



UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO
PETROLÍFERA E MINERAL

**Análise da gênese de bandas de deformação: formação,
crescimento e coalescência de *microcracks***

Autor: Daniel Henrique Silva de Souza

Orientador: Dr. Francisco César Costa Nogueira

Campina Grande-PB

Março-2018

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE
CENTRO DE TECNOLOGIA E RECURSOS NATURAIS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO
PETROLÍFERA E MINERAL

**Análise da gênese de bandas de deformação: formação,
crescimento e coalescência de *microcracks***

Dissertação apresentada em 16/03/2018 à
Universidade Federal de Campina Grande,
como requisito do Programa de Pós-
Graduação em Exploração Petrolífera e
Mineral para a obtenção do grau de Mestre.

Autor: Daniel Henrique Silva de Souza

Comissão examinadora:

Dr. Francisco César Costa Nogueira (UAMG/PPGEPM – Orientador)

Dra. Elissandra Nascimento de Moura Lima (UAMG/PPGEPM – Membro Interno)

Dr. Tiago Siqueira de Miranda (DGEO/UFPE – Membro Externo)

Campina Grande-PB

Março-2018

- S729a Souza, Daniel Henrique Silva de.
Análise da gênese de bandas de deformação: formação, crescimento e coalescência de microcracks / Daniel Henrique Silva de Souza. – Campina Grande-PB, 2018.
76 f. : il. color.
- Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Ciências e Recursos Naturais, 2018.
"Orientação: Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira".
Referências.
1. Petrologia.
 2. Rochas Sedimentares – Bandas de Deformação.
 3. Petrografia.
 4. Rochas Sedimentares – Bacia Rio do Peixe.
 5. Paleotensores. I. Nogueira, Francisco César Costa. II. Título.

CDU 552(043)

Dedicado aos meus pais, Henrique e Régia,
ao meu irmão, Wilson Neto e à minha avó, Luíza.

“Concedei-nos, Senhor, serenidade necessária para aceitar as coisas que não podemos modificar, coragem para modificar aquelas que podemos e sabedoria para distinguirmos umas das outras.”

Reinhold Niebuhr

AGRADECIMENTOS

Primeiramente gostaria de agradecer a Deus por mais esta conquista, pois sem muita fé e perseverança nada seria possível de realizar na minha vida.

Esta realização também não seria possível sem o apoio incondicional dos meus pais, Henrique e Régia e do meu irmão, Wilson Neto. Estes são a base de todas as vitórias que tenho conseguido nas inúmeras batalhas que a vida já me fez lutar.

Esta obra também não seria elaborada sem todo o apoio acadêmico fornecido pelo meu orientador professor Dr. Francisco César Costa Nogueira. A este fica meu eterno agradecimento por todos os conhecimentos passados, não só na parte intelectual, mas também na parte pessoal.

Aos primos Caio, Hugo, Rômulo e aos amigos Luciano, Helder, Hudson, Ruan e Bruno por todas as conversas e conselhos concedidos durante todo o período em que nos conhecemos. Um agradecimento especial aos amigos Henrickson, Franklyn, Macário Felipe, Andrezza e Pedro, pelos fortes laços formados durante mais essa jornada concluída.

À todos os amigos do GEEP com quem tive o prazer de dividir inúmeras experiências, tanto pessoais quanto acadêmicas.

Aos demais mestres com quem tive o prazer de usufruir dos seus conhecimentos ao longo de toda pós-graduação. Meus sinceros agradecimentos aos senhores.

À UFCG pela estrutura física oferecida, à PETROBRAS pelo financiamento de toda a pesquisa e à CAPES pela disponibilidade de bolsa de estudos, onde estas duas últimas instituições possibilitaram toda estrutura financeira para a confecção deste trabalho.

Aos meus mestres de jiu-jitsu Wilson Câmara Filho e Allyson Gustavo por todos os ensinamentos passados a mim no esporte, que antes de tudo é uma manifestação de disciplina e respeito aos seus superiores. Fica também meus agradecimentos a todos os meus parceiros com quem tive o privilégio de treinar e também aprender.

RESUMO

Bandas de deformação são estruturas geradas por deformação localizada e possuem a capacidade de alterar a porosidade e permeabilidade das rochas sedimentares. As bandas de deformação podem ocorrer na forma individual (*singles*) ou como nucleação de bandas (*clusters*). A gênese das bandas de deformação pode estar associada à formação, crescimento e coalescência de estruturas denominadas de “*microcracks*”. Estas estruturas são geradas e crescem aproximadamente paralelas ao eixo de máxima compressão (σ_1). O objetivo principal deste trabalho foi gerar um modelo evolutivo das estruturas rúpteis do “Afloramento 1”, que está relacionado aos arenitos conglomeráticos da Formação Antenor Navarro, baseado no desenvolvimento e coalescência dos *microcracks* e prever os locais de nucleação de bandas. A metodologia consiste na análise, mapeamento e coleta de dados de planos e linhas das estruturas rúpteis do afloramento em questão, e no cálculo dos paleotensores que atuaram na sua gênese. Este cálculo foi executado com o auxílio do programa *TectonicsFP*, que se utiliza dos dados de planos e linhas para fornecer os paleotensores relacionados à formação de tais estruturas. A análise estrutural em afloramento resultou na identificação de dois sistemas de estruturas rúpteis, um E-W e outro NE-SW. Estes sistemas possuem padrões de *linkagem* entre si, e permitiu inferir que um único conjunto de paleotensores atuou na gênese de ambos. A configuração geométrica do afloramento, juntamente com os padrões de *linkagem* entre os sistemas de bandas de deformação, se assemelha ao processo de *linkagem* de *microcracks*. Pesquisas anteriores, sobre a formação de estruturas pela interação entre *microcracks*, foram baseadas em análises laboratoriais e microscópicas. Contudo, estudos do seu desenvolvimento em maiores escalas permanecem ausentes. A gênese dos *microcracks* se daria de forma paralela ao eixo de compressão máxima (σ_1), e estaria relacionada à ação do “fator de intensidade de *stress*” (SIF) tipo I (distensivo), enquanto que a *linkagem* entre elas se daria pelo fator de intensidade de *stress* tipo II (cisalhante). Este SIF tipo II formaria uma estrutura denominada de “*microcrack de linkagem*” que uniria as estruturas coalescentes, no qual uma nucleação maior de bandas de deformação ocorreria no entorno do análogo do *microcrack de linkagem* na escala de afloramento. Por fim, a configuração geométrica atual do afloramento seria resultante do desenvolvimento fractal da gênese, crescimento e coalescência dos *microcracks*.

Palavras chave: Bacia Rio do Peixe, bandas de deformação, paleotensores, *microcracks*, *linkagem*.

ABSTRACT

Deformation bands are structures formed by localized deformation and exhibit the capacity of the porosity and permeability changes in sedimentary rocks. Therefore, it has the capacity to change the flow properties on reservoir rocks. Deformation bands may occur in the individual form (singles) and as bands nucleation (clusters). The genesis of deformation bands can be associated to formation, growth and coalescence of structures named “microcracks”. These structures are formed and grow approximately to the maximum compression axis (σ_1). The main objective of this work is create an evolutive model for the brittle structures of “Outcrop 1”, which is related to the Antenor Navarro Formation, based in the development and coalescence of microcracks and predict the nucleation location of occurrence. The methodology consists in the analysis, mapping and data collect of planes and lines of the aimed outcrop, and computation of paleotensors that acted in its genesis. This computation was made by the utilization of the software TectonicsFP which uses the data of planes and lines to provide the paleotensors related to formation of these structures. The structural analysis in outcrop resulted in the identification of two brittle structures system, one E-W and another NE-SW. These systems own linkage patterns with each other, allowing to infer that only a set of paleotensors acted in the genesis of both of them. The geometric set of the outcrop, along with de linkage patterns between the deformation bands systems, is similar to the process of microcrack linkage. Previous researchs, about formation of structures by the interaction of microcracks, were based in laboratory and microscopy analysis. However, studies about their development in larger scales remains absents. The microcracks genesis would happen parallely to the maximum compressive axis (σ_1), and would be related to the action of “stress intensity factor” (SIF) mode I (tensile), while the linkage of microcracks would be caused by the stress intensity factor mode II (shearing). The SIF mode II would create a structure denominated “linkage microcrack”, which would bond the coalescente structures, which a larger nucleation of deformation bands would occur in the analogous surroundings of linkage microcrack in the outcrop scale. Ultimately, the current geometric configuration of the outcrop would be a fractal resultant of development of genesis, growth and coalescence of microcracks.

Key words: Rio do Peixe Basin, deformation bands, paleotensors, microcracks, linkage.

SUMÁRIO

	Pág.
1- Introdução.....	1
2- Objetivos.....	3
3- Fundamentação Teórica	4
3.1- Geologia Regional.....	4
3.1.1- Arcabouço Estrutural.....	4
3.1.2- Modelos Evolutivos da Bacia Rio do Peixe	7
3.1.3- Arcabouço Tectono-Estratigráfico	7
3.1.4- Unidades Litológicas.....	10
3.1.5- Paleosistemas Depositionais da Bacia Rio do Peixe	11
3.2- Bandas de Deformação	13
3.2.1- Classificações das Bandas de Deformação.....	13
3.2.1.1- Classificação Cinemática	13
3.2.1.2- Classificação pelos Mecanismos de Formação.....	13
3.2.1.3- Classificação Hierárquica e Falhamento por Bandas de Deformação..	15
.....	
3.2.4- Relevância do Estudo das Bandas de Deformação	16
3.3- Gênese, Evolução e Coalescência de <i>Microcracks</i> na Formação e Propagação de Planos de Falhas	17
3.3.1- Análise 2-D da Formação, Crescimento e Interação de <i>Microcracks</i> à Partir de Estruturas Prévias	17
3.3.2- Análise da Formação, Crescimento e Interação de <i>Microcracks</i> 2-D Neoformados	19
3.3.3- Análise da Formação, Crescimento e Interação de <i>Microcracks</i> 3-D Neoformados	23

4- Materiais e Métodos	27
4.1- Revisão Bibliográfica	27
4.2- Levantamento Geológico	28
4.2.1- Aquisição das Imagens	28
4.2.2- Análise Estrutural.....	29
4.2.3- Coleta de Amostras.....	29
4.3- Processamento dos Dados de Campo	31
4.3.1- Cálculo dos Paleotensores	31
4.3.2- Ângulo Entre os Paleotensores e os Planos.....	33
4.4- Análise Microtectônica	33
4.4.1- Análise dos <i>Microcracks</i>	33
4.4.2- Histogramas de Frequência x Orientação de <i>Microcracks</i>.....	35
5- Artigo Científico	36
Resumo	36
5.1- Introdução.....	36
5.2- Contexto Geológico	39
5.3- Materias e Métodos	40
5.4- Resultados	41
5.4.1- Análise em Macroescala	41
5.4.2- Análise em Microescala	44
5.5- Discussão	46
5.5.1- Modelo Evolutivo	46
5.5.2- Ângulo de Máxima Interação	48
5.5.3- Análise dos <i>Microcracks</i> em Seção Delgada.....	49

5.6- Conclusão	49
Agradecimentos	50
Referências	50
6- Considerações Finais.....	53
Referências	54

LISTA DE FIGURAS

	Pág.
Figura 1.1: Localização da Bacia Rio do Peixe e do “Afloramento 1”, juntamente com as formações litológicas presentes na bacia e lineamentos expressivos. Adaptado de Carvalho et al. (2013).	2
Figura 3.1: a-) Disposição das bacias interiores e costeiras do NE do Brasil (modificado de Silva, 2009), no qual o <i>Trend</i> Cariri-Potiguar é exibido pelas linhas vermelhas tracejadas. b-) Bacia Rio do Peixe com seus limites e lineamentos principais. SBBF=Sub-bacia de Brejo das Freiras; SBS=Sub-bacia de Sousa; SBP=Sub-bacia de Pombal.....	5
Figura 3.2: Bloco diagrama com seção aproximadamente paralela à Falha Portalegre, mostrando a geometria interna da Sub-bacia de Brejo das Freiras. Falhas de compensação controlam a configuração estrutural nesta sub-bacia em resposta à variação de mergulhos ao longo da Falha Portalegre (modificado de Castro et al., 2007).....	6
Figura 3.3 Figura 3.3: Modelos evolutivos combinados da BRP. Setas: (1) modelo de distensão devido a uma tectônica transcorrente sinistral (Françolin et al., 1994) com a cinemática transcorrente das principais falhas (2); (3) trend NNW-SSE extensional por Sénant & Popoff (1991) e Françolin et al. (1994); (4) eixo de máxima compressão (σ_1) segundo Françolin et al. (1994); (5) eixo de máxima compressão (σ_1), aproximadamente vertical, segundo Sénant & Popoff (1991); (6) lineamentos. Modificado de Castro et al. (2007).....	8
Figura 3.4: Arcabouço estrutural e disposição de unidades litológicas da Bacia Rio do Peixe, no qual os traços em azul representam as seções sísmicas levantadas na bacia.....	8
Figura 3.5: Seções sísmicas, expostas na Figura 3.4, transversal e oblíqua às falhas que exercem o controle estrutural sobre os Semi-Grábens Brejo das Freiras e Sousa, respectivamente. Notar o padrão interdigitado entre as unidades litoestratigráficas do Grupo Rio do Peixe (Córdoba et al., 2008).	9
Figura 3.6: Modelo evolutivo da Bacia Rio do Peixe modificado de Nogueira et al. (2015), mostrado em planta e em seção transversal e o campo de <i>stress</i> relacionado: a-) Falha Sin-Rifte semelhante a proposta por Françolin et al. (1994). b-) Fase Pós-Rifte I com o soerguimento da bacia. c-) Fase Pós-Rifte II, no estágio evolutivo atual, com erosão das camadas soerguidas da bacia. BFSS- Sub-Bacia Brejo das Freiras; SSB- Sub-Bacia de Sousa; PSB- Sub-Bacia de Pombal.	10
Figura 3.7: a-) Bloco diagrama esquematizando o modelo deposicional interpretado da Bacia Rio do Peixe, retratando genericamente os depósitos fluviais, planície aluvial, lacustres e leques aluviais (Silva, 2009). b-) Perfil N-S exibindo a configuração dos leques aluviais nas bordas falhadas.....	12

Figura 3.8: Classificação cinemática das bandas de deformação. Modificado de Fossen et al. (2007).....	14
Figura 3.9: Classificação de bandas baseada nos mecanismos de deformação. Modificado de Fossen et al. (2007).	15
Figura 3.10: a-) Banda de deformação ocorrendo na forma individual (<i>single</i>) nos arenitos da Formação Entrada (Utah- EUA), modificado de Torabi et al. (2013). b-) Bandas de deformação ocorrendo da forma agrupada (<i>cluster</i>) nos arenitos da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe, NE do Brasil), no qual a nova estrutura formada detém os <i>offsets</i> das bandas de deformação que a compõe. Modificado de Araújo Netto et al. (2012).....	16
Figura 3.11: Modelo evolutivo de falhamento pelo desenvolvimento de bandas de deformação. Modificado de Fossen & Hesthammer (1998).....	16
Figura 3.12: Modelo experimental utilizado por Horii & Nemat-Nasser (1985) em resina tipo Columbia CR39. Estrutura prévia, inclinada a um certo ângulo do eixo principal compressivo em a-) com uma gênese de estruturas secundárias (<i>wing cracks</i>) nas extremidades da descontinuidade em b-).	17
Figura 3.13: a-) Formação de fraturas do tipo I pelo crescimento e interação de <i>wing cracks</i> , sob compressão uniaxial. b-) Formação de plano de falha devido à adição de uma pressão confinante. Modificado de Ashby & Hallam (1986).....	18
Figura 3.14: a-) Amplificação (denotada pela linha verde) do SIF devido à proximidade entre os <i>cracks</i> colineares (d_c) ser maior do que ao <i>crack</i> paralelo empilhado (d_e). b-) Diminuição do SIF (denotada pela linha vermelha) gerada devido ao fato da distância entre os <i>cracks</i> empilhado (d_e) ser menor do que os <i>cracks</i> colineares (d_c). Modelo baseado em Kachanov (1992).	19
Figura 3.15: a-) Disposição inicial dos <i>cracks</i> , com orientação paralela ao eixo principal de compressão máxima. b-) Interação entre dois <i>microcracks</i> , preferencialmente, localizados de forma escalonada, após uma aplicação substancial de <i>stress</i> axial. c-) Formação da “zona de processos” devido ao aumento na densidade de <i>microcracks</i> , resultando em múltiplas interações entre estes. d-) Formação do núcleo de falha, caracterizado por ser uma região de intensa deformação, à medida que o plano de falha se propaga. β = ângulo entre o eixo máximo de compressão e o plano de falha. Modificado de Reches & Lockner (1994).	20
Figura 3.16: a-) Intensidade de stress em função do ângulo entre as extremidades dos <i>microcracks</i> , para várias razões $r_d/a > 1$. Para valores $1 < r_d/a < \infty$, as máximas intensidades de stress estão em um ângulo $30^\circ < \alpha < 78^\circ$. b-) Para os valores fixos de $r_d/a = 0.3$ e $\alpha = 60^\circ$, observa-se que, a partir da interação prévia entre dois <i>microcracks</i> , um terceiro <i>microcrack</i> irá, preferencialmente, interagir com a estrutura primária no padrão <i>en echelon</i> , ao invés do padrão em “zig-zag”, como denotado pelos SIFs na imagem. Modificado de Du & Aydin (1991).....	21

Figura 3.17: a-) *Microcracks* em uma posição relativa que satisfaz $h/2d < 0,85$, susceptível à sofrerem coalescência. b-) O SIF primário gera o crescimento dos *cracks*, no qual suas extremidades se aproximam uma da outra, até ocorrer a justaposição. c-) À medida que as extremidades dos *microcracks* se tornam muito próximas, ocorre a introdução do SIF secundário, e a coalescência entre os *microcracks* se dá em uma maneira combinada dos fatores de intensidade de *stress*. d-) Situação onde $h/2d = 1$, fazendo com que os *cracks* se desenvolvam, porém sem que ocorra a coalescência entre ambos. Baseado em Wang et al. (1996).21

Figura 3.18: *Stresses* associados com o deslizamento de uma falha sinistral (fratura do tipo II). a-) Configuração da amostra, com a disposição dos seus eixos remotos de *stresses* compressivos (σ_{1r} e σ_{3r}) e $\beta = 26.5^\circ$. b-) A intensidade do *stress* distensivo (escala em cinza); região compressiva em branco; os pequenos traços indicam a orientação local do eixo de compressão máxima. Notar a posição dos lóbulos em relação ao plano de falha. Modificado de Reches & Lockner (1994).22

Figura 3.19: Dinâmica do falhamento de Anderson (1905), de acordo a disposição dos eixos de tensão. a-) Falha reversa. b-) Falha normal; $\alpha < \beta$. c-) Falha transcorrente.23

Figura 3.20: a-) Configuração *penny-shaped* do *microcrack* em relação aos eixos de tensão, com $a = b \gg c$. b-) Visão 3-D do campo elástico de *stress* em torno de um *microcrack* distensivo isolado (Eshelby, 1957); a região compressiva aparece em branco e a distensiva aparece em coloração cinza-escura. c-) Zona delineada em b-), no qual o *crack* adjacente A está localizado na região de distensão e o *crack* adjacente B está localizado na região de compressão; o *crack* A tenderá a ser aberto, enquanto o *crack* B tenderá a ser fechado. d-) Zona delineada em b-), no qual o *crack* adjacente C está localizado na região de distensão e o *crack* adjacente D está localizado na região de compressão; o *crack* C tenderá a ser aberto, enquanto o *crack* D tenderá a ser fechado. e-) Visão tridimensional de um *crack* isolado, e sua tensão distensiva (σ_{zz}) circundante. O campo elástico de *stress* favorecerá uma interação distensiva *en echelon* com *microcracks* adjacentes em 3-D, e esta interação não está restrita a um único plano. Modificado de Healy et al. (2006a).25

Figura 3.21: a-) Gráfico 2-D do plano X-Y, exibindo o local de máxima interação hiperbólica (linha vermelha) e seu envelope limítrofe correlato (linha azul). O ângulo θ é o ângulo entre o envelope limítrofe e o plano do *crack*; O *crack* adjacente A está localizado no local de máxima interação e pode interagir com o *crack* inferior formando um plano de falha inclinado na vertical em um ângulo menor que θ . Um *crack* semelhante B irá interagir para formar um plano de falha inclinado em um ângulo θ . b-) Rotação 360° das superfícies limítrofes (na Figura a) em relação ao eixo Z, fornecendo uma visão em 3-D do local de máxima interação. Superfícies de cisalhamento tenderão a ser formar pela coalescência de *cracks* em planos com qualquer orientação entre as superfícies limítrofes (c-). Modificado de Healy et al. (2006a).26

Figura 3.22: Visualização tridimensional de um possível plano de falha formado por meio da interação de dois conjuntos oblíquos de <i>cracks</i> tipo I. <i>Cracks penny-shaped</i> equidimensionais dispostos com seus centros coplanares nos planos coordenados σ_1 - σ_3 e σ_2 - σ_3 . O aumento do <i>stress</i> distensivo é denotado pelo sombreado cinza e o <i>stress</i> compressivo está em branco. A interação dos <i>stresses</i> distensivos nas extremidades dos <i>cracks</i> resulta na amplificação do <i>stress</i> distensivo em cada extremidade e na expansão da região de interação, levando à formação do plano de falha. O mesmo padrão de interação no plano σ_1 - σ_3 é visualizado no plano σ_2 - σ_3 , implicando na coalescência <i>en echelon</i> dos conjuntos de <i>microcracks</i> . Isto leva a formação de um plano oblíquo aos três eixos principais de <i>stress</i> (Healy et al., 2006b).....	26
Figura 4.1: Fluxograma denotando os processos metodológicos empregados na confecção deste presente trabalho.	27
Figura 4.2: <i>Drone</i> utilizado na aquisição das imagens de detalhe dos afloramentos requeridos da Bacia Rio do Peixe.....	28
Figura 4.3: Método utilizado na aquisição da imagem de detalhe do “Afloramento 1” pela operação de <i>drone</i>	28
Figura 4.4: a-) Medição de direção e mergulho de uma feição planar através do uso de uma bússola do tipo <i>clar</i> . b-) Se o plano possui a incidência de lineações, as mesmas também têm a direção e ângulo de caimento medidos.	29
Figura 4.5: Locais definidos para a obtenção dos parâmetros estruturais das feições planares e lineares, bem como os pontos de coleta de amostras para confecção de lâminas.....	30
Figura 4.6: Amostra situada com relação ao norte (seta azul) e material utilizado na coleta.....	31
Figura 4.7: a-) Geração da planilha com os dados estruturais de planos e linhas coletados na etapa de levantamento geológico. Na coluna <i>Sense</i> os números estão relacionados com a cinemática do plano, no qual 1=Reversa, 2=Normal, 3=Dextral, 4=Sinistral e 0=para quando não se tem uma definição da cinemática; na coluna <i>Quality</i> , os números estão relacionados com o grau de confiabilidade nos dados coletados, no qual 1=Excelente, 2=Boa, 3=Ruim e 0=Quando não se tem confiabilidade alguma. b-) Plotagem dos planos e linhas na rede estereográfica. c-) Obtenção dos campos de compressão e distensão em relação aos planos e linhas, no qual o programa se utiliza do método de Angelier & Goguel (1979). d-) Cálculo dos paleotensores que atuaram na formação dos planos e linhas, baseado na disposição destes em relação aos campos de compressão e tensão.....	32
Figura 4.8: a-) Plotagem do plano de falha, aplicando-se a direção de mergulho, ângulo e quadrante de mergulho. b-) Plotagem do paleotensor, aplicando-se a direção e o caimento do mesmo. c-) Obtenção do polo representativo do plano de falha. d-) Cálculo dos ângulos entre o polo do plano de falha e o paleotensor, no qual a soma de ambos é igual a 180°. Neste exemplo, $\beta = 55,1^\circ$	34

Figura 4.9: <i>Microcracks</i> identificados na seção delgada, com a finalidade da aquisição dos parâmetros 2d e S, denotados em vermelho na imagem.	34
Figura 4.10: Histograma de Frequência x Orientação de <i>microcracks</i> analisados em seção delgada.	35
Figura 5.1: Forma de ocorrência das bandas de deformação na Formação Antenor Navarro, Bacia do Rio do Peixe. a) bandas de deformação. a-) Single. b-) Cluster. c-) Superfície de deslizamento com estrias de plano de falha.	37
Figura 5.2: Mapa de localização da Bacia Rio do Peixe e do afloramento alvo deste trabalho. Destaque para a disposição das sub-bacias SBBF- Sub-bacia Brejo das Freiras, SBS- Sub-bacia Sousa, SBP- Sub-bacia Pombal e os lineamentos estruturais.	40
Figura 5.3: Mapa geológico-estrutural da ocorrência de bandas de deformação no afloramento da Formação Antenor Navarro, pontos de coleta de amostras e paleotensores.	41
Figura 5.4: Imagem do <i>cluster</i> de direção E-W localizado na porção central do afloramento, apresentando uma espessura máxima de 80 cm.	42
Figura 5.5: Imagem de detalhe da <i>linkagem</i> do sistema NE-SW com o E-W, com a nucleação de falhas mais espessas ocorrendo pela convergência e evolução de ambos sistemas de estruturas rúpteis.	42
Figura 5.6: Locais de medição dos espaçamentos lateral (S) e linear (2d) entre os <i>cracks</i> do sistema E-W. As linhas tracejadas correspondem às medidas de ambos espaçamentos interpretados na imagem área (VANT).	43
Figura 5.7: Geometria observada entre as estruturas do set E-W; b) Desenho esquemático da conexão entre os <i>microcracks</i> , distâncias laterais (S) e linear (2d). O vetor resultante entre as distâncias S e 2d representam a “estrutura de <i>linkagem</i> ” (NE-SW), que corresponde a coalescência entre os <i>cracks</i> prévios.	43
Figura 5.8: a-) Situação no afloramento onde os <i>cracks</i> do sistema E-W possuem uma razão S/2d de 4,29, não ocorrendo <i>linkagem</i> entre as estruturas. b-) Possível evolução das bandas do sistema NE-SW, onde provavelmente não ocorrerá <i>linkagem</i> com o sistema E-W.	43
Figura 5.9: Orientação dos planos NE-SW de acordo com a coalescência entre seus <i>cracks</i> E-W e os seus parâmetros S e L.	44
Figura 5.10: Exemplos em seção delgada dos padrões de <i>linkagem</i> entre os <i>microcracks</i> , semelhantes aos que ocorrem em escala de afloramento.	45
Figura 5.11: Histogramas de orientação x frequência de <i>microcracks</i> das seções delgadas analisadas e seus sistemas de estruturas associados.	45

Figura 5.12: Formação de *microcracks* NE-SW (linhas pretas), que coalesceriam pela geração de *microcracks* de *linkagem* com a ação do SIF tipo II (linhas tracejadas vermelhas), e formariam os cracks do sistema E-W (traços em azul). b-) Situação inferida para o afloramento47

Figura 5.13: a-) Formação dos *mesocracks* (elipses verdes) pela coalescência dos *cracks* formados na etapa anterior, com formação de novos *cracks* do sistema E-W (linhas verdes). b-) Nucleação (elipses grenás) de bandas de deformação, nos entornos dos *cracks* de *linkagem*, formados pela ação do SIF tipo II.47

Figura 5.14: a-) Coalescência dos *mesocracks* (linhas em verde), por intermédio dos *mesocracks* de *linkagem*, obedecendo a relação $S/2d = 0,274$. b-) Configuração geométrica atual do afloramento estudado, com a zona de maior nucleação de bandas pertencente ao sistema E-W.48

LISTA DE TABELAS

	Pág.
Tabela 5.1: Valores das distâncias lateral (S) e linear (2d) medidos em diferentes locais ao longo do afloramento estudado e destacados pela Figura 5.6.	43
Tabela 5.2: Parâmetros medidos para cálculo do local de máxima interação.	44

1- Introdução

A Bacia Rio do Peixe (BRP) é uma bacia sedimentar localizada no NE do Brasil, e tem sido alvo de diversas pesquisas no âmbito da geologia de petróleo, devido ao fato de haver ocorrências deste tipo de recurso energético. Além disso, a BRP é composta por vários elementos estruturais, dentre eles estruturas denominadas de “bandas de deformação”, que são provenientes de uma deformação localizada em rochas sedimentares e que possuem a capacidade de alterar as propriedades petrofísicas das rochas que as contém (Antonellini & Aydin, 1994; Fossen, 2010). Devido a esta capacidade, é de grande importância para a indústria do petróleo inferir onde e como ocorre sua gênese e evolução. Identificar os tipos de bandas de deformação e sua espessura também é de grande importância, uma vez que estas propriedades variam o fluxo de fluidos, para que seja feito um melhor gerenciamento de um possível reservatório.

As bandas de deformação possuem aspectos estruturais semelhantes às falhas, contudo as principais características que as diferem é o fato de que as bandas de deformação são exclusivas de rochas porosas e sua gênese está relacionada a uma deformação contínua (Fossen & Hesthammer, 1998; Fossen, 2012). Entretanto, pode ocorrer a formação de planos descontínuos por meio da evolução de bandas de deformação individuais (*singles*), ou nucleações (*cluster*) e, posteriormente, haver a geração de um plano de cisalhamento efetivo, podendo possuir estrias de deslizamento na sua superfície (Aydin & Johnson, 1978).

Com a aquisição dos dados estruturais de planos de falhas (direção e intensidade de mergulho) e de estrias de deslizamento (direção e caimento) é possível, pelo método de reconstrução de *paleostress* de Angelier (1984), se obter o campo de tensão ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$) que atuou na formação de um determinado sistema de falhas contemporâneas. A observação *in loco* dos elementos estruturais dos planos de falha de uma mesma área, também são de extrema importância para se definir a quantidade de eventos tectônicos que foram atuantes para a formação e desenvolvimento de tais estruturas.

Autores como Ashby & Hallam (1986), Reches & Lockner (1994), Wang et al. (1996) e Healy et al. (2006a; 2006b) acreditam que os planos de falha são oriundos da gênese, crescimento, interação e coalescência de estruturas denominadas de *microcracks*. Estas estruturas são microfissuras que possuem uma direção aproximadamente paralela ao eixo compressivo principal máximo (Hori & Nemat-Nasser, 1985). De acordo com Germanovich et al. (1994) e Du & Aydin (1991), estes *microcracks* se formam, crescem e coalescem devido à ação do “fator de intensidade de *stress*” tipo I (ou distensivo), no qual este fator seria a “singularidade do *stress*” na extremidade do *microcrack*. Contudo, Wang et al. (1996) retratou que o desenvolvimento dos *microcracks* estaria relacionado com a ação do SIF tipo I, porém a coalescência entre eles ocorreria pela introdução do SIF tipo II (cisalhante), no qual esta coalescência depende dos espaçamentos lineares (2d) e lateral (h) e deve obedecer a relação $h/2d < 0,85$.

Segundo Healy et al. (2006a), estes *microcracks* interagem e coalescem quando estão situados no “local de máxima interação” um do outro, que corresponde ao ângulo máximo θ para que ocorra a interação entre os *microcracks*. Este local de máxima interação é resultante de um cálculo integral que depende do comprimento e da distância radial dos *cracks* interativos, e forma uma hipérbole em 2-D. Em 3-D o local de máxima interação, forma um hiperboloide, no qual os planos de falha irão preferencialmente formar entre as duas superfícies envelope, possuindo um ângulo máximo de θ em relação aos eixos de tensão σ_1 e σ_2 . Desta forma, Healy et al. (2006b) desenvolveu uma equação no qual os ângulos β_1 e β_2 entre o σ_1 , σ_2 e o plano de falha em questão, respectivamente, seja obtido em função dos comprimentos (L_1 e L_2) e espaçamentos normal (S_1 e S_2) entre os *cracks* e também do local de máxima interação (θ), que varia de acordo com o material.

Análise estrutural no “Afloramento 1”, que está localizado nas intermediações do limite entre as sub-bacias de Brejo das Freiras e de Sousa (Fig. 1.1), e em seções delgadas, provenientes de amostras retiradas *in situ*, são de extrema importância para o andamento deste presente trabalho. A seleção deste afloramento foi efetuada por possuir uma configuração geométrica de *linkagem* entre dois sistemas principais de bandas de deformação, sendo um E-W e outro NE-SW. Esta análise está relacionada com a obtenção dos parâmetros relacionados aos *microcracks* (como 2d, h, S e L), e aquela está associada com a reconstituição do *paleostress* que atuou durante a formação de bandas de deformação no afloramento estudado. Estas análises ainda buscam obter o conhecimento de como ocorre o processo de truncamento e *linkagem* das bandas de deformação presentes no domínio da presente pesquisa.

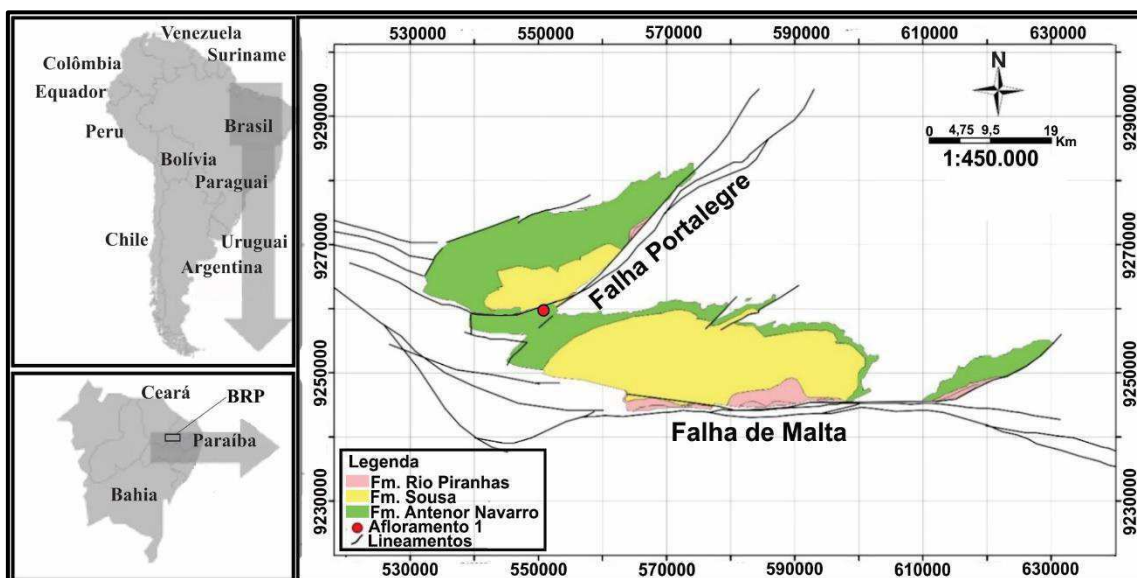


Figura 1.1: Localização da Bacia Rio do Peixe e do “Afloramento 1”, juntamente com as formações litológicas presentes na bacia e lineamentos expressivos. Adaptado de Carvalho et al. (2013).

2- Objetivos

Os objetivos a serem alcançados com esta pesquisa compreendem:

- Analisar e mapear as bandas de deformação presentes nas rochas sedimentares da Bacia Rio do Peixe, mais especificadamente do “Afloramento 1”, para se identificar e quantificar as fases deformacionais que ocorreram na área alvo do estudo e os processos que atuaram na *linkagem* das bandas de deformação no âmbito desta pesquisa;
- Obter os paleotensores que atuaram na formação dos planos de falha relacionados ao afloramento do estudo em questão;
- Elaborar um modelo evolutivo para o “Afloramento 1”, baseado na evolução multiescalar da formação, crescimento e coalescência de *microcracks*, de acordo com os critérios estruturais observados em campo;
- Gerar modelos preditivos dos locais e parâmetros favoráveis ao desenvolvimento de nucleações (*clusters*) de bandas de deformação;
- Adquirir os parâmetros β , S e L da equação de Healy et al. (2006b), para se efetuar o cálculo do local de máxima interação das rochas pertencentes ao “Afloramento 1”.
- Estudar em escala microscópica os critérios de *linkagem* e de orientação dos *microcracks*, para se efetuar uma correlação com estes mesmos critérios e dados estruturais obtidos na escala de afloramento;
- Elaborar um manuscrito em formato de artigo científico com a finalidade de submissão e divulgação desta pesquisa para o meio acadêmico, no qual este será anexado à dissertação.

3- Fundamentação Teórica

3.1- Geologia Regional

A Bacia Rio do Peixe localiza-se na porção centro-norte da Província Borborema, imediatamente ao norte do Lineamento (zona de cisalhamento) Patos, numa área fronteiriça entre os estados da Paraíba, Ceará e Rio Grande do Norte e possui uma área de aproximadamente 1.315 km². A BRP faz parte do conjunto de Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro (Fig. 3.1), as quais estas correspondem a um grupo de bacias eocretáceas sobrepostas ao embasamento da Província Borborema, dominado por extensas zonas de cisalhamento dúcteis brasileiras (~0,6 G.a.), ou a coberturas sedimentares mais antigas, estando associadas ao evento que delineou a margem continental brasileira (Córdoba et al., 2008). Este evento corresponde aos esforços de estiramento e ruptura crustal iniciados no Cretáceo Inferior, associado à separação dos continentes Sul-Americano e Africano e, por consequência, à formação do Oceano Atlântico Sul. Isto promoveu a reativação das zonas de cisalhamento neoproterozóicas, proporcionando a instalação do Sistema de Rifteamento do Nordeste, relacionado à gênese, controle estrutural e sedimentação expressiva tanto das bacias interiores supracitadas, quanto das bacias costeiras (Matos, 1987; Matos, 1992; Castro & Castelo Branco, 1999; Castro et al., 2007).

3.1.1- Arcabouço Estrutural

A Bacia Rio do Peixe, assim como as demais Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro, se encontra alinhada segundo o *Trend* Cariri-Potiguar (Fig. 3.1-a) e está sobreposta discordantemente às rochas pré-cambrianas da Província Borborema, que correspondem a gnaisses, migmatitos, granitos, pegmatitos, metaconglomerados e xistos (Sénant & Popoff, 1991; Matos, 1992; Françolin et al., 1994). Este embasamento ainda é caracterizado pela presença de várias zonas de cisalhamento instaladas durante o Ciclo Orogênico Brasileiro/Pan-Africano, juntamente com inúmeros corpos graníticos sin- a pós-cinemáticos (Almeida et al., 2000). A Província Borborema ainda é subdivida em três domínios tectônicos principais: os domínios tectônicos Central, Rio Grande do Norte (domínio no qual a BRP está inserida) e Ceará (Ferreira & Santos, 2000).

O arcabouço estrutural da Bacia Rio do Peixe é caracterizado pela presença de três Sub-bacias principais: As Sub-bacias de Brejo das Freiras (SBF), Sousa (SS) e Pombal (SP) (Fig. 3.1-b). Estas sub-bacias são caracterizadas por suas respectivas margens flexurais, altos internos, rampas de revezamento e controlados pelas suas respectivas zonas de cisalhamento, que possuem uma feição sigmoidal e características de texturas estruturais que variam de milonítica a cataclástica (Françolin et al., 1994).

A Sub-bacia de Brejo das Freiras possui uma geometria elipsoidal, é alongada na direção NE-SW, e possui um controle estrutural exercido pela zona de cisalhamento rúptil homônima localizada na borda SE, implantada sobre uma faixa milonítica brasileira, que corresponde à um segmento da Zona de Cisalhamento Portalegre (Silva, 2009).

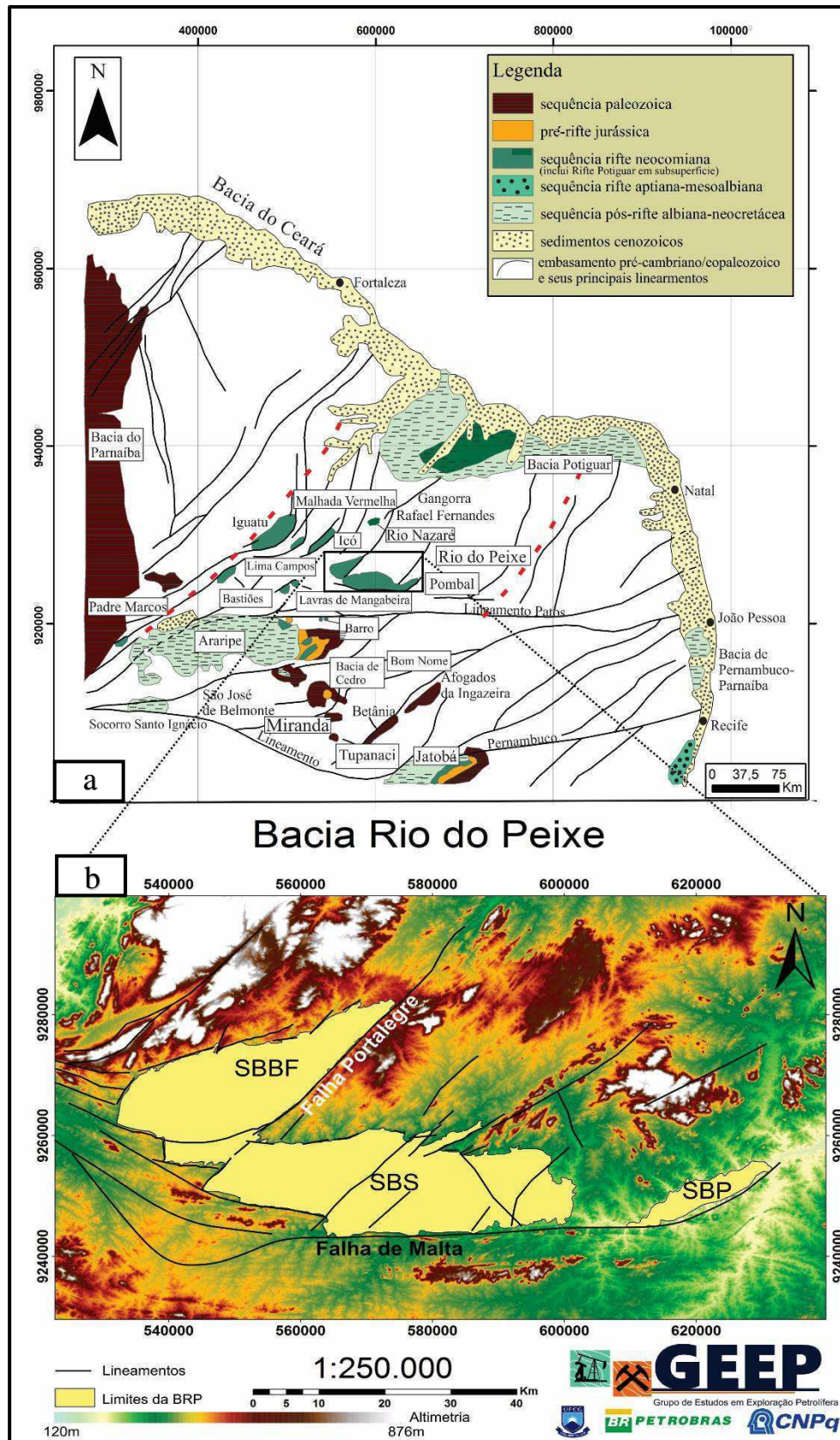


Figura 3.1: a-) Disposição das bacias interiores e costeiras do NE do Brasil (modificado de Silva, 2009), no qual o *Trend* Cariri-Potiguar é exibido pelas linhas vermelhas tracejadas. b-) Bacia Rio do Peixe com seus limites e lineamentos principais. SBBF=Sub-bacia de Brejo das Freiras; SBS=Sub-bacia de Sousa; SBP=Sub-bacia de Pombal.

A Falha Brejo das Freiras, e suas estruturas sintéticas secundárias, possuem o mesmo *trend* de alongamento desta sub-bacia, apresentando uma cinemática predominantemente normal com um componente transcorrente dextral subordinado, corroborada a partir de uma análise combinada de estrias e demais indicadores, bem como escalonamento de estruturas (Carvalho et al., 2013). A Sub-Bacia de Brejo das Freiras é interseccionada da Sub-Bacia de Sousa por uma estrutura denominada de Degrau (ou Alto) de Santa Helena (DSH), que foi interpretada por Castro et al. (2007), por meio de modelagem gravimétrica, como uma rampa direcional (*relay ramp*) situada entre uma falha de transferência, localizada na terminação sul da Zona de Cisalhamento Portalegre, e uma falha de compensação (*release fault*) (Fig. 3.2).

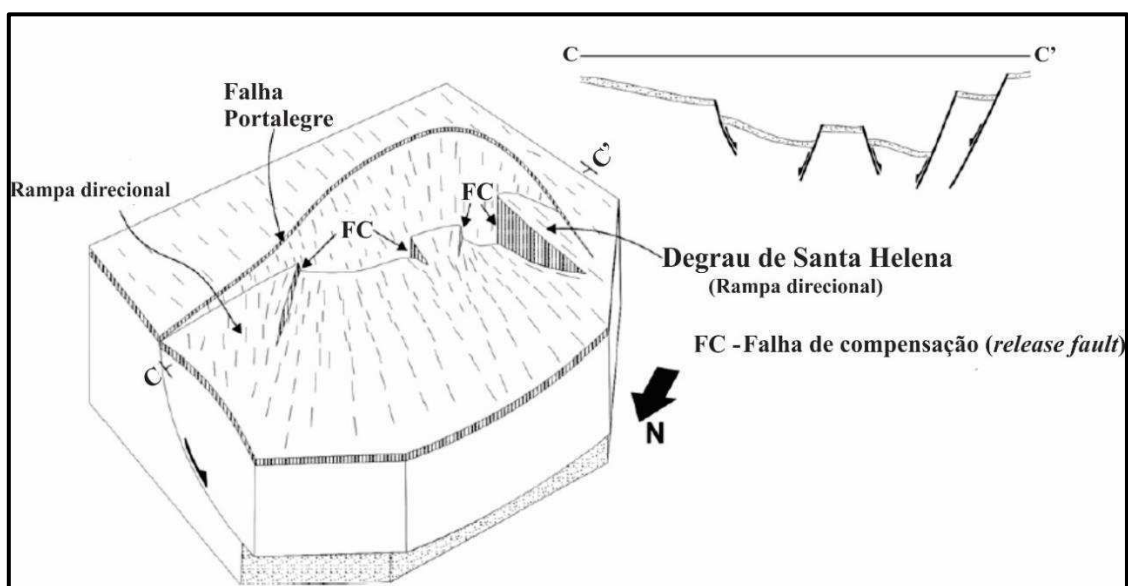


Figura 3.2: Bloco diagrama com seção aproximadamente paralela à Falha Portalegre, mostrando a geometria interna da Sub-bacia de Brejo das Freiras. Falhas de compensação controlam a configuração estrutural nesta sub-bacia em resposta à variação de mergulhos ao longo da Falha Portalegre (modificado de Castro et al., 2007).

A Sub-bacia de Sousa é a mais ampla na BRP e apresenta-se alongada na direção E-W, sendo limitada ao norte pelo embasamento e a sul pela Falha de Malta, e é caracterizada por vários depocentros com profundidades que variam de 1.100 a 1.500 m (Nogueira et al., 2004; Castro et al., 2007). Esta estrutura possui uma direção predominante que segue o alongamento da sub-bacia, o qual possui falhas secundárias principais que mergulham usualmente para N, geralmente coincidente com os mergulhos da foliação do embasamento, e outras falhas minoritárias que, eventualmente, mergulham para S (Castro et al., 1999; Nogueira et al., 2015). O *trend* desta falha principal rotaciona para ENE na sua porção leste ou para WNW no seu sentido oeste, possuindo o seu *fabric* intimamente relacionado com o Lineamento Patos, com uma cinemática transtensiva sinistral majoritária (Carvalho et al., 2013; Nogueira et al., 2015).

A Sub-bacia de Pombal é a menos expressiva, tanto estruturalmente quanto estratigraficamente, e situa-se na extremidade oriental da Falha de Malta, apresentando um *trend* ENE a NE e uma cinemática que varia de normal à transtensiva sinistral.

3.1.2- Modelos Evolutivos da Bacia Rio do Peixe

Sénant & Popoff (1991) analisaram mais de 500 planos de falhas estriados em 17 localidades e, utilizando-se do método de tentativa de reconstrução do *paleostress* descrito por Angelier (1984), concluíram que a cinemática com o componente normal prevaleceu na bacia. Desta forma, os autores alegaram que o principal mecanismo atuante na formação e evolução da Bacia Rio do Peixe foi o afinamento crustal, ocasionado pela deformação extensional no qual a BRP foi submetida, resultando em um modelo evolutivo com o eixo de máxima distensão (σ_3) horizontal, posicionado na direção NNW-SSE e o de máxima compressão (σ_1), aproximadamente na vertical.

O modelo proposto por França et al. (1994) possui uma metodologia de inferência de paleotensores semelhante à dos autores supracitados, no qual estes coletaram dados cinemáticos em torno de 300 superfícies de falhas estriadas em 11 localidades, utilizando-se do simples modelo estatístico de orientação angular, dos métodos de contorno cinemático (França, 1992) e de melhor ajuste de eixos de *stress* de Etchécopar et al. (1981). Apesar da semelhança na filosofia de estudo, a aquisição de dados e interpretação evolutiva divergem das dos primeiros autores, pelo fato de que estes últimos inferem que a cinemática transcorrente atuou como dominante na BRP. Com isto, os mesmos situaram o eixo de máxima distensão (σ_3) NNW na horizontal, semelhante ao proposto por Sénant & Popoff (1991), que posteriormente teve esta posição corroborada pelo estudo de inversão de anomalias e modelagem gravimétricas desenvolvido por Castro & Medeiros (1997). Contudo, o eixo de máxima compressão (σ_1) foi alocado também na horizontal, em uma direção aproximadamente ENE, culminando em um modelo de formação e evolução da bacia no qual o mecanismo de distensão ocasionado por uma cinemática transtensiva sinistral foi preponderante (Fig. 3.3).

3.1.3- Arcabouço Tectono-Estratigráfico

Autores como Braun (1969) e Sénant & Popoff (1989) organizam o empilhamento litoestratigráfico da Bacia Rio do Peixe tendo na base as fácies sedimentares da Formação Antenor Navarro, a Formação Sousa como intermediária e no topo os litotipos da Formação Rio Piranhas.

Contudo, por meio de análises de linhas sísmicas (Fig. 3.4), Córdoba et al. (2008) denotaram que os estratos das três unidades litoestratigráficas, que correspondem ao Grupo Rio do Peixe, ocorrem de forma interdigitada e, portanto, definiram que estas constituem unidades aproximadamente cronoequivalentes (Fig. 3.5). Por fim, os autores supracitados encaixam a sucessão sedimentar da Bacia Rio do Peixe em uma única sequência denominada de Tectonossequência Rife, de idade Cretácea Inferior, depositada no evento de rifteamento que proporcionou a instalação das bacias Rife, Interiores e Costeiras, e a formação do Oceano Atlântico, anteriormente reportado.

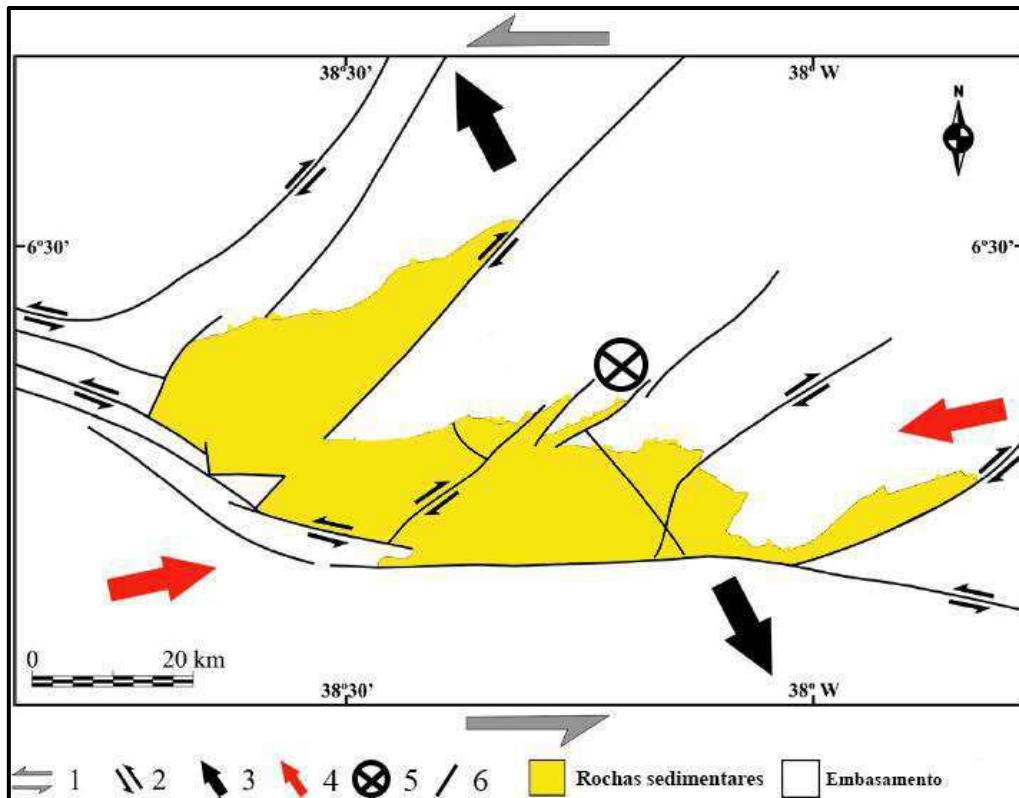


Figura 3.3: Modelos evolutivos combinados da BRP. Setas: (1) modelo de distensão devido a uma tectônica transcorrente sinistral (Frañolin et al., 1994) com a cinemática transcorrente das principais falhas (2); (3) *trend* NNW-SSE extensional por Sénant & Popoff (1991) e Frañolin et al. (1994); (4) eixo de máxima compressão (σ_1) segundo Frañolin et al. (1994); (5) eixo de máxima compressão (σ_1), aproximadamente vertical, segundo Sénant & Popoff (1991); (6) lineamentos. Modificado de Castro et al. (2007).

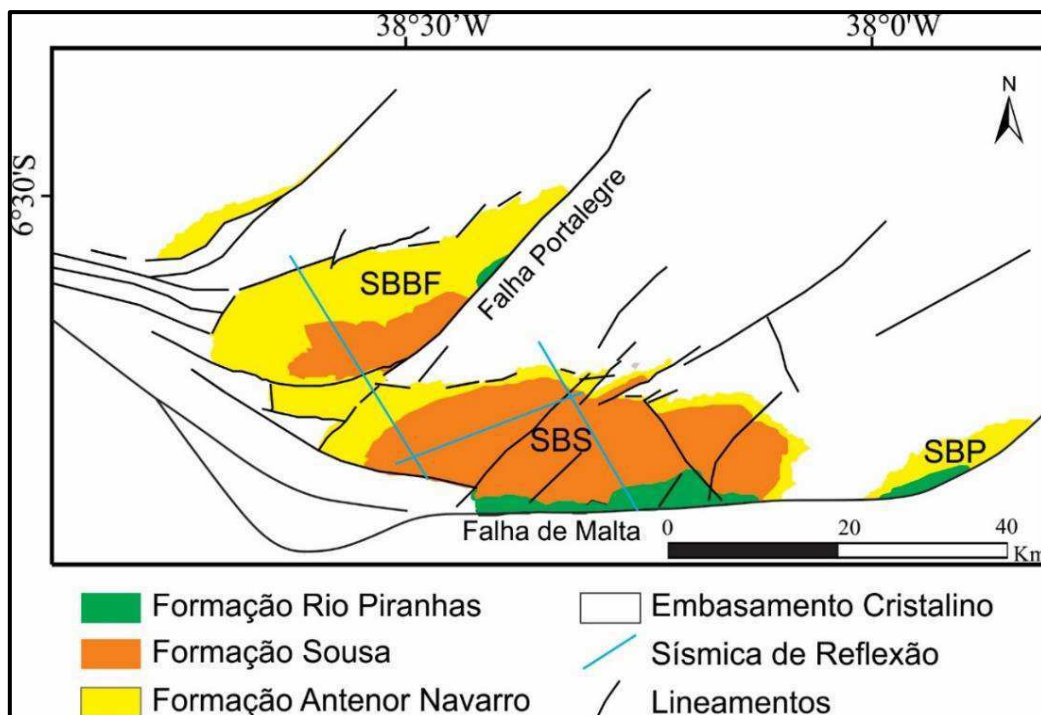


Figura 3.4: Arcabouço estrutural e disposição de unidades litológicas da Bacia Rio do Peixe, no qual os traços em azul representam as seções sísmicas levantadas na bacia.

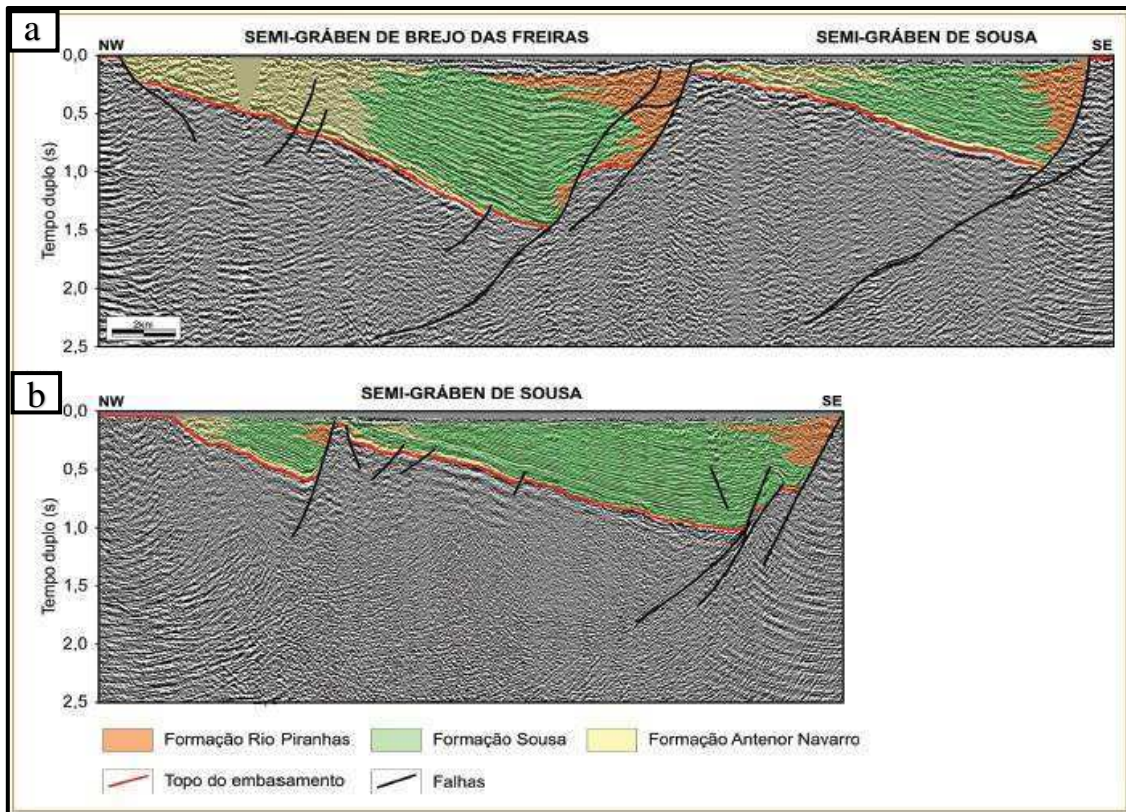


Figura 3.5: Seções sísmicas, expostas na Figura 3.4, transversal e oblíqua às falhas que exercem o controle estrutural sobre os Semi-Grábens Brejo das Freiras e Sousa, respectivamente. Notar o padrão interdigitado entre as unidades litoestratigráficas do Grupo Rio do Peixe (Córdoba et al., 2008).

Estudos recentes realizados por Nogueira et al. (2015) culminaram na proposta de se inserir uma fase tectônica adicional à história evolutiva da Bacia Rio do Peixe: A Fase Pós-Rifte. Estes autores analisaram inúmeros elementos estruturais nas bordas e interiores das sub-bacias de Brejo das Freiras e Sousa e observaram que, em alguns desses locais, o embasamento cristalino estava se sobrepondo aos compostos sedimentares por meio de cavalgamento, bem como a inversão do campo de tensão durante a fase pós-rifte. Esta inversão é corroborada pela presença de estruturas S-C com componente reverso, visualização de brechas devido ao processo de formação de dobras de arrasto (*drag folds*) e estilólitos com agulhas horizontais, caracterizando estruturas típicas de ambiente compressivo. A presença de pseudotaquilitos inseridos nos arenitos da Formação Rio Piranhas indica que a área foi exumada, muito provavelmente devido ao cavalgamento do embasamento da bacia ao longo destas falhas reversas. A disposição geométrica de bandas de deformação de direções N-S, E-W e NW-SE, que possuem um caráter compressivo, extensional e cisalhante, respectivamente, também auxiliam a inferir o novo campo de tensão compressivo responsável pela inversão da bacia que, segundo os autores, estaria horizontalizado entre 84 e 98° Az, resultando em um novo modelo de evolução tectônica da Bacia Rio do Peixe (Fig. 3.6).

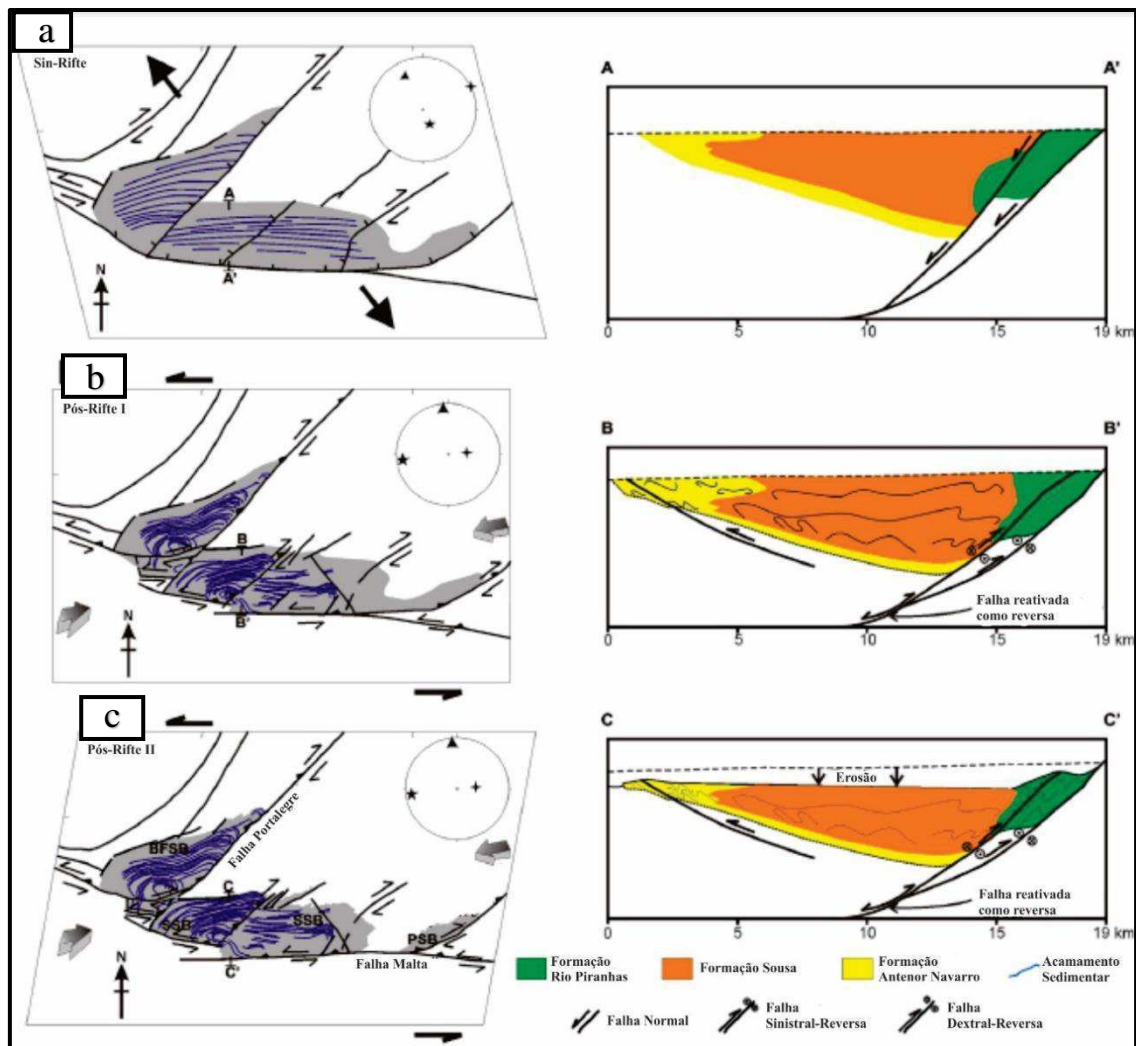


Figura 3.6: Modelo evolutivo da Bacia Rio do Peixe modificado de Nogueira et al. (2015), mostrado em planta e em seção transversal e o campo de *stress* relacionado: a-) Falha Sin-Rifte semelhante a proposta por Françolin et al. (1994). b-) Fase Pós-Rifte I com o soerguimento da bacia. c-) Fase Pós-Rifte II, no estágio evolutivo atual, com erosão das camadas soerguidas da bacia. BFSS- Sub-Bacia Brejo das Freiras; SSB- Sub-Bacia de Sousa; PSB- Sub-Bacia de Pombal.

3.1.4- Unidades Litológicas

Com relação ao arcabouço estratigráfico, a Bacia Rio do Peixe é caracterizada por três Formações, definidas por Albuquerque (1970): as Formações Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas (Fig. 3.4), que constituem uma única unidade litoestratigráfica denominada de Grupo Rio do Peixe.

A Formação Antenor Navarro está sobreposta ao embasamento por uma não-conformidade, possuindo uma maior exposição na Sub-Bacia de Brejo das Freiras. Esta Formação é composta por conglomerados e arenitos conglomeráticos, moderadamente selecionados, desorganizados matriz-suportados, com a presença de arenitos finos, e principalmente arenitos conglomeráticos com estratificações cruzadas tabulares e acanaladas. Pelitos intercalados a arenitos em ocorrência pouco frequente ainda podem

ser observados. As paleocorrentes apresentam-se nos sentidos principais SE e S (Córdoba et al., 2008; Costa, 2010).

A Formação Sousa é composta por argilitos, folhelhos e siltitos intercalados a arenitos, moderadamente selecionados, que podem apresentar marcas onduladas, laminações plano-paralelas, até gretas de contração e calcretes, resultantes da pedogênese. A Formação Sousa possui uma maior área de exposição na Sub-Bacia homônima e é ausente na Sub-Bacia de Pombal, com uma espessura que pode chegar até aos 1.000 m. As medidas de paleocorrentes apontam sentidos semelhantes aos da Formação Antenor Navarro.

A Formação Rio Piranhas é a formação menos expressiva e corresponde a arenitos finos a grossos, com estratificações cruzadas, intercalados a pelitos. Também apresenta arenitos grossos e conglomerados desorganizados matriz-suportados, por vezes brechados, no qual as paleocorrentes medidas nos litotipos desta Formação indicam sentido para NW ou N. Esta Formação apresenta uma maior exposição próximo da Falha de Malta, na borda sul da Sub-bacia de Sousa.

3.1.5- Paleosistemas Depositionais da Bacia Rio do Peixe

A caracterização faciológica idealizada, juntamente com as medidas das paleocorrentes para cada formação, permitiu a Silva (2009) inferir os processos sedimentares atuantes durante a deposição dos sedimentos, bem como interpretar os possíveis sistemas deposicionais relacionados ao preenchimento da bacia (Fig. 3.7).

Na margem flexural, ou em rampas direcionais, predominam depósitos sedimentares que representam sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados grossos ou fluviais distributários, no qual os sedimentos depositados nesse sistema deposicional representam os litotipos da Formação Antenor Navarro

Na região central das sub-bacias de Sousa e Brejo das Freiras, se aproximando dos planos de falhas principais, ocorre o desenvolvimento de sistemas deposicionais que caracterizam as porções mais terminais dos sistemas fluviais distributários, tais como depósitos lacustres e também pode se ter a ocorrência de depósitos de planície de inundação, no qual estes sistemas deposicionais de baixa energia são responsáveis por depositar os pelitos da Formação Sousa.

Nas bordas das falhas são identificados depósitos de leques aluviais, associados a sistemas fluviais entrelaçados, no qual as áreas fontes desses depósitos são as ombreiras dos semi-grábens. Estes depósitos se encontram na porção frontal das escarpas, configuração que possibilita uma grande descarga de sedimentos por fluxo gravitacional, muito pobremente selecionados, representando os sedimentos da Formação Rio Piranhas.

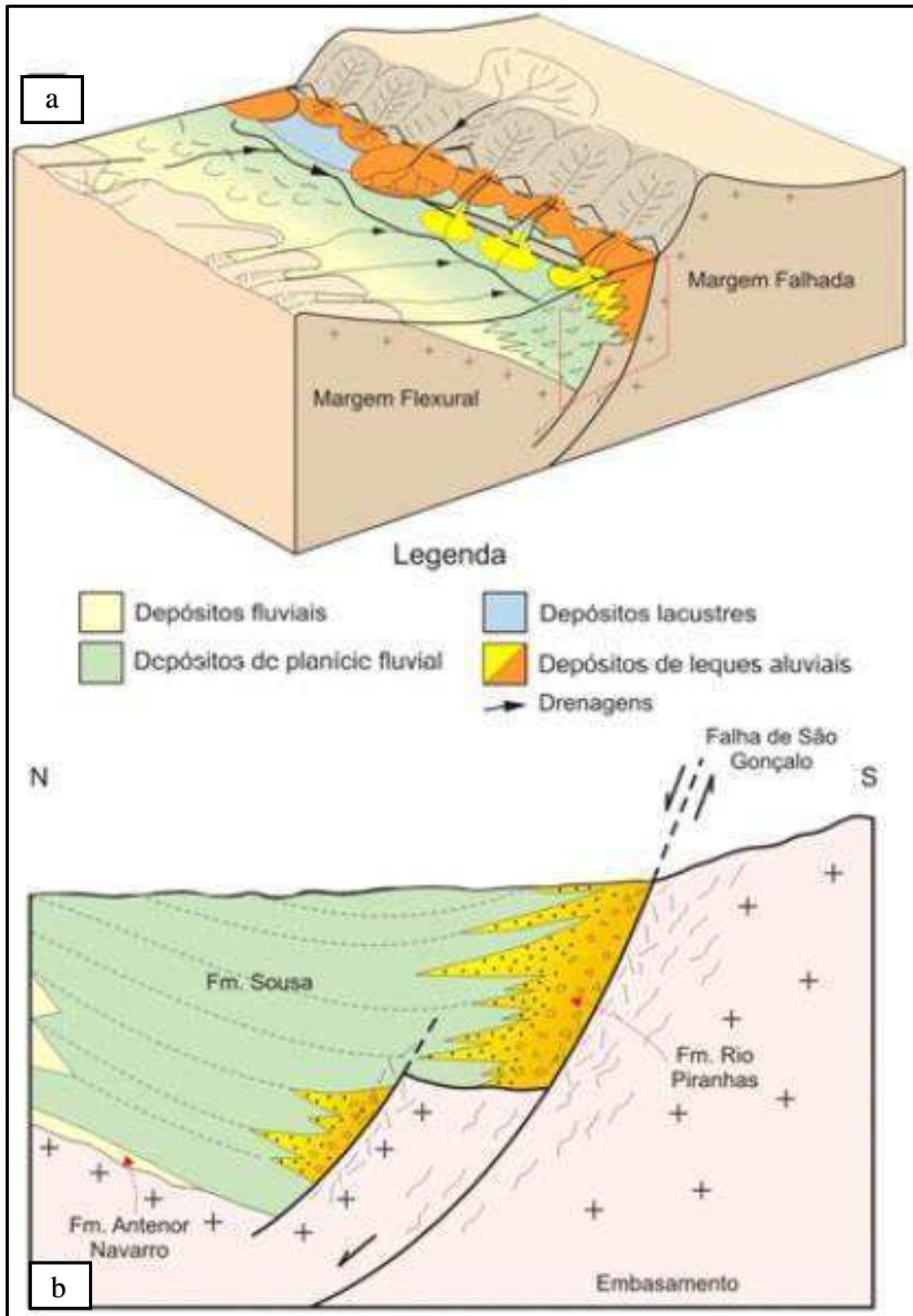


Figura 3.7: a-) Bloco diagrama esquematizando o modelo deposicional interpretado da Bacia Rio do Peixe, retratando genericamente os depósitos fluviais, planície aluvial, lacustres e leques aluviais (Silva, 2009). b-) Perfil N-S exibindo a configuração dos leques aluviais nas bordas falhadas.

3.2- Bandas de Deformação

Bandas de deformação são estruturas com espessuras milimétricas, causadas por deformação localizada, que geralmente ocorrem em rochas sedimentares com porosidade superior a 15% (comumente arenitos), possuindo a capacidade de modificar, localmente, as propriedades petrofísicas (porosidade e permeabilidade) dos interstícios das rochas submetidas a esse tipo de deformação (Antonellini & Aydin, 1994; Fossen et al., 2007; Fossen, 2010). Outro tipo comum de deformação que pode ocorrer em arenitos é o falhamento gerado pela formação e posterior cisalhamento de juntas de distensão, as quais estas são controladas por descontinuidades pré-existentes como juntas de distensão, fraturas e até bandas de deformação em uma orientação favorável para que possa ocorrer o cisalhamento (Ferreira & Alves da Silva, 2010).

3.2.1- Classificações das Bandas de Deformação

A fim de se obter uma melhor caracterização das bandas de deformação, diversas classificações são atribuídas à estas feições estruturais. Dentre estas, as classificações estão as que levam em consideração a cinemática (Fig. 3.8), os mecanismos de formação (Fig. 3.9) e a hierarquia das bandas de deformação são as principais, juntamente com a caracterização geométrica.

3.2.1.1- Classificação Cinemática

No que diz respeito a cinemática, as bandas de deformação podem ser divididas em bandas de dilatação, de compactação e de cisalhamento, ou ainda podem ocorrer de forma híbrida, por meio de uma combinação entre elas (Aydin et al., 2006) (Fig. 3.8). Em teoria, as bandas de dilatação e de compactação estão relacionadas unicamente à deformação por cisalhamento puro, enquanto que as bandas de cisalhamento estão associadas à cisalhamento simples (Araújo Netto et al., 2012).

3.2.1.2- Classificação pelos Mecanismos de Formação

De acordo com Fossen (2012), os mecanismos que agem durante a gênese das bandas de deformação dependem intensamente das condições internas e externas do material rochoso (composição mineralógica, tamanho, seleção e forma dos grãos, porosidade e cimentação). A ação desses mecanismos distintos gera bandas com propriedades petrofísicas diferentes. Neste quesito, as bandas de deformação são classificadas em bandas de desagregação (Fig. 3.9-a), bandas filossilicáticas (Fig. 3.9-b), bandas cataclásticas (Fig. 3.9-c) e bandas de dissolução/cimentação (Fig. 3.9-d):

- As bandas de desagregação estão relacionadas ao fluxo granular não-cataclástico, no qual os grãos sofrem um rearranjo por meio da rotação e deslizamentos que ocorrem nas suas bordas, sem que os grãos sofram fraturamento. Este mecanismo não altera expressivamente a petrofísica do arenito deformado (Fossen & Bale, 2007; Torabi, 2008).

- As bandas filossilicáticas formam-se em arenitos com um teor de minerais planares maior que 10 a 15%. Esse tipo de mecanismo pode ser considerado um tipo especial de

banda de desagregação, onde os filossilicatos presentes na banda de deformação podem atuar como uma superfície de deslizamento com capacidade de propiciar o fluxo granular. Se as argilas forem os minerais laminares dominantes, a banda de deformação será caracterizada pela granulação fina e a baixa porosidade, e se, ocasionalmente, a rocha possuir um alto teor de minerais argilosos (superior a 40%) irá ocorrer o desenvolvimento de *clay smears* (Fossen et al., 2007);

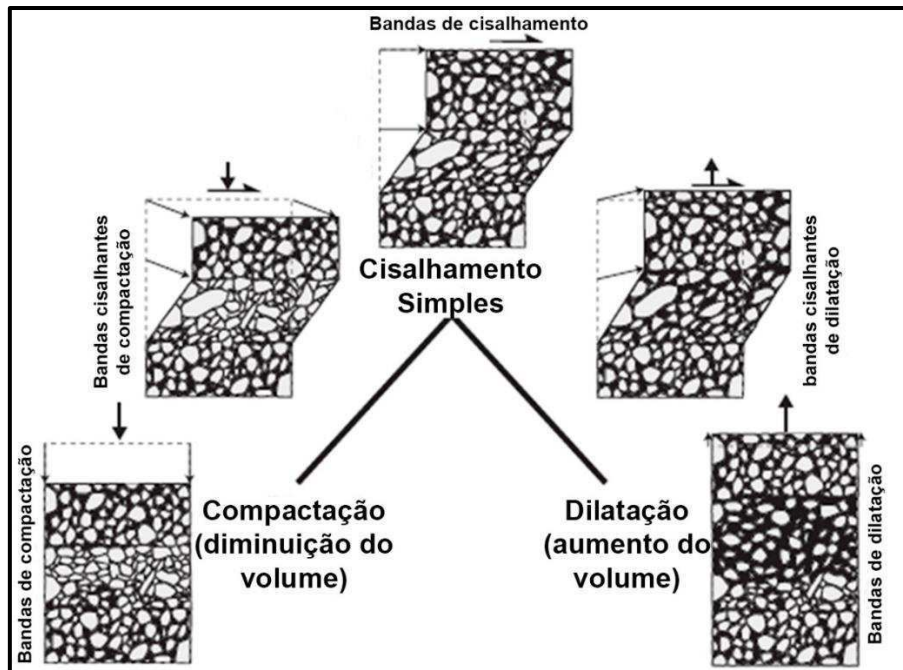


Figura 3.8: Classificação cinemática das bandas de deformação. Modificado de Fossen et al. (2007).

- As bandas de deformação cataclásticas estão associadas à fragmentação mecânica dos grãos, relacionada ao fluxo cataclástico no qual a reorganização dos grãos fraturados e cominuídos geram uma compactação e redução da porosidade (Fossen, 2010). Este mecanismo geralmente possui um impacto significativamente maior na petrofísica dos arenitos deformados do que os mecanismos não-cataclásticos (Torabi et al., 2013). De acordo com a intensidade da deformação, as bandas cataclásticas podem exibir uma espécie de zonação microscópica, no qual a intensidade da cataclase decresce no sentido da matriz cataclástica (zona de maior intensidade de fraturamento de grãos) para as zonas externas (Aydin, 1978).

- E, por fim, as bandas de dissolução/cimentação podem ocorrer durante ou, mais frequentemente, depois da deformação. Enquanto que as bandas de dissolução ocorrem em profundidades mais rasas, e estão associadas à argilominerais nos limites dos grãos, as bandas de cimentação são geradas por superfícies recentes altamente reativas, formadas durante o fraturamento e/ou deslizamento no limite de grãos. Enfim, as bandas de dissolução/cimentação podem ocorrer nas bandas de deformação em que os cristais diagenéticos crescem a partir de superfícies formadas por cataclase ou deslizamento (Fossen et al., 2007; Fossen, 2012).

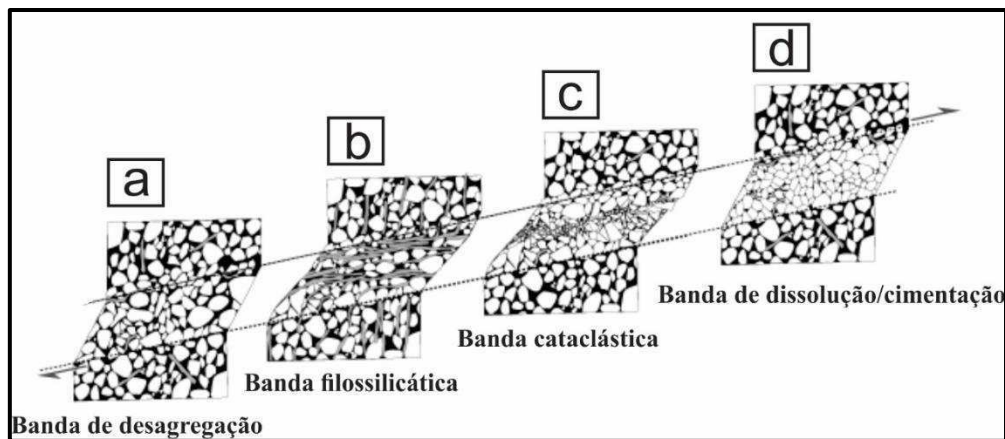


Figura 3.9: Classificação de bandas baseada nos mecanismos de deformação. Modificado de Fossen et al. (2007).

3.2.1.3- Classificação Hierárquica e Falhamento por Bandas de Deformação

Com relação à hierarquia, as bandas de deformação podem ocorrer tanto como estruturas individuais (*singles*, Fig. 3.10-a), apresentando espessura milimétrica e rejeito centimétrico, quanto de forma nucleada (*cluster*, Fig. 3.10-b), denominada inicialmente de “zona de bandas de deformação”, produzindo uma estrutura mais espessa, apresentando rejeitos decimétricos devido à condensação dos *offsets* de banda de deformação individual, no qual no interior dessas bandas ocorre redução de porosidade e fraturamento de grãos (Aydin & Johnson, 1978). Dos tipos de classificação de bandas de deformação apresentados, a hierárquica é a que foi dada a ênfase no presente estudo. Baseado em análises de relações espaciais e estruturais, Aydin & Johnson (1978, 1983) observaram que a maioria das superfícies de deslizamento, em arenitos porosos das Formações Entrada e Navajo no Deserto de San Rafael (SE de Utah-EUA), estavam sempre relacionadas à regiões de *cluster*, o que permitiu a idealização e elaboração de um modelo sequencial de evolução desses planos de cisalhamento, no qual os *singles* seriam as estruturas primárias desse modelo (Fig. 3.11-a). Em uma etapa posterior ocorreria o desenvolvimento, interação (Fig. 3.11-b) e formação de uma zona complexa caracterizada pela nucleação (*clusters*) das bandas de deformação individuais (Fig. 3.11-c) (Fossen & Hesthammer, 1998). Quando o *stress* aplicado permite o desenvolvimento e conexão de superfícies de deslizamentos em regiões de baixa porosidade no interior desses *clusters*, ocorrerá então a formação de um plano contínuo de cisalhamento efetivo (Fig. 3.11-d), rodeado por uma zona intensamente deformada (zona de dano) (Shipton & Cowie, 2001, 2003; Fossen & Bale, 2007). Este tipo de gênese de falhamento pode exibir até *slickensides* e estrias de deslizamento na superfície de cisalhamento (Aydin & Johnson, 1978).

Apesar de possuírem características geométricas semelhantes a falhas e fraturas, algumas características típicas das bandas de deformação as difere de tais estruturas, como o fato de as bandas de deformação serem exclusivas de rochas altamente porosas (principalmente arenitos) e não apresentarem grandes rejeitos mesmo se possuírem grandes comprimentos. Outras características que diferem as bandas de deformação das

falhas e fraturas é o fato de que elas ocorrem como estruturas individuais, em grupos ou em zonas associadas à superfície de deslizamento (estágio avançado de bandas de deformação falhadas), apresentam maior espessura se comparadas a fraturas de cisalhamento de rejeito semelhante, e são geradas a partir de deformação contínua (Fossen & Hesthammer, 1998; Fossen, 2012).

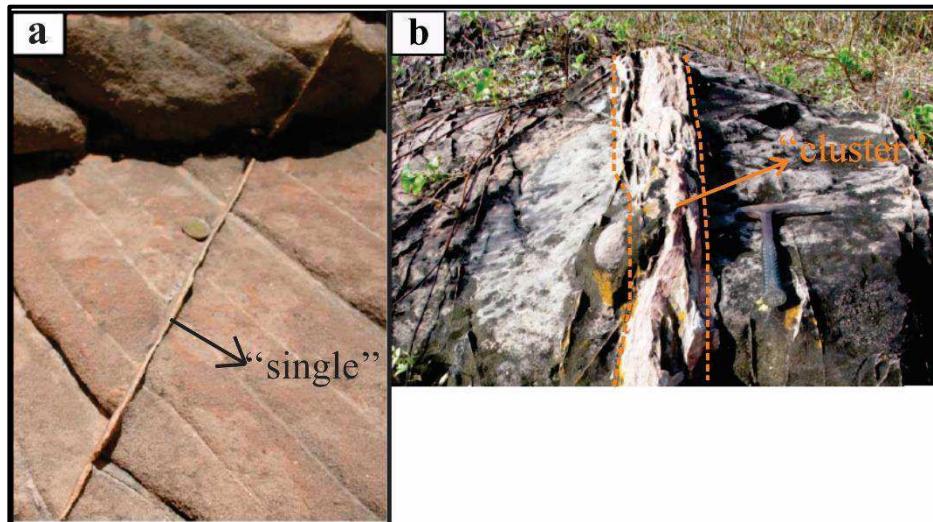


Figura 3.10: a-) Banda de deformação ocorrendo na forma individual (*single*) nos arenitos da Formação Entrada (Utah- EUA), modificado de Torabi et al. (2013). b-) Bandas de deformação ocorrendo da forma agrupada (*cluster*) nos arenitos da Formação Missão Velha (Bacia do Araripe, NE do Brasil), no qual a nova estrutura formada detém os *offsets* das bandas de deformação que a compõe. Modificado de Araújo Netto et al. (2012).

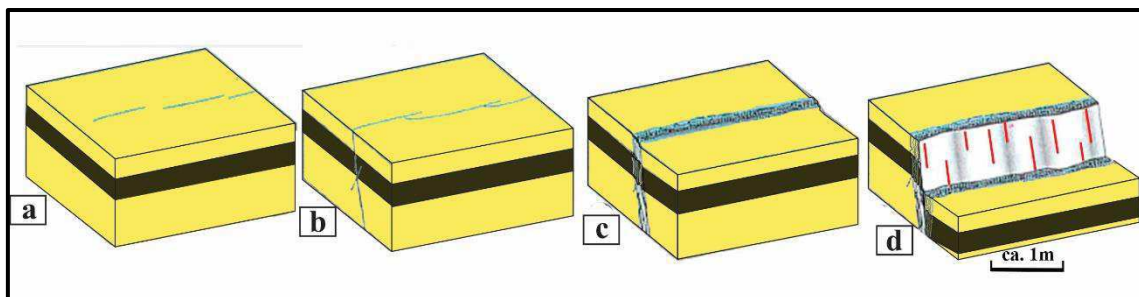


Figura 3.11: Modelo evolutivo de falhamento pelo desenvolvimento de bandas de deformação. Modificado de Fossen & Hesthammer (1998).

3.2.4- Relevância do Estudo das Bandas de Deformação

A importância do estudo das bandas de deformação deve-se ao fato de essas estruturas estarem intimamente ligadas a rochas porosas (principalmente arenitos), que podem potencialmente atuar como rochas reservatórios de fluidos (óleo, gás ou água). Uma vez que as bandas de deformação têm a capacidade de alterar as propriedades petrofísicas locais das rochas, tais estruturas têm sido alvo de estudo de diversos autores. Dentre estes estão os que defendem a tese de que a diminuição da porosidade e a permeabilidade geradas pela ação dos mecanismos e cinemática das bandas de deformação é, frequentemente, considerada uma barreira para o fluxo de fluidos. Neste

caso, seria de grande relevância a identificação, análise e mapeamento dessas estruturas para que se ocorra um melhor gerenciamento das rochas reservatórios que as contém (Antonellini & Aydin, 1994; Rotevatn et al., 2013; Ballas et al., 2014). Contudo, outros pesquisadores atenuam o impacto das bandas de deformação no fluxo de fluidos de uma determinada rocha reservatório. Tais autores minimizam a importância desta feição estrutural na escala do reservatório como um todo, atribuindo a outros fatores, como a zona de danos de falhas, um papel selante bem mais fundamental do que as bandas de deformação (Fossen & Bale, 2007; Solum et al., 2010; Torabi et al., 2013).

3.3- Gênese, Evolução e Coalescência de *Microcracks* na Formação e Propagação de Planos de Falhas

3.3.1- Análise 2-D da Formação, Crescimento e Interação de *Microcracks* à Partir de Estruturas Prévias

Alguns autores (Horii & Nemat-Nasser, 1985; Ashby & Hallam, 1986; Du & Aydin, 1991, Reches & Lockner, 1994; Wang et al., 1996; Healy et al., 2006a; 2006b) efetuaram pesquisas sobre os mecanismos de formação e propagação de falhas em materiais frágeis, defendendo a tese de que a gênese e evolução desses planos de falhas estão relacionadas com a formação, crescimento e interação entre estruturas denominadas de “*microcracks*”. Horii & Nemat-Nasser (1985) realizaram experimentos com placas de resina e observaram que a formação dos *microcracks*, ou neste caso “*wing cracks*”, se dá nas extremidades de planos descontínuos (não-homogeneidades, defeitos estruturais) prévios (Fig 3.12-a), no qual estes *wing cracks* crescem em uma direção aproximadamente paralela ao eixo compressivo principal máximo (Fig 3.12-b).

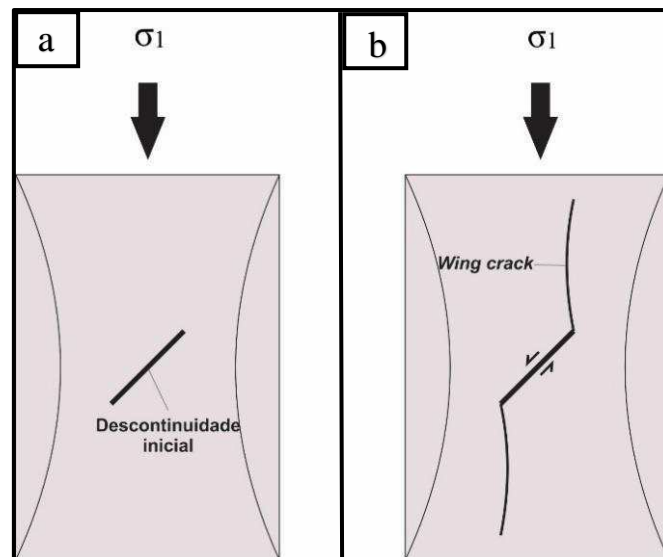


Figura 3.12: Modelo experimental utilizado por Horii & Nemat-Nasser (1985) em resina tipo Columbia CR39. Estrutura prévia, inclinada a um certo ângulo do eixo principal compressivo em a-) com uma gênese de estruturas secundárias (*wing cracks*) nas extremidades da descontinuidade em b-).

Ashby & Hallam (1986) também executaram experimentos semelhantes com polimetil-metacrilato (PMMA) e observaram que, sob compressão uniaxial, as

descontinuidades iniciais (em ângulos entre 15 a 75° em relação ao eixo de compressão máximo) desenvolvem *wing cracks* que crescem com o aumento do *stress* axial (Horii & Nemat-Nasser, 1985; Wimmer & Karr, 1996) e se propagam estavelmente, podendo interagir e causar a formação de juntas de distensão (ou fraturas do tipo I) (Fig. 3.13-a). Com a adição de uma pressão confinante razoável, ocorre a limitação do crescimento dos *wing cracks*, no qual isto resulta em um crescimento e coalescência diferenciada, levando à formação de um plano de cisalhamento (fraturas do tipo II) (Fig. 3.13-b). Segundo Germanovich et al. (1994), o crescimento e coalescência dos *cracks* está proporcionalmente relacionado com o fator de intensidade de *stress* (ou “SIF”) tipo I (ou distensivo), no qual este é um elemento que caracteriza a “singularidade do *stress*” na extremidade do *crack*.

Alguns autores executaram experimentos com aberturas circulares em placas de vidro e em polimetil-metacrilato sob compressões uni e biaxiais. O objetivo principal dos experimentos era uma elaboração prática que auxiliasse na idealização de modelos teóricos e matemáticos que buscassem reproduzir a formação e crescimento de *microcracks* a partir de poros dos materiais frágeis (Sammis & Ashby, 1986; Isida & Nemat-Nasser, 1987).

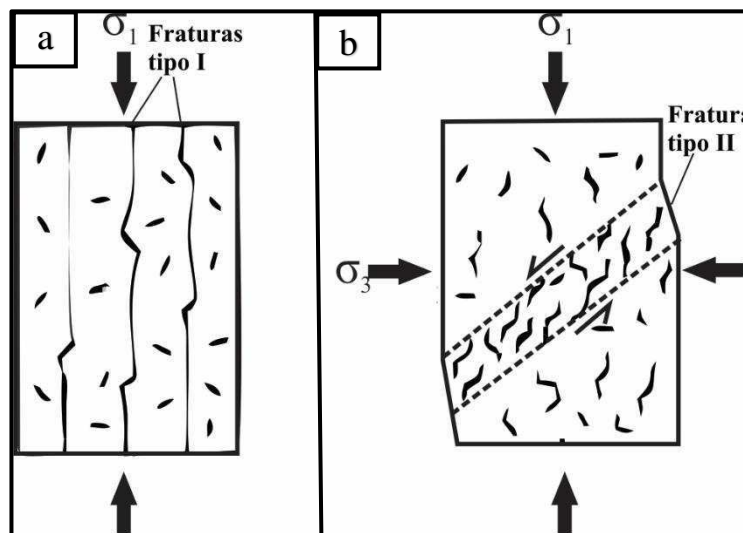


Figura 3.13: a-) Formação de fraturas do tipo I pelo crescimento e interação de *wing cracks*, sob compressão uniaxial. b-) Formação de plano de falha devido à adição de uma pressão confinante. Modificado de Ashby & Hallam (1986).

Levando em consideração apenas as interações entre as extremidades dos *microcracks*, Kachanov (1987, 1992) estudou as condições de aumento e redução do fator de intensidade de *stress*, relacionado com o posicionamento relativo entre os *microcracks*. De acordo com o autor, ocorre o aumento do SIF quando os *microcracks* são colineares, o espaçamento entre eles é pequeno e menor que o espaçamento entre *cracks* paralelos não-colineares, dispostos na forma empilhada (Fig. 3.14-a). Se o espaçamento entre os *microcracks* empilhados é menor que o espaçamento entre os *microcracks* colineares, então ocorrerá uma redução no SIF, por meio de um fenômeno denominado de “efeito escudo” (*shielding effect*) (Fig. 3.14-b).

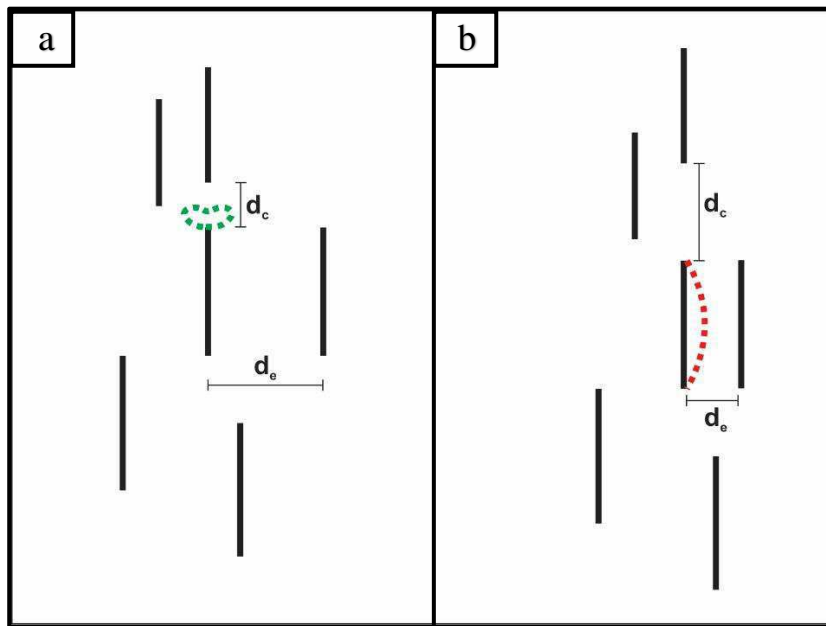


Figura 3.14: a-) Amplificação (denotada pela linha verde) do SIF devido à proximidade entre os *cracks* colineares (d_c) ser maior do que ao *crack* paralelo empilhado (d_e). b-) Diminuição do SIF (denotada pela linha vermelha) gerada devido ao fato da distância entre os *cracks* empilhado (d_e) ser menor do que os *cracks* colineares (d_c). Modelo baseado em Kachanov (1992).

3.3.2- Análise da Formação, Crescimento e Interação de *Microcracks* 2-D Neoformados

Ao contrário de Kachanov (1992), Reches & Lockner (1994), por meio da análise de amostras do Granito Westerly sob *stress* biaxial, relataram que o padrão escalonado é o que mais favorece a interação entre os *microcracks* e ainda subdivide a formação e evolução dos planos de falha em quatro etapas: formação aleatória dos *microcracks*, interação entre os *microcracks* e formação da “zona de processos”, propagação do plano de falha e formação do núcleo da falha (Fig. 3.15), que serão explanadas a seguir.

- A primeira etapa ocorre no início da aplicação do *stress* onde, por meio da observação de emissões acústicas (EA) relacionada com o surgimento de novos *microcracks* (Lockner et al., 1992), é possível notar a disposição randômica dos *microcracks*, dispostos aproximadamente paralelos ao eixo máximo compressivo de *stress* (Fig. 3.15-a).

- A segunda fase está relacionada à geração de novos *microcracks*, e também na interação com os *microcracks* mais antigos, devido ao aumento contínuo da aplicação do *stress* (Fig. 3.15-b), no qual ocorre um aumento na densidade dessas estruturas no local, que corresponde à formação da “zona de processos” (Fig. 3.15-c) com uma possível formação de um plano de falha. Isto contraria os modelos baseados em descontinuidades prévias de Horii & Nemat-Nasser (1985), Ashby & Hallam (1986), Sammis & Ashby (1986) e Isida & Nemat-Nasser (1987).

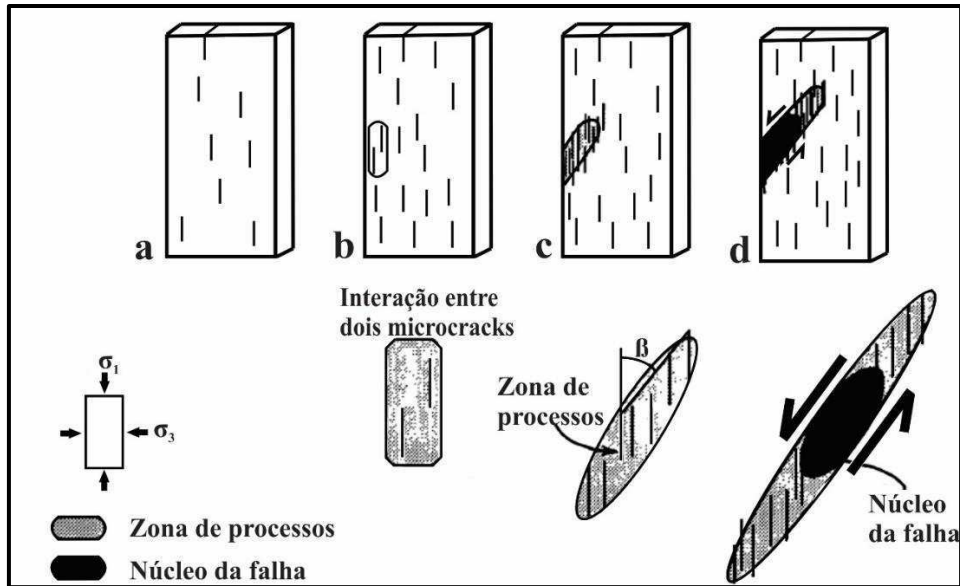


Figura 3.15: a-) Disposição inicial dos *cracks*, com orientação paralela ao eixo principal de compressão máxima. b-) Interação entre dois *microcracks*, preferencialmente, localizados de forma escalonada, após uma aplicação substancial de *stress* axial. c-) Formação da “zona de processos” devido ao aumento na densidade de *microcracks*, resultando em múltiplas interações entre estes. d-) Formação do núcleo de falha, caracterizado por ser uma região de intensa deformação, à medida que o plano de falha se propaga. β = ângulo entre o eixo máximo de compressão e o plano de falha. Modificado de Reches & Lockner (1994).

De acordo com Reches & Lockner (1994), o padrão *en echelon* é o mais favorável para interação entre os *cracks* (Fig. 3.15-b), onde a abertura de um *microcrack*, devido à aplicação de uma pressão interna, produz um *stress normal ao crack* (CNS) induzido, que é responsável por, eventualmente, gerar a abertura de potenciais *cracks* vizinhos. Isto vai de acordo com o estudo de Du & Aydin (1991), que explanaram que o crescimento e, também, a interação entre os *microcracks* é controlado pelo SIF tipo I (distensivo), e esta interação depende da razão entre a distância entre as extremidades dos *cracks* (r_d) e o tamanho dos *cracks* ($2a$). Para diversas razões $r_d/a > 1$, o ângulo de máxima interação entre os *microcracks* está entre 30 a 78° (Fig. 3.16-a), no qual a partir da interação entre um par de *microcracks*, o padrão de escalonamento será mais favorável, e possivelmente fornecerá a orientação do plano de falha (Du & Aydin, 1991) (Fig. 3.16-b).

Segundo Wang et al. (1996), à medida que ocorre o crescimento dos *microcracks*, a partir do momento em que as extremidades destes se aproximam, além do SIF primário (tipo I ou distensivo) gerado pela aplicação do *stress*, ocorre também a introdução de um SIF secundário (tipo II ou cisalhante). Desta forma, a coalescência dos *microcracks* ocorreria por meio de uma combinação entre ambos os fatores de intensidade de *stress*, com uma razão limite entre a distância lateral entre os dois *microcracks* (h) e a distância linear entre as extremidades dos *microcracks* ($2d$) de 0,85 para que ocorra a interação (Fig. 3.17). Os *microcracks* ainda podem estar relacionados ao SIF tipo III (ou tesoura), que é um tipo de fator de intensidade de *stress* no qual o cisalhamento ocorre fora do plano do *crack* (Radaj & Vormwald, 2013).

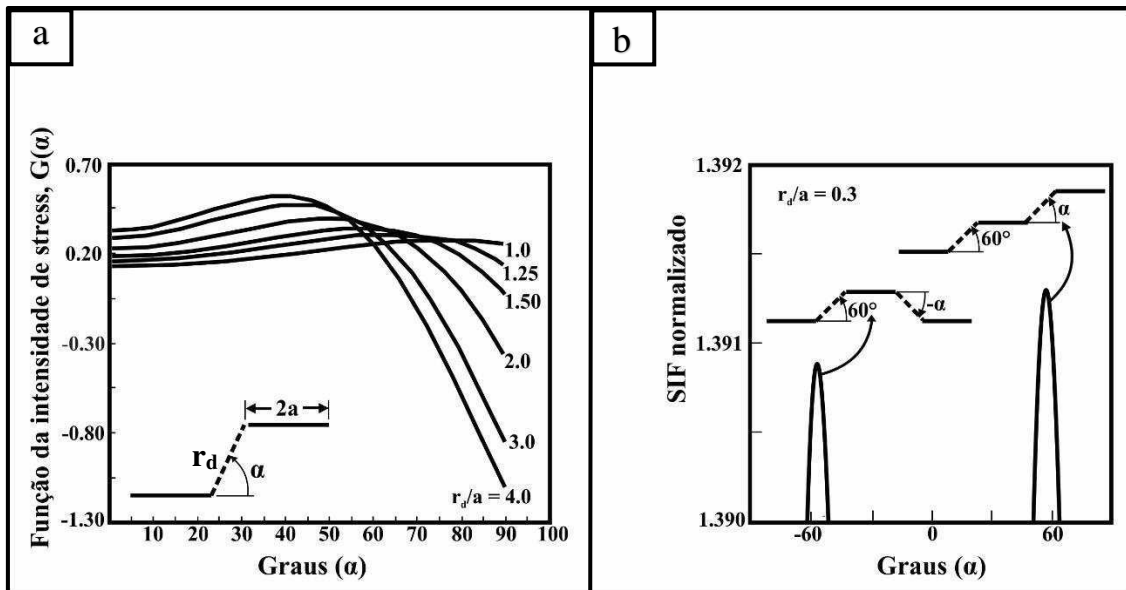


Figura 3.16: a-) Intensidade de *stress* em função do ângulo entre as extremidades dos *microcracks*, para várias razões $r_d/a > 1$. Para valores $1 < r_d/a < \infty$, as máximas intensidades de *stress* estão em um ângulo $30^\circ < \alpha < 78^\circ$. b-) Para os valores fixos de $r_d/a = 0.3$ e $\alpha = 60^\circ$, observa-se que, a partir da interação prévia entre dois *microcracks*, um terceiro *microcrack* irá, preferencialmente, interagir com a estrutura primária no padrão *en echelon*, ao invés do padrão em “zig-zag”, como denotado pelos SIFs na imagem. Modificado de Du & Aydin (1991).

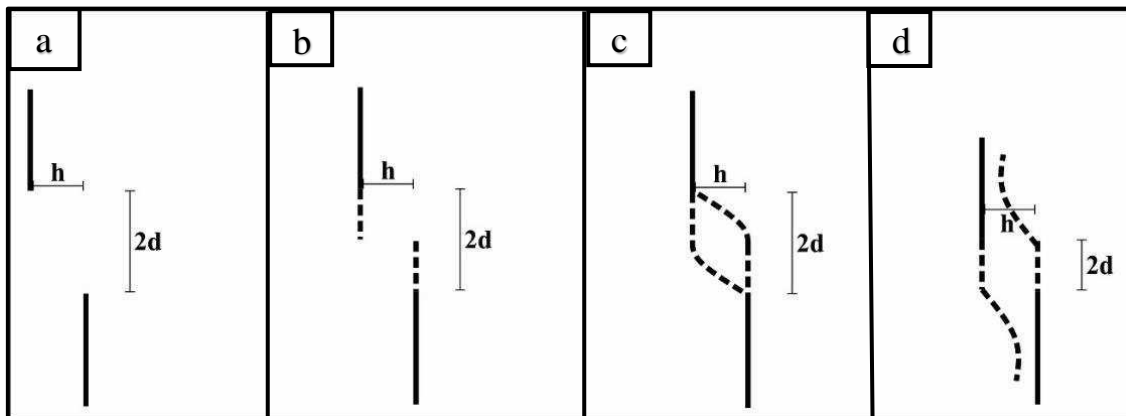


Figura 3.17: a-) *Microcracks* em uma posição relativa que satisfaz $h/2d < 0,85$, susceptível à sofrerem coalescência. b-) O SIF primário gera o crescimento dos *cracks*, no qual suas extremidades se aproximam uma da outra, até ocorrer a justaposição. c-) À medida que as extremidades dos *microcracks* se tornam muito próximas, ocorre a introdução do SIF secundário, e a coalescência entre os *microcracks* se dá em uma maneira combinada dos fatores de intensidade de *stress*. d-) Situação onde $h/2d = 1$, fazendo com que os *cracks* se desenvolvam, porém sem que ocorra a coalescência entre ambos. Baseado em Wang et al. (1996).

- A terceira etapa consiste na propagação do plano de falha, uma vez que esta já está estabelecida por meio da formação da zona de processos, devido a coalescência de vários *microcracks*, que estão localizados em uma zona de maior densidade (Lockner et al., 1992). Esta propagação se dá por meio da formação e evolução de duas regiões lobulares (Fig. 3.18), no qual a formação dos *microcracks* e interação com o plano de falha se dá,

preferencialmente, nas regiões de maior intensidade de *stress* distensivo, ao invés da região de *stress* compressivo, geradas pela aplicação do *stress* (Reches & Lockner, 1994).

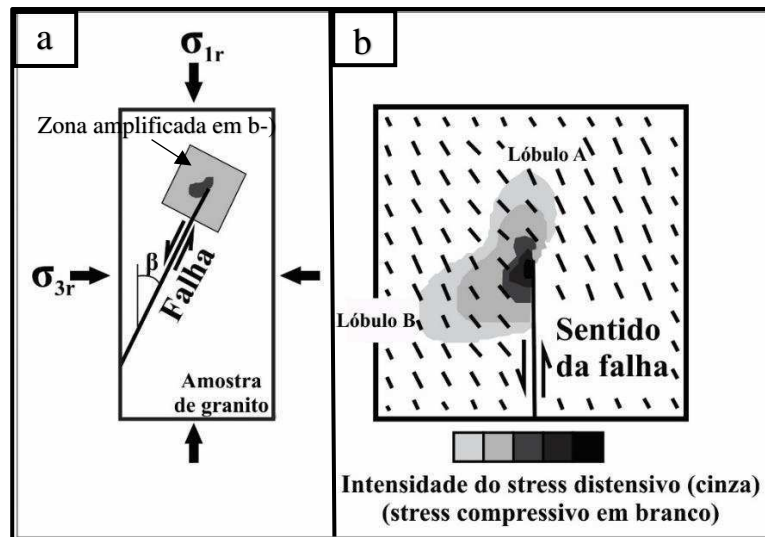


Figura 3.18: *Stresses* associados com o deslizamento de uma falha sinistral (fratura do tipo II). a-) Configuração da amostra, com a disposição dos seus eixos remotos de *stresses* compressivos (σ_{1r} e σ_{3r}) e $\beta = 26.5^\circ$. b-) A intensidade do *stress* distensivo (escala em cinza); região compressiva em branco; os pequenos traços indicam a orientação local do eixo de compressão máxima. Notar a posição dos lóbulos em relação ao plano de falha. Modificado de Reches & Lockner (1994).

No lóbulo A, o σ_1 é subparalelo ao σ_{1r} , fazendo com que os *stresses* do lóbulo A aumentem os *stresses* distensivos atuando nos *microcracks* posicionados na região frontal da zona de falha. Segundo Moore & Lockner (1995), este subparalelismo do σ_1 local em relação ao σ_{1r} pode estar relacionado ao fato de que os eixos principais de *stress* sofrem uma rotação devido à influência do plano de falha já estabelecido. O efeito distensivo sofrido pelo lóbulo A é isento da tensão induzida pelos *microcracks* uns em relação aos outros, e aumenta a predisposição da zona de processos de se propagar no próprio plano. O lóbulo B é o local de formação de *cracks* distensivos que se formam próximos à extremidade da falha, semelhantes aos retratados por Horii & Nemat-Nasser (1985) e Ashby & Hallam (1986). Contudo, o processo de formação difere do descrito por estes dois últimos autores. À medida que a falha se propaga, os lóbulos A e B se movem com a falha e os *cracks* distensivos formados anteriormente no lóbulo B são posteriormente deixados para trás, devido aos mesmos, com a movimentação dos lóbulos devido à propagação da falha, entrando nas condições compressivas. Desta forma, para uma falha que se propaga, o *stress* distensivo no lóbulo B ocorre apenas momentaneamente, sendo restrita apenas ao lado esquerdo do plano de falha, fazendo com que no *hanging wall* haja uma expectativa de maior dano por *microcracks* do que o *foot wall* (Reches & Lockner, 1994), também relatados como quadrantes dilatacional e compressional, respectivamente, por Moore & Lockner (1995). Por fim, à medida que a falha se propaga, ocorre a formação de uma zona caracterizada por uma alta deformação, resultante de uma cominuição, dobramento e rotação de microblocos, denominada de “núcleo da falha” (Fig. 3.15-d).

3.3.3- Análise da Formação, Crescimento e Interação de *Microcracks* 3-D Neoformados

Apesar da interessante abordagem sobre a formação e evolução dos planos de falha por meio da gênese e coalescência de *microcracks*, elaborada por Reches & Lockner (1994), esse modelo prevê apenas a formação de um padrão conjugado (2 *sets*) de falhas, com o eixo de *stress* intermediário (σ_2) sempre paralelo à direção das falhas com rejeito vertical, e com *rake* 90° em falhas com rejeito horizontal (Anderson, 1905) (Fig. 3.19). Modelos teóricos (Reches, 1978, 1983; Krantz, 1986, 1988), análises experimentais com amostras cilíndricas de arenito, granito e calcário (Reches & Dieterich, 1983) e observações estruturais elaboradas em campo (Aydin & Johnson, 1983; Krantz, 1986, 1988) indicam a presença de 3 ou mais *sets* de planos de cisalhamento, ou padrão ortorrômbico, ao invés de um padrão bimodal. Isto ocorre devido ao fato de que, sob condições de tensores verdadeiramente triaxiais ($\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \sigma_3$), em uma análise tridimensional, ocorrerá, preferencialmente, a formação de planos de falhas oblíquos aos eixos principais de tensão.

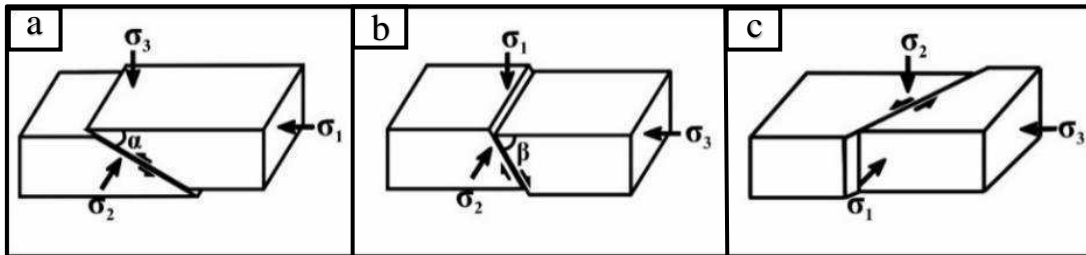


Figura 3.19: Dinâmica do falhamento de Anderson (1905), de acordo a disposição dos eixos de tensão. a-) Falha reversa. b-) Falha normal; $\alpha < \beta$. c-) Falha transcorrente.

Baseado também no princípio de que as falhas se formam e se propagam por meio da formação, crescimento e coalescência de *microcracks*, Healy et al. (2006a) propuseram um modelo onde os *microcracks* não mais seriam estruturas tabulares bidimensionais (vide Figura 3.15), e sim estruturas *penny-shaped* (tipo moeda) (Fig. 3.20-a) e analisou suas propriedades elásticas em relação ao eixo de tensores, empregando a solução de Eshelby (1957). O campo elástico do *microcrack* distensivo (tipo I) (3.20-b) foi submetido a uma tensão uniaxial σ_{zz} (os autores não introduziram o campo de *stress* compressivo, e assumiram que os *microcracks* submetidos a um campo de *stress* compressivo triaxial geralmente é normal ao menor eixo compressivo) e foi observada a distribuição do *stress*, com surgimento de uma região distensiva e outra compressiva no entorno do *microcrack* (Figs. 3.20-c e 3.20-d). Os *microcracks* localizados nas regiões distensivas tenderão a ser abertos, enquanto que os *microcracks* localizados nas regiões compressivas tenderão a serem fechados. Tridimensionalmente, a região de aumento de *stress* distensivo, no entorno do *microcrack* do tipo I, será uma zona toroidal fechando o *crack* e se estendendo lateralmente (Healy et al., 2006b) (Fig. 3.20-e).

Seguindo Reches & Lockner (1994), Healy et al. (2006a) também descreve que o principal fator que controla a coalescência dos *microcracks* é a intensidade do *stress* distensivo normal ao crack (CNS), no qual os lóbulos de CNS amplificado de cada *crack*

coalesce e interage com o *crack* adjacente, e os *stresses* nas extremidades de cada par é amplificado em relação ao *crack* individual. O stress distensivo normal ao crack que influencia os *cracks* vizinhos é dado por:

$$\text{CNS}_{\text{médio}} = \int_{-L/2}^{+L/2} \sigma_{zz} dr \quad \text{Equação 01}$$

Onde L é o comprimento do *crack* (= 2a ou 2b para *cracks penny-shaped*) e r é a distância radial da extremidade do *crack*. O resultado do cálculo do $\text{CNS}_{\text{médio}}$ é uma hipérbole em 2-D, com tangentes simétricas em relação ao eixo X (ou Y) (Fig. 3.21-a), no qual esta hipérbole representa o local de máxima interação de um *crack* em relação aos seus *cracks* adjacentes. O ângulo θ que a tangente faz com qualquer eixo paralelo ao *crack* é constante e possui um valor de aproximadamente 26° . A interação dos *cracks*, e posterior formação de um plano de falha, provavelmente não ocorrerá em um ângulo maior que 26° em relação aos eixos X e Y. Em 3-D o local de máxima interação forma um hiperboloide (Fig. 3.21-b), com duas superfícies envelope simétricas, na forma cônica, em relação ao eixo Z (Fig. 3.21-c). Planos de falhas gerados pela interação de *microcracks* serão mais susceptíveis a ser formarem em qualquer orientação entre as superfícies limítrofes (superfícies envelope) (Fig. 3.21-c) (Healy et al., 2006a).

De acordo com essa abordagem, é possível se ter a formação de planos de falhas oblíquos aos três eixos de tensão principais (Fig. 3.22), onde segundo Healy et al. (2006b), os ângulos entre o plano de falha e o σ_1 e σ_2 , β_1 e β_2 , respectivamente, e depende do comprimento dos *cracks* coalescentes (L), do espaçamento entre eles (S) e do local de máxima interação (θ), no qual este último varia de acordo com o material:

$$\beta_1 = \tan^{-1} \left\{ \frac{2(S_1/L_1)\sin\theta}{\sin\theta + 2(S_1/L_1)\cos\theta} \right\} \quad \text{Equação 02}$$

$$\beta_2 = \tan^{-1} \left\{ \frac{2(S_2/L_2)\sin\theta}{\sin\theta + 2(S_2/L_2)\cos\theta} \right\} \quad \text{Equação 03}$$

Este modelo ainda prevê a formação de pares conjugados de falhas, onde se o $S_1 = S_2$ e $L_2 \gg L_1$, o ângulo β_2 será menor que o β_1 e tenderá a se paralelizar com o σ_2 , formando planos de cisalhamento bimodais. Se a interação entre o *microcracks* se dá por meio de altos valores L_1 e L_2 , para dados S_1 e S_2 , o resultado será valores muito baixos de β_1 e β_2 , levando à formação de juntas distensivas. E por fim, se a coalescência entre os *microcracks* ocorre de modo a $L_1 = L_2$, o resultado será a formação de planos de cisalhamento oblíquos aos três eixos de tensão (Healy et al., 2006b), prevendo a formação de planos de falhas quadrimodais ou polimodais (Carvell et al., 2014; Healy et al., 2015).

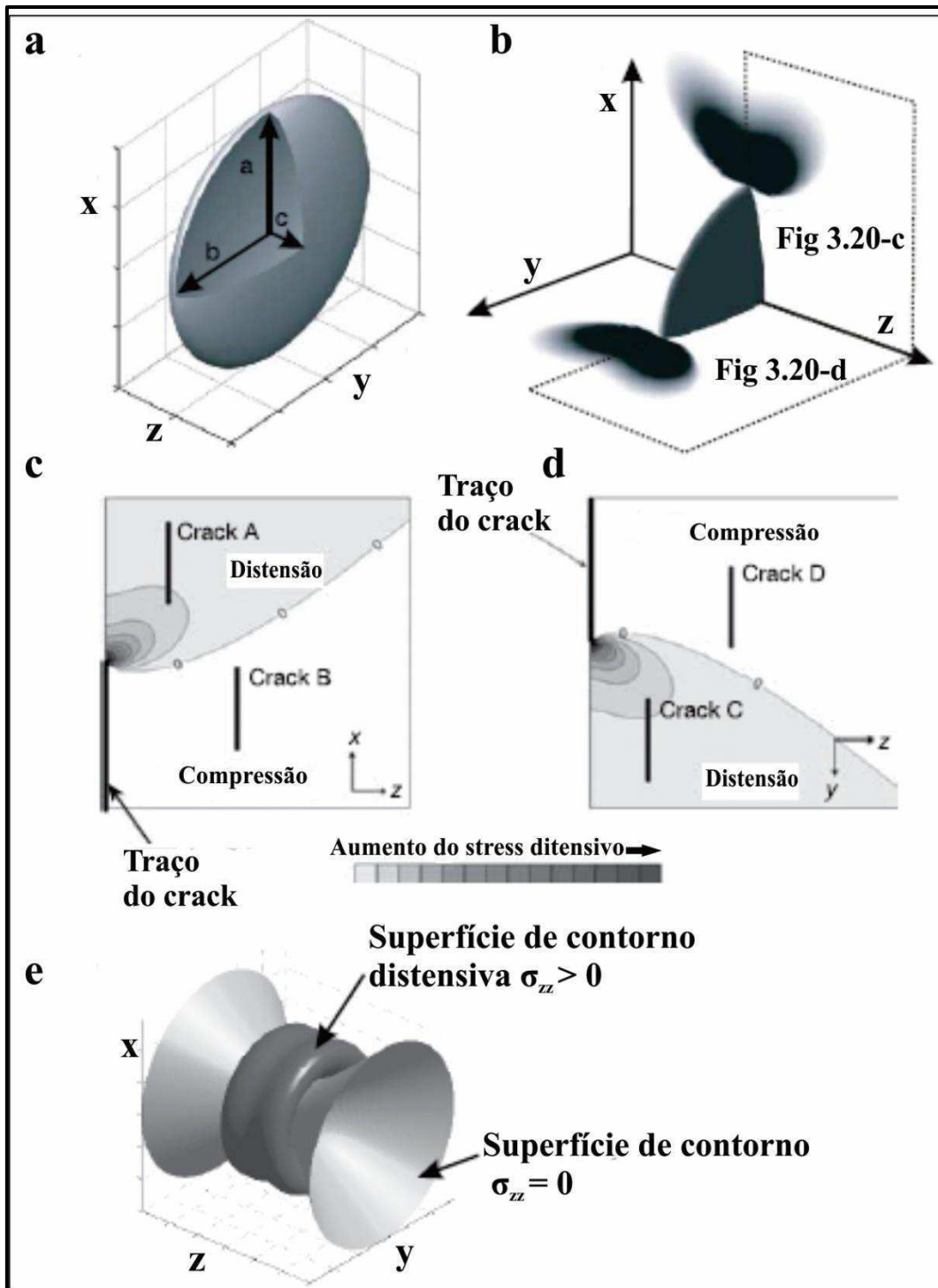


Figura 3.20: a-) Configuração *penny-shaped* do *microcrack* em relação aos eixos de tensão, com $a = b \gg c$. b-) Visão 3-D do campo elástico de *stress* em torno de um *microcrack* distensivo isolado (Eshelby, 1957); a região compressiva aparece em branco e a distensiva aparece em coloração cinza-escura. c-) Zona delineada em b-), no qual o *crack* adjacente A está localizado na região de distensão e o *crack* adjacente B está localizado na região de compressão; o *crack* A tenderá a ser aberto, enquanto o *crack* B tenderá a ser fechado. d-) Zona delineada em b-), no qual o *crack* adjacente C está localizado na região de distensão e o *crack* adjacente D está localizado na região de compressão; o *crack* C tenderá a ser aberto, enquanto o *crack* D tenderá a ser fechado. e-) Visão tridimensional de um *crack* isolado, e sua tensão distensiva (σ_{zz}) circundante. O campo elástico de *stress* favorecerá uma interação distensiva *en echelon* com *microcracks* adjacentes em 3-D, e esta interação não está restrita a um único plano. Modificado de Healy et al. (2006a).

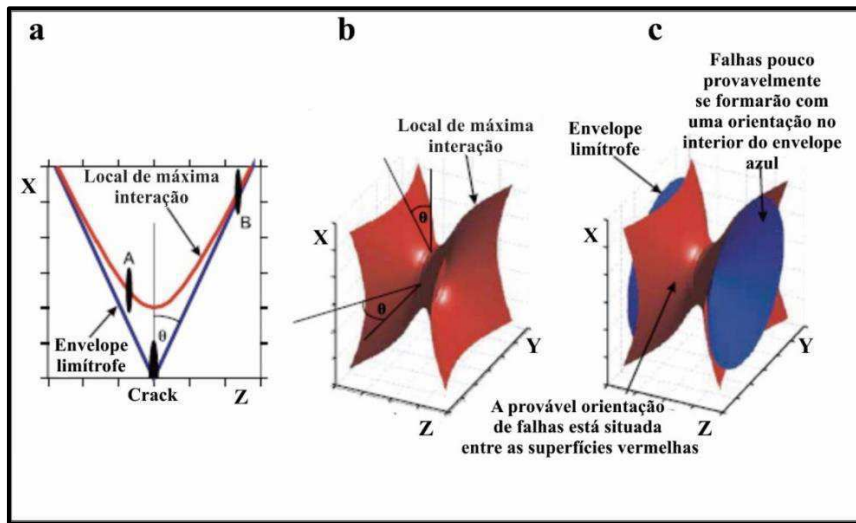


Figura 3.21: a-) Gráfico 2-D do plano X-Y, exibindo o local de máxima interação hiperbólica (linha vermelha) e seu envelope limitrofe correlato (linha azul). O ângulo θ é o ângulo entre o envelope limitrofe e o plano do *crack*; O *crack* adjacente A está localizado no local de máxima interação e pode interagir com o *crack* inferior formando um plano de falha inclinado na vertical em um ângulo menor que θ . Um *crack* semelhante B irá interagir para formar um plano de falha inclinado em um ângulo θ . b-) Rotação 360° das superfícies limitrofes (na Figura a) em relação ao eixo Z, fornecendo uma visão em 3-D do local de máxima interação. Superfícies de cisalhamento tenderão a ser formar pela coalescência de *cracks* em planos com qualquer orientação entre as superfícies limitrofes (c-). Modificado de Healy et al. (2006a).

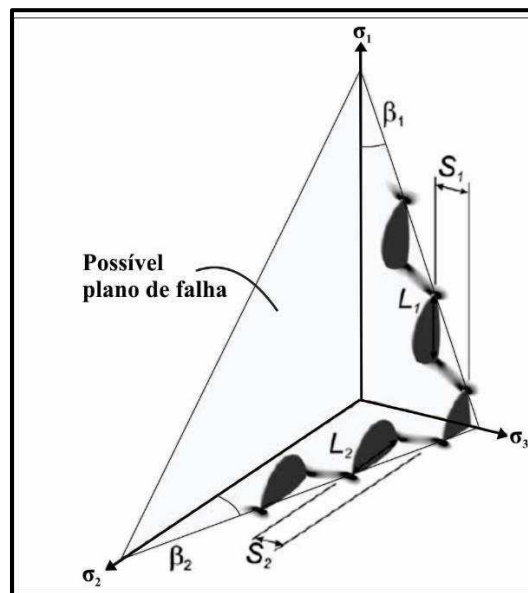


Figura 3.22: Visualização tridimensional de um possível plano de falha formado por meio da interação de dois conjuntos oblíquos de *cracks* tipo I. *Cracks penny-shaped* equidimensionais dispostos com seus centros coplanares nos planos coordenados σ_1 - σ_3 e σ_2 - σ_3 . O aumento do *stress* distensivo é denotado pelo sombreamento cinza e o *stress* compressivo está em branco. A interação dos *stresses* distensivos nas extremidades dos *cracks* resulta na amplificação do *stress* distensivo em cada extremidade e na expansão da região de interação, levando à formação do plano de falha. O mesmo padrão de interação no plano σ_1 - σ_3 é visualizado no plano σ_2 - σ_3 , implicando na coalescência *en echelon* dos conjuntos de *microcracks*. Isto leva a formação de um plano oblíquo aos três eixos principais de *stress* (Healy et al., 2006b).

4- Materiais e Métodos

O presente trabalho corresponde a uma série de etapas, seguindo uma ordem cronológica, dispostas de acordo com o fluxograma correspondente à Figura 4.1.

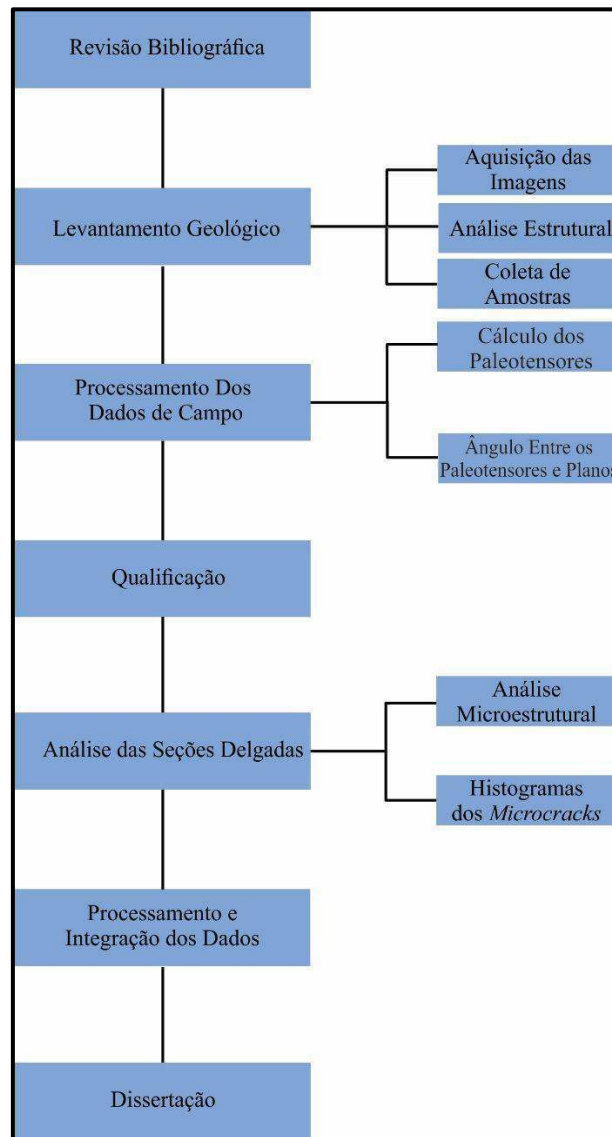


Figura 4.1: Fluxograma denotando os processos metodológicos empregados na confecção deste presente trabalho.

4.1- Revisão Bibliográfica

A revisão bibliográfica tem como intuito a familiarização com as principais características estruturais, sedimentológicas e tectono-estratigráficas da Bacia Rio do Peixe, e com o objeto principal de estudo, neste caso as bandas de deformação, bem como a absorção do conhecimento acerca da gênese, crescimento e coalescência de *microcracks*. Enfim, esta etapa de aquisição de conhecimento teórico ocorre ao longo de todo o período da dissertação, e consiste essencialmente na leitura de artigos científicos, dissertações, teses, livros e textos relacionados com os temas abordados no capítulo de fundamentação teórica.

4.2- Levantamento Geológico

Este tópico consiste na descrição das atividades executadas nas etapas de campo, empregadas com a finalidade de se coletar tanto dados estruturais, em relação às bandas de deformação presentes no afloramento, quanto amostras para confecção de seções delgadas, no qual a análise destas tem como principal finalidade a identificação e descrição dos *microcracks* contidos nas mesmas, e também a análise microestrutural. A fase de levantamento geológico ainda é subdivida em três sub-etapas: A aquisição das imagens, a análise estrutural e a coleta de amostras *in situ*.

4.2.1- Aquisição das Imagens

A obtenção das imagens tem como finalidade principal de plotagem (mapeamento) das estruturas principais presentes no afloramento em análise, no qual esta aquisição foi realizada através da operação de um *drone* modelo md4-200 (Fig. 4.2), com uma câmera acoplada de 10 *megapixels*, com uma autonomia de voo de 18 minutos, controlado por piloto automático a uma altura de 25 m. O voo de imageamento foi feito ao longo dos afloramentos requeridos pelo projeto no qual este trabalho está inserido, e tem como produto final uma imagem de detalhe (Fig. 4.3), já georreferenciada.



Figura 4.2: *Drone* utilizado na aquisição das imagens de detalhe dos afloramentos requeridos da Bacia Rio do Peixe.

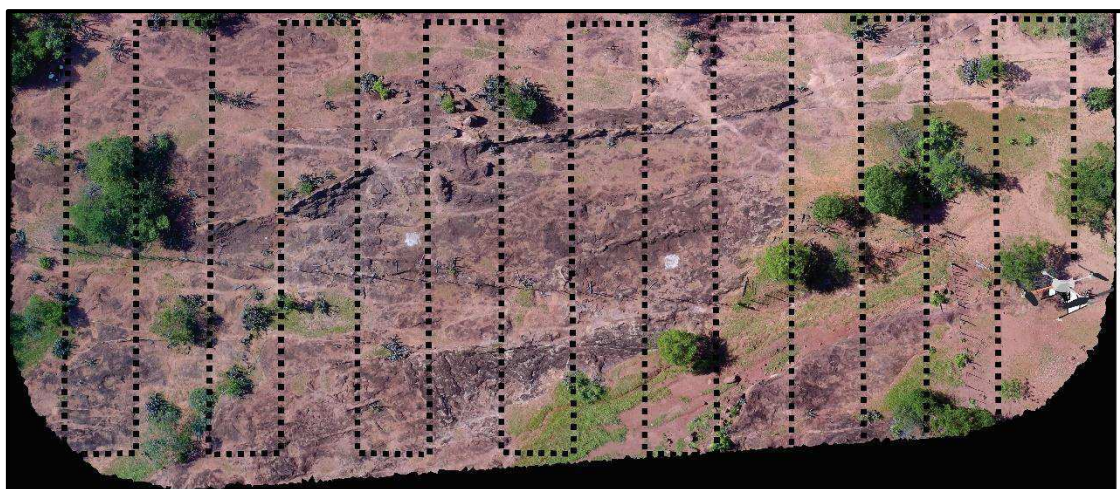


Figura 4.3: Método utilizado na aquisição da imagem de detalhe do “Afloramento 1” pela operação de *drone*.

4.2.2- Análise Estrutural

Com a obtenção das imagens de alta resolução, a etapa posterior corresponde ao mapeamento *in loco* das principais bandas de deformação, e plotagem das mesmas nas imagens. Após a plotagem das estruturas nas imagens, as mesmas foram transferidas para o *software* de mapeamento *ArcGIS*, para que se efetuasse na imagem as medições com precisão dos espaçamentos lineares (2d) e lateral (S) para se observar os padrões *linkagem* entre si, e também o comprimento das estruturas (L), para a aplicação da fórmula de Healy et al. (2006b).

Paralelamente ao mapeamento das estruturas rúpteis, também foi executada uma análise estrutural das mesmas, que consiste na obtenção dos parâmetros de direção e ângulo de mergulho das estruturas planares (Fig. 4.4-a) e, se presentes, medições de *strike* e *plunge* das lineações (Fig. 4.4-b), no qual essa coleta de dados ocorre em *sites* (locais de coletas de dados estruturais de planos e linhas) pré-definidos (Fig. 4.5). Esses dados de planos e linhas serão utilizados, também, para o cálculo dos paleotensores que atuaram na formação de tais estruturas. A medição de ambas estruturas planares e lineares foi efetuada com o manuseio de bússolas do tipo *clar*, e os *sites* foram escolhidos de modo a se obter uma maior contemplação estrutural possível do afloramento em questão.

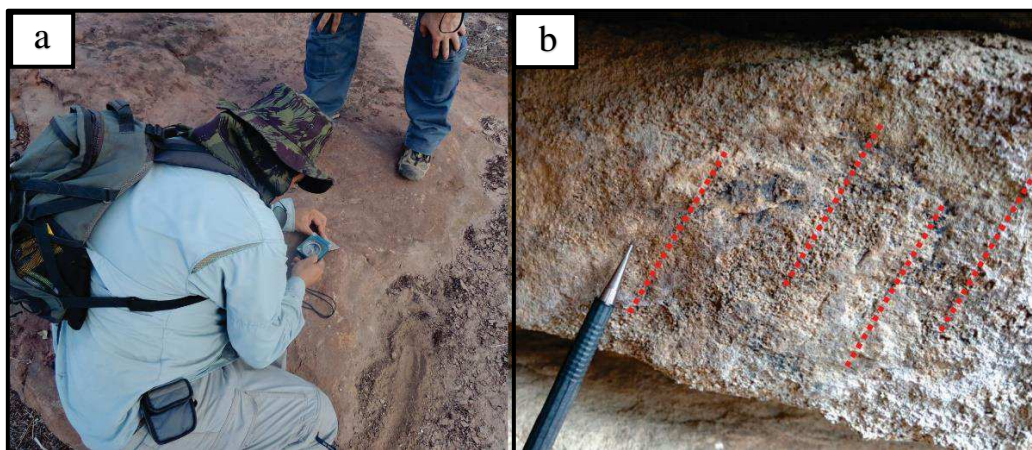


Figura 4.4: a-) Medição de direção e mergulho de uma feição planar através do uso de uma bússola do tipo *clar*. b-) Se o plano possui a incidência de lineações, as mesmas também têm a direção e ângulo de caimento medidos.

4.2.4- Coleta de Amostras

Do total de 15 amostras coletadas, com o auxílio de martelo estratigráfico, marreta de 1,5 kg e talhadeira (Fig. 4.6), apenas 5 foram selecionadas para a confecção das seções delgadas, e estão rotuladas na Figura 3.6. Após a escolha dos pontos de coleta as bandas de deformação tiveram suas atitudes medidas e posteriormente realizada a coleta com a indicação do norte na amostra.

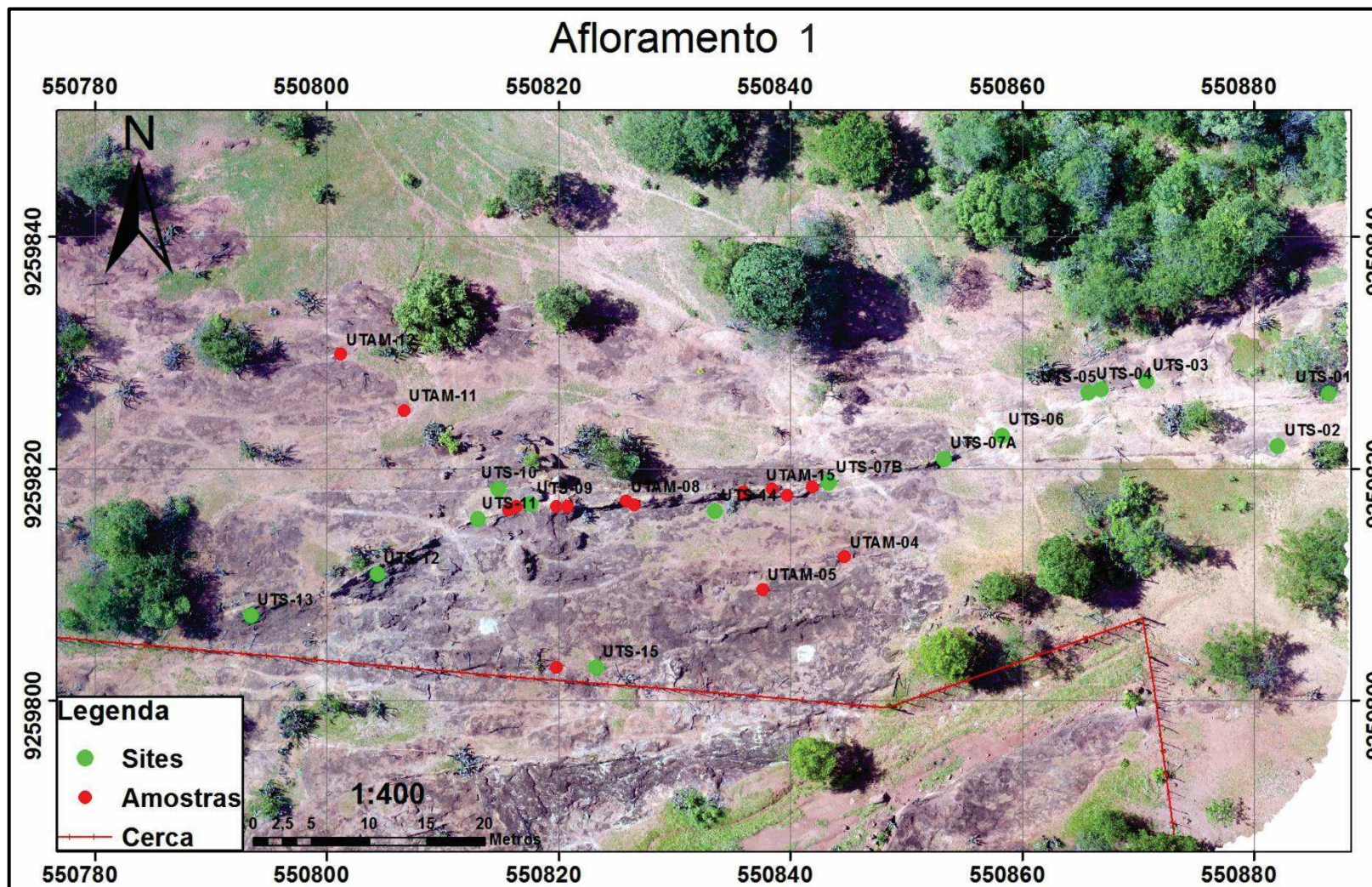


Figura 4.5: Locais definidos para a obtenção dos parâmetros estruturais das feições planares e lineares, bem como os pontos de coleta de amostras para confecção de lâminas.



Figura 4.6: Amostra situada com relação ao norte (seta azul) e material utilizado na coleta.

4.3- Processamento dos Dados de Campo

Após a coleta dos dados estruturais e imagens efetuadas em campo, estas foram tratadas com o auxílio dos *softwares* de edição de imagens *Corel DRAW X8* e *Adobe Photoshop CS6*, das empresas *Corel Corporation* e *Adobe*, respectivamente. Os dados estruturais foram processados em *softwares* estereográficos (*Stereonet* e *Tectonics FP*), e foi subdividido em duas subetapas: cálculo dos paleotensores que atuaram na formação das estruturas rúpteis, e na obtenção do ângulo entre os planos de falha, relacionados às amostras que serão utilizadas na confecção das seções delgadas, e os paleotensores.

4.3.1- Cálculo dos Paleotensores

Esta etapa consiste na operação do programa *Tectonics FP*. O primeiro passo está relacionado à elaboração de uma planilha com os dados estruturais de planos e linhas (Fig. 4.7-a), pelos comandos *File>New datafile> Fault plane file* e plotagem do sentido de mergulho (*DipDir*) e ângulo de mergulho dos planos (*Dip*), e direção (*Azimuth*) e ângulo de caimento (*Plunge*) das estrias contidas nos planos de falhas. A coluna *Sense* corresponde ao sentido de deslocamento do plano e a coluna *Quality* à qualidade da medida. Esta planilha ainda deve passar por uma correção, na qual o próprio programa identifica valores imprecisos relacionados a medidas da atitude de estrias, e corrige estes valores através do cálculo e redistribuição destas medidas, de forma a permitir que os valores da atitude das estrias estejam contidos nos planos das respectivas falhas. Esta fase é seguida pela plotagem dos planos e linhas em uma rede estereográfica (Fig. 4.7-b), executada pela ação *Draw>Angelier*. Após a obtenção dos planos e linhas em uma rede estereográfica, é necessário se calcular as regiões, no estereograma, onde ocorreu compressão e distensão. Pela execução do comando *Calculate>Inversion*, o programa utiliza do método de Angelier & Goguel (1979), com base na orientação dos planos de falha e na localização das suas respectivas estrias, para exibir onde ocorreu a compressão e distensão, no local que contém tais planos, na rede estereográfica (Fig. 4.7-c). Por fim, baseado nos campos de compressão e tensão, e na disposição destes em relação aos planos e linhas correspondentes, pela aplicação dos comandos *Draw>Sigma/Lambda*

123>Stress/strain axes... o programa fornece os paleotensores que atuaram na formação dos planos, juntamente com suas lineações (estrias de deslizamento) (Fig. 4.7-d).

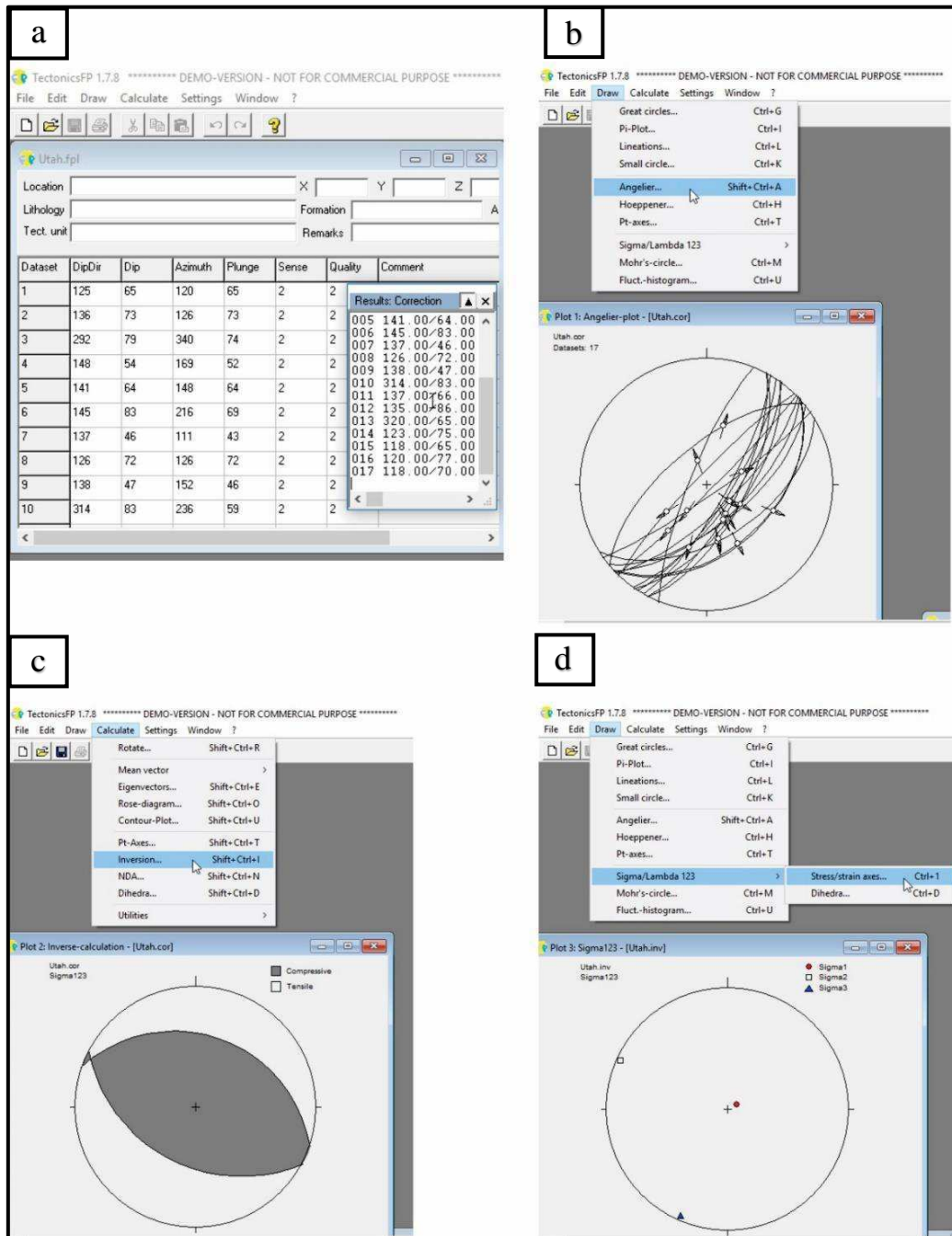


Figura 4.7: a-) Geração da planilha com os dados estruturais de planos e linhas coletados na etapa de levantamento geológico. Na coluna *Sense* os números estão relacionados com a cinemática do plano, no qual 1=Reversa, 2=Normal, 3=Dextral, 4=Sinistral e 0=para quando não se tem uma definição da cinemática; na coluna *Quality*, os números estão relacionados com o grau de confiabilidade nos dados coletados, no qual 1=Excelente, 2=Boa, 3=Ruim e 0=Quando não se tem confiabilidade alguma. b-) Plotagem dos planos e linhas na rede estereográfica. c-) Obtenção dos campos de compressão e distensão em relação aos planos e linhas, no qual o programa se utiliza do método de Angelier & Goguel (1979). d-) Cálculo dos paleotensores que atuaram na formação dos planos e linhas, baseado na disposição destes em relação aos campos de compressão e tensão.

4.3.2- Ângulo Entre os Paleotensores e os Planos

Após a obtenção dos paleotensores, descrita na etapa supracitada, é possível se calcular o ângulo entre os planos de falha, cujas seções delgadas correspondentes serão analisadas e os paleotensores σ_1 e σ_2 . Este ângulo, correspondente ao parâmetro β da equação de Healy et al. (2006b), é um dos elementos utilizados na obtenção do local de máxima interação (θ), juntamente com os parâmetros L (comprimento) e S (espaçamento lateral). Esta etapa consiste na utilização do programa *Stereonet*, que foi desenvolvido por Allmendinger et al. (2013) e Cardozo & Allmendinger (2013). Inicialmente, a direção (*Strike*), mergulho (*Dip*) e o quadrante de mergulho (*Dip Quad*) do plano são plotados (Fig. 4.8-a) pela ação de *New data sets>(choose one)>Planes*, bem como a direção (*Trend*) e caimento (*Plunge*), pelo comando *New data sets>(choose one)>Lines*, do paleotensor no qual se quer obter o ângulo entre o plano (Fig. 4.8-b). Após a plotagem tanto do plano quanto do paleotensor, é necessário se obter o polo do plano em questão, no qual isto é realizado pelo comando *Calculations>Poles* (Fig. 4.8-c). Após esta etapa, é calculado o ângulo entre o polo do plano de falha e o paleotensor por meio da seleção dos mesmos e da execução de *Calculations>Angle between...>Selected lines*, que fornecerá dois ângulos entre as linhas, um maior (γ_{maior}) e um menor (γ_{menor}), no qual este último corresponde à $180^\circ - \gamma_{\text{maior}}$ (Fig. 4.8-d). Por fim, o ângulo (β) entre o plano de falha e o paleotensor é igual à diferença entre o ângulo maior (γ_{maior}) e 90° , logo: $\beta = \gamma_{\text{maior}} - 90^\circ$.

4.4- Análise Microtectônica

Esta fase está relacionada ao estudo das seções delgadas provenientes das amostras retiradas na etapa de levantamento geológico, bem como a análise de suas imagens de alta resolução, que foram obtidas por meio da formação de um mosaico de fotos retiradas das lâminas, com o auxílio de uma câmera acoplada ao microscópio petrográfico.

4.4.1- Análise dos *Microcracks*

Segundo Moore & Lockner (1995), os principais processos relacionados com o crescimento e interação entre os *microcracks* podem ser analisados por meio do estudo de *cracks* maiores e, portanto, os mesmos podem ser examinados por meio de seções delgadas e em escala de afloramento. Nesta etapa, a prioridade é a observação dos *microcracks* para que se tenha a obtenção dos parâmetros de espaçamento linear (2d) e lateral (S) (Fig. 4.9), para que se elabore uma correlação com os padrões observados na escala de afloramento.

4.4.2- Histogramas de Frequência x Orientação de *Microcracks*

Esta etapa consiste na elaboração de histogramas, com a finalidade de se observar a direção principal dos *microcracks* em seção delgada, correlacionada com o plano de estrutura rúptil da qual essa foi confeccionada (Fig. 4.10).

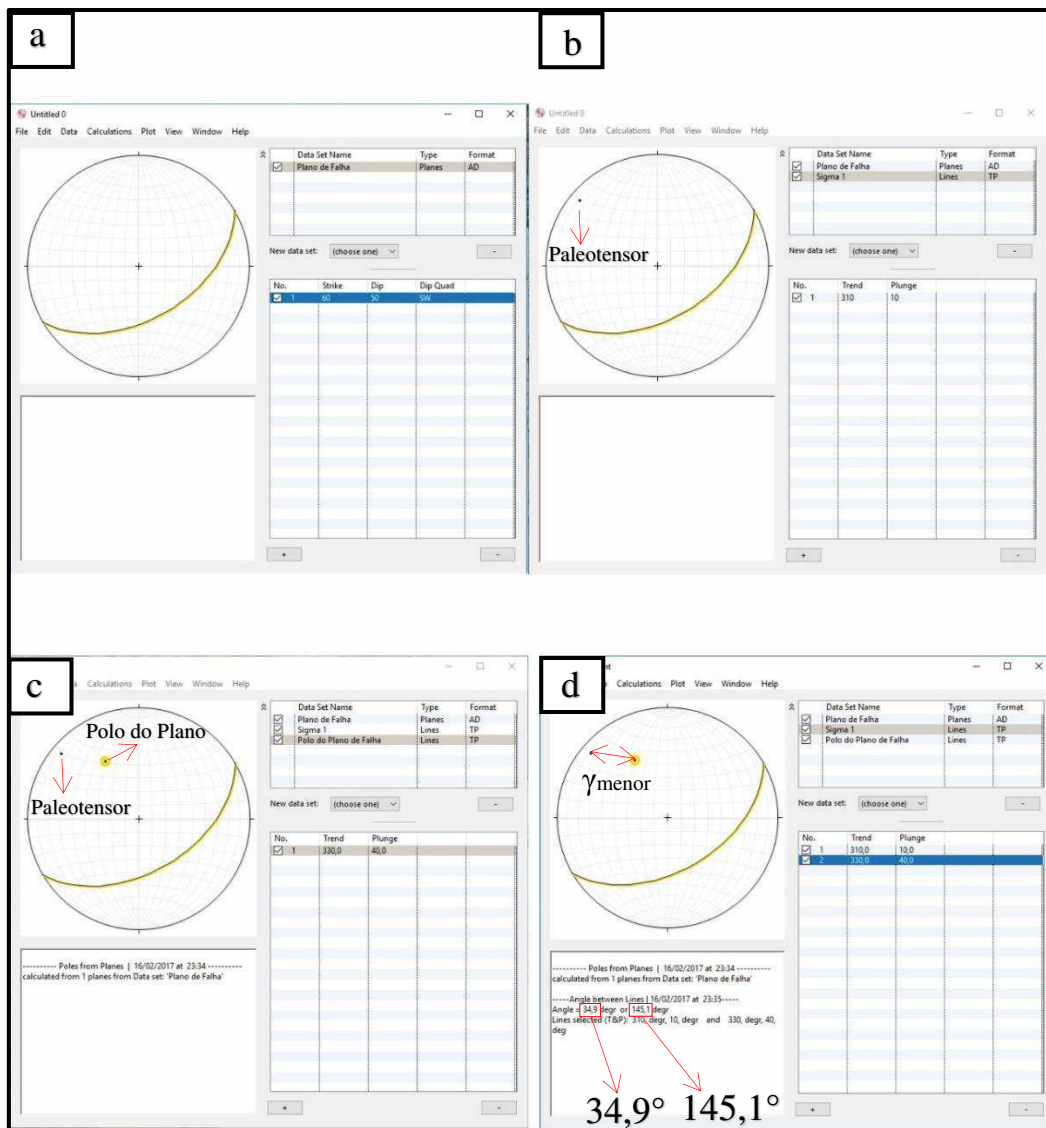


Figura 4.8: a-) Plotagem do plano de falha, aplicando-se a direção de mergulho, ângulo e quadrante de mergulho. b-) Plotagem do paleotensor, aplicando-se a direção e o caimento do mesmo. c-) Obtenção do polo representativo do plano de falha. d-) Cálculo dos ângulos entre o polo do plano de falha e o paleotensor, no qual a soma de ambos é igual a 180°. Neste exemplo, $\beta=55,1$.

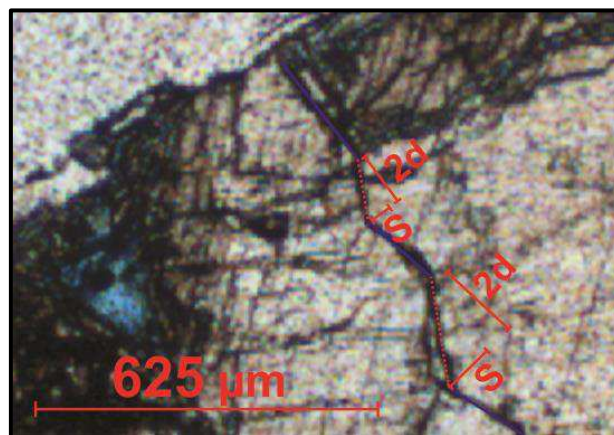


Figura 4.9: *Microcracks* identificados na seção delgada, com a finalidade da aquisição dos parâmetros 2d e S, denotados em vermelho na imagem.

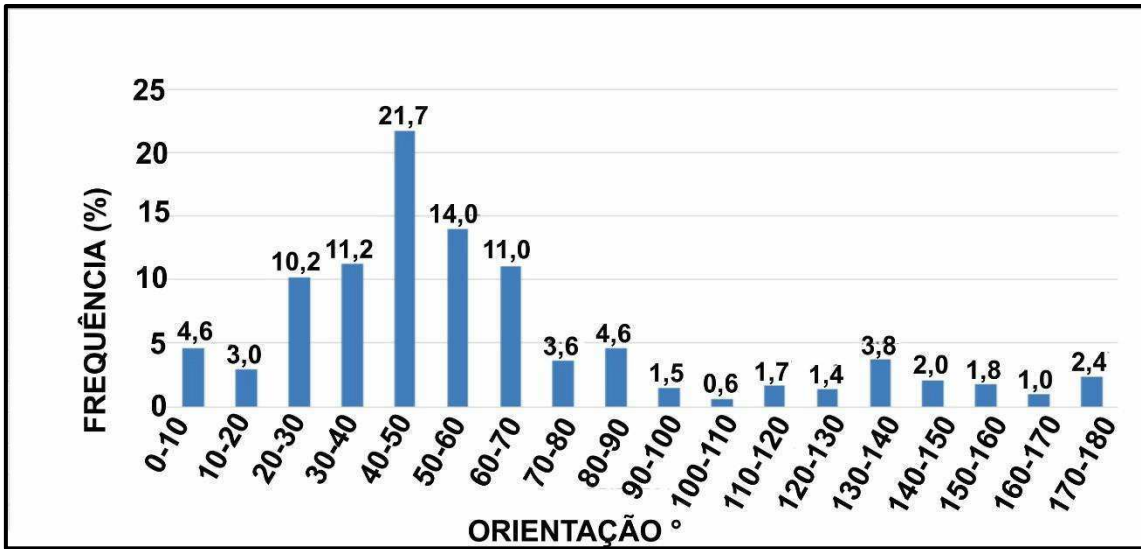


Figura 4.10: Histograma de Frequência x Orientação de *microcracks* analisados em seção delgada.

5- Artigo Científico

Evolução tectônica de bandas de deformação a partir de análise de *microcracks*: um exemplo da Formação Antenor Navarro, Bacia do Rio do Peixe, NE Brasil

Daniel Henrique Silva de Souza¹; Francisco César Costa Nogueira¹; Tiago Siqueira de Miranda²

1UAMG/PPGEPM/UFCEG; 2DGEO/UFPE

Resumo

Bandas de deformação são estruturas que alteram as propriedades petrofísicas de rochas porosas. Essas estruturas podem ocorrer na forma individual ou nucleada. Diversos autores elucidam que os planos de estruturas rúpteis são gerados devido a formação, crescimento e coalescência de *microcracks*. Estas estruturas se propagam paralelamente ao esforço principal (σ_1) e possuem um ângulo máximo para que haja uma interação entre si. Estudos sobre o desenvolvimento e interação entre os *microcracks* em escalas de afloramento permanecem ausentes na literatura. Este trabalho teve como o objetivo principal gerar um modelo evolutivo com base em dados de afloramento e análise microtectônica de rochas siliciclásticas da Formação Antenor Navarro, inserida na Bacia Rio do Peixe. Foi realizado o mapeamento geológico-estrutural e a análise estrutural das bandas de deformação para efetuar o cálculo dos paleotensores visando explicar o desenvolvimento multiescalar de coalescência entre *microcracks* e prever os locais de nucleação de bandas de deformação. Foram identificados dois sets principais de *microcracks*: a) E-W e; b) NE-SW, com σ_1 calculado a 251/06. Os resultados deste trabalho sugerem que os sets de bandas de deformação possuem padrões de *linkagem* entre si que se assemelham ao processo fractal de coalescência de *microcracks*.

Palavras chave: Bandas de deformação; *microcracks*; rochas siliciclásticas; *linkagem*

5.1- Introdução

A área de estudo corresponde a um afloramento inserido no contexto dos arenitos conglomeráticos cretácicos da Formação Antenor Navarro, composto por vários elementos estruturais, dentre eles estruturas rúpteis denominadas de bandas de deformação. Estas estruturas são provenientes de uma deformação localizada em rochas sedimentares e que possuem a capacidade de alterar as propriedades petrofísicas das rochas que as contém (Antonellini & Aydin, 1994; Fossen, 2010). De acordo com sua hierarquia, as bandas de deformação podem ocorrer de maneira individual (*singles*) (Fig. 5.1-a) ou em forma de nucleação de bandas (*cluster*) (Fig. 5.1-b). A evolução destas nucleações pode gerar um plano de cisalhamento efetivo, que pode possuir estrias de deslizamento na sua superfície (Fig. 5.1-c) (Aydin & Johnson, 1978).

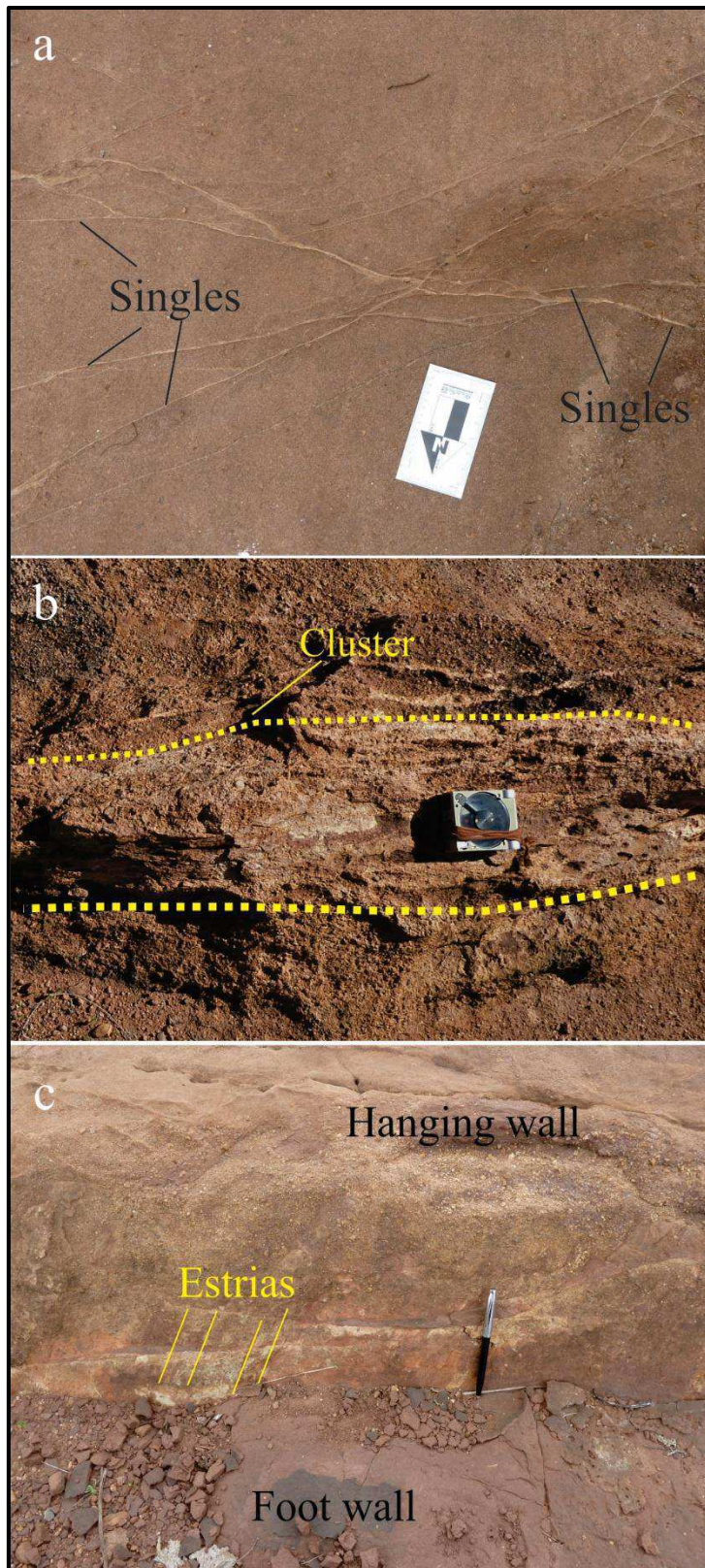


Figura 5.1: Forma de ocorrência das bandas de deformação na Formação Antenor Navarro, Bacia do Rio do Peixe. a-) Single. b-) Cluster. c-) Superfície de deslizamento com estrias de plano de falha.

Diversos autores elucidam que os planos de estruturas rúpteis são oriundos da formação, crescimento e coalescência de elementos denominados de *microcracks* (Ashby & Hallam, 1986; Reches & Lockner, 1994; Wang et al., 1996; Healy et al., 2006a; 2006b). Os *microcracks* podem ser interpretados como microfissuras que são geradas e se propagam em uma direção paralela a sub-paralela ao eixo de compressão máxima (σ_1) (Horii & Nemat-Nasser, 1985). Segundo Germanovich et al. (1994), os *microcracks* se formam, desenvolvem e se conectam devido ao fator de intensidade de *stress* (SIF). Este fator representa a singularidade do *stress* na extremidade do crack. De acordo com Kachanov (1987), o SIF é aumentado quando os cracks se dispõem de forma colinear. Porém, Du & Aydin (1991) expressam que se os *microcracks* estiverem dispostos no padrão escalonado uns em relação aos outros, o SIF nas suas extremidades será maior, ou seja, os cracks possuirão uma maior probabilidade de coalescência. Contudo, Wang et al. (1996) explanam que o desenvolvimento dos *microcracks* está relacionado diretamente com o SIF tipo I de Du & Aydin (1991) e Germanovich et al. (1994). Contudo, a coalescência entre os *microcracks* seria formada pela introdução do SIF tipo II, ou cisalhante, contrariando os autores imediatamente supracitados. Desta forma, a coalescência dos *microcracks* ocorreria por meio de uma combinação entre ambos os fatores de intensidade de stress, com uma razão limite entre a distância lateral entre os dois *microcracks* (h) e a distância linear entre as extremidades dos *microcracks* ($2d$) de 0,85 para que ocorra a interação. Já Healy et al. (2006a) expõem que para haver coalescência entre os *microcracks* os mesmos devem estar dispostos até um ângulo crítico, denominado de ângulo de máxima interação (θ), caso contrário os *microcracks* não irão interagir. Este ângulo de máxima interação é ainda um dos parâmetros utilizados para se calcular o ângulo (β) entre os eixos de paleotensores e o plano formado pela coalescência de *microcracks* com determinado comprimento (L) e espaçamento lateral (S) (Healy et al., 2006b).

As pesquisas realizadas relacionadas à gênese de planos de estruturas rúpteis por meio da formação, crescimento e coalescência de *microcracks* até então têm se baseado em procedimentos laboratoriais e em análises em escala microscópica (Ashby & Hallam, 1986; Reches & Lockner, 1994; Moore & Lockner, 1995). Estudos sobre o resultado da interação entre essas estruturas em maiores escalas permanecem ausentes, assim como o papel que esses processos de crescimento e coalescência exercem na formação e desenvolvimento de clusters em zonas de bandas de deformação.

Este trabalho visa elaborar um modelo da evolução tectônica das bandas de deformação baseado no desenvolvimento fractal da formação, crescimento e coalescência de *microcracks*. O objetivo principal desta pesquisa também abrange predizer no modelo evolutivo específico os locais onde irão ocorrer a formação dos clusters, uma vez que estes possuem uma ampla capacidade de redução de permeabilidade de reservatórios siliciclásticos (Fossen & Bale, 2007).

O desenvolvimento da presente pesquisa constituiu no mapeamento das estruturas in situ, na coleta de dados estruturais de planos e linhas das mesmas para cálculo

laboratorial do eixo de máxima compressão. Baseado neste eixo e na distribuição do padrão de *linkagem* entre as estruturas do afloramento, foi possível gerar um modelo de desenvolvimento das estruturas, bem como correlacionar os padrões de *linkagem* com os propostos por pesquisas anteriores e prever onde ocorre as nucleações de bandas e calcular o ângulo máximo de interação entre as estruturas. O presente trabalho também visa um estudo microtectônico em correlação com a análise em escala de afloramento.

5.2- Contexto Geológico

A área de estudo deste trabalho está inserida na Bacia Rio do Peixe (BRP), que faz parte do conjunto de Bacias Interiores do Nordeste Brasileiro, e que correspondem a um grupo de bacias eocretáceas sobrepostas ao embasamento da pré-cambriano, dominado por extensas zonas de cisalhamento dúcteis neoproterozóicas (Castro & Castelo Branco, 1999). A origem da BRP possivelmente está relacionada aos esforços de estiramento e ruptura crustal iniciados no Cretáceo Inferior, associado à separação dos continentes Sul-Americano e Africano e, por consequência, à formação do Oceano Atlântico Sul (Castro et al., 2007). Isto promoveu a reativação das zonas de cisalhamento neoproterozóicas, proporcionando a instalação do sistema de rifteamento do nordeste, relacionado à gênese, controle estrutural e sedimentação expressiva tanto das bacias interiores supracitadas, quanto das bacias marginais brasileiras (Matos, 1987; Matos, 1992).

Segundo Sénant & Popoff (1991), o eixo de compressão máxima vertical (σ_1) atuou na abertura e evolução da BRP durante a fase rift, permitindo estabelecer um eixo de estiramento máximo (σ_3) segundo a direção NW-SE. Em estudos recentes, Nogueira et al. (2015) observaram que a BRP foi afetada por processos de inversão do campo de tensão, associada a uma evolução pós-rift, imprimindo as rochas sedimentares da bacia uma tectônica compressiva, cujo eixo de máxima compressão horizontal está orientado segundo a direção 84Az, podendo sofrer rotação para até 98Az.

A configuração estrutural da BRP é caracterizada por três sub-bacias: Brejo das Freiras (SBF), Sousa (SS) e Pombal (SP) (Françolin et al., 1994). A Sub-bacia Brejo das Freiras é alongada na direção NE-SW e possui o seu controle estrutural exercido pela Falha Portalegre, cuja cinemática é essencialmente normal com componente dextral (Carvalho et al., 2013; Nogueira et al., 2015). A Sub-bacia de Sousa é controlada pela Falha de Malta, instalada sobre o Lineamento Patos, que possui um trend E-W, com rotação para ENE na sua porção leste e para WNW na sua terminação oeste. Esta falha possui uma cinemática transtensiva sinistral dominante (Carvalho et al., 2013). O afloramento alvo deste estudo localiza-se no limite entre as duas Sub-bacias supracitadas (Fig. 5.2). A Sub-bacia de Pombal localiza-se na extremidade oriental da Falha de Malta, apresentando um trend ENE a NE e uma cinemática que varia de normal a transtensiva sinistral.

O preenchimento sedimentar da BRP corresponde a três formações principais: Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas (Braun, 1969; Sénant & Popoff, 1989). A unidade

sedimentar alvo desta pesquisa está inserida no contexto da Formação Antenor Navarro. Esta é representada por conglomerados e arenitos conglomerados intercalados com pelitos, moderadamente selecionados, típicos de sistemas fluviais entrelaçados ou distributários. A Formação Sousa corresponde a argilitos, folhelhos e siltitos depositados nas porções mais terminais dos sistemas fluviais distributários, tais como depósitos lacustres. A Formação Rio Piranhas é composta por arenitos grossos e conglomerados desorganizados, por vezes brechados, provenientes de leques aluviais de borda de falha (Fig. 5.2).

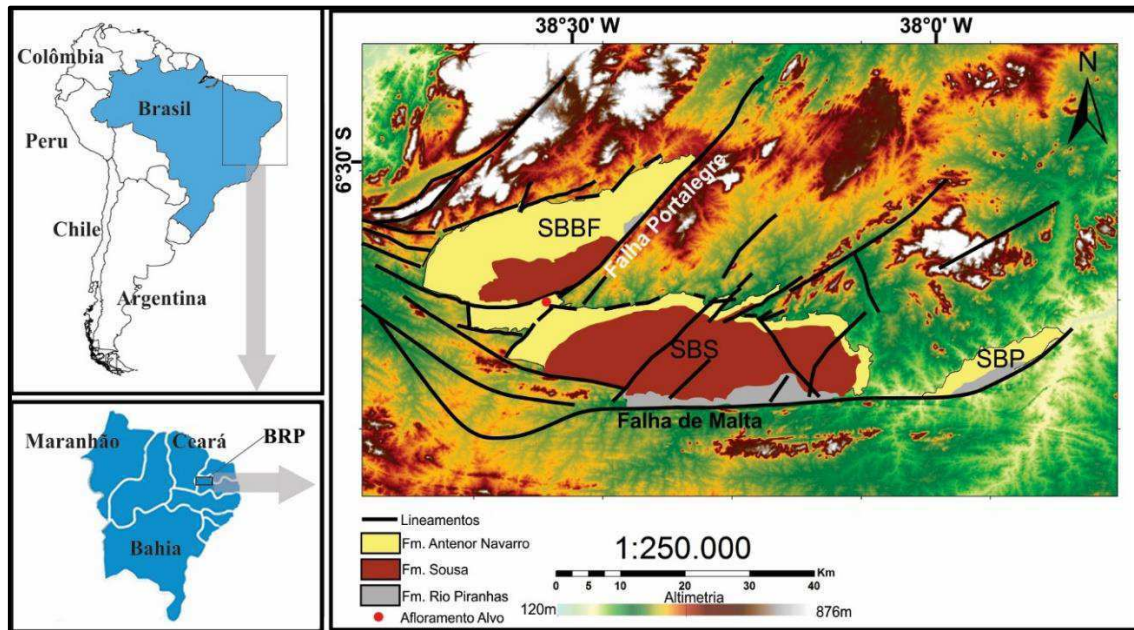


Figura 5.2: Mapa de localização da Bacia Rio do Peixe e do afloramento alvo deste trabalho. Destaque para a disposição das sub-bacias SBBF- Sub-bacia Brejo das Freiras, SBS- Sub-bacia Sousa, SBP- Sub-bacia Pombal e os lineamentos estruturais.

5.3- Materias e Métodos

Inicialmente foi realizado em afloramento um imageamento aéreo por meio de Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) para o mapeamento das estruturas. Paralelamente ao mapeamento, foi realizada uma análise estrutural, que corresponde à coleta dos dados dos planos e linhas (estrias de deslizamento) em sites pré-definidos, bem como à caracterização dos padrões de *linkagem* entre as estruturas e cinemática das mesmas. A partir dos dados coletados nas estruturas planares e lineares, foi possível calcular o conjunto de paleotensores que atuaram na formação e evolução das bandas de deformação presentes no afloramento. Esta etapa consistiu na utilização do software TectonicsFP que, por meio do método de Angelier & Goguel (1979) de reconstrução do paleostress, foi possível calcular as paleotensões atuantes na formação e evolução das bandas de deformação. O ângulo entre os paleotensores e os planos de bandas de deformação foi obtido utilizando o Stereonet (Cardozo & Allmendinger, 2013) objetivando obter o parâmetro β de Healy et al. (2006b), de acordo com a equação a seguir:

$$\beta_1 = \tan^{-1} \left\{ \frac{2 (S_1 / L_1) \sin \theta}{\sin \theta + 2 (S_1 / L_1) \cos \theta} \right\} \text{ Equação 01}$$

Durante o mapeamento geológico-estrutural foi possível obter os parâmetros de comprimento (L), espaçamento lateral (S) e linear entre as estruturas (2d) para se efetuar o cálculo do ângulo de máxima interação (θ). Também foram coletadas amostras orientadas em planos de falha, a fim de se confeccionar seções delgadas para análise microtectônica.

5.4- Resultados

5.4.1- Análise em Macroescala

O resultado do mapeamento das estruturas rúpteis (Fig. 5.3) permitiu a observação de dois sets de bandas de deformação: a) set E-W, com uma região central de *cluster* (Fig. 5.4), e b) set NE-SW.

De acordo com a análise estrutural em afloramento, os sistemas de bandas de deformação E-W e NE-SW possuem suas gêneses associadas a uma mesma fase deformacional, no qual por meio da utilização dos dados de 131 planos, 19 com estrias, foi possível o cálculo dos paleotensores que atuaram na sua formação (Fig. 5.3). O cálculo dos eixos de paleotensão de σ_1 , σ_2 e σ_3 obteve valores de 251/06, 131/78 e 342/10, respectivamente. Esta análise permitiu a observação de que a formação da zona de cluster, localizada na região central do afloramento estudado, está caracterizada pela *linkagem* das estruturas do sistema NE-SW com as estruturas do sistema E-W, gerando uma região espessa de nucleação de bandas de deformação (Fig. 5.5).

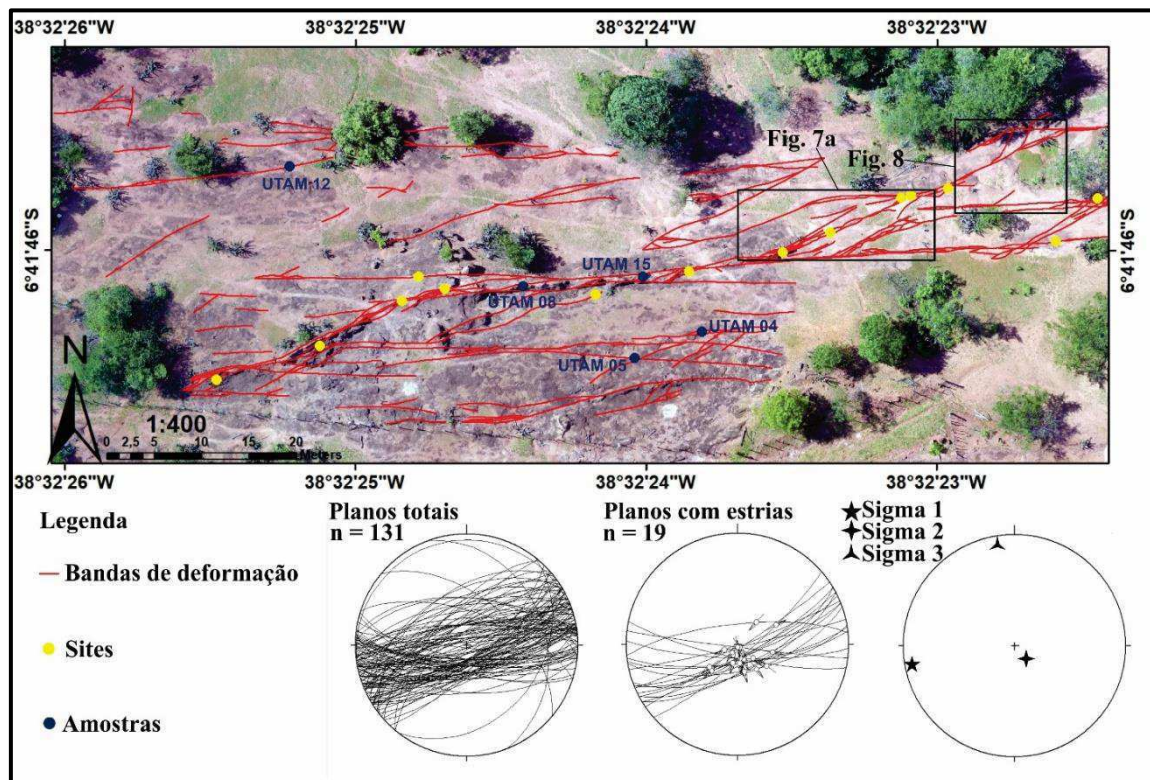


Figura 5.3: Mapa geológico-estrutural da ocorrência de bandas de deformação no afloramento da Formação Antenor Navarro, pontos de coleta de amostras e paleotensores.

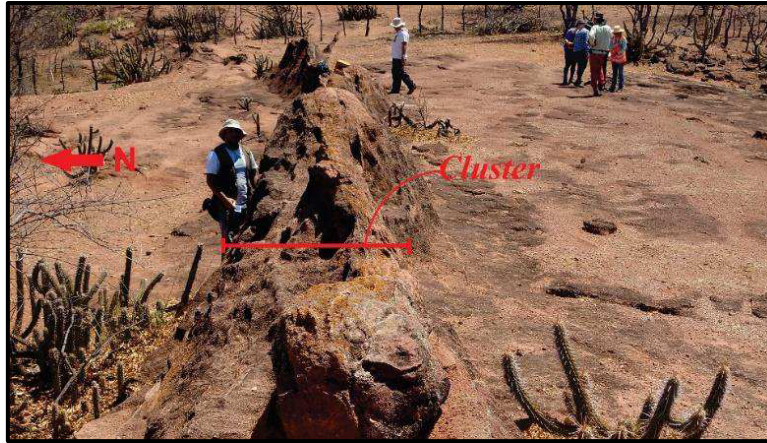


Figura 5.4: Imagem do cluster de direção E-W localizado na porção central do afloramento, apresentando uma espessura máxima de 80 cm.

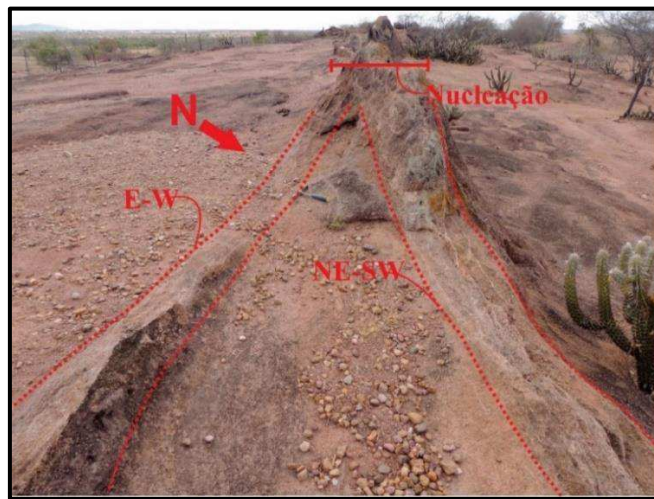


Figura 5.5: Imagem de detalhe da *linkagem* do sistema NE-SW com o E-W, com a nucleação de falhas mais espessas ocorrendo pela convergência e evolução de ambos sistemas de estruturas rúpteis.

A relação de *linkagem* entre as bandas de deformação do set NE-SW e as estruturas do set E-W foi observada em vários locais do afloramento (Fig. 5.6), no qual as bandas de deformação do sistema NE-SW defletem ao interceptar o sistema E-W. Foi identificado que as bandas de deformação do sistema NE-SW possivelmente exercem uma função de “estruturas de *linkagem*” entre as estruturas do sistema E-W, onde estas atuariam como cracks prévios (Fig. 5.7). Afim de se obter um padrão para que ocorra as linkagens entre as estruturas de ambos os sets foram medidas as distâncias laterais (S) e lineares (2d), entre os cracks do sistema E-W (Fig. 5.7) (Tabela 5.1). Também foram identificados locais onde a *linkagem* entre as estruturas E-W não ocorre, o que sugere um *overlapping* entre as bandas de deformação (Fig. 5.8).

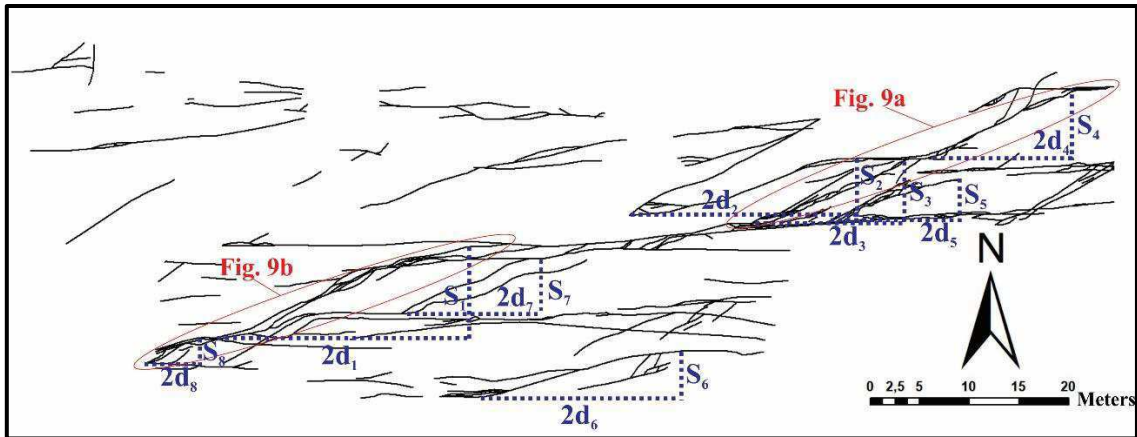


Figura 5.6: Locais de medição dos espaçamentos lateral (S) e linear (2d) entre os *cracks* do sistema E-W. As linhas tracejadas correspondem às medidas de ambos espaçamentos interpretados na imagem área (VANT).

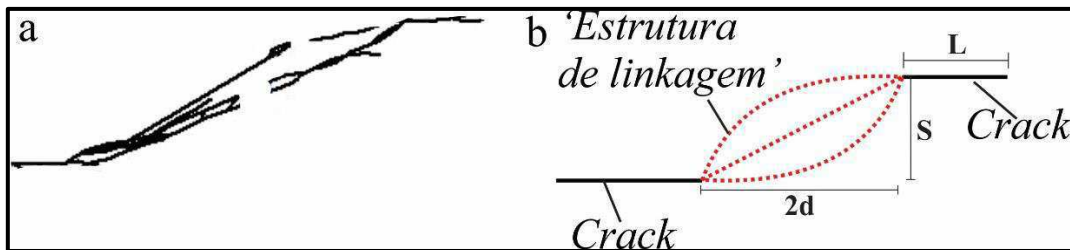


Figura 5.7: a) Geometria observada entre as estruturas do set E-W; b) Desenho esquemático da conexão entre os *microcracks*, distâncias laterais (S) e linear (2d). O vetor resultante entre as distâncias S e 2d representam a “estrutura de *linkagem*” (NE-SW), que corresponde a coalescência entre os cracks prévios.

Tabela 5.1: Valores das distâncias lateral (S) e linear (2d) medidos em diferentes locais ao longo do afloramento estudado e destacados pela Figura 5.6.

Local	1	2	3	4	5	6	7	8
S	9,24	5,86	6,72	6,49	4,44	4,74	5,32	2,37
2d	25,42	22,84	15,68	16,16	13,28	20,81	12,93	5,65
S/2d	0,3634	0,2565	0,4285	0,4016	0,3334	0,2277	0,4114	0,4194

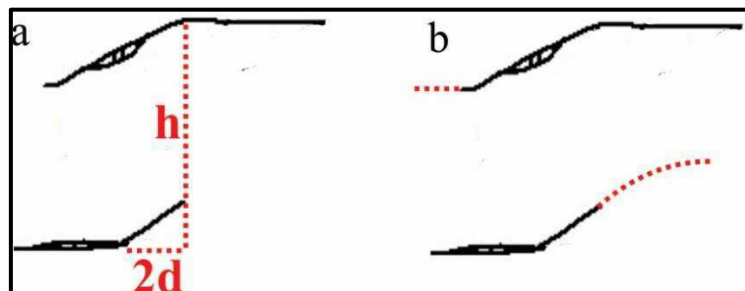


Figura 5.8: a-) Situação no afloramento onde os cracks do sistema E-W possuem uma razão S/2d de 4,29, não ocorrendo *linkagem* entre as estruturas. b-) Possível evolução das bandas do sistema NE-SW, onde provavelmente não ocorrerá *linkagem* com o sistema E-W.

Utilizando dois planos NE-SW definidos gerados pela coalescência entre seis cracks E-W (Fig. 5.9), foi possível medir o comprimento (L), o espaçamento lateral (S), bem como calcular os planos médios correlacionados por meio da sua orientação e mergulhos médios (Tabela 5.2). Esses dados foram utilizados para a elaboração da correlação entre os planos formados e os eixos de paleotensores.

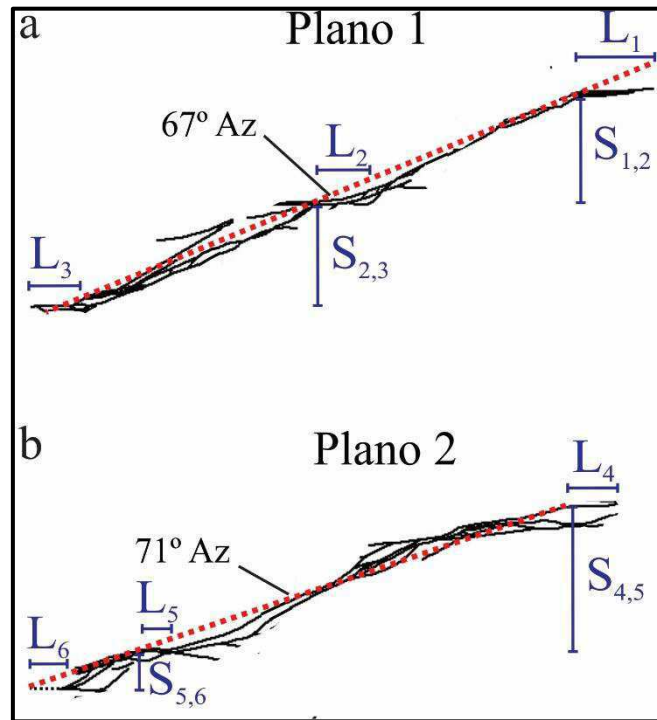


Figura 5.9: Orientação dos planos NE-SW de acordo com a coalescência entre seus cracks E-W e os seus parâmetros S e L.

Tabela 5.2: Parâmetros medidos para cálculo do local de máxima interação.

	L_1	L_2	L_3	L_m	$S_{1,2}$	$S_{2,3}$	S_m	Plano médio
Plano 1	4,09	1,52	2,31	2,64	6,49	6,72	6,6	337/68
	L_4	L_5	L_6	L_m	$S_{4,5}$	$S_{5,6}$	S_m	Plano médio
Plano 2	3,68	1,62	1,75	2,35	9,24	2,37	5,8	161/74

5.4.2- Análise em Microescala

A análise microtectônica dos arenitos da Formação Antenor Navaro permitiu observar que os padrões de *linkagem* que ocorrem em escala de afloramento também ocorrem em escala de lâmina petrográfica. Foi observado que os *microcracks* ocorrem mais comumente nos interiores dos grãos feldspáticos (Fig. 5.10). Com relação à orientação preferencial dos *microcracks*, levou-se em conta a qual sistema de bandas de

deformação pertencem a amostra relacionada à seção delgada analisada (Fig. 5.11). O pico máximo da Figura 5.11-a denota que os *microcracks* estão dispostos preferencialmente na direção entre E-W (80-90Az). De acordo com as Figuras 5.11-b, 5.11-d e 5.11-e foi possível identificar que a orientação preferencial dos *microcracks* ocorrem com trend variando entre 40 e 50Az. Enquanto que a Figura 5.11-c foi observado uma direção preferencial entre 20-30Az. Observa-se também nos gráficos que poucos picos de *microcracks* estão relacionados às direções acima de 90Az, o que significa uma escassez de *microcracks* no sentido NW-SE.

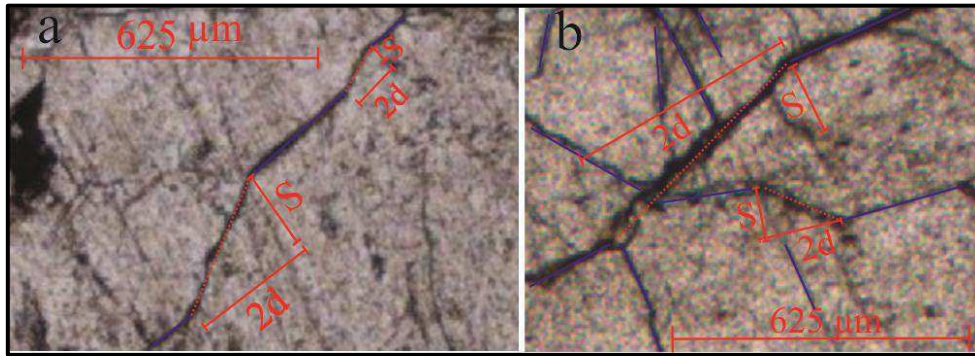


Figura 5.10: Exemplos em seção delgada dos padrões de *linkagem* entre os *microcracks*, semelhantes aos que ocorrem em escala de afloramento.

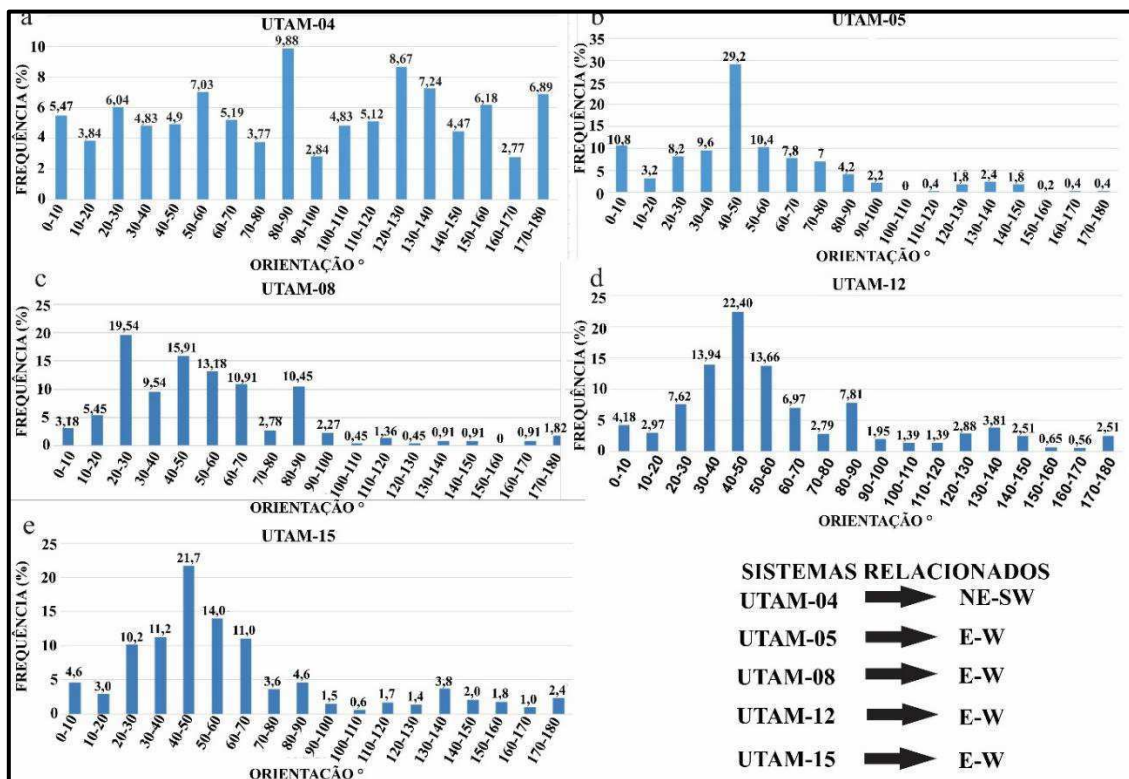


Figura 5.11: Histogramas de orientação x frequência de *microcracks* das seções delgadas analisadas e seus sistemas de estruturas associados.

5.5- Discussão

5.5.1- Modelo Evolutivo

Foi observado em campo que as linkagens entre as estruturas de ambos os sets de bandas de deformação ocorrem no padrão escalonado, condizente com os estudos de Du & Aydın (1991) e Reches & Lockner (1994). Este padrão ocorre com maior frequência na formação das estruturas NE-SW como produto da coalescência entre as estruturas E-W.

O cálculo dos paleotensores resultou na obtenção de um eixo de compressão máxima horizontal semelhante ao proposto por Nogueira et al. (2015), alternando segundo as direções NE-SW e E-W. Com a obtenção dos eixos de paleotensores e a distribuição do padrão de *linkagem* entre eles, foi possível elaborar um modelo evolutivo para o afloramento em questão. Este modelo tectônico foi baseado na gênese, crescimento e coalescência de *microcracks*. O primeiro estágio de deformação foi responsável pela formação e crescimento de *microcracks* prévios paralelos ao σ_1 . Possivelmente estes *microcracks* formaram as microestruturas de *linkagem* e uniram os *microcracks* prévios NE-SW, caracterizando a gênese dos cracks do sistema E-W (Fig. 5.12).

Após o estabelecimento dos cracks do sistema E-W, o eixo de máxima compressão (σ_1), possivelmente sofreu uma rotação para aproximadamente 270Az, condizente com a proposição de Nogueira et al. (2015). Devido a esta rotação, foram gerados os *microcracks* na direção E-W, que coalescem e formam novos cracks na direção NE-SW, enquanto que os cracks do sistema E-W, formados na etapa anterior, crescem, coalescem, através dos cracks de *linkagem*, e formam *mesocracks* na direção NE-SW (Fig. 5.13-a). As zonas de nucleação de bandas de deformação no afloramento estudado podem estar relacionadas à ação do SIF tipo II de Wang et al. (1996) (Fig. 5.13-b).

Em um pulso tectônico posterior, o eixo de máxima compressão retornaria para a sua posição de origem (251Az), e ocorreria a formação de novos cracks na direção E-W pela coalescência de *microcracks* na direção NE-SW. Os *mesocracks* formados na etapa intermediária, coalesceriam pela ação do SIF tipo II, no qual geraria um *mesocrack* de *linkagem* (Fig. 5.14-a), que estaria relacionado à região de maior nucleação de bandas do afloramento analisado (Fig. 5.14-b).

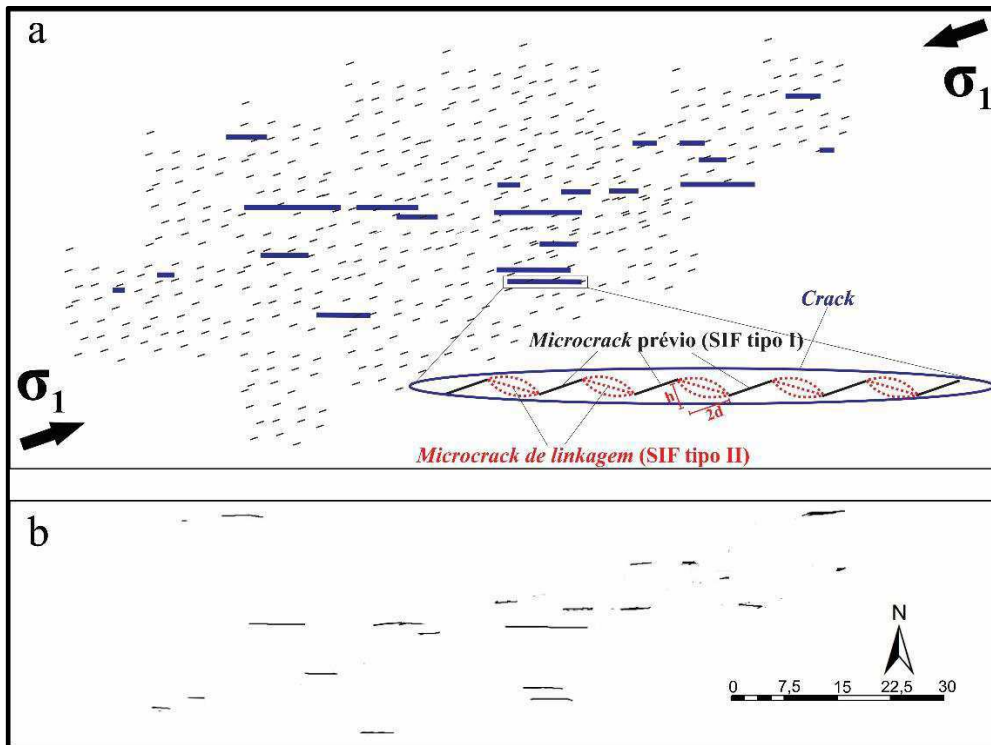


Figura 5.12: Formação de *microcracks* NE-SW (linhas pretas), que coalesceriam pela geração de *microcracks* de *linkagem* com a ação do SIF tipo II (linhas tracejadas vermelhas), e formariam os cracks do sistema E-W (traços em azul). b-) Situação inferida para o afloramento.

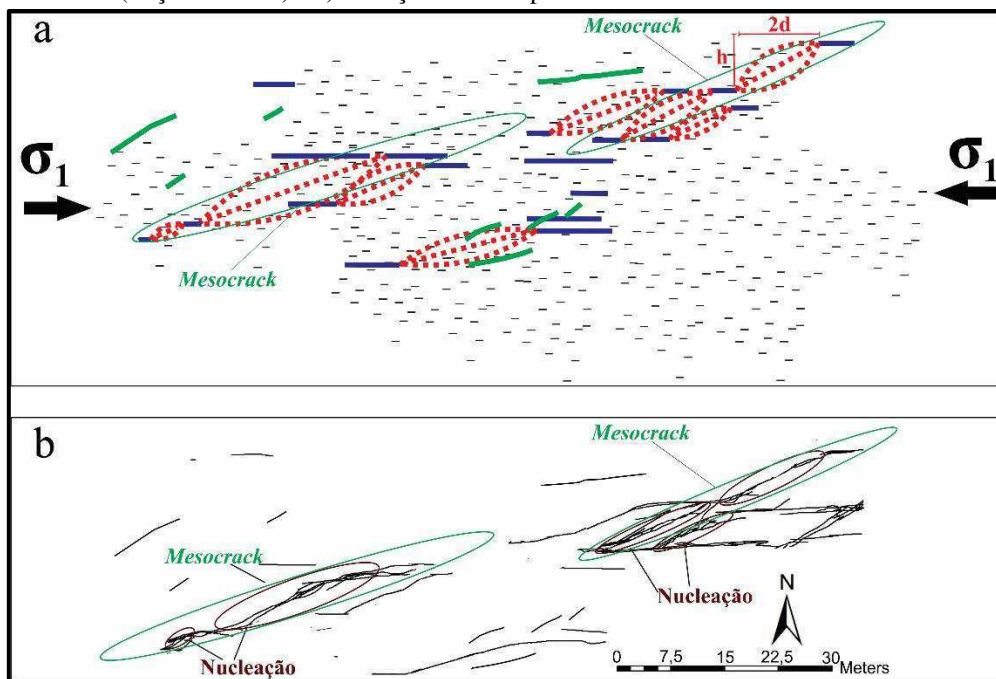


Figura 5.13: a-) Formação dos *mesocracks* (elipses verdes) pela coalescência dos cracks formados na etapa anterior, com formação de novos cracks do sistema E-W (linhas verdes). b-) Nucleação (elipses grenás) de bandas de deformação, nos entornos dos cracks de *linkagem*, formados pela ação do SIF tipo II.

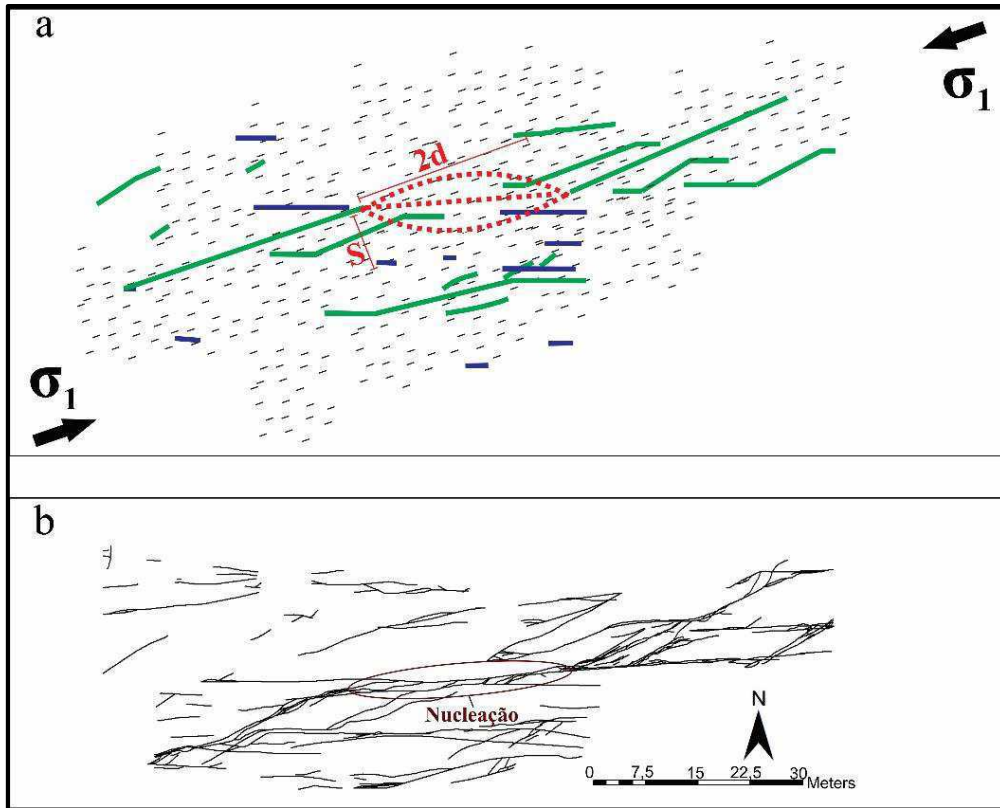


Figura 5.14: a-) Coalescência dos mesocracks (linhas em verde), por intermédio dos mesocracks de *linkagem*, obedecendo a relação $S/2d = 0,274$. b-) Configuração geométrica atual do afloramento estudado, com a zona de maior nucleação de bandas pertencente ao sistema E-W.

5.5.2- Ângulo de Máxima Interação

As razões entre os espaçamentos laterais (S) e lineares (2d) medidos entre os cracks que se linkaram nas duas últimas etapas do modelo evolutivo proposto se equivalem ao h e 2d, respectivamente, de Wang et al. (1996). Estas razões apresentaram valores menores que 0,4285, satisfazendo, portanto, a condição de coalescência de $h/2d < 0,85$ proposta pelo autor supracitado. Na Figura 5.8, o valor desta razão foi de 4,29, não havendo, assim, coalescência entre os cracks em questão. Contudo, esta condição de coalescência só é analisada em situações bidimensionais. Já o ângulo de máxima interação (θ) proposto por Healy et al. (2006a) foi calculado baseado em uma abordagem tridimensional e depende do material onde os cracks estão inseridos, sendo o ângulo proposto pelo autor de 26° . Utilizando dois planos com direção NE-SW (Fig. 5.9), formados na segunda etapa do modelo evolutivo proposto para o afloramento, foram calculados os ângulos (β) entre o eixo de compressão máxima (270Az) e os planos. Juntamente com o parâmetro β , foram calculados o espaçamento lateral (S) e comprimento dos cracks (L) que formaram tais planos para se obter os ângulos de máxima interação (θ) pela aplicação da Equação 1, de Healy et al. (2006b). Os valores obtidos de β para os planos 1 e 2 foram de $21,2$ e $18,2$, e os valores de θ foram de $22,8^\circ$ e $19,4^\circ$, respectivamente, sendo o maior valor considerado como ângulo de máxima interação para os arenitos presentes no afloramento estudado.

5.5.3- Análise dos *Microcracks* em Seção Delgada

Os padrões de *linkagem* entre as estruturas em escala de afloramento também foram observadas em escala microscópica (Fig. 5.10). Este fato corrobora com uma configuração geométrica atual das bandas de deformação gerada a partir do desenvolvimento multiescalar dos processos de formação, crescimento e coalescência entre os *microcracks*. Esta correlação pode ser feita entre as escalas de observação conforme observado por Moore & Lockner (1995), que explanam que os processos de crescimento de *microcracks* podem ser observados pela a análise de cracks maiores.

Os tipos morfológicos de *microcracks* de Krantz (1983) mais observados em seção delgada foram os *microcracks* intracristalinos. Estudos de *microcracks* gerados por compressão axial em granito (Moore & Lockner, 1995) e em rochas ofiolíticas (Rigopoulos et al., 2012) também denotaram um microfraturamento intracristalino preferencial. Os histogramas elaborados a partir da análise microscópica estão de acordo com o modelo evolutivo, no qual os *microcracks* que formam as estruturas do sistema NE-SW estão preferencialmente na direção E-W. Isto é confirmado pela observação do pico na Figura 5.11-a que denota os *microcracks* na orientação entre 80-90Az. Já as demais seções delgadas que estão relacionadas a gênese de planos do sistema E-W (Figs. 5.11-b, 5.11-c, 5.11-d e 5.11-e) possuem seus picos associados à *microcracks* com orientação NE-SW. Desta forma, estes dados corroboram que a formação dos planos ocorre pela coalescência preferencial dos *microcracks* em padrão *echelon*.

5.6- Conclusão

A análise estrutural dos arenitos da Formação Antenor Navarro, Bacia do Rio do Peixe, permitiu definir dois sistemas principais de bandas de deformação, sendo um E-W e o outro NE-SW. Os dados demonstram que os padrões de *linkagem* entre as estruturas dos dois sistemas de bandas de deformação visualizados no afloramento analisado seriam resultantes do desenvolvimento multiescalar de formação, crescimento e coalescência de *microcracks*. O modelo evolutivo proposto para o afloramento é constituído de três etapas majoritárias, com a rotação do eixo de compressão máxima condizente com o da fase da inversão da Bacia Rio do Peixe. Foi identificado que o ângulo de máxima interação para que haja coalescência entre as estruturas rúpteis das rochas sedimentares do afloramento analisado é de 22,8. As maiores nucleações de bandas de deformação estão sempre associadas às intermediações das estruturas de *linkagem*. A análise em microescala corroborou o modelo evolutivo de gênese e interação entre *microcracks* proposto em escala de afloramento e ratificou que a formação dos planos de estruturas rúpteis ocorre devido a coalescência de estruturas menores no padrão escalonado, no qual as escalas analisadas podem ser consideradas fractais do modelo evolutivo. Os resultados desse trabalho sugerem que o processo de coalescência de *microcracks* pode se replicar e formar estruturas rúpteis a níveis regionais.

Agradecimentos

Esta pesquisa foi financiada pelo convênio Petrobras/UFCG, através do projeto (TC 0050.0096065.15.9), coordenado pelo professor Dr. Francisco César Costa Nogueira. Os autores agradecem ao Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES) pelo fornecimento de dados utilizados neste trabalho.

Referências

- Angelier, J.; Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de faille. CR. Acad. Sci. Ser. D, 288: 307-310.
- Antonellini, M.; Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. AAPG Bulletin, v. 78, p. 355-377.
- Ashby, M. F.; Hallam, S. D., 1986. The failure of brittle solids containing small cracks under compressive stress states, Acta Metall., 34, 497-510.
- Aydin, A.; Johnson, A. M., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. Pure and Applied Geophysics 116, 931-942.
- Braun, O. P. G., 1969. Geologia da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 23 p.
- Cardozo, N.; Allmendinger, R. W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet Computer & Geosciences, v. 51, no. 0, p. 193-205, doi: 10. 1016/j. cageo.2012.07.021.
- Carvalho, I. S.; Mendes, J. C.; Costa, T., 2013. The Role of Fracturing and Mineralogical Alteration of Basement Gneiss in the Oil Exhsudation in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Northeastern Brazil. In: Journal of South American Earth Sciences 47 (2013) 47-54.
- Castro, D. L.; Castelo Branco, R.M.G., 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3 D. Brazilian Journal of Geophysics 17 (2,3), 129e144.
- Castro, D. L.; Oliveira, D. C.; Castelo Branco, R. M. G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe rift basin, NE Brazil: lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam, v. 24, p. 184 202.
- Du, Y.; Aydin, A., 1991. Interaction of multiple cracks and formation of echelon crack arrays, Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech., 15, 205-218.

- Fossen, H., 2010. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology* 27, 215-222.
- Fossen, H.; Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 91, p. 1685-1700.
- Françolin, J. B. L.; Cobbold, P.R.; Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.* 16 (5), 647–661.
- Germanovich, L. N.; Salganik, R. L.; Dyskin, A. V.; Lee, K. K., 1994. Mechanisms of brittle fracture of rock with pre-existing cracks in compression. *Pure and applied geophysics* 143: 117. DOI: 10.1007/BF00874326.
- Healy, D.; Jones, R. R.; Holdsworth, R. E., 2006a. Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction. *Nature* 439 (7072), 64e67.
- Healy, D.; Jones, R. R.; Holdsworth, R. E., 2006b. New insights into the development of brittle shear fractures from a 3-D numerical model of *microcrack* interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249 (1), 14e28.
- Horii, H.; Nemat-Nasser, S., 1985. Compression-induced *microcrack* growth in brittle solids: Axial splitting and shear failure, *J. Geophys. Res.*, 90, 3105-3125.
- Kachanov, M., 1987. Elastic solids with many cracks: A simple method of analysis. *International Journal of Solids and Structures* 23, 23–45.
- Kranz, R. L., 1983. *Microcracks* in rocks: a review. *Tectonophysics* 100:449–480.
- Matos, R. M. D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics*. 11,766- 791.
- Matos, R. M. D.,1987. Sistema de Rifts Cretáceos do Nordeste Brasileiro. In: *Anais, Tectos, Petrobrás - Depex*, 126-159.
- Moore, D. E.; Lockner, D. A., 1995. The role of *microcracking* in shear-fracture propagation in granite. *J. Struct. Geol.* 17, 95-114.
- Nogueira, F. C. C.; Marques, F. O.; Bezerra, F. H. R.; Castro, D. L.; Fuck, R. A., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics*.
- Reches, Z.; Lockner, D. A., 1994. Nucleation and growth of faults in brittle rocks. *J. Geophys. Res.* 99, 18159-18173.
- Rigopoulos, I.; Tsikouras, B.; Pomonis, P.; Hatzipanagiotou, K., 2012. Petrographic Investigation of *Microcrack* Initiation in Mafic Ophiolitic Rocks Under Uniaxial Compression. *Rock Mech. Rock Eng.* 46, 1061–1072.

- Séant, J.; Popoff, M., 1989. Les bassins du Rio do Peixe (NE Brésil): Extension intracontinentale créacé et réactivation des grands cisaillements ductiles panafricains. C. R. Acad. Sci. Paris 308, 1613–1619.
- Séant, J.; Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. Tectonophysics 198, 35–46 (doi: 0040-1951/91/).
- Wang, Y. Z.; Atkinson, J. D.; Akid, R.; Parkins, R. N., 1996. Crack interaction, coalescence and mixed mode fracture mechanics. Fatigue Fract. Eng. Mater. Struct., Vol. 19, No. 1, pp. 51-63. DOI: 10.1111/j.1460-2695.1996.tb00979.x.

6- Considerações Finais

O mapeamento das estruturas rúpteis do afloramento analisado permitiu a identificação de dois sistemas principais de falhas, sendo um E-W e outro NE-SW. O padrão escalonado de *linkagem* entre as estruturas rúpteis, juntamente com a ausência de padrões de truncamento expressivos entre ambos os sistemas, permitiu inferir que eles foram submetidos à mesma fase de deformação tectônica.

O cálculo do conjunto de paleotensores, responsável pela gênese dos dois sistemas de bandas de deformação observados, resultou em um eixo de máxima compressão (σ_1) com atitude de 251/06, sendo este eixo tratado como horizontal. Este valor é semelhante ao proposto por Nogueira et al. (2015), que corresponde à fase de inversão da bacia.

As bandas de deformação que se *linkam* respeitam as condições bidimensionais de espaçamento lateral (2d) e linear (S) de no máximo 0,4285, estando de acordo com o valor de 0,85 proposto por Wang et al. (1996).

O ângulo de máxima interação (θ) entre o eixo de máxima compressão e os planos de estruturas rúpteis formados nos arenitos conglomeráticos da Formação Antenor Navarro é de 22,8. Este valor é próximo do proposto por Healy et al. (2006a) para uma abordagem tridimensional de condições de *linkagem* entre *microcracks*.

A formação e crescimento dos *microcracks* estariam relacionados com a ação do SIF tipo I, e situados paralelamente ao eixo de máxima compressão (σ_1) e a *linkagem* ocorreria pela ação do SIF tipo II, que resultaria na formação dos *cracks de linkagem*, onde a nucleação de bandas ocorreria nos seus entornos.

A análise das seções delgadas permitiu observar que os padrões de *linkagem* observados na escala de afloramento também se repetem na escala microscópica. Isto permite que o modelo evolutivo proposto para o afloramento estudado seja realizado em uma escala de afloramento baseado no desenvolvimento multiescalar da formação, crescimento e coalescência de *microcracks*. Os histogramas de frequência x orientação de *microcracks* ratificou que o padrão de coalescência entre os *microcracks* é *en echelon*, uma vez que comprova que as estruturas E-W possuem picos de orientação de *microcracks* NE-SW e que as estruturas NE-SW possuem picos de orientação de *microcracks* E-W.

Referências

- Albuquerque, J. P. T., 1970. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste: Folha nº 15–Jaguaribe–Ceará. SUDENE, Recife, Ser. Hidrogeologia 32:187p.
- Allmendinger, R. W.; Cardozo, N. C.; Fisher, D., 2013. Structural Geology Algorithms: Vectors & Tensors: Cambridge, England, Cambridge University Press, 289 pp.
- Almeida, F. F. M.; Neves, B. B. B.; Carneiro, C.D.R., 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth-Sci. Rev.* 50 (1–2), 77–111.
- Alves, A. C.; Roos, S., 1990. Aspectos sedimentológicos da Bacia do Rio do Peixe: roteiro de excursão. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36. Natal. Anais... Natal: Sociedade Brasileira de Geologia. 1990.
- Anderson, E. M., 1905. The dynamics of faulting. M. A., B.Sc, H.M. Geological Survey. In Geological Society, London, Special Publications 2012, v.367; p231-246. DOI: 10.1144/SP367.16.
- Angelier, J., 1984. Tectonic analysis of fault slip data sets. *J. geophys. Res.* 89, 5837-5848.
- Angelier, J.; Goguel, J., 1979. Sur une méthode simple de détermination des axes principaux des contraintes pour une population de faille. *CR. Acad. Sci. Ser. D*, 288: 307-310.
- Antonellini, M.; Aydin, A., 1994. Effect of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, v. 78, p. 355-377.
- Araújo Netto, J. M.; Alves da Silva, F. C.; Jardim de Sá, E. F., 2012. Caracterização meso e microscópica de bandas de deformação em arenitos porosos: um exemplo nas tectonossequências Paleozoica, Pré- e Sin-rifte da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências – USP. Geol. USP, Sér. cient., São Paulo*, v. 12, n. 1, p. 8-98, Abril 2012.
- Ashby, M. F.; Hallam, S. D., 1986. The failure of brittle solids containing small cracks under compressive stress states, *Acta Metall.*, 34, 497-510.
- Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysicist*, 116, 913-930.
- Aydin, A.; Borja, R. I.; Eichhubl, P., 2006. Geological and mathematical framework for failure modes in granular rock. *Journal of Structural Geology*, v. 28, p. 83-98.
- Aydin, A.; Johnson, A. M., 1978. Development of faults as zones of deformation bands and as slip surfaces in sandstones. *Pure and Applied Geophysics* 116, 931–942.

- Aydin, A.; Johnson, A. M., 1983. Analysis of faulting in porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 5, 19–31.
- Ballas, G.; Soliva, R.; Benedicto, A.; Sizun, J., 2014. Control of tectonic setting and large-scale faults on the basin-scale distribution of deformation bands in porous sandstone (Provence, France). *Marine and Petroleum Geology* 55, 142-159.
- Braun, O. P. G., 1969. *Geologia da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 23 p.
- Cardozo, N.; Allmendinger, R. W., 2013. Spherical projections with OSXStereonet. *Computer & Geosciences*, v. 51, no. 0, p. 193-205, doi: 10.1016/j.cageo.2012.07.021.
- Carvalho, I. S.; Mendes, J. C.; Costa, T., 2013. The Role of Fracturing and Mineralogical Alteration of Basement Gneiss in the Oil Exhsudation in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Northeastern Brazil. In: *Journal of South American Earth Sciences* 47 (2013) 47-54.
- Carvell, J.; Blenkinsop, T.; Clarke, G.; Tonelli, M., 2014. Scaling, kinematics and evolution of a polymodal fault system: Hail Creek Mine, NE Australia. *Tectonophysics* 632, 138e150.
- Castro, D. L.; Castelo Branco, R.M.G., 1999. Caracterização da arquitetura interna das bacias do Vale do Cariri (NE do Brasil) com base em modelagem gravimétrica 3 D. *Brazilian Journal of Geophysics* 17 (2,3), 129e144.
- Castro, D. L.; Medeiros, W. E., 1997. Afinamento crustal associado à implantação das bacias intracratônicas do Trend Cariri – Potiguar. In: *Proceedings of the 17th Simpósio de Geologia do Nordeste, Extended Abstract, Fortaleza*, pp. 334–338.
- Castro, D. L.; Oliveira, D. C.; Castelo Branco, R. M. G., 2007. On the tectonics of the Neocomian Rio do Peixe rift basin, NE Brazil: lessons from gravity, magnetics, and radiometric data. *Journal of South American Earth Sciences, Amsterdam*, v. 24, p. 184 202.
- Córdoba, V. C.; Antunes, A. F.; Jardim de Sá, E. F.; Silva, A. N.; Sousa, D. C.; Lins, F. A. P. L., 2008. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil: integração de dados a partir do levantamento sísmico pioneiro 0295_rio_do_peixe_2d. *Boletim Geociências Petrobrás*, 16(1):53-68.
- Costa, A. B. S., 2010. *Diagênese e proveniência dos arenitos da Tectonossequência Rife nas Bacias Rio do Peixe e do Araripe, NE do Brasil*. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do rio Grande do Norte.

- Du, Y.; Aydin, A., 1991. Interaction of multiple cracks and formation of echelon crack arrays, *Int. J. Numer. Anal. Methods Geomech.*, 15, 205-218.
- Eshelby, J. D., 1957. The determination of the elastic field of an ellipsoidal inclusion, and related problems. *Proc. R. Soc. Lond. A* 241, 376–396.
- Etchécopar, A.; Vasseur, G.; Daignières, M., 1981. An inverse problem in microtectonics for the determination of *stress* tensors from fault striation analysis. *J. Struct. Geol.* 3, 51-65.
- Ferreira, C. A.; Santos, E. J., 2000. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Jaguaribe SE, Folha SB. 24-Z. Estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba e Pernambuco. Escala 1:500.000. Brasília: CPRM.
- Ferreira, T. S.; Alves da Silva, F. C., 2010. Bandas de deformação em arenitos porosos: estudo de casos em bacias do nordeste do Brasil. *Boletim de Geociências da PETROBRAS (Impresso)*, v. 18, p. 207-232.
- Fossen, H., 2010. Deformation bands formed during soft-sediment deformation: observations from SE Utah. *Marine and Petroleum Geology* 27, 215-222.
- Fossen, H., 2012. Fratura e deformação rúptil. In: *Geologia Estrutural*. São Paulo: Oficina de Textos, 192-200 p.
- Fossen, H.; Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, v. 91, p. 1685-1700.
- Fossen, H.; Hesthammer, J., 1998. Deformation bands and their significance in porous sandstone reservoirs. *First Break*, 16, 21–25.
- Fossen, H.; Schultz, R. A.; Shipton, Z. K.; Mair, K., 2007. Deformation bands in sandstones: a review. *Journal of the Geological Society*, v. 164, p. 755-769.
- Françolin, J. B. L., 1992. Analyse structurale du bassin du Rio do Peixe (Brésil). *Mém. et Docum. Centre Armoricain d'Etude Struct. Socles*, Rennes 46.
- Françolin, J. B. L.; Cobbold, P.R.; Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe Basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *J. Struct. Geol.* 16 (5), 647–661.
- Germanovich, L. N.; Salganik, R. L.; Dyskin, A. V.; Lee, K. K., 1994. Mechanisms of brittle fracture of rock with pre-existing cracks in compression. *Pure and applied geophysics* 143: 117. DOI: 10.1007/BF00874326.
- Healy, D.; Blenkinsop, T.; Timms, N. E.; Meredith, P. G.; Mitchell, T. M.; Cooke, M. L., 2015. Polymodal faulting: Time for a new angle on shear failure. *Journal of Structural Geology* 80, 57-71.

- Healy, D.; Jones, R. R.; Holdsworth, R. E., 2006a. Three-dimensional brittle shear fracturing by tensile crack interaction. *Nature* 439 (7072), 64e67.
- Healy, D.; Jones, R. R.; Holdsworth, R. E., 2006b. New insights into the development of brittle shear fractures from a 3-D numerical model of *microcrack* interaction. *Earth Planet. Sci. Lett.* 249 (1), 14e28.
- Horii, H.; Nemat-Nasser, S., 1985. Compression-induced *microcrack* growth in brittle solids: Axial splitting and shear failure, *J. Geophys. Res.*, 90, 3105-3125.
- Isida, M.; Nemat-Nasser, S., 1987. On mechanics of crack growth and its effects on the overall response of brittle porous solids, *Acta. Metall.* 12, 2887.
- Kachanov, M., 1987. Elastic solids with many cracks: A simple method of analysis. *International Journal of Solids and Structures* 23, 23–45.
- Kachanov, M., 1992. Effective elastic properties of cracked solids: critical review of some basic concepts. *Applied Mechanics Reviews* 45(8), 305–336.
- Kranz, R. L., 1983. *Microcracks* in rocks: a review. *Tectonophysics* 100:449–480.
- Krantz, R. W., 1986. The odd-axis model: orthorhombic fault patterns and three-dimensional strain fields. Ph.D Thesis, The University of Arizona.
- Krantz, R. W., 1988. Multiple fault sets and three-dimensional strain: theory and application. *J. Struct. Geol.* 10 (3), 225e237.
- Lockner, D. A.; Byerlee, J. D.; Kuksenko, V.; Ponomarev, A.; Sidorin, A., 1992. Observations of quasistatic fault growth from acoustic emissions. In *Fault Mechanics and Transport Properties of Rocks* (eds Evans, B. & Wong, T.) 3-31 (Academic, London).
- Matos, R. M. D., 1992. The northeast Brazilian rift system. *Tectonics.* 11,766- 791.
- Matos, R. M. D.,1987. Sistema de Rifts Cretáceos do Nordeste Brasileiro. In: *Anais, Tectos, Petrobrás - Depex*, 126-159.
- Moore, D. E.; Lockner, D. A., 1995. The role of *microcracking* in shear-fracture propagation in granite. *J. Struct. Geol.* 17, 95-114.
- Nogueira, F. C. C.; Marques, F. O.; Bezerra, F. H. R.; Castro, D. L.; Fuck, R. A., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics.*
- Nogueira, F. C. C.; Oliveira, M. S.; Castro, D. L., 2004. Estudo Magnético e Gravimétrico do Arcabouço Estrutural da Bacia Rio do Peixe – PB. *Revista de Geologia*, Vol. 17, nº 1, 74-87.

- Radaj, D.; Vormwald, M., 2013. Extended Stress Intensity Factor Concepts Advanced. in *Methods of Fatigue Assessment*, Springer-Verlag Berlin Heidelberg. DOI: 10.1007/978-3-642-30740-9_2
- Reches, Z., 1978. Analysis of faulting in three-dimensional strain fields. *Tectonophysics* 47, 109-129.
- Reches, Z., 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis. *Tectonophysics* 95, 133-156.
- Reches, Z.; Dieterich, J., 1983. Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. I. Failure of rocks in polyaxial, servo-control experiments. *Tectonophysics* 95, 111-132.
- Reches, Z.; Lockner, D. A., 1994. Nucleation and growth of faults in brittle rocks. *J. Geophys. Res.* 99, 18159-18173.
- Rigopoulos, I.; Tsikouras, B.; Pomonis, P.; Hatzipanagiotou, K., 2012. Petrographic Investigation of *Microcrack* Initiation in Mafic Ophiolitic Rocks Under Uniaxial Compression. *Rock Mech. Rock Eng.* 46, 1061–1072.
- Rotevatn, A.; Sandve, T. H.; Keilegavlen, E.; Kolyukhin, D.; Fossen, H., 2013. Deformation bands and their impact on fluid flow in sandstone reservoirs: the role of natural thickness variations. *Geofluids*- Blackwell Publishing Ltd.
- Sammis, C. G.; Ashby, M. F., 1986. The failure of brittle porous solids under compressive stress states, *Acta Metall.*, 34, 511-526.
- Sénant, J.; Popoff, M., 1989. Les bassins du Rio do Peixe (NE Brésil): Extension intracontinentale crétacé et réactivation des grands cisaillements ductiles panafricains. *C. R. Acad. Sci. Paris* 308, 1613–1619.
- Sénant, J.; Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198, 35–46 (doi: 0040-1951/91/).
- Shipton, Z. K., Cowie P.A., 2001. Damage zone and slip-surface evolution over μm to km scales in high-porosity Navajo sandstone, Utah. *Journal of Structural Geology* 23, 1825-1844.
- Shipton, Z. K.; P. A. Cowie., 2003. A conceptual model for the origin of fault damage zone structures in highporosity sandstone: *Journal of Structural Geology*, v. 25, p. 333–345, doi:10.1016/S0191-8141(02)00037-8.
- Silva, A. N., 2009. Arquitetura, litofácies e evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, UFRN, Natal: 108p.

- Solum, J. G.; Brandenburg, J. P.; Naruk, S. J.; Kostenko, O. V.; Wilkins, S. J.; Schultz, R. A., 2010. Characterization of deformation bands associated with normal and reverse stress states in the Navajo Sandstone, Utah. AAPG Bulletin, v. 94, no. 9, pp. 1453–1475, September.
- Torabi, A., 2008. Deformation bands in porous sandstone, their microstructure and petrophysical properties. (PhD dissertation), University of Bergen (150 pp.).
- Torabi, A.; Fossen, H.; Braathen, A., 2013. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs AAPG Bulletin, v. 97, no. 4, pp. 619–637, April 2013.
- Wang, Y. Z.; Atkinson, J. D.; Akid, R.; Parkins, R. N., 1996. Crack interaction, coalescence and mixed mode fracture mechanics. Fatigue Fract. Eng. Mater. Struct., Vol. 19, No. 1, pp. 51-63. DOI: 10.1111/j.1460-2695.1996.tb00979.x.
- Wimmer, S. A.; Karr, D. G., 1996. Compressive failure of *microcracked* porous brittle solids. Mechanics of Materials, 22(4), 265-277. DOI: 10.1016/0167-6636(95)00033-X.