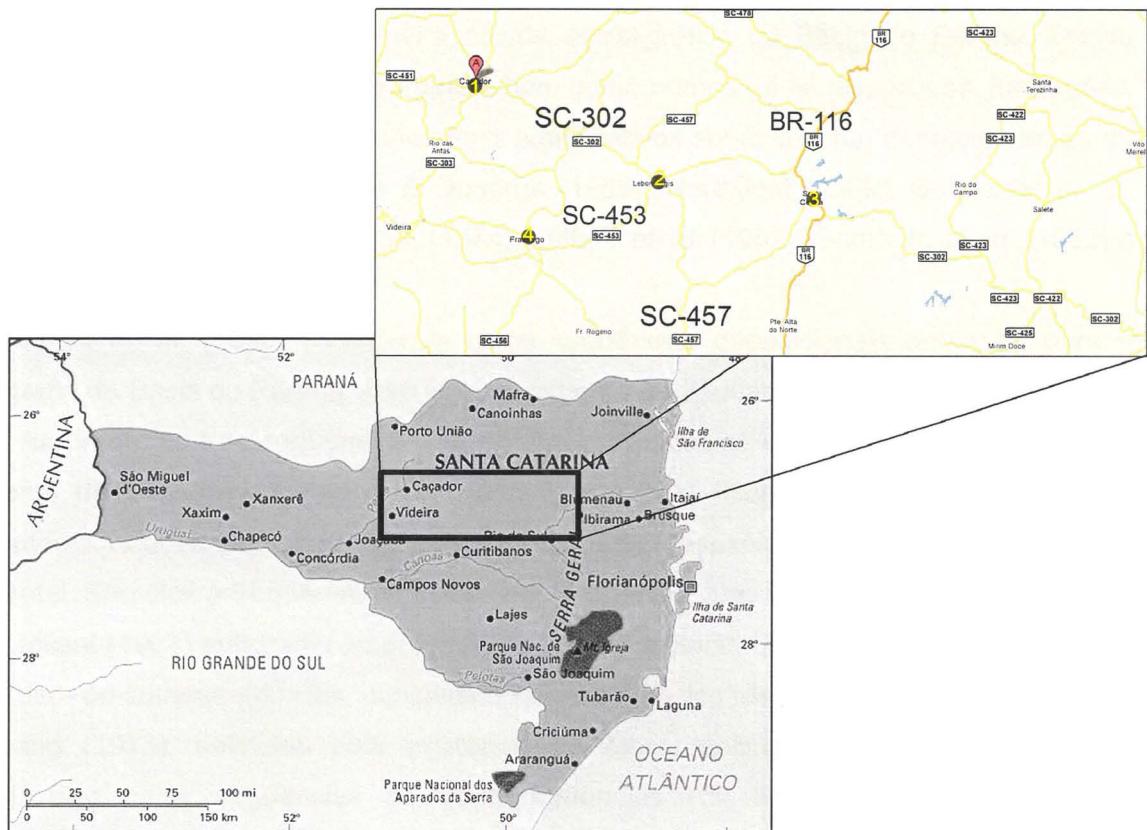


Figura 2. Mapa de vias de acesso. Fonte: Google Maps.

4. Trabalhos Prévios

4.1. O embasamento

O embasamento da Bacia do Paraná consiste em uma vasta área de escudo do paleocontinente Gondwana. Tal escudo é composto por diversos núcleos cratônicos compostos por terrenos granulíticos, granitos tipo *greenstone* e faixas móveis orogênicas formadas durante o Ciclo Brasiliano. Tal ciclo consistiu em importante evento tectono-magmático, onde diversos núcleos cratônicos, bem como seus prismas acrecionários, colidiram e deram origem ao paleocontinente Gondwana.

A borda Leste/Sudeste da bacia é composta por dois cinturões móveis brasileiros principais (cinturões Dom Feliciano e Ribeira), separados por um núcleo cratônico (Rio de La Plata/Luiz Alves). A borda Norte/Nordeste é composta por uma faixa móvel principal (faixa Uruacu, 1000-1200 Ma) e dois macicos cristalinos arqueanos (macicos de Guaxupé e

Goiás), remobilizados durante o ciclo Brasiliano. Já a borda Oeste/Noroeste da Bacia do Paraná é composta pela faixa de dobramentos Paraguai-Araguaia, de direção N-S predominantemente, que inflete bruscamente para ENE-WSW no extremo norte da bacia, na altura do paralelo 14º (Zalán et al. 1987).

4.2. Litoestratigrafia e evolução paleogeográfica da bacia

White (1908) definiu a primeira coluna estratigráfica da Bacia do Paraná. Desde então diversas colunas diferentes surgiram, bem como nomes de séries, grupos, formações, membros e fácies. Dentre os trabalhos mais significativos sobre o tema, destacam-se os de Sanford & Lange (1960), Daemon & Quadros (1969), Northfleet (1969), Schneider et. al. (1974), Almeida (1980), Soares et. al. (1974), Fúlfaro et. al. (1982), Gama Jr. et. al. (1982) e Milani (2005).

Zalán et. al. (1990) consideram cinco seqüências deposicionais principais para a estratigrafia da Bacia do Paraná, com idades variando do Siluriano ao Cretáceo.

As primeiras três seqüências são de idade Paleozóica e representam ciclos quase completos de transgressão-regressão marinha, a saber: Siluriana, Devoniana e Permo-Carbonífera. As duas últimas seqüências são de idade Mesozóica e de caráter estritamente continental. São elas a Seqüência Triássica e a Seqüência Juro-Cretácea.

Milani (1997) subdividiu litoestratigraficamente a Bacia do Paraná em seis unidades de II ordem ou superseqüências, constituindo as “seqüências” de Sloss (1963) ou “sintemas” de Chang (1975), definidas pela existência de discordâncias interregionais de escala bacinal. São estas seqüências as Superseqüências Rio Ivaí, Paraná, Gondwana I, Gondwana II, Gondwana III e Bauru. As três primeiras superseqüências representam ciclos transgressivos-regressivos com ampla escala sobre a bacia. A Superseqüência Rio Ivaí consiste no primeiro desses ciclos, sendo que sua origem ocorreu concomitantemente aos primeiros movimentos de subsidência da bacia. Em seguida, a queda do nível do mar durante a Glaciação Neo-Ordovíciana (Assine et. al. 1994) deu origem a depósitos glaciais característicos de trato de mar baixo (Formação Iapó). A porção superior desta superseqüência comprehende os folhelhos da Formação Vila Maria, representativos do momento de máxima inundação. Os depósitos regressivos são ausentes devido à erosão generalizada ocorrida no final deste ciclo. O segundo ciclo transgressivo-regressivo ocorreu no Devoniano (Superseqüência Paraná), onde a Formação Furnas representa os sedimentos de caráter transgressivo e precede os folhelhos da Formação Ponta Grossa, que representam o pico da transgressão marinha.

Um importante hiato deposicional marca o contato entre a Superseqüência Gondwana I e a Superseqüência Paraná. Uma vez que o paleocontinente Gondwana estava localizado geograficamente no Pólo Sul e submetia-se a um intenso processo de glaciação (Crowell, 1983). Com a migração do Gondwana para regiões de menor latitude, o degelo

provocou a elevação do nível do mar, gerando espaço para retomada dos processos de sedimentação na bacia. A continuação de tais processos formou os depósitos transgressivos do Grupo Guatá. Os depósitos regressivos foram gerados entre o Permiano Superior e o Triássico Inferior, encerrando as incursões marinhas na Bacia do Paraná. A tendência de continentalização predominou na região, onde as Supersequências Gondwana II, Gondwana III e Bauru desenvolveram-se em ambiente continental.

As incursões marinhas na Bacia do Paraná encerram-se no Permocarbonífero. As seqüências Triássica e Juro-Cretácea são estritamente continentais. A Seqüência Triássica (Grupo Rosário do Sul e Formação Pirambóia) caracteriza-se pela alternância de ambientes lacustres, fluviais e eólicos, enquanto a Seqüência Juro-cretácea é marcada pela instalação de um imenso deserto (Formação Botucatu), de acordo com tendências globais naquele momento.

4.3. Arcabouço Estrutural

Cordani et. al. (1984), ao estudar o embasamento da bacia, sugerem a existência de um núcleo cratônico em sua região central, onde faixas móveis adjacentes teriam sido desenvolvidas.

O conjunto de crâtons e faixas móveis orogênicas que constituem o embasamento da bacia possuem diversas zonas de fraqueza que teriam funcionado como zonas de dissipação de esforços intraplaca. Segundo Zalán (1987), a dissipação de tais esforços desenvolveu importantes *trends* de lineamentos em duas direções: NE-SW e NW-SE. Além disso, ocorre um terceiro *trend* de lineamentos com direção E-W que apresenta forte paralelismo com as zonas de fraturas oceânicas, o que sugere importante correlação dessas estruturas com o evento de abertura do oceano Atlântico Sul.

Soares et. al. (1982), em estudo detalhado de imagens LANDSAT e radar, detectaram estruturas com orientação NW e NE, que foram consideradas como zonas de fraqueza do embasamento.

Os *trends* estruturais NE são também reportados nas rochas do embasamento adjacentes à bacia (Hasui, 1977). As estruturas da borda leste, sudeste e noroeste da bacia são relacionadas aos cinturões orogênicos brasileiros adjacentes, respectivamente, Ribeira, Dom Feliciano e Paraguai-Araguaia.

Vários autores têm reportado a existência no embasamento da bacia de *trends* estruturais NW (Vieira 1973; Ferreira et. al., 1981; e Ferreira, 1982). Tais lineamentos são de origem ainda obscura, alguns autores consideram uma idade no mínimo Brasiliana para tais estruturas, podendo ser inclusive mais antiga, de idade arqueana (Ribeiro, 1980).

Neste sentido, Davino et. al. (1982) menciona a existência de expressivos diques de diabásio NW-SE no Arco de Ponta Grossa, que tem sido atribuídos a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1967 e 1983) ou evento Sul-Atlântico (Schobbenhaus et al. 1984)

ocorrido durante o quebramento juro-cretáceo do Gondwana. Um exemplo desse padrão estrutural é a zona de falha Curitiba/Maringá, limitada por duas falhas principais: Falha Jerônimo/Curiúva ao Norte, e Rio Alonzo ao Sul, sendo que o Arco de Ponta Grossa está totalmente inserido nesta zona de falha.

Milani (1997) sugere a existência de “calhas iniciais” que teriam propiciado a deposição dos primeiros sedimentos na Bacia do Paraná, representado pela Formação Alto Garças (Supersequência Rio Ivaí). Estas calhas, originadas sob condições de esforços compressivos atuantes no Gondwana sul-occidental, representam um contexto intraplaca de subsidência por reativação transtensiva de suturas do embasamento. Os esforços compressivos resultaram da colisão do Terreno Precordilheira, um bloco alóctone destacado de Laurasia, na margem sul-occidental Gondwânica, durante a Orogênese Oclóyica. A propagação de tais esforços até regiões distantes intraplaca foi possível devido à existência de elementos tectônicos lineares que ocorrem no assoalho da bacia e, em áreas argentinas, sendo que estes elementos correspondem a duas faixas móveis conectadas entre si, a Faixa Pampeana Oriental e a Faixa do Rio Paraná.

No arcabouço tectônico da Bacia do Paraná destacam-se três padrões estruturais principais: NW-SE, NE-SW e E-W (Zalán et al. 1987). Os dois primeiros padrões são considerados os mais importantes e representam descontinuidades já existentes na bacia que foram reativadas sucessivamente durante a sua evolução, e podem corresponder a falhas simples ou extensas zonas de falhas (comprimento de centenas de km e largura de poucas dezenas de km), por vezes associadas à estruturas-em-flor, dobras e falhas reversas escalonadas ou grandes falhas normais.

Os padrões de lineamentos NE e NW aparecem como sendo os mais importantes e representam descontinuidades mais antigas do embasamento, que foram recorrentemente ativadas e controlaram a evolução tectono-sedimentar da bacia. Além disso, estes dois padrões são os que apresentam o mais alto índice de concordância entre os elementos dos mapas gerados por diferentes fontes de dados, como modelo digital de terreno, imagens de satélite, mapas magnéticos e gravimétricos, quando comparados aos demais padrões (NNE, ENE, NNW, WNW) que apresentam índices muito baixos (Soares et al. 2007).

A relação tectônica entre o magmatismo alcalino e a formação das estruturas dômicas na bacia foi condicionada pela reativação de antigas estruturas do embasamento, causadas durante a Reativação Wealdeniana (Almeida, 1983). Este autor caracteriza a Província Alcalina de Santa Catarina (região de Lages, Anitápolis e Botuverá) como sendo resultado da inflexão de duas importantes estruturas tectônicas: o Arco de Ponta Grossa e a Sinclinal de Torres. Tal inflexão propiciou a intrusão de magmas alcalinos que arquearam os sedimentos paleozóicos através da reativação de falhas tardibrasilianas.

5. Materiais e Métodos

5.1. Materiais

Os materiais utilizados durante os trabalhos de campo foram as folhas de articulação do IBGE, escala 1:100.000, 1973, que encontram-se listadas abaixo.

- Caçador (SG-22-Z-A-III);
- Lebon Régis (SG-22-Z-A-IV);
- Santa Cecília (SG-22-Z-A-V);

Além disso, também foram utilizados os seguintes softwares:

- ArcGis, versão 9.3 (ESRI Inc.1999-2004), para geração dos mapas de relevo sombreado, de lineamentos e de densidade de lineamentos;
- Envi, versão 4.2., (Research Systems, 2005), para visualização do MDE;
- Stereo32, para confecção dos diagramas de projeções ciclográficas;
- Spring, para geração dos diagramas de roseta.
- Win-Tensor, para análise de paleotensões;

5.2. Métodos

Foram utilizados neste projeto os seguintes métodos: análise de imagens da base de dados SRTM da NASA e análise estrutural (geométrica e cinemática) das estruturas rúpteis, particularmente de planos de falhas e estrias associadas, que serão apresentados a seguir.

5.2.1. Análise de Lineamentos

Para a análise de lineamentos foram inicialmente confeccionados mapas de relevo sombreado, gerados a partir da base de dados SRTM (*Shuttle Radar Topographic Mission*). Essas imagens foram coletadas de forma cooperada entre a Agência Espacial Norte-Americana (*National Aeronautics and Space Administration - NASA*), a *National Geospatial-Intelligence Agency (NGA)*, o Departamento de Defesa dos Estados Unidos (DoD), as agências espaciais alemã (*Deutsches Zentrum für Luft – und Raumfahrt – DLG*) e a Agência Espacial Italiana (*Agenzia Spaziale Italiana - ASI*), sendo que a coleta é realizada a partir da interferometria de radar orbital, com resolução de aproximadamente 90m (3arcsec), disponíveis gratuitamente para *download* em diversos sites na internet, como por exemplo, o site da Embrapa (<http://www.relevobr.cnpm.embrapa.br/>).

A premissa adotada para análise dos lineamentos consiste na definição de O'Leary et. al. 1976, onde os lineamentos são considerados como 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 feições de subsuperfície.

O mapa de lineamentos foi gerado em ambiente computacional de tipo SIG (Sistema de Informações Georreferenciadas), em duas diferentes escalas (1.100.000 e 1:500.000), com base em mapas de relevo sombreado, gerados por iluminantes posicionados em quatro direções distintas sobre o MDE. A partir do mapa de lineamentos foi possível a geração de diagramas de roseta, com intervalo de 10°, com o intuito de qualificar a frequência e o comprimento acumulado de tais feições.

A partir do mapa de lineamentos foram gerados mapas de densidade de lineamentos, onde é possível identificar na área de estudo eventuais anomalias relativas à este parâmetro morfométrico.

Esses mapas de densidade representam a razão entre o comprimento total acumulado dos lineamentos, compreendidos pela área de cada célula presente no mapa, divididos pela área da própria célula. Para o cálculo deste parâmetro, a unidade utilizada foi da ordem de km/km².

5.2.2. Análise estrutural

A análise estrutural realizada na área de estudo envolveu a coleta e a sistematização de dados estruturais, a classificação geométrica e cinemática das falhas e o posterior tratamento desses dados em diagramas do tipo *Schmidt-Lambert* (hemisfério inferior), bem como a utilização do programa Tensor para definição dos campos de tensão responsáveis pela geração das estruturas estudadas. Os dados de falhas foram tratados na forma de dados pareados falha/estria. Por fim, os dados tratados em diagramas, que representam a escala de trabalho de campo, foram analisados e comparados com os mapas de lineamentos estruturais, confeccionados em duas escalas distintas, com a finalidade de avaliar a recorrência e a continuidade de tais estruturas em diferentes escalas, regional e de detalhe.

Em zonas de baixa pressão e baixa temperatura, entre 0-4 kbar e 0-300 C° respectivamente, e profundidades inferiores a 10 km (Ramsay & Huber, 1987), o comportamento mecânico das rochas possui caráter rúptil, onde a ocorrência de fraturas é fato comum. Os mecanismos de ruptura responsáveis pela geração dos diferentes tipos de fraturas são controlados pelas propriedades mecânicas da rocha em questão, bem como pelas tensões (cisalhante e normal) aplicadas em um determinado plano. Analisando as relações geométricas existentes entre estas tensões e as tensões principais de esforços ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) aplicadas a um plano genérico qualquer, pode-se notar que o ângulo máximo θ formado com σ_1 , quando representado em duas dimensões, assemelha-se à equação do

círculo, podendo ser representado no diagrama de Mohr. Este diagrama representa a tensão cisalhante no eixo das abscissas e a tensão normal no eixo das ordenadas, sendo que o ângulo 2θ é definido pela reta que inicia no centro do círculo e termina na intersecção com sua circunferência (Figura 3).

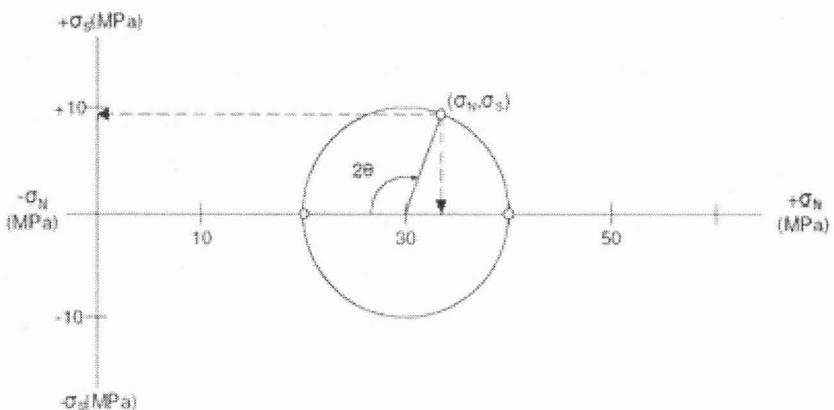


Figura 3. Diagrama de Mohr. A figura ilustra a relação do ângulo θ com a determinação das tensões normal e cisalhante. Extraído e modificado de Davis & Reynolds (1996).

Para Anderson (1951), considerando a superfície do planeta como sendo um plano principal com tensão cisalhante nula, teríamos dois esforços principais horizontais e um vertical, perpendicular à superfície. Dessa maneira, baseado no diagrama de Mohr-Coulumb, e adotando valor típico de 30° para o coeficiente de atrito e considerando as possíveis combinações de esforços principais, o autor classificou os principais tipos de falhas formadas próximo à superfície (Figura 4).

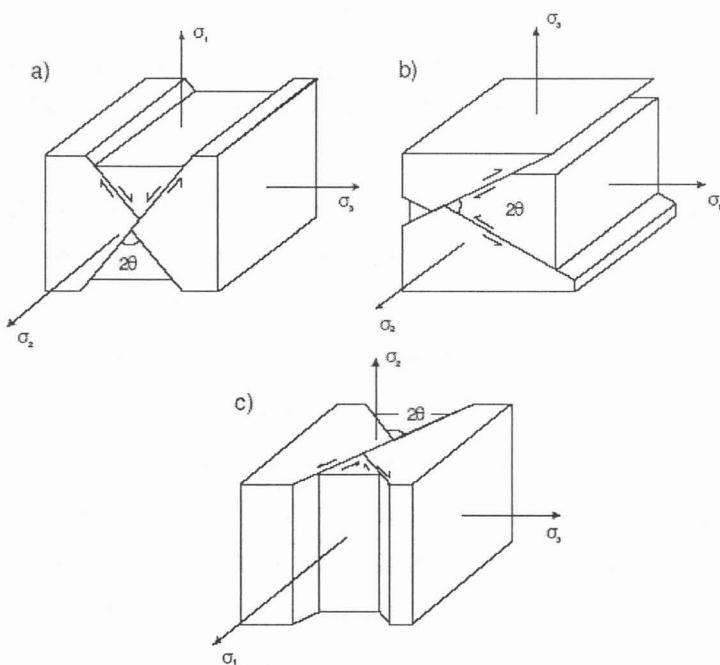


Figura 4. A figura ilustra os três principais tipos de falhas: a) falhas normais; b) falhas inversas; c) falhas transcorrentes; Segundo Anderson (1951), o ângulo 2θ possui geralmente 60° . Extraído e modificado de Vialon et. al. (1976).

As fraturas são divididas em juntas e falhas. São consideradas juntas quando não ocorre rejeito observável na escala de campo para o plano de fratura observado., Por outro lado, consideram-se falhas quando observa-se rejeito ao longo do plano de fratura (Hancock 1985, Dunne & Hancock, 1994). Geralmente, ocorrem famílias de juntas paralelas a subparalelas, onde o ângulo de dispersão não ultrapassa os 10º (Dunne & Hancock, 1994). Denomina-se sistema de juntas quando ocorre o cruzamento de mais de uma família de juntas (Hobbs et. al. 1976, Ramsay & Huber 1987, Hasui & Mioto 1992, Ghosh 1993). Com relação à classificação de juntas, os critérios utilizados são a geometria e arquitetura (Price 1966, Hancock 1985, Ramsay e Huber 1987, Pollard & Aydin 1988, Hancock & Engelder 1989, Dunne & Hancock 1994), características genéticas, dimensões etc. Com relação à geometria e arquitetura, as juntas são classificadas como sistemáticas, não-sistemáticas e conjugadas (Figura 5).

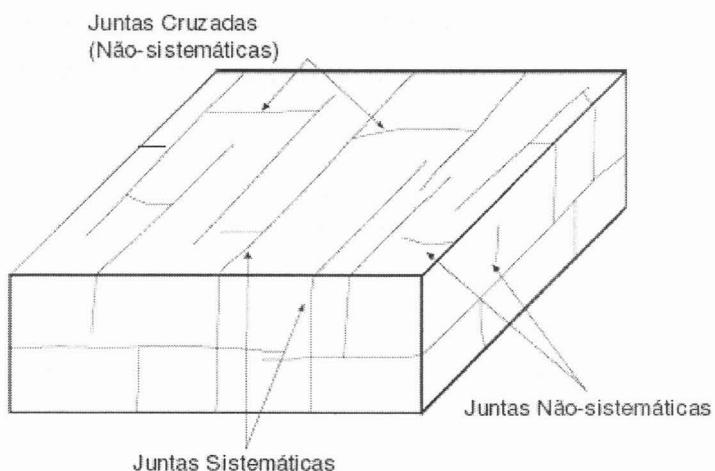


Figura 5. Classificação geométrica de juntas. Notar a conexão existente entre juntas sistemáticas e não-sistemáticas, constituindo o tipo cross-joint. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Quando as juntas possuem geometria planar, são classificadas como juntas sistemáticas e quando apresentam superfície irregular, de ocorrência restrita e aleatória, diz-se que são juntas não-sistemáticas.

Um mesmo regime de esforços pode gerar duas famílias de juntas sistemáticas, separadas por um ângulo 2θ , formando um sistema de juntas conjugadas. Os resultados desse mesmo regime de esforços podem ser divididos em três tipos: juntas de distensão, quando o ângulo 2θ é nulo ou muito pequeno, gerado através de σ_3 negativo e as outras tensões sendo nulas, negativas ou ligeiramente positivas; juntas de cisalhamento, quando o ângulo 2θ é maior do que 50º, e gerado através de σ_1 positivo, com as outras tensões sendo nulas, negativas ou positivas; e juntas híbridas, quando o ângulo 2θ encontra-se entre 10 e 50º, sendo gerado através de σ_1 necessariamente positivo e σ_3 negativo.

Neste último caso, a relação dos esforços principais com as juntas formadas encontra-se ilustrado na Figura 6.

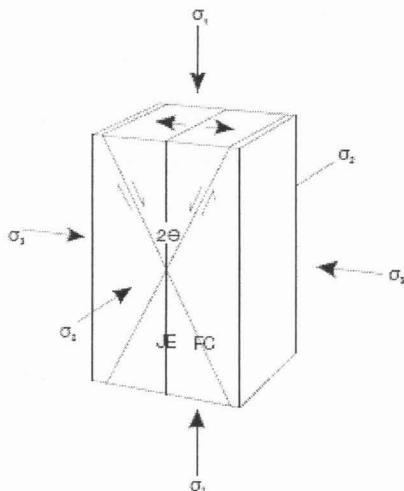


Figura 6. Bloco diagrama mostrando a relação das juntas com os esforços principais. Extraído e modificado de Dunne & Hancock (1994).

Existem casos onde ocorrem juntas híbridas e de distensão, formadas concomitantemente, resultando em um espectro de juntas com uma dispersão segundo um ângulo 2Θ (Figura 7).

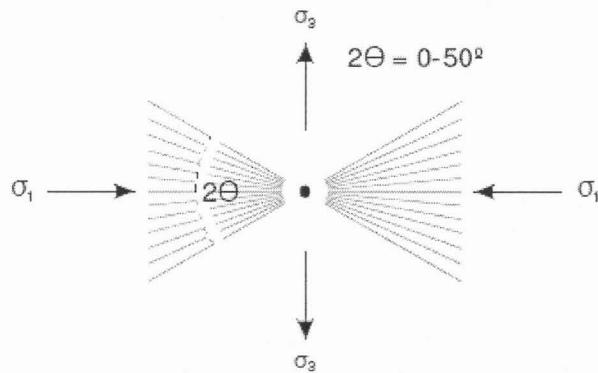


Figura 7. Geometria de espectro de juntas híbridas e de extensão. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Quando ocorrem juntas distensivas, com direções ortogonais entre si, denomina-se um padrão *grid-lock* (Figura 8).

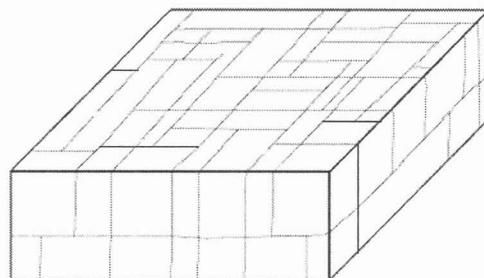


Figura 8. Juntas de extensão ortogonais entre si (Padrão *grid-lock*). Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Para a definição de paleotensões com base na análise de juntas, deve-se considerar as diferentes classes genéticas que estas possuem. Nesse sentido, Hancock (1985) propôs alguns critérios de classificação genética para identificação dessas diferentes classes (Figura 9). No entanto, o autor recomenda que estes critérios não devem ser utilizados individualmente.

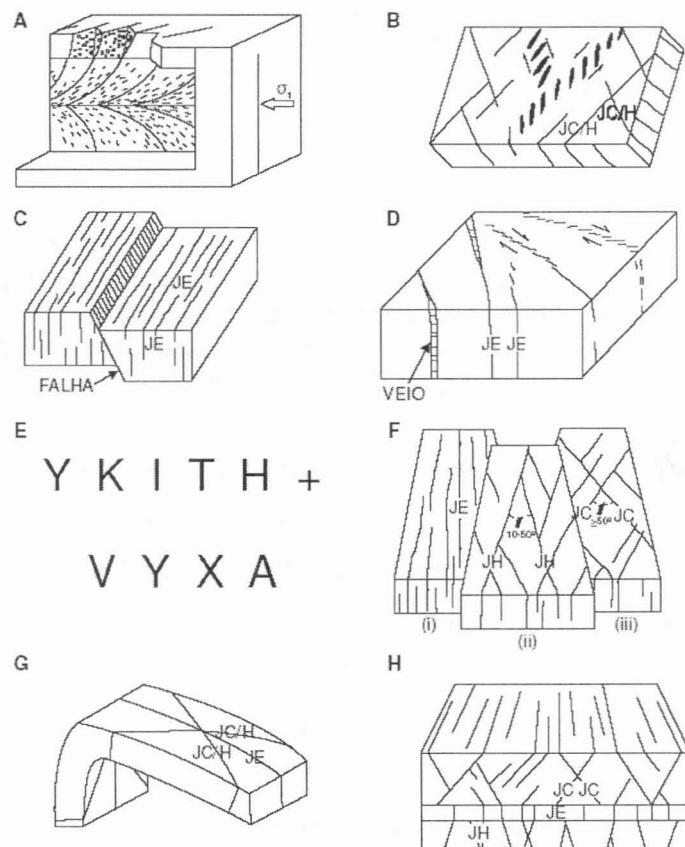


Figura 9. Critérios para classificação genética de juntas. A). Estruturas plumosas que indicam o sentido de abertura do plano; B) Paralelismo em relação a um indicador cinemático, sugerindo uma origem em comum; C) Simetria em relação a um indicador cinemático, indicando também uma origem concomitante; 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 distensão, (ii) juntas híbridas, (iii) juntas de cisalhamento; G) Simetria em relação a dobra; H) Relação das juntas em contatos litológicos, sugerindo contemporaneidade entre elas, porém com atitudes distintas. Extraído de Hancock (1985) e Dunne & Hancock (1994).

Quando ocorrem diferentes sets de juntas, o estudo detalhado com base nas relações de corte existentes entre estes sets permite estabelecer uma seqüência cronológica relativa da formação destes conjuntos (Price & Cosgrove, 1990; Dunne & Hancock, 1994). Dunne & Hancock (1994) propuseram quatro critérios para determinação da seqüência relativa de formação das diferentes famílias de juntas (Figura 10).

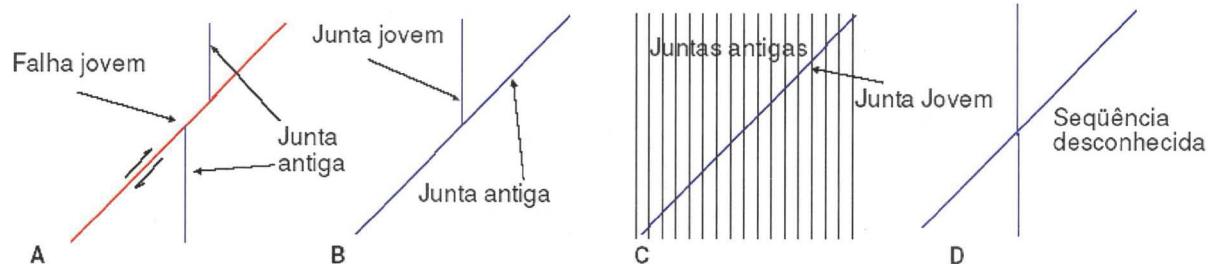


Figura 10. Critérios para classificação da seqüência relativa de juntas. A). Junta deslocada por falha mais jovem; B) Junta mais jovem truncada por junta mais antiga; C) Pequenos traços de juntas seladas atravessadas por uma junta mais jovem; D) Juntas com orientações distintas que se cortam mutuamente. Extraído de Dunne & Hancock (1994).

Um primeiro caso seria a classificação com base no critério que ocorre quando o traço de uma junta antiga é deslocado pelo traço de uma junta mais jovem (Figura 10a), também podemos ter o traço de uma junta mais jovem terminando no traço de uma junta mais antiga, o que indica que o traço mais antigo provavelmente não apresenta preenchimento mineral, impedindo a propagação dos esforços para o lado oposto daquele onde ocorre a junta mais jovem (Figura 10b). Quando existe o truncamento de um set de juntas sistemáticas por um traço de junta longo e contínuo, considera-se que este último constitui a junta mais jovem (Figura 10c), e por último, quando ocorre o cruzamento de traços de juntas com orientações distintas não é possível estabelecer a seqüência relativa entre as juntas (Figura 10d).

A análise de falhas também apresenta grande importância na determinação de paleotensões. O rejeito característico dos planos de falha é gerado através de cisalhamento paralelo ao plano de ruptura. Dependendo da natureza do movimento relativo entre os blocos, as falhas podem ser normais, inversas, oblíquas ou transcorrentes. A identificação da natureza de tais movimentos é obtida através da análise do deslocamento de marcadores estratigráficos, de dobrar de arrasto, além da utilização dos critérios propostos por Petit (1987) e Angelier (1994). Os critérios apresentados por Angelier (1994) encontram-se representados na Figura 11, onde o autor atribui um conceito de confiabilidade percentual para cada indicador apresentado.

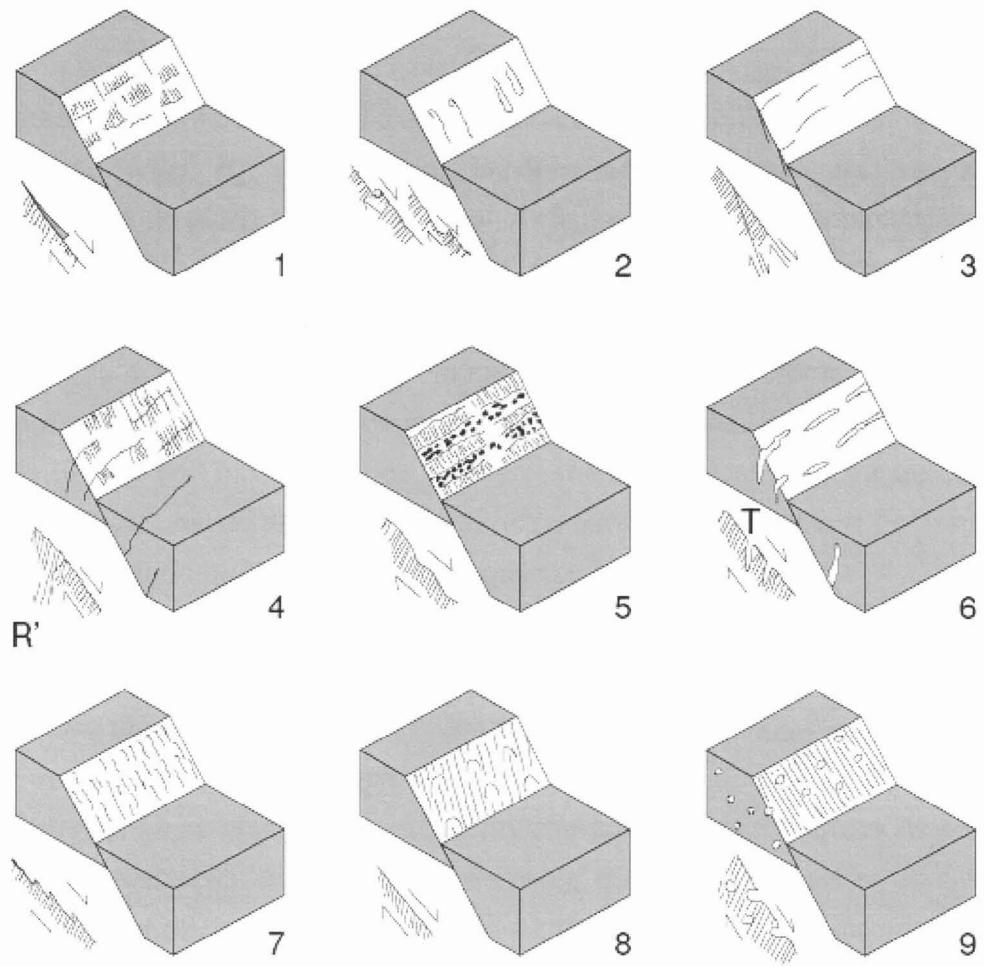


Figura 11. Critérios para determinação da cinemática de falhas. São apresentados exemplos de falhas normais com feições características impressas no planos de falha. 1) Crescimento de minerais neoformados que indicam o sentido do deslocamento (100% confiável); 2) Marcas de objetos tectônicos (85% confiável); 3) Falhas sintéticas (R), formando ângulos, geralmente, de 5 a 25° com o plano principal (75% confiável); 4) Planos de falhas antitéticas (R'), geralmente forma ângulo de 75° com o plano de falha (75% confiável); 5) Facetas lisas e rugosas, em geral são perpendiculares à direção do movimento (80% confiável); 6) Tension Gashes (planos T de Riedel), geralmente perpendiculares às estriadas, formando um ângulo de 30 – 50° com o plano de falha (70% confiável); 7) Picos ou lineações estilolíticas, formadas por dissolução durante a fricção, geralmente associadas à rochas carbonáticas (100% confiável); 8) Marcas parabólicas em forma de meia-lua, com concavidade voltada para o sentido do movimento, geralmente formadas em superfícies polidas; 9) Vesículas deformadas, onde a deformação forma cornijas na direção do movimento, feições observáveis em rochas de derrames; Segundo Angelier (1994).

O caso 1 indica a formação de degraus gerados pelo crescimento de minerais, onde calcita e quartzo são os minerais mais comuns, seguidos de gipsita e minerais fibrosos desenvolvidos no sentido das lineações, e que também indicam o sentido de movimento dos blocos de falha. O caso 2 comprehende a existência de feições tectônicas (relevo ou ranhuras assimétricas, dependendo do plano analisado) geradas por objetos presentes no plano de falha, estes objetos podem ser grãos de quartzo ou pedregulhos. Em alguns casos, estas feições podem estar ausentes por terem sido destruídas durante a evolução da deformação no plano de falha.

O caso 3 representa a intersecção de falhas sintéticas (estruturas R do modelo de Riedel) com o plano de falha, sendo possível detectar o movimento relativo entre os blocos. As linhas geradas pela intersecção do plano de falha principal e o plano de falhas sintéticas (estruturas secundárias R) são aproximadamente perpendiculares às lineações de estiramento contidas no plano de falha principal. As linhas geradas pela intersecção de dois planos de falha e sua perpendicularidade com as lineações do plano principal também ocorrem no caso 4, a única diferença em relação ao caso 3 é que as estruturas secundárias presentes são as falhas antitéticas do modelo de Riedel (estruturas R'). O caso 5 comprehende a geração de dois tipos de facetas no plano de falha: facetas lisa e rugosa. A faceta lisa é gerada por fricção e pode ocorrer estriada, a faceta rugosa tende a abrir durante a deformação, sendo que estas aberturas podem estar preenchidas por fragmentos rochosos, óxidos de ferro ou mineralizadas por quartzo, calcita, etc.

O caso 6 representa a intersecção de fendas de tração com o plano de falha principal, formam ângulo entre 30 e 50º e também se perpendicularizam às lineações de estiramento contidas no plano principal. O caso 7 representa as feições de dissolução e recristalização comumente associadas à rochas carbonáticas, geradas durante a fricção no plano de falha. As faces que tendem a se abrir durante a deformação podem formar degraus de calcita por dissolução e recristalização, ao passo que as faces que tendem a sofrer encurtamento tendem a desenvolver picos estilolíticos, vale ressaltar que esses casos indicam deformação lenta e progressiva, pois deformações repentinhas não confeririam intervalo de tempo suficiente para o desenvolvimento de tais feições. Casos de menor uso, mas não de menor valia, são os casos onde ocorrem marcas parabólicas e amígdalas/vesículas deformadas (casos 8 e 9, respectivamente). As marcas parabólicas geralmente ocorrem em planos polidos, não apresentam feições morfológicas e sua geometria indica claramente o sentido de deslizamento da capa em relação a lapa, o mesmo pode ser observado analisando as vesículas/amígdalas deformadas, onde a deformação gera uma espécie de “cauda” nesses indicadores, facilitando a identificação do sentido de movimento.

A utilização do método de Angelier implica no conhecimento prévio das estruturas secundárias geradas no plano de falha, sendo que estas estruturas apresentam um padrão geométrico característico em níveis rassos, quando submetidos à tectônica transcorrente (Riedel, 1929; Tchalenko, 1970; Zalán, 1986; e Silvester, 1988). Estas estruturas foram descritas por Riedel (1929), onde tal autor considerou a atuação de mecanismos de cisalhamento simples, com movimentação transcorrente destral, gerados pela atuação binária de esforços (Figura 12).

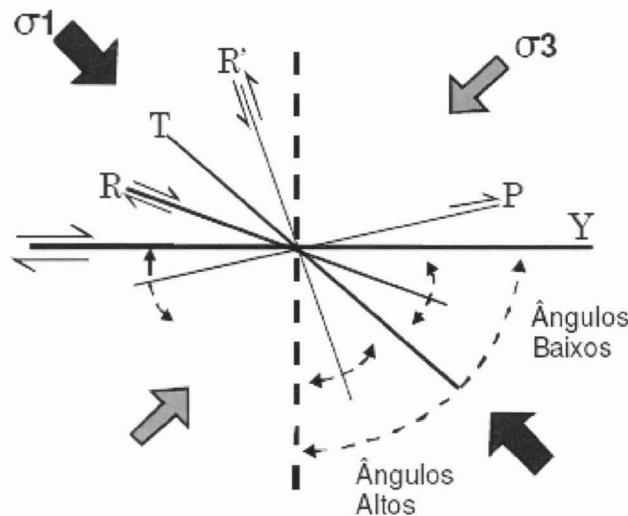


Figura 12. Modelo de Riedel, ilustrando estruturas secundárias geradas por tensões de esforços em contexto binário dextral. R e P são fraturas sintéticas; R' representa as fraturas antitéticas; T são fraturas distensivas. Extraído de Petit (1987).

As estruturas representadas na figura são originadas com a progressão da deformação. As primeiras estruturas geradas são falhas sintéticas ao plano de falha principal (estruturas R), com o progresso da deformação, estas estruturas sofrem rotação e tendem a se paralelizar com a direção do binário. As estruturas R' são falhas antitéticas que formam alto ângulo com o plano de falha principal. Vale ressaltar que dificilmente ocorre a coexistência de todas estas estruturas na natureza, sendo que o mais comum é a existência de uma ou eventualmente duas destas estruturas associadas ao plano de falha principal.

Com base na análise das estruturas secundárias descritas no modelo de Riedel, Petit (1987) apresentou novos critérios para determinação cinemática de falhas geradas por um regime de cisalhamento simples (Figura 13).

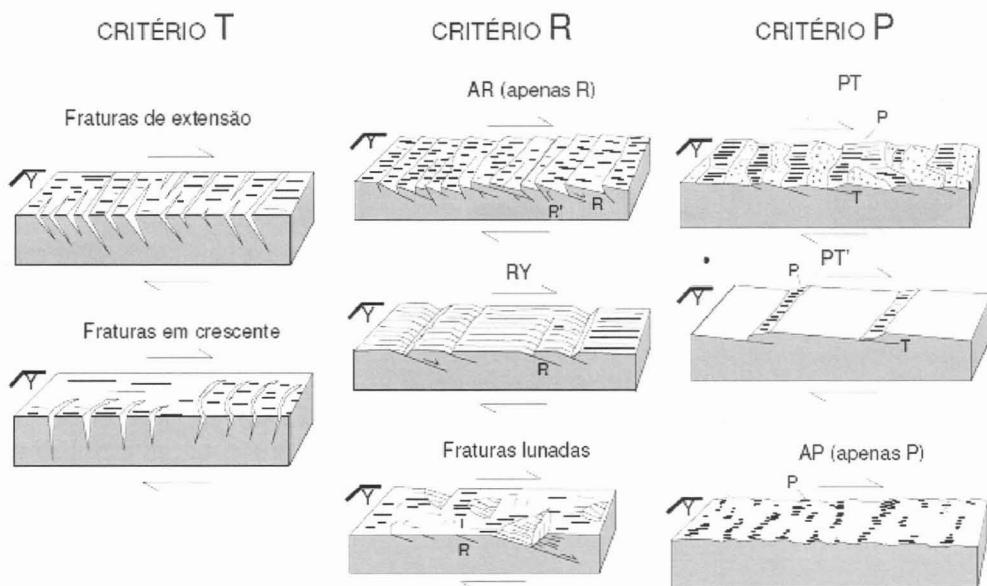


Figura 13. Critérios de indicadores cinemáticos com base na intersecção das estruturas secundárias P , T e R com o plano de falha principal. Segundo Petit (1987).

Uma vez detectada a natureza cinemática das falhas, podemos inferir os campos de paleotensões através de métodos gráficos. Nesse sentido, o método dos diedros retos, proposto por Angelier & Mechler (1977), torna-se totalmente aplicável. Tal método consiste na construção de um plano auxiliar imaginário, perpendicular ao plano de falha e as estrias, que divide o espaço em quatro diedros, onde teríamos, de acordo com as análises geométricas e cinemáticas, dois diedros com atuação de esforços compressivos e dois com atuação de esforços trativos (Figura 14).

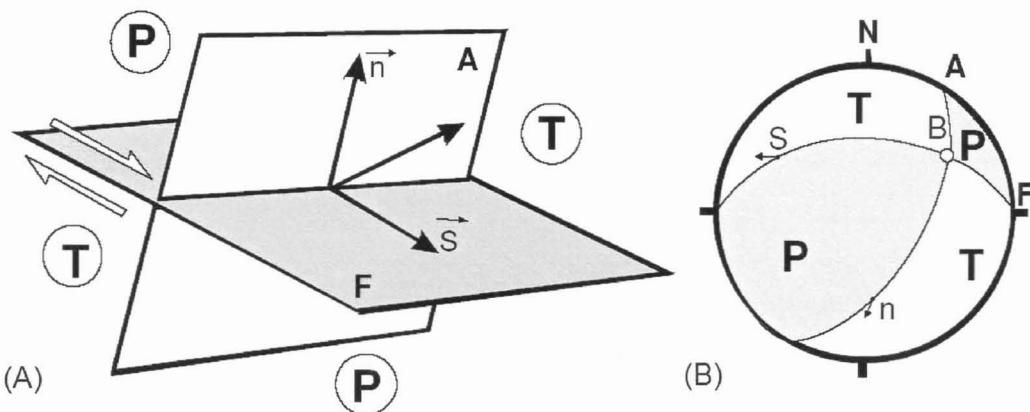


Figura 14. Método dos Diedros Retos. (A) Ilustração da divisão espacial em quatro diedros retos, e suas relações com os campos de esforços compressivos (P) e trativos (T); (B) Diagrama contendo as projeções ciclográficas dos planos de falha (F) e auxiliar (A). Extraído e modificado de Angelier (1994).

Desse modo, temos projeções ciclográficas que definem estes campos para cada dado pareado falha/estria, assim, com a superposição destas projeções, de acordo com a quantidade de dados disponíveis, podemos inferir os campos de atuação dos paleoesforços e determinar com maior precisão os eixos de tensões principais (Figura 15).

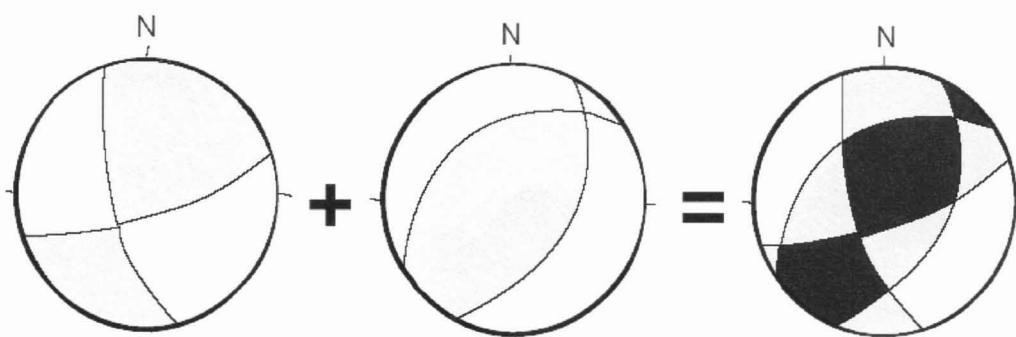


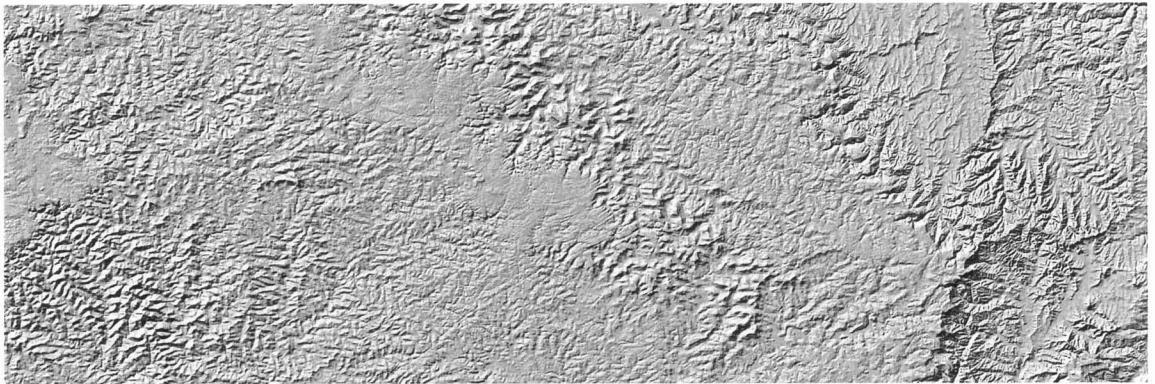
Figura 15. Superposição de diagramas. A figura ilustra o auxílio da superposição para o avanço da determinação mais precisa dos campos compressivos (preto), trativos (branco) e intermediários (cinza). Extraído e modificado de Ferrari (2001), segundo Angelier & Mechler (1977).

6. Resultados obtidos

6.1. Análise de Lineamentos

A análise de lineamentos foi realizada a partir de mapas de relevo sombreado, assumindo a premissa de que no mapa são destacados os lineamentos estruturais posicionados ortogonalmente à direção do iluminante (Grohmann, 2004), e, em menor relevância, são também ressaltados lineamentos em orientações diversas. As direções de iluminantes utilizadas para geração dos mapas de relevo sombreado foram: NW (315°), N (0°), NE (45°) e E (90°). Em todas estas direções o iluminante possui elevação de 45° em relação à horizontal (Figura 16).

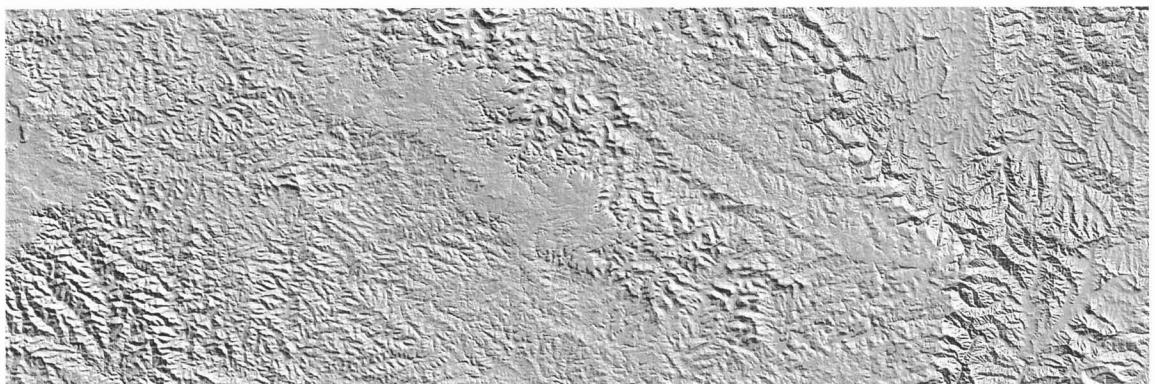
(A)



(B)



(C)



(D)

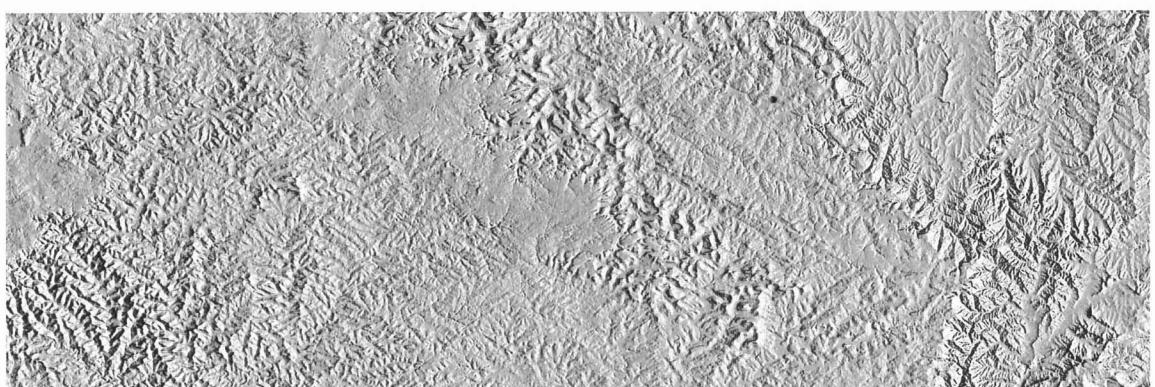


Figura 16. Mapas de relevo sombreado com iluminantes em quatro direções distintas, (A) Azimute NW (315°); (B) Azimute N (0°), (C) Azimute NE (45°); (D) Azimute E (90°).

Os lineamentos foram digitalizados diretamente na tela do computador sobre o mapa de relevo sombreado, onde o traçado dos lineamentos foi realizado em duas diferentes escalas: 1.100.000 e 1:500.000. (Figura 17).

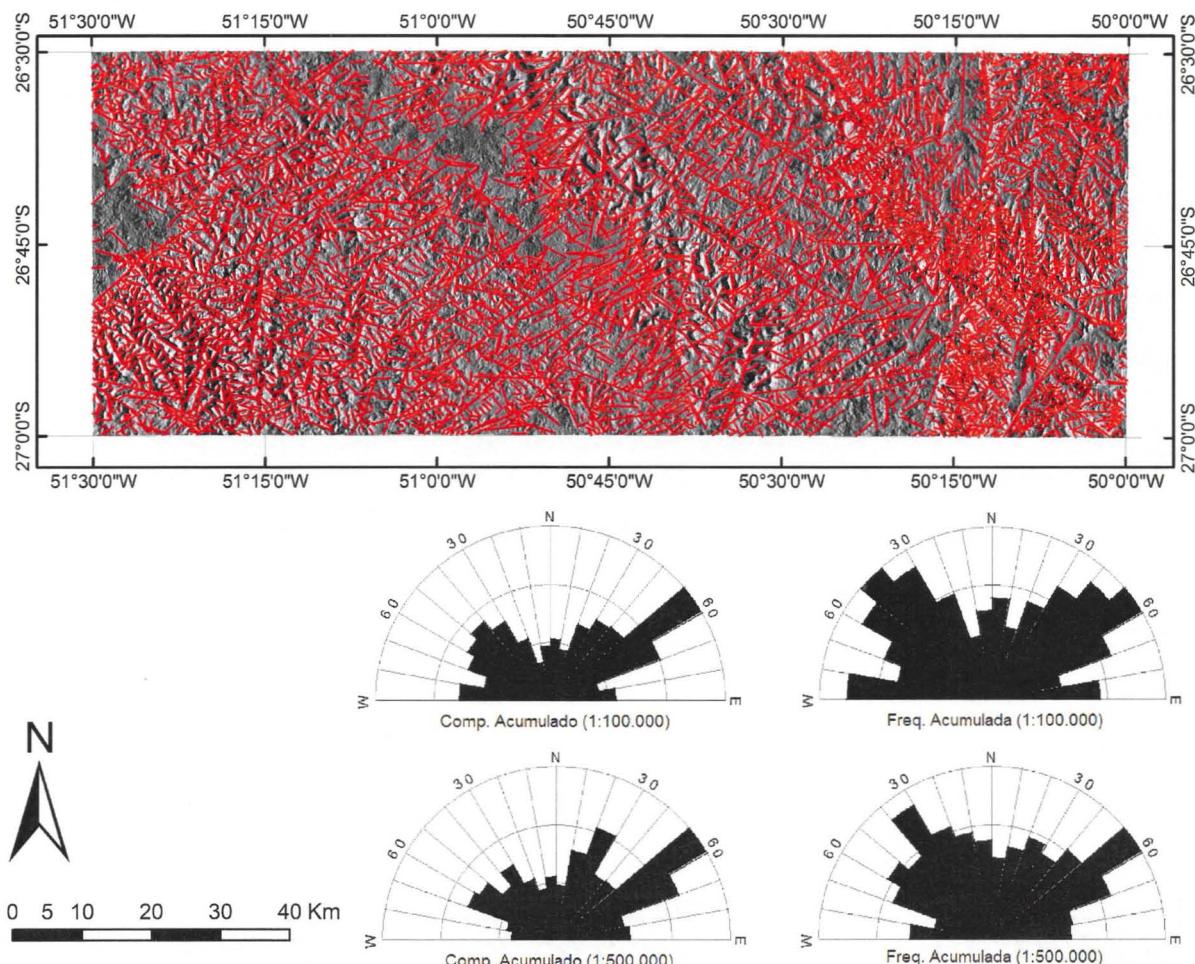


Figura 17. Mapa de lineamentos obtido a partir dos mapas de relevo sombreado, com diagramas de frequência acumulada e comprimento acumulado.

Na escala de 1:500.000 foram detectados lineamentos com maior continuidade, porém em menor quantidade, demonstrando que esta escala favorece a identificação de estruturas em âmbito regional. As direções que apresentam as maiores frequências nesta escala são NW-SE e NE-SW. Tais direções associam-se provavelmente à reativação de estruturas presentes no embasamento da bacia (Zalán *et. al.* 1990; Rostirolla *et. al.* 2003).

A análise de lineamentos na escala 1:100.000 revelou maiores frequências nas direções NW-SE, NE-SW e E-W. Nesta escala foram identificados lineamentos de menor comprimento, eventualmente associados aos lineamentos de maior continuidade regional, identificados na escala 1:500.000, indicando a correlação existente entre as escalas analisadas. Tanto na escala 1:500.000 quanto na escala 1:100.000 predominam comprimentos acumulados na direção NE-SW, seguidos da direção NW-SE. Os comprimentos na direção E-W são expressivos apenas na escala 1:100.000, indicando baixa continuidade na escala regional.

Há maior densidade de lineamentos na escala 1:100.000 (Figura 18), em comparação com os lineamentos registrados na escala 1:500.000 (Figura 19), isto mostra que a análise das estruturas em escalas maiores é mais indicada para a avaliação de lineamentos menores.

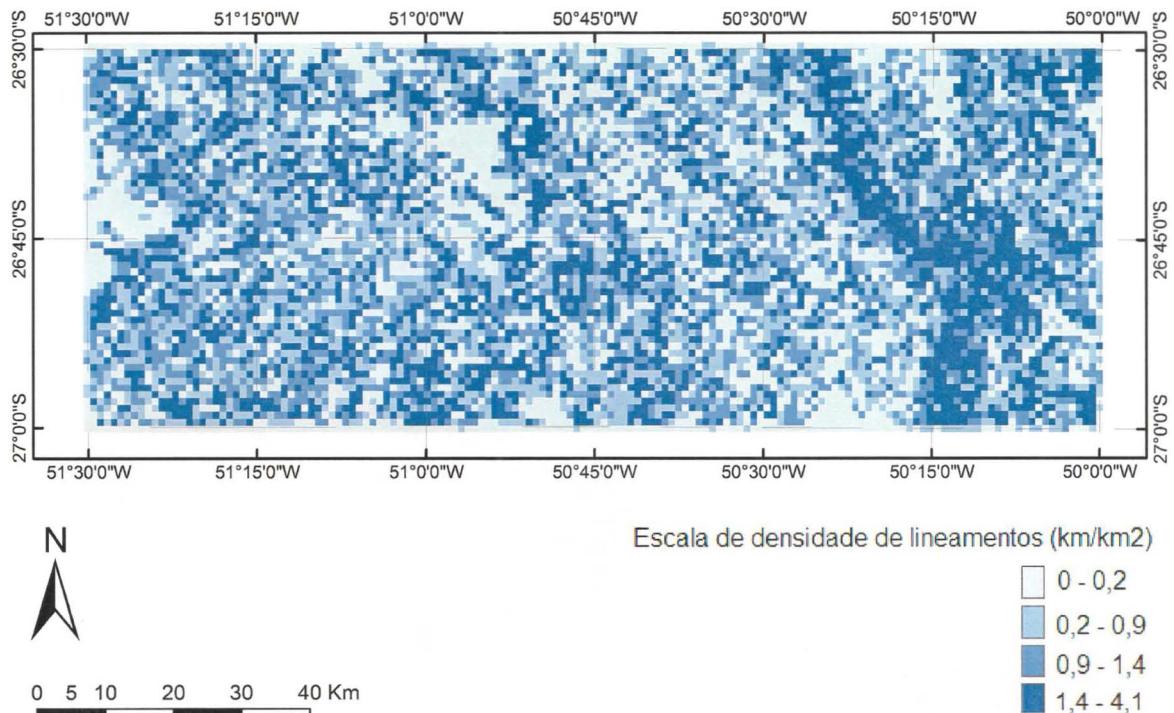


Figura 18. Mapa de densidade de lineamentos na escala 1:100.000.

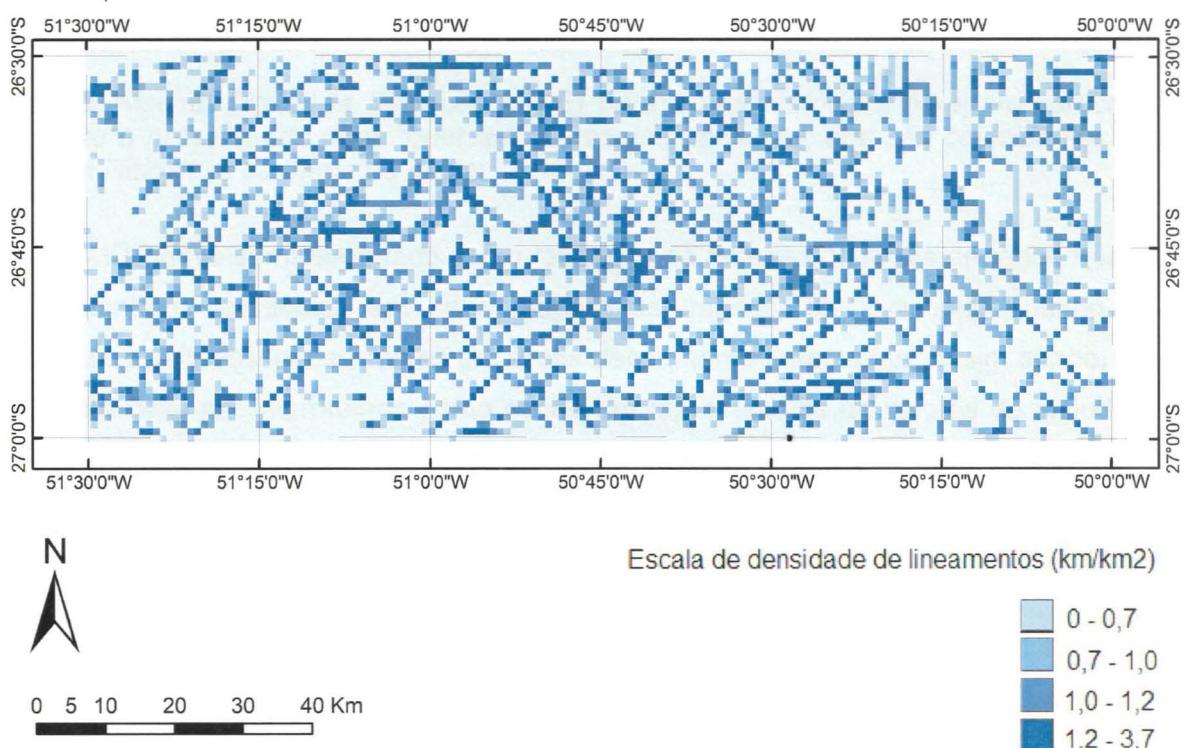


Figura 19. Mapa de densidade de lineamentos na escala 1:500.000.

A existência de uma região com maior densidade de lineamentos com direção geral NNE-SSW, localizada na porção leste da área, coincide com a passagem do domínio das rochas ígneas da Fm. Serra Geral para o domínio das unidades sedimentares da sequência gondwânica da Bacia do Paraná, onde as diferenças de comportamento reológico dos dois domínios respondem provavelmente pela maior quantidade de lineamentos na referida região.

A Figura 20 ilustra o Modelo Digital de Elevação (MDE) da região estudada, gerado a partir dos mapas de relevo sombreado. A obtenção deste modelo foi realizada através dos dados SRTM, gerados com base na aplicação de técnicas de interferometria de radar orbital, já mencionado anteriormente.

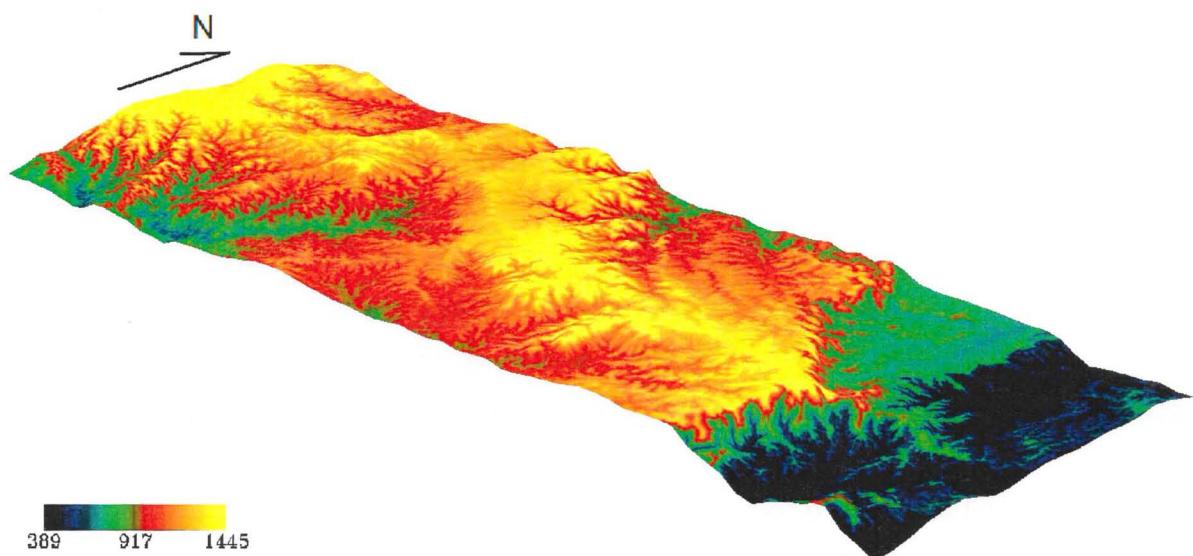


Figura 20. Modelo Digital de Elevação (MDE) para a área estudada (exagero vertical de 20x). Notar a presença de duas “quebras” marcantes no relevo, que são coincidentes com mudanças litológicas da borda da bacia.

O MDE deve ser interpretado como resultado da reflexão de sinais de radar, quando estes encontram obstáculos em seus respectivos trajetos, por exemplo, quando são interceptados pelo dossel de árvores em áreas densamente florestadas. Assim sendo, este modelo não deve ser interpretado como sendo um representante de valores de altitude do nível de terreno, pois estes são gerados aplicando-se outras técnicas de geoprocessamento, baseadas em dados topográficos (curvas de nível), levantamentos por GPS, ou, ainda, por altimetria a laser, sendo denominados, respectivamente, de Modelo Digital de Terreno (MDT) e Modelo Numérico de Terreno (MNT).

6.2. Análise estrutural

A análise estrutural foi desenvolvida com base nos dados de falhas (dados pareados falha/estria) e juntas coletados em seis pedreiras distintas, distribuídas na área de estudo (Figura 21). No total foram coletados 582 dados estruturais (falhas, estrias e juntas), conforme fotos 1 e 2, cuja análise geométrica realizada permitiu detectar diferentes direções preferenciais de fraturamento, constituindo famílias de juntas distintas.

Os dados coletados foram analisados através de projeções ciclográficas, geradas em diagramas de *Schmidt-Lambert*, tendo como referência o hemisfério inferior. Os diagramas foram sobrepostos ao mapa de lineamentos (Figura 21) visando avaliar as possíveis correlações existentes entre as diferentes escalas de análise (escala de afloramento e escalas usadas na interpretação dos dados SRTM: 1:100.000 e 1:500.000), bem como para avaliar a extensão das estruturas tectônicas rúpteis na área em estudo e definir as direções dos campos de paleoesforços responsáveis pela sua geração.

Para a análise cinemática foram utilizados 127 indicadores cinemáticos (dados pareados falha/estria), o que possibilitou a avaliação das direções predominantes de paleoesforços regionais. Com relação ao estabelecimento de uma seqüência relativa para a formação das diferentes famílias de estruturas, ocorreram certas dificuldades, uma vez que apenas em uma única pedreira foi detectada a relação temporal de superposição entre duas gerações de estrias associadas com cinemáticas diferentes.

A análise comparativa das orientações das falhas com o mapa de lineamentos obtido revelou uma boa consistência do padrão estrutural entre as diferentes escalas de análise. Nota-se que as direções das principais famílias de falhas identificadas no campo correspondem aos lineamentos fotointerpretados observados próximos aos pontos de análise, e vice-versa, indicando que os principais *trends* estruturais são penetrativos nas três escalas analisadas.

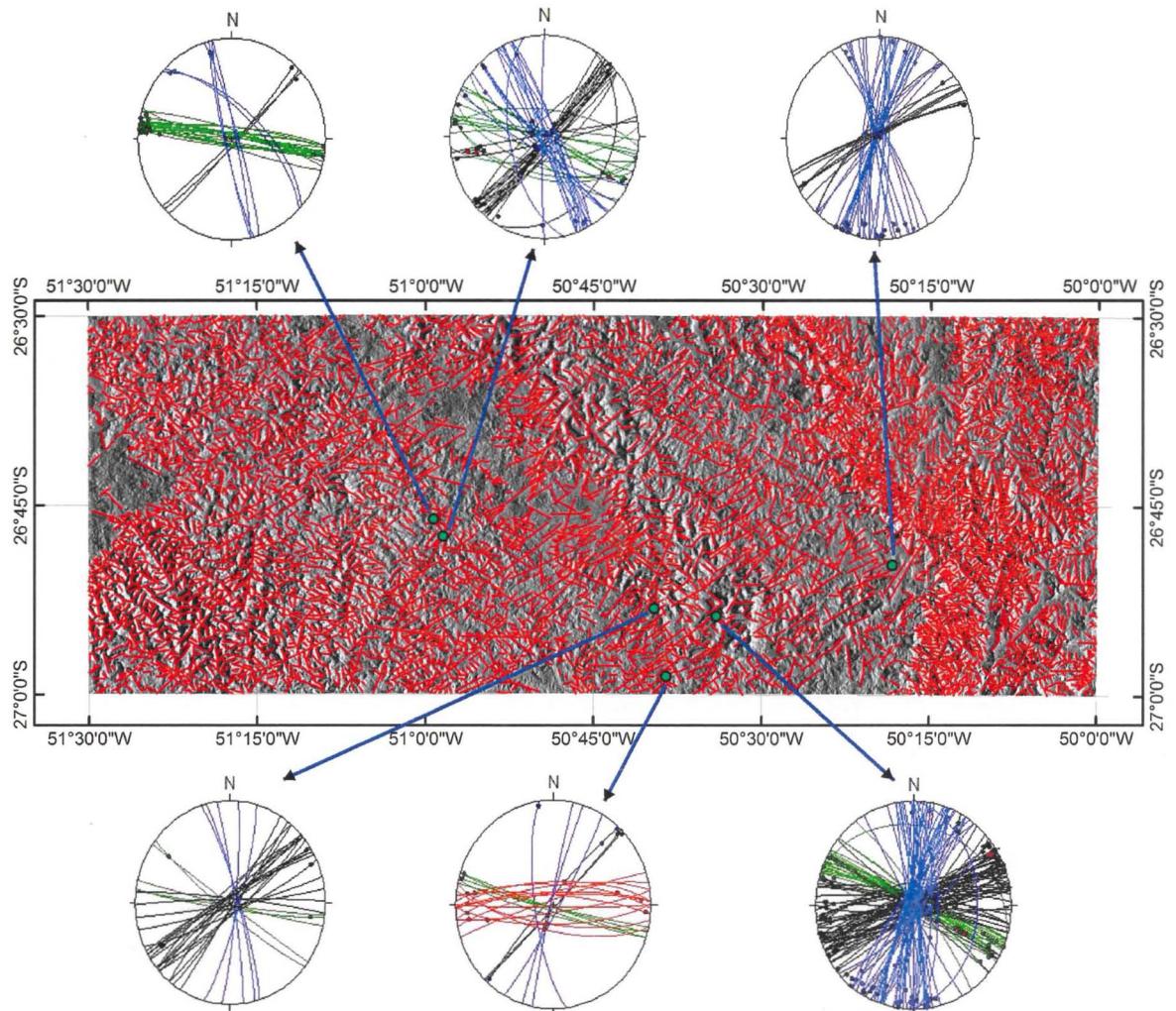


Figura 21. Mapa de lineamentos com as projeções ciclográficas das falhas.

A análise estrutural revelou a predominância de falhas transcorrentes, tendo sido assinaladas também falhas de menor expressão com registro de componentes verticais de deslocamento inversos e normais. As famílias de transcorrências identificadas apresentam direções que variam de NE-SW a NW-SE, incluindo também transcorrências com direções WNW-ESE e E-W (Figura 21). Nesta última direção ocorrem apenas movimentações destrais, sendo que nas demais direções ocorrem indicadores cinemáticos que mostram deslocamentos tanto destrais quanto sinistrais.

Embora os estudos de campo tenham sido realizados somente em pedreiras com exposições de rochas da Formação Serra Geral, a análise das imagens contemplou também a parte leste da área, onde ocorrem unidades sedimentares, sendo possível separar domínios com padrões de lineamentos distintos.

Na porção centro-oeste da área de estudo predominam os padrões de lineamentos estruturais NW-SE e NE-SW, com o padrão E-W subordinado. Na porção NE da área estudada destaca-se uma região aproximadamente triangular, onde predominam lineamentos N-S com boa continuidade, porém pouco penetrativos.

No limite leste da área ressaltam lineamentos NE-SW, muito penetrativos, porém pouco contínuos. Este padrão estrutural é provavelmente responsável pelo controle na estruturação de vales da região.

Nota-se que existe em geral forte predomínio de estruturas NE-SW e NW-SE, identificadas tanto no mapa de lineamentos, quanto nos estereogramas, sendo que direções correlatas (N-S, NNE-SSW, NNW-SSE) e próximas de E-W (WNW-ESSE e E-W) ocorrem de forma subordinada. Vale ressaltar, no entanto, a predominância anômala da direção E-W na pedreira localizada mais a sul da área. Este padrão acha-se representado em vermelho na projeção ciclográfica. Nela foi identificada no mesmo plano mais de uma direção de estrias, configurando assim, superposição cinemática de estruturas. Este fato sugere mudança na direção do quadro de tensão regional.

Associado às transcorrências N-S destrais foram identificadas fendas de tração com direção ao redor de NE-SW, preenchidas por minerais esbranquiçados (sílica, quartzo e zeólitas) (Fotos 3 e 4), que diferem ligeiramente do campo de tensão NNE-SSW, definido pelo método computacional Win-Tensor, de Delvaux e Sperner (2003). O campo de tensão definido a partir das fendas de tração é compatível com o desenvolvimento de transcorrências sinistrais ENE-WSW, podendo corresponder neste caso a estruturas R' do modelo de Riedel, enquanto as transcorrências NNE-SSW corresponderiam às estruturas R deste modelo, sendo que estas estruturas secundárias (R e R') estão associadas à transcorrências destrais N-S.

Em resumo, pode-se afirmar que existe uma excelente correlação entre o padrão de falhas observado em campo e o padrão de lineamentos obtido a partir da análise multiescalar dos mapas de relevo sombreado gerados a partir das imagens SRTM. Nota-se que as direções com maior frequência correspondem justamente àquelas mais evidentes nos estereogramas, cuja relação pode ser melhor avaliada pela observação dos lineamentos próximos as pedreiras analisadas.

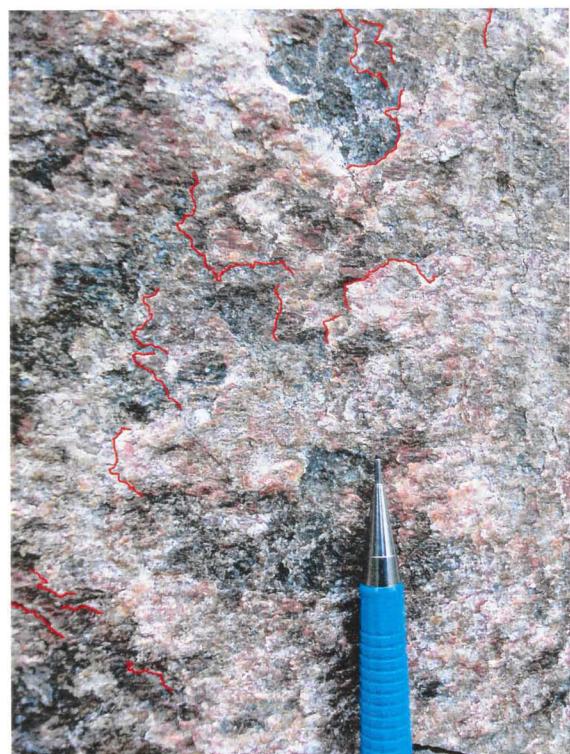
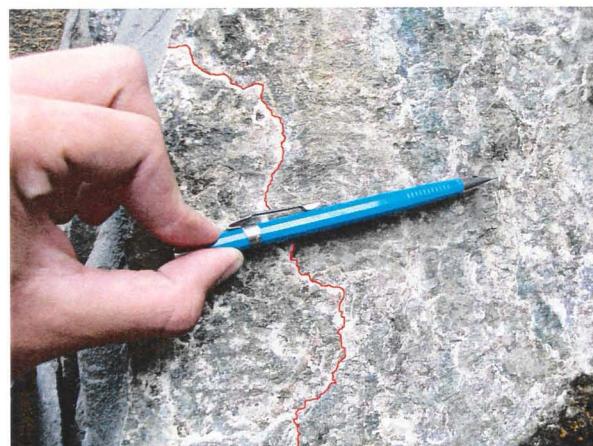
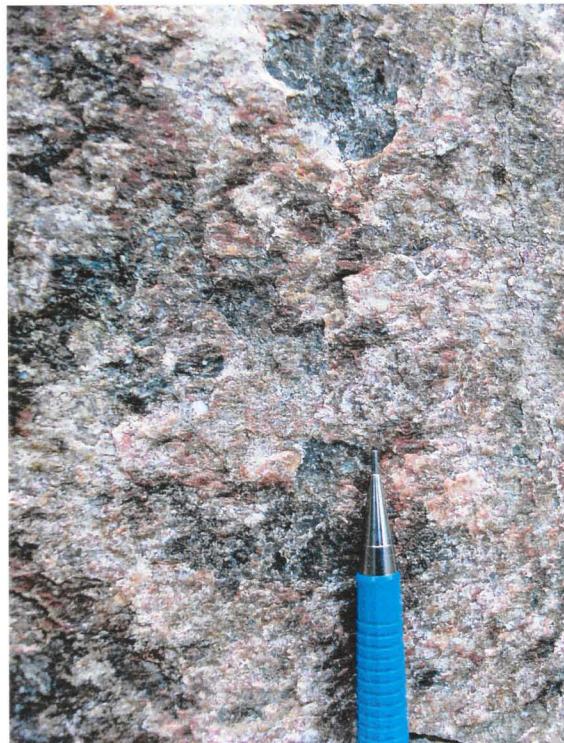


Foto 1. Relação das estrias com o plano de falha, notar recobrimento mineral da esquerda para direita, indicando movimentação sinistral.

Foto 2. Relação das estrias com o plano de falha, notar recobrimento mineral da direita para esquerda, indicando movimentação destral.

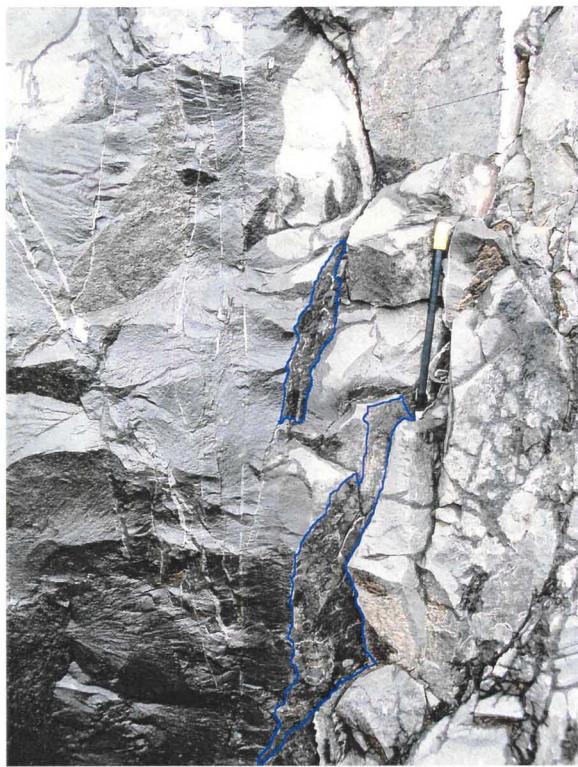
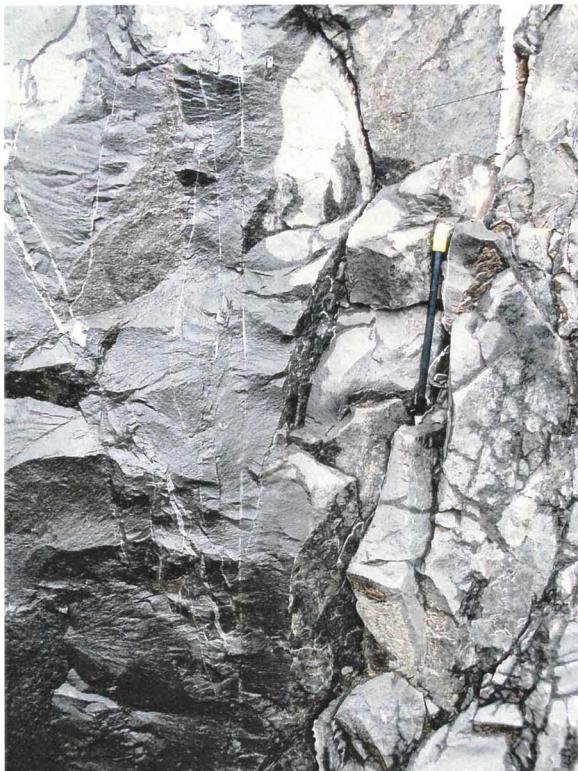


Foto 3. Relação entre fendas de tração preenchidas e transcorrência N-S (em azul).

Foto 4. Relação entre fenda de tração preenchida (em vermelho) e duas transcorrências: N-S (em azul, à esquerda) e ENE-WSW (em azul, à direita).

7. Interpretação e Discussão dos Resultados

A análise cinemática integrada das diferentes famílias de falhas caracterizadas na região de estudo permitiu distinguir três direções principais de campos de tensões, a saber: NNE-SSW, NW-SE e E-W. Esta última pode variar ligeiramente para norte ou para sul.

O campo de tensão NW-SE pode ter sido responsável pela geração das estruturas WNW-ESE destrais e NNW-SSE sinistrais, correspondendo no modelo de Riedel, em escala regional, às estruturas R e R'. A mesma situação ocorre para o campo de tensão NNE-SSW, onde as transcorrências sinistrais NE-SW e destrais NNW-SSE, ou até mesmo N-S, podem representar estruturas R e R'. Esta situação é semelhante ao quadro estrutural caracterizado no distrito fluorítico do sudeste de Santa Catarina, onde são descritas transcorrências destrais N0-10E e sinistrais N50-60E, interpretadas respectivamente como estruturas de idade mesozóica (Ferreira & Almeida, 1989).

Estas estruturas são correlacionáveis às estruturas geradas no evento D1 de Strugale *et al.* 2007, correlato ao σ_1 -I de Freitas *et. al.* 2006, onde tais estruturas teriam sido formadas de forma conjugada, a partir de deformação progressiva originada pelos esforços advindos de SE para NW, durante o processo geodinâmico relacionado com a formação do Arco de Ponta Grossa (Strugale *op. cit.*).

A compressão máxima na direção NNE-SSW é compatível com os resultados obtidos por Mazzini (2008), onde este autor sugere mudanças no quadro de esforços regionais, em contraposição às direções compressivas NE-SW, propostas para a região do Domo de Lages (Roldan, 2007).

Os esforços na direção E-W são responsáveis pelas transcorrências sinistrais WNW-ESE, e são correlacionáveis ao evento D2 (Strugale, *op. cit.*), onde são considerados eventos de reativação para estas estruturas, ou ainda ao σ_1 -II de Freitas (*op. cit.*), onde este autor considera que a variação deste campo de esforços pode estar associada aos movimentos de rotação da placa sul-americana durante a abertura do Oceano Atlântico, ou ainda a um terceiro evento tectônico.

Desse modo, podemos considerar que a oscilação de σ_1 ao redor da direção E-W detectada neste trabalho pode representar variações locais, mas que de um modo geral, são altamente correlacionáveis à σ_1 -II ou ao evento D2.

Foi verificada boa correlação entre estruturas vistas em campo e estruturas interpretadas no mapa de lineamentos, onde as estruturas de maior frequência nos mapas também foram identificadas com alta frequência no trabalho de campo, é o caso, por exemplo, das transcorrências NE-SW e NW-SE.

8. Conclusões

A análise das estruturas rúpteis Mesozóico/Cenozóicas presentes na porção centro-norte do Planalto Catarinense permitiu identificar a existência de diferentes famílias de transcorrências, bem como três direções principais de campo de tensão com base no programa Win-Tensor, a saber: NNE-SSW, NW-SE e E-W.

A análise de lineamentos na escala 1:500.000 mostrou maiores frequências acumuladas nas direções NE-SW e NW-SE, sendo estruturas contínuas e pouco penetrativas. A análise dos lineamentos na escala 1:100.000 apresenta também as mesmas direções, destacando no entanto as transcorrências próximas E-W. As estruturas nesta escala apresentam-se com maior frequência acumulada e aumento de frequência de lineamentos nas direções WNW-ESE e E-W.

Os lineamentos de maior comprimento identificados na escala 1:500.000 mostram-se por vezes mais representativos do que a somatória dos lineamentos de menor comprimento, identificados na escala 1:100.000, sugerindo tratar-se da mesma estrutura, porém observada em escala diferente.

Os lineamentos de maior frequência são confirmados pelos dados de campo, evidenciando uma boa correlação geométrica entre as diferentes escalas analisadas, sugerindo a importância do uso de trabalhos em multiescala para análise tectônica regional.

A análise de paleotensões realizada com o uso do programa Win-Tensor sugere a atuação de três eventos tectônicos compressivos regionais, com direções NNE-SSW, NW-SE e E-W, sendo este último o mais recente, conforme sugerido pela superposição cinemática das estruturas.

A comparação dos dados obtidos pela análise de campo e pelo tratamento estatístico realizado por meio do método computacional Win-Tensor sugere uma flutuação de direção do campo de tensão entre NNE-SSW e NE-SW. Situação similar deve ter ocorrido no campo de tensão com direção ao redor de E-W, onde a flutuação situa-se entre WNW-ESE e WSW-ENE, conforme sugerido pelo programa computacional. As transcorrências destrais WNW-ESE e sinistrais NNW-SSE podem corresponder, respectivamente, estruturas R e R' do modelo de Riedel, considerando-se o campo de tensão orientado NW-SE.

Os resultados aqui apresentados são comparáveis em termos estruturais e orientação de campos de tensão com o que foi obtido em outras regiões da borda oriental da Bacia do Paraná, particularmente de trabalhos desenvolvidos na região do Arco de Ponta Grossa e na região de Lages, SC.

A direção de campo de tensão principal NW-SE pode ser relacionada com a ascensão e o posterior deslocamento do *hot spot* Tristão da Cunha de SE para NW.

A direção de campo de tensão principal NNE-SSW é compatível com a rotação da placa Sul-Americana para oeste, durante os estágios iniciais de abertura do oceano Atlântico-Sul e o progressivo rifteamento da borda sul da margem continental.

A direção de campo tensão principal WNW-ESE é compatível com o predomínio de transcorrências destrais E-W, observadas em campo, quadro este que pode ser relacionado com a abertura diferencial do oceano Atlântico-Sul, juntamente com a diferença de velocidade de deslocamento da placa entre as porções situadas a sul e a norte da cadeia São Paulo-Walvis (Riccomini 1989, 1995).

9. Referências Bibliográficas

- ALMEIDA, F. F. M. 1983. Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da Plataforma Sul-Americana. In: Rev. Bras. Geoc., 13 (3): 139-158.
- 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 paleostress reconstruction. In: Hancock, P. L. (Ed.) Continental Deformation. Oxford: Pergamon Press, p. 53-100.
- ANGELIER, J. & MECHLER, P. 1977. Sur une method graphique de recherché des contraints principales également utilisable en tectonique et en séismologie: la method des dièdres droits. Bulletin de la Société Géologique de France, v.7, p. 1309-1318.
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM. 2004. Cartas Geológicas do Brasil ao Milionésimo. Escala 1:1.000.000, folhas SG-21 (Asunción) e SG-22 (Curitiba). Brasília. CPRM.
- DAVIS, S. & REYNOLDS, J. 1996. Structural geology of rocks and regions. Second Edition. New York: J. Wiley, 776p.
- DELVAUX, D. & SPERNER, B. 2003. New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program. In: New insights into Structural Interpretation and Modelling. Geological Society, London, Special Publications 212, p. 75-100.
- DUNNE, W. M. & HANCOCK, P. L. 1994. Paleostress analysis of small-scale brittle structures. In: Hancock, P. L. (Ed.) Continental Deformation. Oxford: Pergamon Press, p. 101-120.
- 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*, v. 19, n.2, p.207-223,
- FREITAS, R. C.; ROSTIROLLA, S. P.; FERREIRA, F. J. F. 2006. Geoprocessamento multitemático e análise estrutural no Sistema Petrolífero Irati – Rio Bonito, Bacia do Paraná. In: Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v.14, n. 1, p. 71-93.

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): p. 590-610.

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

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

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

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

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

MILANI, E.J. 1997. Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Paraná e Seu Relacionamento com a Geodinâmica Fanerozóica do Gondwana Sul-Ocidental. Tese de Doutoramento. UFRGS. 254 p. + volume de anexos.

MILANI, E. J. & RAMOS, V. A. 1998. Orogenias paleozóicas no domínio sul-ocidental do Gondwana e os ciclos de subsidência da Bacia do Paraná. In: Revista Brasileira de Geociências, São Paulo, v.28, n. 4, p. 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, p. 265-279.

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.

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

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

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

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

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

RICCOMINI, C. 1989. O Rift Continental do sudeste do Brasil. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 256p.

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, 100p.

ROLDAN, L. F. 2007. Tectônica Rúptil Meso-Cenozóica na Região do Domo de Lages, SC. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 121 p.

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 Alto Estrutural de Quatiguá. In: *Revista Brasileira de Geociências*. 30, v.4, p. 639-648.

ROSTIROLLA, S. P.; APPI, C. J.; VESELY, F. F.; TRZASKOLIPSKI, B.; MANCINI, F.; KRAFT, R. P. 2003. Análise preliminar das rotas de migração de gás no sistema petrolífero Ponta Grossa – Itararé na Bacia do Paraná. In: *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 9., 2003, Búzios. Boletim de resumos... Búzios: [s.n.], 2003, p. 358-360.

SOARES, P. C. 1974. Elementos Estruturais da parte nordeste da Bacia do Paraná, classificação e gênese. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 28, Porto Alegre. Anais. Porto Alegre, Sociedade Brasileira de Geologia, v. 4, p.107-121.

SOARES, A.P.; SOARES, P.C.; BETTÚ, D; HOLZ, F. M. 2007. Compartimentação estrutural da Bacia do Paraná: a questão dos lineamentos e sua influência na distribuição do Sistema Aquífero Guarani. *Geociências UNESP*, v.26, n.4, p.297-311.

STRUGALE, M.; ROSTIROLLA, S. P.; MANCINI, F.; FILHO, C. V. P.; FERREIRA, F. J. F.; FREITAS, R. C. 2007. Structural framework and Mesozoic-Cenozoic evolution of Ponta Grossa Arch, Paraná Basin, southern Brazil. In: *Journal of South American Earth Sciences*, 24, 2007, p.203-227.

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

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

VIALON, P.; RUHLAND, M.; GROLIER, J.; 1976. Éléments de tectonique analytique. Masson, 118p.

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, 300p.

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

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T.; ZANOTTO, O.A. 1987. Tectônica e Sedimentação da Bacia do Paraná. III Simp. Sul-Bras. Geologia v.1, p.441-473.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; CONCEIÇÃO, J. C. J.; APPI, V.T.; NETO, E. V. S.; CERQUEIRA, J. R.; MARQUES, A. The Paraná Basin, Brazil. In: LEIGHTON, M. W.; KOLATA, D. R.; OL TZ, D. F.; EIDEL, J. J. In: *Interior cratonic basins*. Tulsa, Okla.: American Association of Petroleum Geologists, 1990. P. 681-708. (American Association of Petroleum Geologists. Memoir, 51).