

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA
CAMPUS CAÇAPAVA DO SUL
CURSO DE GEOLOGIA**

MAIARA KELLER LAUTERT

**DETERMINAÇÃO DE CAMPOS TENSIONAIS RÚPTEIS EM UMA PEDREIRA NO
MUNICÍPIO DE SANTANA DA BOA VISTA – RS**

**Caçapava do Sul
2016**

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PAMPA
CAMPUS CAÇAPAVA DO SUL
CURSO DE GEOLOGIA**

MAIARA KELLER LAUTERT

**DETERMINAÇÃO DE CAMPOS TENSIONAIS RÚPTEIS EM UMA PEDREIRA NO
MUNICÍPIO DE SANTANA DA BOA VISTA – RS**

Trabalho de Conclusão de Curso II
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Professor Dr. Felipe
Guadagnin

Co-orientadora: MSc. Sissa Kumaira

Caçapava do Sul

2016

MAIARA KELLER LAUTERT

**DETERMINAÇÃO DE CAMPOS TENSIONAIS RÚPTEIS EM UMA PEDREIRA NO
MUNICÍPIO DE SANTANA DA BOA VISTA – RS**

Trabalho de Conclusão de Curso II
apresentado ao Curso de Geologia da
Universidade Federal do Pampa, como
requisito parcial para obtenção do Título
de Bacharel em Geologia.

Trabalho de Conclusão de Curso defendido e aprovado em: 13 de dezembro de
2016.

Banca examinadora:

Prof. Dr. Felipe Guadagnin

Orientador

UNIPAMPA

Prof. Dr. Tiago Rafael Gregory

UNIPAMPA

Prof. Msc. Vinicius Matté

UNIPAMPA

RESUMO

O Complexo Metamórfico Porongos localiza-se na porção central do Escudo Sul-Riograndense e é constituído por uma sequência metavulcanossedimentar com intercalações de ortognaisses e rochas metaultramáficas, que registram uma complexa história de deformação relacionada à pelo menos cinco eventos tectônicos rúpteis e dúcteis. Neste trabalho foi feita uma análise estrutural em uma pedreira com a integração de dados estruturais de campo e informações obtidas através de um Modelo Virtual de Afloramento, com o objetivo de elucidar os processos envolvidos nos eventos rúpteis de deformação. Os dados de campo foram obtidos utilizando métodos tradicionais da geologia estrutural, como aquisição de atitudes de planos e linhas estruturais, descrições de estruturas e análise cinemática. O Modelo Virtual de Afloramento foi criado a partir do método de modelagem baseado em imagens através da aquisição de dados fotogramétricos e ortorretificação. Os dados estruturais foram importados no *software WinTensor* para obter as orientações dos tensores de *stress*. Estas informações revelaram a superposição de três eventos deformacionais: i) Compressivo; ii) Transtrativo, e iii) Extensional. O regime compressivo é relacionado a uma compressão radial à pura com vetor de compressão máximo horizontal de direção N-S. Esse regime de tensão corresponde principalmente ao desenvolvimento de veios, falhas inversas, contracionais e de movimento indeterminado. O regime transtrativo apresenta extensão sub-horizontal de direção NW-SE, compressão horizontal de direção NE-SW e vetor intermediário subvertical. As estruturas que serviram de base para a determinação desse paleotensor foram falhas normais, inversas, contracionais e de movimento indeterminado, além de veios. O regime extensional possui uma componente transcorrente e apresenta uma extensão sub-horizontal de direção NE-SW e um vetor de compressão máxima subvertical de direção NW-SE. As estruturas relacionadas a este tensor consistem de falhas normais, pares de fraturas conjugados e veios. As relações de corte entre as estruturas mostram que a compressão foi seguida pela transtração, e posteriormente a extensão foi dominante. O método utilizado mostrou-se eficiente para análises estruturais, bem como para a determinação de regimes tectônicos.

Palavras-Chave: Análise estrutural rúptil, Modelo Virtual de Afloramento, Determinação de campos de tensão, Complexo Metamórfico Porongos.

.

ABSTRACT

The Porongos Metamorphic Complex is located in the central portion of the South-Riograndense Shield and is constituted by a metavulcanosedimentary sequence with intercalations of orthogneisses and metaultramafic rocks, which record a complex history of deformation related to at least five ductile and rusty tectonic events. In this work, a structural analysis was performed in a quarry with the integration of field structural data and information obtained through a Virtual Outcropping Model with the objective of elucidating the processes involved in the rump deformation events. Field data were obtained using traditional methods of structural geology such as acquisition of attitudes of planes and structural lines, descriptions of structures and kinematic analysis. The Outcrop Virtual Model was created from the image-based modeling method through the acquisition of photogrammetric data and orthorectification. The structural data were imported into WinTensor software to obtain the stressor orientation. This information revealed the superposition of three deformational events: i) Compressive; li) Transtrative, and iii) Extensional. The compressive regime is related to a pure radiation compression with maximum horizontal compression vector of direction N-S, this tension regime corresponds mainly to the development of veins, reverse faults, contractional and undetermined motion. The transtrative regime has a sub-horizontal extension of NW-SE direction, horizontal NE-SW direction compression and subvertical intermediate vector, the structures that served as the basis for the determination of this paleotensor were normal faults, inverse, contractional and undetermined motion, beyond veins. The extensional regime has a transcurrent component and presents a sub-horizontal extension of NE-SW direction and a maximum subvertical compression vector of NW-SE direction, the related structures and this tensor consist of normal faults, pairs of conjugated fractures and veins. The cut-off relationships between the structures show that compression was followed by the transtration, and subsequently the extension was dominant. The method used proved to be efficient for structural analysis, as well as for the determination of tectonic regimes.

Keywords: Ruptile structural analysis, Virtual Model of Outcrop, Determination of stress fields, Metamorphic Complex Porongos.

ÍNDICE DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 - Mapa de Situação (a), localização (b) e detalhe (c) da área de estudo.....	14
Figura 2 - Mapa esquemático mostrando os segmentos geotectônicos do Escudo Sul-Riograndense.	15
Figura 3 - Mapa do Domínio Central Oeste do Escudo Sul-Riograndense. ZCDC = Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.....	16
Figura 4 - Número de fases de deformação no embasamento (Complexo Encantadas) e sequência metavulcano-metassedimentar do CMP. DI a DIII podem ser atribuídos à orogenia transamazônica paleoproterozóica e são rotulados como DT1 a DT3. DIV a DVII ocorrem na sequência do CMP e, portanto, pertencem à orogenia Brasileira e, portanto, são rotulados como DB1 a DB5.	19
Figura 5 - Modos de propagação das fraturas. Modo I – abertura, Modo II – cisalhamento, e Modo III – rascamento.....	21
Figura 6 - Blocos falhados mostrando as características de deslocamento de cada tipo de falha, (A) Falha normal, (B) Falha inversa, Falha transcorrente (C) dextral e (D) sinistral, Falhas oblíquas com movimentação (E) sinistral normal e (F) sinistral inversa e (G) Falhas rotacionais.....	23
Figura 7 - Ilustração esquemática da gama de falhas e outras redes de fraturas. Demonstrando os campos em que ocorrem fraturas individuais; Interação entre pares de fraturas e Redes de fratura..	23
Figura 8 - Critérios para a determinação do sentido do movimento em superfícies de falhas. 1) Degraus de minerais neoformados, 2) marcas de objetos, 3) fraturas de cisalhamento sintéticas (R), 4) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'), 5) facetas polidas e rugosas (alternadas), 6) tensiongashes, 7) lineações estilolíticas, 8) marcas parabólicas, e 9) vesículas deformadas em lavas. Segundo a classificação de Angelier (1994).....	28
Figura 9 - Ilustração esquemática de fraturas secundárias pelo modelo de Riedel em um contexto de cisalhamento simples.	29
Figura 10 - Principais critérios utilizados como indicadores cinemáticos em um contexto de cisalhamento simples, a partir da repetição de fraturas secundárias, de acordo com Petit (1987).	30
Figura 11 - Classificação das rochas de falha de acordo com Sibson (1977).....	31
Figura 12 - Ilustração de um sistema cartesiano onde o vetor tração (Σ ; força aplicada em uma unidade de área) é decomposto em dois vetores, um ortogonal ao plano (σ_n) e outro paralelo ao plano (σ_s). A = área da seção que está sendo submetida ao esforço.	32
Figura 13 - Ilustração de um sistema de coordenadas cartesianas, onde o vetor tração é aplicado ortogonalmente a um quadrado de dimensões infinitesimais (em duas dimensões; ou em um cubo em três dimensões). O vetor tração é decomposto em dois componentes ortogonais (σ_{xx} e σ_{zz}) e dois componentes cisalhantes (σ_{xz} e σ_{zx}).	33
Figura 14 - Ilustração de um sistema de coordenadas cartesianas com três eixos, mostrando a decomposição do vetor tração em três componentes ortogonais (σ_{xx} , σ_{yy} e σ_{zz}) e seis componentes cisalhantes (σ_{xy} , σ_{xz} , σ_{yx} , σ_{yz} , σ_{zx} e σ_{zy}).....	33
Figura 15 - Relação entre os esforços principais e os regimes tectônicos. Os estereogramas indicam os campos de compressão (P) e tração (T).....	35
Figura 16 - Método dos Diedros Retos. A) Plano de Falha (F) com a localização dos esforços compressivos (P) e distensivos (T); B) Projecção estereográfica representando os diedroscompressivos e distensivos; C) Superposição dos diagramas indicando áreas totalmente compressivas (preto), distensivas (branco) e intermediárias (cinza).....	37
Figura 17 - Esquema mostrando os parâmetros envolvidos na visão estereoscópica, a obtenção de um ponto (P) a partir de duas imagens diferentes (C1 e C2), com a posição do mesmo ponto nas duas fotografias (Pc1 e Pc2).....	40
Figura 18 - Nuvem de pontos de amarração (a) e câmeras utilizadas para a geração do modelo (b). 42	
Figura 19 - Nuvem Densa de Pontos criada a partir da Nuvem de Amarração.	43

Figura 20 – Malha Triangular Texturizada (a) e georrefenciamento do modelo para a geração do MVA (b). Os pontos mostrados na figura correspondem aos marcadores com coordenadas conhecidas. .	43
Figura 21 - Relações trigonométricas utilizadas para a correção dos dados da Estação Total para o cálculo das coordenadas X e Y. D = distância entre a Estação Total e o ponto de vistada; α = ângulo formado entre o sistema de referência (direção NS) e o ponto de vistada.....	44
Figura 22 - Ilustração da definição das relações angulares utilizadas para o cálculo das coordenadas X e Y (α) e Z (ângulos Z1 e Z2).	45
Figura 23 - Tipos de regimes de estresse e sua representação na visão do mapa. As setas indicam o azimute de eixos de tensão horizontais, com o seu comprimento de acordo com a magnitude de tensão relativa. As setas brancas para fora indicam eixos de esforço extensivo e as setas pretas para dentro indicam eixos de esforço compressivo. Os eixos de esforço verticais são simbolizados por um círculo sólido para regimes extensivos (σ_1 vertical), um ponto para regimes de deslizamento (σ_2 vertical) ou um círculo vazio para regimes de compressão (σ_3 vertical).	47
Figura 24 – Fotografia de parte do afloramento analisado mostrando as fraturas não-sistemáticas e fraturas sistemáticas (A). Em (B) é mostrado detalhe de (A). As fraturas sistemáticas são (i) fraturas de cisalhamento, (ii) pares conjugados, (iii) fraturas subsidiárias em splay com critério cinemático T (ROLDAN, 2007); e iv) veios.....	51
Figura 25 - Fotografias do afloramento mostrando a geometria dos veios identificados. Em (A) veios planares paralelos a foliação metamórfica, em (B) veios em echelon paralelos a foliação metamórfica, em (C) veios planares que ocorrem perpendicularmente a foliação metamórfica e (D) veios em echelon que ocorrem perpendiculares a foliação metamórfica.	52
Figura 26 – Estereograma das fraturas (veios, juntas, pares conjugados e fraturas indefinidas) identificados em campo. Em (A) são representados os veios planares (n=24); em (B) os veios em echelon (n=6); em (C) os pares conjugados (n=10); e em (D) as fraturas indefinidas (n=52).	53
Figura 27 – Fotografias do afloramento mostrando a geometria de falhas. Em (A) fica evidenciado o plano de falha normal paralelo à foliação; (B) mostra a cinemática e rejeito de uma falha inversa; em (c) o sistema de falhas em duplex.....	55
Figura 28 – Estereogramas das falhas. Em (A) são representadas as falhas inversas (n = 8), em (B) estão representadas as falhas normais (n = 12).....	56
Figura 29 – Fotografia mostrando uma zona de dano (A) e o detalhe zona de falha evidenciando a rocha de falha (b).	57
Figura 30 – Fotografia do afloramento mostrando a zona de falha pouco danificada.....	58
Figura 31 – Fotografia do afloramento evidenciando a dobra de arraste associada a normal.	59
Figura 32 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com traços das estruturas relacionadas ao evento compressional radial N – S, e a reconstrução dos paleotensores pelo método dos Diedros Retos com o histograma dos desvios teóricos de deslizamento observados para cada plano e símbolos de mapa de tensão como mostrado na Figura 23 (canto esquerdo inferior e superior, respectivamente).	60
Figura 33 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com traços das estruturas relacionadas ao evento transtrativo, e a reconstrução dos paleotensores pelo método dos Diedros Retos com o histograma dos desvios teóricos de deslizamento observados para cada plano e símbolos de mapa de tensão como mostrado na Figura 23.	61
Figura 34 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com traços das estruturas relacionadas ao evento extensional, e a reconstrução dos paleotensores pelo método dos Diedros Retos com o histograma dos desvios teóricos de deslizamento observados para cada plano e símbolos de mapa de tensão como mostrado na Figura 23.	62

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	11
2 OBJETIVOS	12
2.1 GERAIS	12
2.2 ESPECÍFICOS	12
3 JUSTIFICATIVA	13
4 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO	13
4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO	14
4.1.1 Complexo Metamórfico Porongos.....	16
4.1.2 Gnaisses Encantadas e Granitoides Milonitizados	17
4.1.3 Eventos de Deformação Registrados no Domo de Santana da Boa Vista	18
5 ESTADO DA ARTE DA ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO RÚPTIL	19
6 MATERIAIS E MÉTODOS.....	37
6.1 Revisão Bibliográfica	38
6.2 Aquisição de dados em campo.....	38
6.3 Processamento dos dados de campo.....	39
7 RESULTADOS	48
8 DISCUSSÃO	63
9 CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	67
10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	69
ANEXOS	79

1 INTRODUÇÃO

A Geologia Estrutural é o ramo das geociências que estuda as estruturas geológicas, como foliações e lineações definidas por minerais em uma rocha, dobras, fraturas, falhas, entre outras estruturas, em relação aos mecanismos responsáveis pela formação de cada estrutura, com sua respectiva geometria e movimento relativo (*e.g.*, Fossen, 2012). A análise e descrição geométrica e cinemática das estruturas geológicas constituem a base para a análise da deformação das rochas. Por sua vez, existe uma relação entre a deformação e os esforços que a causam, porém essa relação depende das propriedades mecânicas das rochas sujeitas aos esforços (reologia) e da magnitude e orientação dos esforços (Ramsay & Huber, 1983).

Do ponto de vista reológico, os materiais podem apresentar dois comportamentos, o comportamento elástico e o comportamento plástico (*e.g.*, Fossen, 2012). No comportamento elástico, o material se deforma com o aumento do esforço, porém retorna ao seu estado não-deformado após cessado o esforço. Caso o esforço seja suficientemente alto, mais alto do que o limite da elasticidade, o material muda de forma permanentemente após a remoção do esforço, definindo o comportamento plástico (deformação dúctil). Ainda, caso o esforço seja mais alto do que o limite de ruptura, o material se rompe, acarretando uma deformação frágil (ou rúptil; *e.g.*, Fossen, 2012). Um dos principais fatores que influenciam os limites de elasticidade e ruptura é a temperatura na qual a deformação ocorre. A deformação rúptil é atuante na crosta superior, onde a temperatura é baixa. As estruturas rúpteis consistem em juntas, fraturas e falhas, todas amplamente encontradas na superfície terrestre (Park, 1989). As fraturas são superfícies ao longo da qual as rochas ou minerais quebraram-se, criando duas superfícies livres. São, portanto, superfícies onde o material perdeu coesão (Ramsay & Huber 1983; Twiss & Moores, 2007; Fossen, 2012). O estudo das fraturas é importante para a obtenção de informações sobre a sequência de eventos tectônicos regionais bem como para a compreensão das características físicas das rochas (*e.g.*, Twiss & Moores, 2007). Portanto, o estudo de fraturas e demais estruturas rúpteis fornece informações sobre os eventos tectônicos mais recentes em uma região, tanto do

ponto de vista dos esforços e mecanismos de deformação, quanto à geometria e cinemática das estruturas desenvolvidas.

Na porção central do estado do Rio Grande do Sul ocorre uma importante feição geomorfológica chamada de Serra das Encantadas, incluída principalmente no município de Santana da Boa Vista. Nessa área ocorrem rochas do embasamento incluídas no Complexo Encantadas (CE), representado por gnaisses e granitoides milonitizados (Gnaisses Encantadas e Granitoides Milonitizados de Santana da Boa Vista, respectivamente), e rochas metassedimentares do Complexo Metamórfico Porongos (CMP; PORCHER *et al.*, 2000). Essas unidades definem uma estrutura geológica regional denominada Domo de Santana da Boa Vista, que por sua vez faz parte da Serra das Encantadas. A observação da região da Serra das Encantadas por meio de imagens de satélite e dados aerogeofísicos mostra uma forte estruturação com lineamentos de direção NW. Por outro lado, as estruturas dúcteis geradas no último evento orogênico são predominantemente de direção NE (SAALMANN *et al.*, 2006). Em vista disto, do fato de que existem poucos trabalhos abordando as estruturas rúpteis que ocorrem na área e de que a origem dos lineamentos de direção NW ainda é pouco conhecida, esse projeto propõe o estudo destas estruturas utilizando Análise Estrutural.

2 OBJETIVOS

2.1 GERAIS

O objetivo geral do projeto é determinar os campos de tensão que geraram as estruturas rúpteis observadas nas rochas meta-sedimentares do Complexo Metamórfico Porongos na região de Santana da Boa Vista.

2.2 ESPECÍFICOS

Os objetivos específicos do trabalho são:

1. Determinar a geometria e cinemática das estruturas rúpteis (falhas e fraturas);

2. Comparar os campos de tensão com a evolução geológica regional;
3. Concluir sobre a evolução estrutural de baixa temperatura da região.

3 JUSTIFICATIVA

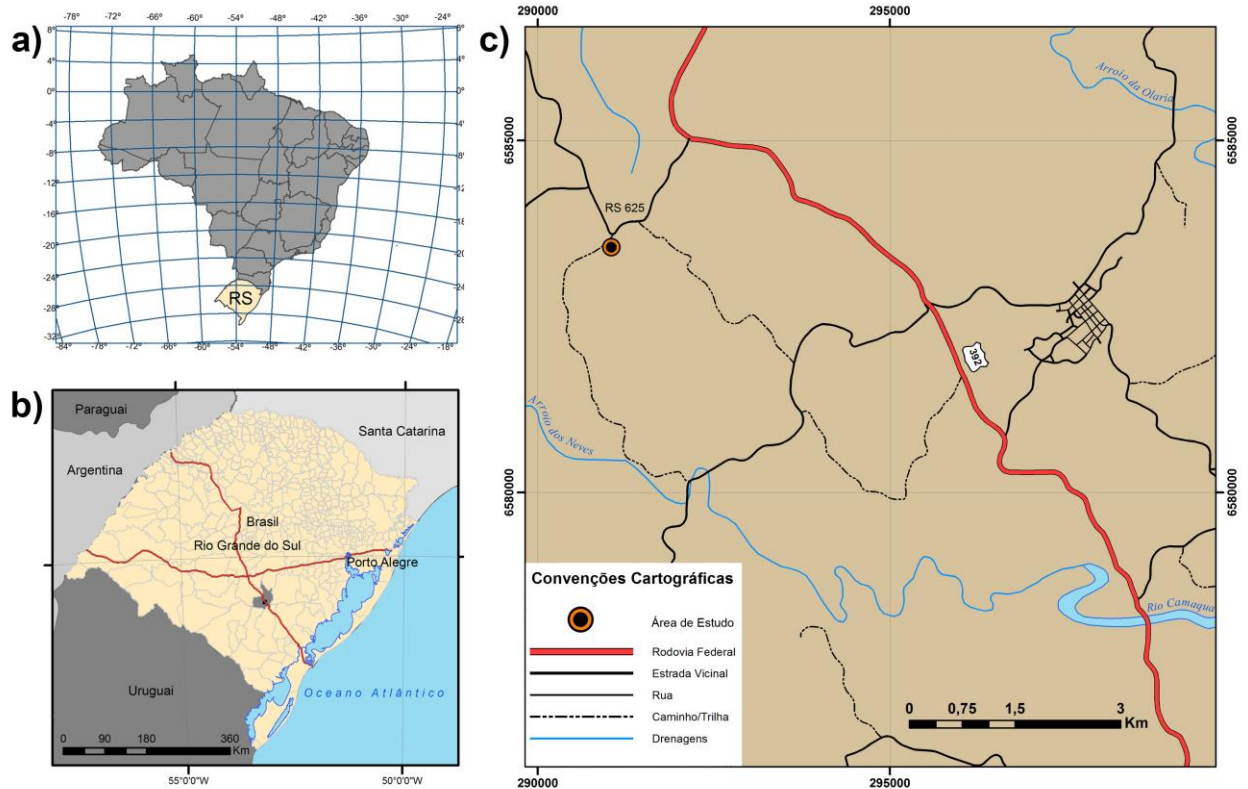
As estruturas geológicas que ocorrem no Escudo Sul-Rio-Grandense (ESRG) possuem um *trend* estrutural com orientação predominante na direção NE. Essas estruturas foram geradas pelos campos de esforços durante o Ciclo Brasileiro-Pan Africano, que ocorreu durante o final da Era Neoproterozoica e início da Era Paleozoica. Contudo, estruturas de deformação dútil com direção NW-SE são observadas no ESRG em escala de afloramentos e em imagens de satélite. Essas estruturas são presentes no CMP, que corresponde à área desse trabalho. Não existem trabalhos de mesmo conteúdo na região em questão, que detalhem essas estruturas. Sendo assim, esse trabalho se justifica, pois irá contribuir para uma melhor compreensão dos processos tectônicos rúpteis que atuaram sobre o ESRG.

4 ÁREA DE ESTUDO E CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo localiza-se no município de Santana da Boa Vista, que está incluído na metade sul do Rio Grande do Sul na microrregião das Serras do Sudeste e na mesorregião Sudeste Riograndense (IBGE, 2014). Dista a aproximadamente 300 km de Porto Alegre. O acesso a partir da capital se dá pelas rodovias BR-290, BR-153, BR-392 e RS-625, essa última próxima à localidade de Minas do Camaquã, no município de Caçapava do Sul (**Fig.1**).

Figura 1 - Mapa de Situação (a), localização (b) e detalhe (c) da área de estudo.

Mapa de Situação, Localização e Detalhe

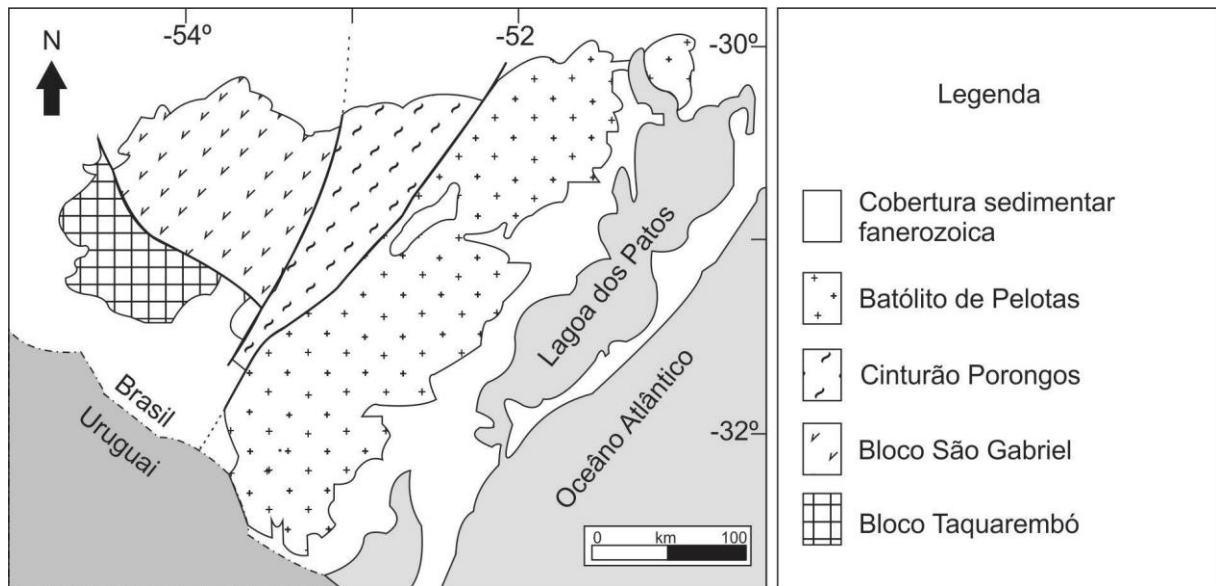


Fonte: extraído e modificado de Wildner *et al.* (2008).

4.1 CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo está inserida no contexto geotectônico do Escudo Sul-Riograndense (ESRG), no CMP. O ESRG é formado por duas grandes unidades geotectônicas, de acordo com suas características estruturais, geofísicas, geoquímicas, geocronológicas e petrológicas: o Cinturão Dom Feliciano (Batólito de Pelotas, Terreno Tijucas e Terreno São Gabriel) e as rochas representantes do Cráton Rio de La Plata (Terreno Taquarembó; CHEMALE JR., 2000; **Fig. 2**).

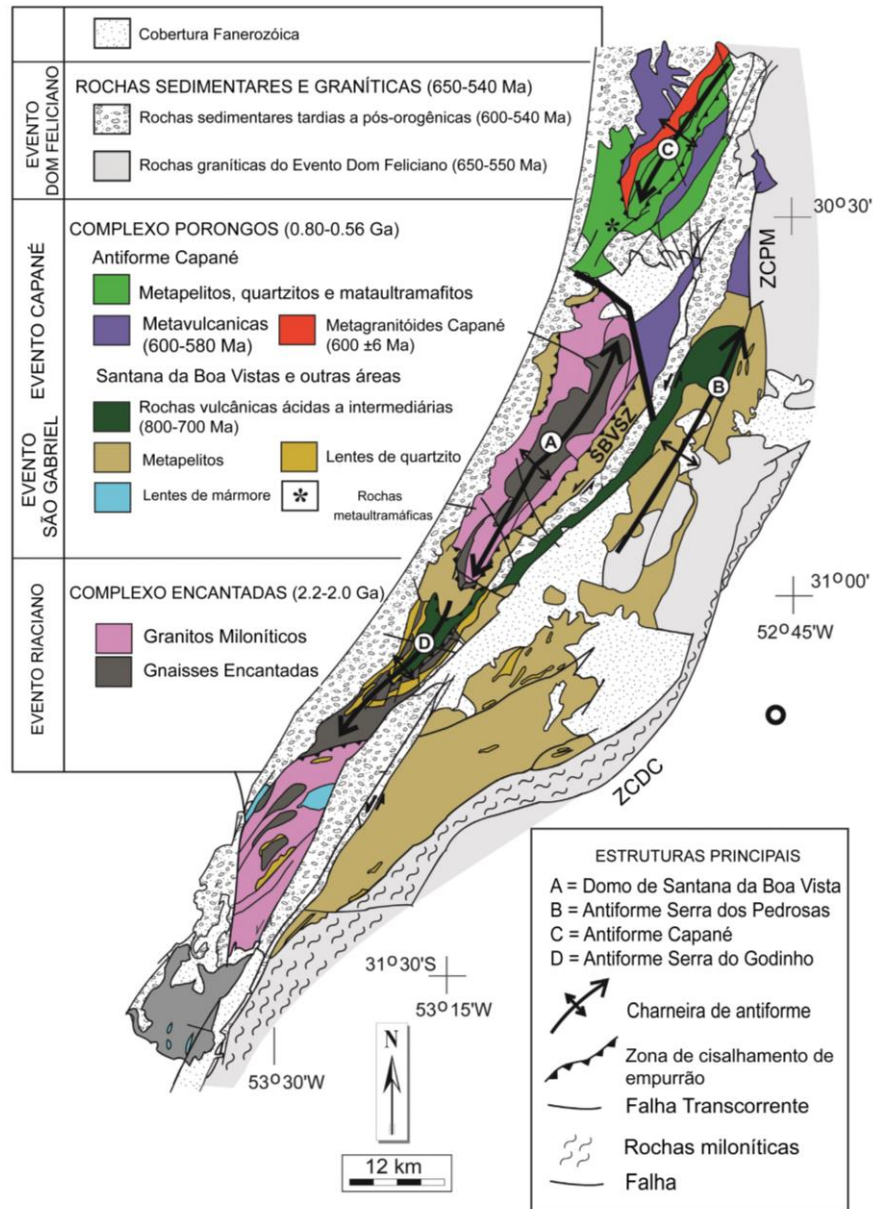
Figura 2 - Mapa esquemático mostrando os segmentos geotectônicos do Escudo Sul-Riograndense.



Fonte: extraído e modificado de Remus *et al.* (2000).

Fernandes *et al.* (1995) e Costa (1997) identificaram três domínios no Cinturão Dom Feliciano através de estudos geofísicos de magnetometria e gravimetria: os Domínios Leste, Central (Central-Leste e Central-Oeste) e Oeste. A área de interesse encontra-se inserida no Domínio Central, mais especificamente Central-Oeste. O Domínio Central-Oeste do Cinturão Dom Feliciano (correspondente ao Terreno Tijucas; **Fig. 3**) apresenta duas unidades litológicas principais: as rochas supracrustais do CMP e as rochas do embasamento, representado pelos Gnaisses Encantadas e os Granitóides Milonitizados de Santana da Boa Vista.

Figura 3 - Mapa do Domínio Central Oeste do Escudo Sul-Riograndense. ZCDC = Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.



Fonte: extraído e traduzido de Philipp *et al.* (2016).

4.1.1 Complexo Metamórfico Porongos

O CMP está inserido no domínio Central Oeste do Cinturão Dom Feliciano e compreende uma faixa contínua de direção NE-SW que se estende do Uruguai até o estado de Santa Catarina. No Rio Grande do Sul, se estende por aproximadamente

170 km desde a cidade de Candiota até o Arroio Capané, com largura entre 30 e 50 km (HARTMANN *et al.*, 2007). Segundo Chemale Jr. (2000), o CMP é limitado a leste com os granitoides do Batólito de Pelotas pelas Zonas de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e Passo do Marinheiro. O setor oeste apresenta-se recoberto por rochas da Bacia do Camaquã e pelas rochas sedimentares fanerozoicas da Bacia do Paraná (CHEMALE JR., 2000).

Segundo Jost & Bitencourt (1980), o CMP consiste em uma sequência de rochas metavulcanossedimentares intercaladas com lentes de ortognaisses e rochas metaultramáficas, metamorfasadas até a fácies anfíbolito, com retrometamorfismo na fácies xisto-verde. As rochas metassedimentares são xistos carbonosos, quartzitos, mármore e lentes de metamarga (REMUS *et al.*, 1987). Corpos graníticos intrusivos também ocorrem no CMP, conforme descrito por Chemale Jr. (2000). Rochas metavulcânicas ocorrem intercaladas com as metassedimentares e apresentam a mesma deformação (ZVIRTES, 2012).

A evolução tectônica observada no CMP é complexa. De acordo com Remus *et al.* (1987), o CMP é marcado por dobras abertas a fechadas, em regime de deformação crustal formando dobras regionais evidenciadas por cristas de quartzito. Estas antiformes controlam os afloramentos na área, em quatro dobras principais: Domo de Santana, Antiforme Capané, Antiforme Serra dos Pedrosas e Antiforme Serra do Godinho (**Fig. 3**).

4.1.2 Gnaisses Encantadas e Granitoides Milonitizados

O CE é composto pelos Gnaisses Encantadas e pelos Granitoides Milonitizados de Santana da Boa Vista (CHEMALE JR., 2000). De acordo com Philipp *et al.* (2008), o Gnaiss Encantadas é caracterizado por uma associação de gnaisses tonalíticos, trondhjemíticos e dioríticos, onde ocorrem também anfíbolitos máficos e hornblenditos. Esses gnaisses são cortados pelos Granitoides Milonitizados de Santana da Boa Vista, que possuem forma alongada e concordante com o alongamento do Domo de Santana da Boa Vista, estando inseridos ao longo do contato entre o CMP e o CE (LUSA *et al.*, 2010).

O limite entre esses dois complexos ocorre através de uma zona de cisalhamento dúctil de baixo ângulo com movimentação alterando a estratigrafia original (PHILIPP *et al.*, 1995). Segundo Philipp *et al.* (1995), o grau metamórfico do CE varia de médio a alto e é marcado por anfibolitos, que apresentam mais de um evento termal acompanhado por intensa deformação (HARTMANN *et al.*, 2003).

4.1.3 Eventos de Deformação Registrados no Domo de Santana da Boa Vista

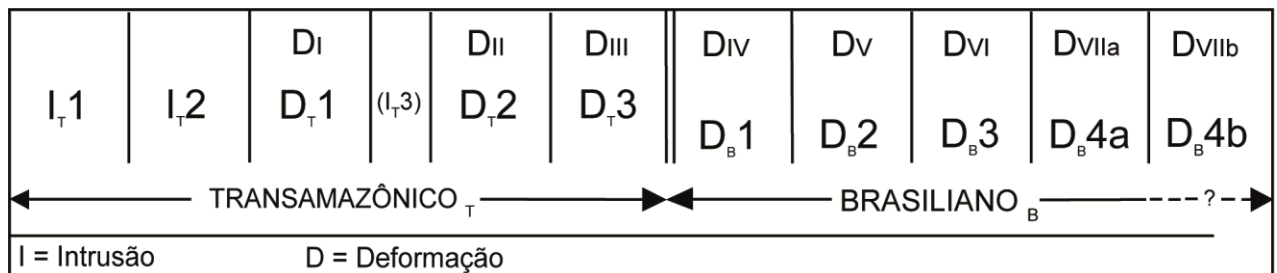
Segundo Saalman *et al.* (2006), o Domo de Santana da Boa Vista registra cinco eventos deformacionais distintos. Os primeiros três eventos são de natureza dúctil, gerados pela compressão horizontal associada ao metamorfismo das unidades do CE e CMP, enquanto que os dois últimos eventos são de natureza rúptil.

Os eventos de natureza rúptil que atuaram sobre o CMP são referidos como quarta e quinta fases de deformação, D4 e D5, respectivamente (SAALMANN *et al.*, 2006; **Fig. 4**). A quarta fase de deformação ocorreu em condições rúpteis retrogressivas e está registrada por dobras abertas a fechadas com orientação dos eixos segundo a direção NW-SE e por clivagens de fratura associadas à superfície axial (SAALMANN *et al.*, 2006). De acordo com Jost & Bitencourt (1980), a primeira fase de dobramentos está relacionada a sistemas de falhas de empurrão com vergência para NW. Dobras que ocorrem em escala de afloramento estão subordinadas a dobras regionais que constituem estruturas do tipo *nappes*, responsáveis pelos empilhamentos por empurrão e pelo transporte para NW, reconhecidas por Remus *et al.* (1987).

As estruturas do tipo *nappe* foram afetadas por falhas semi-rúpteis e rúpteis durante o evento D5, em regime de cisalhamento transcorrente sinistral (SAALMANN *et al.*, 2006). Segundo Chemale Jr. (2000), bacias *pull-apart*, delimitadas por falhas, formaram-se em segmentos transpressionais com formas alongadas na direção NE-SW, como a Sub-bacia do Piquiri. As falhas inversas oblíquas que seccionam o CMP desenvolveram localmente estruturas como duplex, brechas de falha e dobramentos (SAALMANN *et al.*, 2006). De acordo com Saalman *et al.* (2006), a ocorrência contemporânea de falhas de cisalhamento e

falhas normais em segmentos transtracionais, e falhas inversas oblíquas em segmentos transpressionais, suportam um regime global sinistral.

Figura 4 - Número de fases de deformação no embasamento (Complexo Encantadas) e sequência metavulcano-metassedimentar do CMP. DI a DIII podem ser atribuídos à orogenia transamazônica paleoproterozoica e são rotulados como DT1 a DT3. DIV a DVII ocorrem na sequência do CMP e pertencem à orogenia Brasileira e, portanto, são rotulados como DB1 a DB5.



Fonte: extraído e modificado de Saalman *et al.* (2006).

5 ESTADO DA ARTE DA ANÁLISE DA DEFORMAÇÃO RÚPTIL

A deformação rúptil é característica da deformação na crosta superior e ocorre em áreas onde os esforços se acumulam até que excedam o limite local de resistência à ruptura (TWISS & MOORES, 2007; FOSSEN, 2012). Nesse contexto, as rochas se deformam desenvolvendo descontinuidades, que consistem em superfícies de quebra, onde a rocha perde a coesão e desenvolve estruturas rúpteis (HOBBS *et al.*, 1976).

A análise da deformação envolve três análises distintas: i) análise geométrica; ii) análise cinemática; e iii) análise dinâmica (DAVIS & REYNOLDS, 1996). A análise geométrica está relacionada à forma, tamanho, localização e orientação das estruturas geológicas e as relações geométricas entre estruturas; a análise cinemática procura compreender os movimentos relativos entre as estruturas analisadas; e a análise dinâmica consiste na determinação dos esforços (tensores) que produziram as estruturas observadas e da deformação que as produziu (PARK, 1989; TWISS & MOORES, 2007; FOSSEN 2012).

Nesse capítulo, estão descritos os principais aspectos relacionados à análise da deformação rúptil, relevantes para o presente trabalho. São descritas as fraturas, falhas e estruturas associadas; os indicadores cinemáticos; as fraturas secundárias e o modelo de Riedel; as rochas de falha; os esforços aplicados em uma superfície e em um ponto (stress); os regimes tectônicos; e o método de inversão de dados de fraturas e falhas para obtenção de paleotensores.

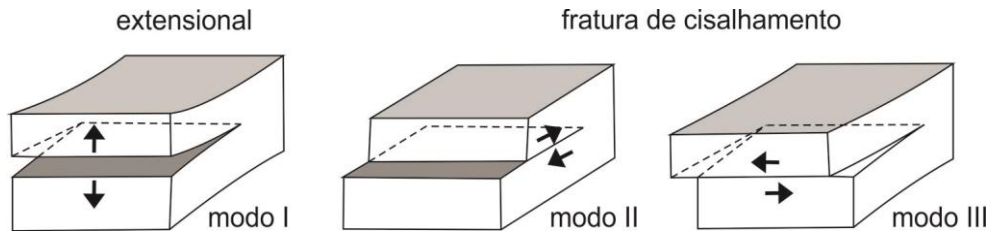
5.1 Fraturas, Falhas e Estruturas Associadas

As estruturas de natureza rúptil são geradas tipicamente em condições de pressão e temperatura relativamente baixas, correspondendo geralmente aos dez primeiros quilômetros da crosta (RAMSAY & HUBER, 1983). Essas estruturas consistem de estruturas planares com rompimento da rocha afetada, que podem apresentar movimentações relativas entre os blocos, e são classificadas como fraturas e falhas (e.g., PEACOCK *et al.*, 2016).

De acordo com Fossen (2012), fratura é qualquer descontinuidade plana ou subplana, de dimensão menor em uma direção quando comparada as outras duas direções, e formada por esforço interno ou externo. De modo geral, as fraturas podem ser divididas em três tipos, as fraturas abertas ou de extensão, as fraturas de cisalhamento e as fraturas de fechamento ou contração (FOSSEN, 2012).

Segundo Scholz (1990), as fraturas podem ser formadas por três diferentes mecanismos de faturamento: i) o Modo I, também denominado de modo de abertura, onde o vetor de deslocamento é perpendicular ao plano da fratura; ii) o Modo II, que é o modo de cisalhamento no plano e tem o vetor de deslocamento paralelo ao plano e no mesmo sentido de propagação da fratura; e iii) o Modo III, que é o modo de corte ou rasgamento, onde o vetor de deslocamento é paralelo ao plano de fratura e perpendicular à direção de propagação (**Fig. 5**).

Figura 5 - Modos de propagação das fraturas. Modo I – abertura, Modo II – cisalhamento, e Modo III – rasgamento.



Fonte: extraído e modificado de Bons *et al.* (2012).

As fraturas de extensão são aquelas que apresentam movimento perpendicular às paredes, geradas pela propagação de Modo I (**Fig. 5**; TWISS & MOORES, 2007). As juntas, veios e fissuras são tipos de fraturas extensionais. As juntas são definidas como fenda ou fratura na qual não houve deslocamento visível (NEUENDORF, 2005) ou nenhum deslocamento visível em absoluto (RAMSAY & HUBER, 1983). Quando as fraturas de extensão são preenchidas por gás ou fluidos são classificadas como fissuras; quando preenchidas por magma ou minerais são classificadas como diques ou veios (BONS *et al.*, 2012; FOSSEN, 2012). As fraturas de cisalhamento são superfícies de deslizamento ao longo da qual há movimento relativo paralelo a fratura. Essas fraturas podem ser geradas pelos Modos II e III (TWISS & MOORES, 2007). As fraturas contracionais ou de fechamento apresentam deslocamento por contração e são preenchidas por material residual da própria rocha não mobilizado, podendo originar os estilólitos (FOSSEN, 2012). Geralmente é difícil distinguir entre fraturas de modo II e III, uma vez que uma fratura pode se propagar em todas as direções dentro do plano de fratura. As fraturas dos modos II e III são, portanto, agrupadas como fraturas de cisalhamento, enquanto que o modo I pode ser denominado fratura extensional, e as fraturas que exibem extensão e cisalhamento são denominadas fraturas híbridas (ENGELDER, 1999, RAMSAY & CHESTER, 2004).

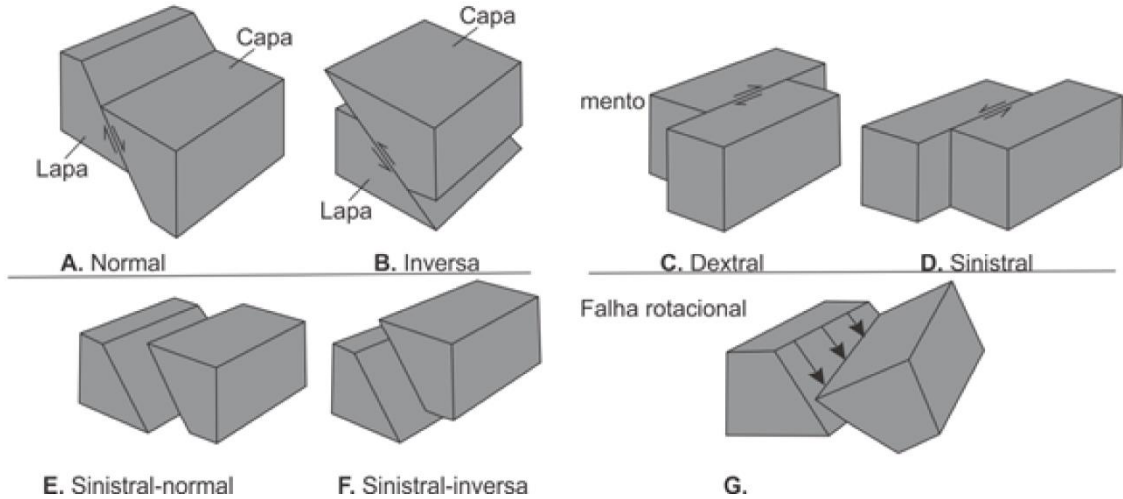
Billings (1972) definiu as falhas como estruturas planares ou zonais através das quais ocorrem descontinuidades com deslocamento por cisalhamento apreciável. Já Price (1966) e Hobbs *et al.* (1976) restringem o termo falha a um único plano, que foi denominado de plano de deslizamento ou fratura de

cisalhamento. De maneira geral, as falhas podem ser classificadas em termos geométricos, termos de atitude da superfície da falha e termos da orientação do deslocamento relativo (RAMSAY & HUBER, 1983; TWISS & MOORES, 2007; FOSSEN, 2012). Com relação à geometria, as falhas não verticais separam o bloco superior (capa ou teto) do bloco inferior (lapa ou muro). A partir disto, as falhas podem ser classificadas em dois tipos: falhas normais, onde a capa é rebaixada em relação à lapa; e as falhas inversas, onde a capa é soerguida em relação à lapa (**Fig. 6**; FOSSEN, 2012). Quando o movimento da falha for lateral, no sentido do plano horizontal, têm-se as falhas transcorrentes (FOSSEN, 2012), que podem ser sinistrais ou destrais dependendo do sentido em que se movem. Se o deslocamento ocorre no sentido horário, as falhas são destrais. Se o movimento for no sentido anti-horário as falhas são sinistrais (**Fig. 6**; TWISS & MOORES, 2007).

Segundo Wernicke & Burchfield (1982), as falhas normais podem ser divididas em duas classes, rotacionais e não-rotacionais. As falhas rotacionais consistem em superfícies curvilíneas cujo movimento relativo faz com que o bloco (em geral de capa) sofra rotação; conhecidas também como falhas lítricas. As falhas não-rotacionais são falhas cuja superfície é relativamente planar e o movimento é similar em todos os pontos da falha, sendo também chamadas de falhas em dominó (WERNICKE & BURCHFIELD, 1982).

Em termos da atitude da superfície da falha, as falhas são classificadas em dois tipos: i) se o mergulho da falha for superior a 60° , a falha é classificada como de alto ângulo, ii) se o mergulho da falha for menor do que 30° , a falha é classificada como de baixo ângulo (FOSSEN, 2012). Nesse trabalho as falhas que possuem mergulho entre 30° e 60° são definidas como falhas de ângulo intermediário.

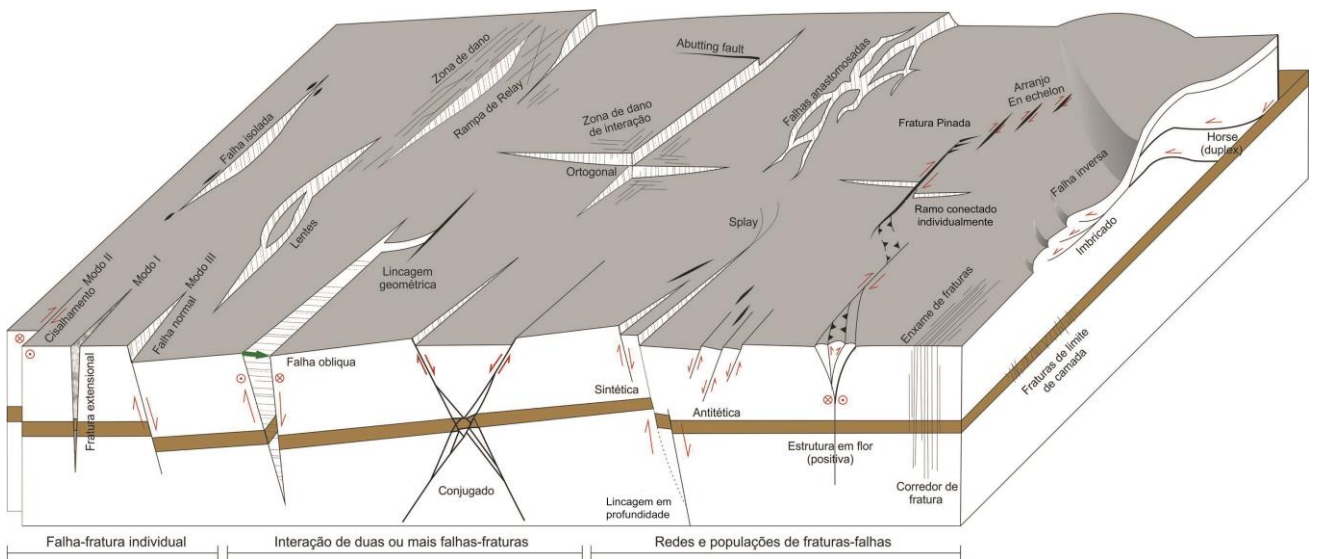
Figura 6 - Blocos falhados mostrando as características de deslocamento de cada tipo de falha, (A) Falha normal, (B) Falha inversa, Falha transcorrente (C) dextral e (D) sinistral, Falhas oblíquas com movimentação (E) sinistral normal e (F) sinistral inversa e (G) Falhas rotacionais.



Fonte: extraído e modificado de Twiss e Moores (2007).

Com base em Peacock *et al.* (2016), as fraturas e falhas podem ser descritas em termos individuais; termos de associação e interação entre duas ou mais fraturas e termos de redes e populações de fraturas (**Fig. 7**), conforme descrito a seguir:

Figura 7 - Ilustração esquemática da gama de falhas e outras redes de fraturas demonstrando os campos em que ocorrem fraturas individuais, Interação entre pares de fraturas e redes de fratura.



Fonte: extraído e modificado de Peacock *et al.* (2016).

- (A) As fraturas e falhas que são descritas em termos individuais são as fraturas de Modo I, II e III, as falhas isoladas, lentes e zona de dano:
- (i) As falhas isoladas são falhas ou outro tipo de fratura que não foi afetada pela interação com outras falhas ou outros tipos de fraturas durante sua propagação (MURAOKA & KAMATA, 1983; WALSH & WATTERSON, 1987). Falhas isoladas geralmente caracterizam-se por um deslocamento máximo próximo ao centro do traço de falha, com deslocamento decrescente aproximadamente linearmente em direção às extremidades (WALSH & WATTERSON, 1987).
 - (ii) Lentes são zonas de rocha relativamente indeformadas ligadas por falhas dentro de uma zona de falha; a geometria da lente de falha resultante é distintamente assimétrica devido à reorientação das tensões (SWANSON, 2005).
 - (iii) As zonas de dano são locais em que ocorre uma grande alteração da estrutura original da rocha (CHESTER & LOGAN, 1986; COWIE & CSHOLZ, 1992; McGRATH & DAVISON, 1995).
- (B) As zonas de interação entre duas ou mais fraturas podem produzir falhas de deslizamento oblíquo, ligações geométricas, pares de falhas conjugadas, *abutting fault* e zonas de dano de interação:
- (i) As falhas de deslizamento oblíquo são falhas com deslocamento que envolve componentes tanto horizontais quanto verticais (SPEED & COGBILL, 1979).
 - (ii) Arranjos de ligações geométricas ocorrem quando duas falhas ou outros tipos de fraturas estão conectadas em uma linha de interseção, porém as estruturas não necessitam de ligação cinemática; por exemplo, se uma falha ou outro tipo de fratura pós-data e corta a outra sem efeitos na geometria ou no padrão de deslocamento (PEACOCK *et al.*, 2016).
 - (iii) *Abutting fault* é um termo geométrico que descreve uma linha ou ponto de interseção entre uma falha ou outro tipo de fratura e não significa uma relação de desenvolvimento entre as falhas ou outros tipos de fraturas; as relações de interseção foram descritas para falhas (NIXON *et al.*, 2014) e juntas (RIVES *et al.*, 1994).

- (iv) Zona de dano de interação é um termo geral para a área de deformação causada pela interação entre duas ou mais falhas. Segundo Kim *et al.* (2004), as zonas de dano de interação podem ser divididas em zonas de aproximação e de intersecção; essas zonas incluem deformação entre falhas de qualquer orientação que interagem umas com as outras.
 - (v) As rampas de *Relay* constituem-se em zonas de ligação cinemática entre falhas sobrepostas, geometricamente desacopladas e sub-paralelas, onde a tensão é retransmitida de uma falha para a outra (LARSEN, 1988).
 - (vi) Pares Conjugados referem-se à relação entre dois conjuntos de falhas cruzadas (ou fraturas) em que cada uma se desenvolveu sob o mesmo campo de tensão (DAUBRÉE, 1878, *apud* DENNIS, 1967). Duas falhas conjugadas têm o sentido de cisalhamento oposto e o mesmo ângulo para a direção de tensão principal máxima (ANDERSON, 1951).
- (C) Para as redes e populações de fraturas, as principais estruturas encontradas são *Dip-linkage*, falhas sintéticas e antitéticas, falhas *Splay*, falhas anastomosadas, fraturas pinadas, ramificações conectadas isoladamente, fraturas *En Echelon*, corredores de fraturas, enxames de fraturas, falhas reversas, fraturas ligadas a camadas, falhas em duplex e falhas imbricadas:
- (i) *Dip-linkage* ao longo do mergulho ou na vertical, consiste na ligação de duas falhas ou outros tipos de fraturas que inicialmente eram separadas geometricamente (MANSFIELD & CARTWRIGHT, 1996).
 - (ii) A falha antitética foi originalmente definida como uma falha menor que mergulha na direção oposta à da direção de mergulho dos planos principais (CLOOS, 1928). A falha antitética é atualmente usada para uma falha que tem o sentido de cisalhamento oposto a uma falha ou falha dominante relacionada (GIBBS, 1984). O oposto ocorre com as falhas sintéticas, que mergulham na mesma direção da falha principal.

- (iii) Falhas em *splay* são compostas por uma ou mais falhas menores que se conectam a uma falha maior à qual está relacionada (BIDDLE & CHRISTIE-BLICK, 1985).
- (iv) Falha Anastomosada é a geometria através da qual canais adjacentes, tubos, fibras ou outras partes de uma rede estão interligadas. A geometria anastomosada foi descrita para falhas (ROWE *et al.*, 2013), juntas (SINGH, 1992), veios (PHILIPP, 2008) e diques (VALENTINE & VAN WYK de VRIES, 2014).
- (v) Fraturas pinadas (*Pinnate fractures*) são fraturas de extensão desenvolvidas perto das terminações de fraturas de cisalhamento (SEGALL & POLLARD, 1983, CRIDER & PEACOCK, 2004) para acomodar variações de deslocamento ao longo das fraturas.
- (vi) Ramificação conectada isoladamente é uma linha com um nó de conexão e um nó isolado (SANDERSON & NIXON, 2015; MORLEY & NIXON, 2016), um traço de falha que intersecta outra falha em uma direção, mas com uma terminação cega na outra direção.
- (vii) O termo *En Echelon* foi definido por Biddle e Christie-Blick (1985) como sendo um "arranjo escalonado de elementos estruturais relativamente curtos consistentemente sobrepostos ou subjacentes, tais como falhas ou dobras que são aproximadamente paralelas entre si, mas oblíquas à zona linear ou relativamente estreita em que ocorrem". Os padrões de escalonamento foram descritos para falhas (HEMPTON & NEHER, 1986), juntas (BAHAT, 1986), veios (BEACH, 1975) e diques (WEINBERGER *et al.*, 2000).
- (viii) *Duplex* é um arranjo de falhas com o mesmo sentido de cisalhamento que são ligadas geometricamente e cinematicamente, isto é, cada par de falhas tem dois pontos de interseção em vista de mapa ou de seção. Duplexes foram descritos para falhas inversas (BUTLER, 1982), normais e de cisalhamento (WOODCOCK & FISCHER, 1986).

5.2 Indicadores Cinemáticos

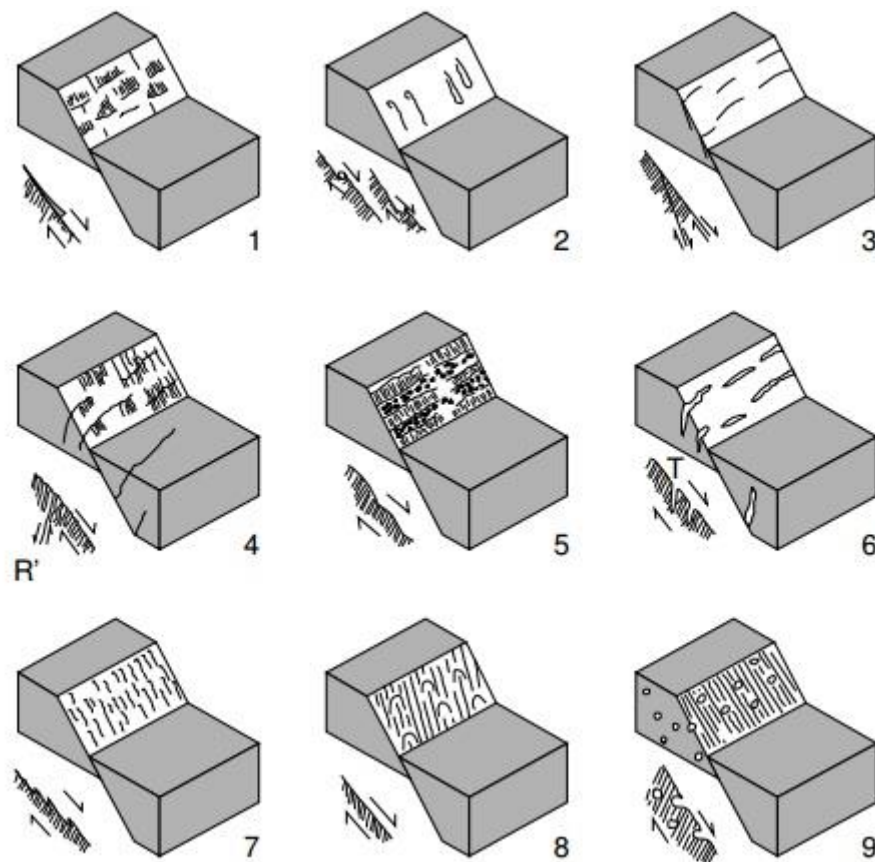
A indicação do sentido do movimento das falhas se baseia, tradicionalmente, em separação estratigráfica e/ou em dobras de arrasto (e.g., Fossen, 2012). Porém, atualmente, feições geradas sobre os planos de falhas são utilizadas como indicadores cinemáticos rúpteis (e.g., Fossen, 2012). Será apresentada a seguir uma revisão de conceitos referentes a indicadores cinemáticos rúpteis, com base em Petit (1987) e Angelier (1994).

As feições assimétricas geradas nos planos de falha podem ser classificadas em duas categorias: as feições assimétricas positivas e as feições assimétricas negativas. As primeiras apresentam menor fricção ao tato sobre o plano de falha e as restantes apresentam maior fricção ao tato. As feições mais comuns em ambas as categorias, de acordo com Angelier (1994; **Fig. 8**), são:

- 1) Degraus de minerais acrescionários (neoformados): são feições assimétricas positivas, encontradas em seções normais às superfícies de falha, na direção do movimento; os degraus ocorrem em função do crescimento de minerais durante o movimento da falha (**Fig. 8;1**);
- 2) Marcas de objetos tectônicos: são feições assimétricas negativas e ocorrem tanto como um relevo positivo ou como cavidades assimétricas na superfície do plano de falha, dependendo do lado que se observa (**Fig. 8;2**);
- 3) Planos R de Riedel: constituem feições assimétricas negativas; são fraturas que cruzam o plano, têm o mesmo sentido de movimento e são perpendiculares às lineações no plano de falha (**Fig. 8;3**);
- 4) Planos R' de Riedel: assim como os planos R, essas feições também são negativas e cruzam o plano de falha. Porém têm sentido oposto (**Fig. 8;4**);
- 5) Facetas polidas e rugosas: são feições assimétricas positivas e de maneira geral ocorrem em todos os tipos de rocha e são perpendiculares à direção do movimento (**Fig. 8;5**);
- 6) *Tension Gashes* ou Plano T de Riedel: são feições assimétricas negativas que ocorrem quase perpendicularmente às lineações do plano de falha e formam um ângulo entre 30° e 50° com o mesmo (**Fig. 8;6**);

- 7) Lineações estilolíticas: constituem feições negativas e são produzidas por solução em facetas friccionais (**Fig. 8;7**);
- 8) Marcas parabólicas: são feições positivas e desenvolvem-se em superfícies de falhas polidas, têm sua forma em meia lua com a concavidade voltada no sentido do movimento do bloco perdido e representam lascas arrancadas pelo movimento (**Fig. 8;8**);
- 9) Vesículas deformadas em lavas: formam-se saliências a favor do movimento e concavidades contra o movimento em decorrência de cataclase na superfície de falha; constituem feições positivas (**Fig. 8;9**).

Figura 8 - Critérios para a determinação do sentido do movimento em superfícies de falhas. 1) Degraus de minerais neoformados, 2) marcas de objetos, 3) fraturas de cisalhamento sintéticas (R), 4) fraturas de cisalhamento antitéticas (R'), 5) facetas polidas e rugosas (alternadas), 6) *tension gashes*, 7) lineações estilolíticas, 8) marcas parabólicas, e 9) vesículas deformadas em lavas. Segundo a classificação de Angelier (1994).

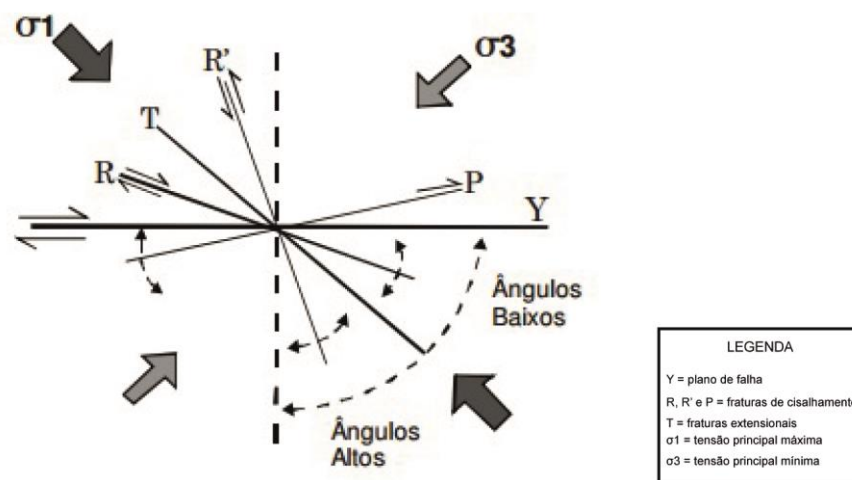


Fonte: extraído de Roldan (2007).

5.3 Fraturas secundárias e Modelo de Riedel

A nomenclatura e as relações geométricas de fraturas secundárias associadas à superfícies de falhas, geradas por cisalhamento simples, em ambiente rúptil, são definidas pelo modelo de Riedel (**Fig. 9**) e aplicadas por Petit (1987).

Figura 9 - Ilustração esquemática de fraturas secundárias pelo modelo de Riedel em um contexto de cisalhamento simples.



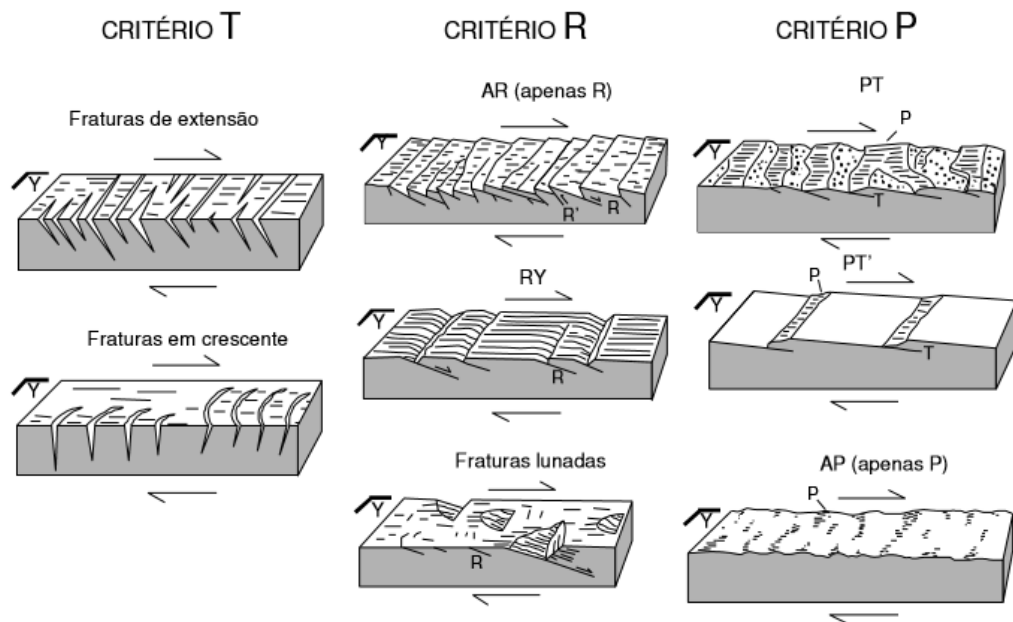
Fonte: Extraído e modificado de Petit (1987).

Petit (1987) propôs a sistematização de indicadores cinemáticos presentes em planos de falha com base na repetição e associação de famílias de fraturas secundárias. Três critérios são separados com base nas fraturas secundárias predominantes nas superfícies de falhas: T, R e P (**Fig. 10**).

O critério T contempla as fraturas extensionais (T) que intersectam o plano de falha estriado (M), porém as fraturas secundárias não são estriadas (Petit, 1987). M e T tendem a formar um ângulo de intersecção agudo, que aponta para a direção do rejeito (Petit, 1987). O critério P é dominado por fraturas P, e que podem ocorrer junto com fraturas T. As superfícies P apresentam-se tanto estriadas quanto polidas, e caracterizam por formar um baixo ângulo com M (Petit, 1987). Finalmente, o

critério R é baseado no ângulo agudo formado entre R e M. As linhas de intersecção entre ambos têm ângulos altos, próximos a 90° (Petit, 1987). As falhas com pequenos rejeitos podem não ter desenvolvido um plano contínuo de cisalhamento ou superfície M e, nesse caso, podem exibir um arranjo *en echelon* de fraturas R e em alguns casos de fraturas R' (Petit, 1987). As fraturas R geralmente estão agrupadas e as estrias são pouco desenvolvidas (**Fig. 10**).

Figura 10 - Principais critérios utilizados como indicadores cinemáticos em um contexto de cisalhamento simples, a partir da repetição de fraturas secundárias, de acordo com Petit (1987).



Fonte: extraído de Roldan (2007).

5.4 Rochas de Falha

Quando uma rocha é submetida a tensões associadas a um plano de falha, mecanismos de deformação dútil podem alterar suficientemente a forma original da rocha, produzindo uma rocha de falha (FOSSEN, 2012). Existem vários tipos de rocha de falhas, dependendo do tipo litológico, da profundidade e da temperatura em que a falha atuou na rocha, da cinemática da falha e de outros fatores (FOSSEN, 2012).

Sibson (1977) propôs a classificação para rochas de falha baseada no grau de coesão da rocha (rochas coesas e não coesas), no desenvolvimento de trama foliada ou randômica, no tamanho de grão dos fragmentos e na proporção entre matriz de deformação e clastos da rocha original.

As rochas não-coesas geradas pela deformação associada a falha são classificadas em Brecha de Falha, quando a proporção de fragmentos visíveis for maior do que 30%, e Farinha de Falha, quando a proporção de fragmentos visíveis for menor do que 30% (SIBSON, 1977).

As rochas coesas que possuem trama randômica consistem na série dos cataclasitos, que variam entre protocataclasito, cataclasito e ultracataclasito de acordo com o tamanho de grão resultante de processos cataclásticos e proporção de matriz *versus* grãos originais; e na série das Brechas, onde a classificação varia de brecha de quebra, brecha de quebra fina, microbrecha, conforme o tamanho dos fragmentos (**Fig. 11**; SIBSON, 1977). Pseudotaquilito é uma rocha de falha que difere das anteriores pois contém vidro gerado pelo processo de deformação (FOSSEN, 2012).

Figura 11 - Classificação das rochas de falha de acordo com Sibson (1977).

		Não foliado	Foliado			
Não coesa		Brecha de falha (>30% de fragmentos visíveis)				
		Farinha de falha (<30% de fragmentos visíveis)	Farinha foliada			
Coesa		Pseudotaquilito				
	Brechas	Brecha de quebra (fragmentos > 5 mm)			< 10%	
		Brecha de quebra fina (fragmentos 1-5 mm)				
		Microbrecha (fragmentos < 1 mm)				
	Cataclasitos	Redução de tamanho de grão por mecanismo cataclástico	Protocataclasito	Série dos milonitos	Protomilonito	10-50%
			Cataclasito		Milonito	50-90%
			Ultracataclasito		Ultramilonito	>90%
			Blastomilonito			
				Aumento de grão por mecanismos de recristalização		

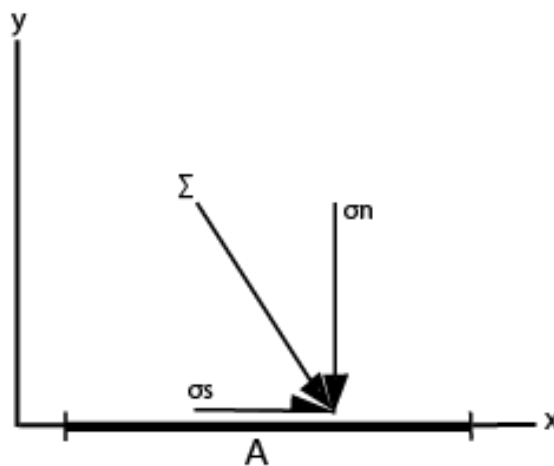
Fonte: extraído e modificado de Fossen (2012).

Os milonitos são rochas de falha cuja trama é foliada, desenvolvida por processos de deformação dúcteis (FOSSSEN, 2012). Essas rochas não se aplicam ao presente trabalho.

5.5 Stress

Qualquer força quando aplicada em uma área (tração) pode ser desmembrada em duas componentes, a componente ortogonal (*stress normal*) e a componente paralela (*stress cisalhante*) ao plano (e.g., TWISS & MOORES, 2007; FOSSSEN, 2012; **Fig. 12**).

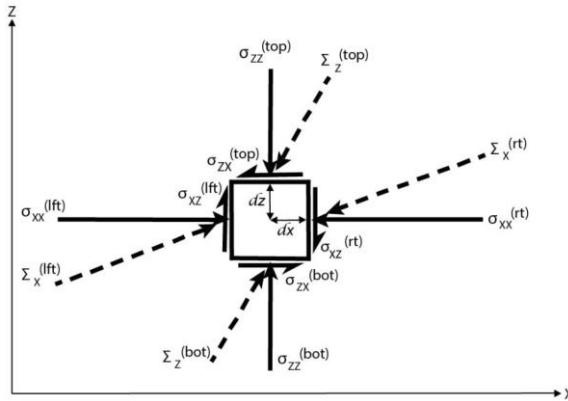
Figura 12 - Ilustração de um sistema cartesiano onde o vetor tração (Σ ; força aplicada em uma unidade de área) é decomposto em dois vetores, um ortogonal ao plano (σ_n) e outro paralelo ao plano (σ_s). A = área da seção que está sendo submetida ao esforço.



Fonte: extraído e modificado de Twiss & Moores (2007).

Esse conceito pode ser aplicado em uma superfície (**Fig. 12 acima**) ou em um ponto (**Fig. 13 abaixo**). A aplicação do conceito de stress superficial em um ponto é realizada pela derivada da área (TWISS & MOORES, 2007).

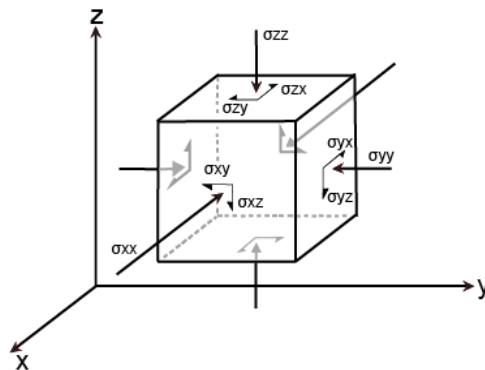
Figura 13 - Ilustração de um sistema de coordenadas cartesianas, onde o vetor tração é aplicado orthogonalmente a um quadrado de dimensões infinitesimais (em duas dimensões; ou em um cubo em três dimensões). O vetor tração é decomposto em dois componentes ortogonais (σ_{xx} e σ_{zz}) e dois componentes cisalhantes (σ_{xz} e σ_{zx}).



Fonte: extraído e modificado de Twiss & Moores (2007).

Os estresses σ_{xx} e σ_{zz} em duas dimensões correspondem aos componentes de stress principal máximo e mínimo, respectivamente σ_1 e σ_3 . Quando observado em três dimensões (**Fig. 14**), então se define o vetor de *stress* intermediário (σ_2 ; TWISS & MOORES, 2007).

Figura 14 - Ilustração de um sistema de coordenadas cartesianas com três eixos, mostrando a decomposição do vetor tração em três componentes ortogonais (σ_{xx} , σ_{yy} e σ_{zz}) e seis componentes cisalhantes (σ_{xy} , σ_{xz} , σ_{yx} , σ_{yz} , σ_{zx} e σ_{zy}).



Fonte: extraído e modificado de Twiss & Moores (2007).

Matematicamente, os nove vetores de stress (normais e cisalhantes) podem ser representados por meio da matriz de stress. Nessa representação, os vetores máximo, intermediário e mínimo estão na diagonal da matriz (FOSSSEN, 2012).

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \sigma_{xy} & \sigma_{xz} \\ \sigma_{yx} & \sigma_{yy} & \sigma_{yz} \\ \sigma_{zx} & \sigma_{zy} & \sigma_{zz} \end{bmatrix}$$

No entanto, se os eixos de *stress* principais estiverem orientados ortogonalmente a planos que passam por um ponto, as forças que agem sobre os planos serão somente normais, originando a matriz de esforços principais, cujos vetores de *stress* cisalhantes são nulos (FOSSSEN, 2012), conforme mostrado abaixo.

$$\begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 & 0 \\ 0 & \sigma_2 & 0 \\ 0 & 0 & \sigma_3 \end{bmatrix}$$

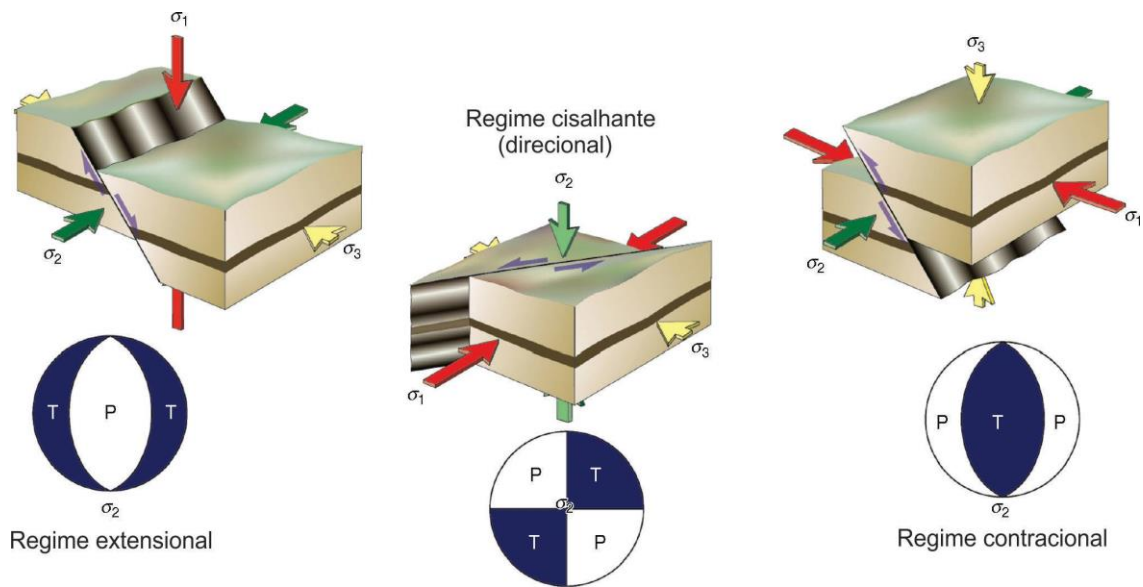
5.6 Regimes tectônicos extensionais, contracionais e direcionais

Segundo Fossen (2012), os esforços tectônicos, quando analisados em larga escala, estão relacionados aos movimentos das placas tectônicas. Porém quando vistos localmente eles podem ser influenciados por fatores locais, como a interferência de falhas, camadas arqueadas e foliações pré-existent, que podem gerar uma anisotropia nas unidades geológicas em observação. Portanto, os esforços tectônicos locais variam quanto à sua orientação, enquanto que os esforços regionais, em geral, são mais consistentes ao longo de grandes áreas (FOSSSEN, 2012).

Anderson (1951) classificou os regimes tectônicos nos regimes extensional, contracional e direcional, dependendo da orientação dos esforços principais (σ_1 , σ_2 e σ_3) com relação ao plano vertical. Quando o σ_1 for vertical o regime tectônico será extensional; caso o esforço vertical corresponder ao σ_2 , o regime resultante será direcional; se o esforço vertical corresponder ao σ_3 , o regime será contracional (**Fig. 15**). De acordo com Fossen (2012), essa classificação é estritamente válida em

regimes deformacionais coaxiais (cujo eixo permanece fixo). Além disso, a rocha submetida à deformação deve ser isotrópica (não possuir anisotropia).

Figura 15 - Relação entre os esforços principais e os regimes tectônicos. Os estereogramas indicam os campos de compressão (P) e tração (T).



Fonte: extraído e modificado de Fossen (2012).

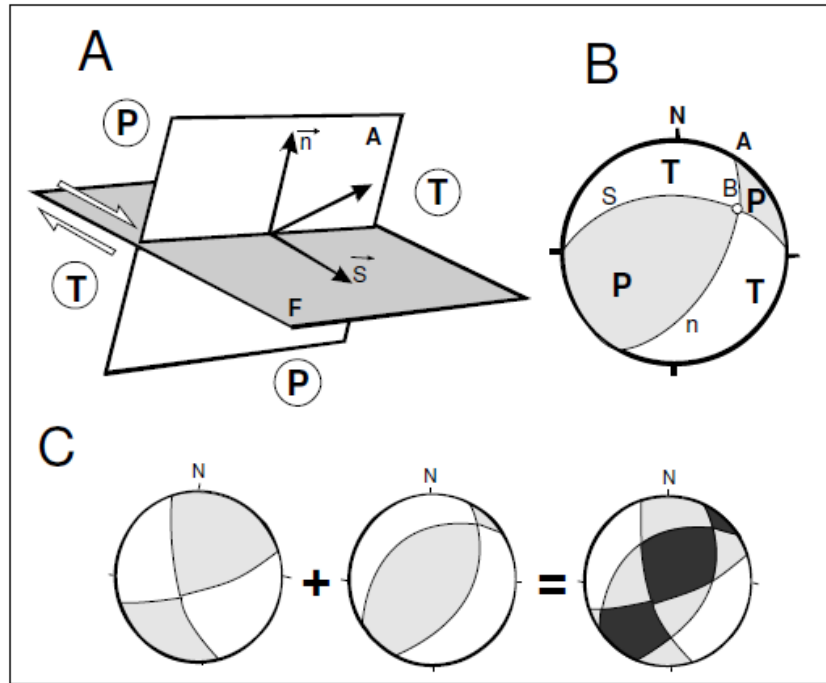
As principais fontes de estresse extensional na litosfera resultam de estiramento crustal horizontal ou encurtamento vertical (FOSSSEN, 2012). Os regimes tectônicos extensionais são, portanto, associados principalmente a limites de placas divergentes, porém também podem ser intraplaca, na forma de zonas de rifte e bacias extensionais (Allen & Allen, 2013). O oposto acontece em regimes tectônicos contraccionais, pois este regime caracteriza-se pelo encurtamento das rochas ou da litosfera na horizontal, causado por forças tectônicas associadas a limites convergentes de placas tectônicas, ocorrendo principalmente em zonas de subdução e colisionais (FOSSSEN, 2012). O regime tectônico direcional é dividido em termos transpressivos e transtrativos, introduzidos por Harland (1971) para descrever regimes tectônicos originados a partir de convergência e divergência oblíquas entre placas tectônicas. De acordo com Harland (1971), transpressão é definida como um regime tectônico intermediário entre os regimes de convergência

frontal e transcorrência. Por outro lado, a transtração foi definida como um regime intermediário entre divergência e transcorrência (Harland, 1971).

5.7 Método de inversão de dados de fraturas e falhas para obtenção de paleotensores

O método dos diedros retos, desenvolvido por Angelier & Mechler (1977), é um método gráfico que possibilita a determinação da variação das orientações possíveis dos eixos de tensão σ_1 e σ_3 na análise dos planos de falha. Esse método divide a deformação ao redor de um plano de falha em quatro campos de esforços, sendo dois compressivos e dois distensivos (DELVAUX & SPERNER, 2003). Esses campos são limitados por diedros retos, formados pela interseção do plano de falha com um plano imaginário ortogonal a ele (plano auxiliar; Fig. 16). Esses quadrantes são plotados numa malha de referência, onde todas as orientações que caem no quadrante extensional é atribuído um valor de contagem de 100%, enquanto que as orientações que caem no quadrante compressional é 0% (DELVAUX & SPERNER, 2003). Esse procedimento é repetido para todos os dados e calculada a média para todos os valores. A possível orientação dos eixos do σ_1 e σ_3 são definidos pela orientação na média da rede de contagem que possuem valores de 0 e 100%, respectivamente (DELVAUX & SPERNER, 2003). Nos diedros distensivos, se situa o eixo de tensões mínimo (σ_3) e estão localizadas as estruturas extensionais, enquanto que as estruturas compressivas localizam-se nos diedros compressivos, com eixo de tensões máximo (σ_1). A sobreposição dos campos de esforços para vários planos de falha indica a orientação dos eixos de tensões principais σ_1 , σ_2 e σ_3 .

Figura 16 - 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).



Fonte: extraído de Roldan (2007).

6 MATERIAIS E MÉTODOS

A análise estrutural geométrica e cinemática foi o principal método utilizado neste trabalho, com o intuito de discriminar, qualificar e quantificar os eventos deformacionais rúpteis que ocorreram na área de estudo. A análise envolveu principalmente a caracterização das feições geológico-estruturais rúpteis, tais como fraturas, falhas e indicadores cinemáticos em campo e utilizando o Modelo Virtual de Afloramento (MVA).

6.1 Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica é a base para a construção das demais etapas deste trabalho. O estudo bibliográfico foi realizado a partir da revisão de artigos científicos, dissertações de mestrado e teses de doutorado, livros e mapas que se relacionam com estudos anteriormente realizados, de acordo com o tema do trabalho. Com isto, foi possível a obtenção de um embasamento teórico sobre os conceitos e as técnicas utilizadas para o desenvolvimento deste trabalho.

6.2 Aquisição de dados em campo

Em campo, os dados estruturais foram adquiridos de duas formas. Primeiramente foi realizada a descrição da forma, tamanho, espaçamento, orientação, cinemática, relação entre estruturas, entre outros aspectos. Posteriormente foram adquiridas as orientações espaciais de planos e linhas. A descrição foi realizada utilizando os critérios descritos no capítulo 5.

A amostragem dos dados estruturais em campo foi realizada com trena e bússola *Brunton Geo Pocket*, com declinação magnética corrigida conforme indicada na Folha Cachoeira do Sul (SH.22-Y-A) para o ano de 2016 (14° W).

Foi realizado uma visita inicial a área de estudo, onde as estruturas foram identificadas e analisadas de forma preliminar, e foi realizada aquisição fotográfica para a geração do MVA (ver capítulo 6.3). Nesta etapa do trabalho foram adquiridas mais de 150 fotografias para a construção do MVA, obtidas a partir da câmera fotográfica SONY Cyber-shot modelo DSC-H7, com resolução de 8.1 megapixels. As fotografias foram obtidas a uma distância de aproximadamente 10 metros em relação a superfície do afloramento.

Após a construção preliminar do MVA, foi realizada nova etapa de campo para a aquisição sistemática de dados e obtenção de coordenadas para o georreferenciamento do MVA. Foram determinadas as coordenadas X, Y, Z no sistema de projeção Universal Transversa de Mercator (Datum WGS-84, zona 22 sul) de 30 pontos (marcadores) no afloramento. As coordenadas foram

determinadas por meio de Estação Total. A coordenada da estação foi determinada com GPS de mão Garmim CSx 62 Map e as coordenadas polares horizontal e vertical e a distância da estação ao ponto foram anotadas em planilha. A aquisição sistemática de dados estruturais foi realizada com o auxílio de ortofotomosaico, onde cada medida realizada foi anotada para posterior processamento e interpretação. Todas as medidas de orientação das estruturas foram anotadas em notação *Dip Direction* para planos.

6.3 Processamento dos dados de campo

O processamento dos dados de campo envolveu duas etapas principais, a geração do MVA e a determinação dos paleotensores.

6.3.1 Construção do Afloramento Virtual – MVA

A construção do MVA foi realizada utilizando os princípios de fotogrametria digital aplicados com o uso do *software PhotoScan*. Abaixo estão descritos os materiais e métodos utilizados.

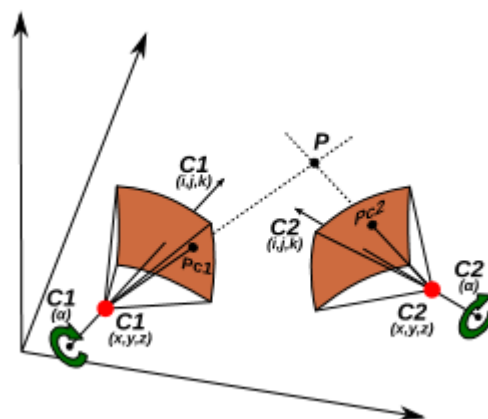
6.3.1.1 Princípios da fotogrametria digital

De maneira geral, a fotogrametria pode ser entendida como a ciência e tecnologia de se obter informações confiáveis por meio de imagens adquiridas por sensores (COELHO & BRITO, 2007). Ela tem como objetivo principal reconstruir um espaço tridimensional (3D) através de conjuntos de imagens bidimensionais (2D). A criação deste espaço é possível graças ao fenômeno de estereoscopia, que permite a visão tridimensional de imagens que possuem sobreposição (COELHO & BRITO, 2007).

A fotogrametria digital segue os mesmos princípios da fotogrametria tradicional, com adição das peculiaridades do meio digital, possibilitando assim que a técnica tenha ampla aplicação na geologia, permitindo a aquisição combinada da imagem e dos atributos geométricos do meio (PÖTSCH, 2011). A visualização 3D é assegurada pela disponibilidade de pelo menos duas imagens da mesma cena tomadas de posições diferentes (**Fig. 17**). Essa construção é realizada utilizando algoritmos de Estrutura a partir de Movimento (*Structure From Motion – SfM*), tendo sido criados para correlacionar pontos em imagens da mesma cena, tomadas de diferentes posições e/ou em diferentes momentos (TOMASI & KANADE, 1992; REMONDINO & EL-HAKIM, 2006; SZELISKI, 2010).

Os algoritmos SfM constituem em uma técnica de imageamento de intervalo e refere-se ao processo de obtenção de uma cena 3D a partir de uma série de imagens em 2D adquiridas por um sensor em movimento. Para encontrar correspondência entre as imagens, pontos iguais precisam ser rastreados de uma imagem para outra (**Fig. 17**). As trajetórias destes pontos entre as imagens são utilizadas para reconstruir sua posição relativa no espaço 3D e o movimento relativo da câmera (**Fig. 17**; DELLAERT *et al.*, 2000). Para isso, podem ser utilizadas imagens de uma única câmera em movimento, ou imagens de várias câmeras em posições diferentes.

Figura 17 - Esquema mostrando os parâmetros envolvidos na visão estereoscópica, a obtenção de um ponto (P) a partir de duas imagens diferentes (C1 e C2), com a posição do mesmo ponto nas duas fotografias (Pc1 e Pc2).



Fonte: extraído de Tavani *et al.*, (2014)

6.3.1.2 Construção do Modelo Virtual do Afloramento com *PhotoScan*

O *software PhotoScan* se baseia no algoritmo SfM para a construção da representação 3D (MVA). As fotografias obtidas no afloramento, de acordo com os parâmetros descritos no **capítulo 5.5**, foram processadas para a geração da malha triangular e texturização e posteriormente georreferenciadas para a geração do MVA.

A primeira etapa para a criação de um modelo 3D é carregar as fotos no *software*, para a obtenção da nuvem de pontos de amarração (*tie point cloud*). Não existe uma regra ou definição de um número mínimo ou máximo de fotos necessárias para a construção do modelo. Um número pequeno de fotos pode ser favorável ao processamento, mas pode acarretar numa baixa resolução do modelo, enquanto que um número muito grande de fotos pode auxiliar na definição do modelo, mas dificultar o processamento dos dados (TAVANI *et al.*, 2014).

Assim que as fotos foram devidamente carregadas no *software*, deve-se iniciar o processo de alinhar as fotos. O processo de alinhamento tenta reconhecer a posição dos mesmos pontos nas diferentes fotos sobrepostas. Com esse processo é possível calcular a posição e orientação das fotos e, conseqüentemente a partir disto, criar uma nuvem de pontos (**Fig. 18**). No final do procedimento, o *PhotoScan* indica quais fotografias foram alinhadas e quais não foram. O fato de uma foto ou conjunto de fotos não estar alinhados indica que as mesmas estão posicionadas de forma errada ou que não são realistas (de acordo com o *software*). O alinhamento pode ser otimizado evitando carregar um grande número de fotos tiradas de distâncias focais muito diferentes ou removendo as fotos que não podem ser alinhadas com sucesso.

Figura 18 - Nuvem de pontos de amarração (a) e câmeras utilizadas para a geração do modelo (b).



Fonte: autora.

O próximo passo para a construção do modelo é criar uma base geométrica sólida. Essa base se dá a partir da criação de uma nuvem densa de pontos, para posteriormente construir o modelo propriamente dito. A partir da triangulação da nuvem densa de pontos será gerada uma malha constituída de triângulos irregulares (**Fig. 19**).

Figura 19 - Nuvem Densa de Pontos criada a partir da Nuvem de Amarração.

Perspective 30°

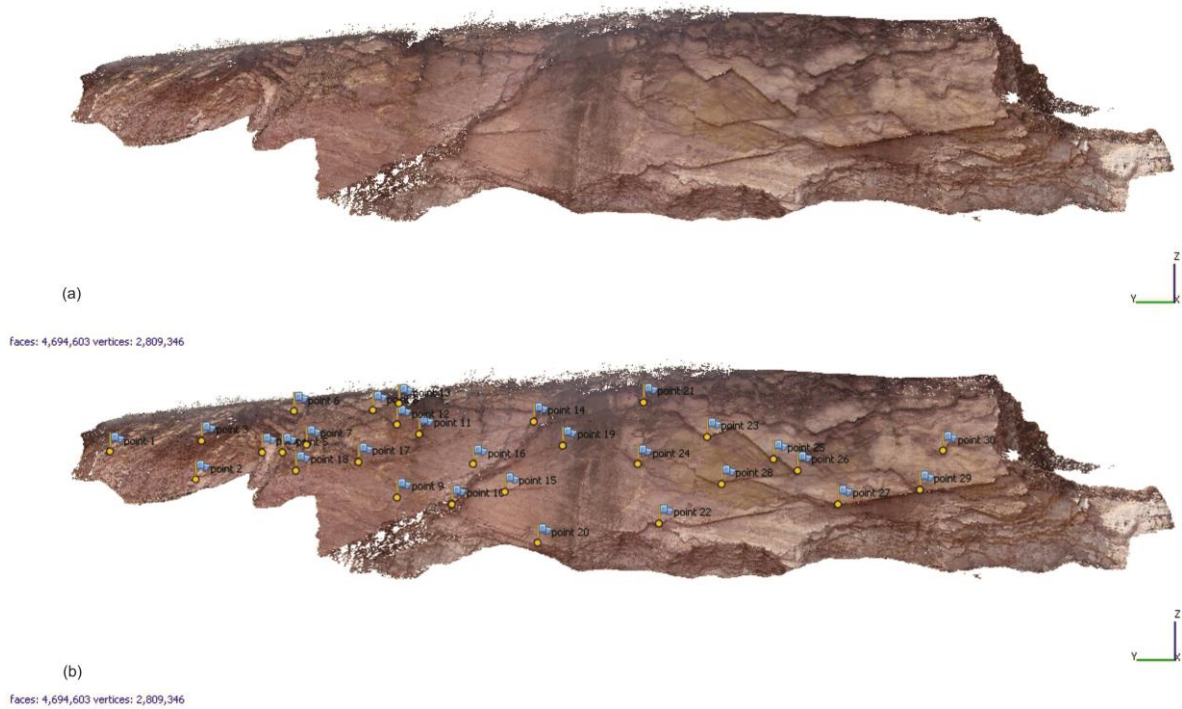


points: 35,620,884

Fonte: autora.

Como etapas finais de geração do modelo 3D aplica-se a textura na malha criada. Essa textura reconstrói fielmente as características do afloramento. A última etapa constitui-se no georreferenciamento do modelo criado. Esse processo irá reorientar e redimensionar o modelo 3D (**Fig. 20**). Esta etapa exige a configuração do sistema de coordenadas, a identificação dos marcadores cujas coordenadas são conhecidas no afloramento e a inserção manual das coordenadas do *PhotoScan*.

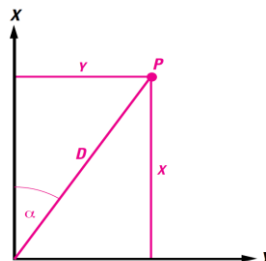
Figura 20 – Malha Triangular Texturizada (a) e georrefenciamento do modelo para a geração do MVA (b). Os pontos mostrados na figura correspondem aos marcadores com coordenadas conhecidas.



Fonte: autora.

Para o cálculo das coordenadas foi utilizada planilha de acordo com as relações trigonométricas (**Figs. 21 e 22**).

Figura 21 - Relações trigonométricas utilizadas para a correção dos dados da Estação Total para o cálculo das coordenadas X e Y. D = distância entre a Estação Total e o ponto de visada; α = ângulo formado entre o sistema de referência (direção NS) e o ponto de visada.



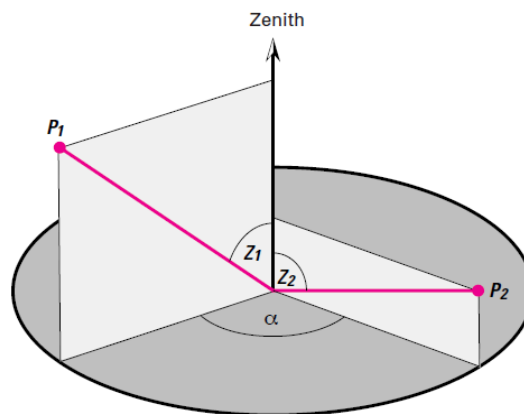
Fonte: extraído de Leica Geosystems (2016).

As equações que fazem menção às relações trigonométricas para a determinação das coordenadas polares horizontal e vertical são expressas por:

$$Y = D \operatorname{sen} \alpha$$

$$X = D \operatorname{cos} \alpha$$

Figura 22 - Ilustração da definição das relações angulares utilizadas para o cálculo das coordenadas X e Y (α) e Z (ângulos Z1 e Z2).



Fonte: extraído de Leica Geosystems (2016).

De forma geral, o tempo de processamento depende fortemente do *hardware*, mas também da qualidade dos dados. O *software* demanda apenas de alguns requisitos mínimos para executar o processamento, dependendo da quantidade de fotos. Por exemplo, para alinhar 100 fotos o consumo de memória será de 500MB, e para criar o modelo dessas mesmas 100 fotos em alta qualidade, o consumo de memória será de 12GB a 36GB (AGISOFT, 2016). O modelo apresentado foi gerado em computador DELL, com processador Intel Core i7-4790 CPU @ 3.60GHz 3.59GHz, memória RAM 16 GB e placa de vídeo AMD Radeon 9000.

6.3.2 Determinação dos Paleotensores

Como descrito no capítulo 5, a análise estrutural de deformação rúptil é baseada na descrição geométrica e cinemática das fraturas e falhas e indicadores cinemáticos. Com base nisso se deu a sistematização, classificação, hierarquização e tratamento dos dados coletados em campo, a fim de separar os eventos deformacionais registrados na área.

As estruturas observadas no afloramento foram descritas com relação à distribuição, geometria, espaçamento e orientação espacial. Os dados estruturais coletados em campo foram analisados de acordo com técnicas de análise estrutural tradicionais, com projeções estereográficas de Schmidt-Lambert em hemisfério inferior.

Para a análise das paleotensões, a inversão de dados foi efetuada computacionalmente, com a utilização do programa *WinTensor* (DELVAUX & SPERNER 2003), que se baseia em uma versão modificada do Método dos Diedros Retos de Angelier & Mechler (1977). O método de inversão de tensões se baseia na premissa de que o deslocamento em um plano de falha ocorre na direção da atuação da tensão cisalhante máxima (BOTT, 1959 *apud* DELVAUX & SPERNER, 2003). Inversamente, o estado de tensões responsável pela geração das estruturas rúpteis pode ser parcialmente reconstruído sabendo-se a direção e o sentido do deslocamento em planos de falha orientados em várias direções. Para que se possa fazer a inversão é necessário conhecer a direção e o sentido do plano de falha, a orientação da linha de mergulho, além do sentido de cisalhamento no plano da falha.

A inversão dos dados de deslocamento da falha fornece os eixos de esforços principais: σ_1 (tensão principal máxima), σ_2 (tensão principal intermediária) e σ_3 (tensão principal mínima), bem como a razão de esforços $R = (\sigma_2 - \sigma_3)/(\sigma_1 - \sigma_3)$. A razão dos esforços foi definida por Angelier (1979) como um número que varia de 0 a 1 e que reflete a forma do elipsoide de esforços.

Os regimes de tensão são determinados pela natureza do eixo vertical de tensões, sendo que σ_1 vertical corresponde a regime distensivo, σ_2 vertical a regime transcorrente, e σ_3 vertical a regime compressivo, podendo variar em função da

razão de esforços R (**Fig. 23**). Segundo Guiraud *et al.* (1989), os regimes variam em função do valor de R, de forma que:

- i) Regime extensional – distensão radial ($0 < R < 0,25$); distensão pura ($0,25 < R < 0,75$) e transtração ($0,75 < R < 1,0$);
- ii) Regime transcorrente – transtração ($1,0 > R > 0,75$); direcional puro ($0,75 > R > 0,25$) e transpressão ($0,25 > R > 0$);
- iii) Regime compressional – compressão direcional (transpressão) ($0 < R < 0,25$); compressão pura ($0,25 < R < 0,75$) e compressão radial ($0,75 < R < 1,0$).

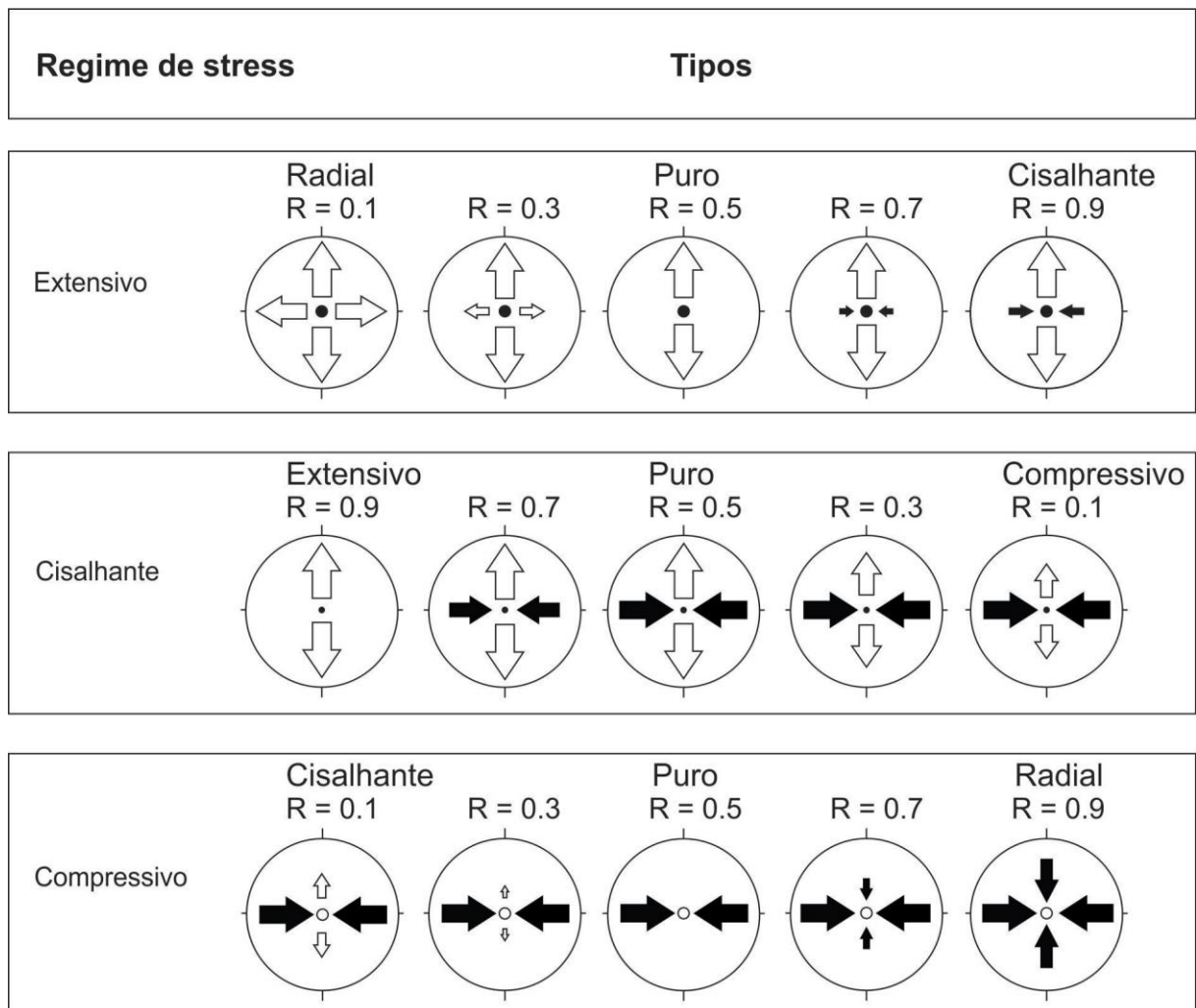
Os dados de campo foram adicionados ao *WinTensor* na forma de planilhas e a separação dos paleotensores foi realizada automaticamente (*auto-reject*). O *software* rejeita os dados que não se ajustam aos critérios descritos no capítulo 5.7, que são valores de contagem de 0 para σ_1 e 100 para σ_3 . Os dados rejeitados foram analisados separadamente para a obtenção dos paleotensores restantes, até que nenhum dado fosse rejeitado.

6.4 Integração e interpretação dos dados

Os dados estruturais obtidos em campo e seus respectivos paleotensores foram integrados no MVA para a interpretação da localização, orientação, interação entre as estruturas e construção do modelo final. Para isso foi utilizado o *software Illustrator*.

No *Illustrator*, os ortofotomosaicos foram interpretados pela geração de linhas que correspondem a intersecção entre as estruturas identificadas e o próprio afloramento. Essas linhas correspondem a planos em 3D, que foram coloridos de acordo com os paleotensores obtidos. Com esse modelo, foram identificadas as relações espaciais entre as estruturas do afloramento e os paleotensores.

Figura 23 - Tipos de regimes de estresse e sua representação na visão do mapa. As setas indicam o azimute de eixos de tensão horizontais, com o seu comprimento de acordo com a magnitude de tensão relativa. As setas brancas para fora indicam eixos de esforço extensivo e as setas pretas para dentro indicam eixos de esforço compressivo. Os eixos de esforço verticais são simbolizados por um círculo sólido para regimes extensivos (σ_1 vertical), um ponto para regimes de deslizamento (σ_2 vertical) ou um círculo vazio para regimes de compressão (σ_3 vertical).



Fonte: Extraído e modificado de DELVAUX *et al.* (1995).

7 RESULTADOS

As estruturas e litologias identificadas no afloramento em estudo são relacionadas a evolução geológica do CMP. Em termos litológicos, no afloramento ocorrem somente quartzitos, que são rochas com forte foliação metamórfica e

compostas por quartzo, feldspatos e micas, observados em amostras de mão. A foliação metamórfica ocorre sempre com a direção NNE, mergulhando alto ângulo para WNW. Abaixo são descritos os resultados obtidos com a análise das estruturas rúpteis em campo e por meio do MVA.

7.1 Análise das estruturas rúpteis observadas em campo

As estruturas identificadas em campo que não apresentaram movimento aparente foram agrupadas em fraturas (extensionais, veios e pares conjugados), e as estruturas com clara indicação de movimentação foram agrupadas em falhas (fraturas de cisalhamento, falhas normais, inversas, transcorrentes e oblíquas, *duplex*, dobras de arrasto e zona de dano/rocha de falhas). Abaixo são descritos os aspectos geométricos e cinemáticos (quando aplicável) relacionados as estruturas identificadas em campo.

7.1.1 Fraturas

As estruturas mais frequentemente observadas foram as fraturas. Nessa classe estão incluídas as fraturas extensionais (juntas), veios e pares conjugados. Contudo, muitas não puderam ser classificadas por não apresentarem abertura visível indicando extensão, nem feições indicativas de cisalhamento, sendo agrupadas simplesmente como fraturas indefinidas.

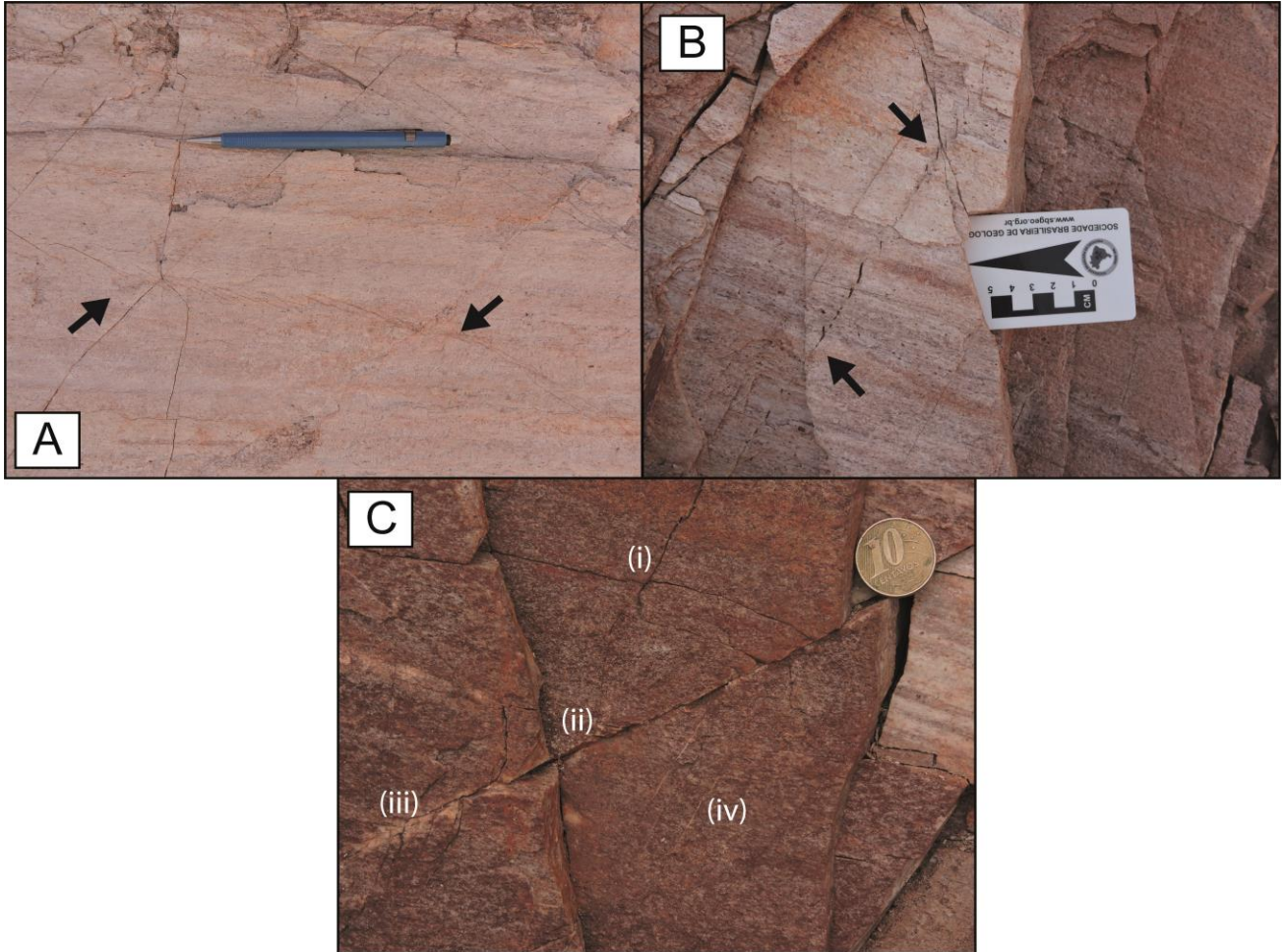
As fraturas extensionais são de pequena dimensão, com comprimentos variando de decímetros a poucos metros e apresentam extensão visível entre os planos de fratura. Constituem as estruturas que mais ocorrem no afloramento, distribuídas de forma relativamente homogênea. O espaçamento entre elas é predominantemente centimétrico, mas também pode ocorrer com espaçamento decimétrico (**ANEXO 1A**). As fraturas extensionais se intersectam com outros conjuntos de fraturas, porém não configuram pares conjugados. Os principais

arranjos geométricos das fraturas extensionais incluem *en echelon* (**Fig. 24A;B**), *splay* (**Fig. 24C**), pinadas, ortogonais e em corredores de fratura (**ANEXO 1B**). Muitas fraturas se conectam próximo as principais zonas de dano, associadas as falhas de maior porte.

As fraturas extensionais com geometria *en echelon* identificadas ocorrem com distribuição homogênea ao longo de todo o afloramento, porém não de forma sistemática, e o espaçamento entre as estruturas é métrico. Quanto à forma, essas estruturas apresentam dois tipos de arranjos: sigmoidais (**Fig. 24B**) e planos (**Fig. 24A**). O tamanho das estruturas é variável, mas em geral são centimétricas.

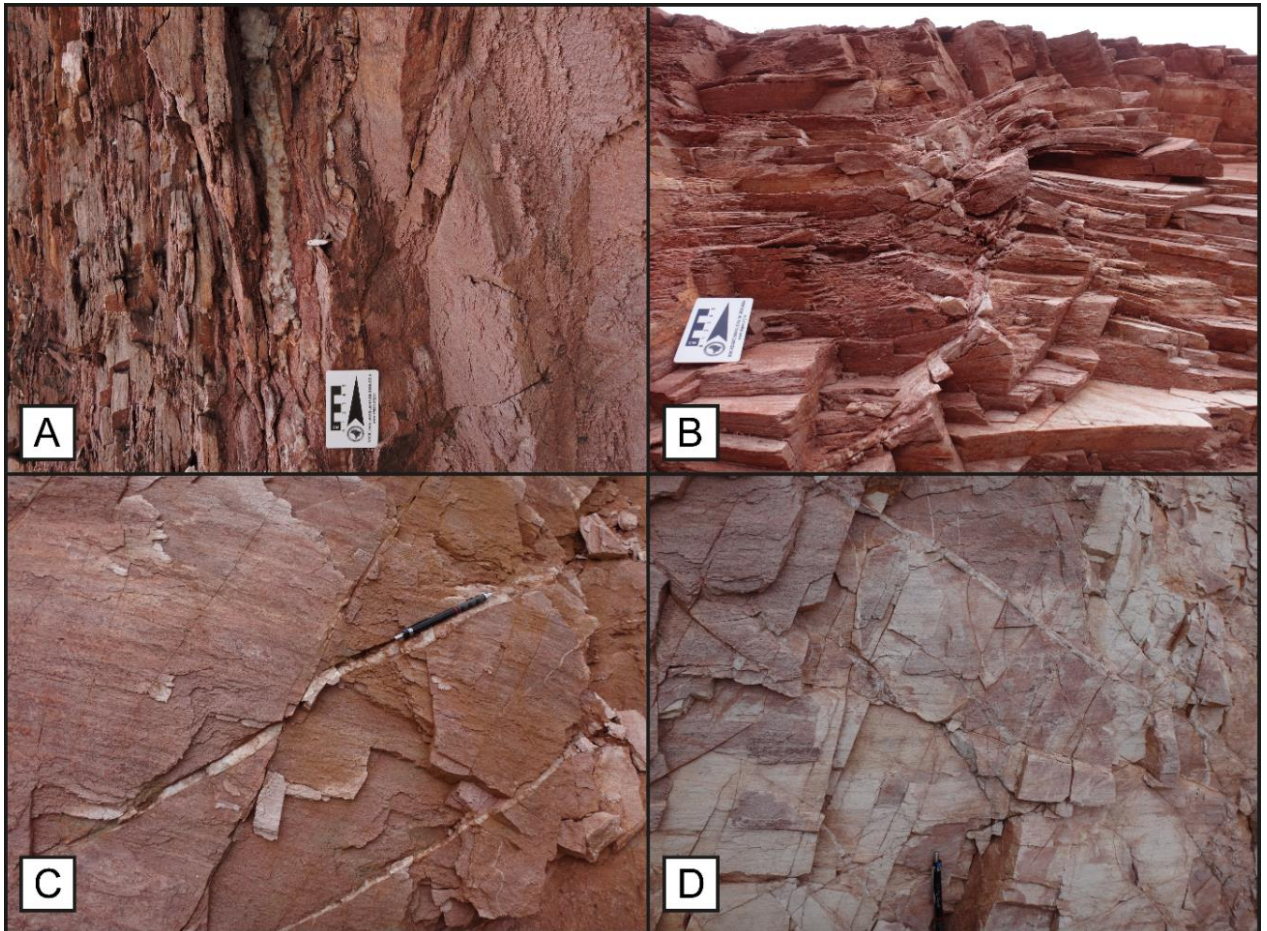
O afloramento analisado exibe grande densidade de veios de quartzo, principalmente próximo das falhas de maior porte. Os veios ocorrem paralelos e perpendiculares à foliação metamórfica, com geometria planar e *en echelon* (**Fig. 25**). Os veios paralelos à foliação metamórfica são todos planares e possuem espessura média que varia de 1 a 5 cm, desenvolvem-se ao longo da foliação e são sistemáticos. O espaçamento médio destes veios varia de 10 a 20 cm (**Fig. 25A**). Os veios perpendiculares à foliação metamórfica são tanto planares quanto *en echelon*. Os veios planares perpendiculares à foliação metamórfica são muito variáveis, com relação à orientação e espessura, que varia de menos de 1 mm até cerca de 3 cm (**Fig. 25B e 25C**). Os veios *en echelon* observados perpendiculares à foliação metamórfica possuem espessura entre 2 e 3 cm, mas podem também ocorrer com espessura variável (**Fig. 25D**). Os veios planares ocorrem com direção NW, mergulhando alto ângulo para SW e alto a baixo ângulo para NE; e NE mergulhando para NW e SE com ângulo intermediário de mergulho (**Fig. 26A**). Os veios *en echelon* ocorrem NNW a NNE mergulhando para E e W com ângulos baixos a moderados de mergulho; e NW mergulhando alto ângulo para SW e NE (**Fig. 26B**).

Figura 24 – Fotografia de parte do afloramento analisado mostrando as fraturas *en echelon* planares (A). Em (B) é mostrado as fraturas em echelon sigmoidais. Em (C) são mostrados arranjos de (i) fraturas de cisalhamento, (ii) pares conjugados, (iii) fraturas subsidiárias em *splay* com critério cinemático T (ROLDAN, 2007); e iv) veio.



Fonte: autora.

Figura 25 - Fotografias do afloramento mostrando a geometria dos veios identificados. Em (A) veios planares paralelos à foliação metamórfica, em (B) veios *en echelon* paralelos à foliação metamórfica, em (C) veios planares que ocorrem perpendicularmente à foliação metamórfica e (D) veios *en echelon* que ocorrem perpendicularmente à foliação metamórfica.



Fonte: autora.

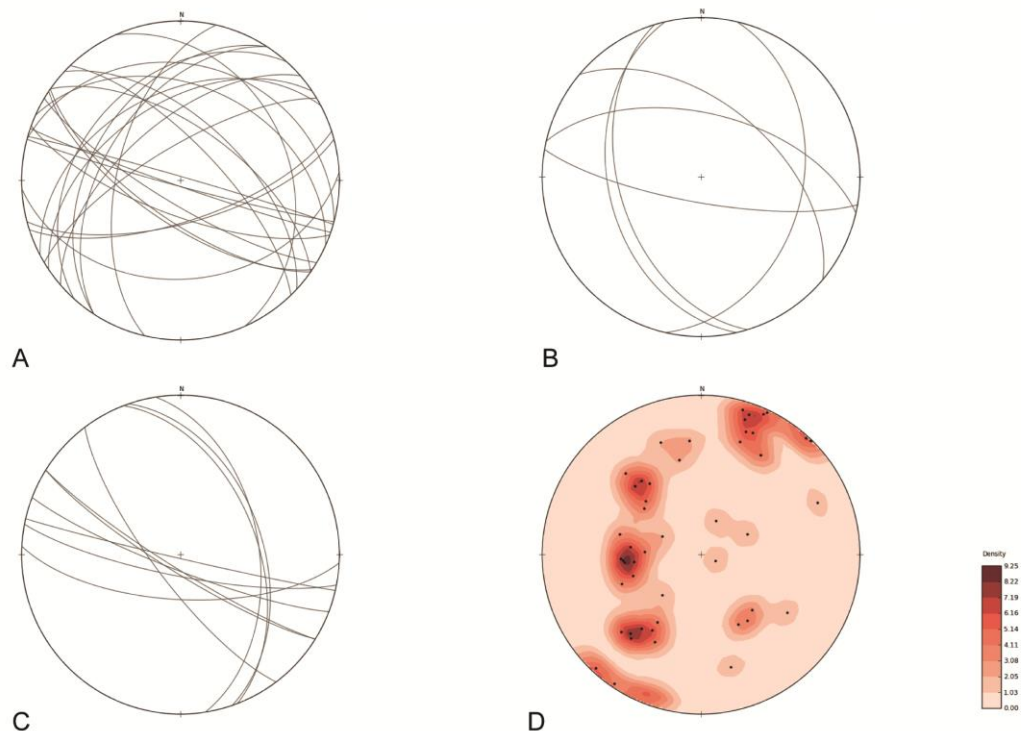
No afloramento foi identificado um conjunto de pares conjugados principal, que ocorre de forma sistemática, mas com espaçamento irregular. Em geral, os pares conjugados consistem de estruturas centimétricas a métricas, apresentando evidências de extensão e cisalhamento (movimento relativo; **Fig. 24**). Os pares conjugados possuem direção NW e mergulham tanto para NE quanto para SW (**Fig. 26C**).

As fraturas indefinidas são geralmente sistemáticas e se distribuem de forma homogênea ao longo do afloramento, contudo em algumas porções ocorrem com

maior adensamento. O espaçamento entre as fraturas é variável. Em determinados locais o espaçamento varia na escala centimétrica a decimétrica e em outros pode ocorrer com espaçamento na escala métrica (**ANEXO 1C**). Na porção N do afloramento ocorre um corredor de fraturas, cujas estruturas ocorrem com espaçamento centimétrico. As fraturas não-sistemáticas geralmente são de pequena dimensão (poucos centímetros de comprimento) e estão aleatoriamente distribuídas no afloramento.

As fraturas sistemáticas observadas foram agrupadas em três famílias de acordo com a sua atitude espacial: i) fraturas de direção WNW-ESE com alto ângulo de mergulho para SW e NE; ii) fraturas de direção variando de NE a NW com mergulhos moderados para SE a NE; e iii) fraturas com baixo a médio ângulo de mergulho para SW e NW (**Fig. 26D**).

Figura 26 – Estereogramas das fraturas (veios, juntas, pares conjugados e fraturas indefinidas) identificados em campo, projetados em rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Em (A) são representados os veios planares (n=24); em (B) os veios *en echelon* (n=6); em (C) os pares conjugados (n=10); e em (D) as fraturas indefinidas, em pólos de planos como contornos (n=52).



Fonte: Autora.

7.1.2 FALHAS

As falhas identificadas no afloramento são fraturas de cisalhamento (superfície estriada) e falhas com movimento aparente. A classificação foi realizada com base no rejeito associado. As falhas possuem rejeito visível, geralmente maior do que centímetros, enquanto que as fraturas de cisalhamento não possuem rejeito considerável. Associadas às principais falhas ocorrem zonas de dano e dobras de arrasto.

As fraturas de cisalhamento ocorrem localizadas principalmente na zona central do afloramento, condicionadas as falhas de empurrão com topo para SW, e apresentam espaçamento que varia de decimétrico à métrico. Quanto à forma, são estruturas que variam de centimétricas a métricas, não atingindo mais que 1,5 m de comprimento. De forma sistemática, essas fraturas apresentavam fibras de direção E-W aproximadamente (**ANEXO 1D**).

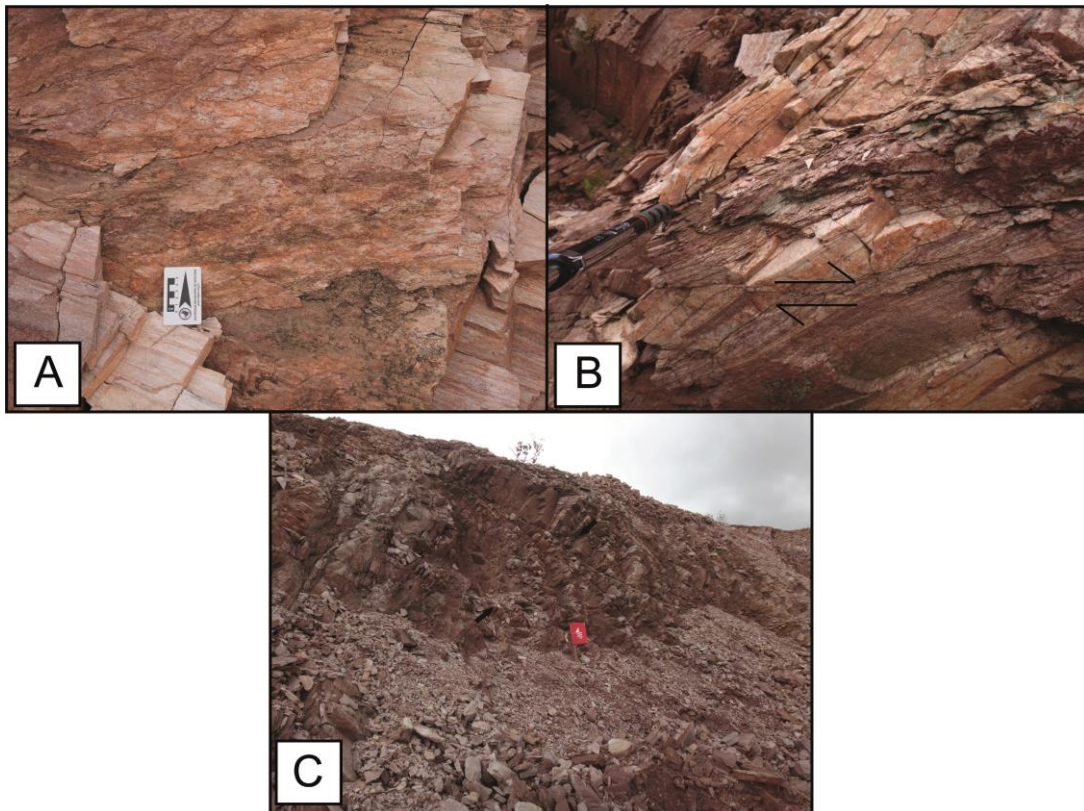
As falhas encontradas foram classificadas conforme o rejeito aparente e são de cinemática normal, inversa, transcorrente e oblíqua, além de geometria em *duplex*.

A maior parte das falhas identificadas foram as falhas normais, que ocorrem distribuídas de forma uniforme ao longo do afloramento, mas não apresentam regularidade ou espaçamento sistemático. Muitas são planares, mas as falhas mais importantes são anastomosadas (**ANEXO 1E**). Algumas falhas normais são neoformadas, mas grande parte corresponde a reativações rúpteis da foliação metamórfica (**Fig. 27A**). As falhas inversas em geral são planares e cortam a foliação metamórfica (**Fig. 27B**). As falhas transcorrentes são em geral verticais e com cinemática dextral, enquanto que as falhas oblíquas podem ser observadas apenas nas estrias dos planos de falha e com base nesse critério parecem ser sinistrais-normais.

Localmente, ocorre um conjunto de falhas que configuram uma estrutura em *duplex* de aproximadamente 3 m de extensão. A falha de base dessa estrutura está orientada na direção NE-SW, com ângulo de mergulho para SE (32°). Enquanto já a falha de topo possui a mesma direção de orientação (NE-SW), porém com mais alto

ângulo de mergulho (52°). Analisando a geometria do sistema de falhas em duplex, é possível observar que ele se configura em um duplex contracional (**Fig. 27C**).

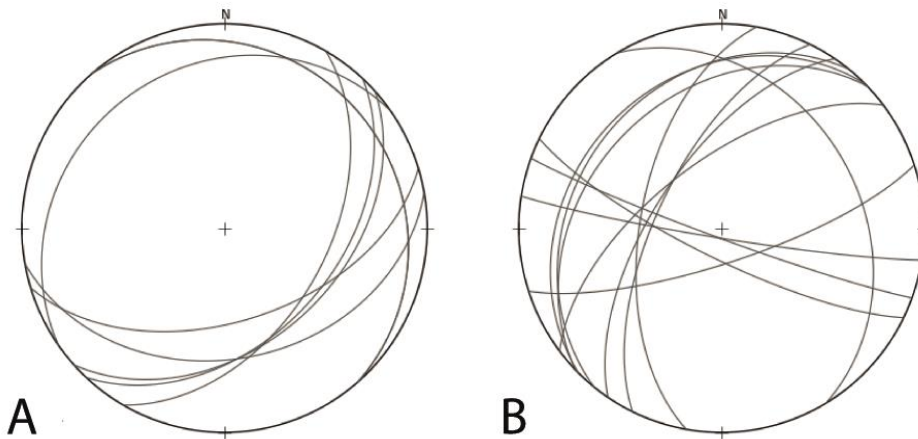
Figura 27 – Fotografias do afloramento mostrando a geometria de falhas. Em (A) fica evidenciado o plano de falha normal paralelo à foliação; (B) mostra a cinemática e rejeito de uma falha inversa; em (c) o sistema de falhas em duplex.



Fonte: autora.

As orientações predominantes das falhas não variam muito. As falhas inversas são orientadas predominantemente com direção para NE-SW com mergulhos moderados para SE, e de direção E-W com os ângulos de mergulho variando de baixos a moderados para SSE ou SE (**Fig. 28A**). Para as falhas normais foram observadas três orientações preferenciais: i) falhas de direção orientada a NE-SW, com o mergulho variando de moderado a alto para NW; ii) falhas com direção NNE-SSW com alto ângulo de mergulho para WNW; e iii) orientadas a ESE-WNW, que apresentam mergulho alto a moderado em direções que variam de SW a SSW (**Fig. 28B**).

Figura 28 – Estereogramas das falhas, projetados em rede de Schmidt-Lambert, hemisfério inferior. Em (A) são representadas as falhas inversas ($n = 8$), em (B) estão representadas as falhas normais ($n = 12$).



Fonte: autora.

Associado às principais falhas, principalmente de cinemática normal, ocorrem importantes zonas de dano. Essas zonas são encontradas entre planos de falha onde a rocha encontra-se cataclásada. As zonas de dano são divididas em duas ou três unidades, de acordo com a intensidade de deformação: na zona de dano principal, a rocha hospedeira danificada e a rocha hospedeira não deformada (**Fig. 29**).

Foram observadas duas zonas de dano principais, com grau de deformação variável. A primeira (**Fig. 29**), apresenta a zona de dano principal variando de 5 a 10 cm de espessura e de 1,5 a 2 m de comprimento. A rocha encontrada não apresenta coesão, os fragmentos variam muito de tamanho, mas em média possuem de 0,5 a 3 cm. Com relação à composição, os fragmentos são principalmente constituídos de quartzo (provavelmente de veio) e quartzito. A relação de matriz e de fragmentos é menor do que 30%. A partir disto, a rocha foi classificada como brecha de falha. É difícil fazer a distinção entre a rocha hospedeira danificada e não danificada, já que o afloramento de modo geral é bastante fraturado.

Figura 29 – Fotografia mostrando uma zona de dano (A) e o detalhe zona de falha evidenciando a rocha de falha (b).



Fonte: autora.

A segunda zona de dano observada se apresenta menos deformada, e também tem dimensões menores que a primeira. Possui cerca de 7 cm de espessura e varia de 30 a 40 cm de comprimento (**Fig. 30**). A zona de dano principal é pouco expressiva com relação a zona de rocha hospedeira danificada. A zona de rocha danificada apresenta fraturas subsidiárias, que não formam um conjunto difuso e indicam o sentido de movimentação normal (**Fig. 30**).

Figura 30 – Fotografia do afloramento mostrando a zona de falha pouco danificada.



Fonte: autora.

De maneira geral, as falhas que apresentam zona de dano são verticais ou subverticais, extremamente bem expostas no afloramento e intersectadas por pequenas fraturas subsidiárias com critério geralmente T e estruturas mais recentes (cortam a zona de dano; **Fig. 30**).

As dobras de arrasto são estruturas localizadas e ocorrem sempre associadas a falhas (normais e inversas). Com relação à forma, as dobras de arrasto são assimétricas e variam de comprimento de onda centimétrico a métrico (**Fig. 31**). Em geral estão associadas a veios. A assimetria das dobras de arrasto foi utilizada como indicador cinemático do plano de falha associado (**Fig. 31**).

Figura 31 – Fotografia do afloramento evidenciando a dobra de arraste associada à falha normal.



Fonte: Autora.

7.2 Análise estrutural

As estruturas que possuem importância cinemática, como veios, fraturas de cisalhamento, pares conjugados e falhas foram utilizadas para a obtenção dos paleotensores por meio da inversão dos dados com o uso do software *WinTensor*.

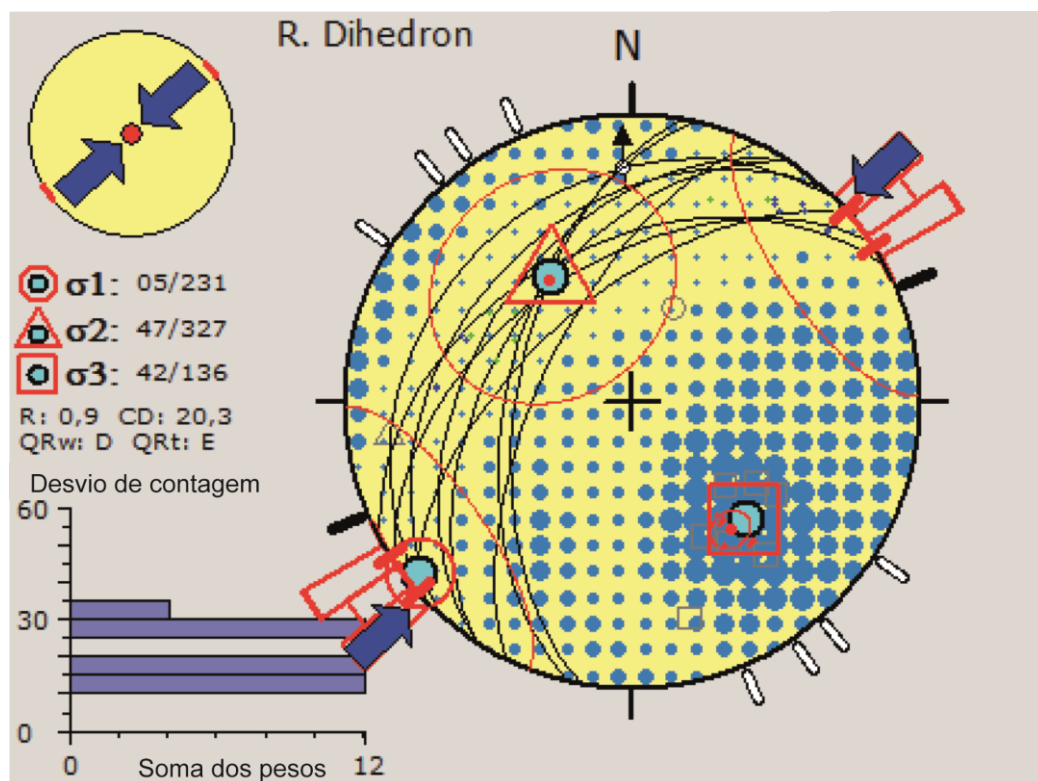
7.2.1 Análise de Paleotensões

A análise das estruturas realizada permitiu a obtenção de três principais paleotensores: compressional, transtrativo e extensional.

7.2.1.1 Regime Compressional N-S

O regime tectônico compressional N-S apresenta a tensão principal mínima (σ_3) horizontal, orientada na direção E – W e tensão principal máxima (σ_1) orientada na direção N – S. O valor de contagem para σ_1 foi igual a 3,3 e para σ_3 foi igual a 73,3, com razão de esforços (R) igual a 0,9. Esses valores indicam um regime compressional radial, como mostrado no diagrama de tensões da **figura 32**.

Figura 32 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com traços das estruturas relacionadas ao evento compressional radial N – S. Apresentando a reconstrução dos paleotensores pelo método dos Diedros Retos, com o histograma dos desvios teóricos de deslizamento observados para cada plano e símbolos de mapa de tensão como mostrado na Figura 23 (canto esquerdo inferior e superior, respectivamente).



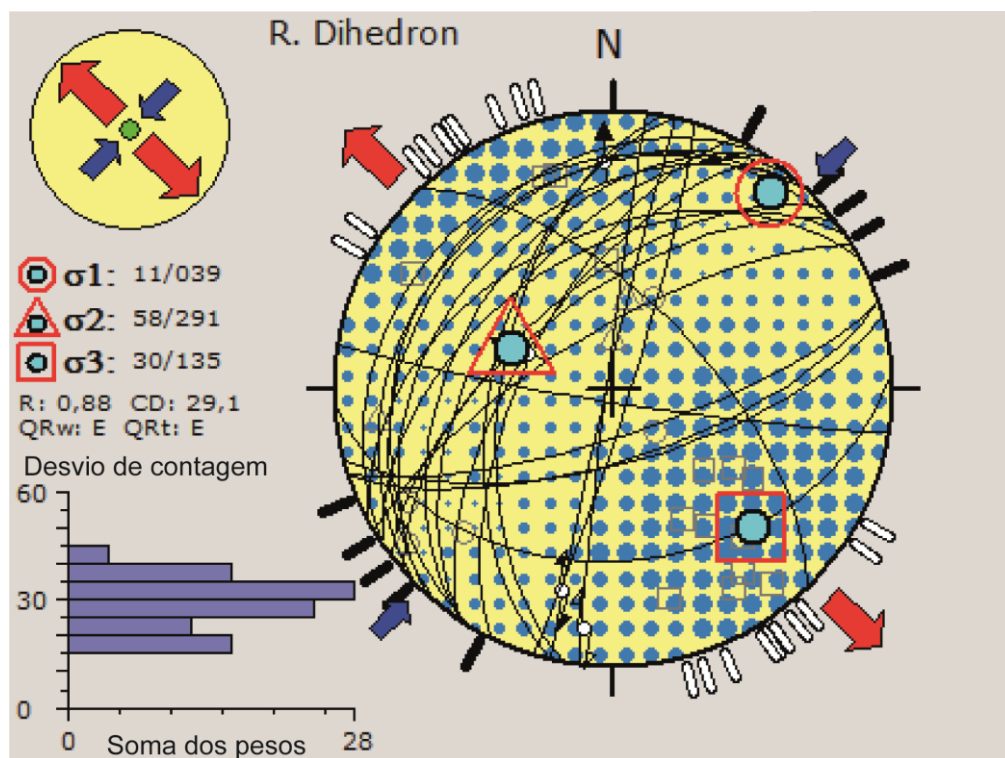
Fonte: autora.

Esse paleotensor foi obtido através de estruturas como veios, falhas inversas, contracionais e de movimento indeterminado.

7.2.1.2 Regime Transtrativo

O regime tectônico identificado apresenta a tensão principal máxima (σ_1) vertical, orientada a NW – SE com valor de contagem igual a 14, enquanto que a tensão principal mínima (σ_3) esta orientada na direção NE – SW, e o valor de contagem igual a 78, com $R = 0,88$, resultado esse que indica um regime transtrativo, como demonstrado na **Figura 33**.

Figura 33 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com traços das estruturas relacionadas ao evento transtrativo, e a reconstrução dos paleotensores pelo método dos Diedros Retos, com o histograma dos desvios teóricos de deslizamento observados para cada plano e símbolos de mapa de tensão como mostrado na Figura 23.



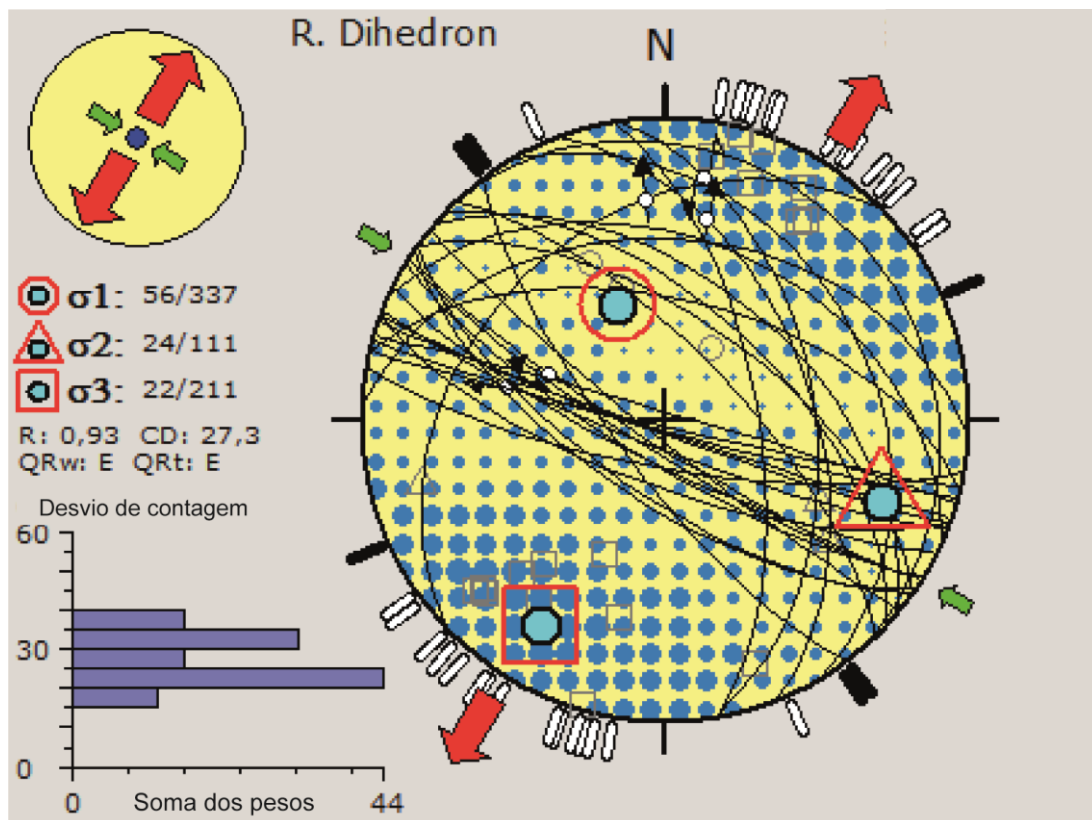
Fonte: autora.

As estruturas que serviram de base para a determinação desse paleotensor foram falhas normais, inversas, contracionais e de movimento indeterminado, além de veios.

7.2.1.3 Regime Extensional

O regime identificado através do método de inversão, indicou a tensão principal máxima (σ_1) vertical, orientado na direção NE-SW, enquanto que a tensão principal mínima (σ_3) esta orientada na direção NW-SE. O valor de contagem para (σ_1) igual a 13,3, enquanto que para (σ_3) o valor de contagem é 81,7, com a razão vertical de esforços igual a 0,93, o que resulta em um regime extensional cisalhante (**Fig. 34**).

Figura 34 - Estereograma (rede de Schmidt, hemisfério inferior) com traços das estruturas relacionadas ao evento extensional. Mostrando a reconstrução dos paleotensores pelo método dos Diedros Retos, com o histograma dos desvios teóricos de deslizamento observados para cada plano e símbolos de mapa de tensão como mostrado na Figura 23.



Fonte: Autora.

As estruturas que caracterizam esse tensor são falhas normais, veios e pares de fraturas conjugados.

8 DISCUSSÃO

A análise geométrica e cinemática realizadas em campo e com a interpretação do MVA permitiram a obtenção dos campos tensionais e a interpretação em termos da evolução geológica regional. Os resultados indicam que o afloramento em estudo registra estruturas compatíveis com três campos de tensão distintos. A análise das relações de corte permite inferir a cronologia dos eventos de deformação e relacioná-los com a evolução regional.

8.1 Estruturas com significado cinemático

As estruturas observadas em campo que possuem significado cinemático, e por sua vez foram utilizadas para a determinação dos paleotensores, foram fraturas de cisalhamento, veios, fraturas extensionais, pares conjugados e falhas com rejeito aparente.

Arranjos de Pares conjugados constituem em ótimos indicadores de campos de tensão, já que cada conjunto se formou sob o mesmo campo de tensão. Fraturas ou falhas conjugadas ocorrem nos três regimes tectônicos principais e, segundo Fossen (2012), os conjuntos conjugados devem se desenvolver simetricamente em torno dos esforços principais, com o eixo de esforço máximo principal na bissetriz aguda do ângulo entre o par (ANDERSON, 1951). No afloramento estudado foram identificados pelo menos dois conjuntos de pares conjugados distintos: o primeiro indica σ_1 vertical, logo seriam resultado de um regime tectônico extensional, já o segundo conjunto representaria regime tectônico compressional ou direcional, já que o ângulo agudo do par se encontra na horizontal. É possível verificar que os ângulos dos conjuntos de pares conjugados apresentam desvios, e com base em Anderson (1951) esses desvios representariam um basculamento ocorrido após a deformação, ou que houve rotação do campo de esforços.

De acordo com Pollard *et al.* (1985), os arranjos de fraturas *en echelon* ocorrem desde a escala centimétrica e podem chegar a quilômetros de comprimento. Na área de estudo as estruturas identificadas variam de milimétricas à centimétricas. Essas estruturas desenvolvem-se em uma variedade de ambientes

geológicos e são ótimos indicadores para determinar o estado de deformação ou tensão (RAMSAY & HUBER, 1983). As variações de geometria das fraturas *en echelon* podem distinguir entre os tipos de tensão que atuaram na rocha. Arranjos que possuem forma sigmoidal em seção transversal foram descritas como indicativas de zonas de tensão de cisalhamento (RAMSAY & GRAHAM, 1970 *apud* POLLARD *et al.*, 1985), enquanto que os arranjos que possuem forma planar são descritas como fraturas de tração (BEACH, 1975). Por outro lado, Rickard & Rixon (1983) argumentaram que as fraturas sigmoidais são fraturas de tração, isto é, desenvolvem-se perpendiculares ao estresse principal menos compressivo. No afloramento, as fraturas e veios *en echelon* mostram tanto geometrias planares quanto sigmoidais (**Fig. 24AB**). Essas estruturas são muito comuns no afloramento estudado e estão associadas tanto ao tensor compressional quanto ao extensional. Como cada arranjo tem um significado genético distinto é possível relacionar as estruturas encontradas a dois eventos tectônicos diferentes. Contudo, as estruturas *en echelon* são fraturas de tensão e se desenvolvem paralelas ao estresse principal mais compressivo (σ_1). Então, a dilatação observada nos arranjos sigmoidais estaria relacionada com extensão da rocha e, logo, a um evento extensional.

As falhas identificadas foram classificadas como inversas, normais, transcorrentes e oblíquas. A maior parte foi definida com base em vetores no plano, como estrias e fibras, embora algumas tenham sido definidas com base em movimentação relativa. A movimentação relativa foi determinada principalmente por dobras de arrasto, deslocamento de feições planares e fraturas subsidiárias (**Fig. 31**).

8.2 Relações de corte

A análise das relações de corte entre os conjuntos de estruturas compatíveis com cada paleotensor permite compreender a sequência na qual os eventos deformacionais ocorreram.

As estruturas como veios, falhas inversas, contracionais e de movimento indeterminado, compatíveis com o paleotensor que indica uma compressão radial de eixo NS (σ_1) são mostradas no **ANEXO1** em verde. Nessa figura nota-se claramente

que as estruturas compatíveis com o paleotensor transtrativo seccionam as estruturas relativas ao tensor compressivo. Na mesma situação, as estruturas extensionais geram as rochas de falha mais bem desenvolvidas e são posteriores às primeiras.

8.3 Evolução geológica regional

A interpretação da sequência de formação das estruturas em relação aos eventos deformacionais rúpteis permite propor uma correlação com os eventos geológicos regionais.

Dentre os principais eventos geológicos regionais, os de maior relevância são a deposição e o metamorfismo do CMP, a formação e o soergimento do Domo de Santana da Boa Vista, a formação da Bacia do Camaquã, especialmente do Rifte Guaritas, a formação da Bacia Rifte do Arroio Moirão e a fragmentação do Supercontinente Gondwana com a abertura do Oceano Atlântico (*e.g.*, Asmus & Baisch, 1983; Chemale Jr., 2000; Hartmann et al., 2003; Saalman *et al.*, 2006; Bicca *et al.*, 2013; Phillip et al., 2016).

Saalman *et al.* (2006) definem a evolução da deformação rúptil no CMP em duas fases principais desenvolvidas no final do Ciclo Brasileiro, uma fase dúctil – rúptil e outra rúptil, D4 e D5 respectivamente. A fase D4 é marcada por um regime compressional transpressivo de orientação NW-SE, marcado pelo desenvolvimento de dobras abertas a fechadas e sistemas de cavalgamento, ambos com direção NW. A fase D5 descrita por Saalman *et al.* (2006) esta relacionada com o soergimento das rochas do CE, seguido por falhamentos ao longo da direção SW-NE. Esta fase é marcada por um regime tectônico transtrativo sinistral contemporâneo aos esforços que atuaram na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC) e que geraram a extensão que acomodou os sedimentos da Bacia do Camaquã.

Bicca *et al.* (2013) a partir de dados de traço de fissão em apatita e análise estrutural de lineamentos, sugerem, cinco fases de deformação (D1 à D5). O primeiro evento registrado é de escala regional, marcado por uma compressão SSE-NNW associada aos estágios finais da aglutinação dos Terrenos São Gabriel e Tijucas com o Batólito de Pelotas. Esse evento é relacionado com zonas de

cisalhamento de direção N30°E. Os eventos D2, D3 e D4 são marcados por regimes compressionais que se estenderam do final do Cambriano até o início do Mesozoico. O evento D2 é caracterizado pela ocorrência de zonas de cisalhamento de direção NE-SW, enquanto que o evento D3 é marcado por uma orientação E-W similar ao campo de *stress* registrado no Ciclo Famatiniano. O último evento compressional, de acordo com Bicca *et al.* (2013) tem direção NNE-SSW e está relacionado aos estágios iniciais do Ciclo Gondwanides. O último evento (D5) representa a influência da deformação mesozoica associada com um *stress* máximo (σ_1) vertical marcando um regime extensional E-W, relacionado com a fragmentação do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico.

A partir dos tensores obtidos e da análise das estruturas encontradas em campo, os resultados deste trabalho abrem margem para discussão e suposições a respeito dos regimes tectônicos impostos sobre a área de estudo. O regime compressional determinado pode estar correlacionado tanto com a fase de deformação D4 de Saalman *et al.* (2006), quanto com a fase deformacional D1 proposta por Bicca *et al.* (2013). A primeira autora sugere um evento compressional de direção NW-SE, evento esse que pode ter relação com o evento compressional radial de direção NS determinado. Porém Saalman *et al.* (2006) atribuem a esse regime características dúcteis – rúpteis principalmente, com geração de dobramentos. Por outro lado, a fase deformacional D1 de Bicca *et al.* (2013) seria mais condizente com o regime de tensão obtido, dado que as orientações são muito parecidas e o regime estabelecido é unicamente rúptil.

O regime de tensão transtrativo obtido, mais uma vez poderia estar relacionado com as fases deformacionais de ambos os autores, já que Saalman *et al.* (2006) atribuem à fase deformacional D5 um caráter transtrativo sinistral, enquanto que de acordo com os resultados de Bicca *et al.* (2013), o regime transtrativo obtido neste trabalho seria o mesmo regime que atuou na fase deformacional D2, caracterizando zonas de cisalhamento de direção NE-SW condizentes com o vetor de esforço mínimo principal obtido neste trabalho (σ_3).

Para o regime deformacional extensional de direção NE-SW, a correlação possível é feita com a fase D5 de Bicca *et al.* (2013), e logo, com a fragmentação do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico.

9 CONSIDERAÇÕES FINAIS

Com base nas análises realizadas em campo e no modelo digital de afloramento, e a partir da inversão dos dados estruturais e definição de paleotensores, pode-se concluir que na região onde se localiza o afloramento estudado houve a sobreposição de mais de uma fase de deformação dúctil. Esta hipótese é corroborada pela análise geométrica e cinemática de estruturas como falhas, fraturas, veios, entre outras, e suas relações de corte, bem como pela definição das orientações dos vetores de *stress*.

Os regimes de *stress* definidos neste trabalho indicam uma compressão de direção NS, uma transtração de direção NW e uma extensão de direção NE. As relações de corte mostram que a compressão foi seguida pela transtração, que reativou a foliação dúctil, e por último a extensão foi dominante.

As conclusões mais importantes mostram que: i) os campos de tensão locais podem modificar a geometria esperada e ii) a anisotropia desenvolvida por estruturas anteriores, neste caso a foliação metamórfica, controlam a nucleação de novas fraturas e reativações.

Com base nessas informações, é possível correlacionar os regimes aqui definidos com aqueles descritos na literatura:

- 1- O regime compressivo NS é relacionado com o evento deformacional D4 de Saalman *et al.* (2006) e D1 de Bicca *et al.* (2013);
- 2- O regime transtrativo NW é relacionado com o evento deformacional D5 de Saalman *et al.* (2006) e D2 de Bicca *et al.* (2013);
- 3- O regime extensional NE é relacionado com o evento deformacional originado pela abertura do Oceano Atlântico, evento deformacional D5 de Bicca *et al.* (2013).

Algumas estruturas caracterizadas na etapa de campo não foram utilizadas na definição dos paleotensores no *software WinTensor*, pois os dados são ajustados para que os parâmetros sejam aceitáveis. O princípio do método dos Diedros Retos é calcular o tensor de *stress* no conjunto de dados totais e remover progressivamente os dados que não são compatíveis com o resultado obtido de

forma interativa. Para trabalhos futuros, sugere-se a revisão desses dados para que sejam mais bem aproveitados na definição dos paleotensores, permitindo uma reinterpretação dos eventos deformacionais registrados nas rochas do CMP.

10 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGISOFT <www.agisoft.com/pdf/tips_and_tricks/PhotoScan_Memory_Requirements.pdf>. Acesso em 27/11/2016.

ALLEN, P. A.; ALLEN, J. R. **Basin analysis: Principles and application to petroleum play assessment**. John Wiley & Sons, 2013.

ANDERSON E. M. **The Dynamics of Faulting**. 2 ed. Edinburgh, Oliver and Boyd, 1951.

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

ANGELIER, J. T.; MECHLER, P. **Sur une method graphique de recherche des contraintes principales également utilisables en tectonique et en séismologie: la method des diedres droits**. Bulletin de la Société géologique de France, n. 6, p. 1309-1318, 1977.

ANGELIER J. **Determination of the mean principal directions of stresses for a given fault population**. *Tectonophysics*, v. 56, n. 3, p. T17-26, 1979.

ASMUS, H. E.; BAISCH, P. R. **Geological evolution of the Brazilian continental margin**. *Episodes*, v. 4, p. 3-9, 1983.

BAHAT, D. **Joints and en echelon cracks in Middle Eocene chalks near Beer Sheva, Israel**. *Journal of Structural Geology*, v. 8, n. 2, p. 181-190, 1986.

BEACH, A. **The geometry of en-echelon vein arrays**. *Tectonophysics*, v. 28, n. 4, p. 245-263, 1975.

BICCA, M. M., CHEMALE, F., JELINEK, A. R., de OLIVEIRA, C. H. E., GUADAGNIN, F., & ARMSTRONG, R. **Tectonic evolution and provenance of the Santa Bárbara Group, Camaquã Mines region, Rio Grande do Sul, Brazil.** Journal of South American Earth Sciences, v. 48, p. 173-192, 2013.

BIDDLE, K. T.; CHRISTIE-BLICK, N. **Glossary - strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation.** In: Biddle, K.T., Christie-Blick, N. (Eds.), Strike-slip Deformation, Basin Formation, and Sedimentation. Society of Economic Mineralogists, pp. 375-386, Special Publication n. 37, 1985.

BILLINGS, M. P., **Structural geology, 3d ed.:** Englewood Cliffs, New Jersey, Prentice-Hall, 606 p, 1972.

BONS, P. D.; ELBURG, M. A.; GOMEZ-RIVAS, E. **A review of the formation of tectonic veins and their microstructures.** Journal of Structural Geology, v. 43, p. 33-62, 2012.

BOTT M. H. P. **The mechanism of oblique-slip faulting.** Geological Magazine, v. 96, n. 2, p. 109-117, 1959.

BUTLER, R. W. H. **Terminology of structures in thrust belts.** Journal of Structural Geology, v. 4, P. 239-245, 1982.

CHEMALE Jr, F. **Evolução geológica do Escudo Sul-rio-grandense.** In: Holz, M & De Ros, L.F. (Ed). Geologia do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52, 2000.

CHESTER, F. M.; LOGAN, J. M. **Implications for mechanical-properties of brittle faults from observations of the Punchbowl fault zone, California.** Pure and Applied Geophysics, v. 124, p. 79-106, 1986.

CLOOS, H. **Ueber antithetische Bewegungen.** Geologische Rundschau, v. 18, p. 246-251, 1928.

COELHO L.; BRITO J. N. **Fotogrametria digital**. Rio de Janeiro, EdUERJ, 196 p., 2007

COWIE, P. A.; SCHOLZ, C. H. **Growth of faults by accumulation of seismic slip**. Journal of Geophysical Research. v. 97, n. B7, P. 11085 -11095, 1992.

COSTA, A. F. U. **Teste e modelagem geofísica da estruturação das associações litotectônicas pré-Cambrianas no Escudo Sul-rio-grandense**. Tese (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1997.

CRIDER, J. G.; PEACOCK, D. C. P. **Initiation of brittle faults in the upper crust: a review of field observations**. Journal of Structural Geology, v. 26, 691 e 707. 2004.

DAUBRÉE, A. **Recherches expérimentales sur les cassures qui traversent l'écorce terrestre, particulièrement celles qui sont connues sous les noms de joints et de failles**. Gauthier-Villars, 1878.

DAVIS, G. H.; REYNOLDS, S. **Structural geology of rocks and regions**. 2nd Ed. In: Wiley. 1996.

DELLAERT F., SEITZ S.; THORPE C.; THRUN S. **Structure from Motion without Correspondence**. In IEEE Computer Society Conference on Computer Vision and Pattern Recognition. V. 2, 557 – 564 p. 2000.

DELVAUX, D.; MOEYS, R.; STAPEL, G.; MELNIKOV, A.; & ERMIKOV, V. **Palaeostress reconstructions and geodynamics of the Baikal region, Central Asia, Part I. Palaeozoic and Mesozoic pre-rift evolution**. Tectonophysics, v. 252, n. 1, p. 61-101, 1995.

DELVAUX D.; SPERNER B. **New aspects of tectonic stress inversion with reference to the TENSOR program**. In: D.A Nieuwland (ed.) New insights into structural interpretation and modelling. Geological Society, London, Special Publications, v. 212, p. 75-100, 2003.

DENNIS, J. G. **International tectonic dictionary**. American Association of Petroleum Geologists Memoir, v. 7, p. 195, 1967.

ENGELDER, T. **Transitional–tensile fracture propagation: a status report**. Journal of Structural Geology, v. 21, n. 8, p. 1049-1055, 1999.

FERNANDES, L. A. D.; MENEGAT, R.; COSTA, A. F. U.; KOESTER, E.; PORCHER, C.C.; TOMMASI, A.; KRAEMER, G.; RAMGRAB, G.E.; CAMOZZATO, E **Evolução Tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II-uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas**. Brazilian Journal of Geology, v. 25, n. 4, p. 375-384, 1995.

FOSSEN, H. **Geologia estrutural**– São Paulo: Oficina de Textos, 584 p., 2012.

GIBBS, A. D. **Structural evolution of extensional basin margins**. Journal of the Geological Society of London, v. 141, n. 4, p. 609-620, 1984.

GUIRAUD M.; LABORDE O.; PHILIP H. **Characterization of various types of deformation and their corresponding deviatoric stress tensor using microfault analysis**. Tectonophysics, v. 170, n. 3-4, p. 289-316, 1989.

HARLAND, W. B. **Tectonic transpression in caledonian Spitsbergen**. Geological magazine, v. 108, n. 01, p. 27-41, 1971.

HARTMANN, L. A.; SANTOS, J. O.; LEITE, J. A.; PORCHER, C. C.; McNAUGHTON, N. J. **Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil**. Anais da Academia Brasileira de Ciências, v. 75(3), p. 393-403, 2003.

HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr. F.; PHILLIPP, R. P. **Evolução Geológica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano**. In: Instituto de Geociências – 50 Anos de Geologia. Ianuzzi, R., Frantz, J.C (Eds). Editora Comunicação e Identidade Porto Alegre, 2007.

HEMPTON, M. R.; NEHER, K. **Experimental fracture, strain and subsidence patterns over an echelon strike-slip faults: implications for the structural evolution of pull-apart basins.** Journal of Structural Geology, v. 8, n. 6, p. 597-605, 1986.

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

IBGE. **Rio Grande do Sul, Santana da Boa Vista, histórico.**2014. Disponível em: <cod.ibge.gov.br/MWX9>. Acesso em 17 Out 2015.

JOST H.; BITENCOURT M.F. **Estratigrafia e tectônica de uma fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul.** Acta Geológica Leopoldensia, p.27-59, 1980.

KIM, Y. S.; PEACOCK, D. C. P.; SANDERSON, D. J. **Fault damage zones.** Journal of Structural Geology, v. 26, p. 503-517, 2004.

LARSEN, P. H. **Relay structures in a Lower Permian basement-involved extension system, east Greenland.** Journal of Structural Geology, v. 10, p. 3-8, 1988.

LEICA GEOSYSTEMS <www.leica-geosystems.com/products/total-stations/manual-total-stations> Acesso em 10 de outubro de 2016.

LUSA M.; PHILIPP R.P.; NARDI L.V.S, **Geoquímica e petrologia dos metagranitos do Complexo Encantadas, Santana da Boa Vista, (RS): a evolução de uma margem continental ativa no Paleoproterozóico.** Revista Brasileira de Geociências, 40:2. 151-166, 2010.

MCGRATH, A.G.; DAVISON, I. **Damage zone geometry around fault tips.** Journal of Structural Geology, v. 17, p. 1011-1024, 1995.

MANSFIELD, C. S.; CARTWRIGHT, J. A. **High resolution fault displacement mapping from three-dimensional seismic data; evidence for dip linkage during fault growth.** *Journal of Structural Geology*, v. 18, 249-263, 1996.

MORLEY, C.K.; NIXON, C.W. **Topological characteristics of simple and complex normal fault networks.** *Journal of Structural Geology*, v. 84, p. 68-84, 2016.

MURAOKA, H.; KAMATA, H. **Displacement distribution along minor fault traces.** *Journal of Structural Geology*, v. 5, p. 483-495, 1983.

NEUENDORF, K. K. E. **Glossary of geology.** Springer Science & Business Media, 2005.

NIXON, C.W.; SANDERSON, D.J.; DEE, S.; BULL, J.M.; HUMPHREYS, R.; SWANSON, M. **Fault interactions and reactivation within a normal fault network at Milne Point, Alaska.** *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 98, p. 2081-2107, 2014.

PARK, R. G. **Foundation of structural geology.** Routledge, 1989.

PEACOCK, D. C. P.; NIXON, C. W.; ROTEVATN, A.; SANDERSON, D. J.; ZULUAGA, L. F. **Glossary of fault and other fracture networks.** *Journal of Structural Geology*, v. 92, p. 12-29, 2016.

PETIT, J. P. **Criteria for the sense of movement on fault surfaces in brittle rocks.** *Journal of Structural Geology*, v. 9, n. 5, p. 597-608, 1987.

PHILIPP, R.P.; VIERO, A.P. **Geologia dos anfibolitos associados ao Gnaiss Encantadas.** Abstracts. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 5, Gramado, Atas, p. 67-68, 1995.

PHILIPP, S. L. **Geometry and formation of gypsum veins in mudstones at Watchet, Somerset, SW England.** Geological Magazine, v. 145, p. 831-844, 2008.

PHILIPP, R.P.; LUSA, M.; NARDI, L.V.S. **Geochemistry and petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: a Paleoproterozoic continental-arc magmatism.** Anais da Academia Brasileira de Geociências, v.80, p. 735-748, 2008.

PHILIPP, R. P.; PIMENTEL, M. M.; CHEMALE JR, F. **Tectonic evolution of the Dom Feliciano Belt in Southern Brazil: Geological relationships and U-Pb geochronology.** Brazilian Journal of Geology, v. 46, p. 83-104, 2016.

POLLARD, S. B.; MAYHEW, J. E. W; FRISBY, J. P. **PMF: A stereo correspondence algorithm using a disparity gradient limit.** Perception, v. 14, n. 4, p. 449-470, 1985.

PORCHER, C.C.; LOPES, R.C. **Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeira do Sul, Folha SH.22-Y-A.** Estado do Rio de Grande do Sul. Escala 1:250.000. – Brasília: CPRM, 2000.

PÖTSCH M. **The analysis of rotational and sliding modes of failure for slopes, foundations, and underground structures in blocky, hard rock.** Tese de doutorado, Institut für Felsmechanik und Tunnelbau, Technische Universität Graz, 237 p, 2011.

PRICE, N. J. **Fault and joint development in brittle and semi-brittle rock.** Oxford, Pergamon Press, 176 p., 1966.

RAMSAY, J. G.; GRAHAM, R. H. **Strain variation in shear belts.** Canadian Journal of Earth Sciences, v. 7, n. 3, p. 786-813, 1970.

RAMSAY, J.G.; HUBER, M.I. **Strain Analysis, The Techniques of Modern Structural Geology.** Vol. 1. Londres, Academic Press, 1983.

RAMSAY, J. M.; CHESTER, F. M. **Hybrid fracture and the transition from extension fracture to shear fracture**. *Nature*, v. 428, p. 63-66, 2004.

REMONDINO, F.; EL-HAKIM, S. **Image-based 3D modelling: a review**. *Photogramm Record*, v. 21, p. 269–291, 2006.

REMUS, M.V.D.; TEDESCO, M.A.; PHILIPP, R.P. **Evolução estrutural dos metaforfitos Porongos a sul do Rio Camaquã / RS**. Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Anais de Curitiba, v.1, p. 222-243, 1987.

REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A., McNAUGHTON, N. J.; GROVES, D. I.; REISCHL, J. L. **Distal magmatic-hydrothermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) deposits, southern Brazil**. *Gondwana Research*, v. 3(2), p. 155-174, 2000.

RICKARD, M. J.; RIXON, L. K. **Stress configurations in conjugate quartz-vein arrays**. *Journal of Structural Geology*, v. 5, n. 6, p. 573-578, 1983.

RIVES, T.; RAWNSLEY, K. D.; PETIT, J. P., 1994. **Analogue simulation of natural orthogonal joint set formation in brittle varnish**. *Journal of Structural Geology*, v. 16, p. 419-429, 1994.

ROLDAN, L. F. **Tectônica rúptil Meso-Cenozóica na região do Domo de Lages, SC**. Tese de Doutorado. Universidade de São Paulo, 2007.

ROWE, C. D.; MOORE, J. C.; REMITTI, F. **The thickness of subduction plate boundary faults from the seafloor into the seismogenic zone**. *Geology*, v. 41, p. 991-994, 2013.

SAALMANN, K.; REMUS, M. V. D.; HARTMANN, L. A. **Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil**. *Geological Magazine*, v. 143, n. 01, p. 59-88, 2006.

SANDERSON, D. J.; NIXON, C. W. **The use of topology in fracture network characterization.** Journal of Structural Geology, v. 72, p. 55-66, 2015.

SCHOLZ, C. H.; COWIE, P. A. **Determination of total strain from faulting using slip measurements.** Nature, v. 346, p. 837-839, 1990.

SEGALL, P.; POLLARD, D. D. **Nucleation and growth of strike-slip faults in granite.** Journal of Geophysics Research, v. 88, p. 555-568, 1983.

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

SINGH, Y. **Study on the cave passages in Precambrian Bhandar limestone of the Vindhyan Supergroup, India.** Zeitschrift für Geomorphologie, v. 85, p. 115-126, 1992.

SPEED, R. C.; COGBILL, A. H. **Candelaria and other left-oblique slip faults of the Candelaria region, Nevada.** Geological Society of America Bulletin, v. 90, p. 149-163, 1979.

SZELISKI, R. **Computer Vision: Algorithms and Applications.** Springer-Verlag, London, 2010.

SWANSON, M. T. **Geometry and kinematics of adhesive wear in brittle strikeslip fault zones.** Journal of Structural Geology, v. 27, p. 871-887, 2005.

TAVANI, S.; GRANADO, P.; CORRADETTI, A.; GIRUNDO M.; IANNACE, A.; ARBUÉS, P.; MUÑOZ J. A.; MAAZZOLI, S. **Building a virtual outcrop, extracting geological information from it, and sharing the results in Google Earth via OpenPlot and Photoscan: Na example from the Khaviz Anticline (Iran).** Computers & Geosciences, v. 63, p. 44-53, 2014.

TOMASI, C.; KANADE, T. **Shape and motion from image streams under orthography: a factorization method**. International Journal of Computer Vision, v. 9, p. 137-154, 1992.

TWISS, R. J.; MOORES, E. M. **Structural Geology**, Nova Iorque, W. H. Freeman and Company, 736 pp, 2007.

VALENTINE, G.A.; VAN WYK de VRIES, B. 2014. **Unconventional maar diatreme and associated intrusions in the soft sediment-hosted Mardoux structure (Gergovie, France)**. Bulletin of Volcanology, v. 76, p. 1-16, 2014.

WALSH, J. J.; WATTERSON, J. **Distributions of cumulative displacement and seismic slip on a single normal fault**. Journal of Structural Geology, v. 9, p. 1039-1046, 1987.

WEINBERGER, R.; LYAKHOVSKY, V.; BAER, G.; AGNON, A. **Damage zones around an echelon dike segments in porous sandstone**. Journal of Geophysical Research: Solid Earth, v. 105, p. 3115-3133, 2000.

WERNICKE, B.; BURCHFIEL, B. C. **Modes of extensional tectonics**. Journal of Structural Geology, v. 4, n. 2, p. 105-115, 1982.

WILDNER, W.; RAMGRAB, G. E.; LOPES, R. D.; IGLESIAS, C. D. F. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul, escala 1:750.000**. CPRM. Porto Alegre. 2008.

WOODCOCK, N. H.; FISHER, M. **Strike-slip duplexes**. Journal of Structural Geology, v. 8, p. 725-735, 1986.

ZVIRTES, G. **Evolução tectônica do metagranito Capané, Complexo Porongos, Cachoeira do Sul, RS**. Trabalho de Conclusão de Curso, UFRGS, p. 80, 2012.

ANEXOS

ANEXO 1 – MVA. É mostrado o modelo virtual do afloramento, as estruturas interpretadas e um croqui enfatizando as estruturas. Em (A) corredores de fraturas com espaçamento decimétrico; em (B) corredores de fraturas; em (C) fraturas com espaçamento métrico; em (D) fraturas de cisalhamento e em (E) fraturas anastomosadas.

ANEXO 2 – Tabela de medidas estruturais utilizadas para a determinação dos paleotensores.

N Ponto	Dip Direction	Dip	Estrutura	Plunge Azimute	Plunge	Cinemática	Tipo
1	46	47	Corredor de fratura				XJ
2	277	88	Falha TT	184	14	Transtrativo NW	ID
3	44	57	Corredor de fratura				XJ
4	204	86	Fratura				XJ
5	293	58	Foliação				FJ
8	283	88	Falha TT	186	26	Transtrativo NW	ID
9	144	46	Fratura perp. Foliacao				XJ
11	134	40	Fratura perp. Foliacao				XJ
12	246	69	Fratura				XJ
13	46	59	Fratura				XJ
14	303	43	Veio			Transtrativo NW	TJ
15	203	72	Fratura				XJ
17	69	50	PC			Extensional ss NE	NS
19	212	83	PC			Extensional ss NE	ND
21	46	71	Veio			Extensional ss NE	TJ
23	136	50	Fratura perp. Foliacao			Compressional radial NS	IJ
25	141	50	Fratura perp. Foliacao			Compressional radial NS	IJ
26	43	59	Veio			Extensional ss NE	TJ

28	174	61	Fratura				XJ
29	40	52	Veio			Extensional ss NE	TJ
30	33	42	Fratura				XJ
33	39	50	Fratura				XJ
35	137	59	Fratura				XJ
37	246	26	Fratura				XJ
39	96	37	Fratura				XJ
40	205	88	Fratura en echelon				XJ
41	136	50	Fratura				XJ
42	199	64	Fratura				XJ
43	93	29	Fratura				XJ
44	199	82	Fratura				XJ
45	196	84	Fratura				XJ
46	326	50	veio			Transtrativo NW	TJ
49	200	71	Fratura				XJ
51	42	56	Fratura				XJ
53	44	29	Fratura				XJ
55	34	87	Fratura				XJ
57	283	57	Veio			Compressional radial NS	TJ
63	329	73	Veio			Transtrativo NW	TJ
65	199	87	Veio			Extensional ss NE	XJ
75	103	36	Veio			Compressional radial NS	TJ
79	297	66	Foliação				FJ
83	40	58	Fratura en echelon				XJ
87	224	89	Fratura				XJ
89	42	56	Fratura				XJ
91	43	87	Fratura				XJ
93	115	22	Fratura				XJ
95	84	35	Fratura				XJ

97	33	47	Fratura				XJ
101	167	51	Fratura en echelon				DJ
103	164	77	Fratura				XJ
111	315	26	Falha bx. ângulo	5	38	Transtrativo NW	ND
113	316	34	Falha	3	44	Extensional ss NE	ND
123	177	38	Veio			Transtrativo NW	TJ
125	195	87	Veio			Extensional ss NE	TJ
31	3	40	Falha bx. ângulo			Extensional ss NE	MJ
22	201	82	PC			Extensional ss NE	ND
24	81	49	PC			Extensional ss NE	NS
32	283	54	Plano de falha			Transtrativo NW	MJ
36	212	81	PC			Extensional ss NE	DJ
71	193	88	PC			Extensional ss NE	DJ
121	162	76	Falha normal apar.			Transtrativo NW	NJ
119	301	25	Falha bx. Ângulo			Transtrativo NW	MJ
109	53	59	Falha			Compressional radial NS	MJ
107	46	67	Falha			Compressional radial NS	MJ
105	189	86	Falha normal			Transtrativo NW	NJ
99	59	32	Falha normal			Extensional ss NE	NJ
85	133	44	Falha			Compressional radial NS	IJ
77	107	85	Falha			Transtrativo NW	MJ
73	325	21	Falha inversa			Transtrativo NW	IJ
67	55	56	Falha			Compressional radial NS	MJ
69	80	65	Falha			Extensional ss NE	MJ
59	296	64	Falha normal			Transtrativo NW	NJ
48	323	63	Falha normal			Transtrativo NW	NJ
31	3	40	Falha bx. ângulo			Extensional ss NE	DJ
20	219	85	Falha			Extensional ss NE	MJ
38	233	76	PC			Extensional ss NE	SJ

129	317	39	Fratura				XJ
130	222	88	Fratura				XJ
131	211	62	Fratura				XJ
132	345	62	Fratura				XJ
133	214	68	veio			Extensional ss NE	TJ
134	280	57	Falha normal // foliação	283	56	Transtrativo NW	NJ
136	13	57	veio			Extensional ss NE	TJ
137	303	50	veio			Transtrativo NW	TJ
138	200	72	veio			Extensional ss NE	TJ
139	257	41	veio			Compressional radial NS	TJ
140	253	47	veio			Compressional radial NS	TJ
141	86	41	Fratura bx. ângulo				XJ
142	129	38	Fratura bx. ângulo				XJ
143	160	64	Fratura				XJ
144	211	62	Fratura				XJ
145	24	40	veio			Extensional ss NE	TJ
146	35	62	veio			Extensional ss NE	TJ
147	84	40	Fratura				XJ
148	312	36	veio			Transtrativo NW	TJ
149	15	28	veio			Compressional radial NS	TJ
150	332	44	veio			Transtrativo NW	TJ
151	162	69	veio			Transtrativo NW	TJ
152	104	44	Fratura				XJ
153	332	41	Fratura				XJ
154	325	42	Fratura				MJ
158	49	14	Falha inversa			Extensional ss NE	IJ
159	163	60	clivagem de fratura			Compressional radial NS	CJ
160	46	64	clivagem de fratura			Transtrativo NW	CJ

161	200	86	Falha normal			Extensional ss NE	NJ
162	319	60	veio			Transtrativo NW	TJ
163	165	68	veio			Transtrativo NW	TJ
164	293	8	Fratuza				XJ
165	16	88	veio			Extensional ss NE	TJ
166	28	52	Fratuza				XJ
167	211	78	veio			Extensional ss NE	TJ
168	206	78	Falha normal			Extensional ss NE	NJ
169	31	58	Fratuza				XJ
170	215	70	veio			Extensional ss NE	TJ
171	17	57	Fratuza en echelon				XJ
172	44	60	Fratuza				XJ
173	66	32	veio			Compressional radial NS	TJ
174	304	63	falha // foliação	293	61	Transtrativo NW	NS
176	309	28	falha normal			Transtrativo NW	NJ
177	304	55	Fratuza				XJ
178	87	42	Fratuza				XJ
179	138	42	Falha inversa			Compressional radial NS	IJ
181	186	44	Fratuza bx. Ângulo				XJ
190	120	48	Falha inversa			Compressional radial NS	IJ
193	190	77	veio			Extensional ss NE	TJ
194	193	45	veio				TJ
195	73	37	Fratuza bx. ângulo				XJ
196	204	19	Fratuza				XJ
182	170	36	Falha				IJ
183	163	52	Falha no duplex				IJ
184	150	32	Falha no duplex				XJ
192	198	78	R ou P (de Riedel)				XJ