



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



Universidade Federal  
de Campina Grande

Dissertação de Mestrado

**INFLUÊNCIA DE ZONAS DE DANO COM INTERAÇÃO E LINKAGEM DE  
FALHAS NO FLUXO DE FLUIDO EM MEIOS POROSOS SILICICLÁSTICOS,  
BACIA RIO DO PEIXE, NE BRASIL**

Autora:

**Luiza Cavalcante Vinhas Lucas**

Orientador:

**Prof. Dr. David Lino Vasconcelos (PPGEPM/UFCG)**

Campina Grande – Paraíba

Março de 2023

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

Dissertação de Mestrado

**INFLUÊNCIA DE ZONAS DE DANO COM INTERAÇÃO E LINKAGEM DE  
FALHAS NO FLUXO DE FLUIDO EM MEIOS POROSOS SILICICLÁSTICOS,  
BACIA RIO DO PEIXE, NE BRASIL**

Autora:

**Luiza Cavalcante Vinhas Lucas**

Dissertação de Mestrado apresentada no dia 27 de  
Março de 2023, ao Programa de Pós-Graduação  
em Exploração Petrolífera e Mineral (PPGEPM)  
da Universidade Federal de Campina Grande  
(UFCG).

**Comissão Examinadora:**

**Prof. Dr. David Lino Vasconcelos (PPGEPM/UFCG – Presidente/Orientador)**

**Dra. Juliana Aparecida Gonçalves Lopes (UFRN – Examinadora Externo)**

**Dr. Matheus Amador Nicchio (UFRJ – Examinador Externo)**

Campina Grande – Paraíba

Março de 2023

L933i

Lucas, Luiza Cavalcante Vinhas.

Influência de zonas de dano com interação e linkagem de falhas no fluxo de fluido em meios porosos siliciclásticos, Bacia Rio do Peixe, NE Brasil / Luiza Cavalcante Vinhas Lucas. – Campina Grande, 2023.

123 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2023.

"Orientação: Prof. Dr. David Lino Vasconcelos".

Referências.

1. Zonas de Falha. 2. Zonas de Dano. 3. Bandas de Deformação. 4. Interação de Falhas. 5. Linkagem de Falhas. 6. Permeabilidade. 7. Modelagem Numérica. 8. Fluxo de Fluidos. I. Vasconcelos, David Lino. II. Título.

CDU 551.243.1(812/813)(043)

**Luiza Cavalcante Vinhas Lucas**

**INFLUÊNCIA DE ZONAS DE DANO COM INTERAÇÃO E LINKAGEM DE  
FALHAS NO FLUXO DE FLUIDO EM MEIOS POROSOS SILICICLÁSTICOS,  
BACIA RIO DO PEIXE, NE BRASIL**

Dissertação de Mestrado apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral (PPGEPM) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG).

Aprovada em: 27/03/2023

**Comissão Examinadora:**

---

**Prof. Dr. David Lino Vasconcelos (PPGEPM/UFCG – Presidente/Orientador)**

---

**Dra. Juliana Aparecida Gonçalves Lopes (UFRN – Examinadora Externo)**

---

**Dr. Matheus Amador Nicchio (UFRJ – Examinador Externo)**



MINISTÉRIO DA EDUCAÇÃO  
**UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE**  
POS-GRADUACAO EXP. PETROLIFERA E MINERACAO  
Rua Aprigio Veloso, 882, - Bairro Universitario, Campina Grande/PB, CEP 58429-900

### REGISTRO DE PRESENÇA E ASSINATURAS

ATA DA DEFESA DE DISSERTAÇÃO DE MESTRADO DE LUIZA CAVALCANTE VINHAS LUCAS, DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA E MINERAL, REALIZADA EM 27 DE MARÇO DE 2023.

CANDIDATO(A): LUIZA CAVALCANTE VINHAS LUCAS

COMISSÃO EXAMINADORA:

ORIENTADOR E PRESIDENTE DA COMISSÃO: PROF. DR. DAVID LINO VASCONCELOS (CPF: 029.061.463-58)

EXAMINADOR EXTERNO 1: DR. MATHEUS AMADOR NICCHIO (CPF: 120.207.877-09)

EXAMINADORA EXTERNA 2: DR<sup>a</sup>. JULIANA APARECIDA GONÇALVES LOPES (CPF: 076.679.079-78)

TÍTULO DO TRABALHO: INFLUÊNCIA DE ZONAS DE DANO COM INTERAÇÃO E LINKAGEM DE FALHAS NO FLUXO DE FLUIDO EM MEIOS POROSOS SILICICLÁSTICOS, BACIA RIO DO PEIXE, NE BRASIL

HORA DE INÍCIO: 14:00 h

LOCAL: Sala Virtual na plataforma Google Meet.

Em sessão pública, iniciada às 14:00 horas do dia 27 de março de 2023, foi realizada a Defesa de Dissertação de Mestrado da discente Luiza Cavalcante Vinhas Lucas na Plataforma Google Meet, cujo título é “INFLUÊNCIA DE ZONAS DE DANO COM INTERAÇÃO E LINKAGEM DE FALHAS NO FLUXO DE FLUIDO EM MEIOS POROSOS SILICICLÁSTICOS, BACIA RIO DO PEIXE, NE BRASIL”. Após a exposição de cerca de 50 minutos, houve um espaço para interação da plateia com a candidata. Em seguida, a candidata foi arguida oralmente pelos membros da Comissão Examinadora. Por fim, o Presidente da Comissão Examinadora reuniu-se com os demais membros para deliberar sobre a avaliação da candidata. Assim, tendo a candidata demonstrado suficiência de conhecimento e capacidade de sistematização, no tema de sua dissertação, a Comissão Examinadora considerou a candidata como APROVADA.

Campina Grande, 27 de março de 2023.

Profa. Dra. ELISSANDRA NASCIMENTO DE MOURA LIMA

Coordenadora

Prof. Dr. DAVID LINO VASCONCELOS

Presidente da Comissão e Orientador

Dr. MATHEUS AMADOR NICCHIO, UFRJ

Examinador Externo

Dra. JULIANA APARECIDA GONÇALVES LOPES, UFRN

Examinadora Externa

LUIZA CAVALCANTE VINHAS LUCAS

Candidata

## 2 - APROVAÇÃO

2.1. Segue a presente Ata de Defesa de Tese de Doutorado da candidata LUIZA CAVALCANTE VINHAS LUCAS, assinada eletronicamente pela Comissão Examinadora acima identificada.

2.2. No caso de examinadores externos que não possuam credenciamento de usuário externo ativo no SEI, para igual assinatura eletrônica, os examinadores internos signatários certificam que os examinadores externos acima identificados participaram da defesa da tese e tomaram conhecimento do teor deste documento.



Documento assinado eletronicamente por **ELISSANDRA NASCIMENTO DE MOURA LIMA, COORDENADOR(A)**, em 03/04/2023, às 18:29, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **David Lino Vasconcelos, Usuário Externo**, em 03/04/2023, às 18:34, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Luiza Cavalcante Vinhas Lucas, Usuário Externo**, em 03/04/2023, às 18:49, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Matheus Amador Nicchio, Usuário Externo**, em 04/04/2023, às 08:49, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



Documento assinado eletronicamente por **Juliana Aparecida Gonçalves Lopes, Usuário Externo**, em 04/04/2023, às 12:42, conforme horário oficial de Brasília, com fundamento no art. 8º, caput, da [Portaria SEI nº 002, de 25 de outubro de 2018](#).



A autenticidade deste documento pode ser conferida no site <https://sei.ufcg.edu.br/autenticidade>, informando o código verificador **3275040** e o código CRC **D3A67CC2**.

## **Agradecimentos**

O trabalho que eu apresento aqui é fruto de muita colaboração e convergência com os colegas e mentores que encontrei durante esse período de mestrado. Fico feliz por encerrar esse ciclo com um cenário de pandemia muito mais positivo do que o de início. Mas fico também feliz ao olhar para trás e ver que pude contar com tanto apoio durante essa trajetória.

Primeiramente, agradeço à minha família, pelo apoio e carinho de sempre à todas as minhas decisões. Eu não consigo me imaginar chegando nem na metade do meu caminho sem a participação deles. Meus pais Marcos e Márcia, meu irmão e cunhada Renato e Fernanda, minha avó Arlete e minha parceira Giovanna.

Agradeço também ao meu orientador, David Lino Vasconcelos. Não somente o Professor Doutor, mas também a pessoa, que foi um grande mentor acadêmico e, ao mesmo tempo, sempre teve a sensibilidade de reconhecer e respeitar as minhas habilidades e os meus limites. Ficam aqui também os agradecimentos à minha coorientadora Msc. Maria Eduarda da Silva (ou melhor, Duda), por ter sido a grande professora que foi e colaborado de forma tão efetiva para o desenvolvimento desse trabalho.

Aos demais colaboradores do manuscrito, Fabrizio Bálsamo, Rômulo Stohler, Gabriel Honório, Hilário Bezerra, Cezar Nogueira, Paulo Jedean e Jorge André.

Dedico também um parágrafo de agradecimentos à equipe que tornou esse trabalho possível. Ao pessoal do LAPEP, que administrava os acessos dos computadores e acompanhava os trabalhos de campo. Às minhas colegas (e amigas) do núcleo LabSis, Loreнна, Isabela e Victória. Ao motorista mais proativo que o projeto DEBRIP já viu, Antônio Vicente.

Por fim, agradeço às instituições que tornaram esse mestrado possível. Ao PPGPEM – UFCG, pelo programa de mestrado. À Petrobrás pelo apoio ao projeto DEBRIP, ao qual minha pesquisa esteve associada. E à CAPES, pela bolsa de estudos.

## Resumo

Vários fatores são reconhecidos por influenciar o desenvolvimento de zonas de dano de falha. No entanto, a influência da interação e linkagem de segmentos de falha em zonas de falha e suas implicações para a distribuição espacial de estruturas subsísmicas e caracterização de permeabilidade e, conseqüentemente, no fluxo de fluido em meios porosos, ainda necessitam de uma explicação mais aprofundada. Este estudo analisa a relação entre contexto estrutural e propriedades petrofísicas por meio da caracterização e modelagem de elementos estruturais e permeabilidade em um afloramento localizado no bloco baixo de uma falha de borda (Falha de Portalegre) da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Com base nos dados adquiridos em duas *scanlines*, analisamos a frequência cumulativa de bandas de deformação que atravessam a zona de dano da falha e o protólito, e identificamos três zonas de falha marcadas por três zonas internas de dano. A primeira zona de falha está relacionada a um segmento de escala sísmica da Falha de Portalegre, enquanto a segunda e terceira zonas de falha estão associadas a duas falhas secundárias subsísmicas. A distribuição espacial de estruturas subsísmicas é marcada por diminuições e aumentos na frequência de bandas de deformação de acordo com as distâncias das falhas. Realizamos a caracterização petrofísica dessas zonas de falha e reconhecemos um padrão de sucessivos aumentos e reduções de permeabilidade à medida que nos afastamos da falha e nos aproximamos de outra. Essas interpretações foram utilizadas na construção de modelos de permeabilidade que mostram que a permeabilidade cruzando a zona de falha varia sem um padrão bem definido e que o impacto das bandas de deformação na permeabilidade é muito mais evidente perpendicularmente à direção preferencial do mergulho dessas estruturas. A complexidade estrutural da zona de falha estudada e as variações na direção de mergulho do segmento analisado da Falha de Portalegre nos levaram à interpretação de uma zona de dano de linkagem (*linking damage zone*). Os padrões aqui observados se opõem ao padrão de distribuição de estrutura subsísmica e permeabilidade de uma zona de dano de falha



isolada (*wall damage zone*), que compreende uma diminuição gradual na frequência de estruturas, aumento gradual na permeabilidade à medida que se afasta da falha principal e a uma influência da deformação na permeabilidade evidente mesmo que paralelamente às estruturas. Assim, este estudo destaca o efeito da interação e linkagem das terminações de falhas na distribuição de bandas de deformação e seu impacto na permeabilidade, esclarecendo alguns aspectos associados às heterogeneidades estruturais de reservatórios siliciclásticos afetados por zonas de falhas.

**Palavras-chave:** Zonas de Falha, Zonas de Dano, Bandas de Deformação, Interação de Falhas, Linkagem de Falhas, Permeabilidade, Modelagem Numérica, Fluxo de Fluidos.

### **Abstract**

Several factors influence the development of fault damage zones. However, the influence of the interaction and linkage of fault segments in fault zones and its implications for the spatial distribution of subseismic structures and characterization of permeability and, consequently, the flow of fluid in porous media, still need further explanation. This study analyzes the relationship between the structural context and the petrophysical properties through the characterization and modeling of structural elements and permeability in an outcrop located in the lower block of an boundary fault (Portalegre Fault) of the Rio do Peixe Basin, Northeastern Brazil. Based on data acquired from two scanlines, we analyzed the cumulative frequency of deformation bands crossing the damage zone and the protolith, and identified three fault zones marked by three inner damage zones. The first fault zone is related to a seismic-scale segment of the Portalegre Fault, while the second and third fault zones are associated with two secondary subseismic faults. The spatial distribution of subseismic structures is marked by decreases and increases in the frequency of deformation bands according to the distance from each fault. We performed the petrophysical characterization of these fault zones and recognized a pattern of successive increases and decreases in permeability as we move away from the fault and approach another. These interpretations were used in the construction of permeability models that show that permeability across the fault zone varies without a well-defined pattern and that the impact of deformation bands on permeability is much more evident perpendicular to the preferential dip direction of these structures. The structural complexity of the studied fault zone and the variations in the dip direction of the analyzed segment of the Portalegre Fault led us to the interpretation of a linking damage zone. The patterns observed here are opposed to the distribution pattern of subseismic structure and permeability of a wall damage zone, which comprises a gradual decrease in frequency of structure, a gradual increase in permeability as we move away from the main fault, and an influence of the deformation on the equivalent permeability even if parallel to the structures. Thus, this study highlights the effect of the

interaction and linkage of fault terminations on the distribution of deformation bands and its impact on permeability, clarifying some aspects associated with the structural heterogeneities of siliciclastic reservoirs affected by fault zones

**Keywords:** Fault Zones, Damage Zones, Deformation Bands, Fault Interaction, Fault Linkage, Permeability, Numerical Modelin, Fluid Flow.

## Sumário

Resumo.....	ii
Abstract .....	iv
Sumário .....	vi
Lista de Figuras .....	viii
Lista de Tabela .....	xv
1. Introdução .....	2
1.1. Apresentação .....	2
1.2. Estrutura da Dissertação .....	3
1.3. Justificativas e Objetivos .....	4
1.4. Localização da Área de Estudo .....	8
Referências .....	9
2. Referencial Teórico.....	18
2.1. Introdução.....	18
2.2. Origem e Evolução de Falhas.....	19
2.3. Zonas de Falha.....	21
2.4. Modelagem de Zonas de Falhas .....	29
Referências .....	34
3. Contexto Geológico .....	41
3.1. Introdução.....	41
3.2. Embasamento Cristalino.....	42
3.3. Evolução Tectônica .....	43
3.4. Arcabouço Estratigráfico.....	48
3.5 Bandas de Deformação da Bacia Rio do Peixe .....	51
Referências .....	53
4. Influence of Fault Tip Interaction and Linkage: Implications for Spatial Distribution of Deformation Bands and Permeability Characterization.....	58
4.1. Abstract.....	58
4.2. Introduction .....	58
4.3. Geological Setting .....	62
4.3.1. Tectonic Evolution.....	62
4.3.2. Sedimentary Fill.....	63
4.3.3. Fault zones and deformation bands in the Rio do Peixe Basin.....	64
4.4. Methods .....	66

4.4.1. Structural Characterization .....	66
4.4.2. Petrophysical Characterization .....	68
4.5. Results .....	69
4.5.1. Structural Characterization of the Fault Zone.....	69
4.5.2. Permeability Distribution Along the Fault Zones .....	78
4.6. Discussion.....	81
4.6.1. Fault Interaction and Linkage: Implications for the Damage Zone Development .	81
4.6.2. Structural Characterization of a Linking Damage Zone and a Wall Damage Zone: Implications for the Spatial Distribution of Subseismic Structures.....	84
4.6.3. Implications of the Linking Damage Zone for Permeability .....	90
4.7. Conclusions .....	92
Acknowledgements .....	93
References .....	94
5. Modelagem Petrofísica .....	104
5.1. Introdução.....	104
5.2. Metodologia.....	104
5.2.1. Modelagem Estrutural.....	104
5.2.2 Modelagem Petrofísica .....	106
5.3. Resultados.....	109
5.3.1. Modelo Estrutural .....	109
5.3.2. Modelos de Permeabilidade .....	110
5.4. Discussões .....	115
5.5. Conclusões.....	117
Referências .....	118
6. Conclusões e Trabalhos Futuros .....	122
6.1. Introdução .....	122
6.2. Conclusões.....	122
6.3. Trabalhos Futuros .....	123

## Lista de Figuras

Figura 1.1 – (a) Mapa de localização da Bacia Rio do Peixe (BRP) no contexto das Bacias Interiores do Nordeste. Modificado de Françolin, Cobbold e Szatmari (1994); Nogueira et al. (2015) e Nicchio et al. (2018). (b) Mapa geológico da BRP com a localização do afloramento representando a zona de falha. Modificado de Medeiros et al. (2005), Vasconcelos et al. (2021) e Torabi et al. (2021). (c) Perfil geológico da BRP com orientação NW-SE a partir da interpretação de uma seção sísmica 2D. Modificado de Vasconcelos et al. (2021). Legenda: ZCPA – Zona de Cisalhamento Patos; ZCP – Zona de Cisalhamento Portalegre. ....	8
Figura 2.1– Estágios de evolução de falhas. Modificado de Gawthorpe e Leeder (2000).....	20
Figura 2.2 – (A) Principais tipos de interação de falha, com os números associados às falhas indicando a ordem de atividade. Modificado de Fossen et al. (2005). (B) Relação de complexidade entre zonas de dano desenvolvidas por falha isolada e por falhas com interação do tipo <i>single tip</i> em um contexto de <i>branch point</i> . Modificado de Fossen (2020). (C) Estruturas de grande escala geradas a partir da interação de falhas. Modificado de Fossen (2020).....	21
Figura 2.3 – Elementos arquiteturais de uma zona de falha e as principais estruturas que ocorrem em cada elemento arquitetural. Alterado de Caine et al. (1996).....	22
Figura 2.4 – Bloco esquemático de uma zona de falha em ambiente extensional e seus principais elementos arquiteturais. Alterado de Silva et al. (2022). ....	24
Figura 2.5 – (a) Figura esquemática das formas de apresentação das bandas de deformação e sua disposição em uma zona de falha. Modificado de Fossen et al. (2007). (b) Exemplos dessas estruturas em afloramentos da Bacia Rio do Peixe. ....	25
Figura 2.6 – Classificação de bandas de deformação baseadas nos critérios (A) cinemáticos e (B) mecanismos de deformação. Alterado de Fossen et al. (2007).....	26
Figura 2.7 – Relações de alteração de parâmetros petrofísicos em bandas de deformação exemplificadas por (A e B) valores de porosidade 2D e 3D em amostras de rochas deformadas	

e não deformadas; (C) valores de permeabilidade 2D em amostras de rochas deformadas e não deformadas; (D) valores de permeabilidade 2D em amostras de rocha deformada em função da permeabilidade de rocha hospedeira (E) permeabilidade de vários tipos de bandas de deformação cataclásticas em função da permeabilidade de rocha hospedeira. Alterado de Ballas et al. (2015), Fossen et al. (2017) e Nogueira et al. (2021)..... 28

Figura 2.8 – Vista lateral de modelos geológicos (malha) que consideram as zonas de falhas como (A) superfícies e (B) como volumes. (Adaptado de Tveranger et al., 2004; Qu et al., 2015)..... 30

Figura 2.9 – Comparação da metodologias (a) convencional e (b) adaptado para modelagem de reservatórios com zonas de falha. Modificado de Syverveen et al. (2006)..... 31

Figura 2.10 – Aplicação do Algoritmo de Qu et al. (2015) para o refinamento de malhas em diversos tipos de zona de falha (ZF). (A) falha curva, (B) rampa de revezamento, (C) e (D) intersecção entre falhas, (E) falhas inclinadas e (F) falhas com hangingwall drag-fold. Retirado de Qu et al. (2015)..... 33

Figura 3.1 – Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe, com as principais estruturas e unidades geológicas baseadas em Sénant e Popoff (1991), Françolin et al. (1994), Medeiros et. al (2005) e Vasconcelos et al. (2021). Bacias e Sub-bacia: BI – Bacia Icozinho; SBBF – Sub-bacia Brejo das Freiras; SBS – Sub-bacia Sousa; SBP – Sub-bacia Pombal. Zonas de Cisalhamento e Falhas: ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; FPA – Falha Portalegre; FM – Falha Malta; FSS – Falha Sítio Sagui; FLF – Falha Lagoa do Forno; FRP – Falha Rio Piranhas. .... 41

Figura 3.2 – Estágios sin-rifte atribuídos à separação do supercontinente Pangea e abertura da Margem Equatorial, desenvolvimento das Bacias Interiores do Nordeste e algumas das principais estruturas associadas: 1) Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo 2) Zona de

Cisalhamento Pernambuco 3) Zona de Cisalhamento Patos 4) Zona de Cisalhamento Portalegre 5) Zona de Cisalhamento Transbrasiliiano (adaptado de Matos, 1999).....	44
Figura 3.3 – Modelo 3D de contorno do embasamento Pré-cambriano (linhas pretas), baseado em modelagem gravimétrica operada por de Castro et al. (2007) e algumas das principais feições estruturais, evidenciando as sub-cacias Brejo das Freiras (centro-oeste), Sousa (centro-sul) e Pombal (sudeste), além da Bacia Icozinho (extremo oeste) (retirado de Vasconcelos et al., 2021).....	46
Figura 3.4 – Mudança do eixo máximo de compressão, responsável pela inversão tectônica da BRP (retirado de Vasconcelos et al., 2021). .....	47
Figura 3.5 – Compilação da carta estratigráfica de Córdoba et al. (2008) e Silva et al. (2014) (retirado de Rapozo et al., 2021).....	48
Figure 4.1 – [A] Geological map of the Rio do Peixe Basin with main units and structures, studied outcrop location and Silva et al. (2022) outcrop location (Sénant and Popoff, 1991; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021; Silva et al., 2022). [B] NW-SE Geological profile with both outcrop projected locations and main subsurface structures, adapted from Vasconcelos et al. (2021). PSZ – Patos Shear Zone; PASZ – Portalegre Shear Zone.....	63
Figure 4.2 – [A] Geologic map of the outcrop location in the context of the Portalegre Fault System (Sénant and Popoff, 1991; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022; Silva et al., 2022); [B] aerophotogrammetric map (drone image over the Google Earth image) from the studied outcrop, displaying the two scanlines, the distribution of permeability measurements, and the location of the main fault (based on Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022).....	67
Summing both scanlines, we recorded 2263 deformation bands crossing the damage zone and protolith. The orientation of these structures is represented in the rose charts that include SL1 and SL2 information for each subdomain (Figure 4.4) since both scanlines showed similar strike	



directions. These structures preferentially strike NE-SW to NNE-SSW, except for IDZ 3, which strikes NW-SE preferentially (Figure 4.4). We observed the presence of single bands and clusters in all the subdomains and protolith, but the clusters are more commonly observed in the inner and outer damage zones (Figures 4.5, 4.6, and 4.7). Some of these clusters developed into slip surfaces (Figures 4.5A, 4.6B, 4.6C and 4.7B) or juxtaposed two different lithologies (Figures 4.6D and 4.7A). Transitional damage zones and protolith still present clusters but with a significantly lower width than inner and outer damage zones (Figures 4.5E, 4.7D, and 4.7E). The decrease in the deformation intensity in the protolith also allows the observation of depositional structures, such as through cross-bedding and planar parallel bedding (Figure 4.6F).

Figure 4.3 – Frequency distribution and cumulative frequency of deformation bands versus scanline length (beginning next to the fault) on the hanging wall of the Portalegre Fault segment studied. [A] Interpretation of the fault damage zones for scanline 1 and [B] for scanline 2..... 70

Figure 4.4 – Rose charts of the orientation of deformation bands in each subdomain of the damage zone. Not all the deformation bands collected along the scanline had information about strike direction..... 73

Figure 4.5 – Deformation features in Fault Zone 1. Inner Damage Zone 1: [A] Slip surface developed inside a cluster; [B and C] High frequency of deformation bands (DB) with some portions of the host rock (HR). Outer Damage Zone 1: [D] Single deformation bands and clusters. Transitional Zone 1: [E] Presence of a wider area of host rock (HR) and single bands forming thinner clusters compared to those observed in the other subdomains. .... 74

Figure 4.6 – Deformation features in Fault Zone 2. Inner Damage Zone 2: [A] Predominance of deformation bands, with a high frequency of single bands, [B] Presence of clusters developing slip surfaces in the beginning of the inner zone. Outer Damage Zone 2: [C] Decrease in the frequency of deformation bands (DB) and a wider area of occurrence of the host rock

(HR), but clusters still develop slip surfaces; [D] Zone of high deformation, which juxtaposes fine sandstone (FS) and conglomeratic sandstone (CS)..... 75

Figure 4.7 – Deformation features in Fault Zone 3. Inner Damage Zone 3: [A] Zone of very high deformation located at the beginning of the inner zone, which juxtaposes lithologies varying between silty sandstone (SS), fine sandstone (FS) and conglomeratic sandstone (CS) [B] slip surface development. Transitional Zone 3: [C] Increase in the number of single bands, a decrease in the number of clusters, and a greater volume of the host rock, [D] Presence of clusters. [E] Deformational features of the protolith, with a reduction in thickness of clusters, [F] Sedimentary structures in conglomeratic sandstones (CS) and silty sandstones (SS), such as trough cross-bedding (TCB) and planar parallel bedding (PPB). ..... 76

Figure 4.8 – Permeability box plot diagram for deformation bands (DB) and host rock (HR) in each subdomain of faults damage zones. Each plot's top and bottom lines represent maximum and minimum values, respectively. The box length represents the interval from the first to the third quartile (from bottom to top, respectively)..... 78

Figure 4.9 – Scatter plots representing permeability reduction in orders of magnitude versus distance from the main fault. The permeability reduction is the difference between the average permeability of the protolith and the permeability measured in the [A] deformation bands and [B] in the host rock..... 80

Figure 4.10 – Conceptual model of fault linkage process in the Portalegre Fault in three stages. [A] The first stage consists of the development of fault segments A and B under a N–S-oriented extension. [B] The change from the first to the second stage is marked by the shift in the extension orientation of N–S to NW–SE, the development of the fault segment C, and the growth of the first and second segments. The fault segment C was developed in an area of relay zone due to the soft linkage related to the fault tip interaction of the fault segments A and B. [C] The third stage comprises the hard linkage process of the three fault segments, the breaching

of the relay zone, and the development of secondary rift faults. The syn-rift phases I and II are based on Nicchio et al. (2022)..... 83

Figure 4.11 – [A] Conceptual model of along-fault damage zones for normal faults adapted from Kim et al. (2004), subdivided in tip- wall- and linking damage zone. [B] Conceptual representation of the studied outcrop as a linking damage zone, with [b.1] scanline 1 position related to the fault overlap of Portalegre Fault segments, and [b.2] scanline 1 data – corrected histogram of DB frequency and rose chart of recorded structures. [C] Conceptual representation of Silva et al. outcrop as a wall damage zone, with [c.1] scanline position related to the Malta Fault, and [c.2] scanline data – corrected histogram of DB frequency and rose chart of recorded structures. Both histograms are represented in a 30 m interval window..... 87

Figure 4.12 – [A] Conceptual model of a linking damage zone. The main fault (seismic scale fault) propagates its damage zone northwestwards, and two secondary rift faults (subseismic scale faults) are formed. The secondary faults are dashed lines because its depth and geometry are interpreted. We only observed a high concentration of deformation bands (cluster zone) with slip surfaces in the beginning of IDZ 2 and IDZ 3, interpreted as faults that developed their damage zone. Although the decrease in deformation bands is present as we cross the damage zone towards protolith, the presence of the faults 2 and 3 disturbs the commonly observed logarithmic decay in the deformation intensity as one moves away from the main fault core, generating a more complex permeability distribution in the damage zone. [B] Conceptual model of a wall damage zone based on Silva et al. (2022). In this case, the fault zone behavior recorded consists of a decrease in the deformation intensity and an increase in the permeability moving away from the main fault (seismic scale fault). In this conceptual model, minor faults typically are developed. Still, these faults do not promote a large damage zone and hence do not promote a linking damage zone between the different faults. .... 89

Figura 5.1 – Mapa da distribuição dos dados de *scanline*, medidas de permeabilidade e direções das principais estruturas em relação às áreas utilizadas nas modelagens estrutural e petrofísica (limites externos e de subdomínios de zonas de dano). 105

Figura 5.2 – [A] Mapa do modelo estrutural contendo a localizações das *scanlines* 1 e 2 (SL1 e SL2 respectivamente) e [B] modelo estrutural 3D com limites de zonas de falha e protólito. .... 110

Figura 5.3 – [A] Mapa do modelo de permeabilidade de bandas de deformação ( $K_{BD}$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel<sup>TM</sup>). .... 111

Figura 5.4 [A] Mapa do modelo de permeabilidade de rocha hospedeira ( $K_{RH}$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel<sup>TM</sup>). .... 112

Figura 5.5 – [A] Mapa do modelo de permeabilidade equivalente perpendicular à falha ( $K_X$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel<sup>TM</sup>). .... 113

Figura 5.6 [A] Mapa do modelo de permeabilidade equivalente paralela à falha ( $K_Y$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel<sup>TM</sup>). .... 114

## Lista de Tabela

Table 4.1 – Description of each subdomain and fault zones identified on Scanlines 1 and 2. The number of deformation bands (DB) and the linear fit equation for each subdomain are already adjusted to overcome the gaps. ....	72
Table 4.2 – Statistical permeability parameters in each damage zone subdomain for deformation bands (DB) and host rock (HR).....	79
Tabela 5.1 – Parâmetros utilizados no variograma dos modelos de permeabilidade $K_{BD}$ e $K_{RH}$ . ....	107
Tabela 5.2 – Equações geradas pelos ajustes logarítmicos da frequência de bandas de deformação ao longo da <i>scanline 2</i> e aplicadas na construção do modelo petrofísico. A distância da falha é expressa em metros.....	108

# *Capítulo 1*

## *Introdução*

## 1. Introdução

### 1.1. Apresentação

A presente Dissertação de Mestrado é parte dos requisitos necessários para a obtenção do título de Mestre em Exploração Petrolífera e Mineral pelo Programa de Pós-graduação em Exploração Petrolífera e Mineral (PPGEPM) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG). Esta pesquisa pretende avaliar a relação entre a deformação proveniente das falhas de borda e propriedades petrofísicas (permeabilidade e porosidade). Para tanto, foi selecionada para área de estudo um afloramento localizado na Falha Portalegre, que compreende uma das falhas de borda da Bacia Rio do Peixe (BRP).

Durante o período de elaboração dessa pesquisa, a autora tem recebido bolsa de estudo da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES). Além disso, esta pesquisa conta com o apoio logístico e financeiro do Projeto Bandas de deformação Rio do Peixe (DEBRIP): análise multiescalar e geração de banco de dados geofísico, geológico, modelagem e simulação numérica" e do Laboratório de Pesquisa em Exploração Petrolífera (LAPEP/UFCG), ambos coordenados pelo Prof. Francisco César Costa Nogueira (UFCG). Esse projeto se trata de um convênio entre a UFCG e a PETROBRAS, no qual o orientador da dissertação proposta (Prof. Dr. David Lino Vasconcelos) está vinculado. Em adição, esta pesquisa conta com o apoio institucional da *Schlumberger*, a qual fornece licenças acadêmicas do software Petrel<sup>TM</sup>, essencial para o desenvolvimento dessa dissertação. Sob orientação do Prof. Dr. David Lino Vasconcelos, foram produzidos resultados a partir de dados levantados em campo e banco de dados prévio do LAPEP e, por fim, as discussões e conclusões parciais e encaminhamentos para etapas futuras do desenvolvimento da pesquisa. Em adição, a presente dissertação contou com a coorientação da Msc. Maria Eduarda da Silva (Carmo Energy), especialista em caracterização e modelagem petrofísica em rochas sedimentares afetadas por zonas de falha.

## 1.2. Estrutura da Dissertação

A presente dissertação tem como objetivo apresentar os resultados e propostas futuras referentes à pesquisa desenvolvida ao longo do mestrado. Essa pesquisa resultou em um manuscrito de artigo científico a ser submetido em um periódico e algumas etapas posteriores que visam a construção de um segundo manuscrito para submissão em periódico científico.

Seguindo essa ideia, o **Capítulo 1 (Introdução)** tem como objetivo apresentar a Dissertação de Mestrado, descrever suas justificativas e objetivos, bem como localizar o leitor em relação a área de pesquisa.

No **Capítulo 2 (Referencial Teórico)**, serão abordados temas sobre a origem e evolução de zonas de falhas, bandas de deformação, modelagem de zonas de falha. Esse capítulo tem como objetivo realizar um estado da arte acerca desses temas.

No **Capítulo 3 (Contexto Geológico)**, serão discutidos temas como o arcabouço, evolução tectônica e as unidades litoestratigráficas da BRP. Além disso, também será abordado neste capítulo uma breve síntese dos trabalhos sobre bandas de deformação e zonas de falhas previamente realizados na BRP.

No **Capítulo 4 (Influence of Fault Tip Interaction and Linkage: Implications for Spatial Distribution of Deformation Bands and Permeability Characterization)**, será apresentado o manuscrito do artigo desenvolvido como um dos resultados desse mestrado para ser submetido na revista *Journal of Structural Geology*. Portanto, esse artigo já contempla alguns dos requisitos da revista, estando escrito na língua inglesa.

No **Capítulo 5 (Modelagem Petrofísica)**, serão apresentadas as etapas posteriores aos resultados do artigo apresentado no Capítulo 4, que consistem na construção dos modelos



estrutural e petrofísico da área de estudo. Dessa forma, esse capítulo contará com uma breve introdução, metodologia, resultados parciais, discussões parciais e conclusões parciais.

O **Capítulo 6 (Conclusões e Trabalhos Futuros)**, contará com as conclusões gerais a respeito do que foi desenvolvido e discutido nos capítulos 4 e 5, bem como as sugestões para trabalhos futuros e aprimoramento da pesquisa já desenvolvida.

### **1.3. Justificativas e Objetivos**

Zonas de falhas com bandas de deformação são caracterizadas por influenciar as propriedades petrofísicas (permeabilidade e porosidade) de rochas que hospedam a deformação (rocha hospedeira) (Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022). Portanto, têm um papel fundamental no comportamento de fluxo de fluidos em reservatórios de hidrocarbonetos ou de águas subterrâneas afetados por falhas (Caine et al., 1996; Rotevatn et al., 2007; Medeiros et al., 2010; Ballas et al., 2015). Assim, é essencial analisar os fatores que influenciam o comportamento de fluxo de fluidos, tais como as heterogeneidades de zonas de falhas com bandas de deformação e as propriedades petrofísicas das rochas hospedeiras ao longo das zonas de falhas (e.g., Rotevatn et al., 2009; Medeiros et al., 2010; Rotevatn e Fossen, 2011; Qu et al., 2017; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022; Stohler et al., 2022).

Modelos de evolução de falhas sugerem que seu desenvolvimento se inicia a partir de segmentos isolados, que se propagam vertical e lateralmente e podem interagir com outros segmentos (Gawthorpe e Leeder, 2000; Fossen et al., 2005; Fossen, 2020). Alguns estudos descrevem a relação de falhas como um dos principais fatores que influenciam a heterogeneidade de zonas de falha com bandas de deformação (e.g., Fossen et al., 2007, 2017; Ballas et al., 2015; Torabi et al., 2020). Contudo, a caracterização de zonas de dano ao longo da evolução de falhas demanda alguns esclarecimentos. Por exemplo, estudos prévios mostram que a extensão da zona de dano geralmente tem uma relação direta com o aumento do rejeito

da falha, correspondendo a uma relação de lei de potência para a função de melhor ajuste (e.g., Torabi et al., 2020; Navabi et al., 2021). Nesse contexto, a distribuição espacial de estruturas subsísmicas tende a registrar um decaimento logarítmico ao se afastar da falha (Schueller et al., 2013; Fossen et al., 2017; Araujo et al., 2018; Silva et al., 2022). No entanto, o comportamento da distribuição espacial de estruturas subsísmicas e da extensão da zona de dano não estão evidentes em contextos de zonas relay e zonas de dano de linkagem, uma vez que esse tipo de zona de dano geralmente é mais complexa em comparação à outras localidades de uma zona de dano ao longo de uma falha (Zhang et al., 1991; Kim et al., 2003, 2004; Fossen et al., 2005; Fossen e Roetvatn, 2016; Fossen, 2020).

Da mesma forma, a distribuição de propriedades petrofísicas da rocha hospedeira em uma zona de falha costuma variar cruzando a zona de dano. Geralmente, a permeabilidade da rocha aumenta da zona mais deformada para o protólito (e.g., Alikarami et al., 2013; Pontes et al., 2019; Silva et al., 2022). Ou seja, a distribuição da permeabilidade exibe uma relação inversa à intensidade de deformação, aumentando gradualmente ao se afastar da falha (e.g., Alikarami et al., 2013; Pontes et al., 2019; Silva et al., 2022). Todavia, essa relação inversa entre a permeabilidade e a intensidade de deformação não considera todos os estágios de evolução e crescimento de falhas, como a interação e linkagem de terminações de falha. As bandas de deformação são majoritariamente menos permeáveis em relação à rocha hospedeira em uma zona de falha (Antonellini e Aydin, 1994; Fossen e Bale, 2007; Torabi e Fossen, 2009; Nogueira et al., 2021; Silva et al., 2022) e a heterogeneidade de zonas de falha, como o padrão de distribuição das bandas de deformação, pode ser afetado pela interação de falhas (e.g., Fossen et al., 2007, 2017; Ballas et al., 2015; Torabi et al., 2020). Portanto, é essencial considerar o impacto da interação e linkagem de terminações de falhas na distribuição de propriedades petrofísicas cruzando a zona de falha.

Apesar de avanços significativos na caracterização das zonas de falhas com bandas de deformação, algumas questões ainda não estão claras e apresentam incertezas que dão origem a algumas perguntas que esta Dissertação de Mestrado pretende abordar. Por exemplo: (1) Qual é a influência da interação e linkagem de terminações de falhas na largura da zona de dano? (2) Qual o impacto desse estágio evolutivo de falhas na distribuição de bandas de deformação cruzando a zona de falha? (3) Como se comporta a intensidade de deformação em áreas com interação e linkagem de terminações de falha? (4) E qual o impacto desse contexto na distribuição de propriedades petrofísicas?

Nesse contexto, a Bacia do Rio do Peixe (BRP) (Figura 1.1), compreende um sítio ideal para a abordagem de zonas de falhas por diversos motivos, tal como o fato de que diversas zonas de falhas exibem uma boa exposição aflorante (Françolin et al., 1994; Nogueira et al., 2015; Araújo et al., 2018; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021; Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022). Adicionalmente, a BRP recentemente vem sendo abordada como um importante sítio para a análise de análogos de reservatórios siliciclásticos afetados por intensa deformação rúptil (e.g., Araujo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; Barbosa et al., 2021; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Stohler, 2021; Torabi et al., 2021; Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022; Souza et al., 2022). Esses estudos têm fornecido importantes informações para o entendimento do controle do fluxo de fluido em reservatórios siliciclásticos intensamente afetados por bandas de deformação. Contudo, até o momento nenhum destes trabalhos realizou caracterizações estruturais e petrofísicas em escala de afloramento visando compreender o desenvolvimento de uma zona de falha na qual diferentes segmentos de falhas apresentam área de interação e linkagem e como isso pode influenciar a deformação e distribuição de propriedades petrofísicas.

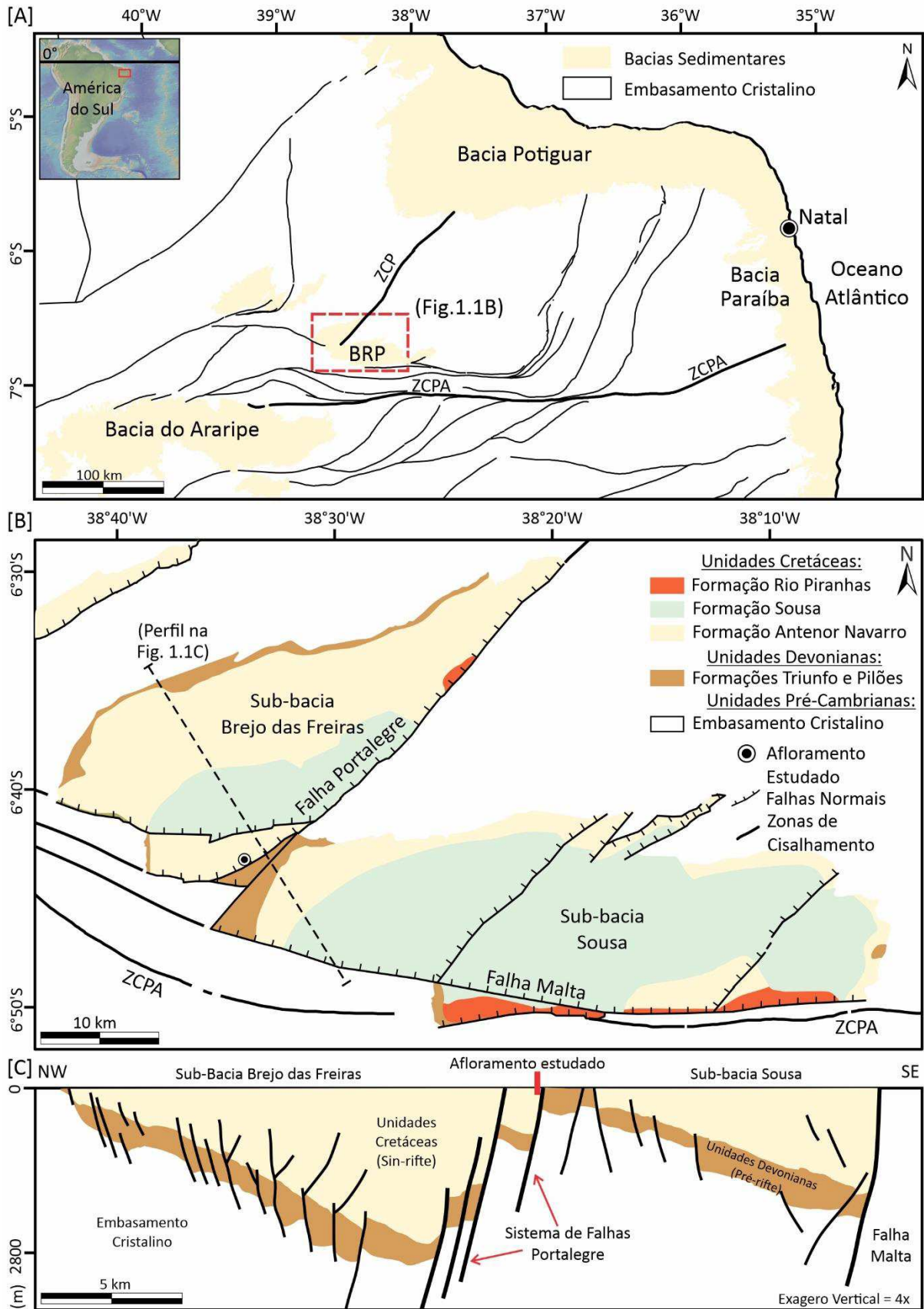


Figura 1.1 – (a) Mapa de localização da Bacia Rio do Peixe (BRP) no contexto das Bacias Interiores do Nordeste. Modificado de Françolin, Cobbold e Szatmari (1994); Nogueira et al. (2015) e Nicchio et al. (2018). (b) Mapa geológico da BRP com a localização do afloramento representando a zona de falha. Modificado de Medeiros et al. (2005), Vasconcelos et al. (2021) e Torabi et al. (2021). (c) Perfil geológico da BRP com orientação NW-SE a partir da interpretação de uma seção sísmica 2D. Modificado de Vasconcelos et al. (2021). Legenda: ZCPA – Zona de Cisalhamento Patos; ZCP – Zona de Cisalhamento Portalegre.

Assim, a presente dissertação tem como objetivo principal realizar a caracterização e modelagem estrutural e petrofísica de uma zona de falha desenvolvida em um contexto de interação e linkagem de terminações de falha. Ainda, será realizada uma comparação entre os resultados dessa caracterização e modelagem com outra zona de dano de uma falha isolada, caracterizada por Silva et al. (2022).

#### **1.4. Localização da Área de Estudo**

Dentro do contexto apresentado nas justificativas e objetivos, a BRP (Figura 1.1) configura um cenário ideal de estudo, uma vez que há grande exposição de afloramentos de zonas de falha, permitindo a caracterização direta de estruturas subsísmicas oriundas da deformação.

A BRP situa-se na Região Nordeste do Brasil, majoritariamente no Estado da Paraíba, com uma pequena porção no Estado do Ceará, abrangendo uma área de aproximadamente 1250 km<sup>2</sup> (Figura 1.1), sendo subdivida em 3 sub-bacias: Brejo das Freiras, Sousa e Pombal. Para a análise estrutural e petrofísica, foi escolhido um afloramento que engloba a zona de falha referente à falha de borda Portalegre, no sudeste da Sub-bacia Brejo das Freiras (Figura 1.1B e 1.1C). Este afloramento é representativo dos depósitos siliciclásticos da sequência rifte da

bacia. A localização da área de estudo está representada na Figura 1.1B e o contexto tectonoestratigráfico no qual está inserido está representado na Figura 1.1C.

## Referências

Alaei, B., Torabi, A., 2017. Seismic imaging of fault damaged zone and its scaling relation with displacement. *Interpretation* 5, SP83–SP93. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0230.1>.

Araújo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B. M., Souza, J. A.B., Sanglard, J.C.D., de Castro, D.L., Melo, A.C.C., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.

Awdal, A., Surmairy, R., Singh, K., Fabre, G., Alsop, G.I., 2020. Deformation bands and their impact on fluid flow: insights from geometrical modelling and multi-scale flow simulations in sandstones. *Journal of Structural Geology* 141, 104215. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104215>.

Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology* 76, 1–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013>.

Barbosa, A.B.S., Maia R.P., Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C. Bezerra, F.H.R., 2021. Condicionamento do relevo ao longo de zonas de falha com bandas de deformação na Bacia Sedimentar Rio do Peixe, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 22, 365–406. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i2.1948>.

Berg, S.S., Skar, T., 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. *Journal of Structural Geology* 27, 1803–1822. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012>.

Botter, C., Cardozo, N., Hardy, S., Lecomte, I., Escalona, A., 2014. From mechanical modeling to seismic imaging of faults: A synthetic workflow to study the impact of faults on seismic. *Marine and Petroleum Geology* 57, 187–207. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2014.05.013>.

Botter, C., Cardozo, N., Hardy, S., Lecomte, I., Paton, G., Escalona, A., 2016. Seismic characterisation of fault damage in 3D using mechanical and seismic modelling. *Marine and Petroleum Geology* 77, 973–990. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2016.08.002>.

Botter, C., Cardozo, N., Lecomte, I., Rotevatn, A., Paton, G., 2017a. The impact of faults and fluid flow on seismic images of a relay ramp over production time. *Petroleum Geoscience* 23, 17–28. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-027>.

Botter, C., Cardozo, N., Qu, D., Tveranger, J., Kolyukhin, D., 2017b. Seismic characterization of fault facies models. *Interpretation* 5(4), 1–18. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0226.1>.

Braathen, A., Tveranger, J., Fossen, H., Skar, T., Cardozo, N., Semshaug, S.E., Bastesen, E., Sverdrup, E., 2009. Fault facies and its application to sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin* 93, 891–917. <http://dx.doi.org/10.1306/03230908116>.

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2).

Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews* 152, 70–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>.

De Souza, D.H.S., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Torabi, A., Souza, J.A.B, Nicchio, M., Perez, Y.A.R., Balsamo, F., 2021. Growth of cataclastic bands into a fault zone: A multiscale

process by microcrack coalescence in sandstones of Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology*, 146, 104315. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104315>.

Fachri, M., Tveranger, J., Cardozo, N., Pettersen, O., 2011. The impact of fault envelop structure on fluid flow: A screening study using fault facies. *AAPG Bulletin* 95, 619–648. <http://dx.doi.org/10.1306/09131009132>.

Françolin, J.B.L., Cobbold, P.R.m Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology* 16, 647–661. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90116-3)

Fossen, H., Schultz, R., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in a sandstone: a review. *Journal of the Geological Society of London* 164, 755–769. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-036>.

Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C., Schultz, R.A., 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. In: Ashton, M., Dee, S.J., Wennberg, O.P. (Eds.), *Subseismic-Scale Reservoir Deformation*. *Journal of Geological Society of London, Special Publications* 459, 9–33. <https://doi.org/10.1144/SP459.4>. Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26, 503–517. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002>.

Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. *J. Struct. Geol.* 25, 793–812. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00200-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00200-6).

Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. *Journal of Structural Geology* 26, 503–517. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002>.



Liao, Z., Chen, W., Chen, X., Zhou, Y., Hao, F., 2020a. Multiscale fracture and damage zone characterization in a tight sandstone reservoir, Sichuan Basin, China. *Interpretation* 8, 1–11. <https://doi.org/10.1190/INT-2019-0107.1>.

Liao, Z., Hu, L., Huang, X., Carpenter, B.M., Marfurt, K.J., Vasileva, S., Zhou, Y., 2020b. Characterizing damage zones of normal faults using seismic variance in the Wangxuzhuang oilfield, China. *Interpretation* 8, 1–8. <https://doi.org/10.1190/INT-2020-0004.1>.

Ma, D.B., Wu, G.H., Scarselli, N., Luo, X.S., Han, J.F., Chen, Z.Y., 2019. Seismic damage zone and width-throw scaling along the strike-slip faults in the Ordovician carbonates in the Tarim Basin. *Petroleum Science* 16, 752–762. <https://doi.org/10.1007/s12182-019-0352-4>.

Maciel, I.B., Dettori, A., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Nogueira, F.C.C., Salvioli-Mariani, E., Sousa, J.A.B., 2018. Structural Control on Clay Mineral Authigenesis in Faulted Arkosic Sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Minerals* 8, 1–17. <https://doi.org/10.3390/min8090408>.

Maerten, L., Gillespie, P., Daniel, J.M., 2006. Three-dimensional geomechanical modelling for constraint of subseismic fault simulation. *AAPG Bulletin* 90, 1337–1358. <https://doi.org/10.1306/03130605148>.

Medeiros, W.E., do Nascimento, A.F., Alves da Silva, F.C., Destro, N., Demétrio, J.G.A., 2010. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 32, 1783–1791. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.019>.

Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra, F.H.R., 2017. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich

conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 107, 132–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.013>.

Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.C., Fuck, R.A., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics* 644, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.016>.

Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R., Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.R.B.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 124, 104825. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104825>.

Oliveira, L.S.B., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Pérez, Y.A.R., 2022. Mechanical stratigraphy influences deformation band pattern in arkosic sandstones, Rio do Peixe Basin, Brazil. *Journal of Structural Geology* 155, 104510. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104510>.

Pei, Y., Paton, D.A., Knipe, R.J., Wu, K., 2015. A review of fault sealing behaviour and its evaluation in siliciclastic rocks. *Earth-Science Reviews* 150, 121–138. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.07.011>.

Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Miranda, T.S., Nicchio, M.A., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., 2019. Petrophysical properties of deformation bands in high porous sandstones across fault zones in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 114, 153–163. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.12.009>.

Qu, D., Tveranger, J., 2016. Incorporation of deformation band fault damage zones in reservoir models. *AAPG Bulletin* 101, 423–443. <https://doi.org/10.1306/12111514166>

Qu, D., Tveranger, J., Fachri, M., 2017. Influence of deformation-band fault damage zone on reservoir performance. *Interpretation* 5, 41–56. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0229>.

Romano, V., Bigi, S., Carnevale, F., Hyman, J.D., Karra, S., Valocchi, A.J., Tartarello, M. A., Battaglia, M., 2020. Hydraulic characterization of a fault zone from fracture distribution. *Journal of Structural Geology* 135, 104036. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104036>.

Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J. A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modelling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Petroleum Geoscience* 15, 45–58. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-779>.

Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J., Aas, T.E., Howell, J.A., 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. In: Lonergan, L., Jolly, R.J.H., Sanderson, D.J., Rawnsley, K., (Eds.), *Fractured Reservoirs*, Geological Society, London, Special Publications 270, 55–71. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.04>.

Rotevatn, A., Fossen, H., 2011. Simulating the effect of subseismic fault tails and process zones in a siliciclastic reservoir analog: Implications for aquifer support and trap definition. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1648–1662. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.07.005>.

Romano, V., Bigi, S., Carnevale, F., Hyman, J. D., Karra, S., Valocchi, A. J., Tartarello, M. A., Battaglia, M., 2020. Hydraulic characterization of a fault zone from fracture distribution. *Journal of Structural Geology* 135, 104036. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104036>.

Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., Tveranger, J., 2013. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. *Journal of Structural Geology* 52, 148–162. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.013>.

Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198, 35–46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G).

Silva, M.E., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Vasconcelos, D.L., Stohler, R.C., Sanglard, J.C.D., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Carvalho, B.R.B M., Souza, J.A.B., 2022. Permeability modeling of a basin-bounding fault damage zone in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 135, 105409. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105409>.

Solum, J.G., Huisman, B.A.H., Toward the creation of models to predict static and dynamic fault-seal potential in carbonates. *Petroleum Geoscience* 23, 70–91. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-044>.

Solum, J.G.; Davatzes, N.C.; Lockner, D.A. Fault-related clay authigenesis along the Moab Fault: Implications for calculations of fault rock composition and mechanical and hydrologic fault zone properties. *Journal of Structural Geology* 32, 1899–1911. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.07.009>

Souza, F.M., Gomes, I.F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Canabarro, B., Souza, J.A.B., Guimarães, L.J.N., Beserra, L.B.S., 2022. 2D modeling and simulation of deformation bands' effect on fluid flow: Implications for hydraulic properties in siliciclastic reservoirs. *Journal of Structural Geology* 158, 104581. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104581>.

Stohler, R. C., 2021. Modelagem Numérica 3D e Simulação do Impacto de Bandas de Deformação no Fluxo de Escoamento em Meio Poroso. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 227 p.

Torabi, A., Ellingsen, T.S.S., Johannessen, M.U., Alaei, B., Rotevatn, A., Chiarella, D., 2020. In: Ogilvie, S.R., Dee, S.J., Wilson, R.W., Bailey, W.R. (Eds.), *Fault Zone Architecture and its*

Scaling Laws: where Does the Damage Zone Start and Stop? From, Integrated Fault Seal Analysis. 496. Geological Society, London, Special Publications. <https://doi.org/10.1144/SP496-2018-151>.

Torabi, A., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Silva, A.C.E., Bezerra, F.H.R., Souza, J.A.B., 2021. Variation of thickness, internal structure and petrophysical properties in a deformation band fault zone in siliciclastic rocks. *Marine and Petroleum Geology* 133, 105297. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105297>.

Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data. The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Research* 33, 705–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.

Wu, G., Gao, L., Zhang, Y., Ning, C., Xie, E., 2019. Fracture attributes in reservoir-scale carbonate fault damage zones and implications for damage zone width and growth in the deep subsurface. *Journal of Structural Geology* 118, 181–193. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.10.008>.

Wu G., Zhao, K., Qu, H., Scarsellu, N., Zhang, Y., Han, J., Xu, Y., 2020. Permeability distribution and scaling in multi-stages carbonate damage zones: Insight from strike-slip fault zones in the Tarim Basin, NW China. *Marine and Petroleum Geology* 114, 104208. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.104208>.

# *Capítulo 2*

## *Referencial Teórico*

## **2. Referencial Teórico**

### **2.1. Introdução**

Esse capítulo irá apresentar uma síntese da origem e evolução de falhas em um contexto de formação de uma bacia. Além disso, irá abordar a caracterização de zonas de falhas, modelagem estrutural e petrofísica de zonas de falhas.

No geral, as bacias sedimentares brasileiras associadas à ruptura do Supercontinente Pangea durante o Mesozoico, dentre elas a Bacia Rio do Peixe (BRP), têm sua origem associada a reativação rúptil de estruturas preexistentes no embasamento cristalino (Chang et al., 1992; Matos, 1992). A maioria dessas bacias possuem sua localização, arquitetura interna, geometria e estilo estrutural controladas principalmente pela formação das falhas oriundas dessas reativações (de Castro et al., 2007, 2008, 2012; Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2019; Ramos et al., 2022).

Além disso, a origem de falhas não está associada apenas a formação de bacias, mas também ao desenvolvimento das zonas de dano, que impactam significativamente as propriedades petrofísicas (permeabilidade e porosidade) das rochas (Fossen et al., 2007; Ballas et al., 2015; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022). Portanto, as falhas têm um papel fundamental no comportamento de fluxo de fluidos em reservatórios de hidrocarbonetos ou de águas subterrâneas afetados por falhas (Caine et al., 1996; Rotevatn et al., 2007; Medeiros et al., 2010; Ballas et al., 2015). Assim, é fundamental compreender a origem e evolução de falhas, bem como a caracterização das zonas de falhas para uma melhor atividade de modelagem estrutural e petrofísica com o intuito de se realizar simulações numéricas de fluxo de fluidos em meios porosos afetados por falhas.

## 2.2. Origem e Evolução de Falhas

Diversos estudos têm analisado a evolução de falhas e o desenvolvimento de estruturas secundárias, como bandas de deformação, superfícies de deslizamento, veios, estilólitos, fraturas de extensão, diques e falhas menores (e.g., Peacock e Sanderson, 1994, 1995; Gawthorpe e Leeder, 2000; Fossen et al., 2005, 2020; Rotevatn et al., 2007; Labauch et al., 2009; Nabavi et al., 2020). Além disso, as falhas também foram analisadas pelos diferentes tipos de interação e comparadas com falhas isoladas no tocante a densidade, distribuição e orientação de estruturas subsísmicas (Fossen et al., 2005).

O início da evolução das falhas normais é caracterizado por um estágio inicial (Figura 2.1A), com um maior número de pequenas falhas com pequenos rejeitos (Gawthorpe e Leeder, 2000), as quais se propagam lateralmente e verticalmente, e/ou pela reativação de estruturas preexistentes (Fossen, 2020). Durante essa propagação, há um estágio de interação e linkagem entre planos de falha formando falhas principais (Figura 2.1B), onde a deformação passa a se concentrar, assim como esses planos passam a interagir lateralmente (formação de rampas de revezamento). Em seguida, há um estágio de rompimento das zonas de falha (Figura 2.1C), apresentando os maiores deslocamentos e comprimentos das falhas principais (Gawthorpe e Leeder, 2000). Em relação ao tamanho da zona de dano formada nessa evolução, observações de campo mostram que pode haver variação na extensão vertical e lateral ao longo de uma falha única pelas diferentes litologias, estratigrafia mecânica, regime tectônico, geometria da falha, e histórico de crescimento/linkagem dessa estrutura (Walsh et al., 2003; Ballas et al., 2015; Fossen, 2020).

Sobre interação e linkagem de falhas e fraturas, estudos registram a ocorrência da linkagem em variadas escalas variando desde *microcracks* e fraturas de cisalhamento mesoscópica a falhas com segmentos de centenas de quilômetros (Reches and Lockner, 1994; Peacock et al., 2000; Crider, 2015; Fossen, 2020; de Souza et al., 2021). A interação entre falhas



(Figura 2.2A) é uma consequência necessária do crescimento de um *set* de falhas, assim essas interações podem se apresentar como: (1) falhas em *crosscutting*, onde o *set* de falhas mais novo cruza e desloca um *set* de falhas inativadas; (2) falhas de interação mútua, onde há o movimento repetitivo de ambas as falhas, resultando em uma relação de cruzamento mútuo, e sendo uma situação típica em *sets* conjugados de falhas; (3) falhas de interação em *single-tip* ou *branching faults*, onde uma falha cresce em direção a outra formando um ângulo ortogonal ou oblíquo, sem haver o desenvolvimento de estruturas que se cruzam; (4) falhas de interação *double-tip*, onde duas falhas subparalelas interagem crescendo e formando uma estrutura em *overlap* e tipicamente uma rampa de revezamento (Fossen et al., 2005).

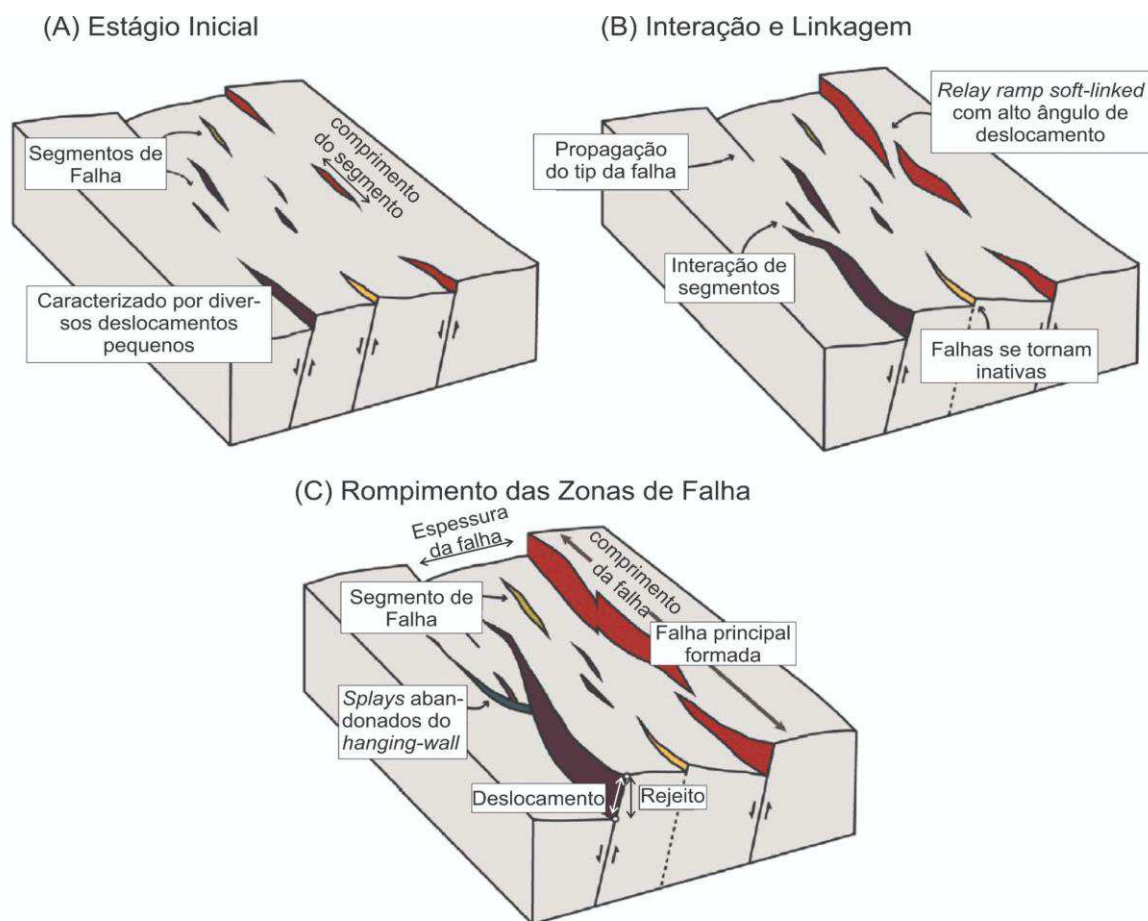


Figura 2.1– Estágios de evolução de falhas. Modificado de Gawthorpe e Leeder (2000).

Esses tipos de interações podem exibir padrões mais complicados na distribuição de estruturas subsísmicas, como as bandas de deformação (Figura 2.2B). No caso de estruturas de

grande escala, no crescimento de falhas com orientações similares pode ocorrer a interação entre elas, na qual são geradas estruturas não conectadas (*soft-linked*) em zonas de *overlap* tipicamente com uma rampa de revezamento e/ou estruturas em menor escala nessas zonas, e estruturas conectadas (*hard-linked*) onde a rampa de revezamento se desenvolve e os segmentos dos dois planos de falha se conectam (Childs et al., 1996; Fossen, 2020) (Figura 2.2C).

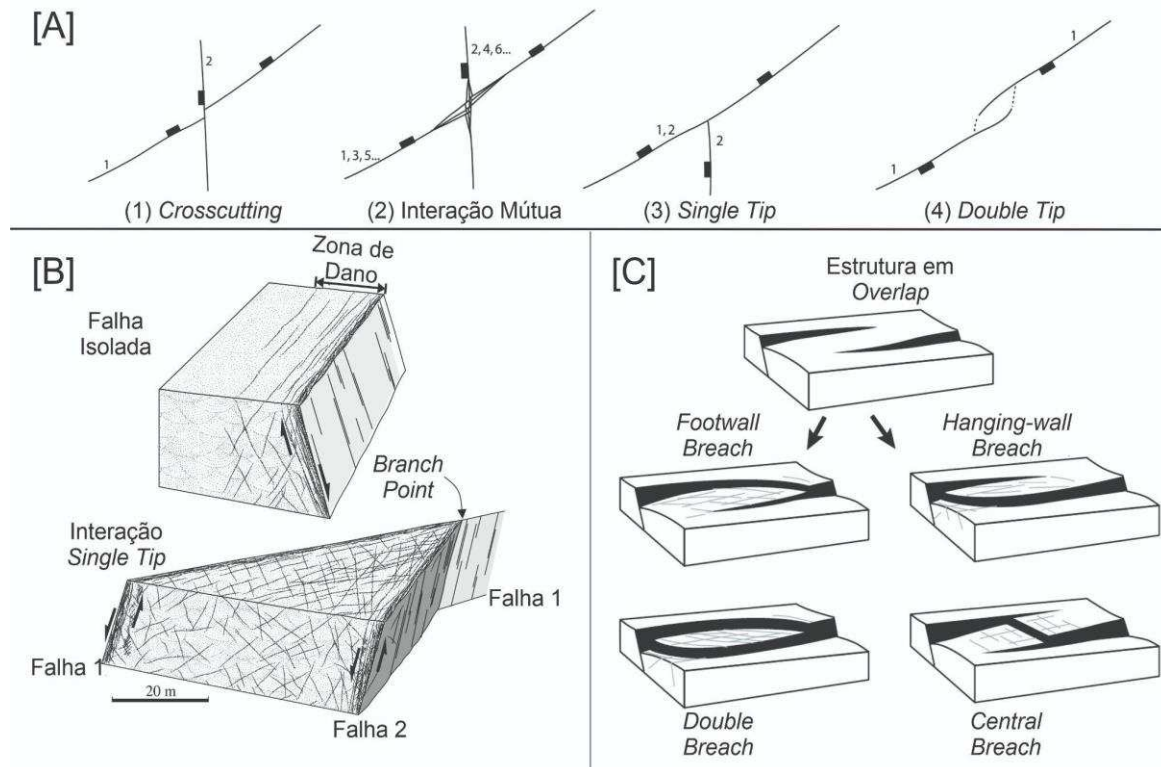


Figura 2.2 – (A) Principais tipos de interação de falha, com os números associados às falhas indicando a ordem de atividade. Modificado de Fossen et al. (2005). (B) Relação de complexidade entre zonas de dano desenvolvidas por falha isolada e por falhas com interação do tipo *single tip* em um contexto de *branch point*. Modificado de Fossen (2020). (C) Estruturas de grande escala geradas a partir da interação de falhas. Modificado de Fossen (2020).

### 2.3. Zonas de Falha

Em vários estudos, as zonas de falhas têm sido representadas como um volume de rochas deformadas com três componentes arquiteturais: núcleo da falha, zona de dano e protólito

(Caine et al., 1996; Wibberley et al., 2007; Faulkner et al., 2010; Solum et al., 2010; Schueller et al., 2013; Choi et al., 2016; Torabi et al., 2020; Silva et al., 2022) (Figura 2.3).

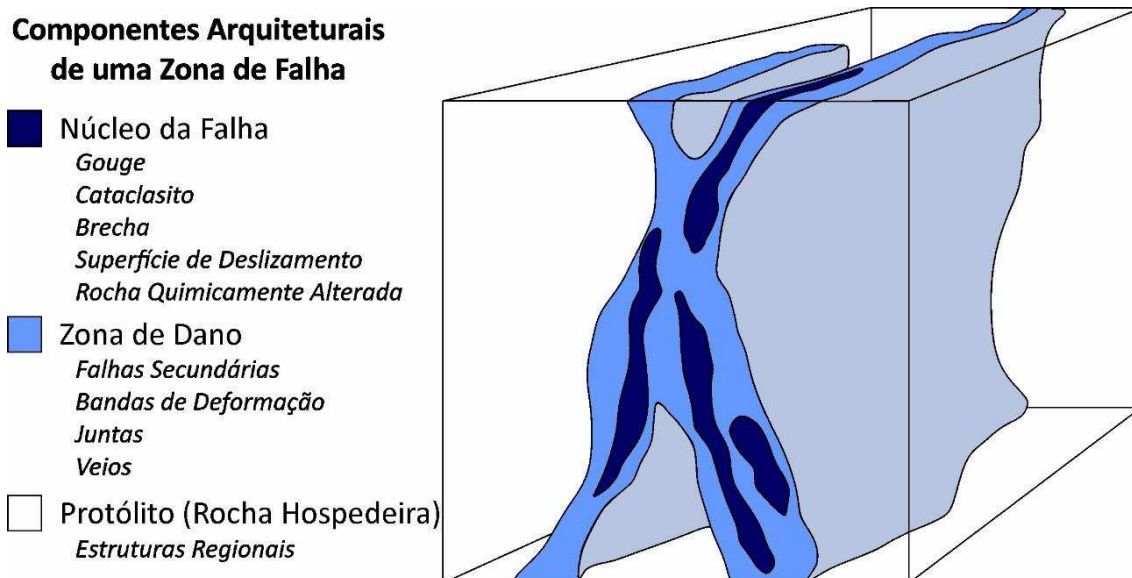


Figura 2.3 – Elementos arquiteturais de uma zona de falha e as principais estruturas que ocorrem em cada elemento arquitetural. Alterado de Caine et al. (1996).

A diferença entre esses componentes consiste no tipo de feições que ocorrem em cada um, as quais são reflexos da intensidade da deformação (Figura 2.4). O núcleo de uma falha normalmente consiste na região de maior intensidade de deformação, onde ocorrem o desenvolvimento de cataclasitos, gouges, brechas, superfícies de deslizamento, rochas quimicamente alteradas, e outras feições características de rochas de falhas (Wibberley et al., 2007; Braathen et al., 2009; Childs et al., 2009) (Figura 2.4A). Por outro lado, a zona de dano de falha exibe um decaimento na intensidade de deformação à medida que se afasta do núcleo da falha e tipicamente é composta por estruturas secundárias, tais como as bandas de deformação, fraturas e/ou juntas, assim como falhas de pequeno rejeito e comprimento (Figura 2.4B) (Berg e Skar, 2005; Faulkner et al., 2010; Torabi e Berg, 2011; Choi et al., 2016; Torabi et al., 2019; Silva et al. 2022). O protólito é o elemento onde as estruturas subsidiárias não ocorreram ou ocorrem em menor frequência. Nesse contexto, essas estruturas subsidiárias

podem ou não estar diretamente relacionadas ao processo de formação da zona de falha, sendo assim estruturas deformacionais preexistentes (Choi et al., 2016; Torabi et al., 2020).

No entanto, nem toda zona de falha é constituída por todos esses elementos arquiteturais. Em rochas siliciclásticas porosas (> 15%), o processo de falhamento tem início com a formação de bandas de deformação, que são estruturas tabulares com deformações localizadas que acomodam pouco deslocamento de cisalhamento (Aydin e Johnson, 1978; Torabi, 2007; Torabi e Fossen, 2009; Torabi et al., 2021). À medida que a deformação prossegue, formam-se aglomerados de bandas de deformação (*cluster zones*) como resultado do *strain-hardening* (deformação que ocorre quando a rocha está coesa e resistente). Em algumas situações nesse tipo de deformação, superfícies de deslizamento ocorrem próximo dos *clusters* de bandas de deformação devido à cominuição de grãos e o colapso de poros (Aydin e Johnson, 1978; Schultz e Siddharthan, 2005; Torabi e Zarifi, 2014). Este processo pode resultar em uma zona falha de banda de deformação (Shipton et al., 2005), que é uma zona de falha que não possui uma superfície de deslizamento principal nem um núcleo de falha clássico (Caine et al., 1996). Assim, uma zona de falha em rochas siliciclásticas de alta porosidade pode se localizar na forma de uma zona espessa de *clusters* de bandas de deformação com algumas superfícies de deslizamento incorporadas entre esses *clusters* (Shipton et al., 2005; Torabi et al., 2021). Essas falhas estão frequentemente associadas à zona de dano de falhas maiores (com rejeitos maiores que dezenas de metros), que contêm uma superfície de deslizamento principal mais desenvolvida. Ao contrário de uma zona de falha clássica, com um núcleo bem desenvolvido (Caine et al., 1996), zonas de falhas de banda de deformação mostram mais espalhamento e menos correlação com o rejeito da falha (Shipton et al., 2005). Portanto, a formação de núcleo de falha em zonas de bandas de deformação tem sido atribuída à localização progressiva da deformação dentro dos *clusters* de bandas de deformação devido à ligação entre bandas de

deformação e pequenas superfícies de deslizamento (Shipton et al., 2005; de Souza et al., 2021; Torabi et al., 2021).

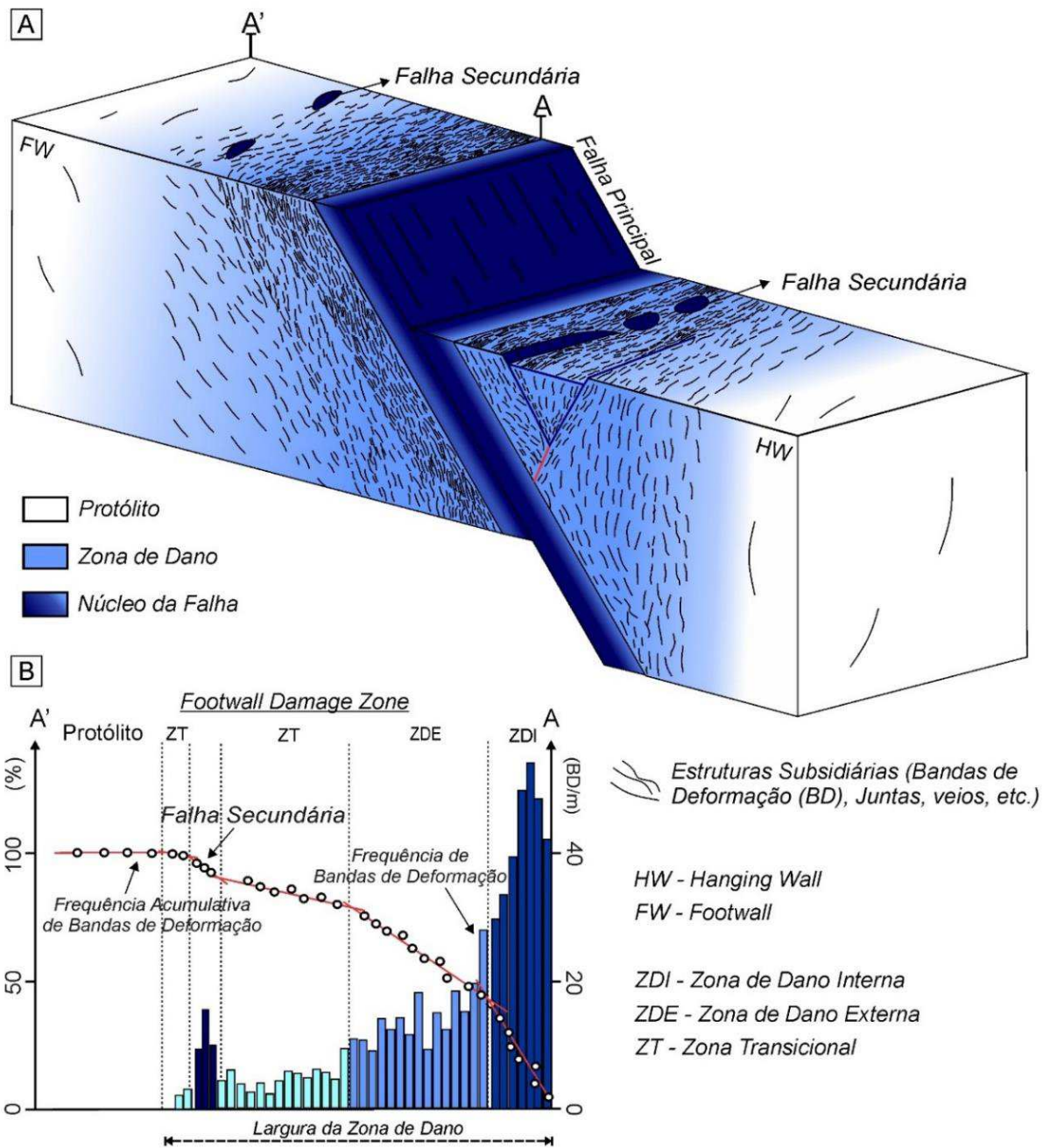


Figura 2.4 – Bloco esquemático de uma zona de falha em ambiente extensional e seus principais elementos arquiteturais. Alterado de Silva et al. (2022).



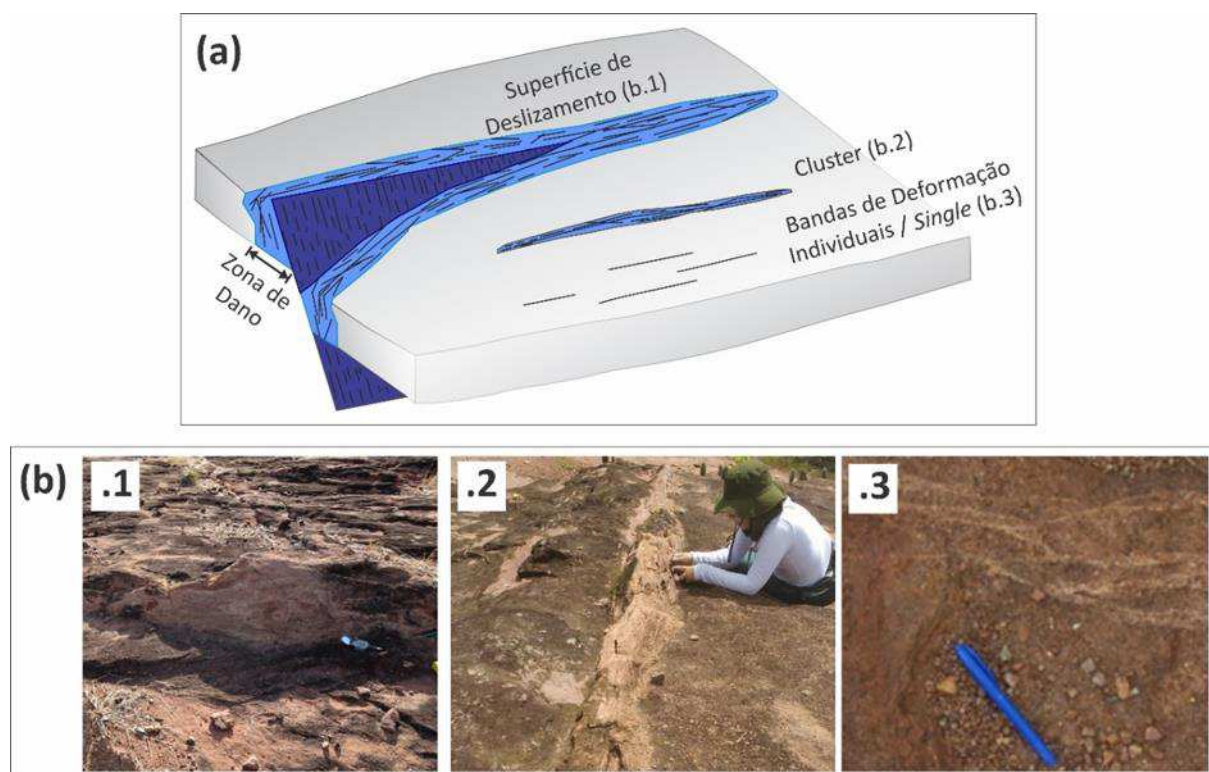


Figura 2.5 – (a) Figura esquemática das formas de apresentação das bandas de deformação e sua disposição em uma zona de falha. Modificado de Fossen et al. (2007). (b) Exemplos dessas estruturas em afloramentos da Bacia Rio do Peixe.

Independentemente do tipo de zona de falha (clássica ou de banda de deformação) desenvolvidas em rochas siliciclásticas de alta porosidade, as principais estruturas deformacionais desenvolvidas nas zonas de dano são as bandas de deformação (Fossen et al., 2007; Fachri et al., 2011; Choi et al., 2016; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022). Definidas como estruturas tabulares com deformações localizadas que acomodam zonas de compactação, cisalhamento e/ou dilatação, as bandas de deformação tem espessuras milimétricas em rochas porosas deformadas, e se apresentam como estruturas únicas (*single bands*) ou em aglomerados (*clusters*), podendo evoluir para superfícies de deslizamento (*slip surfaces*) (Fossen et al., 2007) (Figura 2.5). As bandas de deformação podem ser classificadas de acordo com mecanismo de deformação cinemática predominante durante sua formação (Figura 2.6A), podendo ser de: (i) compactação, (ii) cisalhamento e (iii) dilatação; além de interações do cisalhamento com

compactação e dilatação. Ainda, esses mecanismos são correlacionados respectivamente com bandas de desagregação, bandas cataclásticas, bandas filossilicáticas e bandas de dissolução e cimentação (Figura 2.6B), que varia de acordo com os mecanismos: (i) fluxo granular (deslizamento e rotação de grãos), (ii) fluxo cataclástico (fraturamento e moagem do grão), (iii) lubrificação filossilicática e (iv) dissolução e cimentação (Fossen et al., 2007).

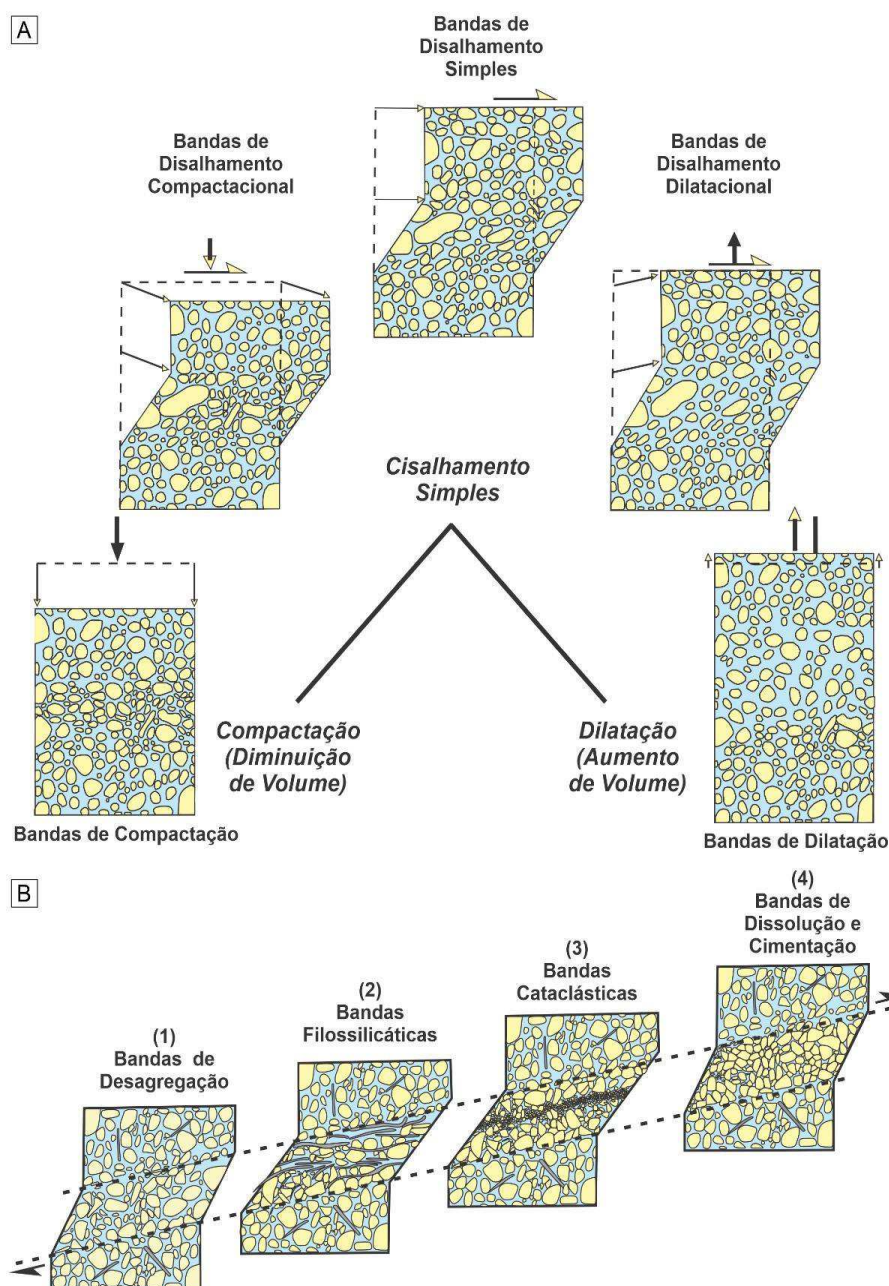


Figura 2.6 – Classificação de bandas de deformação baseadas nos critérios (A) cinemáticos e (B) mecanismos de deformação. Alterado de Fossen et al. (2007).

Em relação ao impacto nas propriedades petrofísicas, o processo de formação das bandas de deformação cataclásticas, como as que ocorrem na BRP, pode reduzir sua porosidade a menos de 1%, e sua permeabilidades em até 7 ordens de magnitude em comparação às rochas hospedeiras (Ballas et al., 2015; Araujo et al., 2018; Maciel et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Pontes et al., 2019; Pizzati et al., 2020; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022) (Figura 2.7). Essa redução de porosidade e permeabilidade no interior das bandas de deformação geralmente está relacionada à intensidade de cataclase ou cominuição dos grãos, que gera uma matriz cataclástica capaz de ocupar os poros da rocha hospedeira, alterando o fluxo de fluidos no interior da rocha (Torabi e Fossen, 2009; Alikarami et al., 2013; Torabi et al., 2013; Ballas et al., 2015; Pontes et al., 2019; Pizatti et al., 2020; Nogueira et al., 2021).

Considerando o impacto das bandas de deformação nas propriedades petrofísicas da rocha hospedeira, entre os fatores que determinam o grau de redução da permeabilidade na zona de dano estão o regime tectônico, a proximidade do núcleo da falha, tipo de estruturas desenvolvidas e a frequência dessas estruturas (Alikarami et al., 2013; Torabi et al., 2013; Ballas et al., 2015; Pizatti et al., 2020). Quanto ao núcleo de falha, as propriedades petrofísicas variam de acordo com as rochas de falha que o compõem e a geometria da falha, podendo atuar como barreiras ou condutos ao fluxo de fluidos (e.g., Shipton et al., 2002; Balsamo e Storti, 2010; Faulkner et al., 2010; Medeiros et al., 2010; Torabi et al., 2013; Farrel et al., 2014).



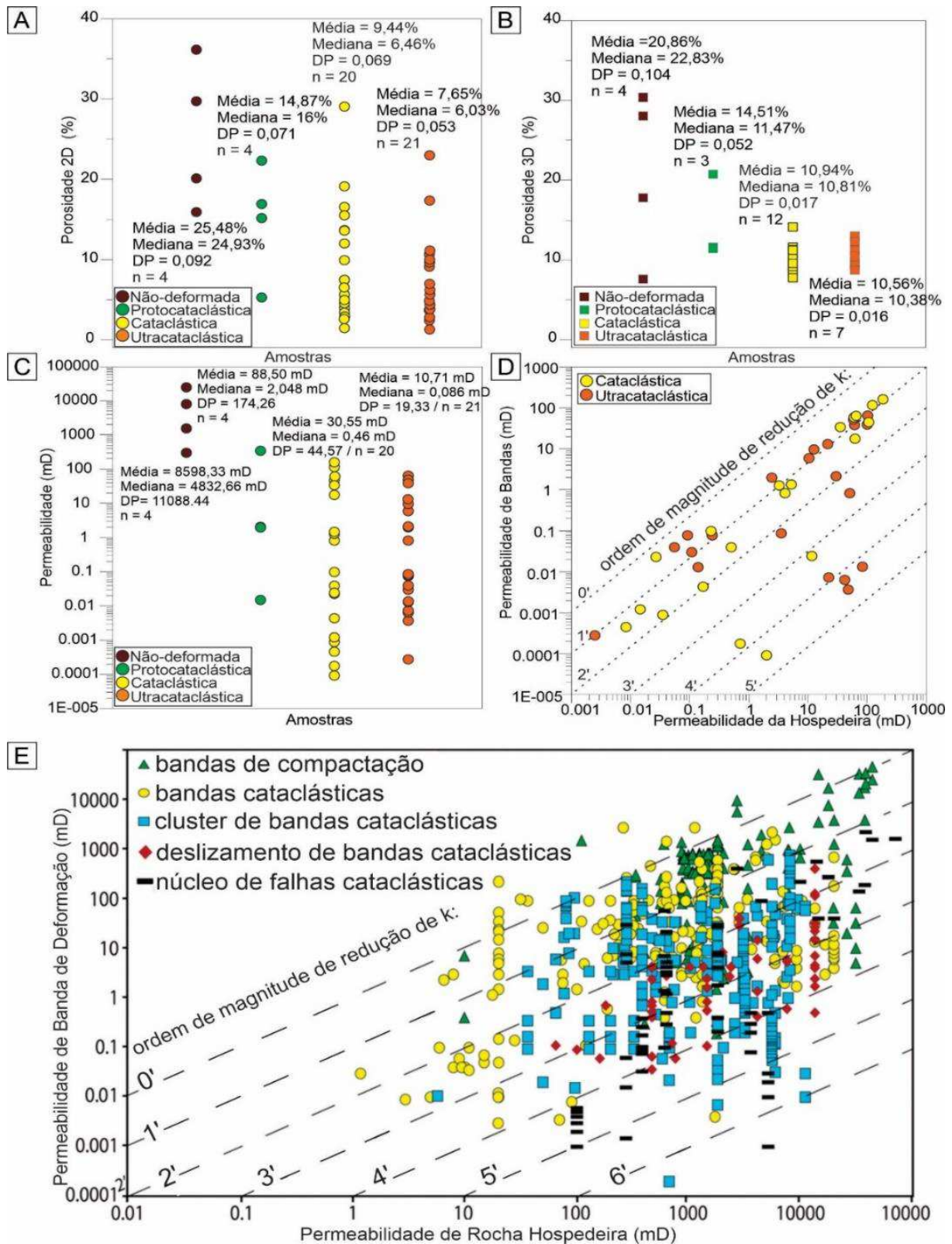


Figura 2.7 – Relações de alteração de parâmetros petrofísicos em bandas de deformação exemplificadas por (A e B) valores de porosidade 2D e 3D em amostras de rochas deformadas

e não deformadas; (C) valores de permeabilidade 2D em amostras de rochas deformadas e não deformadas; (D) valores de permeabilidade 2D em amostras de rocha deformada em função da permeabilidade de rocha hospedeira (E) permeabilidade de vários tipos de bandas de deformação cataclásticas em função da permeabilidade de rocha hospedeira. Alterado de Ballas et al. (2015), Fossen et al. (2017) e Nogueira et al. (2021).

#### **2.4. Modelagem de Zonas de Falhas**

Visando principalmente reduzir os riscos associados à exploração e produção de petróleo, a modelagem geológica de bacias e sistemas petrolíferos é utilizada no auxílio de resolução de problemas e na tomada de decisões da indústria de óleo e gás (AAPG, 2012). Até o início dos anos 90, a modelagem geológica de reservatórios naturalmente fraturados incorporava as zonas de falhas como planos com transmissibilidades distintas (Tveranger et al., 2004, 2005) ao invés de volumes deformados, como sugerido por Caine et al. (1996) (Figura 2.8). Diante do conhecimento geológico dos componentes de zonas de falhas e de sua complexidade, esses volumes passam a ser incorporados aos modelos convencionais de reservatórios, levando em consideração a heterogeneidade das propriedades petrofísicas e da influência das zonas de falhas no fluxo de fluido das rochas hospedeiras (Caine et al., 1996; Berg e Skar, 2005; Braathen et al., 2009; Balsamo e Storti, 2010; Rotevatn e Fossen, 2011; Farrel et al., 2014; Fachri et al., 2016; Torabi et al., 2019, 2020; Stohler, 2021; Silva et al., 2022).

Compreendendo que a modelagem pode ser usada para representar as variações petrofísicas, alguns estudos enfrentaram o desafio de incorporar os elementos estruturais da zona de falha que afetam o fluxo de fluidos em meios porosos, como as bandas de deformação (Alabert et al., 1992; Seifert e Jensen, 2000). Em modelos 3D tradicionais, com representação de falhas como superfícies de descontinuidade (Figura 2.8A), o agrupamento das bandas de deformação a esses modelos enfrenta o desafio da diferença de escala entre eles, o que gera

dificuldades com os tipos de malha (*grid*), resolução do modelo e custos computacionais (Qu et al., 2015). Essas estruturas podem mudar as propriedades de fluxo apresentando-se como condutos ou barreiras no fluxo de fluidos (Caine et al., 1996), sendo necessário incorporá-las aos modelos de propriedades, considerando as variações de propriedades de cada zona de falha.

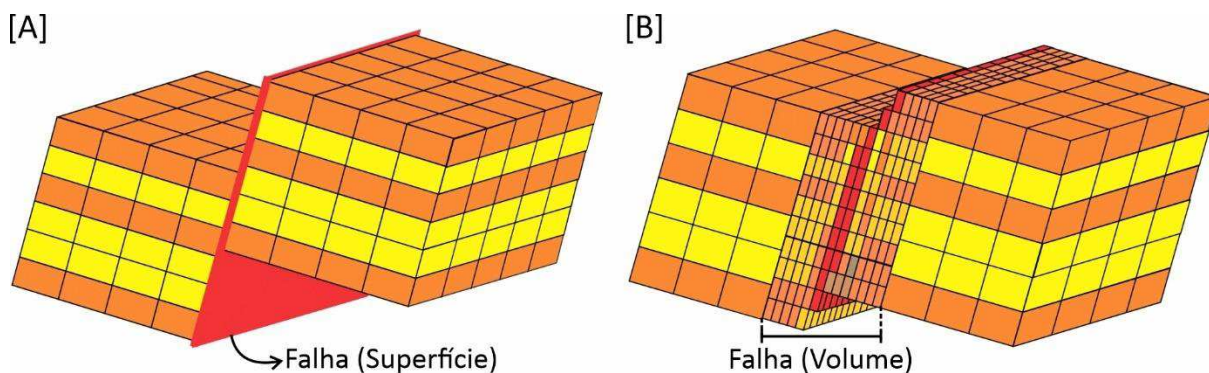


Figura 2.8 – Vista lateral de modelos geológicos (malha) que consideram as zonas de falhas como (A) superfícies e (B) como volumes. (Adaptado de Tveranger et al., 2004; Qu et al., 2015).

Assim, novas metodologias foram criadas, ou adaptadas a partir de metodologias convencionais (Pyrz et al., 2005), para contemplar a incrementação das zonas de falhas em reservatórios naturalmente fraturados (Syversveen et al., 2006; Qu et al., 2015; Stohler, 2021; Silva et al., 2022). Essas novas metodologias visam delimitar as zonas de reservatório e com isso constroem a malha 3D, gerando uma modelagem da distribuição de fácies sedimentares e das propriedades petrofísicas, possibilitando a incorporação desses modelos a simulação numérica de fluxo fluidos de reservatórios contemplando as zonas de falhas. De acordo com Syversveen et al. (2006), são necessárias oito etapas (Figura 2.9) para que esses novos métodos contemplassem a incorporação das zonas de falhas aos modelos de reservatórios naturalmente fraturados: (1) modelagem com malha convencional; (2) modelagem de fácies; (3) modelagem petrofísica; (4) refinamento da malha na zona de falha (Figura 2.8); (5) modelagem dos

elementos das zonas de falha; (6) modelagem das propriedades petrofísicas das zonas de falha; (7) Fusão das malhas; (8) incorporação dos modelos a simulação de fluxo.

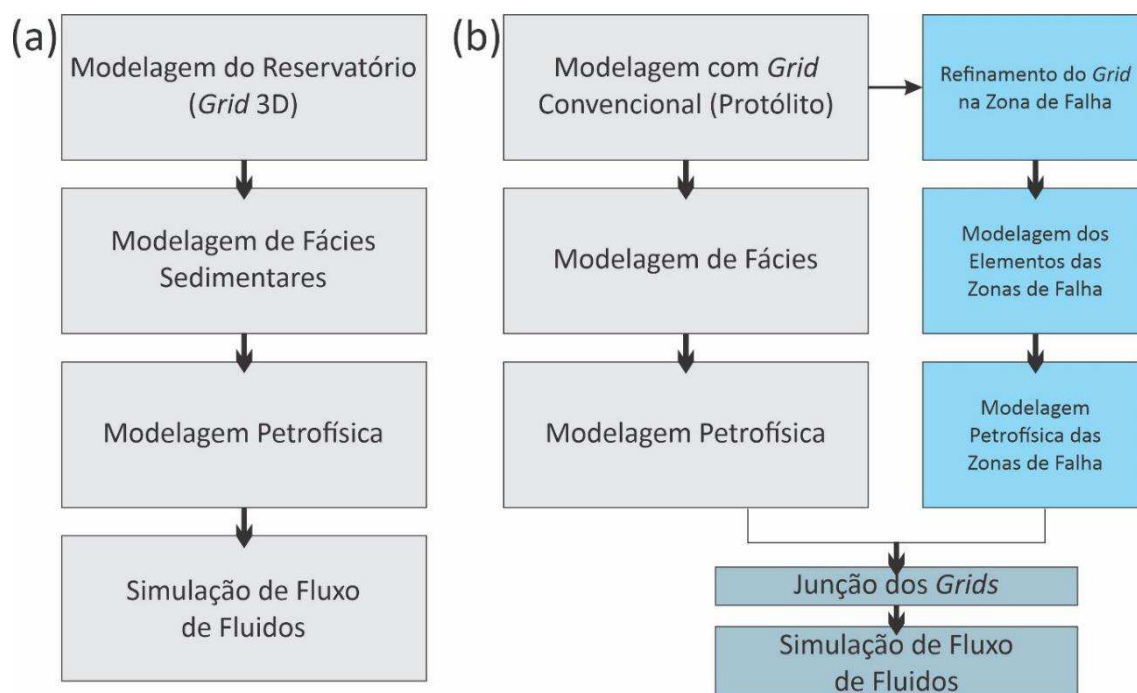


Figura 2.9 – Comparação das metodologias (a) convencional e (b) adaptado para modelagem de reservatórios com zonas de falha. Modificado de Syverveen et al. (2006).

Com o objetivo de caracterizar as zonas de falha e representar as alterações nas propriedades petrofísicas, alguns autores aplicam ferramentas e algoritmos utilizados incorporando as zonas de falhas como um volume deformado adicionando, assim, as variações espaciais de propriedades estruturais e petrofísicas (Qu et al., 2015) (Figura 2.10). Como descrito previamente, existem dois principais desafios para se incorporar as zonas de falhas aos modelos de reservatórios naturalmente fraturados. O primeiro desafio consiste na geração de *malhas* 3D refinados nas zonas de falha, onde a heterogeneidade dos elementos arquiteturais dessas zonas de falhas possa ser modelada de forma precisa a um baixo custo computacional, ou seja, gerando uma menor quantidade de células possíveis (Fachri et al., 2016; Qu et al., 2015). O segundo desafio compreende a distribuição das rochas de falha e estruturas presentes



nas zonas de falhas, como por exemplo, falhas secundárias, bandas de deformação e o espaço entre bandas de deformação (Fachri et al., 2013a, 2013b; Silva et al., 2022).

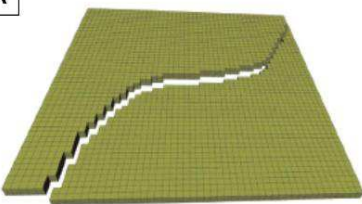
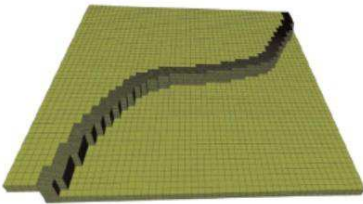


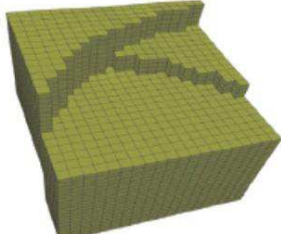
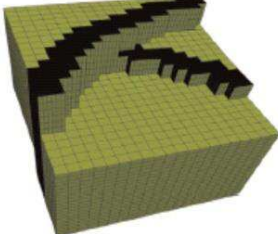
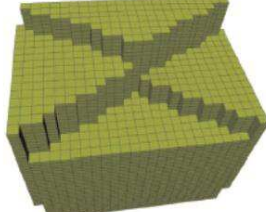
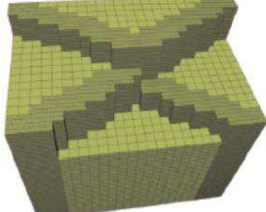
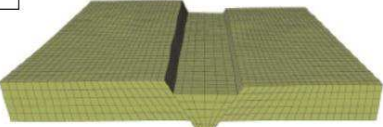
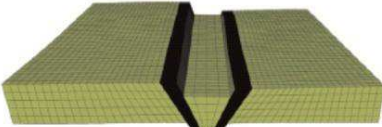
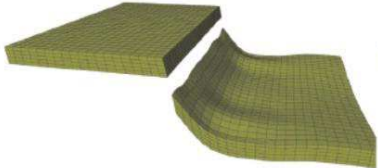
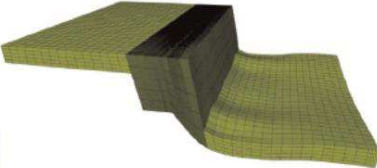
	Convencional	Com grid da zona de falha volumétrica	Informações do grid
A			<p><b>Número de células</b> Esquerda: 15.000 Direita: 126.000</p> <p><b>Resolução (X-Y)</b> Grid Global: 20 m x 20 m ZF: 2 m x 20 m</p>
B			<p><b>Número de células</b> Esquerda: 42.000 Direita: 298.800</p> <p><b>Resolução (X-Y)</b> Grid Global: 10 m x 10 m ZF: 5 m x 20 m</p>
B			<p><b>Número de células</b> Esquerda: 8.000 Direita: 188.000</p> <p><b>Resolução (X-Y)</b> Grid Global: 30 m x 30 m ZF: 1 m x 10 m</p>
C			<p><b>Número de células</b> Esquerda: 11.250 Direita: 182.500</p> <p><b>Resolução (X-Y)</b> Grid Global: 20 m x 20 m ZF: 2 m x 10 m</p>
D			<p><b>Número de células</b> Esquerda: 10.000 Direita: 170.000</p> <p><b>Resolução (X-Y)</b> Grid Global: 10 m x 10 m ZF: 0.1 m x 5 m</p>
E			<p><b>Número de células</b> Esquerda: 6.000 Direita: 54.000</p> <p><b>Resolução (X-Y)</b> Grid Global: 10 m x 10 m ZF: 0.5 m x 5 m</p>

Figura 2.10 – Aplicação do Algoritmo de Qu et al. (2015) para o refinamento de malhas em diversos tipos de zona de falha (ZF). (A) falha curva, (B) rampa de revezamento, (C) e (D) intersecção entre falhas, (E) falhas inclinadas e (F) falhas com hangingwall drag-fold. Retirado de Qu et al. (2015).

Visando abordar a geração de malhas 3D refinadas nas zonas de falha, Qu et al. (2015) desenvolveram um algoritmo que integra as malhas das zonas de falhas (refinadas) ao das regiões adjacentes a essas (rochas não deformadas). No algoritmo sugerido por Qu et al. (2015) o modelo original é rendido por uma malha refinada na zona de falha, cujos limites foram previamente estabelecidos, suportando essas zonas outros refinamentos independentes das regiões adjacentes. Portanto, essas malhas podem ser geradas de forma independente durante a modelagem de reservatórios e posteriormente serem integradas e utilizadas para gerar modelos, por exemplo, de permeabilidades equivalentes (Silva et al., 2022). Além disso, essa metodologia vem possibilitando a representação de diversas geometrias das zonas de falha (Figura 2.10) e distribuição efetiva das propriedades dessas zonas (Fachri et al., 2016; Qu e Tveranger, 2016; Qu et al., 2017; Silva et al., 2022).

Para representar o impacto das bandas de deformação nas propriedades petrofísicas em modelos de zonas de falhas, Rotevatn et al. (2009) geraram um mapa de tendência de distribuição espacial de frequência de bandas de deformação baseado no mapa de intensidade dessas estruturas em afloramento. A distribuição da permeabilidade do resto do modelo utilizou essa tendência descrita. Com isso, a caracterização das bandas de deformação pode ser utilizada para individualizar a zonas de falha em objetos geológicos 3D (Fachri et al., 2013), podendo ser baseada em análises de *scanlines* obtidas em afloramento, a partir das quais é possível determinar as espessuras dos elementos arquiteturais de uma zona de falha (Qu e Tveranger, 2016).

## Referências

Alabert, F.G., Aquitaine, E., Modot, V., 1992. Stochastic models of reservoir heterogeneity: Impact on connectivity and average permeabilities. Proceedings - SPE Annual Technical Conference and Exhibition, SPE-24893-MS. <https://doi.org/10.2118/24893-MS>.

Alikarami, R., Torabi, A., Kolyukhin, D., Skurtveit, E., 2013. Geostatistical relationship between mechanical and petrophysical properties of deformed sandstone. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 63, 27–38. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.06.002>.

Araújo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A.B., Sanglard, J.C.D., de Castro, D.L., Melo, A.C.C., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.

Aydin, A., 1978. Small faults formed as deformation bands in sandstone. *Pure and Applied Geophysics* 116, 913–930. <https://doi.org/10.1007/BF00876546>

Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology* 76, 1–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013>.

Balsamo, F., Storti, F., 2010. Grain size and permeability evolution of soft-sediment extensional sub-seismic and seismic fault zones in high-porosity sediments from the Croton basin, southern Apennines, Italy. *Marine and Petroleum Geology* 27, 822–837. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2009.10.016>.

Berg, S.S., Skar, T., 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. *Journal of Structural Geology* 27, 1803–1822. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012>.

Braathen, A., Tveranger, J., Fossen, H., Skar, T., Cardozo, N., Semshaug, S.E., Bastesen, E., Sverdrup, E., 2009. Fault facies and its application to sandstone reservoirs. *AAPG Bulletin* 93, 891–917. <http://dx.doi.org/10.1306/03230908116>.

Caine, J. S., Evans, J. P., Forster, C. B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2).

Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews* 152, 70–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>.

Childs, C., Watterson, J., Walsh, J.J., 1996. A model for the structure and development of fault zones. *Journal of the Geological Society of London* 153, 337–340. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.153.3.0337>

Childs, C., Manzocchi, T., Walsh, J.J., Bonson, C.G., Nicol, A., Schöpfer, M.P.J., 2009. A geometric model of fault zone and fault rock thickness variations. *Journal of Structural Geology* 31, 117–127. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2008.08.009>.

Crider, J.G., 2015. The initiation of brittle faults in crystalline rock. *Journal of Structural Geology* 77, 159–174. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.05.001>

de 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, magnetic and radiometric



data. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 184–202.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.04.001>.

de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Castelo Branco, R.M.G., 2008. Geophysical evidence of crustal-heterogeneity control of fault growth in the Neocomian Iguatu basin, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 26, 271–285. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.07.002>.

de Castro, D.L., Bezerra, F.H.R., Sousa, M.O.L., Fuck, R.A., 2012. Influence of neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the potiguar basin, northeastern Brazil and its links with west africa based on gravity and magnetic data. *Journal of Geodynamics* 54, 29–42.  
<http://doi:10.1016/j.jog.2011.09.002>.

de Souza, D.H.S., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Torabi, A., Souza, J.A.B., Nicchio, M.A., Pérez, Y.A.R., Balsamo, F., 2021. Growth of cataclastic bands into a fault zone: a multiscale process by microcrack coalescence in sandstones of Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural. Geology* 146, 104315. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104315>.

Fachri, M., Tveranger, J., Cardozo, N., Pettersen, O., 2011. The impact of fault envelop structure on fluid flow: A screening study using fault facies. *AAPG Bulletin* 95, 619–648.  
<http://dx.doi.org/10.1306/09131009132>.

Fachri, M., Tveranger, J., Braathen, A., Schueller, S., 2013a. Sensitivity of fluid flow to deformation-band damage zone heterogeneities: A study using fault facies and truncated Gaussian simulation. *Journal of Structural Geology* 52, 60–79.  
<http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2013.04.005>.

Fachri, M., Rotevatn, A., Tveranger, J., 2013b. Fluid flow in relay zones revisited: Towards an improved representation of small-scale structural heterogeneities in flow models. *Marine and Petroleum Geology* 46, 144–164. <http://dx.doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.05.016>.

Fachri, M., Tveranger, J., Braathen, A., Roe, P., 2016. Volumetric faults in field-sized reservoir simulation models: A first case study. *AAPG Bulletin* 100, 795–817. <http://dx.doi.org/10.1306/02011614118>.

Farrel, N.J.C., Healy, D., Taylor, C.W., 2014. Anisotropy of permeability in faulted porous sandstones. *Journal of Structural Geology* 63, 50–67. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2014.02.008>.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>.

Fossen, H., Schultz, R., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in a sandstone: a review. *Journal of the Geological Society of London* 164, 755–769. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-036>.

Fossen, H., 2020. Fault classification, fault growth and displacement, In: Scarselli, N., Adam, J., Chiarella, D., Roberts, D.G., Bally, A.W., (Eds.), *Regional Geology and Tectonics (Second Edition)*, Elsevier, 2020, 119-147. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00007-9>.

Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. *Basin Research* 12, 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>.

Laubach, S.E., Olson, J.E., Gross, MR., 2009. Mechanical and fracture stratigraphy. *AAPG Bulletin* 93, 1413–1426. <https://doi.org/10.1306/07270909094>

Maciel, I.B., Dettori, A., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Nogueira, F.C. C., Salvioli-Mariani, E., Sousa, J.A.B., 2018. Structural Control on Clay Mineral Authigenesis in

Faulted Arkosic Sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Minerals* 8, 1–17.

<https://doi.org/10.3390/min8090408>

Medeiros, W.E., do Nascimento, A.F., Alves da Silva, F.C., Destro, N., Demétrio, J.G.A., 2010.

Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 32, 1783–1791.

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.019>

Nabavi, S.T., Alavi, S.A., Wibberley, C.A.J., Jahangiri, M., 2020. Normal fault networks and their spatial relationships in Plio-Quaternary sedimentary series: a case study in the Zanjan

Depression, NW Iran. *Journal of Structural Geology* 136, 104072.

<https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104072>.

Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R.,

Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.R.B.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. *Marine and Petroleum*

*Geology* 124, 104825. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104825>.

Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra,

F.H.R., 2018. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 107, 132–

141. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.013>.

Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., Fuck, R., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: Insights from the Rio do Peixe Basin.

*Tectonophysics* 644-645, 92–107. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.016>.

Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1995. Strike-slip relay ramps. *Journal of Structural Geology*

17, 1351–1360. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(95\)97303-W](https://doi.org/10.1016/0191-8141(95)97303-W)

Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 1996. Effects of propagation rate on displacement variations along faults. *Journal of Structural Geology*. 18, 311–320. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(96\)80052-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(96)80052-6)

Peacock, D.C.P., Price, S.P., Pickles, C.S., 2000. The world's biggest relay ramp: Hold With Hope, NE Greenland. *Journal of Structural Geology* 22, 843–850. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00012-2](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00012-2)

Pizzati, M., Balsamo, F., Storti, F., Lacumin, P., 2020. Physical and chemical strain-hardening during faulting in poorly lithified sandstone: the role of kinematic stress field and selective cementation (Crotone Basin, Italy). *Geological Society of America Bulletin*. 132, 1183–1200. <https://doi.org/10.1130/B35296.1>

Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Miranda, T.S., Nicchio, M.A., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., 2019. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 114, 153–163. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.12.009>.

Pyrcz, M.J., Deutsch, C.V., 2014. *Geostatistical Reservoir Modeling*, 2 Ed. Oxford University Press, p. 433.

Qu, D., Røe, P., Tveranger, J., 2015. A method for generating volumetric fault zone grids for pillar gridded reservoir models. *Computers & Geosciences* 81, 28–37. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2015.04.009>.

Qu, D., Tveranger, J., 2016. Incorporation of deformation band fault damage zones in reservoir models. *AAPG Bulletin* 101, 423–443.

Qu, D., Tveranger, J., Fachri, M., 2017. Influence of deformation-band fault damage zone on reservoir performance. *Interpretation* 5, 41–56. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0229>.

Ramos, G.V., Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., de Castro, D.L., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Perez, Y.A.R., Souza, J.A.B., Medeiros, V.C., 2022. Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 139, 105635. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105635>.

Reches, Z., Lockner, D.A., 1994. Nucleation and growth of faults in brittle rocks. *Journal of Geophysical Research Solid Earth* 99, 18159-18173. <https://doi.org/10.1029/94JB00115>

Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J. A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modelling of the Delicate Arch Ramp, Utah. *Petroleum Geoscience* 15, 45–58. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-779>.

Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J., Aas, T.E., Howell, J.A., 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. In: Lonergan, L., Jolly, R.J.H., Sanderson, D.J., Rawnsley, K. (Eds.), *Fractured Reservoirs*, Geological Society, London, Special Publications 270, 55–71. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.04>.

Rotevatn, A., Fossen, H., 2011. Simulating the effect of subseismic fault tails and process zones in a siliciclastic reservoir analog: Implications for aquifer support and trap definition. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1648–1662. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.07.005>.

Rotevatn, A., Fossmark, H.S., Bastesen, E., Thorsheim, E., Torabi, A., 2017. Do deformation bands matter for flow? Insights from permeability measurements and flow simulations in porous carbonate rocks. *Petroleum Geoscience* 23, 104–119. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-038>

Romano, V., Bigi, S., Carnevale, F., Hyman, J. D., Karra, S., Valocchi, A. J., Tartarello, M. A., Battaglia, M., 2020. Hydraulic characterization of a fault zone from fracture distribution. *Journal of Structural Geology* 135, 104036. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104036>.

Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., Tveranger, J., 2013. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. *Journal of Structural Geology* 52, 148–162. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.013>.

Schultz, R.A., Siddharthan, R., 2005. A general framework for the occurrence and faulting of deformation bands in porous granular rocks. *Tectonophysics* 411, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2005.07.008>.

Seifert, D.; Jensen, J. L., 2000. Object and pixel-based reservoir modeling of a braided fluvial reservoir. *Mathematical Geology* 32, 581–603. <https://doi.org/10.1023/A:1007562221431>

Shipton, Z.K., Evans, J. P., Robeson, K. R., Forster, C. B., Snelgrove, S., 2002. Structural heterogeneity and permeability in faulted eolian sandstone: Implications for subsurface modeling of faults. *AAPG Bulletin* 86, 863–883. <https://doi.org/10.1306/61EEDBC0-173E-11D7-8645000102C1865D>

Shipton, Z.K., Evans, J.P., Thompson, L.B., 2005. The geometry and thickness of deformation-band fault core and its influence on sealing characteristics of deformation-band fault zones. *AAPG Memoir* 85, 181–195. <https://doi.org/10.1306/1033723M853135>.

Silva, M.E., Nogueira, F.C.C., Pérez, Y.A.R., Vasconcelos, D.L., Stohler, R.C., Sanglard, J. C.D., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A.B., 2022. Permeability modeling of a basin-bounding fault damage zone in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 135, 105409. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105409>.

Solum, J.G., Bradenburg, 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. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 94, 1453–1475. <https://doi.org/10.1306/01051009137>.

Stohler, R.C., 2021. Modelagem Numérica 3D e Simulação do Impacto de Bandas de Deformação no Fluxo de Escoamento em Meio Poroso. *Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro*, 227 p.

Syversveen, A.R., Skorstad, A., Soleng, H.H., Røe, P., Tveranger, J., 2006. Facies modelling in fault zones. *Proceedings of the 10th European Conference on the Mathematics of Oil Recovery*.

Torabi, A., 2007. Deformation Bands in Porous Sandstone, Their Microstructure and Petrophysical Properties. PhD thesis. University of Bergen, 153 p. Disponível em: <https://hdl.handle.net/1956/3145>.

Torabi, A., Fossen, H., 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 93, 919–938. <https://doi.org/10.1306/03270908161>.

Torabi, A., Berg, S.S., 2011. Scaling of fault attributes: A review. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1444–1460. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003>.

Torabi, A., Fossen, H., Braathen, A., 2013. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs. *AAPG (Am. Assoc. Pet. Geol.) Bull.* 97, 619–637. <https://doi.org/10.1306/10031212040>.

Torabi, A., Zarifi, Z. 2014. Energy release rate of propagating deformation bands and their hosted cracks. *Int. J. Rock Mech. Min. Eng.*, 67 (2014), pp. 184-190. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.10.007>.

Torabi, A., Johannessen, M.U., Ellingsen, T.S.S., 2019. Fault Core Thickness: Insights from Siliciclastic and Carbonate Rocks. *Geofluids*, 1–24. doi: 10.1155/2019/2918673.

Torabi, A., Ellingsen, T.S.S., Johannessen, M.U., Alaei, B., Rotevatn, A., Chiarella, D., 2020. Fault zone architecture and its scaling laws: where does the damage zone start and stop? *Geological Society, London, Special Publications* 496, 99–124. <https://doi.org/10.1144/SP496-2018-151>.

Torabi, A., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Silva, A.C.E., Bezerra, F.H. R., Souza, J.A.B., 2021. Variation of thickness, internal structure and petrophysical properties in a deformation band fault zone in siliciclastic rocks. *Mar. Petrol. Geol.* 133, 105297. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105297>.

Tveranger, J., Braathen, A., Skar, T., 2004. Incorporation of fault zones as volumes in reservoir models. *Bolletino di Geofisica Teoretica et Applicata* 45, 316–318.

Tveranger, J., Braathen, A., Skar, T., Skauge, A., 2005. Centre for Integrated Petroleum Research: Research activities with emphasis on fluid flow in fault zones. *Norwegian Journal of Geology* 85, 179–187.

Walsh, J.J., Bailey, W.R., Childs, C., Nicol, A., Bonson, C.G., 2003. Formation of segmented normal faults: a 3-D perspective. *Journal of Structural Geology* 25, 1251–1262.

Wibberley, C.A.J., Pettit, J.P., Rives, T., 2007. The mechanics of fault distribution and localization in high-porosity sands, Provence, France. *Geological Society, London, Special Publications* 289, 19–46. <https://doi.org/10.1144/SP289.3>.



# *Capítulo 3*

## *Contexto Geológico*

### 3. Contexto Geológico

#### 3.1. Introdução

A Bacia Rio do Peixe (BRP) situa-se no limite NW do Estado da Paraíba, com uma pequena porção no Estado do Ceará, abrangendo uma área de aproximadamente 1250 km<sup>2</sup> (Figura 3.1). Essa bacia faz parte de um grupo de bacias sedimentares denominado: “Bacias Interiores do Nordeste”, instaladas no embasamento cristalino Pré-cambriano da Província Borborema, associadas à ruptura do Supercontinente Pangea, que culminou na separação dos continentes Africano e Sul-Americano (Matos, 1992; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Ramos et al., 2022). A seguir, serão abordados em detalhe a contextualização geológica em termos do embasamento cristalino, evolução tectônica e arcabouço estratigráfico da BRP. Por fim, também será abordado uma contextualização dos trabalhos prévios que caracterizam as bandas de deformação na BRP.

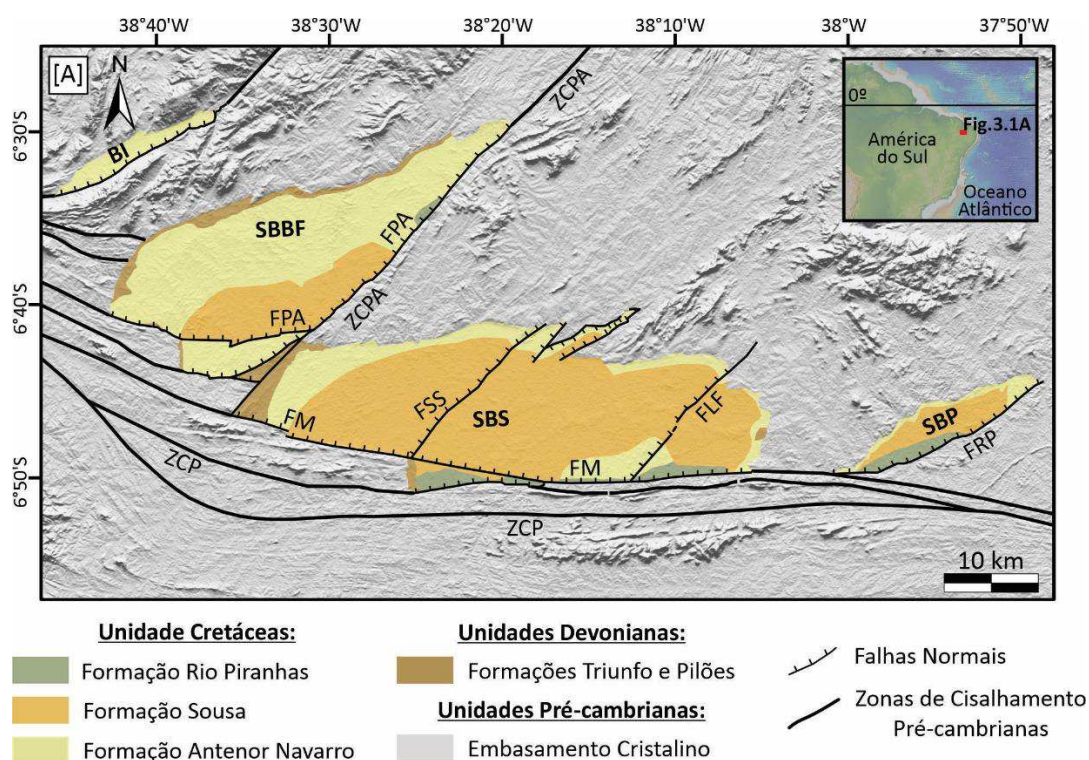


Figura 3.1 – Mapa geológico da Bacia Rio do Peixe, com as principais estruturas e unidades geológicas baseadas em Sénant e Popoff (1991), Françolin et al. (1994), Medeiros et. al (2005)

e Vasconcelos et al. (2021). Bacias e Sub-bacia: BI – Bacia Icozinho; SBBF – Sub-bacia Brejo das Freiras; SBS – Sub-bacia Sousa; SBP – Sub-bacia Pombal. Zonas de Cisalhamento e Falhas: ZCP – Zona de Cisalhamento Patos; ZCPA – Zona de Cisalhamento Portalegre; FPA – Falha Portalegre; FM – Falha Malta; FSS – Falha Sítio Sagui; FLF – Falha Lagoa do Forno; FRP – Falha Rio Piranhas.

### 3.2. Embasamento Cristalino

A BRP está situada sobre o embasamento cristalino pré-cambriano, representado pela Província Borborema, desenvolvida durante o Ciclo Brasileiro (ca. 650-500 Ma). Esta província apresenta uma complexa rede de terrenos pré-cambrianos com diferenças em litologia, idade e propriedades mecânicas. Estes terrenos são bordados por zonas de cisalhamento com direções principais NE-SW e E-W (Almeida et al., 1981; Brito Neves et al., 2000) e identificadas como zonas de fraquezas susceptíveis a reativações rúpteis durante o desenvolvimento das bacias intracontinentais e marginais desenvolvidas durante o Cretáceo-Cenozoico na Província Borborema (Matos, 1992; de Castro et al., 2012).

A Província Borborema é subdividida em três diferentes domínios tectônicos, ou sub-províncias, as quais apresentam características litoestratigráficas, estruturais, geocronológicas e geofísicas semelhantes. São elas as sub-províncias: Meridional, Transversal e Setentrional. Estas sub-províncias são delimitadas entre si por duas grandes zonas de cisalhamento: Patos e Pernambuco. Neste contexto, a Bacia Rio do Peixe está localizada na Sub-província Setentrional (Brito Neves et al., 2000), cuja configuração tectonoestratigráfica específica à área da Bacia engloba ortognaisses e sequências metassedimentares, que podem apresentar intrusões graníticas, e sequências metavulcânicas (de Castro et al., 2007). Nessa região, ocorrem três grandes blocos pré-cambrianos: (i) Domínio Granjeiro – um bloco de idade Arqueana-Paleoproterozoica situado ao sul da Zona de Cisalhamento Patos; (ii) Domínio Orós-Jaguaribe – um bloco de idade Paleoproterozoica-Neoproterozoica situado a noroeste da Zona de

Cisalhamento Portalegre; e (iii) Domínio Rio Piranhas – um bloco de idade Paleoproterozoica-Neoproterozoica situado a sudeste da Zona de Cisalhamento Portalegre.

### 3.3. Evolução Tectônica

Os modelos que abordam a evolução tectônica das bacias sedimentares do Nordeste do Brasil, dentre elas o conjunto das Bacias Interiores do Nordeste, propõem um movimento distensional do Berriasiano-Barremiano de direção NW-SE, a partir da reativação rúptil de estruturas preexistentes (Sénant e Popoff, 1991; Matos, 1992, 1999). A evolução tectônica das bacias sedimentares do Nordeste do Brasil é dividida em três estágios principais: sin-rifte I, II e III (Figura 3.2). Os dois primeiros estágios foram desenvolvidos dentro de regimes tectônicos extensionais, gerando bacias do tipo rifte, e o último estágio é controlado por uma tectônica transtensional, onde a abertura de alguns riftes é abortada (Chang et al., 1988; Matos 1987, 1992, 1999). O estágio sin-rifte I é descrito pela ocorrência de um enxame de diques (Rio Ceará-Mirim) de direção NE-SW a E-W intrudidos em rochas do embasamento cristalino ocorrido entre 140-120 Ma. Esse estágio é descrito por apresentar estabilidade tectônica, com poucas unidades afetadas por falhas. Por esse motivo também é descrita como uma fase pré-rifte.

O estágio sin-rifte II foi subdividido em sin-rifte IIa e sin-rifte IIb. Durante o estágio sin-rifte IIa (Berriasiano), o rifteamento ficou limitado ao *trends* Recôncavo-Tucano-Jatobá (RTJ) e Gabão-Sergipe-Alagoas (GSA). Ainda, durante o estágio sin-rifte IIb (Berriasiano – Barremiano), o rifteamento ocorreu ao longo do *trend* Cariri-Potiguar (CP), sendo assim responsável pela geração de semi-grábens assimétricos de direção NE-SW. Esse *trend* abrange bacias que se estendem desde a Bacia do Araripe até a Bacia Potiguar, incluindo a BRP, e são separadas por altos estruturais do embasamento, falhas de transferência e zonas de acomodação (Matos, 1999).

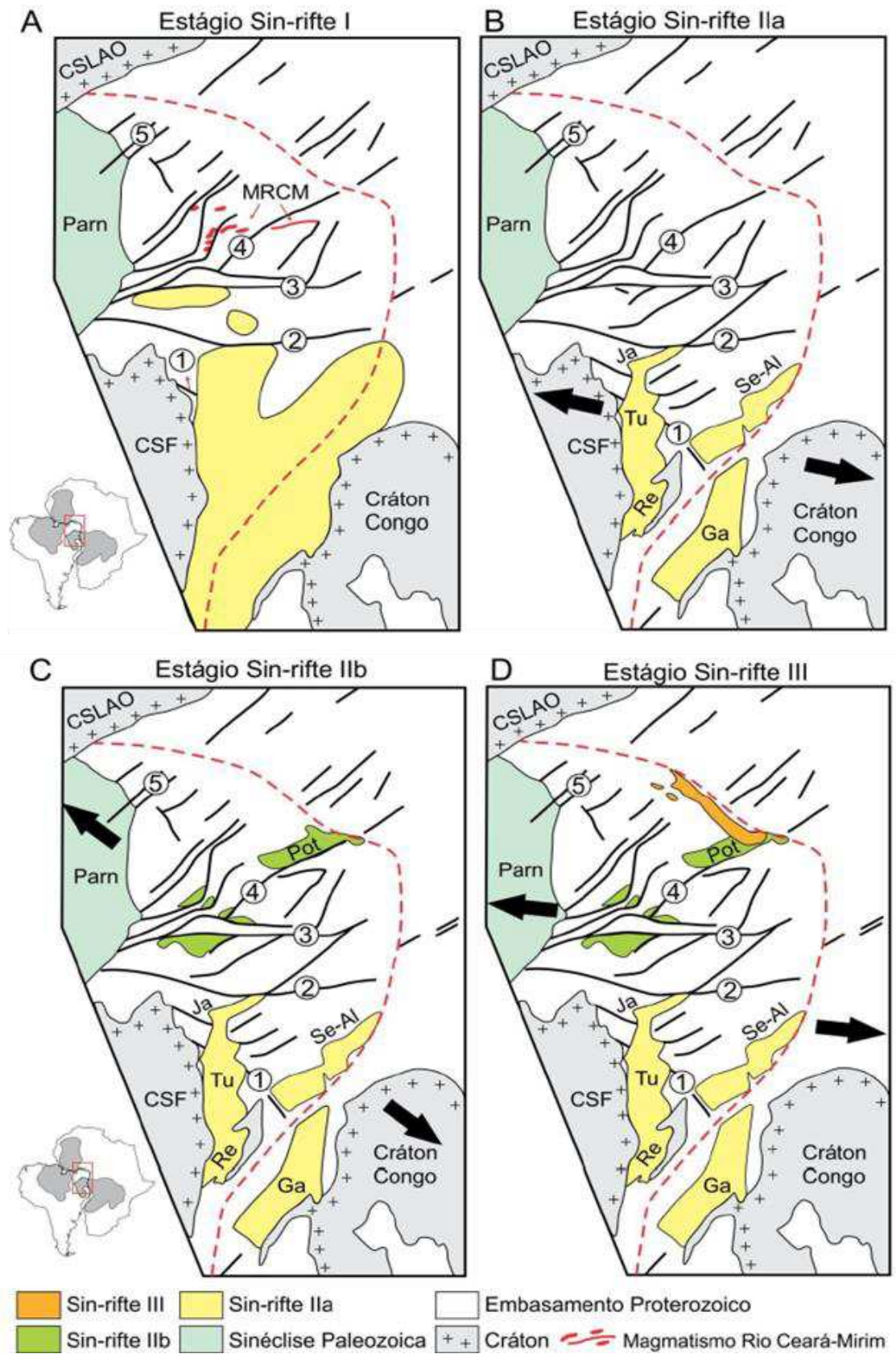


Figura 3.2 – Estágios sin-rifte atribuídos à separação do supercontinente Pangea e abertura da Margem Equatorial, desenvolvimento das Bacias Interiores do Nordeste e algumas das

principais estruturas associadas: 1) Zona de Cisalhamento São Miguel do Aleixo 2) Zona de Cisalhamento Pernambuco 3) Zona de Cisalhamento Patos 4) Zona de Cisalhamento Portalegre 5) Zona de Cisalhamento Transbrasiliano (adaptado de Matos, 1999).

Nesse contexto, a BRP é composta pelos semi-grábens de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal, separados por altos estruturais do embasamento (Frañolin et al., 1994), sendo os de Brejo das Freiras e de Sousa os seus principais depocentros (Figura 3.1). A geometria das sub-bacias de Sousa e Brejo das Freiras é fortemente controlada pela reativação rúptil de zonas de cisalhamento relacionadas à fase sin-rifte II (Matos, 1992, 1999; Frañolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015), agrupadas em duas famílias: as mais extensas com *trends* E-W (Zona de Cisalhamento Patos) e, as mais curtas, com *trends* NE-SW (Zona de Cisalhamento Portalegre). A Sub-bacia de Pombal é controlada pela Falha Rio Piranhas, que compreende a reativação rúptil da Zona de Cisalhamento Rio Piranhas (Frañolin e Szatmari, 1987; Sénnant e Popoff, 1991; Frañolin et al., 1994; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015). De Castro et al. (2007) afirmam que a espessura sedimentar pode atingir pouco mais de até 2400 metros para o depocentro da Sub-bacia Brejo das Freiras e aproximadamente 1600 m para o depocentro da Sub-bacia Sousa. Enquanto Córdoba *et al.* (2008) estimam que a seção sedimentar do depocentro de Pombal não ultrapassa 500 m de espessura. Recentemente, Vasconcelos et al. (2021) integraram a interpretação sísmica à inversão gravimétrica de de Castro et al. (2007) e registraram que o depocentro da Sub-bacia Brejo das Freiras atinge aproximadamente e 2820 m e o depocentro da Sub-bacia Sousa atinge em torno de 1945 m (Figura 3.3).

Por fim, trabalhos recentes interpretaram duas fases deformacionais para a estruturação da bacia, associadas a dois campos de tensões distintos. A primeira fase corrobora a ideia de uma distensão NW-SE ( $\sigma_3$  horizontal), proposta pelos trabalhos anteriores (e.g., Matos, 1992, 1999; Sénnant e Popoff, 1991; Frañolin et al., 1994; de Castro et al., 2007), e um eixo de



compressão vertical ( $\sigma_1$ ). Na segunda fase, com a mudança no campo de tensões ocasionado pelos empurrões combinados da Orogenia Andina, o eixo compressivo passa a ser horizontal, com *trends* entre E-W/ENE-WSW, ocasionando assim uma fase de inversão leve a moderada na BRP (Figura 3.4).

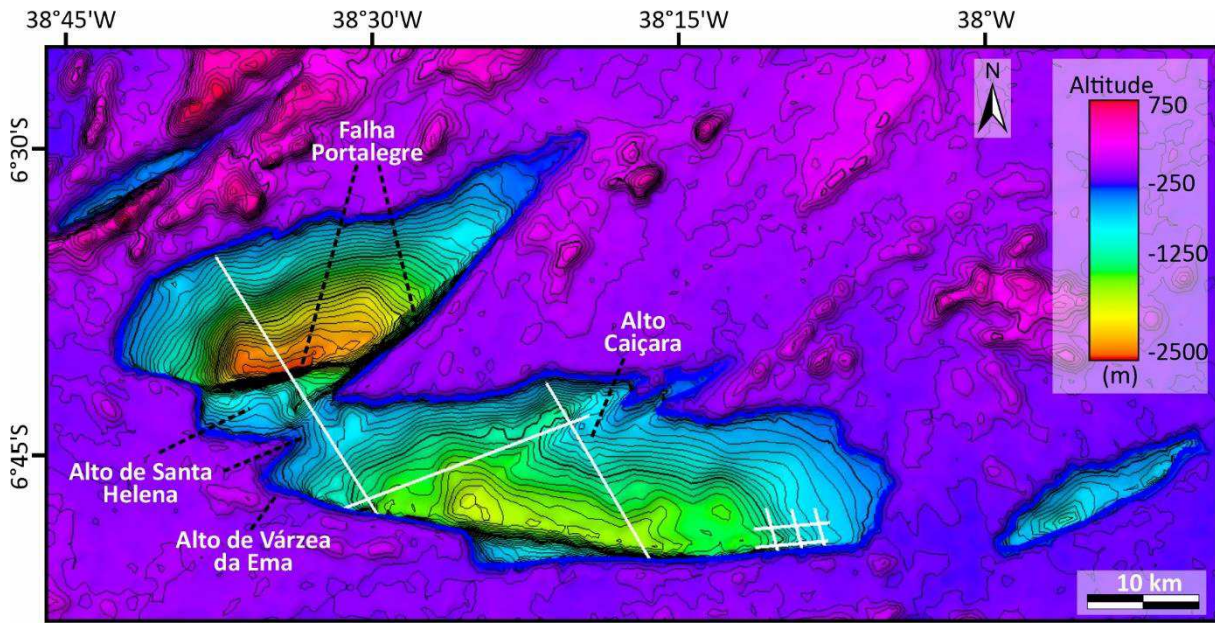


Figura 3.3 – Modelo 3D de contorno do embasamento Pré-cambriano (linhas pretas), baseado em modelagem gravimétrica operada por de Castro et al. (2007) e algumas das principais feições estruturais, evidenciando as sub-cacias Brejo das Freiras (centro-oeste), Sousa (centro-sul) e Pombal (sudeste), além da Bacia Icozinho (extremo oeste) (adaptado de Vasconcelos et al., 2021).

Nessa fase pós-rifte, as falhas NE-SW apresentam uma cinemática oblíqua (reversa-dextral) e as falhas E-W apresentam uma cinemática oblíqua (reversa-sinistral). Além disso, a presença de pseudotaquilitos, que atravessam as unidades cretáceas, e estilólitos ortogonais a estratificação, reforçam a ideia mudança no campo de tensões após o estágio rifte (Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021).

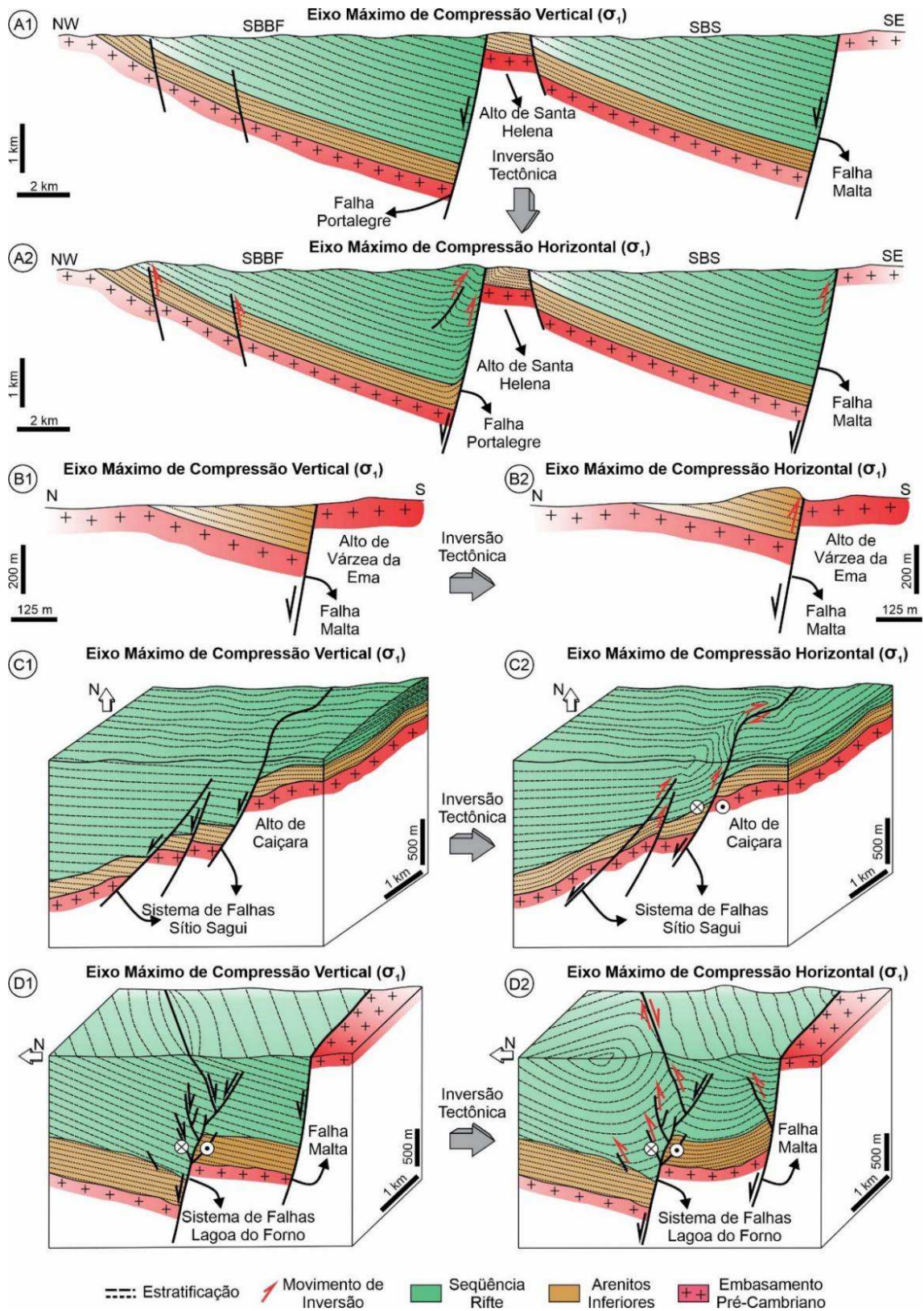


Figura 3.4 – Mudança do eixo máximo de compressão, responsável pela inversão tectônica da BRP (retirado de Vasconcelos et al., 2021).



### 3.4. Arcabouço Estratigráfico

A primeira carta estratigráfica para a BRP foi publicada por Córdoba et al. (2008), sendo a mais recente proposta por Rapozo et al. (2021) (Figura 3.1). Apesar da compartimentação da BRP em sub-bacias, Córdoba et al. (2008) e Nunes da Silva (2009) defendem que estes depocentros integravam uma única bacia durante o Cretáceo Inferior. Analisando seções sísmicas, estes autores interpretam que o contato entre estas unidades ocorre de forma interdigitada, sendo, portanto, em parte cronoequivalentes. O preenchimento da sin-rifte da BRP é representado pela sucessão sedimentar correspondente ao Grupo Rio do Peixe, que foi definido por Albuquerque (1970) e Mabeoone e Campanha (1974) abrangendo três formações: Antenor Navarro, Sousa e Rio Piranhas, respectivamente da base para o topo.

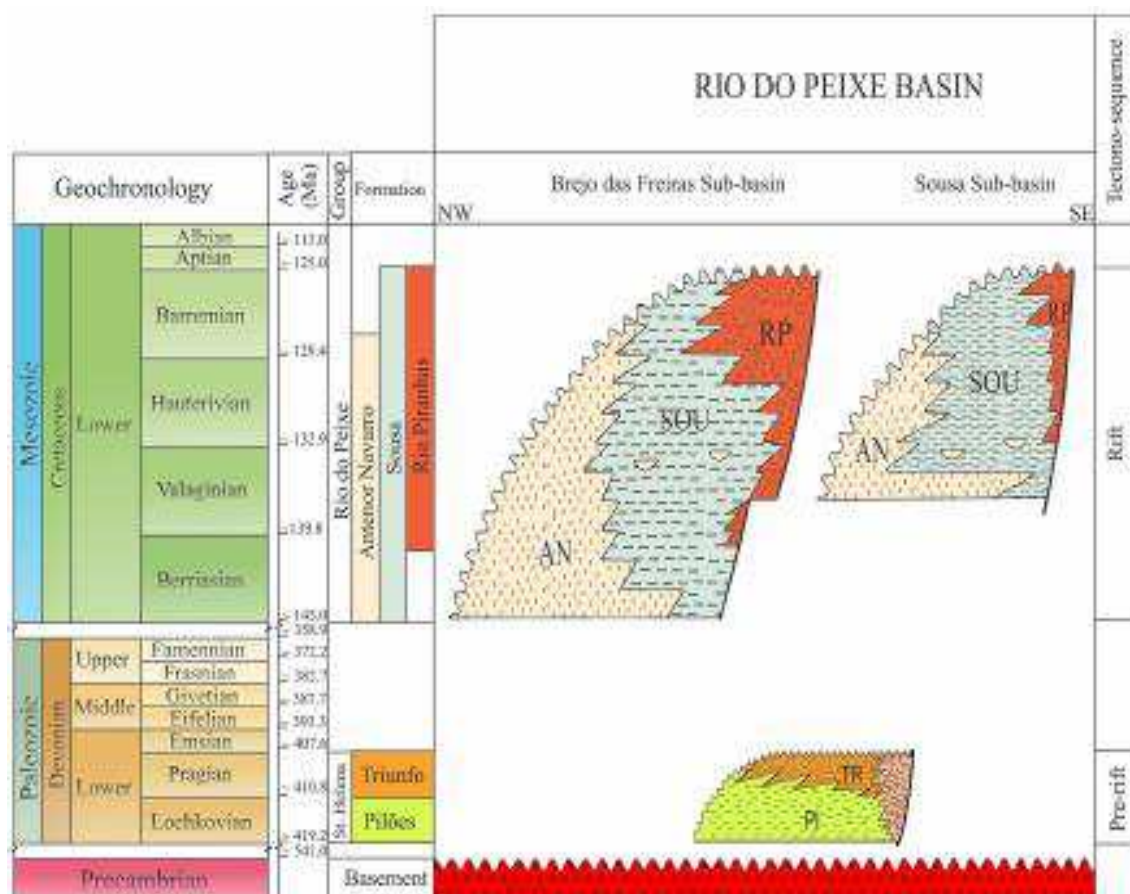


Figura 3.5 – Compilação da carta estratigráfica de Córdoba et al. (2008) e Silva et al. (2014) (retirado de Rapozo et al., 2021).

Dentro desse contexto, Córdoba et al. (2008) descrevem as formações do Grupo Rio do Peixe: (1) A Formação Antenor Navarro compreende (principalmente) arenitos conglomeráticos matriz-suportados e conglomerados, apresentando estruturas como estratificações cruzadas tabulares e acanaladas e bandas de deformação e brechas associadas às zonas de falha. Esses arenitos são representativos de sistemas de leques aluviais, fluviais entrelaçados grossos ou fluviais distributários desenvolvidos a partir das margens flexurais ou rampas direcionais, com paleocorrentes SE e S, com variações para E ou WSW; (2) A Formação Sousa é caracterizada por folhelhos e siltitos intercalados a arenitos finos e grossos, com gretas de contração, calcretes marcas onduladas e laminações cruzadas e plano-paralelas. Representam sistemas deposicionais que variam de lacustre a fluvial meandrante, também com paleocorrentes SE e S predominantes; (3) A Formação Rio Piranhas é composta por arenitos finos a grossos e conglomerados desorganizados matriz-suportados, com estratificações cruzadas e plano-paralelas, por vezes intercalados a pelitos. As paleocorrentes dessa formação são observadas com sentido N e NW, confirmando áreas fontes nas margens flexurais dos semi-grábens. Tais arenitos representam sistemas de leques aluviais de margem falhada associados a sistemas fluviais.

Estudos biocronoestratigráficos apontam uma idade Berriasiana a Barremiana (145-135 Ma) para o preenchimento sedimentar da BRP (Braun, 1966, 1969; Lima e Coelho, 1987; Regali, 1990; Ponte et al., 1991; Arai, 2006). Porém, estudos mais recentes, baseados em análises palinológicas em amostras de poços, indicaram a existência de uma unidade Devoniana sotoposta à seção rifte (Roesner et al., 2011). A unidade foi formalizada posteriormente por Silva et al. (2014), classificando-as nas formações Pilões e Triunfo, reunidas no Grupo Santa Helena: (1) A Formação Pilões é composta principalmente por siltitos e argilitos, arenitos finos a muito finos, contendo também brechas e conglomerados subordinados, esta associação é interpretada como sistemas prodeltaicos, transicionais e lacustres e arenitos de lobo subaquoso

depositados por fluxo gravitacional; (2) A Formação Triunfo é composta por arenitos grossos a conglomeráticos, caulíníticos com estratificações cruzadas, e conglomerados, com pelitos e arenitos finos intercalados, sendo associada a depósitos fluvio-deltáicos do tipo entrelaçado.

Segundo estes autores, o Grupo Santa Helena corresponde a uma tectonossequência depositada em um graben de direção NW-SE, durante um ciclo transgressivo-regressivo, cujo limite inferior é representado por uma discordância litológica e angular com o embasamento cristalino e o limite superior constitui uma discordância erosional e angular, envolvendo um hiato de cerca de 265 milhões de anos. No entanto, Vasconcelos et al. (2021) chamam a atenção para a possibilidade de um contexto regional que mostra que diversas bacias sedimentares experimentaram uma fase *sag* (subsidência termal) durante o Devoniano no nordeste do Brasil. Assim, esses autores recomendam que estudos mais detalhados, como por exemplo, análises de subsidência, necessárias para confirmar a origem de uma subsidência mecânica, típica de um rifte, ou termal, típica de um *sag*.

Lourenço et al. (2021) identificaram no intervalo pré-rifte três unidades estratigráficas (D1-D3) relacionadas a um trato sistêmico transgressivo e regressivo de um sistema deltaico. Ainda, esses autores afirmam que seu contato superior com a Sequência sin-rifte do Cretáceo Inferior é delimitado por uma discordância pré-cretácea de baixo ângulo. Esses autores propõem também que a Formação Triunfo seja a seção basal da Formação Antenor Navarro e, portanto, de toda a Sequência do Cretáceo Inferior. No entanto, estudos mais detalhados são necessários. Assim, Rapozo et al. (2021) traz uma compilação das descrições da carta estratigráfica de Córdoba et al. (2008) para o Grupo Rio do Peixe e as unidades descritas por Silva et al. (2014) para o Grupo Santa Helena (Figura 3.5).

### 3.5 Bandas de Deformação da Bacia Rio do Peixe

Diversos estudos têm abordado a complexidade das zonas de falhas e as bandas de deformação, como também a influência dessas estruturas nas propriedades da rocha hospedeira na BRP (e.g., Araújo et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Maciel et al., 2018; Pontes et al., 2019; Barbosa et al., 2021; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022; Souza et al., 2022). Araújo et al. (2018) relataram que bandas de deformação na BRP foram desenvolvidas em contexto de reativação rúptil das zonas de cisalhamento do embasamento, durante o regime extensional da fase rifte da bacia, estando assim associadas às falhas normais, e apresentam a mesma direção e cinemática das falhas do embasamento. Esses mesmos autores registraram uma diminuição logarítmica na frequência das bandas de deformação saindo do núcleo da falha de borda em direção a rocha não-deformada. A distribuição espacial das bandas de deformação também apresenta um controle pela granulometria média, formando *clusters* apenas em arenitos grossos. Assim como, outros estudos indicam que o processo de cataclase (redução do tamanho e rotação de grão, e cominuição da borda de grão) e coalescência de *microcrack* são os principais mecanismos deformacionais responsáveis pelo desenvolvimento das bandas de deformação (Nicchio et al., 2018; de Souza et al., 2021). Além disso, a frequência das bandas de deformação aumenta próximo da falha principal, corroborando com estudos prévios (Araújo et al., 2018; Silva et al., 2022). Quanto ao relevo da BRP, foram registradas cristas estruturais formadas através da erosão diferencial condicionada pela presença das bandas de deformação, uma vez que há um aumento na resistência dos arenitos afetados por essas estruturas (Barbosa et al., 2021).

Em relação às propriedades físicas das rochas afetadas pelas bandas de deformação da BRP, foi descrito que o processo de cominuição de grãos é responsável pelo desenvolvimento dessas estruturas, formando uma foliação ao longo das zonas de deslizamento sem a presença de argilas ou fluidos (Nicchio et al, 2018). Adicionalmente, o *fabric* resultante da deformação

evita o processo de intemperismo dos feldspatos, influenciando a autigênese das argilas (Maciel et al., 2018). Torabi et al. (2021) constataram que a espessura e o número de bandas de deformação variam junto das propriedades petrofísicas ao longo do núcleo da falha, sendo essas influenciadas pela distribuição geométrica das bandas de deformação. Oliveira et al. (2022) concluem que a estratigrafia mecânica influencia no padrão das bandas de deformação, como frequência, geometria e espessura dessas estruturas. Esses mesmos autores mostram que as propriedades petrofísicas dos arenitos variam de acordo com diferentes camadas dos arenitos e afetados por bandas de deformação, influenciando outros parâmetros como a resistência à compressão uniaxial (UCS). Corroborando com isso, Pontes et al. (2019) afirmam que no núcleo de falhas com interações a UCS é três vezes maior do que em núcleos de falhas isoladas e quatro vezes maior do que as rochas não-deformadas. A intensidade da deformação cataclástica é expressa pela redução da permeabilidade e porosidade segundo Nogueira et al. (2021), chegando a apresentar reduções de até cinco ordens e duas ordens de magnitude, respectivamente, em relação aos arenitos não-deformados. Ainda acerca da permeabilidade das bandas de deformação e dos espaços entre elas, foi registrado uma diferença na intensidade de deformação expressa pelo aumento não uniforme da permeabilidade em direção ao protólito (Silva et al., 2022).

Por fim, recentemente, Stohler (2021) e Souza et al. (2022) realizam simulações numéricas de fluxo de fluido. Souza et al. (2022) realizaram uma modelagem numérica 2D e simulação de fluxo em uma zona de falha de bandas de deformação em escala de afloramento (poucos metros). Estes autores constataram que o contraste de permeabilidade entre bandas de deformação e rocha hospedeira controla o comportamento do fluxo do fluido, o qual também é influenciado pela orientação do fluido em relação à geometria da banda. Stohler (2021) realizou uma modelagem numérica 3D e simulação de fluxo em escala de reservatório (alguns quilômetros). Este autor observou o impacto das bandas de deformação no fluxo de fluidos

através de linhas de corrente em cenários com e sem a representação das zonas de dano, onde foram observadas diferenças na produção de óleo, na saturação de água e na pressão de poros ao longo do tempo. Segundo este autor, estas diferenças destacam a importância da incorporação das zonas de dano nos modelos numéricos, a fim de aumentar a sua previsibilidade. Assim, otimizando o gerenciamento de reservatórios siliciclásticos afetados por zonas de falhas.

### **Referências**

Albuquerque, J.P.T., 1970. Inventário Hidrogeológico Básico do Nordeste, Folha 15 Jaguaribe CE. Superintendência do Desenvolvimento do Nordeste. Série Hidrogeológica.

Almeida, F.M.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981. Brazilian Structural Provinces: An Introduction. *Earth-Science Reviews* 17, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)

Arai, M., 2006. Revisão estratigráfica do cretáceo inferior das bacias interiores do Nordeste do Brasil. *Geociências*, São Paulo, v. 25, n. 1, p. 7-15.

Araújo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B. M., Souza, J.A.B., Sanglard, J.C.D., de Castro, D.L., Melo, A.C.C., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.

Barbosa, A.B.S., Maia R.P., Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C. Bezerra, F.H.R., 2021. Condicionamento do relevo ao longo de zonas de falha com bandas de deformação na Bacia Sedimentar Rio do Peixe, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 22, 365–406. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i2.1948>.

Bezerra, F.H.R., de Castro, D.L., Maia, R.P., Sousa, M.O.L., Moura-Lima, E.N., Rossetti, D.F., Bertotti, G., Souza, Z.S., Nogueira, F.C.C., 2020. Post-rift stress field inversion in the Potiguar Basin, Brazil—Implications for petroleum systems and evolution of the equatorial margin of South America. *Marine and Petroleum Geology* 111, 88–104. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2019.08.001>.

Braun, O.P.G., 1969. Geologia da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Rio de Janeiro. In: A Prospecções Geologia e Aerofotogrametria (PROSPEC) e Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), Relatório, p. 23.

Brito Neves, B.B.; Santos, E.J.; Van Schmus, W.R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. *Tectonic Evolution of South America* 1, 151–182.

Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M., 1988. New concepts on the development of East Brazilian marginal basins. *Episodes Journal of International Geoscience* 11 (3), 194–202.

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 de Geociências da Petrobras*.

Costa, A.B.S. 2010. *Diagênese e proveniência dos arenitos da tectonossequência rifte nas Bacias do Rio do Peixe e do Araripe, NE do Brasil*. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 93 p.

de 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, magnetic and radiometric data. *J. S. Am. Earth Sci.* 24, 184–202.

de Souza, D.H.S., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Torabi, A., Souza, J.A. B, Nicchio, M., Perez, Y.A.R., Balsamo, F., 2021. Growth of cataclastic bands into a fault zone: A multiscale process by microcrack coalescence in sandstones of Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 146, 104315. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104315>.

Delgado, I.M., Souza, J.D., Silva, L.C., Filho, N.C.S., Santos, R.A., Pedreira, A.J., Guimarães, J.T., Angelim, L.A.A., Vasconcelos, A.M., Gomes, I.P., Filho, J.V.L., Valente, C.R., Perrota, M.M., Heineck, C.A., 2003. Geotectônica do escudo atlântico. In: Bizzi, L. A. et al. (Eds.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*. Brasília: Serviço Geológico do Brasil, 227–334.

Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C., Schultz, R. A., 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. *Journal of Geological Society, London* 459, 9–33. <https://doi.org/10.1144/SP459.4>.

Françolin, J.B.L.; Szatmari, P., 1987. Mecanismo de rifteamento da porção oriental da margem brasileira. *Revista Brasileira de Geociências* 17, 196-207.

Françolin, J.B.L.; Cobbold, P.R.; Szatmari, P., 1994. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology* 16, 647-661. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90116-3](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90116-3)

Lima, M.R., Coelho, M.P.C.A., 1987. Estudo palinológico da sondagem estatigráfica de Lagoa do Forno, bacia do Rio do Peixe, cretáceo do nordeste do Brasil. *Boletim IGUSP. Série Científica* 18, 67–83. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-8986.v18i0p67-83>.

Lourenço, M.C.M., Jardim de Sá, E.F., Córdoba, V.C., Pichel, L.M., 2021. Multi-Scale Tectono-Stratigraphic Analysis of Pre- and Syn-Rift Sequences in the Rio do Peixe Basin, NE



Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 130, 105127.

<https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105127>

Mabesoone, J.M., Campanha, V.A., 1974. Caracterização estratigráfica dos grupos Rio do Peixe e Iguatu. *Estudos Sedimentológicos* 3, 22–41.

Maciel, I.B., Dettori, A., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Nogueira, F.C.C., Salvioli-Mariani, E., Sousa, J.A.B., 2018. Structural Control on Clay Mineral Authigenesis in Faulted Arkosic Sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Minerals* 8, 1–17. <https://doi.org/10.3390/min8090408>.

Matos, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>

Matos, R.M.D., 1999. History of the northeast Brazilian rift system: kinematic implications for the break-up between Brazil and West Africa. Geological Society, London, Special Publications 153, 55–73. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1999.153.01.04>.

Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra, F.H.R., 2017. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 107, 132–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.013>.

Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., de Castro, D.C., Fuck, R.A., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics* 644, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.016>.

Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R., Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.R.B.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the

petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 124, 104825. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104825>.

Nunes da Silva, A., 2009. Arquitetura, litofácies e evolução tectono-estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, p. 128. Disponível em: <https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/18793>.

Oliveira, L.S.B., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Pérez, Y.A.R., 2022. Mechanical stratigraphy influences deformation band pattern in arkosic sandstones, Rio do Peixe Basin, Brazil. *Journal of Structural Geology* 155, 104510. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104510>.

Pizzati, M., Balsamo, F., Storti, F., Lacumin, P., 2020. Physical and chemical strain-hardening during faulting in poorly lithified sandstone: the role of kinematic stress field and selective cementation (Crotone Basin, Italy). *Geological Society of America Bulletin* 132, 1183-1200. <https://doi.org/10.1130/B35296.1>

Ponte, F.C., Hashimoto, A.T., Dino, R., 1991. Geologia das bacias mesozoicas do interior do Nordeste do Brasil. Petrobrás/CENPES/DIVEX;SEBIPE, Relatório Interno, Rio de Janeiro, RJ.

Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Miranda, T.S., Nicchio, M.A., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., 2019. Petrophysical properties of deformation bands in high porous sandstones across fault zones in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 114, 153–163. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.12.009>.

Ramos, G.V., Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., de Castro, D.L., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Perez, Y.A.R., Souza, J.A.B., Medeiros, V.C., 2022. Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 139, 105635. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105635>.

Rapozo, B.F., Córdoba, V.C., Antunes, A.F., 2021. Tectono-stratigraphic evolution of a cretaceous intracontinental rift: Example from Rio do Peixe Basin, north-eastern Brazil, *Marine and Petroleum Geology* 126, 104899. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104899>.

Regali M.S.P., 1990. Biocronoestratigrafia e paleoambiente do Eocretáceo das bacias do Araripe (CE) e Rio do Peixe (PB), NE-Brasil. In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE, 1, 1990, Crato/CE. Atas [...] Crato: Departamento Nacional da Produção Mineral, p. 163–172.

Roesner, H.E., Lana, C.C., Le Hérisse, A., Melo, J.H.G., 2011. Bacia do Rio do Peixe (PB). Novos resultados biocronoestratigráficos e paleoambientais. *Paleontologia: Cenários de Vida* 3, 135–141.

Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., Tveranger, J., 2013. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. *Journal of Structural Geology* 52, 148–162. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.013>.

Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198, 35–46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G).

Silva, J.G.F., 2014. Análise estratigráfica de subsuperfície do Devoniano Inferior da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio

Grande do Norte, Natal, p. 189. Disponível em:  
<https://repositorio.ufrn.br/handle/123456789/19945>.

Silva, M.E., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Vasconcelos, D.L., Stohler, R.C., Sanglard, J.C.D., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A. B., 2022. Permeability modeling of a basin-bounding fault damage zone in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 135, 105409. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105409>.

Souza, F.M., Gomes, I.F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Canabarro, B., Souza, J.A.B., Guimarães, L.J.N., Beserra, L.B.S., 2022. 2D modeling and simulation of deformation bands' effect on fluid flow: Implications for hydraulic properties in siliciclastic reservoirs. *Journal of Structural Geology* 158, 104581. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104581>.

Stohler, R. C., 2021. Modelagem Numérica 3D e Simulação do Impacto de Bandas de Deformação no Fluxo de Escoamento em Meio Poroso. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, 227 p.

Torabi, A., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Silva, A.C.E., Bezerra, F.H.R., Souza, J.A.B., 2021. Variation of thickness, internal structure and petrophysical properties in a deformation band fault zone in siliciclastic rocks. *Marine and Petroleum Geology* 133, 105297. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105297>.

Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Clausen, O.R., Medeiros, W.E., de Castro, D.L., Vital, H., Barbosa, J.A., 2019a. Influence of Precambrian shear zones on the formation of oceanic fracture zones along the continental margin of Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 101, 322–333. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2018.12.010>.

Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Medeiros, W.E., Castro, D.L., Clausen, O.R., Vital, H., Oliveira, R.G., 2019b. Basement fabric controls rift nucleation and postrift basin inversion in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics* 751, 23–40. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.12.019>.

Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data. The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Research* 33, 705–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.

# *Capítulo 4*

*Influence of Fault Tip Interaction and Linkage: Implications for Spatial Distribution of Deformation Bands and Permeability Characterization – Manuscrito a ser submetido na Journal of Structural Geology*

## **4. Influence of Fault Tip Interaction and Linkage: Implications for Spatial Distribution of Deformation Bands and Permeability Characterization**

### **4.1. Abstract**

This study analyzes the relationship between structure and petrophysics in a damage zone in the Portalegre Fault, Rio do Peixe Basin, Brazil. We identified the presence of three fault zones by analyzing the frequency of deformation bands crossing the damage zone and protolith. The first one developed by a seismic scale rift fault and the others developed by subseismic rift faults. The frequency of deformation bands decreases and increases depending on the distance from each fault. We observed that the spatial permeability distribution recorded successive increases and decreases as we moved away from one fault and approached another. This structural and petrophysical complexity and variations in the strike direction of the Portalegre Fault led us to interpret this fault zone as a linking damage zone associated with a fault linkage process. The observed patterns contrast with the structural and petrophysical behavior of a wall damage zone, which gradually decreases in subseismic structures frequency and continuously increases the permeability distancing from the fault. Thus, our study highlights the effect of fault tip interaction and linkage on the distribution of deformation bands and permeability, clarifying aspects related to structural heterogeneities of siliciclastic reservoirs affected by fault zones.

Keywords: Fault Zones, Damage Zone, Deformation Bands, Permeability, Siliciclastic Reservoirs.

### **4.2. Introduction**

Fault zones with deformation bands are characterized by influencing the permeability and porosity of the host rocks (Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022). Therefore, it plays a key role in the fluid flow behavior in hydrocarbon or groundwater reservoirs affected by faults (Caine et al., 1996; Rotevatn et al., 2007; Medeiros et al., 2010;

Ballas et al., 2015; Stohler et al., 2022). Thus, it is essential to analyze the factors that influence fluid flow behavior, such as the heterogeneities of fault zones with deformation bands and the petrophysical properties of the host rocks in fault zones (e.g., Rotevatn et al., 2009; Medeiros et al., 2010; Rotevatn and Fossen, 2011; Qu et al., 2017; Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022; Stohler et al., 2022).

Evolutionary normal fault growth models suggest that faults start as isolated segments, which propagate vertically and laterally and may interact with other segments (Gawthorpe and Leeder, 2000; Fossen et al., 2005; Fossen, 2020; Nabavi et al., 2020). Some studies describe the relationship between faults as one of the main factors that influence the heterogeneity of fault zones with deformation bands (e.g., Fossen et al., 2007, 2017; Ballas et al., 2015; Torabi et al., 2020). However, the damage zone characterization during normal fault evolution still requires some clarification. For example, studies show that damage zone width usually increases with fault displacement corresponding to a power-law relationship for the best-fit function (e.g., Schueller et al., 2013; Nabavi et al., 2020; Torabi et al., 2020). In this context, the spatial distribution of subseismic structures tends to decrease in frequency as it moves away from the main fault according to a logarithm decay fit (Schueller et al., 2013; Fossen et al., 2017; Araujo et al., 2018; Silva et al., 2022). Nevertheless, the behaviors of the spatial distribution of subseismic structures and the damage zone width are not evident in the context of relay zones and linking damage zones, although these damage zones are usually more complex when compared to other locations of along fault damage zones (Zhang et al., 1991; Kim et al., 2003, 2004; Fossen et al., 2005; Fossen and Rotevatn, 2016; Fossen, 2020).

Likewise, the petrophysical properties distributions of the host rock in a fault zone tends to vary in the damage zone. In general, the permeability increases from the most deformed zone toward the protolith exhibiting an inverse relationship to the deformation intensity distribution and gradually increasing as we move away from the main fault (e.g., Alikarami et al., 2013;



Pontes et al., 2019; Silva et al., 2022). However, this inverse relationship between permeability and deformation intensity does not consider all stages of fault growth, such as fault tips interaction and linkage. Since the deformation bands are usually less permeable features when compared to the host rock in a fault zone (Antonellini and Aydin, 1994; Fossen and Bale, 2007; Torabi and Fossen, 2009; Nogueira et al., 2021; Silva et al., 2022) and the heterogeneity of fault zones, such as the distribution pattern of deformation bands, can be affected by the relationship between faults (e.g., Fossen et al., 2007, 2017; Ballas et al., 2015; Torabi et al., 2020), it is essential to consider the impact of the zones of fault tips interaction and linkage on the petrophysical properties distribution in a fault zone.

Despite several studies addressing the complexity of deformation bands in fault zones, various issues are still unclear and present uncertainties that give rise to some questions that this study intends to address. For example: (1) What is the influence of fault tip interaction and linkage on the damage zone width? (2) What is the impact of the fault tip interaction and linkage in the deformation bands distribution across a fault zone? (3) What happens with the deformation intensity in the area where there is fault tip interaction and linkage of different fault segments? (4) What is the influence of this context on the permeability distribution?

Regarding these topics, the Rio do Peixe Basin (RPB), an intracontinental basin located in northeastern Brazil (Figure 1), has often been the focus of studies that address several structural and petrophysical complexities in a fault zone, such as the deformation band development mechanism (Nicchio et al., 2018; Maciel et al., 2018; de Souza et al., 2021), deformation band spatial pattern distribution (Araujo et al., 2018; Torabi et al., 2021; Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022), deformation band influencing on physical properties (Pontes et al., 2019; Torabi et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022; Palhano et al., 2023), and the impact of deformation band on fluid flow (Souza et al., 2022; Stohler et al., 2022). Recent studies in this basin have characterized a fault zone in which the

distribution of deformation bands gradually decreases, and the permeability gradually increases as one moves away from the main fault crossing the fault zone (Araujo et al., 2018; Silva et al., 2022). In contrast, other studies have recorded that some fault zones can exhibit several fault core lenses along the damage zone (Pontes et al., 2019; Torabi et al., 2021; Oliveira et al., 2022). Thus, the RPB is an ideal place to investigate the contrast of a fault in a context of fault tip interaction and linkage and an isolated fault (e.g., Araujo et al., 2018; Silva et al., 2022).

This study analyzes the structural and petrophysical relationship in an outcrop at the RPB (Figure 4.1). We performed two scanlines crossing the damage zone and protolith to analyze the spatial distribution of the deformation bands. The results from these scanlines consist of two diagrams of the frequency of structures, both containing the curve of the cumulative frequency of structures versus the distance from the fault and a histogram displaying the normal frequency of structures for each scanline. The interpretation of these diagrams led to the delimitation of the damage zone and its subdomains. We performed in situ permeability measurements across the damage zone and protolith in host rock and deformation bands for the petrophysical analysis. From these measures, we built a box plot diagram containing statistics for each component of the outcrop for the deformation bands and host rock separately. Gathering these results, we provide two comparative conceptual models. The first one describes the classification of two different contexts of along-fault damage zone (linking- and wall damage zones) and the main structural aspects observed for each context. The other conceptual model addresses: (1) the linking damage zone interaction and its impacts on the spatial distribution of deformation bands and the permeability distribution crossing the fault zone compared to (2) the same aspects in the wall damage zone. Our results have many implications for predicting the behavior of deformation bands and their spatial distribution with fault damage zone interactions, as well as the impact of this deformational aspect on permeability distribution.

### 4.3. Geological Setting

#### 4.3.1. Tectonic Evolution

The RPB (Figure 4.1A) is part of a group of intracontinental sedimentary basins in northeastern Brazil formed during the Pangea breakup in the Early Cretaceous (145-130 Myr) (Matos, 1992). The rifting process of the RPB was developed along two rift phases (Nicchio et al., 2022), causing the brittle reactivation of preexistent Precambrian ductile shear zones in the basement of the basin: Portalegre (NE-SW-striking), Patos (E-W-striking), and Rio Piranhas (NE-SW-striking) shear zones (Sénant and Popoff, 1991; Matos, 1992; de Castro et al., 2007; Nogueira et al., 2015; Ramos et al., 2022). The first phase consists of an N-S- to NNE-oriented extension characterized by the vertical maximum compressive stress, with normal (E-W-striking faults) and transtensional regime (NE-SW-striking faults). The second phase comprises an NW- to NNW-oriented extension, with vertical maximum compressive stress, but with a normal regime along the NE-SW-striking fault and a transtensional regime along the E-W-striking faults. In both phases, the shear zones controlled the geometry of the bounding faults: Portalegre, Malta, and Rio Piranhas, respectively. These faults, in turn, controlled the main depocenters in the RPB, represented by three half-graben that comprises the sub-basins Brejo das Freiras, Sousa, and Pombal (Figure 4.1B) (Sénant and Popoff, 1991; de Castro et al., 2007; Ramos et al., 2022). The brittle reactivation of these preexisting structures is also recognized in the post-rift phase with a shift of the maximum compressive stress from the vertical to the horizontal axis, in which the compression is WSW-ENE-oriented. This change in the stress field is related to far-field stress as a result of combined thrusts of the Mid-Atlantic Ridge and the Andes, culminating in the post-rift oblique inversion of normal faults from the Late Cretaceous (ca. 80 Myr) to the present day (Nogueira et al., 2015; Vasconcelos et al., 2021).

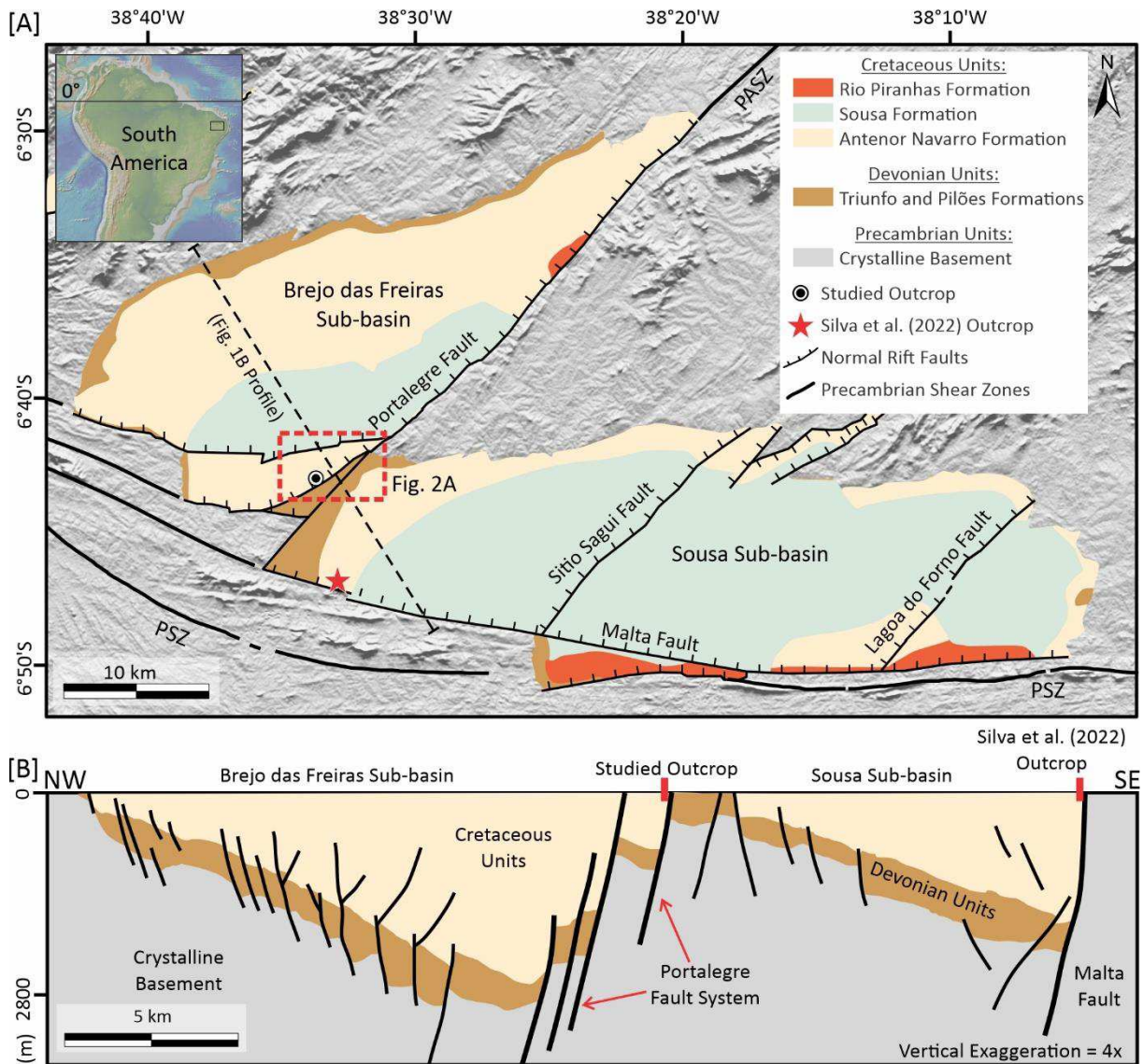


Figure 4.1 – [A] Geological map of the Rio do Peixe Basin with main units and structures, studied outcrop location and Silva et al. (2022) outcrop location (Sénant and Popoff, 1991; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021; Silva et al., 2022). [B] NW-SE Geological profile with both outcrop projected locations and main subsurface structures, adapted from Vasconcelos et al. (2021). PSZ – Patos Shear Zone; PASZ – Portalegre Shear Zone.

#### 4.3.2. Sedimentary Fill

The sediments filling the RPB are most siliciclastic, represented by the Rio do Peixe Group (syn-rift), deposited unconformably over the Santa Helena Group (pre-rift), which lies unconformably on the Precambrian basement (Carvalho et al., 2013; Silva et al., 2014). The

Santa Helena Group comprises two interdigitated Early Devonian formations from bottom to top: Pilões and Triunfo – composed of deltaic to fluvial-deltaic siltstones, shales, sandstones, and conglomerates (Carvalho et al., 2013; Silva et al., 2014). Then, a long hiatus of deposition (~265 Myr) is recorded between the Santa Helena and Rio do Peixe groups, but this hiatus need further studies and is not fully comprehended yet. Three Early Cretaceous interdigitated formations represent the Rio do Peixe Group, from bottom to top: Antenor Navarro, Sousa, and Rio Piranhas – composed of fluvial sandstones to conglomerates, lacustrine shales and siltstones, and alluvial fans deposits, respectively (Cordoba et al., 2008; Nunes da Silva, 2009; Rapozo et al., 2021).

#### *4.3.3. Fault zones and deformation bands in the Rio do Peixe Basin*

Several studies have addressed the complexity of fault zones and deformation bands in the cretaceous units of the RPB and its impact on host rock properties (e.g., Araujo et al., 2018; Nicchio et al., 2018; Maciel et al., 2018; Pontes et al., 2019; Barbosa et al., 2021; de Souza et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2021; Oliveira et al., 2022; Silva et al., 2022; Souza et al., 2022; Stohler et al., 2022; Palhano et al., 2023). Araujo et al. (2018) and Silva et al. (2022) reported that deformation bands in the RPB were developed in the context of the extensional regime of the rift phase of the basin, being associated with normal faults of the basement. These same authors recognized a logarithmic decrease in the frequency of deformation bands leaving the fault core towards the undeformed rock. The average granulometry also controls the spatial distribution of deformation bands, forming clusters only in coarse sandstones. Other studies also indicate that the cataclastic process and microcrack coalescence are the main deformational mechanisms responsible for the development of deformation bands in RPB (Nicchio et al., 2018; de Souza et al., 2021). As for the RPB topography, structural ridges formed by differential erosion were recorded being related to the

presence of deformation bands since there is an increase in the resistance of the sandstones affected by these structures (Barbosa et al., 2021).

Regarding the physical properties of the rocks affected by the deformation bands in the RPB, Torabi et al. (2021) found that the thickness and number of deformation bands vary along the fault core, influencing the petrophysical properties. Oliveira et al. (2022) concluded that mechanical stratigraphy influences the pattern of deformation bands, such as frequency, geometry, and thickness of these structures. These authors show that the petrophysical properties vary according to different layers thickness. Pontes et al. (2019) state that in the core of faults with interactions, the UCS is three times greater than in the core of isolated faults and four times greater than the undeformed rocks. According to Nogueira et al. (2021), the intensity of cataclastic deformation is expressed by the reduction of permeability and porosity, reaching reductions of up to five and two orders of magnitude, respectively, compared to undeformed sandstones. In addition, regarding the permeability of the deformation bands and the spaces between them, Silva et al. (2022) registered a non-uniform increase in permeability in both host rock and deformation bands towards the protolith. Such behavior would indicate an increase in deformation, in both deformation bands and in the space between bands, towards the fault core. Palhano et al. (2023) investigated the hydrothermal silicification along a deformation band fault zone and stated that it strongly reduces the fluid flow properties and increasing the UCS values, compromising reservoir properties in siliciclastic rocks. Finally, Souza et al. (2022) and Stohler et al. (2022) modeled the impact of fault zones in fluid flow in outcrop and seismic scale, respectively. Souza et al. (2022) concluded that the orientation of the deformation bands relative to the orientation of fluid flow could determine the impact of these structures during water flow. When the fluid flow is parallel to the deformation bands, the bands act as frontiers and promote a fluid flow corridor along the deformation bands' length. On the other hand, if the fluid flow is oblique to the deformation bands, the bands tend to act as partial barriers. In the seismic scale,

Stohler et al. (2022) concluded that the waterfront geometry is impacted by the presence of fault damage zones and the recognition of this phenomenon is important to adjust the development plans for the reservoirs, increasing the recovery factor.

#### **4.4. Methods**

To characterize the fault zone, we investigated an outcrop in siliciclastic rocks from the Antenor Navarro Formation, located on the faulted margin of the Brejo das Freiras Sub-basin (Figure 4.1A), between two regional segments of the Portalegre Fault System (Figure 4.1B), in the Santa Helena Horst. This investigation consists of structural and petrophysical analysis supported by two scanlines, in situ permeability measurements, a superficial lithological analysis and photogrammetry products. The studied area encompasses the hanging wall of a segment of the Portalegre Fault System and has good exposure of the damage zone and protolith, both affected by deformation bands.

##### *4.4.1. Structural Characterization*

For the structural characterization of the fault zone, we performed two scanlines orthogonal to the NE-SW segment of the Portalegre Fault to investigate aspects of the deformational structures, including spacing, thickness and direction. The first scanline (SL1 – Figure 4.2B) is 287 meters long, while the second (SL2 – Figure 4.2B) is 383 meters long and is 100 meters northeast of the first. The fault core is not exposed at the outcrop, so both scanlines start at the inner damage zone, beginning at the same distance from the studied fault segment (Figure 4.2), whose location was estimated based on the seismic interpretation of previous studies (e.g., Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022).



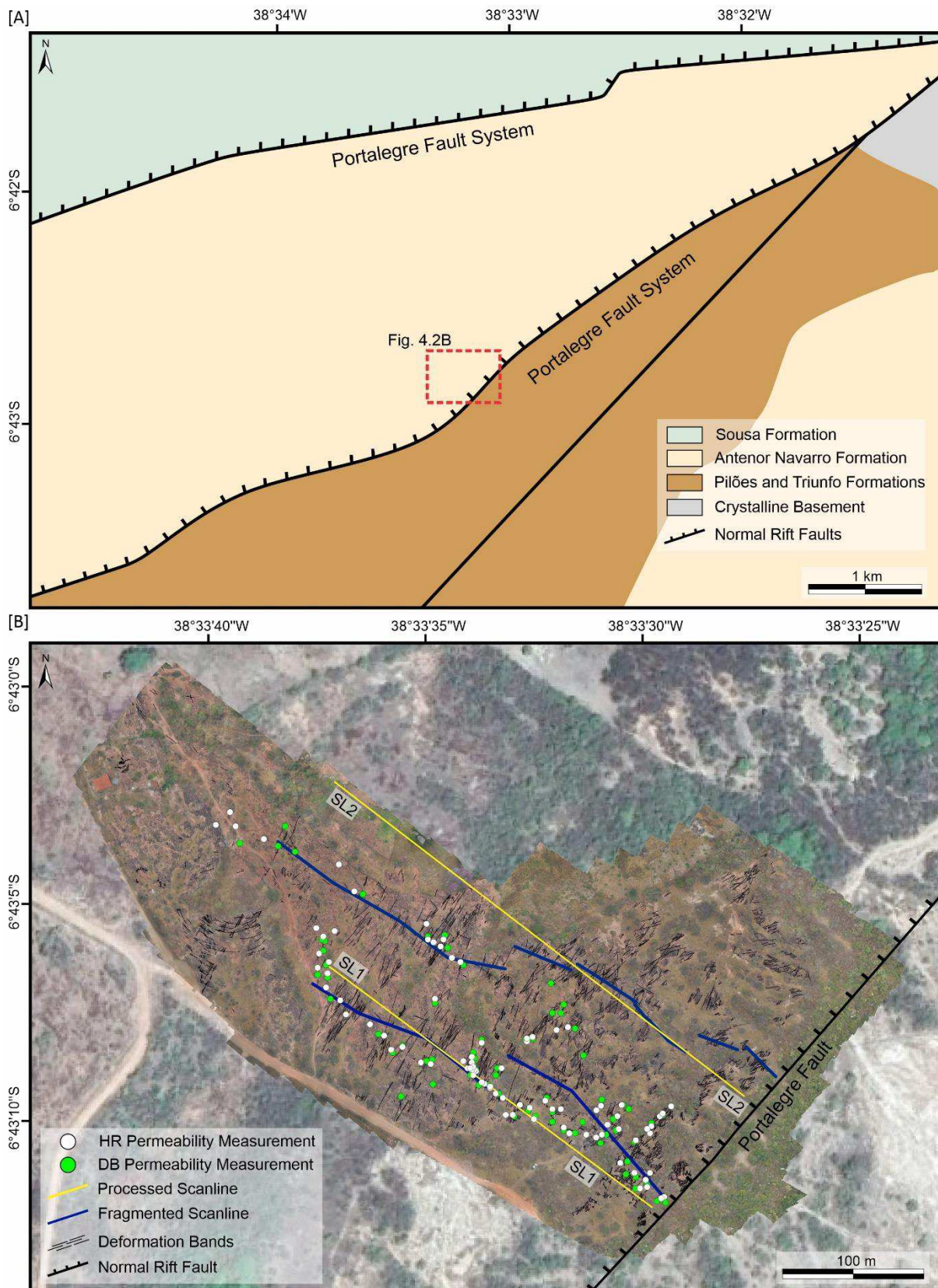


Figure 4.2 – [A] Geologic map of the outcrop location in the context of the Portalegre Fault System (Sénant and Popoff, 1991; Medeiros et al., 2005; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et



al., 2022; Silva et al., 2022); [B] aerophotogrammetric map (drone image over the Google Earth image) from the studied outcrop, displaying the two scanlines, the distribution of permeability measurements, and the location of the main fault (based on Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022).

The scanline data were processed and analyzed based on Berg and Skar (2005) and Choi et al. (2016) methodologies. These methods use a diagram of cumulative structure frequency per unit of distance (meter), making it possible to analyze the spatial distribution of the deformational structures in fault damage zones. However, the scanlines have crossed spots with lack of visible data, usually due to the presence of vegetation or soil. These occurrences result in gaps along the scanline, for which we applied the corrections proposed by Choi et al. (2016) that use the slope gradient of the curve around the gaps to estimate the frequency of structures in these intervals. According to Berg and Skar (2005), this curve allows the identification of the subdomains of the damage zone, where: (1) the steep slope is associated with an inner damage zone; (2) a non-linear or lower gradient slope delimits the extent of an outer damage zone; (3) a low slope is associated with a transitional damage zone; (4) and the constant gradient is associated with the protolith, and the intersection between the last two curves determines the limit of the damage zone. We applied these criteria to determine the fault zone width and its subdomains.

#### *4.4.2. Petrophysical Characterization*

We performed in situ permeability measurements using the portable air mini permeameter TinyPerm 3 (New England Research) for petrophysical characterization. This equipment provides reliable permeability measurements from  $10^{-3}$  to 10 Darcy. Since the low permeability measurements would take several minutes, we used the "extrapolate data" option recommended by New England Research. For this research, the data were extrapolated in measurements with an acquisition time longer than two minutes or 95% of the pressure decay curve. We determined

the measurement spots to represent all the fault zone elements recognized in the scanline analysis from the deformation bands ( $K_{DB}$ ) and the host rock ( $K_{HR}$ ). The measurements were performed perpendicular to the surface of the outcrop after polishing the point to be measured. After the polishing, we removed the dust resulting from this cleaning process from the surface so that the measurements are not affected by it. Thus, we acquired permeability data for 175 spots along the damage zone and protolith, of which 90 are from the host rock and 86 are from the deformation bands, with three measurements for each spot, totaling 528 measurements performed.

To analyze the permeability distribution, we processed the data separately for  $K_{DB}$  and  $K_{HR}$  following the same steps: (i) we calculated the arithmetic average permeability for each spot and (ii) separated the results into groups according to the fault zone subdomains in which they were acquired; (iii) subsequently, we built a box plot diagram for the distribution of the permeability along the outcrop. The box plot contains statistical information on the  $K_{DB}$  and  $K_{HR}$  in each subdomain of the damage zone and protolith separately, including the median, minimum, maximum, quartiles, and the number of samples. The limits of the boxes are set at from the first quartile (bottom) to the third quartile (top). Additionally, we calculated the order of magnitude of permeability reductions in comparison to the average permeability of the protolith. These values were presented in two scatter plots (one for deformation bands and another for host rock) related to the distance from the main fault toward the protolith.

## 4.5. Results

### 4.5.1. Structural Characterization of the Fault Zone

Our analysis shows that the studied area comprises silty to conglomeratic sandstones affected by deformation bands. Therefore, the scanline diagrams (Figure 4.3) show a histogram of deformation band frequency (DB/m) and two curves of cumulative frequency, where one

corresponds to the original data and the other corresponds to the corrected data. The difference between each curve is given by the gap intervals that are highlighted. The fault core is not exposed at the outcrop, so both the scanlines start on the damage zone. Thus, the diagrams present the frequency and cumulative frequency versus scanline length, so that the zero corresponds to the beginning of the scanline. Additionally, we used the corrected data to interpret the damage zone and protolith and represent it as linear fits.

We estimated the boundaries of the damage zone and its subdomains using the curve of cumulative frequency of deformation bands (Figure 4.3). Overall, we recorded three fault zones marked by the variation in structure intensity between the fault zones and by the repetition of inner, outer, and transitional damage zones (Figure 4.3).

Fault zone 1 is the closest to the main fault, represented here by the segment of the Portalegre Fault (Figure 4.2), and exhibits inner, outer, and transitional damage zones (IDZ 1, ODZ 1, and TDZ 1, respectively), where the deformation intensity decreases from the inner towards the transitional damage zone (Figure 4.3 and Table 4.1). The extension of the fault zone varies laterally between 64 to 80 m. The dimensions of the damage zone subdomains crossing this fault zone vary between 21 to 22 m for the inner zone, 34 to 39 m for the outer zone, and 9 to 19 m for the transitional zone (Figure 4.3 and Table 4.1). Fault zone 2 starts after the transitional damage zone of fault zone 1 and shows the inner and outer damage zone (IDZ 2 and ODZ 2, respectively). The deformation intensity in fault zone 2 decreases from the inner towards the outer damage zone. The extension of this fault zone ranges laterally from 74 to 93 meters. The inner damage zone varies between 25 to 29 meters, and the outer damage zone from 45 to 68 meters (Figure 4.3 and Table 4.1). After the outer damage zone of fault zone 2, the deformation intensity increases again, marking the beginning of fault zone 3. This fault zone extends laterally, varying between 114 to 129 m. Fault zone 3 presents inner (IDZ 3) and transitional (TDZ 4) damage zones, with extensions ranging between 14 to 29 meters and 100

to 115 meters, respectively (Figure 4.3 and Table 4.1). After fault zone 3, the deformation intensity decreases and passes into the protolith, where the deformation is marked by a background intensity of <1 deformation band per meter.

Summing both scanlines, we recorded 2263 deformation bands crossing the damage zone and protolith. The orientation of these structures is represented in the rose charts that include SL1 and SL2 information for each subdomain (Figure 4.4) since both scanlines showed similar strike directions. These structures preferentially strike NE-SW to NNE-SSW, except for IDZ 3, which strikes NW-SE preferentially (Figure 4.4). We observed the presence of single bands and clusters in all the subdomains and protolith, but the clusters are more commonly observed in the inner and outer damage zones (Figures 4.5, 4.6, and 4.7). Some of these clusters developed into slip surfaces (Figures 4.5A, 4.6B, 4.6C and 4.7B) or juxtaposed two different lithologies (Figures 4.6D and 4.7A). Transitional damage zones and protolith still present clusters but with a significantly lower width than inner and outer damage zones (Figures 4.5E, 4.7D, and 4.7E). The decrease in the deformation intensity in the protolith also allows the observation of depositional structures, such as through cross-bedding and planar parallel bedding (Figure 4.7F).

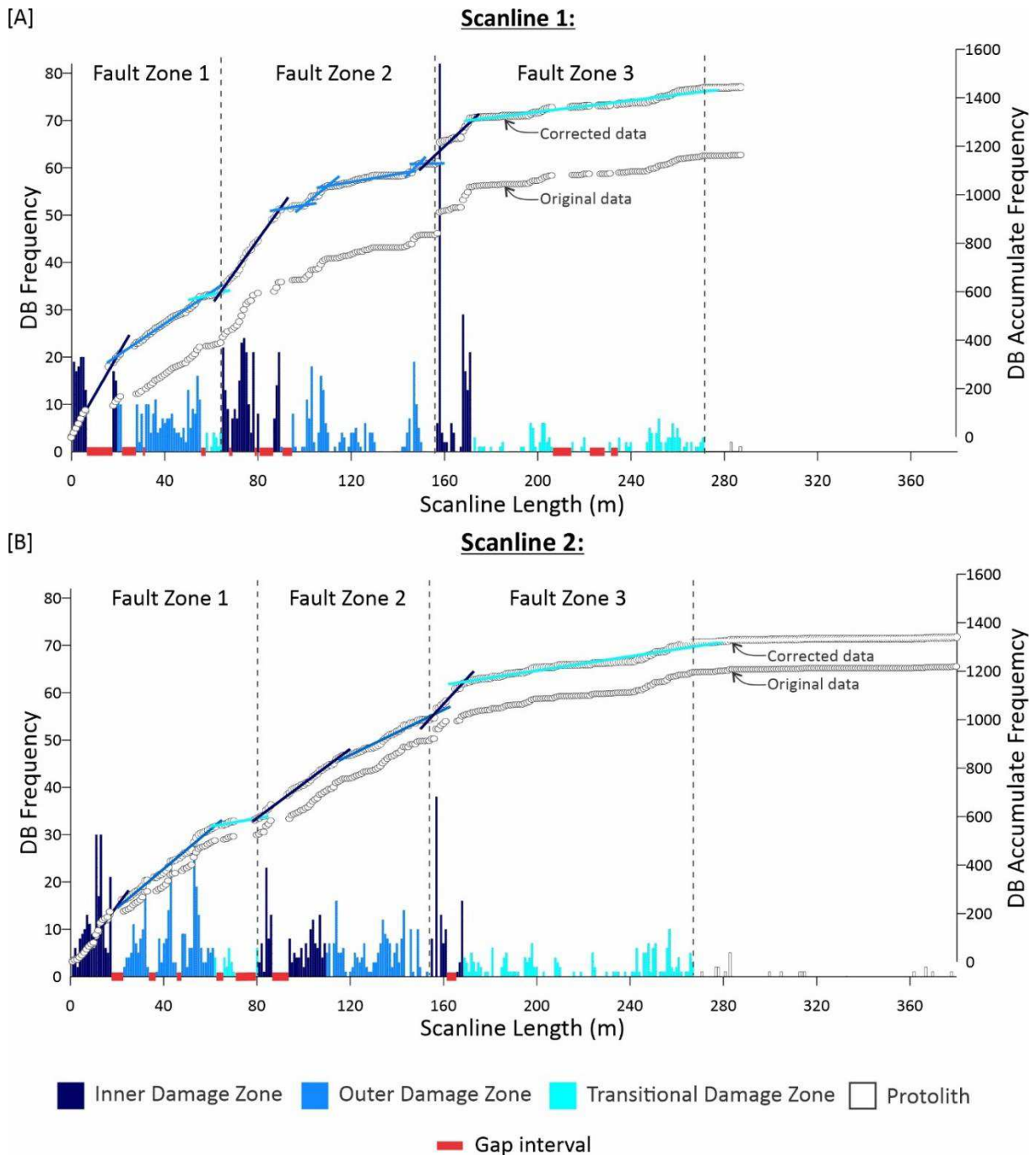


Figure 4.3 – Frequency distribution and cumulative frequency of deformation bands versus scanline length (beginning next to the fault) on the hanging wall of the Portalegre Fault segment studied. [A] Interpretation of the fault damage zones for scanline 1 and [B] for scanline 2.

Table 4.1 – Description of each subdomain and fault zones identified on Scanlines 1 and 2. The number of deformation bands (DB) and the linear fit equation for each subdomain are already adjusted to overcome the gaps.

<b>SCANLINE 1:</b>					
<b>Fault Zone</b>	<b>Subdomain</b>	<b>Width (m)</b>	<b>Total distance from start (m)</b>	<b>Number of DB</b>	<b>Linear Fit Equation</b>
<b>1</b>	<b>IDZ 1</b>	21	21	344	$y = 16.73x + 5.0842$
	<b>ODZ 1</b>	34	55	232	$y = 6.5266x + 206.22$
	<b>TDZ 1</b>	9	64	21	$y = 2.2857x + 450.19$
<b>2</b>	<b>IDZ 2</b>	25	89	341	$y = 13.477x - 264.53$
	<b>ODZ 2</b>	68	157	296	$y = 2.7608x + 707.49$
<b>3</b>	<b>IDZ 3</b>	14	171	80	$y = 8.0893x - 89.441$
	<b>TDZ 3</b>	100	271	126	$y = 1.204x + 1100$
<b>Protolith</b>		16	287	3	$y = 0.1838x + 1390$
<b>SCANLINE 2:</b>					
<b>Fault Zone</b>	<b>Subdomain</b>	<b>Width (m)</b>	<b>Total distance from start (m)</b>	<b>Number of DB</b>	<b>Linear Fit Equation</b>
<b>1</b>	<b>IZD 1</b>	22	22	256	$y = 12.99x - 29.852$
	<b>ODZ 1</b>	39	61	297	$y = 8.0833x + 59.909$
	<b>TDZ 1</b>	19	80	38	$y = 1.667x + 458.45$
<b>2</b>	<b>IDZ 2</b>	29	109	209	$y = 7.1155x + 24.094$
	<b>ODZ 2</b>	45	154	199	$y = 4.6669x + 293.1$
<b>3</b>	<b>IDZ 3</b>	14	168	147	$y = 10.61x - 633.06$
	<b>TDZ 3</b>	115	283	172	$y = 1.498x + 901.88$
<b>Protolith</b>		100	383	24	$y = 0.1017x + 1299.5$

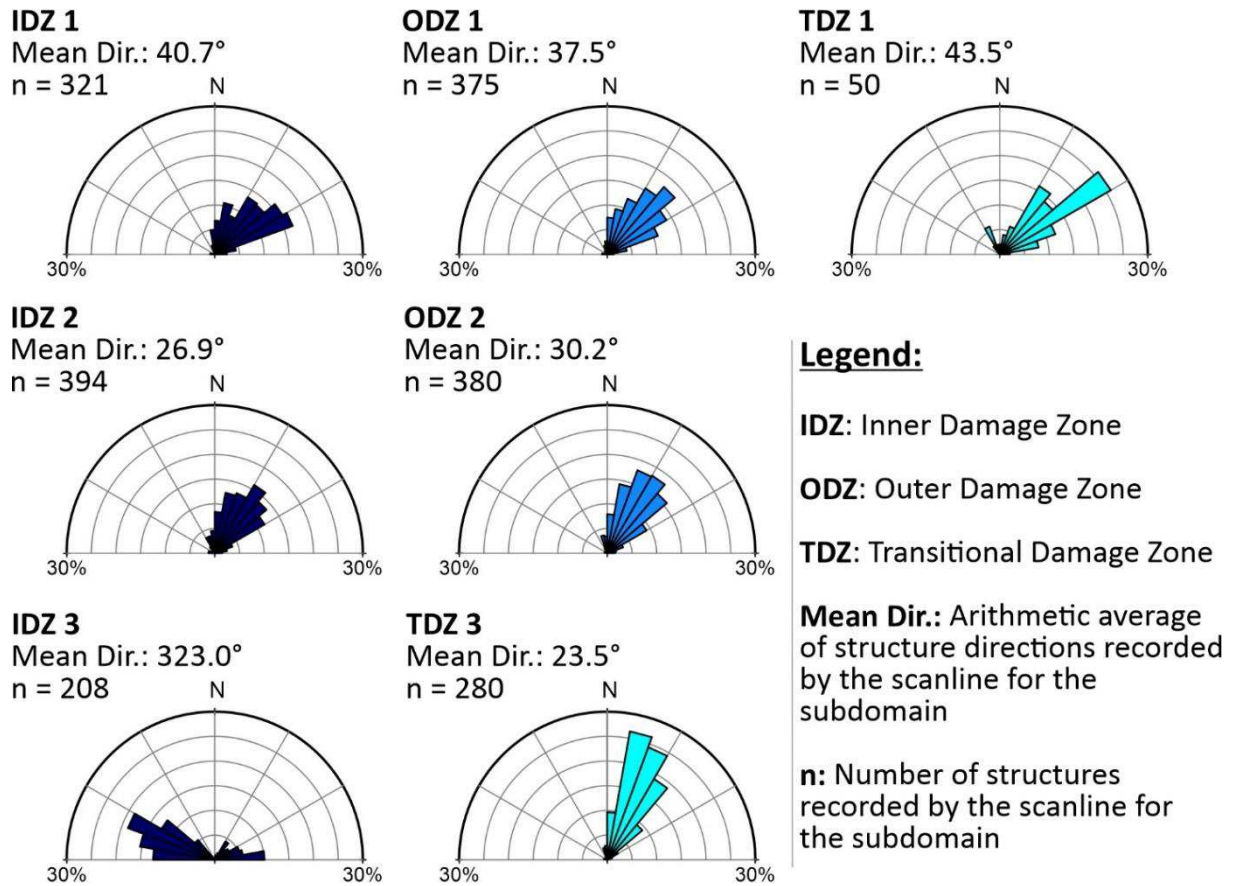


Figure 4.4 – Rose charts of the orientation of deformation bands in each subdomain of the damage zone. Not all the deformation bands collected along the scanline had information about strike direction.



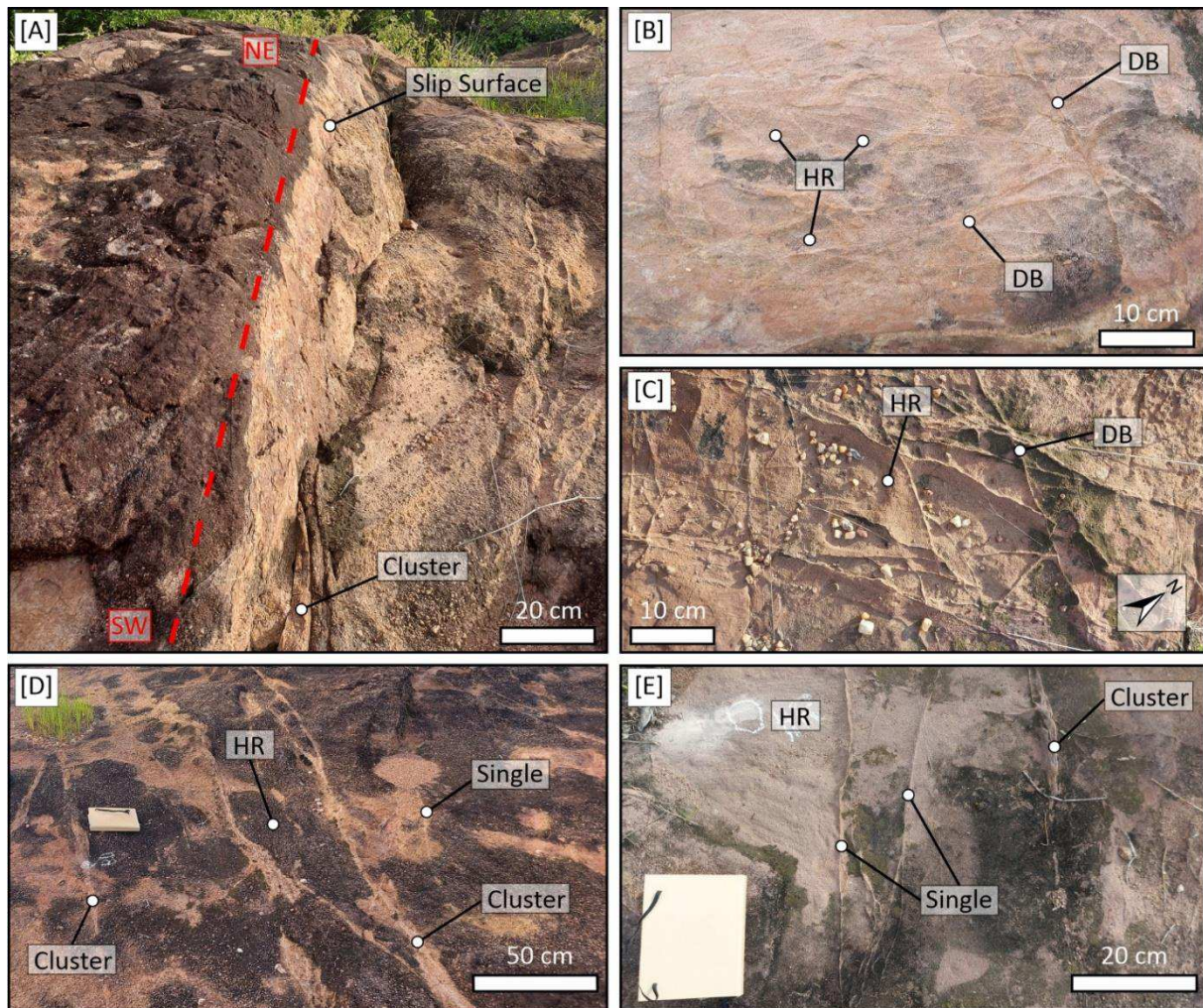


Figure 4.5 – Deformation features in Fault Zone 1. Inner Damage Zone 1: [A] Slip surface developed inside a cluster; [B and C] High frequency of deformation bands (DB) with some portions of the host rock (HR). Outer Damage Zone 1: [D] Single deformation bands and clusters. Transitional Zone 1: [E] Presence of a wider area of host rock (HR) and single bands forming thinner clusters compared to those observed in the other subdomains.



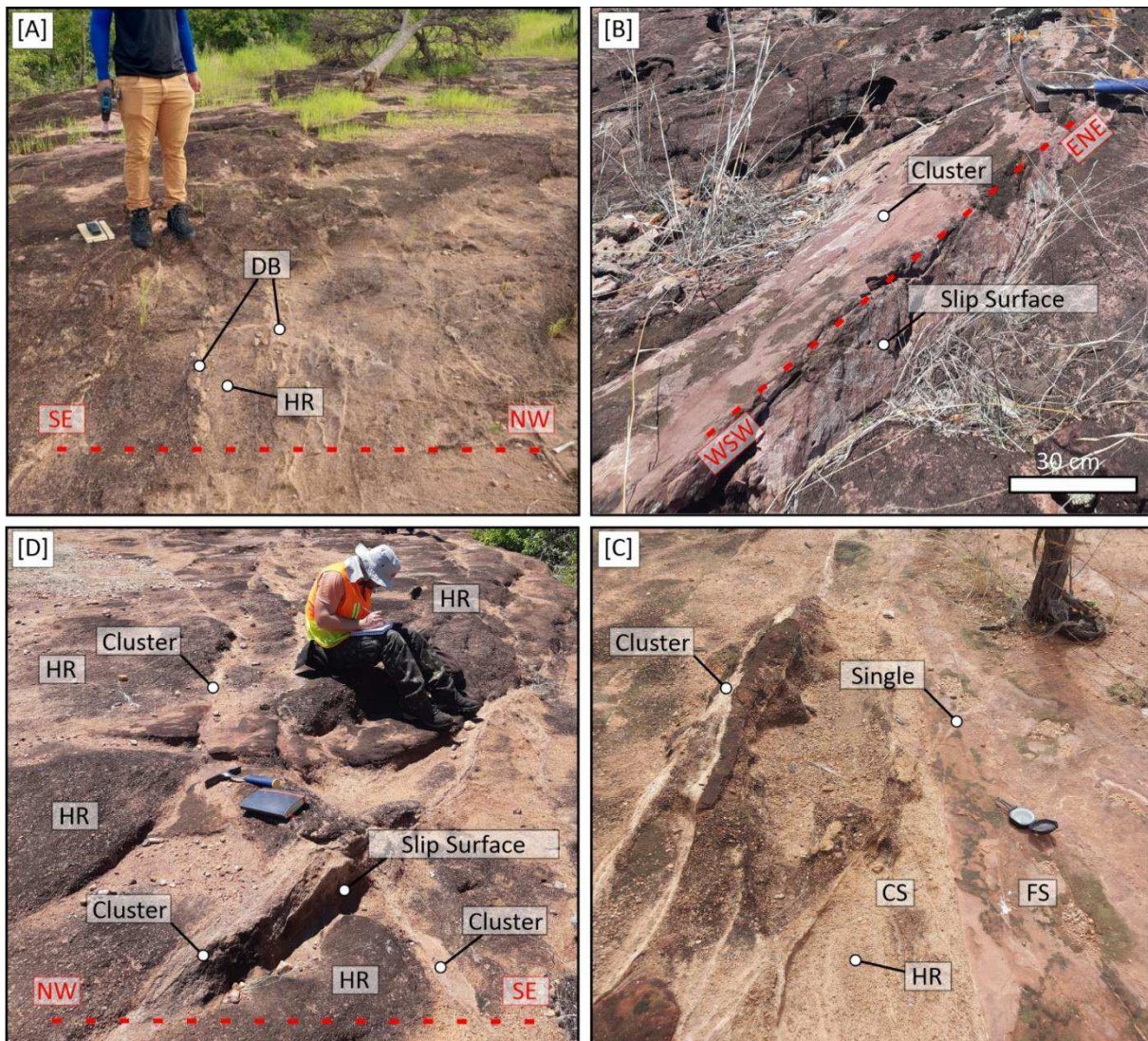


Figure 4.6 – Deformation features in Fault Zone 2. Inner Damage Zone 2: [A] Predominance of deformation bands, with a high frequency of single bands, [B] Presence of clusters developing slip surfaces in the beginning of the inner zone. Outer Damage Zone 2: [C] Decrease in the frequency of deformation bands (DB) and a wider area of occurrence of the host rock (HR), but clusters still develop slip surfaces; [D] Zone of high deformation, which juxtaposes fine sandstone (FS) and conglomeratic sandstone (CS).



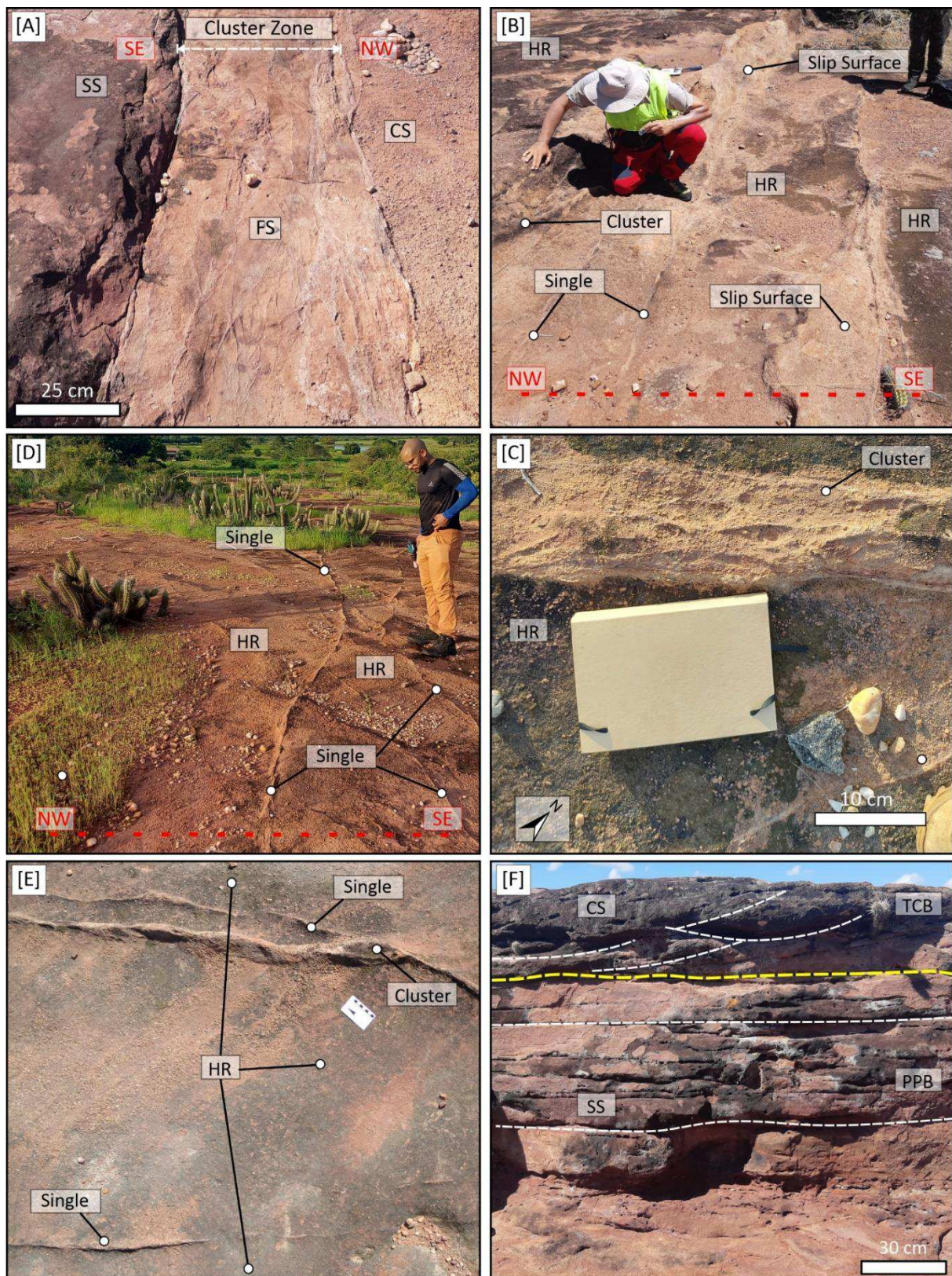


Figure 4.7 – Deformation features in Fault Zone 3. Inner Damage Zone 3: [A] Zone of very high deformation located at the beginning of the inner zone, which juxtaposes lithologies



varying between silty sandstone (SS), fine sandstone (FS) and conglomeratic sandstone (CS) [B] slip surface development. Transitional Zone 3: [C] Increase in the number of single bands, a decrease in the number of clusters, and a greater volume of the host rock, [D] Presence of clusters. [E] Deformational features of the protolith, with a reduction in thickness of clusters, [F] Sedimentary structures in conglomeratic sandstones (CS) and silty sandstones (SS), such as trough cross-bedding (TCB) and planar parallel bedding (PPB).

#### 4.5.2. Permeability Distribution Along the Fault Zones

The box plot diagram (Figure 4.8) presents the distribution of permeability in deformation bands and host rock for each damage zone subdomain and the protolith. The deformation bands present the lowest permeability value compared to the host rock (Figure 4.8). From IDZ 1, in the Fault Zone 1, towards the protolith, it is possible to identify a pattern of successive increases in permeability values when moving away from the fault, followed by reductions in these values when approaching the subsequent fault. In fault zone 1, we observed the permeability increase from IDZ 1 to ODZ 1 and a decrease in TDZ 1. This decrease is more pronounced for deformation bands than for host rock. Fault zone 2 exhibits similar values for the permeability in the deformation bands for IDZ 2 and ODZ 2 but shows an increase compared to TDZ 1. Furthermore, the host rock's permeability decreases from IDZ 2 to ODZ 2. The transition between fault zones 2 and 3, specifically between ODZ 2 and IDZ 3, is marked by a decrease in the permeability values of deformation bands and host rocks. Crossing fault zone 3, both permeability in deformation bands and host rocks increase towards the protolith, where we observed the maximum permeability values. Additionally, we summarized some statistical products regarding the permeability distribution in Table 4.2.

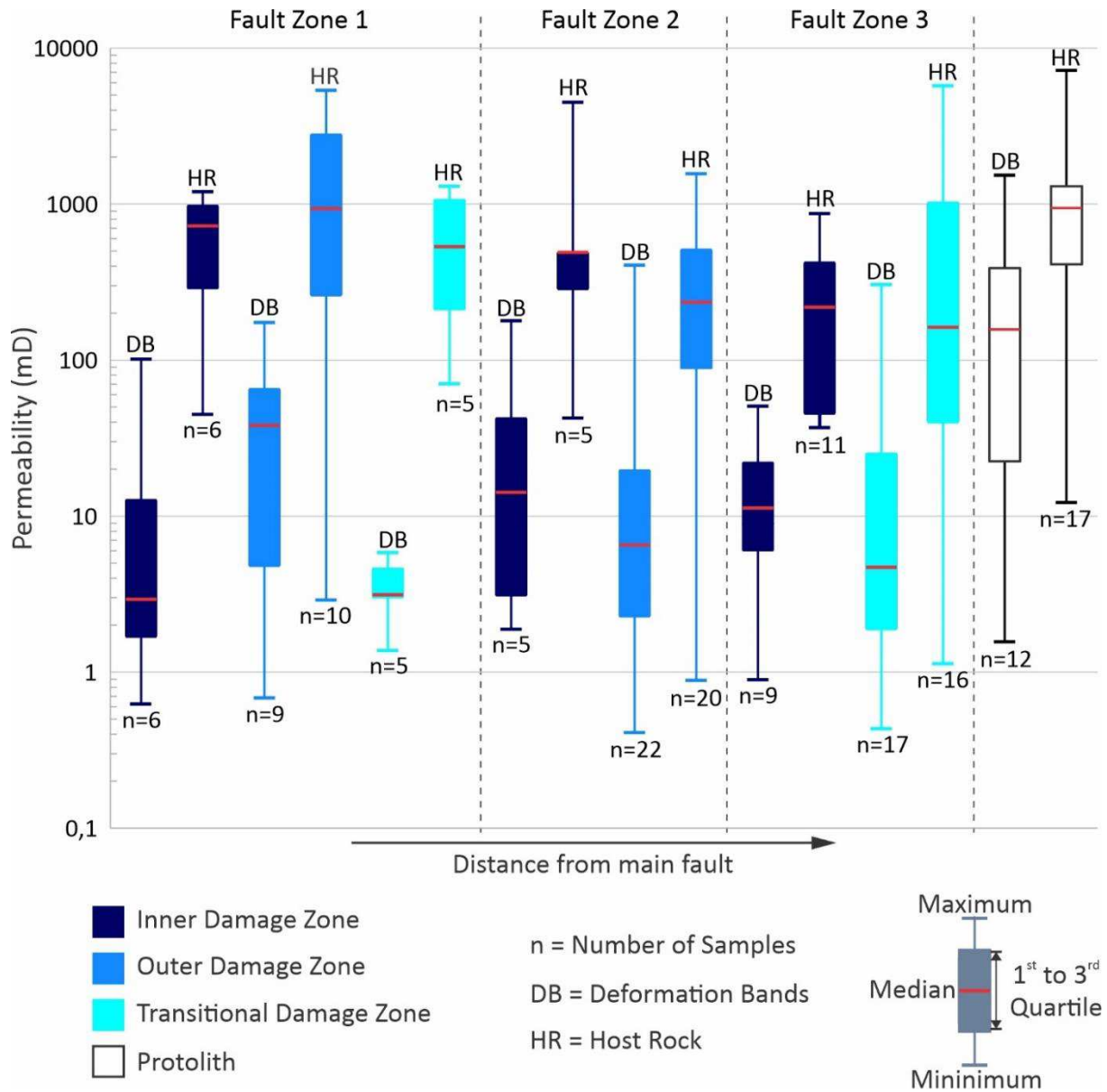


Figure 4.8 – Permeability box plot diagram for deformation bands (DB) and host rock (HR) in each subdomain of faults damage zones. Each plot's top and bottom lines represent maximum and minimum values, respectively. The box length represents the interval from the first to the third quartile (from bottom to top, respectively).

Table 4.2 – Statistical permeability parameters in each damage zone subdomain for deformation bands (DB) and host rock (HR).

Permeability statistics for DB in each subdomain								
	IDZ 1	ODZ 1	TDZ 1	IDZ 2	ODZ 2	IDZ 3	ODZ 3	PROT
<b>Average</b>	20.36	57.90	3.59	47.98	45.64	16.23	34.70	344.32
<b>Std. Dev.</b>	39.95	69.30	1.69	74.87	102.09	15.95	76.66	481.94
<b>Min.</b>	0.63	0.68	1.38	1.88	0.41	0.90	0.43	1.57
<b>Max.</b>	101.43	174.30	5.83	178.77	406.33	50.67	305.27	1533.33
<b>n</b>	6	9	5	5	22	9	17	12
Permeability statistics for HR in each subdomain								
	IDZ 1	ODZ 1	TDZ 1	IDZ 2	ODZ 2	IDZ 3	ODZ 3	PROT
<b>Average</b>	658.78	1688.96	634.05	1160.95	353.15	250.73	839.06	1555.43
<b>Std. Dev.</b>	449.41	1888.57	530.08	1875.53	402.38	258.54	1560.58	2165.04
<b>Min.</b>	44.93	2.90	70.40	42.57	0.89	36.97	1.13	12.23
<b>Max.</b>	1200.00	5366.67	1300.00	4500.00	1566.67	870.40	5733.33	7200.00
<b>n</b>	6	10	5	5	20	11	16	17

Also, we built scatter plots to evaluate the reduction of the permeability magnitude in deformation bands (Figure 4.9A) and host rock (Figure 4.9B) compared to the protolith's host rock average permeability (Table 4.2). The permeability reduction in deformation bands varies mainly from 1 to 3 orders of magnitude inside each subdomain of the damage zone, while the protolith shows more values varying from 2 to 0. The maximum permeability reduction in deformation bands is up to 3.6 orders of magnitude, and the maximum permeability reduction in host rock is 3.2. The only pattern observed in these reductions is at the protolith, which shows a decrease in the values as it moves away from the damage zone. The permeability reduction in host rock varies mainly from 2 to 0 orders of magnitude, and the negative values represent measures that exceed the average permeability of the host rock (Table 4.2). No distribution pattern is observed in the host rocks in the damage zone. In contrast, the protolith's deformation bands show a pattern of a gradual reduction in the measured difference.

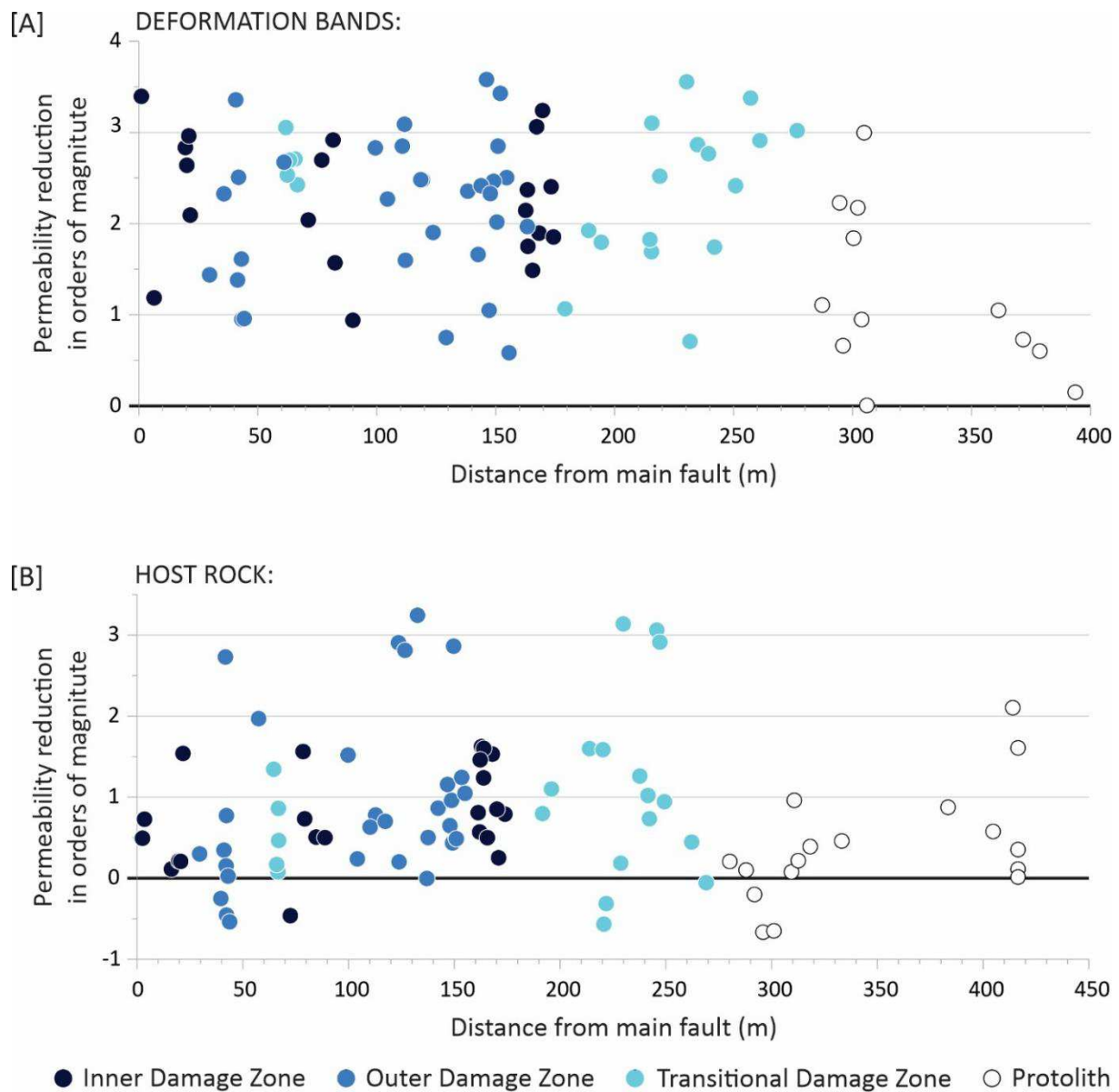


Figure 4.9 – Scatter plots representing permeability reduction in orders of magnitude versus distance from the main fault. The permeability reduction is the difference between the average permeability of the protolith and the permeability measured in the [A] deformation bands and [B] in the host rock.

## 4.6. Discussion

### 4.6.1. Fault Interaction and Linkage: Implications for the Damage Zone Development

In order to define the damage zone boundaries, it is fundamental to analyze the factors that influence the heterogeneities of fault zones with deformation bands, such as the possibility

of fault tip interaction and fault linkage (e.g., Fossen et al., 2007; Rotevatn et al., 2009; Torabi et al., 2020; Silva et al., 2022). In this study, we investigated a damage zone developed along the Portalegre Fault, a boundary fault of the RPB. The studied segment of the Portalegre Fault exhibits local variations in orientation. From southwest towards the northeast, we observe a direction of approximately N75°E for around 2 km (Fault Segment A), then the fault change to roughly N45°E for about 1 km (Fault Segment C), and then turns to approximately N60°E (Fault Segment B) (Figures 4.2B and 4.10).

Previous studies using seismic interpretation in this area record only the boundary fault (e.g., Lourenço et al., 2021; Rapozo et al., 2021; Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022). Thus, we suggest that this fault probably comes from a fault linkage process. We interpret that the faults segments A and B were developed during the syn-rift phase I (Nicchio et al., 2022) under a roughly N–S-oriented extension (Figure 4.10A). Then, the fault segment C was formed due to the change of extension direction during the syn-rift II phase (Nicchio et al., 2022) under an approximately NW–SE-oriented extension (Figure 4.10B). During this fault growth process, these faults propagate vertically and laterally, forming a relay zone near fault segment C with soft linkage due to the fault tip interactions associated with the fault segments A and B (Figure 4.10B). Due to the continued rifting process, this relay zone was breached, promoting a hard linkage between the three main rift faults. We interpret that secondary rift faults (probably of subseismic scale) were developed due to this fault growth process.

Thus, we suggest that the damage zone we analyze crossing the Portalegre Fault Zone resulted from a linkage process of the main rift faults developing secondary rift faults, where in the study area (red square in Figure 4.10), the main rift fault is associated with the fault zone 1, while the fault zones 2 and 3 are related with the secondary rift faults. According to Rotevatn and Bastesen (2012), a wider damage zone can be expected in the context of linkage faults. Therefore, this fault linkage process can explain the unusual damage zone width (roughly 275

m) reported in the fault zone analyzed. Additionally, this process can explain the high structural complexity compared to other damage zones developing with the lack of fault tip interactions or linkage processes (see the item 5.2 for more details) (Kim et al., 2004; Rotevatn and Bastesen, 2012).

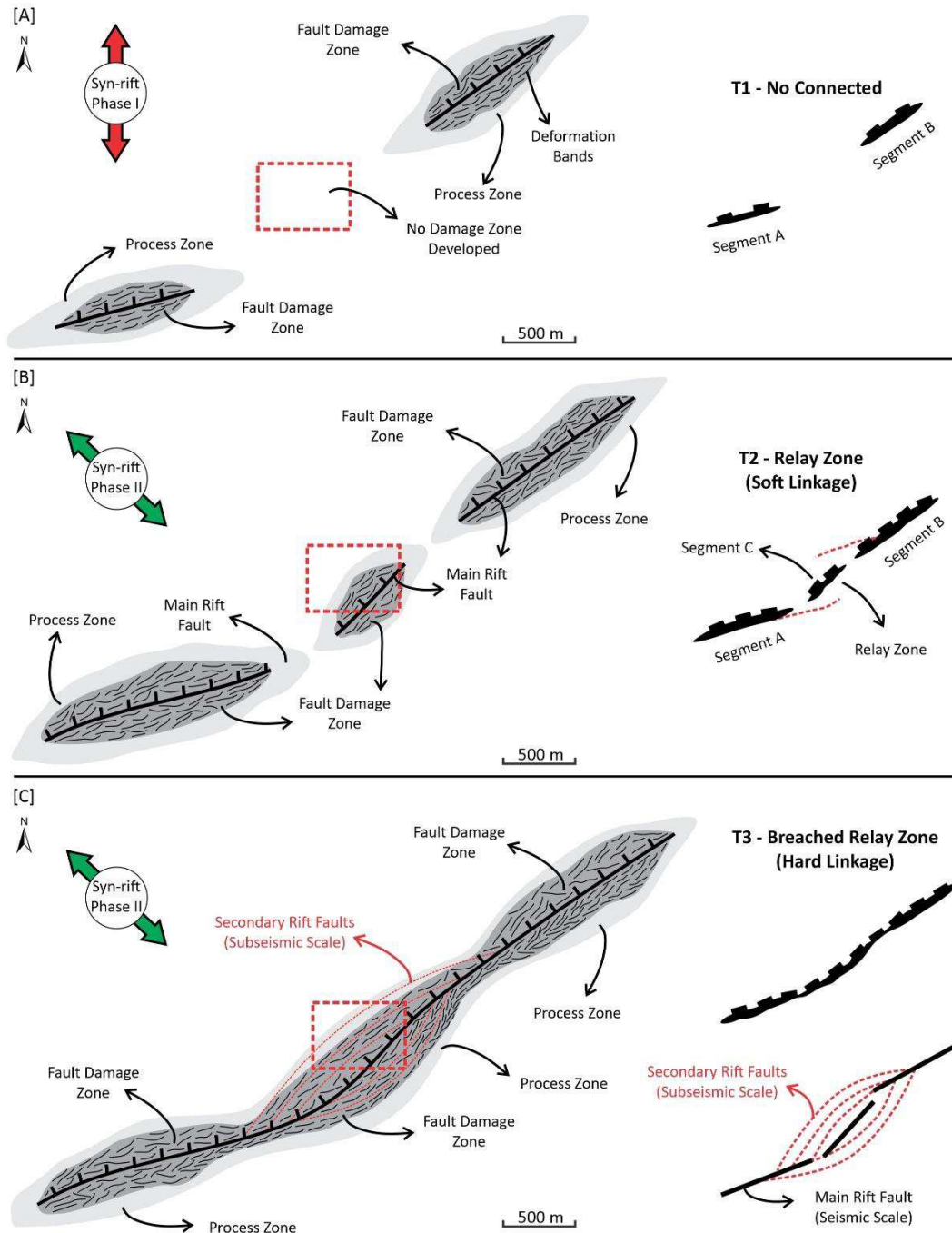


Figure 4.10 – Conceptual model of fault linkage process in the Portalegre Fault in three stages, including studied area in red box. [A] The first stage consists of the development of fault



segments A and B under a N–S-oriented extension. [B] The change from the first to the second stage is marked by the shift in the extension orientation of N–S to NW–SE, the development of the fault segment C, and the growth of the first and second segments. The fault segment C was developed in an area of relay zone due to the soft linkage related to the fault tip interaction of the fault segments A and B. [C] The third stage comprises the hard linkage process of the three fault segments, the breaching of the relay zone, and the development of secondary rift faults. The syn-rift phases I and II are based on Nicchio et al. (2022).

#### *4.6.2. Structural Characterization of a Linking Damage Zone and a Wall Damage Zone: Implications for the Spatial Distribution of Subseismic Structures*

One of the main problems in studying a fault zone is to understand the distribution patterns of subseismic structures in a fault zone (Choi et al., 2016; Torabi et al., 2020; Silva et al., 2022) and to determine whether the possible fault interaction and linkage modifies the distribution behavior of these structures (Kim et al., 2004; Fossen et al., 2007, 2017; Ballas et al., 2015; Fossen and Rotevatn, 2016; Fossen, 2020; Torabi et al., 2020). In this study, we identified a damage zone approximately 275 m long with a repetition of inner damage zones, which we related to the presence of the three fault zones (Figure 4.3). The main fault controls the first fault zone, in this case, a segment of the Portalegre Fault (Figure 4.10C), which is a boundary fault of the RPB. Otherwise, we associated the second and third fault zones with two secondary rift faults (Figure 4.10C).

Crossing this fault zone, we observed differences that indicate lateral variations of the deformation. For instance, the frequency of deformation bands shows a cluster in SL1 with 82 single bands that do not correspond to the deformation intensity in SL2, and IDZ 1 and ODZ 1 also show deformation peaks in the histogram that do not repeat in both scanlines (Figure 4.3). Additionally, the rose chart (Figure 4.4) depicts complexity in the distribution of structures,

with significant variation in the direction of deformation bands in IDZ 3, which is preferentially oriented NW-SE, although the preferential strike of all the other subdomains is NE-SW. In contrast, this complexity is not observed in Araujo et al. (2018) and Silva et al. (2022) analysis of an outcrop in a damage zone at the same lithostratigraphic unit of the RPB but developed by the Malta Fault (another boundary fault of the RPB). These authors described a damage zone approximately 190 meters long, with no repetition of inner, outer, or transitional zones. In their analysis, the deformation peaks are consistent in all three scanlines despite the lateral distance between them. Also, the orientation of the deformation bands in this outcrop is mainly E-W- to ENE-WSW-oriented, with no significant variations between subdomains.

Regarding the distribution pattern of subseismic structures, a decrease in the slope of the cumulative frequency curve is expected, even in the presence of secondary faults (Berg and Skar, 2005; Faulkner et al., 2010; Torabi and Berg, 2011; Choi et al., 2016; Torabi et al., 2020). For example, Araujo et al. (2018) and Silva et al. (2022) observed minor faults crossing the damage zone of the Malta Fault (Figure 4.12B). Although these minor faults cause local fluctuations in the distribution pattern of the deformation bands (see Figure 7 in Silva et al., 2022), they have not developed to the point of allowing an interpretation that would suggest a new inner damage zone (according to the proposed methodology by Berg and Skar, 2005). However, in our case, the damage zone developed in the context of the Portalegre Fault presents an important accommodation of deformation, typical of an inner damage zone. Therefore, the pattern of successive decreases and increases of deformation bands in frequency per meter and the repetitive slope changes in the curve of cumulative frequency of structures reflect the respective distancing from a fault and approaching the next one.

The pattern of fault interaction observed in the Portalegre Fault Zone was previously reported by de Souza et al. (2021) and Torabi et al. (2021). These authors recorded fault zones with multiple fault cores associated with the fluctuations in the distribution pattern of the

deformation bands. Torabi et al. (2021) suggest that these fault cores are observed in the outcrops as cluster zones, while de Souza et al. (2021) described the hard linkage between these cluster zones. Therefore, we suggest that this fault zone can be described as a linking damage zone (Figures 4.11 and 4.12A) (Kim et al., 2004; Rotevatn and Bastesen, 2012; this study). In contrast, the segment of the Malta Fault, where the damage zone analyzed by Silva et al. (2022) is placed, does not present this strike variation and complexity in the distribution of subseismic structures, setting up a wall damage zone (Figure 4.11C). This type of damage zone is distributed along the whole trace of a fault unaffected by fault linkage with the lack of development of major structures in the damage zones (Kim et al., 2004; Rotevatn and Bastesen, 2012; this study).

Considering the classification of damage zones analyzed in the present study and by Silva et al. (2022) as being respectively a linking- and a wall damage zone, we build a comparative picture of the main deformational aspects that differ in the architecture of the damage zone along a fault zone (Figure 4.11A). To facilitate the visualization of the distribution of structures, the histograms in the comparative figure were remodeled to a scale of 30 m (Figures 4.11b.2 and 4.11c.2). In the representation of the linking damage zone (Figure 4.11B), it is possible to observe that the scanline crosses a damage zone located in a relay zone between two tips of the Portalegre Fault (Figure 4.11b.1). This relay zone develops three peaks of deformation bands frequency with decreases between them, succeeded by a continuous decrease in the deformation until reaching protolith (Figure 4.11b.2). These deformation peaks are related to the faults developed in the linkage between the two main segments of the Portalegre Fault (Figure 4.10), developing secondary rift faults. The scanline of Malta Fault (adapted from Silva et al., 2022), in its turn, crosses a wall damage zone with no development of complex structures (Figure 4.11c.1). The result is a scanline with a continuous and logarithmic decrease from the beginning of the scanline towards the protolith. The rose charts that represent the orientation of the

deformation bands of each scanline also show that the directions in the linking damage zone are much more scattered than the directions of the wall damage zone deformation bands (Figure 4.11b.2 and 4.11c.2).

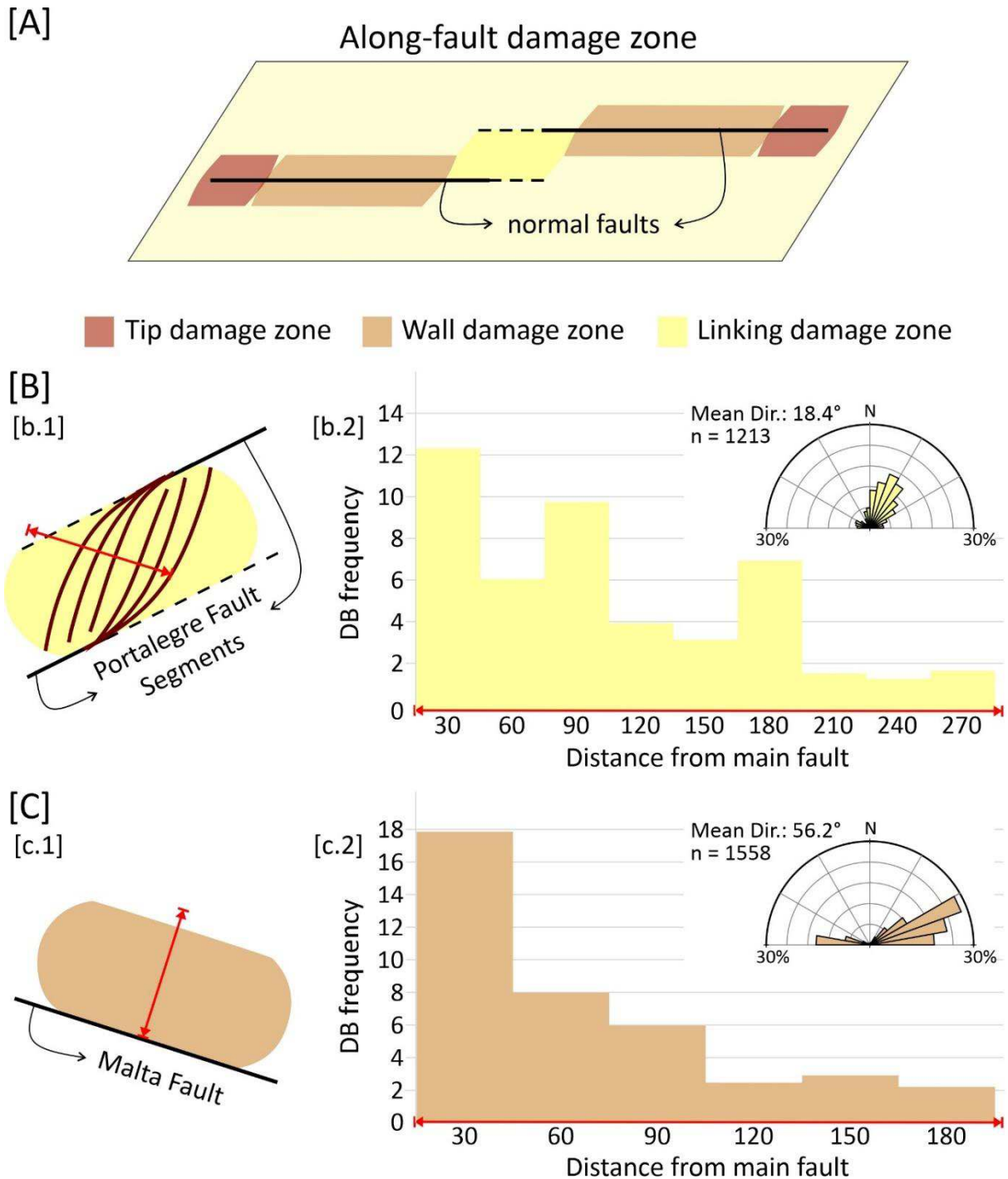


Figure 4.11 – [A] Conceptual model of along-fault damage zones for normal faults adapted from Kim et al. (2004), subdivided in tip- wall- and linking damage zone. [B] Conceptual

representation of the studied outcrop as a linking damage zone, with [b.1] scanline 1 position related to the fault overlap of Portalegre Fault segments, and [b.2] scanline 1 data – corrected histogram of DB frequency and rose chart of recorded structures. [C] Conceptual representation of Silva et al. outcrop as a wall damage zone, with [c.1] scanline position related to the Malta Fault, and [c.2] scanline data – corrected histogram of DB frequency and rose chart of recorded structures. Both histograms are represented in a 30 m interval window.

According to this interpretation, we proposed a conceptual model (Figure 4.12), which summarizes the key factors that impact a linking damage zone (this study) and a wall damage zone (Araujo et al., 2018; Silva et al., 2022). The fault zone related to the Malta Fault is here referred to as the wall damage zone (Araujo et al., 2018; Silva et al., 2022) and presents well-constrained damage zone subdomains with only one inner damage zone crossing the fault zone towards the protolith (Figure 4.12B). Furthermore, the subseismic distribution pattern observed by Araujo et al. (2018) and Silva et al. (2022) suggests a logarithmic decrease as it moves away from the main fault (Figure 4.11c.2). Additionally, Silva et al. (2022) showed that the width of the damage zone subdomains related to the Malta Fault Zone has good lateral continuity and exhibits an alignment associated with the main fault strike. The fault zone associated with the Portalegre Fault (this study), termed as linking damage zone (Figure 4.12A), shows three inner damage zones related to three different faults where the observed subseismic distribution pattern does not fit a single logarithmic decay function as one move away from the main fault (Figures 4.3 and 4.11b.2). Our conceptual model of linking damage zone assigns the repetition of inner zones associated to secondary rift faults (subseismic faults) (Figure 4.12A). Furthermore, based on previous studies on outcrop and seismic scale in the RPB (e.g., Vasconcelos et al., 2021; Ramos et al., 2022; Silva et al., 2022; Stohler et al., 2022), we consider that the secondary faults comprise synthetic structures related to the Portalegre Fault.

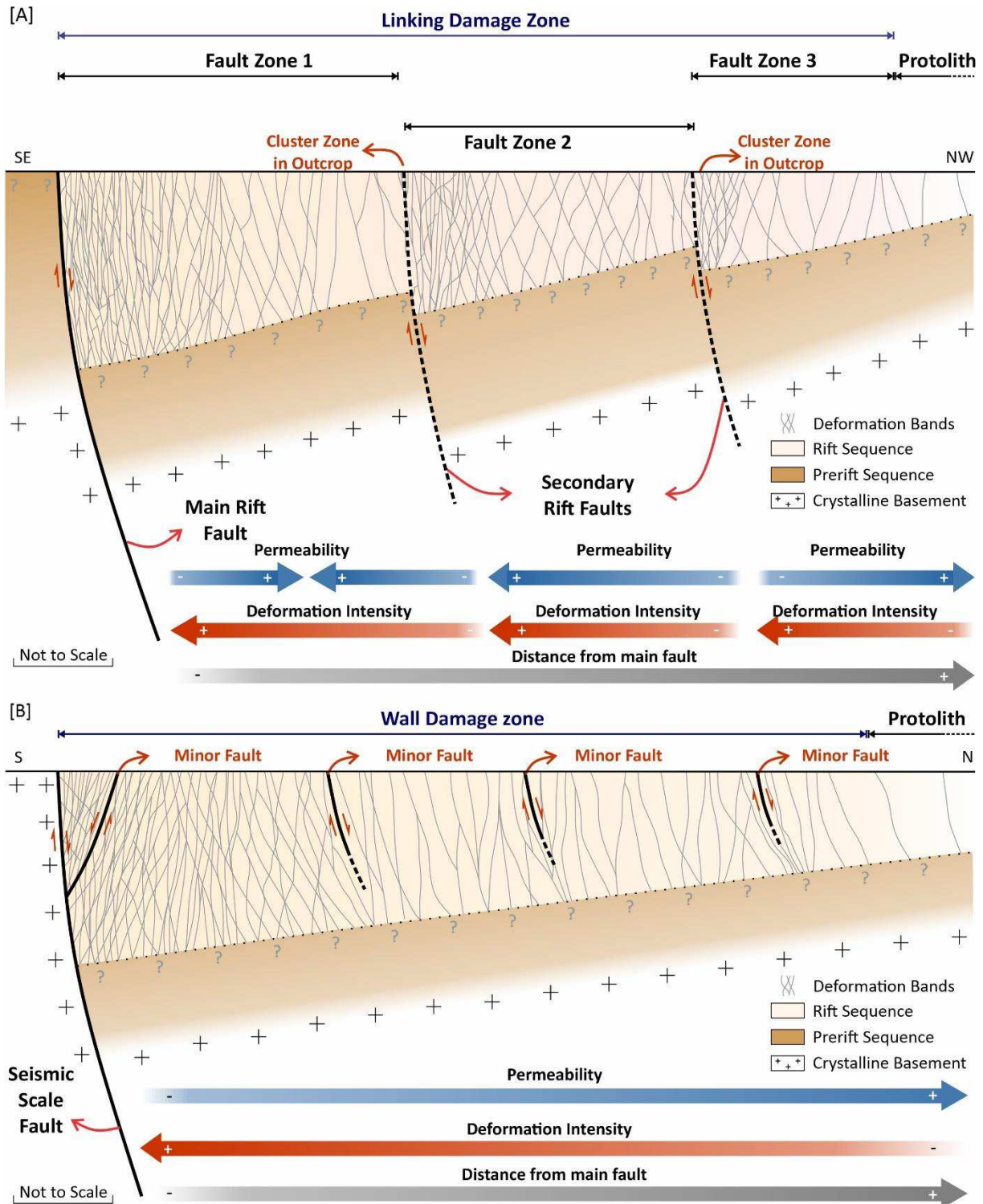


Figure 4.12 – [A] Conceptual model of a linking damage zone. The main fault (seismic scale fault) propagates its damage zone northwestwards, and two secondary rift faults (subseismic scale faults) are formed. The secondary faults are dashed lines because its depth and geometry are interpreted. We only observed a high concentration of deformation bands (cluster zone)

with slip surfaces in the beginning of IDZ 2 and IDZ 3, interpreted as faults that developed their damage zone. Although the decrease in deformation bands is present as we cross the damage zone towards protolith, the presence of the faults 2 and 3 disturbs the commonly observed logarithmic decay in the deformation intensity as one moves away from the main fault core, generating a more complex permeability distribution in the damage zone. [B] Conceptual model of a wall damage zone based on Silva et al. (2022). In this case, the fault zone behavior recorded consists of a decrease in the deformation intensity and an increase in the permeability moving away from the main fault (seismic scale fault). In this conceptual model, minor faults typically are developed. Still, these faults do not promote a large damage zone and hence do not promote a linking damage zone between the different faults.

#### *4.6.3. Implications of the Linking Damage Zone for Permeability*

Previous studies proposed several factors that influence the permeability in a fault zone, such as the grain size of the host rock (Del Sole et al., 2020), the layer thickness (Oliveira et al., 2022), the pore throat connectivity (Kashif et al., 2019), the intensity of cataclasis process (Nogueira et al., 2021), the cluster or fault core thickness (Torabi et al., 2021), the deformation band connectivity (Medeiros et al., 2010; Souza et al., 2022), and hydrothermal silicification associated with fault zones (Palhano et al., 2023). Nevertheless, the traditional factor consists of an inverse relationship in relation to the deformation intensity distribution, which gradually decreases as it moves away from the main fault toward the protolith (Alikarami et al., 2013; Silva et al., 2022). This study does not observe the same pattern in the Portalegre Fault Zone but a sparse distribution in the permeability reduction. We interpret that the position of the along-fault damage zone (linking or wall damage zone) is responsible for these patterns (Figure 4.11A).

Our conceptual model compares two fault zones developed in the same lithostratigraphic unit of the RPB (Figure 4.1): the Malta Fault Zone (Silva et al., 2022) and the Portalegre Fault Zone (this study). Silva et al. (2022) recognized a gradual increase in permeability crossing the damage zone towards the protolith in the Malta Fault (Figure 4.12B). We consider this pattern as the wall damage zone (Figures 4.11C and 4.12B), which presents a constant increase in permeability as it moves away from the fault, with just a local dependence of the presence of minor faults. In turn, the damage zone of the Portalegre Fault exhibits a linking damage zone and develops fault zones related to three different faults (Figures 4.11B and 4.12A), which shows a different pattern in each fault zone. For instance, in fault zone 1, it is possible to record an increase in permeability as we move away from the fault and a later decrease when we approach the second fault. Then, in fault zone 2, a decrease in the permeability towards the third fault is observed. Finally, only fault zone 3 present a typical permeability pattern, which increases towards the protolith. We related this behavior to the complex setting of a linking damage zone (Figures 4.11B and 4.12A). Therefore, we suggest that the position in the along-fault damage zones (linking or wall damage zone) is one of the main factors that need to be considered when analyzing the deformation influence on permeability.

Nevertheless, to effectively consider the impact of permeability in a fault zone, we need to analyze the order of magnitude of permeability reductions. Several studies suggest that the permeability contrast between deformation bands and host rock is the main factor to be considered in a fluid flow analysis (Fossen and Bale, 2007; Rotevatn et al., 2007; Zuluaga et al., 2016; Qu and Tveranger, 2016; Botter et al., 2017; Souza et al., 2022). The permeability in the analyzed fault zones evidences a significant reduction in values measured in deformation bands compared to those measured in the host rock (Figure 4.8). Furthermore, the scatter plots of permeability reduction in deformation bands (Figure 4.9A) show a reduction of up to 3.6 orders of magnitude compared to the protolith host rock. In contrast, the plots for the host rock



of the damage zone show a reduction of up to 3.2 orders of magnitude compared to the protolith host rock. Overall, most studies indicate a permeability reduction of about two to three orders of magnitude in the deformation bands compared to the protolith (e.g., Antonellini and Aydin, 1994; Crawford, 1998; Nogueira et al., 2021; Torabi et al., 2013, 2021; Silva et al., 2022). Thus, the permeability reduction observed in this study is consistent with previous studies. However, in the context of a wall damage zone, such as the Malta Fault, the observed behavior is a progressive decay in the rock permeability reduction towards the protolith (e.g., Silva et al., 2022). This behavior indicates that permeability increases towards the protolith in this type of fault zone, which is not observed in a linking damage zone. Besides, the increased damage zone area due to the propagation of the deformation through different faults will affect the permeability in a larger zone compared to a wall fault zone (references). Finally, previous studies claim that the permeability reduction tends to be higher as we approach the fault core, cluster zones, or slip surfaces (e.g., Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022). These claims could explain the permeability behavior close to the subseismic scale faults crossing the fault zone studied here, which are observed as cluster zones on the surface.

#### **4.7. Conclusions**

This study describes a linking damage zone in the RPB, Brazil. We emphasize the importance of understating the fault zone heterogeneities on the distribution pattern of deformation bands and hence the influence of these structures on host rock permeability. The presented dataset and new knowledge of fault zone heterogeneities provide indispensable input for geological and petrophysical modeling in siliciclastic rocks for surface and subsurface studies.

We recorded three fault zones roughly 275 m long. The first fault zone is related to a segment of the Portalegre Fault, a seismic scale fault, while the second and third fault zones are associated with two subseismic scale faults. The main characteristics of a linking damage

zone are: (1) the repetitive occurrence of the inner damage zone and structure frequency peaks caused by the presence of other faults; (2) the lack of lateral continuity of the deformation; (3) the variation in the orientation of the structures; and (4) the permeability successive increases and decreases as we distance from a fault and approach to the next one. These characteristics diverge from a wall damage zone, which usually presents (1) a decrease in deformation intensity as it moves away from the main fault in both the curve of accumulate structures and histogram of frequency of structures, (2) the lateral continuity of the deformation, (3) the lack of variation in the directions of the structures; and (3) a gradual increase in permeability crossing the damage zone towards the protolith.

Therefore, we suggest that the position of the along-fault damage zone (linking or wall damage zone) is one of the main factors that must be considered when analyzing the deformation pattern distribution and the deformation influence on permeability. The influence of a linking damage zone on deformation band pattern distribution and the consequent impact in permeability needs further studies considering the geological and petrophysical modeling followed by numerical fluid flow simulations to constrain the real impact of the linking damage zone on fluid flow properties in siliciclastic rocks. Furthermore, we considered further studies using seismic data to analyze the main structural features that can be applied to reservoirs on a seismic scale.

### **Acknowledgements**

We thank Petrobras, which funded the DEBRIP Project (TC 5850.0109438.18.9), and FAPESQPB, which funded the Project “Evolução Tectônica Sin e Pós-rifte em Bacias Sedimentares Intracontinentais no Nordeste do Brasil: Implicações ao Estudo de Análogos de Reservatórios” (Termo de Outorga 3074/2021), both coordinated by Francisco C. C. Nogueira (UFCEG). LCVL thanks the Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior

(CAPES) for her master grant. DLV thanks the DEBRIP Project for his post-doc grant. FHRB thanks the Brazilian Research Council (CNPq) for its productivity grant.

## References

Alikarami, R., Torabi, A., Kolyukhin, D., Skurtveit, E., 2013. Geostatistical relationship between mechanical and petrophysical properties of deformed sandstone. *International Journal of Rock Mechanics & Mining Sciences* 63, 27–38. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2013.06.002>.

Antonellini, M., Aydin, A., 1994. Effect of Faulting on Fluid Flow in Porous Sandstones: Petrophysical Properties. *AAPG Bulletin* 78, 355–377. <https://doi.org/10.1306/BDF90AA-1718-11D7-8645000102C1865D>.

Araújo, R.E.B., Bezerra, F.H.R., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Carvalho, B.R.B.M., Souza, J.A.B., Sanglard, J.C.D., de Castro, D.L., Melo, A.C.C., 2018. Basement control on fault formation and deformation band damage zone evolution in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Tectonophysics* 745, 117–131. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2018.08.011>.

Ballas, G., Fossen, H., Soliva, R., 2015. Factors controlling permeability of cataclastic deformation bands and faults in porous sandstone reservoirs. *Journal of Structural Geology* 76, 1–21. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2015.03.013>.

Barbosa, A.B.S., Maia R.P., Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C. Bezerra, F.H.R., 2021. Condicionamento do relevo ao longo de zonas de falha com bandas de deformação na Bacia Sedimentar Rio do Peixe, Brasil. *Revista Brasileira de Geomorfologia* 22, 365–406. <http://dx.doi.org/10.20502/rbg.v22i2.1948>.

Berg, S.S., Skar, T., 2005. Controls on damage zone asymmetry of a normal fault zone: outcrop analyses of a segment of the Moab fault, SE Utah. *Journal of Structural Geology* 27, 1803–1822. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jsg.2005.04.012>.

Botter, C., Cardozo, N., Lecomte, I., Rotevatn, A., Paton, G., 2017. The impact of faults and fluid flow on seismic images of a relay ramp over production time. *Petroleum Geoscience* 23, 17–28. <https://doi.org/10.1144/petgeo2016-027>.

Caine, J.S., Evans, J.P., Forster, C.B., 1996. Fault zone architecture and permeability structure. *Geology* 24, 1025–1028. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1996\)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1996)024<1025:FZAAPS>2.3.CO;2).

Carvalho, I.S., Mendes, J.C., Costa, T., 2013. The role of fracturing and mineralogical alteration of basement gneiss in the oil exudation in the Sousa Basin (Lower Cretaceous), Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 47, 47–54. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.06.001>.

Choi, J.H., Edwards, P., Ko, K., Kim, Y.S., 2016. Definition and classification of fault damage zones: A review and a new methodological approach. *Earth-Science Reviews* 152, 70–87. <http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.006>.

Crawford, B.R., 1998. Experimental fault sealing: shear band permeability dependency on cataclastic fault gouge characteristics. In: Coward, M.P., Johnson, H., Daltaban, T. S. (Eds.), *Structural Geology in Reservoir Characterization*, Geological Society, London, Special Publications 127, 27–47. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.1998.127.01.0>.

de 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, magnetic and radiometric

data. *Journal of South American Earth Sciences* 24, 184–202.  
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2007.04.001>.

de Souza, D.H.S., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Torabi, A., Souza, J.A.B., Nicchio, M.A., Pérez, Y.A.R., Balsamo, F., 2021. Growth of cataclastic bands into a fault zone: a multiscalar process by microcrack coalescence in sandstones of Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 146, 104315. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2021.104315>.

Del Sole, L., Antonellini, M., Calafato, A., 2020. Characterization of sub-seismic resolution structural diagenetic heterogeneities in porous sandstones: combining ground-penetrating radar profiles with geomechanical and petrophysical in situ measurements (Northern Apennines, Italy). *Marine and Petroleum Geology* 117, 104375. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104375>.

Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley, C.A.J., Withjack, M.O., 2010. A review of recent developments concerning the structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of Structural Geology* 32, 1557–1575. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2010.06.009>.

Ferrill, D. A., Morris, A. P., 2001. Displacement gradient and deformation in normal fault systems. *Journal of Structural Geology* 23, 619–638. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(00\)00139-5](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(00)00139-5).

Fossen, H., Johansen, T. E. S., Hesthammer, J. and Rotevatn, A., 2005. Fault interaction in porous sandstones and implications for reservoir management: examples from southern Utah. *AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Bulletin* 89, 1593-1606. <http://dx.doi.org/10.1306/07290505041>.

Fossen, H., Bale, A., 2007. Deformation bands and their influence on fluid flow. AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Bulletin 91, 1685–1700. <https://doi.org/10.1306/07300706146>.

Fossen, H., Schultz, R., Shipton, Z.K., Mair, K., 2007. Deformation bands in a sandstone: a review. Journal of the Geological Society of London 164, 755–769. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492006-036>.

Fossen, H. and Rotevatn, A., 2016. Fault linkage and relay structures in extensional settings – a review. Earth-Science Reviews 154, 14-28. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.11.014>.

Fossen, H., Soliva, R., Ballas, G., Trzaskos, B., Cavalcante, C., Schultz, R.A., 2017. A review of deformation bands in reservoir sandstones: geometries, mechanisms and distribution. In: Ashton, M., Dee, S.J., Wennberg, O.P. (Eds.), Subseismic-Scale Reservoir Deformation. Journal of Geological Society of London, Special Publications 459, 9–33. <https://doi.org/10.1144/SP459.4>.

Kim, Y.-S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2003. Mesoscale strike-slip faults and damage zones at Marsalforn, Gozo Island, Malta. J. Struct. Geol. 25, 793–812. [https://doi.org/10.1016/S0191-8141\(02\)00200-6](https://doi.org/10.1016/S0191-8141(02)00200-6).

Kim, Y.S., Peacock, D.C.P., Sanderson, D.J., 2004. Fault damage zones. Journal of Structural Geology 26, 503–517. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2003.08.002>.

Fossen, H., 2020. Fault classification, fault growth and displacement, In: Scarselli, N., Adam, J., Chiarella, D., Roberts, D.G., Bally, A.W., (Eds.), Regional Geology and Tectonics (Second Edition), Elsevier, 2020, 119-147. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-64134-2.00007-9>.

Gawthorpe, R.L., Leeder, M.R., 2000. Tectono-sedimentary evolution of active extensional basins. Basin Research 12, 195–218. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2117.2000.00121.x>.

Kashif, M., Cao, Y., Yuan, G., Asif, M., Saved, K., Mendez, J.N., Khan, D., Miruo, L., 2019. Pore size distribution, their geometry and connectivity in deeply buried Paleogene Es1 sandstone reservoir, Nanpu Sag, East China. *Petroleum Science* 16, 981–1000. <https://doi.org/10.1007/s12182-019-00375-3>.

Lourenço, M.C.M., Jardim de Sá, E.F., Córdoba, V.C., Pichel, L.M., 2021. Multi-Scale Tectono-Stratigraphic Analysis of Pre- and Syn-Rift Sequences in the Rio Do Peixe Basin, Ne Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 130, 105127. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105127>.

Maciel, I.B., Dettori, A., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Vieira, M.M., Nogueira, F.C. C., Salvioli-Mariani, E., Sousa, J.A.B., 2018. Structural Control on Clay Mineral Authigenesis in Faulted Arkosic Sandstone of the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Minerals* 8, 1–17. <https://doi.org/10.3390/min8090408>.

Matos, R.M.D., 1992. The Northeast Brazilian rift system. *Tectonics* 11, 766–791. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>.

Medeiros, W.E., do Nascimento, A.F., Alves da Silva, F.C., Destro, N., Demétrio, J.G.A., 2010. Evidence of hydraulic connectivity across deformation bands from field pumping tests: Two examples from Tucano Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 32, 1783–1791. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2009.08.019>.

Nabavi, S.T., Alavi, S.A., Wibberley, C.A.J., Jahangiri, M., 2020. Normal fault networks and their spatial relationships in Plio-Quaternary sedimentary series: a case study in the Zanjan Depression, NW Iran. *Journal of Structural Geology* 136, 104072. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104072>.

Nicchio, M.A., Nogueira, F.C.C., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., Bezerra, F.H.R., 2018. Development of cataclastic foliation in deformation bands in feldspar-rich conglomerates of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Journal of Structural Geology* 107, 132–141. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2017.12.013>.

Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Bezerra, F.H.R., Fuck, R., 2015. Cretaceous intracontinental rifting and post-rift inversion in NE Brazil: insights from the Rio do Peixe Basin. *Tectonophysics* 644–645, 92–107. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2014.12.016>.

Nogueira, F.C.C., Nicchio, M.A., Balsamo, F., Souza, J.A.B., Silva, I.V.L., Bezerra, F.H.R., Vasconcelos, D.L., Carvalho, B.R.B.M., 2021. The influence of the cataclastic matrix on the petrophysical properties of deformation bands in arkosic sandstones. *Marine and Petroleum Geology* 134, 104825. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2020.104825>.

Oliveira, L.S.B., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Perez, Y.A.R., 2022. Mechanical stratigraphy influences deformation band pattern in arkosic sandstones, Rio do Peixe Basin, Brazil. *Journal of Structural Geology* 155, 104510. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104510>.

Palhano, L.C., Nogueira, F.C.C., Marques, F.O., Vasconcelos, D.L., Bezerra, F.H.R., Souza, J.A.B., Nicchio, M.A., Perez, Y.A.R., Balsamo, F., 2023. Influence of hydrothermal silicification on the physical properties of a basin-boundary fault affecting arkosic porous sandstones, Rio do Peixe Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 148, 106062. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.106062>.

Pontes, C.C.C., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Balsamo, F., Miranda, T.S., Nicchio, M.A., Souza, J.A.B., Carvalho, B.R.B.M., 2019. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences* 114, 153–163. <https://doi.org/10.1016/j.ijrmms.2018.12.009>.



Qu, D., Tveranger, J., 2016. Incorporation of deformation band fault damage zones in reservoir models. AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Bulletin 101, 423–443. <https://doi.org/10.1306/12111514166>.

Qu, D., Tveranger, J., Fachri, M., 2017. Influence of deformation-band fault damage zone on reservoir performance. Interpretation 5, 41–56. <https://doi.org/10.1190/INT-2016-0229>.

Ramos, G.V., Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., de Castro, D.L., Nogueira, F.C.C., Bezerra, F.H.R., Perez, Y.A.R., Souza, J.A.B., Medeiros, V.C., 2022. Relations between inherited basement fabric and fault nucleation in a continental setting: The Rio do Peixe Basin, NE Brazil. Marine and Petroleum Geology 139, 105635. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105635>.

Rapozo, B.F., Córdoba, V.C., Antunes, A.F., 2021. Tectono-stratigraphic evolution of a cretaceous intracontinental rift: Example from Rio do Peixe Basin, north-eastern Brazil. Marine and Petroleum Geology 126, 104899. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.104899>.

Rotevatn, A., Fossen, H., Hesthammer, J., Aas, T.E., Howell, J.A., 2007. Are relay ramps conduits for fluid flow? Structural analysis of a relay ramp in Arches National Park, Utah. In: Lonergan, L., Jolly, R.J.H., Sanderson, D.J., Rawnsley, K., (Eds.), Fractured Reservoirs, Geological Society, London, Special Publications 270, 55–71. <https://doi.org/10.1144/GSL.SP.2007.270.01.04>.

Rotevatn, A., Tveranger, J., Howell, J. A., Fossen, H., 2009. Dynamic investigation of the effect of a relay ramp on simulated fluid flow: geocellular modelling of the Delicate Arch Ramp, Utah. Petroleum Geoscience 15, 45–58. <https://doi.org/10.1144/1354-079309-779>.

Rotevatn, A., Fossen, H., 2011. Simulating the effect of subseismic fault tails and process zones in a siliciclastic reservoir analog: Implications for aquifer support and trap definition. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1648–1662. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.07.005>.

Schueller, S., Braathen, A., Fossen, H., Tveranger, J., 2013. Spatial distribution of deformation bands in damage zones of extensional faults in porous sandstones: statistical analysis of field data. *Journal of Structural Geology* 52, 148–162. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2013.03.013>.

Sénant, J., Popoff, M., 1991. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics* 198, 35–46. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(91\)90129-G](https://doi.org/10.1016/0040-1951(91)90129-G).

Shipton, Z.K., Evans, J.P., Thompson, L.B., 2005. The geometry and thickness of deformation-band fault core and its influence on sealing characteristics of deformation-band fault zones. *AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Memoir* 85, 181–195. <https://doi.org/10.1306/1033723M853135>.

Silva, J.G.F., Córdoba, V.C., Caldas, L.H.C., 2014. Proposta de novas unidades litoestratigráficas para o Devoniano da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil. *Brazilian Journal of Geology* 44 (4), 561–578. <https://doi.org/10.5327/Z23174889201400040004>.

Silva, M.E., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Vasconcelos, D.L., Stohler, R.C., Sanglard, J.C.D., Balsamo, F., Bezerra, F.H.R., Carvalho, B.R.B M., Souza, J.A.B., 2022. Permeability modeling of a basin-bounding fault damage zone in the Rio do Peixe Basin, Brazil. *Marine and Petroleum Geology* 135, 105409. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105409>.

Souza, F.M., Gomes, I.F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Canabarro, B., Souza, J.A.B., Guimarães, L.J.N., Beserra, L.B.S., 2022. 2D modeling and simulation of deformation bands' effect on fluid flow: Implications for hydraulic properties in siliciclastic reservoirs. *Journal of Structural Geology* 158, 104581. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2022.104581>.

Stohler, R. C., Nogueira, F. C. C., Mello, C. L., Souza, J. A. B., 2022. 3D numerical modeling and simulation of the impact of fault zones on fluid flow in sandstones of the Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Petroleum Geoscience*. <https://doi.org/10.1144/petgeo2022-024>.

Torabi, A., Fossen, H., 2009. Spatial variation of microstructure and petrophysical properties along deformation bands in reservoir sandstones. *AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Bulletin* 93, 919–938. <https://doi.org/10.1306/03270908161>.

Torabi, A., Berg, S.S., 2011. Scaling of fault attributes: A review. *Marine and Petroleum Geology* 28, 1444–1460. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2011.04.003>.

Torabi, A., Fossen, H., Braathen, A., 2013. Insight into petrophysical properties of deformed sandstone reservoirs. *AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Bulletin* 97, 619–637. <https://doi.org/10.1306/10031212040>.

Torabi, A., Ellingsen, T.S.S., Johannessen, M.U., Alaei, B., Rotevatn, A., Chiarella, D., 2020a. In: Ogilvie, S.R., Dee, S.J., Wilson, R.W., Bailey, W.R. (Eds.), *Fault Zone Architecture and its Scaling Laws: where Does the Damage Zone Start and Stop? From, Integrated Fault Seal Analysis*. Geological Society, London, Special Publications 496, 99–124. <https://doi.org/10.1144/SP496-2018-151>.

Torabi, A., Millán, J.J., Espinosa, R.J., Tortosa, F.J.G., Abad, I., Ellingsen, T.S.S., 2020b. Effect of mineral processes and deformation on the petrophysical properties of soft rocks during active faulting. *Minerals* 10, 444–472. <https://doi.org/10.3390/min10050444>.

Torabi, A., Balsamo, F., Nogueira, F.C.C., Vasconcelos, D.L., Silva, A.C.E., Bezerra, F.H.R., Souza, J.A.B., 2021. Variation of thickness, internal structure and petrophysical properties in a deformation band fault zone in siliciclastic rocks. *Marine and Petroleum Geology* 133, 105297. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2021.105297>.

Vasconcelos, D.L., Marques, F.O., Nogueira, F.C.C., Perez, Y.A.R., Bezerra, F.H.R., Stohler, R.C., Souza, J.A.B., 2021. Tectonic inversion assessed by integration of geological and geophysical data. The intracontinental Rio do Peixe Basin, NE Brazil. *Basin Research* 33, 705–728. <https://doi.org/10.1111/bre.12491>.

Zuluaga, L. F., Rotevatn, A., Keilegavlen, E., Fossen, H., 2016. The effect of deformation bands on simulated fluid flow within fault-propagation fold trap types: Lessons from the San Rafael monocline, Utah. *AAPG (American Association of Petroleum Geologists) Bulletin* 100, 1523–1540. <https://doi.org/10.1306/04151614153>.

# *Capítulo 5*

## *Modelagem Petrofísica*

## 5. Modelagem Petrofísica

### 5.1. Introdução

Esse capítulo irá abordar as etapas posteriores ao desenvolvimento do artigo *Influence of Fault Tip Interaction and Linkage: Implications for Spatial Distribution of Deformation Bands and Permeability Characterization*, apresentado no Capítulo 4, que compreende a modelagem da zona de dano com linkagem de falhas (*linking damage zone*) supracitada. Desse modo, será descrita a metodologia utilizada na construção dos modelos, os resultados obtidos, as discussões acerca desses resultados e as conclusões.

Os tópicos a seguir apresentam um trabalho ainda em desenvolvimento com o objetivo de submeter um novo manuscrito para publicação na revista *Marine and Petroleum Geology*. Uma vez discutida a complexidade estrutural e petrofísica de uma zona de dano de linkagem (*linking damage zone* – Capítulo 4), o objetivo desse artigo seria demonstrar o impacto dessa complexidade no fluxo de fluidos em reservatórios de hidrocarbonetos.

### 5.2. Metodologia

#### 5.2.1. Modelagem Estrutural

O modelo estrutural da zona de falha foi gerado com o objetivo de representar tridimensionalmente os subdomínios da zona de dano e o protólito da área de estudo. Para a construção desse modelo, foi primeiramente delimitada uma área contendo as *scanlines* previamente levantadas, as quais se localizam próximas ao centro da área, e as divisões de cada zona de danos interpretadas na etapa anterior foram definidas interpolando os limites dos subdomínios de cada *scanline* (Figura 5.1).

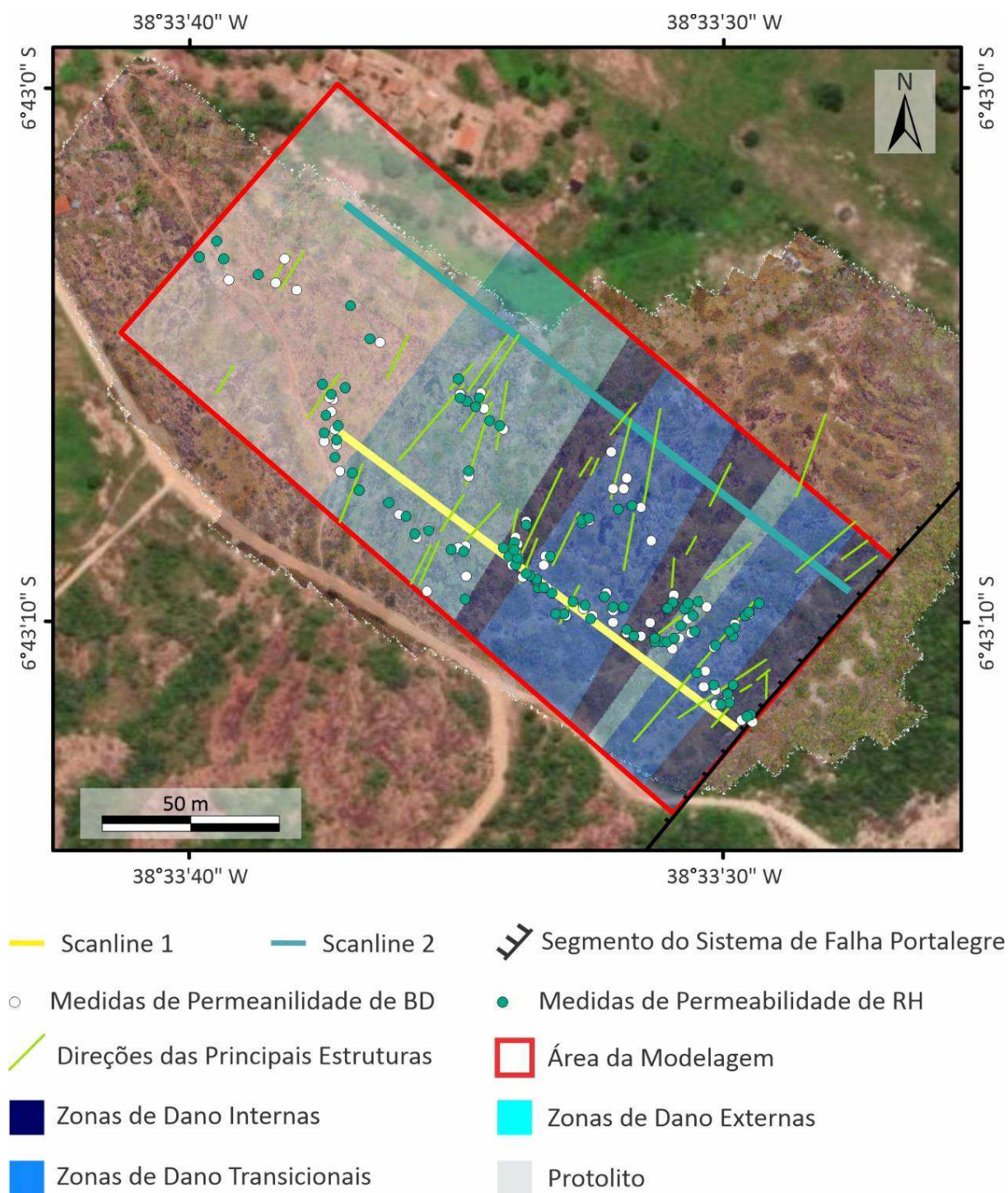


Figura 5.1 – Mapa da distribuição dos dados de *scanline*, medidas de permeabilidade e direções das principais estruturas em relação às áreas utilizadas nas modelagens estrutural e petrofísica (limites externos e de subdomínios de zonas de dano).

Posteriormente, foram inseridos no *software* Petrel™ (*Schlumberger*) dados topográficos obtidos através de um levantamento com veículo aéreo não-tripulável (VANT) relativos à área

delimitada, gerando assim duas superfícies relativas ao topo e à base do modelo, de modo que a superfície de base consiste numa cópia da superfície de topo rebaixada em três metros. A escolha de três metros na direção Z está de acordo com a exposição vertical média do afloramento que é aproximadamente de três metros. Por fim, para representar os subdomínios da zona de dano e o protólito, foram feitas interpolações lineares de cada limite interpretado nas *scanlines* (?) e essas linhas foram extrapoladas até os limites da área da modelagem (Figura 5.1). Dessa maneira, a malha foi dividida em zonas, que foram nomeadas de acordo com o interpretado (zona de dano interna, zona de dano externa, zona transicional e protólito).

### 5.2.2 Modelagem Petrofísica

Após o processamento das medidas, os valores de permeabilidade calculados para cada ponto foram utilizados para *upscaling* de  $K_{BD}$  e  $K_{RH}$  separadamente. Em seguida, cada conjunto de dados foi associado ao modelo estrutural por meio do algoritmo *Sequential Gaussian Simulation* (SGS) ou Simulação Gaussiana Sequenciada (Deutsch e Journel, 1988), com uma distribuição Log Normal associada aos limites de cada subdomínio da zona de danos e protólito. Para a distribuição foram utilizados os valores estatísticos calculados no processamento dos dados de permeabilidade (Tabela 4.2), configurando um algoritmo eficiente para representar espacialmente propriedades petrofísicas em meios heterogêneos (Cannon, 2018; Rahimi e Riahi, 2020; Silva et al., 2022). Adicionalmente, nós utilizamos a imagem aerofotogramétrica levantada pelo VANT para identificar algumas das principais bandas de deformação (Figura 5.1). Adicionalmente, foram aplicados variogramas esféricos, orientados localmente de acordo com as principais estruturas observadas na imagem aerofotogramétrica (Figura 5.1) com ranges anisotrópicos cujos parâmetros foram estabelecidos a partir da análise de distribuição espacial da permeabilidade (Tabela 5.1). Desse modo, foram gerados os modelos  $K_{BD}$  e  $K_{RH}$ .

Tabela 5.1 – Parâmetros utilizados no variograma dos modelos de permeabilidade  $K_{BD}$  e  $K_{RH}$ .



<b>Variograma de Distribuição de Permeabilidade</b>		
<b>Tipo do Variograma</b>		<b>Esférico</b>
<b>Ranges de Anisotropia</b>	<i>Maior:</i>	50
	<i>Menor:</i>	10
	<i>Vertical:</i>	2
<b>Orientação Principal</b>	<i>Azimuth:</i>	Variando Localmente
	<i>Mergulho:</i>	0

Ao condicionar a modelagem da permeabilidade à limites bem definidos ao longo do modelo, o resultado seria um modelo com variações abruptas de permeabilidade ao sair de um subdomínio para outro ou para o protólito. Portanto, com objetivo de dissolver essas passagens abruptas e tornar o modelo mais representativo, nós submetemos o modelo a um procedimento de cokrigagem, utilizando o mesmo variograma anteriormente descrito (Tabela 5.1) e um coeficiente de correlação constante para cada célula de 0,8.

Posteriormente foram determinadas equações logarítmicas para determinar a frequência de bandas de deformação ( $F_{BD}$ ) cruzando a zona de falha. Para isso, foram utilizados os valores de frequência de bandas de deformação da *scanline* 2, uma vez que esta contempla quase toda a extensão do modelo perpendicularmente à falha (Figura 5.1). Os intervalos de *gap* foram compensados com os valores dos coeficientes angulares dos ajustes lineares das curvas de frequência acumuladas de bandas de deformação (*Linear Fit Equation* – Tabela 4.1) com o objetivo de minimizar o impacto dos locais com ausência de dados nas equações. Assim, foram geradas equações de ajuste logarítmico para o comportamento da frequência de bandas de deformação em relação à distância da falha para cada zona de falha e protólito (Tabela 5.2).

Tabela 5.2 – Equações geradas pelos ajustes logarítmicos da frequência de bandas de deformação ao longo da *scanline* 2 e aplicadas na construção do modelo petrofísico. A distância da falha é expressa em metros.

Zona de Falha	Equação
1	$F_{BD} = -1,94 \times \ln(\text{Distância da Falha}) + 14,4$
2	$F_{BD} = -4,62 \times \ln(\text{Distância da Falha}) + 27,85$
3 Protólito	$F_{BD} = -8,09 \times \ln(\text{Distância da Falha}) + 48,9$

A partir das equações de frequência de bandas de deformação foram criados modelos de espessura acumulada de bandas de deformação ( $I_{BD}$  – Equação 1) e rocha hospedeira ( $I_{RH}$  – Equação 2), onde:

$$I_{BD} = F_{BD} \times \text{Espessura Média de BD} \quad (\text{Equação 1})$$

$$I_{RH} = L - I_{BD} \quad (\text{Equação 2})$$

Sendo o comprimento analisado, no presente trabalho,  $L = 1$  m. O valor de espessura média foi calculado pela média aritmética das espessuras de banda de deformação registradas pelas duas *scanlines*, com valor de 9,2 mm (0,0092 m).

Em seguida, modelos  $K_{BD}$ ,  $K_{RH}$ ,  $I_{BD}$  e  $I_{RH}$  foram utilizados como base para o cálculo das permeabilidades equivalentes perpendicular e paralela à falha principal, gerando os modelos  $K_X$  e  $K_Y$  respectivamente. Seguindo estudos prévios (Cardwell e Parsons, 1945; Fachri et al., 2013; Silva et al., 2022), o cálculo de  $K_X$  foi feito por meio da média harmônica (Equação 3), enquanto o cálculo de  $K_Y$  utilizou a média aritmética (Equação 3).

$$K_X = \frac{L}{\frac{I_{BD} + I_{RH}}{K_{BD} + K_{RH}}} \quad (\text{Equação 3})$$

$$K_Y = \frac{I_{BD} \times K_{BD} + I_{RH} \times K_{RH}}{L} \quad (\text{Equação 4})$$

Essa metodologia difere das utilizadas na atribuição de parâmetro de entrada para a modelagem de zonas de dano aplicada em outros estudos (e.g., Rotevatn e Fossen, 2011; Fachri et al., 2013; Qu e Tveranger, 2016), onde a permeabilidade da rocha hospedeira e as relações  $K_{BD}/K_{RH}$ , são consideradas constantes. Silva et al. (2022) mostraram que a caracterização das variações de permeabilidade na rocha hospedeira das zonas de falha é fundamental para o cálculo da permeabilidade efetiva, pois quando comparado com os valores de permeabilidade do protólito, as rochas hospedeiras podem apresentar uma redução de até três ordens de magnitude.

### 5.3. Resultados

#### 5.3.1. Modelo Estrutural

A partir da identificação das zonas de falha e seus subdomínios, foi construído o modelo estrutural (Figura 5.2) configurando uma malha tridimensional com uma área de 419 m x 191 m x 3 m (X, Y, Z) e com uma resolução de 1 m x 1 m x 0,75 m (i, j, k), totalizando 320.116 células. Este modelo foi construído com base em uma área para qual as *scanlines* são representativas e os limites de cada subdomínio se dão por segmentos que interceptam o modelo na mesma direção da Falha Portalegre e respeitam os limites interpretados nas *scanlines* (Tabela 4.1).

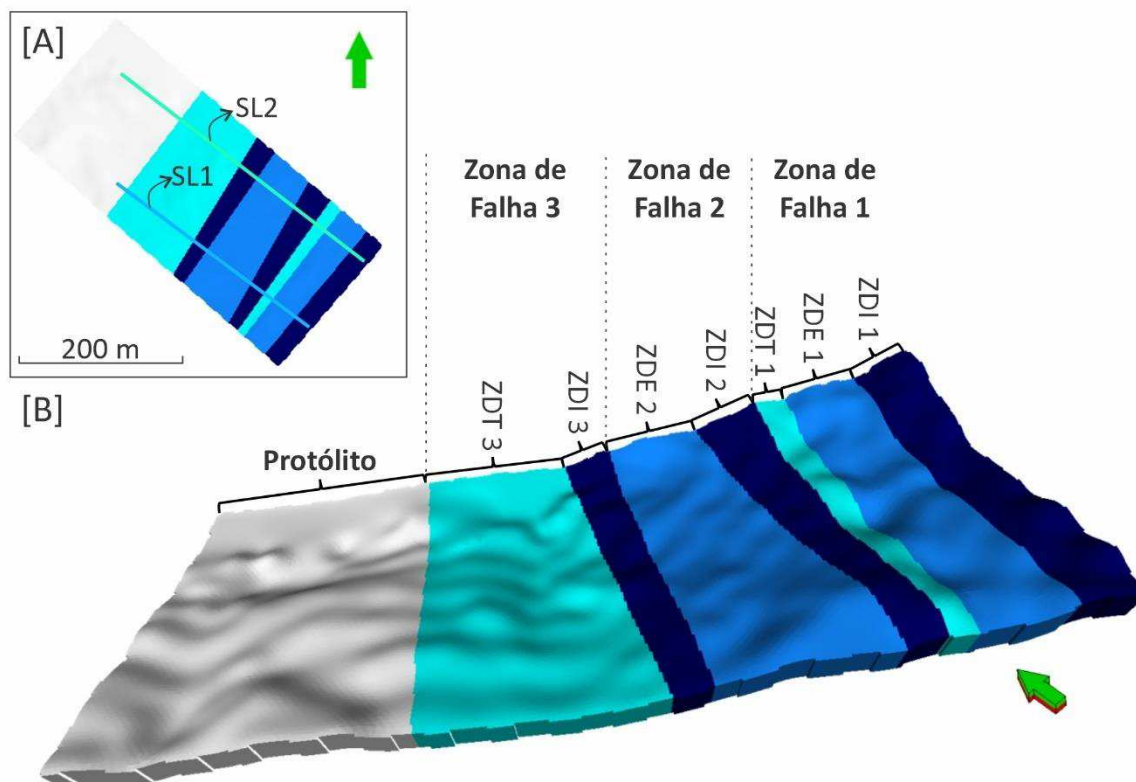


Figura 5.2 – [A] Mapa do modelo estrutural contendo a localização das *scanlines* 1 e 2 (SL1 e SL2 respectivamente) e [B] modelo estrutural 3D com limites de zonas de falha e protólito.

### 5.3.2. Modelos de Permeabilidade

A combinação do modelo estrutural e os valores de permeabilidade *in situ* adquiridos (Figura 5.1) e seus produtos estatísticos (Tabela 4.2) foram utilizados na construção de quatro modelos de permeabilidade: (i) o primeiro considerando apenas os valores de permeabilidade de bandas de deformação ( $K_{BD}$ ) (Figura 5.3); (ii) o segundo considerando apenas valores de permeabilidade de rocha hospedeira ( $K_{RH}$ ) (Figura 5.4); (iii) o terceiro de permeabilidade equivalente perpendicular à Falha Portalegre ( $K_X$ ) (Figura 5.5); (iv) e o quarto de permeabilidade equivalente paralela à falha ( $K_Y$ ) (Figura 5.6). A escala de cores dos quatro modelos foi representada pelo mesmo intervalo de permeabilidade (0,1 – 7300 mD) para fins comparativos.

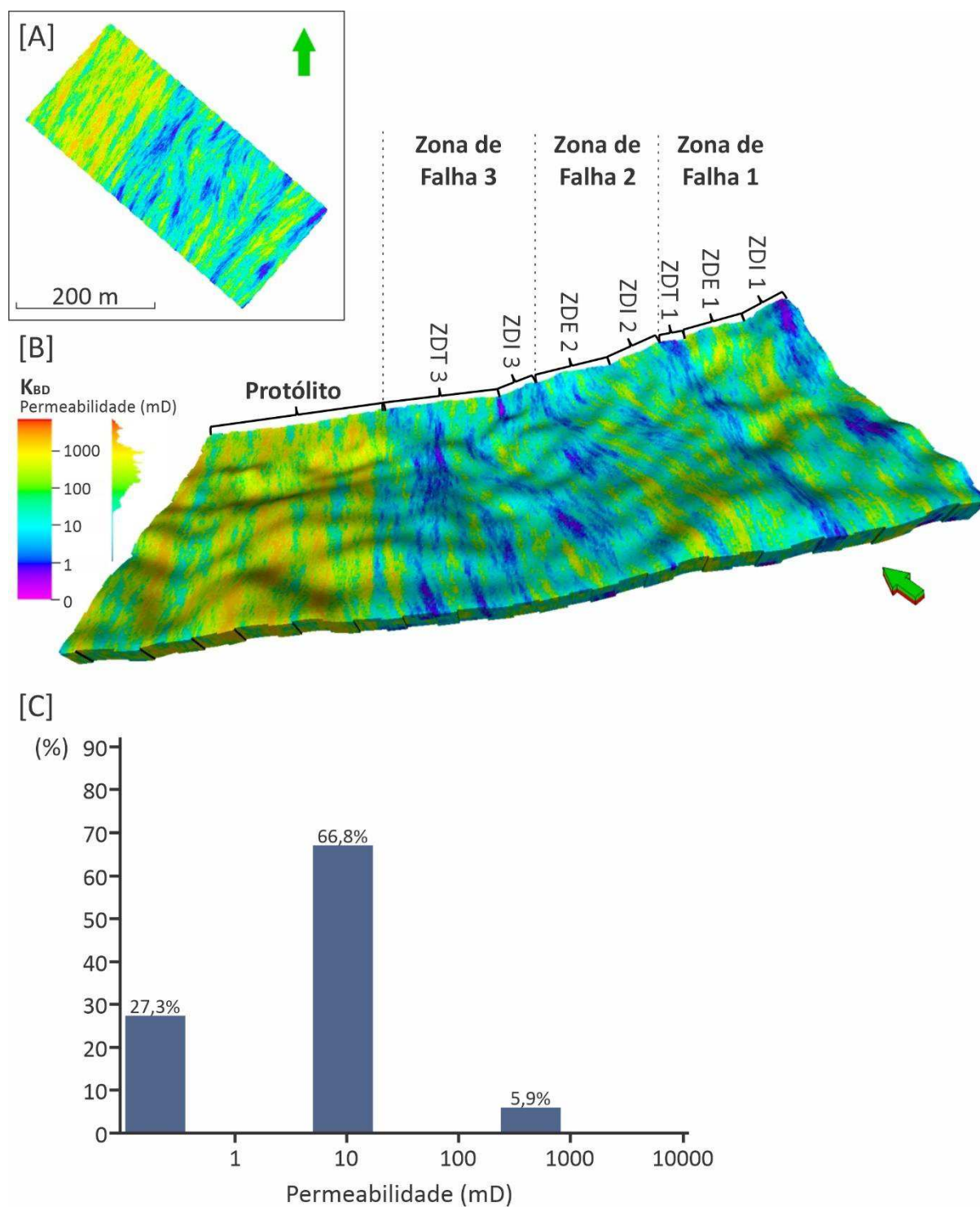


Figura 5.3 – [A] Mapa do modelo de permeabilidade de bandas de deformação ( $K_{BD}$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel™).

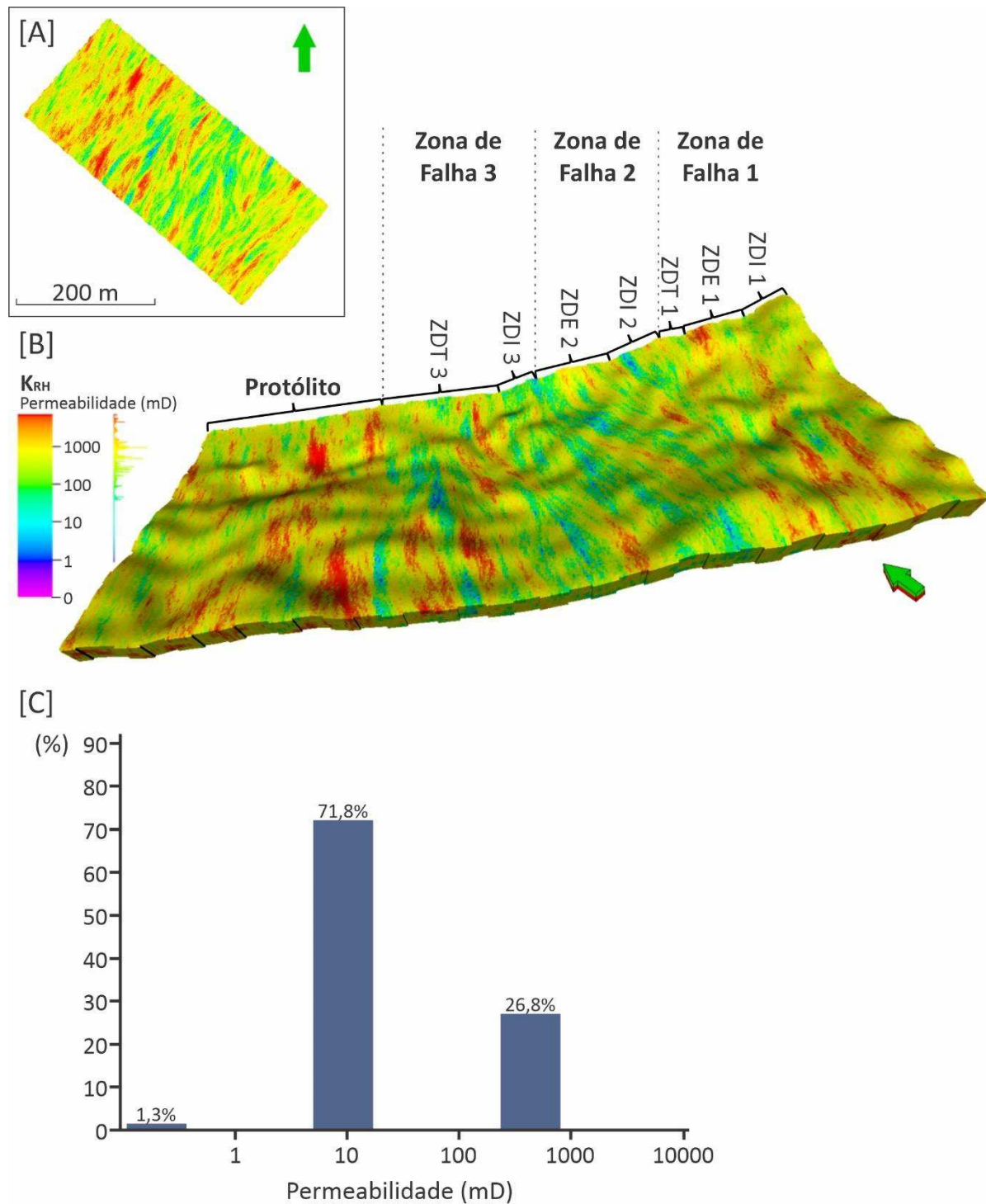


Figura 5.4 [A] Mapa do modelo de permeabilidade de rocha hospedeira ( $K_{RH}$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel<sup>TM</sup>).

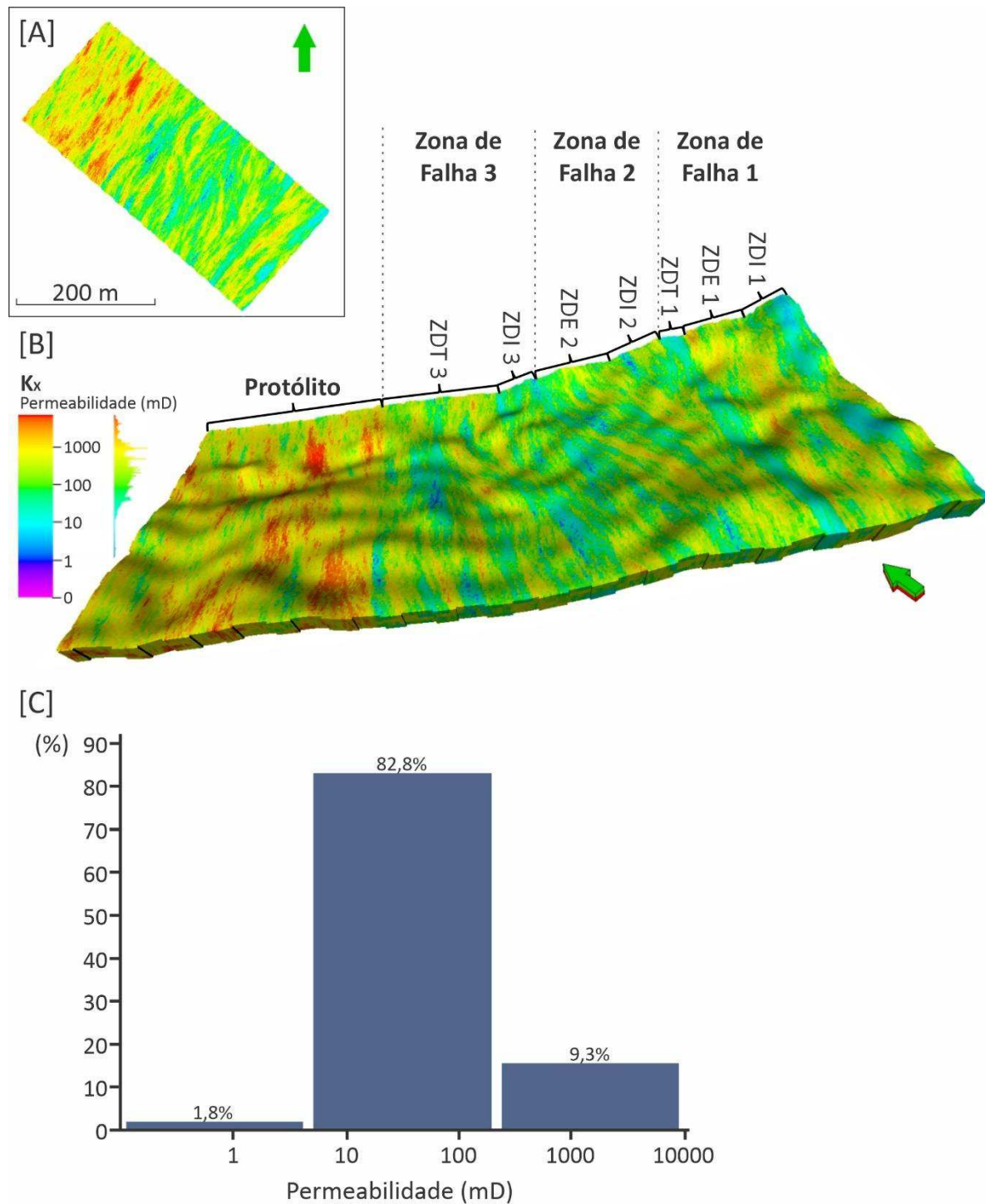


Figura 5.5 – [A] Mapa do modelo de permeabilidade equivalente perpendicular à falha ( $K_x$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel<sup>TM</sup>).



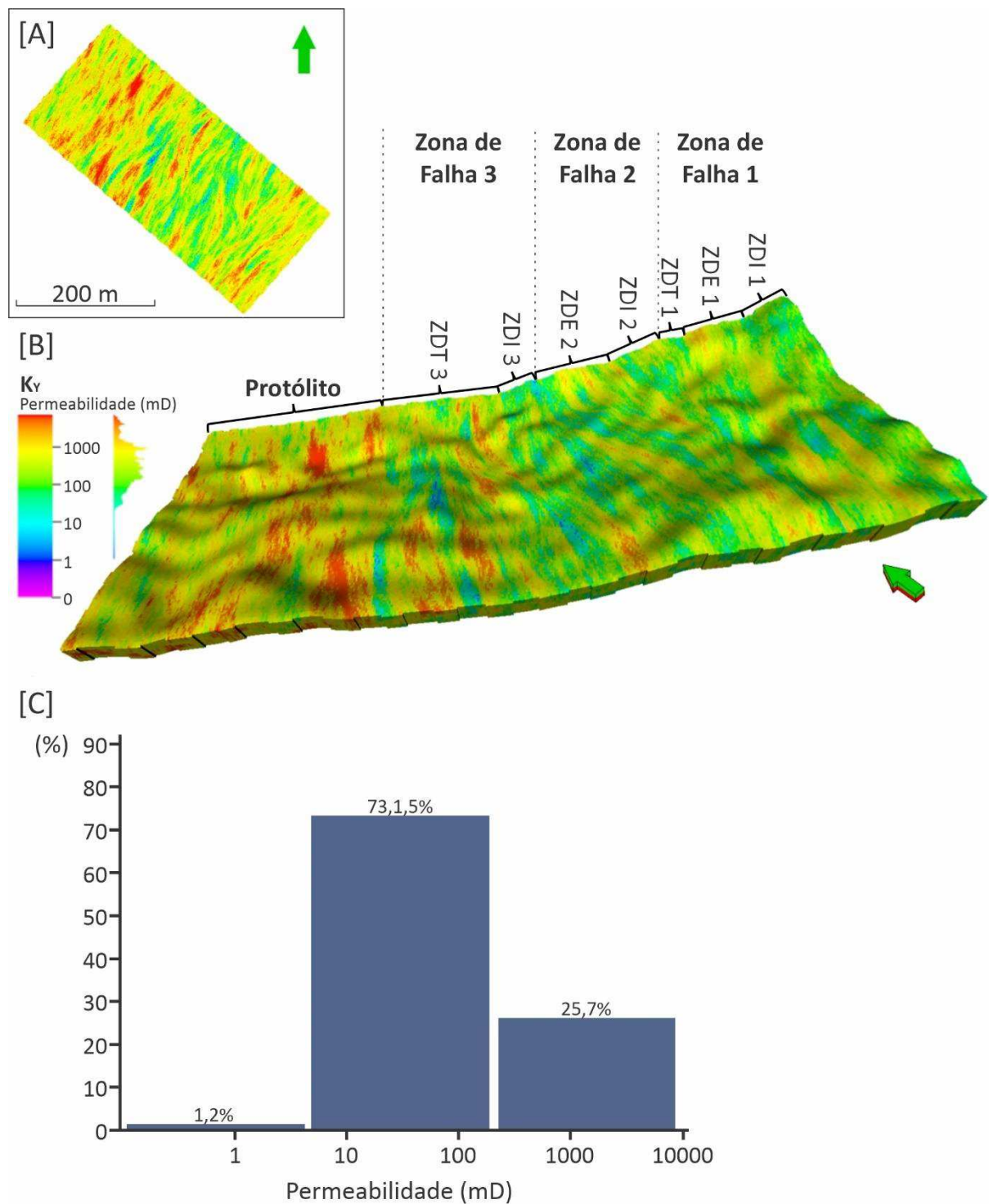


Figura 5.6 [A] Mapa do modelo de permeabilidade equivalente paralela à falha ( $K_y$ ); [B] modelo 3D com escala de cores de permeabilidade e subdivisão das zonas de falha e protólito; e [C] histograma da concentração (%) dos intervalos principais de permeabilidade no modelo (gerado automaticamente pelo Petrel™).



O modelo  $K_{BD}$  mostra uma maior concentração de valores variando de 0,1 a 100 mD (Figura 5.3C). Contudo, é possível observar algumas variações de permeabilidade expressivas em locais específicos. A primeira está localizada nas proximidades do limite entre as zonas de falha 1 e 2, mostrando valores mais altos para os subdomínios ZDE 1 e ZDI 2 e mais baixos para o subdomínio ZDT 1 (Figura 5.3B). E o protólito mostrando uma distribuição de permeabilidade mais alta em relação à toda a zona de dano (Figura 5.3B). O modelo  $K_{RH}$  mostra uma distribuição com uma alta concentração de valores entre 10 e 1000 mD (Figura 5.4C), de modo que as permeabilidades mais baixas se concentram mais entre a ZDI 2 e a ZDT3. Novamente, o protólito é onde ficam evidentes os valores mais altos de permeabilidade.

O modelo  $K_X$  (Figura 5.5) mostra uma distribuição mais homogênea que os modelos anteriores, onde os valores de permeabilidade se concentram significativamente em torno de 10 a 100 mD na zona de dano, enquanto os valores mais altos são mais evidentes no protólito. (Figura 5.5B e C). O modelo  $K_Y$  (Figura 5.6) mostra uma distribuição de com valores de permeabilidade similar ao modelo  $K_X$ , porém com mais valores em torno de 1000 mD ao longo da zona de dano.

#### 5.4. Discussões

Para analisar o impacto dos elementos deformacionais de uma zona de falha no fluxo de fluido é importante considerar alguns dos fatores que controlam a permeabilidade, como a permeabilidade da rocha hospedeira e a distribuição espacial das estruturas subsísmicas (Faulkner et al., 2010). Nesse estudo, nós analisamos uma zona de falha em um contexto de interação e linkagem de segmentos, com uma distribuição espacial de estruturas subsísmicas complexa (Figuras 4.11B e 4.12A), desenvolvida em uma rocha hospedeira de alta permeabilidade (Tabela 4.2 e Figura 4.8).

A permeabilidade na zona de falha estudada é afetada principalmente pelas bandas de deformação. Tanto os diagramas de distribuição de permeabilidades quanto os modelos de permeabilidade evidenciam uma redução significativa dos valores medidos nas bandas de deformação em relação à rocha hospedeira, podendo chegar à até 3 ordens de magnitude em um mesmo subdomínio (Tabela 4.2 e Figuras 4.8, 4.9, 5.3 e 5.4). Porém, essa redução fica mais evidente na zona de dano, onde o modelo  $K_{RH}$  mostra uma predominância de valores entre 1000 e 100 mD e o modelo  $K_{BD}$  varia valores entre 10 e 0.1 mD (Figuras 5.3 e 5.4). Essa redução é consistente com estudos anteriores que abordam o impacto das bandas de deformação em propriedades petrofísicas (Antonellini e Aydin, 1994; Ballas et al., 2015; Torabi et al., 2021; Nogueira et al., 2021; Silva et al., 2022). Além disso, alguns desses estudos mostram que essa redução tende a ser maior à medida que se aproxima do núcleo da falha (e.g., Torabi et al., 2021; Silva et al., 2022). Contudo, o padrão observado no presente estudo se opõe à essa relação observada em estudos anteriores. Nos quatro modelos (Figuras 5.3, 5.4, 5.5 e 5.6), fica evidente a diferença de permeabilidade entre zona de dano e protólito, porém a distribuição ao longo da zona de dano mostra variações esparsas e sem um padrão bem definido.

Adicionalmente, a comparação entre os modelos  $K_{HR}$ ,  $K_X$  e  $K_Y$  (Figuras 5.4, 5.5 e 5.6) evidencia a influência das bandas de deformação na zona de dano. O modelo de permeabilidade equivalente paralela à falha principal ( $K_Y$  – Figura 5.6) mostra uma distribuição muito similar à observada no modelo de rocha hospedeira ( $K_{RH}$  – Figura 5.4). Essa similaridade está relacionada ao fato de que a direção do mergulho da falha principal coincide com a orientação principal das bandas de deformação. Portanto, a permeabilidade paralela à essas estruturas não sofrem impacto significativo da sua presença. No entanto, essa característica diverge do que foi observado por Silva et al. (2022), que registra o mesmo padrão de influência de estruturas nas permeabilidades equivalentes perpendicular e paralela à falha principal.

Por outro lado, o modelo  $K_x$  (Figura 5.5), que equivale à permeabilidade perpendicular à essas estruturas mostra uma distribuição de valores mais baixos em relação ao modelo  $K_{RH}$  ao longo de toda a zona de dano, mas se assemelha ao mesmo modelo na região do protólito. Esse comportamento evidencia uma discrepância entre a influência das bandas de deformação na permeabilidade da zona de dano e sua influência no protólito.

## 5.5. Conclusões

Esse estudo busca fazer uma análise quantitativa do impacto da interação e linkagem de falhas no fluxo de fluidos em reservatórios, uma vez que as complexidades desses ambientes tectônicos ficaram evidentes. Adicionalmente, os resultados provenientes do manuscrito apresentado no capítulo anterior fornecem os dados suficientes para a aplicação de métodos já desenvolvidos de modelagem e simulação de fluxo de fluidos em meios porosos.

Assim, nós construímos quatro modelos petrofísicos, que permitem uma análise qualitativa da relação entre a deformação das zonas de dano desenvolvidas em contexto de interação e linkagem e a distribuição da permeabilidade. A partir dessa análise foram constatadas as seguintes características: (1) as bandas de deformação apresentam uma redução de permeabilidade mais significativa em relação à rocha hospedeira quando dentro da zona de dano; (2) a redução de permeabilidade da zona de dano em relação ao protólito é evidente em todos os modelos; (3) a variação da permeabilidade cruzando a zona de falha varia sem um padrão bem definido; (4) o impacto das bandas de deformação na permeabilidade é muito mais evidente perpendicularmente à direção preferencial do mergulho dessas estruturas. Algumas dessas características divergem de uma zona de dano em uma falha isolada, que geralmente apresenta: (1) uma redução constante da variação de permeabilidade cruzando a zona de falha em direção ao protólito; e (2) a influência da deformação na permeabilidade é evidente mesmo que paralelamente às estruturas.

As características constatadas nessa análise contrariam os padrões observados em zonas de dano com banda de deformação em zonas de dano sem interação e linkagem de falhas. No entanto, para a análise desejada, o estudo deve seguir no sentido de resultados que propiciem uma análise quantitativa das características observadas e do impacto dessas características no fluxo de fluidos como: (1) gráficos de correlação  $K_{BD}$ - $K_{RH}$  e  $K_X$ - $K_Y$ ; (2) modelo de porosidade efetiva; e (3) simulação do fluxo de fluidos.

## Referências

- Antonellini, M., & Aydin, A. The geometry, internal structure, and mode of growth of échelon veins in sandstone. 1994. *Journal of Structural Geology*, 16(2), 167-186. [https://doi.org/10.1016/0191-8141\(94\)90138-4](https://doi.org/10.1016/0191-8141(94)90138-4)
- Ballas, G., Aydin, A., & Zhang, P. Localization and fault-related deformation within damage zones. 2015. *Journal of Structural Geology*, 77, 1-20. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2015.04.002>
- Cardwell, R. K., & Parsons, R. L. The calculation of the potential and the flow of ground water. 1945. *Transactions of the American Geophysical Union*, 26(2), 168-174. <https://doi.org/10.1029/TR026i002p00168>
- Cannon, S. *Geostatistics: Theory and Practice*. 2018. Chapman and Hall/CRC.
- Deutsch, C. V., & Journel, A. G. *GSLIB: Geostatistical software library and user's guide*. 1988. Oxford University Press.
- Fachri, M. A., De Carli, M., & Zavattieri, A. M. Numerical modeling of fractured reservoirs by use of multiple-point geostatistics: a case study of the Volve field, North Sea. 2013. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 109, 303-314. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2013.06.006>

Faulkner, D. R., Mitchell, T. M., Jensen, E. H., Cembrano, J., & Marrett, R. On the structure and mechanical properties of large strike-slip faults. 2010. *Geosphere*, 6(2), 169-187. <https://doi.org/10.1130/GES00515.1>

Nogueira, A. C., Alemán, A. M., & Zavattieri, A. M. Integrating geostatistical simulation and outcrop-scale geomechanical modeling for the characterization of sandstone reservoirs. 2021. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 199, 108200. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.108200>

Qu, J., & Tveranger, J. Modeling hydraulic fracture propagation using smoothed particle hydrodynamics with cohesive zone modeling. 2016. *Computers and Geotechnics*, 72, 54-68. <https://doi.org/10.1016/j.compgeo.2015.11.009>

Rahimi, M., & Riahi, E. An efficient geostatistical method for characterization of reservoir models by combining the distance-based clustering algorithm and the flow-based similarity measure. 2020. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 187, 106773. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2019.106773>

Rotevatn, A., & Fossen, H. 3-D numerical deformation and fluid flow in heterogeneous fault damage zones: Implications for scaling relations. 2011. *Journal of Structural Geology*, 33(11), 1587-1598. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2011.07.007>

Silva, M. F. F., Nogueira, A. C., & Zavattieri, A. M. The impact of deformation bands on fluid flow in high permeability fault zones: insights from a case study in Brazil. 2022. *Marine and Petroleum Geology*, 135, 105410. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2022.105410>

Torabi, A., Cheraghi, S., & Abdi, M. A. Investigating the effects of fault damage zone geometry and kinematics on fluid flow using numerical modeling. 2021. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 197, 108073. <https://doi.org/10.1016/j.petrol.2020.108073>

# *Capítulo 6*

## *Conclusões e Sugestões para Trabalhos Futuros*

## 6. Conclusões e Trabalhos Futuros

### 6.1. Introdução

A presente dissertação foi desenvolvida com base na construção de dois manuscritos a serem submetidos em periódicos científicos apresentados nos capítulos 4 e 5, cada um com seu fluxo de trabalho e conclusões. No entanto, ambos os casos tratam da mesma área de estudo e contexto geológico. Adicionalmente, as conclusões de cada capítulo sugerem o desenvolvimento de novos trabalhos, tanto para o presente estudo quanto para estudos futuros. Portanto, esse capítulo tem como objetivo reunir as conclusões e sugestões provenientes dos dois trabalhos dentro de um mesmo ponto de vista.

### 6.2. Conclusões

O presente estudo descreve uma zona de dano de linkagem (*linking damage zone*) na Bacia Rio do Peixe. Enfatizamos a importância de compreender as heterogeneidades da zona de falha no padrão de distribuição de bandas de deformação e, portanto, a influência dessas estruturas no fluxo de fluidos em meios porosos. Os dados apresentados e o novo conhecimento das heterogeneidades da zona de falha fornecem uma entrada indispensável para a simulação de fluxo de fluidos.

Nós registramos três zonas de falha somando cerca de 275 m de comprimento de zona de dano. A primeira zona de falha está relacionada a um segmento da Falha de Portalegre, uma falha de escala sísmica, enquanto as segundas e terceiras zonas de falha estão associadas a duas falhas de escala subsísmica. As características principais de uma zona de dano de linkagem observadas em afloramento são: (1) a repetição de zonas de dano internas e dos picos de frequência de estruturas causados pela presença de outras falhas; (2) a falta de continuidade lateral da deformação; (3) a variação na orientação das estruturas; e (4) o aumento e diminuição sucessivos da permeabilidade à medida que nos afastamos de uma falha e nos aproximamos da

próxima. Essas características se refletem na modelagem petrofísica de forma que: (1) a variação da permeabilidade cruzando a zona de falha varia sem um padrão bem definido; (2) o impacto das bandas de deformação na permeabilidade é muito mais evidente perpendicularmente à direção preferencial do mergulho dessas estruturas.

Essas características divergem de uma zona de dano de falha isolada (*wall damage zone*), que geralmente apresenta (1) uma diminuição na intensidade da deformação à medida que se afasta da falha principal, tanto na curva de estruturas acumuladas quanto no histograma de frequência de estruturas, (2) a continuidade lateral da deformação, (3) a falta de variação nas direções das estruturas; (3) um aumento gradual na permeabilidade ao atravessar a zona de dano em direção ao protólito tanto nos dados de afloramento quanto na modelagem petrofísica; e (4) influência da deformação na permeabilidade mesmo que paralelamente às estruturas.

Portanto, sugerimos que a posição da zona de dano ao longo da falha (*linking* ou *wall damage zones*) é um dos principais fatores que devem ser considerados ao analisar a distribuição do padrão de deformação e a influência da deformação na permeabilidade e, portanto, no fluxo de fluidos em meios porosos.

### **6.3. Trabalhos Futuros**

Baseando-se nas conclusões obtidas através dessa dissertação, é notável que a influência de uma zona de dano de linkagem na distribuição de estruturas e da permeabilidade precisam de estudos adicionais. Portanto, consideramos futuras análises quantitativas de modelos petrofísicos, seguidas de simulações numéricas de fluxo de fluidos para restringir o impacto real da zona de dano de linkagem nas propriedades de fluxo de fluidos em rochas siliciclásticas. Além disso, sugerimos estudos adicionais usando dados sísmicos para analisar as principais características estruturais que podem ser aplicadas a reservatórios em escala sísmica.