



Andressa Yumi Portella

**CARACTERIZAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM UM
TESTEMUNHO DE SONDAGEM NAS COQUINAS DA FORMAÇÃO
MORRO DO CHAVES (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS)**

Trabalho Final de Curso

(Geologia)

UFRJ
Rio de Janeiro
2016

UFRJ

Andressa Yumi Portella

**CARACTERIZAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM UM
TESTEMUNHO DE SONDAGEM NAS COQUINAS DA FORMAÇÃO
MORRO DO CHAVES (BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS)**

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Fonseca Borghi de Almeida

Marcelo da Silva Mendes

Rio de Janeiro

Dezembro de 2016

PORTELLA, A. Y.

Caracterização de feições estruturais em um testemunho de sondagem nas coquinas da Formação Morro do Chaves (Bacia de Sergipe-Alagoas) / Andressa Yumi Portella - - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2016.

xvi, 88 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientadores: Leonardo Fonseca Borghi de Almeida, Marcelo da Silva Mendes

1. Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Leonardo, Borghi; Marcelo; Mendes.

Andressa Yumi Portella

CARACTERIZAÇÃO DE FEIÇÕES ESTRUTURAIS EM UM TESTEMUNHO DE
SONDAGEM NAS COQUINAS DA FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, BACIA DE
SERGIPE-ALAGOAS

Trabalho Final de Curso de Graduação em Geologia do Instituto de
Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro – UFRJ, apresentado como
requisito necessário para obtenção do grau de Geólogo.

Orientadores:

Leonardo Borghi (UFRJ)

Marcelo Mendes (UFRJ)

Aprovada em:

Por:

Orientador: Leonardo Borghi (UFRJ)

Julia Favoreto (UFRJ)

Frances Abbots (BG Group)

ANDRESSA YUMI, Portella

Caracterização de feições estruturais em um testemunho de sondagem nas coquinas da Formação Morro do Chaves (Bacia de Sergipe-Alagoas) / Andressa Yumi Portella - Rio de Janeiro: UFRJ / IGeo, 2016.

xvi, 87 p. : il.; 30cm

Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia, 2016.

Orientadores: Leonardo Borghi, Marcelo Mendes

Geologia. 2. Geologia Sedimentar – Trabalho de Conclusão de Curso. I. Borghi, Leonardo; Mendes, Marcelo. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Departamento de Geologia. III. Título.

“It’s impossible,” said pride
“It’s risky,” said experience
“It’s pointless,” said reason
“Give it a try,” whispered the heart.

(Unknown)

“Entrego, confio, aceito e agradeço.”

Agradecimentos

Agradeço aos meus orientadores Marcelo Mendes e Leonardo Borghi pela oportunidade de trabalhar em uma área tão inovadora e interessante quanto a de estudo de fraturas em rochas carbonáticas, pelas discussões acerca do tema e ajuda na elaboração desse trabalho, principalmente de alguns dos gráficos e perfis elaborados por Marcelo Mendes, além de tornarem possível a apresentação do mesmo em eventos científicos;

Ao Projeto SACL (Sergipe-Alagoas Carbonate Laboratory), apoiado pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP) e pela empresa BG E&P Brasil, pela aquisição do material de estudo e custeio de análises realizadas, dentre eles a testemunhagem e a perfilagem no poço 2-SMC-1-AL e os ensaios de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta em plugues do testemunho, e à empresa InterCement, pela permissão na execução do poço de sondagem;

À professora Jane Lopes pelas excelentes discussões sobre processos de diagênese e de formação de estilólitos e brechas de colapso presentes no testemunho, além de ajuda em lâminas petrográficas;

Ao professor Rudolph Trouw pela ajuda inicial na análise de estruturas tectônicas em lâminas delgadas;

Ao professor Patrick Corbett, pelas reflexões sobre alguns dos resultados preliminares e por ceder uma fotografia de uma estrutura de falha em afloramento na área da pedreira;

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar da Universidade Federal do Rio de Janeiro (Lagesed-UFRJ), pela possibilidade de acesso à infraestrutura necessária para a realização do trabalho, e aos amigos de laboratório, por estarem sempre dispostos a ajudar, em especial aos geólogos Bruno Vale pela contínua e importante ajuda com discussões petrofísicas, Douglas Rosa, pelas conversas sobre estruturas de deformações evidenciadas no testemunho estudado, Ariely Luparelli e Amanda Goulart pelas questões faciológicas e de examinação de lâminas petrográficas, Luís Fernando da Silva e Bruno Rafael Santos pela ajuda em variáveis quantitativas e qualitativas na elaboração de gráficos;

À pesquisadora Julia Gale, da *University of Texas at Austin*, por ceder o acesso a artigos tão importantes sobre a influência da diagênese na formação de fraturas;

Aos meus amigos da Superintendência de Definições de Blocos (ANP), principalmente aos geólogos Gabriel Bastos e Jânio Monteiro, aos geofísicos Ildeson Prates, Rodrigo Fernandez, Rodrigo Morelato, André Ferreira e Nathalia Ladeira e à engenheira cartógrafa Tamyres Leal, que muito me incentivaram e participaram de momentos de reflexões geológicas, além de todo o aprendizado durante meu estágio na Agência Nacional do Petróleo;

Aos meus amigos de turma, que são muitos, e tantos outros que fiz pelo meu caminho na Geologia;

E, por fim, porém de fundamental importância, à minha família, pelo apoio incondicional nas épocas de dificuldades encontradas no presente trabalho. Um especial agradecimento ao meu pai, Ronaldo Galvão, pelo incansável apoio aos meus estudos, à minha mãe, Maria Yumiko, por zelo e cuidados, às minhas irmãs Alessandra Yoko e Adriane Harumi, pelas horas de descontração, e à minha avó Dorothy Galvão, por sempre me lembrar de que a fé é necessária.

Muito obrigada a todos!

Resumo

PORTELLA, A. Y. **Caracterização de feições estruturais em um testemunho de sondagem nas coquinas da Formação Morro do Chaves (Bacia de Sergipe-Alagoas)**. 2016. xvi, 87 f. Trabalho Final de Curso (Geologia) – Departamento de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

A caracterização de fraturas em reservatórios carbonáticos é de grande importância no entendimento da produção de campos de petróleo, nos quais o principal meio permoporoso é controlado por estruturas deformacionais rúpteis, as fraturas. A intensidade de fraturamento influencia no fluxo de fluidos dentro de um reservatório, sendo significantes para a capacidade e performance do mesmo. A Formação Morro do Chaves, de idade Jiquiá (Barremiano/Aptiano), é constituída de coquinas intercaladas a siltitos, arenitos e folhelhos, depositados em um ambiente lacustre. Podem ser consideradas análogas a rochas-reservatório de campos localizados nas bacias de Santos e Campos. O estudo foi realizado na Pedreira Atol, no município de São Miguel dos Campos, Alagoas, com o objetivo da caracterização da ocorrência de fraturas nessa formação, através da descrição de testemunhos e lâminas delgadas. Os dados adquiridos foram tratados estatisticamente e correlacionados a diferentes aspectos litológicos, texturais (ligadas a porosidade, dissolução e cimentação) e petrofísicos (a partir de dados de ensaios de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta de plugues e curvas de perfis petrofísicos). Assim, foram identificados quatro fatores geológicos que podem ter um papel importante no controle da formação de fraturas: composição, argilosidade, porosidade e presença prévia de estilólitos. Dentre as características relacionadas à maior ocorrência de fraturas nessas rochas, estão: litologias com pouco conteúdo de argila, maior cimentação, menor porosidade, e por vezes com presença de estilólitos. Este estudo representa o primeiro passo para a modelagem de fraturas como suporte para estudos de geomecânica e a simulação de fluxo em reservatórios carbonáticos complexos fraturados.

Palavras-chave: coquinas; fraturas; testemunho.

Abstract

PORTELLA, A. Y. **Structural features characterisation from coquinas cores of the Morro do Chaves Formation (Sergipe-Alagoas Basin)**. 2016. xvi, 87 p. Undergraduate thesis (Geology) – Geological Sciences Department, Geosciences Institute, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

Fracture characterisation in carbonate reservoirs is of great importance in understanding the production of petroleum fields, in which the main flow path is controlled by brittle deformational structures (fractures). The intensity of fracturing influences the fluid flow in the reservoir, being significant to flow capacity and performance. The Morro do Chaves Formation, Jiquiá local stage (Barremian/Aptian), is composed of coquinas interbedded with siltstones, sandstones and shales deposited in a lacustrine environment. They can be considered analogous to reservoirs in oil fields located in the Santos and Campos basins. The study was carried out in the Atol Quarry, São Miguel dos Campos, Alagoas, and it aimed to characterise fracture occurrence in this formation, by using cores and thin section description. The acquired data was treated statistically and correlated to different lithological, textural (porosity, dissolution and cementation) and petrophysical aspects (from effective porosity and absolute permeability test data obtained from plugs and petrophysical logs). From this, five geological factors that could have an important role in controlling the formation of fractures were identified: composition, shaliness, porosity, cementation and prior presence of stylolites. The characteristics related to higher occurrence of fractures in these rocks are: lithologies with low clay content, a higher cementation, lower porosity, and sometimes with the presence of stylolites. This study represents the first step in fracture modeling as the support for geomechanical studies and flow simulation in complex fractured carbonate reservoirs.

Key-Words: coquinas; fractures; core samples.

Lista de Figuras

Figuras 1 – Mapa de localização da área de estudo (ALENCAR, 2016).	3
Figura 2 – Desenho esquemático de diferenças de geometria entre fraturas naturais (WILSON apud WILLIAMS, 2008).	6
Figura 3– Fotomicrografia de fábrica cataclástica em carbonatos de zona de falha.	8
Figura 4 - Arcabouço estrutural generalizado da Bacia de Sergipe-Alagoas (LANA, 1990).	14
Figura 5 – Desenho esquemático representando o contexto tectônico e deposicional da Formação Morro do Chaves (TEIXEIRA, 2012).	15
Figura 6 – Mapa estrutural da base da Discordância Pré-Aratu, com as principais falhas da área indicadas (BORBA <i>et al.</i> , 2011).	16
Figura 7 – Falha N28E com componente de movimento lateral dextral pós-deposicional (KINOSHITA, 2007).	17
Figura 8 – Corte E-O de dois falhamentos de direção N-S, sindeposicionais. (KINOSHITA, 2007).	18
Figura 9 – Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas (CAMPOS NETO <i>et al.</i> , 2007).	22
Figura 10 - Panorama da pedreira Atol, afloramento de rochas carbonáticas da Fm. Morro do Chaves (KINOSHITA, 2007).	23
Figura 11 – Modelo evolutivo da deposição de carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves (AZAMBUJA <i>et al.</i> , 1998).	25
Figuras 12 - Fraturas aberta, parcialmente aberta e fechada.	27
Figura 13 – Brecha encontrada a 147,2 metros.	28
Figura 14 – Fotomicrografia de brecha de intervalo 148,80 m sem estruturas tectônicas evidentes.	29
Figura 15- Falha com deslocamento centimétrico em estudo anterior a esse trabalho	30
Figuras 16 – (a) a (e) estruturas de falhas encontradas em testemunhos.	30
Figura 16 (f) – Lâmina delgada de argilito laminado exibindo falha sub-vertical, com preenchimento de material argiloso.	31
Figura 17 – Hipótese de Estratigrafia Mecânica a partir de testemunhos.	33
Figura 18 – Gráfico Tipo de Litologia <i>versus</i> Número de Fraturas Observadas (fácies extraídas de BORGHI, 2015).	35
Figura 19 – Registro de falha a 70,50 metros de profundidade, em diferentes escalas.	36
Figuras 20 (a) e (b) - Fraturas controladas por litologia encontradas no testemunho a 53,78 e a 32,97 metros.	37
Figura 21 – Gráfico de Porosidade <i>versus</i> densidade de fraturas.	38
Figura 22 – Gráfico de Densidade (parâmetro extraído a partir de perfil petrofísico) <i>versus</i> Densidade de Fraturas.	39
Figuras 23 – Exemplos de estilolitos encontrados nos testemunhos estudados.	40
Figura 24 – Estilolito horizontal próximo à fratura em lâmina.	41

Figuras 25 (a) – estilolito vertical que sofreu posterior dissolução, com criação de porosidade vugular, o que favorece a condução de fluidos; (b) – fratura que se desenvolveu no plano do estilolito.	41
Figura 26 – Gráfico de média móvel para Densidade de Fraturas <i>versus</i> Profundidade.	42
Figura 27 – Gráfico Frequência Acumulada de Fraturas <i>versus</i> Profundidade comparado com curva de perfil de raios gama.	43
Figura 28 – Gráfico Porosidade <i>versus</i> Permeabilidade, com amostras especificadas conforme litofácies.	45
Figura 29 – Gráfico Porosidade <i>versus</i> Permeabilidade.	46
Figura 30 - Lorenz Plot, ou gráfico de Porosidade Acumulada <i>versus</i> Permeabilidade Acumulada.	48
Figura 31 – Perfis de Raios Gama, potencial espontâneo, porosidade, cáliper, perfil de fácies.	49
Figura 32 – Exemplo de amostra de testemunho (134,3 m de profundidade) com óleo residual confinado sob argilito e dentro de porosidade intrapartícula.	63
Figura 33 – Principais tensores atuantes na criação de fraturas, extraído de BRATTON (2006).	63
Figura 34 – Gráfico de deformação <i>versus</i> tensão (FOX <i>et al.</i> , 2013).	63
Figura 35 – Ilustração esquemática da relação entre tensões, deformações e módulo elástico em compressões uniaxial, de cisalhamento e volumétrico (ZOBACK, 2010 <i>apud</i> FOX <i>et al.</i> , 2013).	64
Figura 36 – Deformações transversal e longitudinal (FOX <i>et al.</i> , 2013).	65
Figura 37 – Comportamento rútil e dúctil em gráfico <i>strain versus</i> tensão (FOX <i>et al.</i> , 2013).	66
Figura 38 – Regimes de falhamentos e magnitudes de tensões relativas a eles (FOX <i>et al.</i> , 2013).	67
Figura 39 - Fraturas confinadas a camadas mecânicas cujos limites são definidos por contatos litológicos (GROSS, 1993).	69
Figuras 40a – Processos de fraturamento de extensão intragranular e <i>chipping</i> ocasionaram diminuição dos tamanhos dos grãos; 40b – processo de fraturamento por cisalhamento pode ser observado.	70
Figura 41 – Histograma Litologia <i>versus</i> Intensidade de Fraturas pra rochas carbonáticas. (SINCLAIR, 1980).	71
Figura 42 – Efeito da composição mineral na resistência de testemunhos e amostras de afloramentos (NELSON, 2001).	72
Figura 43 – Variação de parâmetros mecânicos de diferentes argilitos do Campo de Huoshaoshan, Bacia de Junggar, China (DING <i>et al.</i> , 2012).	74
Figura 44 – Relação entre espaçamento de fraturas (D) e espessura da camada (T), apresentada por diferentes autores, exemplos extraídos de Wu e Pollard (1995).	75
Figura 45 - Intensidade de fraturas medidas em afloramentos e percentual de porosidade (NELSON, 2001).	76
Figura 46 – Diagrama esquemático mostrando geometria relacionada a estilolitos, <i>tension gashes</i> , juntas de alívio de carga (devido ao método de testemunhagem) e o paleo-estado de tensões responsável por essas estruturas (NELSON, 1981).	79
Figura 47 – Desenho esquemático dos estados de tensões para estilolitos paralelos ao acamamento e estilolitos tectônicos (EBNER <i>et al.</i> , 2010).	80
Quadros	
Quadro 1 – Ocorrências de estruturas indicativas de falhas encontradas no testemunho.....	31

Sumário

Agradecimentos	viii
Resumo	ix
<i>Abstract</i>	x
Lista de Figuras	xi
Agradecimentos	viii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Apresentação	1
2 MATERIAIS	3
3 MÉTODOS	5
3.1 Descrição de testemunho	5
3.2 Análise de fatores de controle de fraturas	7
3.3 Análise petrográfica	7
3.4 Dados de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta de plugues	9
3.5 Confeção de gráficos	9
3.6 Análise de perfis petrofísicos	11
4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS	12
4.1 Aspectos gerais	12
4.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica	13
4.3 Contexto geológico local	15
4.4 Evolução Estratigráfica	19
4.5 Formação Morro do Chaves	23
5 RESULTADOS	27
5.1 Descrição de Testemunho	27
5.1.1 Tipos de fraturas encontradas	27
5.1.2 Brechas	28
5.1.3 Falhas	29
5.1.4 Estratigrafia Mecânica	33
5.2 Controles Geológicos na Formação de Fraturas	34
5.2.1 Composição	34
5.2.2 Argilosidade	38
5.2.3 Porosidade	39
5.2.4 Presença Prévia de Estilolitos	40
5.3 Gráficos	42
5.3.1 Média Móvel de Densidade de Fraturas <i>versus</i> Profundidade	42
5.3.2 Frequência Acumulada de <i>Fraturas versus</i> Profundidade	43
5.3.3 Gráfico Porosidade <i>versus</i> Permeabilidade	44
5.3.4 <i>Lorenz Plot</i>	45
5.4 Análise Petrofísica	46
5.5 Potencial Reservatório e Classificação de Tipo de Reservatório	49

6 CONCLUSÕES	51
7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	52
APÊNDICE A – Reservatórios naturalmente fraturados	57
A1 Fraturas naturais	57
A2 Reservatórios naturalmente fraturados	58
A.2.1. Componentes de reservatórios fraturados	59
A.2.2 Sistema de classificação de reservatórios naturalmente fraturados	59
APÊNDICE B – Geomecânica	62
B.1 Tensão	62
B2 <i>Strain</i>	63
B3 Módulo de Young (ou de elasticidade)	64
B4 Coeficiente de Poisson	65
B5 Resistência de rochas e ruptura	65
B6 Regimes de falhamento relacionados a tensões	66
B7 Quantificação de fraturas	66
B7.1 Intensidade de fraturas	66
B7.2 Espaçamento de fraturas	67
APÊNDICE C - Estratigrafia mecânica	68
C1 Camada mecânica controlada por litologia	68
C2 Limite mecânico de camadas	69
APÊNDICE D - Microtectônica em Rochas Carbonáticas	70
APÊNDICE E - Controles Geológicos na Formação de Fraturas	71
E1 Composição	71
E2 Argilosidade	73
E3 Espessura da camada	74
E4 Porosidade	76
E5 Cimentação	76
E6 Diagênese	77
E7 Presença Prévia de Estilólitos	79
APÊNDICE F - Outros Fatores Importantes Relacionados a Reservatórios Fraturados	82
F1 Orientação de fraturas	82
F2 Conectividade de Fraturas	82
F3 Carstificação	83
F4 Processos de Brechação	84
APÊNDICE G - Conceitos de Estatística	86
G1 Coeficiente de Correlação de Pearson	86
G2 <i>Lorenz Plot</i>	86
G3 Média Móvel	87

1 INTRODUÇÃO

1.1 Apresentação

A caracterização de fraturas em reservatórios naturalmente fraturados é de grande importância para o conhecimento do fluxo de fluidos devido a sua grande influência na porosidade e permeabilidade, que podem controlar a produtividade.

A maioria de reservatórios existentes no mundo contém fraturas naturais, e o grau de fraturamento tem forte influência no fluxo de fluidos dentro de um reservatório, além de serem significantes, segundo Stearns e Friedman (1972), para a capacidade e performance do reservatório. Alguns dos maiores reservatórios de hidrocarbonetos do mundo são reservatórios carbonáticos naturalmente fraturados do Oriente Médio, México e Cazaquistão. Em muitos casos, esses reservatórios têm os três tipos de sistemas de porosidade: de fratura, de matriz e de *vugs*, podendo ser conectados ou isolados (BRATTON *et al.*, 2006). Nas últimas quatro décadas, o estudo da ocorrência de fraturas relacionadas ao tipo de rocha, à espessura das camadas e aos campos de tensões regionais recebeu ampla atenção em diversos trabalhos (EICHHUBL e BEHL, 1998), principalmente em rochas carbonáticas, já que estas compõem importantes reservatórios petrolíferos no mundo.

Descobertas recentes de hidrocarbonetos em rochas carbonáticas lacustres do Pré-sal, presentes nas margens atlântica brasileira e africana, têm aumentado o interesse, tanto na indústria quanto na comunidade acadêmica, sobre o estudo destes complexos reservatórios. Neste contexto, afloramentos de coquinas da Formação Morro do Chaves na Bacia de Sergipe-Alagoas têm um papel importante a desempenhar no estudo de reservatórios análogos de grandes bacias produtoras, como Santos e Campos, segundo autores como Kinoshita (2007), Corbett *et al.* (2013) e Câmara (2013).

A Formação Morro do Chaves, de idade Jiquiá (Barremiano/Aptiano), é constituída majoritariamente por coquinas, intercaladas a siltitos, arenitos e folhelhos, depositados em um paleoambiente lacustre. O testemunho analisado neste trabalho, extraído da Pedreira Atol, está

localizado próximo a uma zona de falha, que imprime evidências de fraturamento e falhamento no intervalo de rocha testemunhado, tais quais as fraturas, e há ocorrências de óleo residual em testemunhos.

Este trabalho tem como objetivo descrever estruturas presentes em um testemunho e em lâminas petrográficas a fim de identificar os fatores que controlam as fraturas naturais presentes nas coquinas da Formação Morro do Chaves e, de forma complementar, correlacionar tais fraturas com atributos petrofísicos.

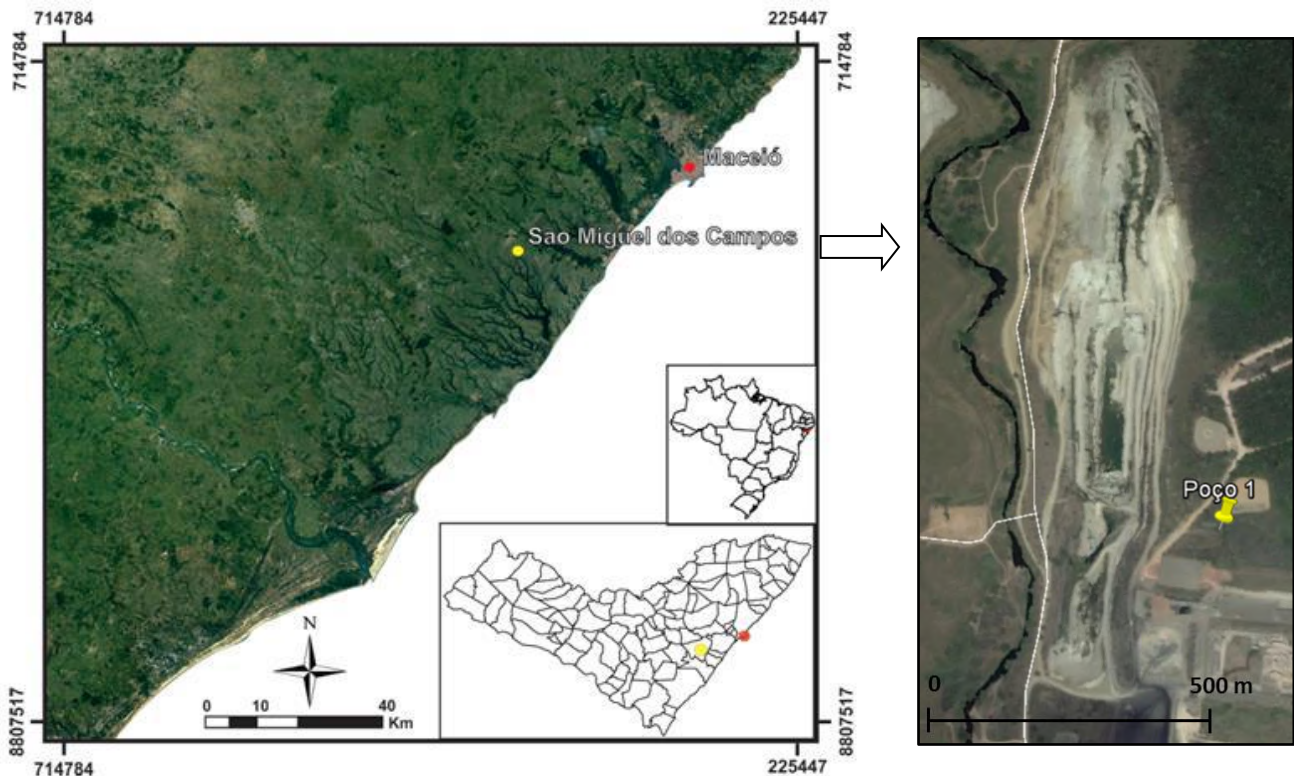
Deve-se ressaltar que o estudo de fraturas em coquinas ainda é muito incipiente no Brasil devido à falta de integração dos dados geológicos estruturais com sedimentológicos e mecânicos de rocha. Sendo assim, o presente estudo é o primeiro passo para o desenvolvimento de modelagem de fraturas e condução de fluido em reservatórios tipicamente fraturados, principalmente de coquinas.

2 MATERIAIS

Para o presente estudo, o material principal foi o testemunho não-orientado do poço 2-SMC-1-AL, perfurado como parte do projeto SACL (Sergipe-Alagoas Carbonate Laboratory), sendo esse uma parceria entre o Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ e a empresa BG Group.

As rochas que compõem o testemunho foram extraídas da Pedreira Atol, atualmente explorada pela empresa InterCement, localizada na cidade de São Miguel dos Campos, a aproximadamente 70 quilômetros da cidade de Maceió, no estado de Alagoas (figura 1a). A Pedreira Atol é conhecida por ser um importante local de ocorrência da Formação Morro do Chaves, muito estudada por diversos autores.

As coordenadas geográficas do poço testemunhado são $9^{\circ}45'37.76''\text{S}$ e $36^{\circ}9'10.77''\text{O}$, nas proximidades da cava da mina (figura 1b). Foi utilizada a sonda MACH 1200 para a perfuração, com recuperação de testemunhos de 6,4 cm de diâmetro.



Figuras (1a) – Mapa de localização da área de estudo (ALENCAR, 2016); (1b) - Imagem de satélite da localização da Pedreira InterCement (modificada de imagem do Google Earth). Está indicada a localização do Poço 2-SMC-1-AL.



A etapa de sondagem foi interrompida na profundidade de 153 metros, muito acima do esperado, devido à ocorrência de desabamento do poço, com muita perda de fluidos de perfuração em uma zona de intenso fraturamento. O fator de recuperação foi de aproximadamente 97%.

Além do testemunho, foram utilizados também outros materiais no presente trabalho, sendo eles: 5 lâminas petrográficas, que contribuíram para caracterizar os fatores condicionantes na geração de fraturas (composição, argilosidade e presença prévia de estilolitos); dados de ensaios de permeabilidade absoluta e porosidade efetiva de 49 amostras de plugues do testemunho; e perfis geofísicos do mesmo poço (raio gama, potencial espontâneo e sônico).

3 MÉTODOS

Dentre os métodos que foram utilizados para o trabalho, podem ser citados a descrição de testemunhos, a análise de fatores de controle de fraturas e petrográfica, dados de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta obtidos de plugues, a confecção de gráficos e a interpretação de perfis petrofísicos.

3.1 Descrição de testemunho

No Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ (Lagesed), o testemunho foi descrito com ênfase numa caracterização e contabilização de fraturas, com o objetivo de estabelecer relações entre a ocorrência de fraturas e os fatores que controlam a formação das mesmas. Dessa forma, o testemunho foi analisado e detalhado conforme os seguintes critérios:

- 1) Profundidade da estrutura observada, assim como o número da caixa na qual os testemunhos observados se encontravam;
- 2) Existência de feições estruturais como falhas e fraturas;
- 3) Existência de estruturas adicionais, como as de dissolução (*vugs*), compactação (estilolitos horizontais e *dissolution seams*) e de falhamento (brechas tectônicas e estrias de falha);
- 4) Qual o tipo de preenchimento de fraturas e falhas visível em amostra de mão, sendo os mais encontrados os de cristais milimétricos a centimétricos de calcita ou de material argiloso;
- 5) Espessura de fraturas ou estilolitos, no caso de preenchidas ou não-preenchidas, e abertura dessas mesmas estruturas, para o caso das preenchidas por material lamoso ou cimento calcítico;
- 6) Medição de ângulos de fraturas em relação à parede do testemunho (vertical), já que o mesmo foi realizado de maneira não-orientada;
- 7) Quantificação de fraturas, e quantas delas estavam abertas ou fechadas. É considerada fratura aberta aquela em que os lados de cada parede da fratura não têm qualquer conexão, enquanto que as fechadas ou parcialmente fechadas têm conexão;

- 8) Relação das estruturas observadas com fácies sedimentares ou diagenéticas já descritas por trabalhos anteriores realizados no testemunho por Borghi (2015) e Tavares *et al.* (2015), podendo ser divididas em três conjuntos: (1) coquinas compostas por conchas com diferentes graus de retrabalhamento; (2) coquinas com influências diagenéticas e de efeito de compactação; (3) rochas com menor presença de conchas, e com maior composição de material siliciclástico;
- 9) Ocorrência de óleo residual na porosidade de matriz ou de fraturas;
- 10) Observações adicionais não incluídas nas anteriores, como por exemplo inclinação de dentes de estilólitos e composição de litoclastos de brechas.

Para essa descrição, não foram contabilizadas fraturas horizontais ou com superfícies muito arredondadas, causadas provavelmente por processos de perfuração e testemunhagem, tendo sido então classificadas como fraturas induzidas (figura 2). Fraturas preenchidas por cimentos de calcita ou outros materiais (argila não proveniente de lama de perfuração e material de brecha, por exemplo) e com superfícies retas podem ser classificadas como fraturas naturais com maior segurança.

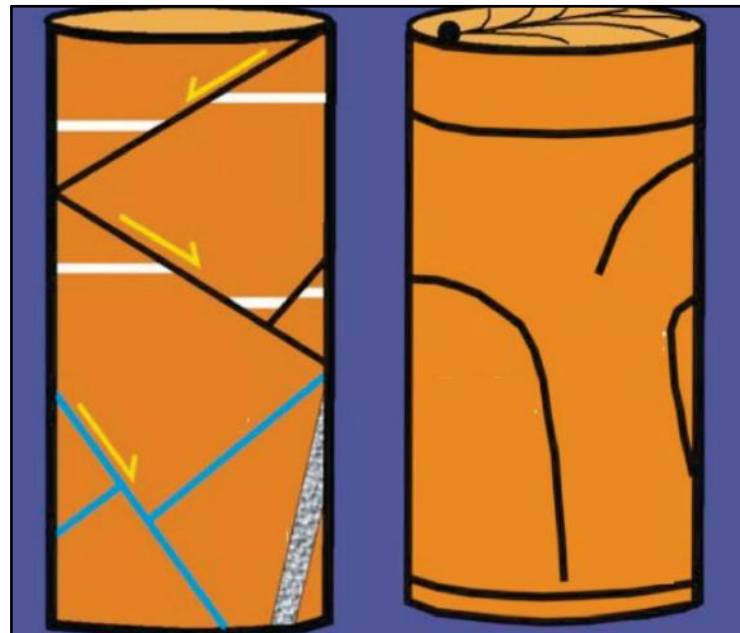


Figura 2 – Desenho esquemático de diferenças de geometria entre fraturas naturais, à esquerda, e induzidas, à direita, em testemunhos (WILSON *apud* WILLIAMS, 2008).

Os 153 metros de testemunho foram descritos, da base para o topo, já que o intervalo basal era a região que mais apresentava fraturas. Foram reconhecidas diversas estruturas durante a etapa de descrição e, conforme a etapa de revisão conceitual avançava, os dados obtidos foram relacionados aos fatores controladores que podem ter ocasionado a formação de fraturas.

Tais dados foram armazenados em planilhas de papel, tendo sido posteriormente digitalizadas, facilitando a posterior etapa de confecção de gráficos.

3.2 Análise de fatores de controle de fraturas

Uma extensa pesquisa bibliográfica sobre fatores condicionantes de formação de fraturas em diferentes litologias também foi realizada, com o objetivo de tentar relacionar quais aspectos podem ter influenciado no aparecimento ou não de fraturas quando o corpo rochoso se encontrava sob um conjunto de tensões. Os fatores que podem influenciar na geração de fraturas são litologia, argilosidade, porosidade, cimentação, espessura de camadas, diagênese, presença prévia de estilólitos, entre outros.

Apesar do material de estudo ser limitado a apenas um testemunho, várias relações descritas pela literatura puderam ser feitas entre fraturas e características litológicas e diagenéticas das coquinas e de outras litologias, enquanto outros não, já que alguns aspectos controladores de fraturas são visualizados melhor em afloramentos.

3.3 Análise petrográfica

Dentre os intervalos de interesse escolhidos a partir da descrição de testemunho, foram selecionadas amostras nas quais foram identificadas fraturas preenchidas ou não-preenchidas, brechas tectônicas ou estilólitos horizontais e verticais para a confecção de 16 lâminas delgadas *oversize* orientadas (de tamanho 7 x 4,5 cm). Essas amostras foram impregnadas com resina epóxi, a fim de impedir que essas estruturas fossem rompidas ou abertas.

Apesar de terem sido analisadas, descritas em microscópio Zeiss Imager.A2m, e fotografadas com o auxílio do *software* AxioVision, apenas três lâminas foram utilizadas efetivamente no trabalho, já que nas restantes não foi possível identificar o material de preenchimento de fraturas ou outras feições estruturais importantes, seja pela não-preservação do material durante o processo de laminação, seja pela escolha das amostras em locais não apropriados para essa preservação.

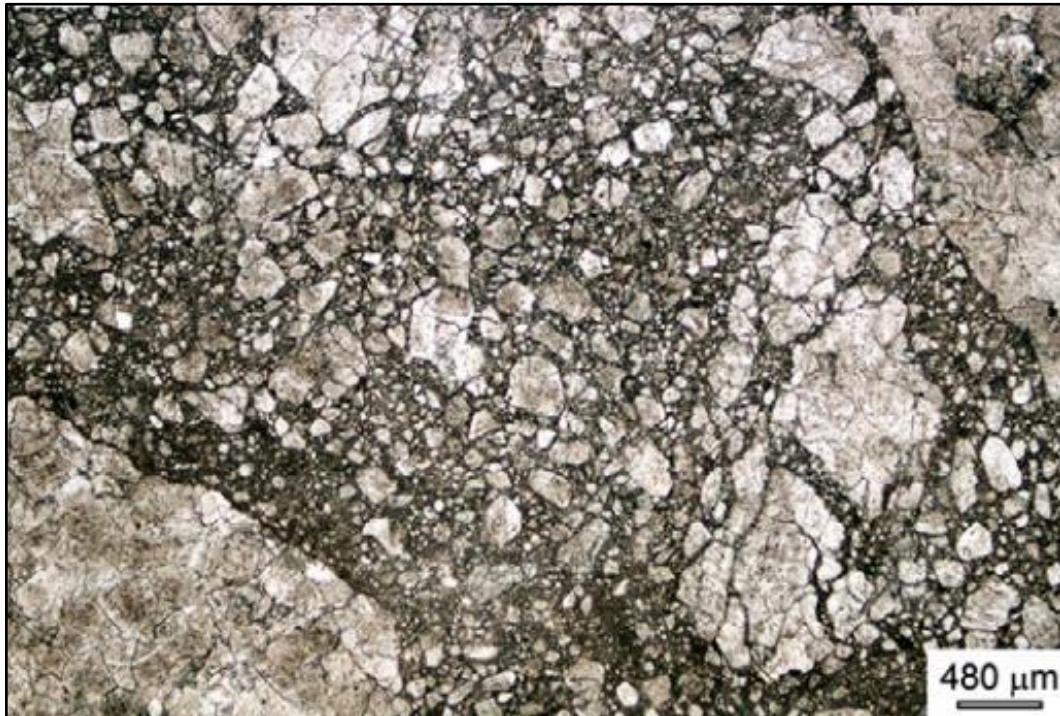


Figura 3– Fotomicrografia de fábrica cataclástica em carbonatos de zona de falha, em lâmina perpendicular à superfície de falha (BILLI, 2010).

Para o reconhecimento de estruturas rúpteis em carbonatos, foi utilizado o trabalho de Billi (2010), que examina lâminas delgadas de carbonatos de zonas de empurrão dos Apeninos centrais que sofreram cataclase, evidenciada pela redução de grãos (figura 3). Explicita também que a cataclase envolve três processos: fraturamento de extensão intragranular, “*chipping*” e fraturamento de cisalhamento. Tais conceitos estão melhor explicados no Apêndice D.

3.4 Dados de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta de plugues

Dados de ensaios de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta foram obtidos a partir de 49 amostras de plugues. Para tais ensaios, as amostras passaram por um processo de preparação com o objetivo de i) extração de hidrocarbonetos e/ou contaminantes (fluido de perfuração), utilizando extratores Soxhlet e tolueno como solvente; ii) secagem em estufa seca a 60°C; iii) remoção de sais utilizando extratores Soxhlet e metanol como solvente; e iv) secagem em estufa seca a 60°C.

As análises de porosidade e permeabilidade foram realizadas segundo as normas API e utilizando os equipamentos CoreLab UltraPore-300 e CoreLabUltraPerm-600, baseados nas leis de Boyle⁽¹⁾ e Darcy⁽²⁾, respectivamente.

(1) Equação da Lei Boyle:

$P_1.V_1 = P_2.V_2$, sendo P_1 a pressão inicial, V_1 o volume inicial; P_2 a pressão final, V_2 , o volume final.

(2) Equação da Lei de Darcy:

$Q = k \frac{h_1 - h_2}{L} A$, sendo Q a vazão; k o coeficiente de permeabilidade; h_1 a carga total no início do fluxo, h_2 a carga total no final do fluxo, A a área e L o comprimento.

3.5 Confeção de gráficos

A partir de dados de descrições de testemunhos e quantificações de fraturas relacionadas à profundidade de ocorrência, quatro gráficos foram confeccionados:

- Média móvel de densidade de fraturas *versus* Profundidade. A ocorrência de fraturas foi quantificada em intervalos de um metro, com variação da profundidade, e a explicação sobre média móvel encontra-se no Apêndice G. Esse gráfico serviu para uma melhor visualização das ocorrências de faturamento em relação à profundidade total do testemunho;
- Frequência acumulada de fraturas *versus* Profundidade. Fraturas abertas e fechadas foram contabilizadas e somadas a graduais número de ocorrências, ordenadas pela profundidade, com o objetivo de perceber diferentes variações de tendência de reta, que podem ser relacionados a comportamentos mecânicos diferentes em camadas diferentes;

- Porosidade *versus* Permeabilidade, sendo esses valores obtidos a partir de dados de ensaios de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta em plugues do testemunho estudado, a fim de quantificar o coeficiente de correlação entre esses dois parâmetros e entender a relação entre eles (origem da porosidade e influência de fraturas na porosidade);
- Lorenz *Plot*, gráfico que relaciona porosidade acumulada com permeabilidade acumulada, ambos os dados em valores de porcentagem, podendo indicar a heterogeneidade de um reservatório.

3.6 Análise de perfis petrofísicos

Por fim, dados de perfis geofísicos perfilados no mesmo poço, sendo eles curvas de perfis de raio gama, potencial espontâneo e de porosidade, extraído da curva de perfil sônico, foram correlacionadas pelo doutorando e orientador deste trabalho, Marcelo Mendes, tendo sido utilizadas para corroborar os dados interpretados nas descrições e gráficos elaborados.

O perfil de raio gama foi correlacionado com o gráfico de Frequência acumulada de fraturas *versus* Profundidade, ajudando a identificar quais níveis existe a presença de materiais mais argilosos com picos anômalos de alta radioatividade.

Os perfis de potencial espontâneo e porosidade, extraído do perfil sônico, foram correlacionados entre si, indicando, a partir do perfil de potencial espontâneo, permeabilidade qualitativa (altos valores ou baixos) e, a partir do perfil de porosidade, valores de porosidade absoluta. Esses dois parâmetros, permeabilidade e porosidade, foram comparados conforme suas inflexões máximas em diferentes profundidades, a fim de caracterizar qual tipo de porosidade (de matriz ou de fraturas) contribuía para a permeabilidade.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS

4.1 Aspectos gerais

A Bacia de Sergipe-Alagoas ocupa a região litorânea dos estados de Sergipe, Alagoas e Pernambuco e a porção marítima adjacente a ela, sendo limitada pelos paralelos 9° e 11° 30'S, aproximadamente. Apresenta uma forma alongada na direção NE, com extensão de 350 km, e corresponde a uma área total de 44.370 km², dentre eles 31.750 km² localizados em mar até a cota batimétrica de 3.000 m e 12.630 km² na parte terrestre.

É classificada como uma bacia de margem passiva, com evolução ligada a uma fase inicial rifte. Seu preenchimento sedimentar ocorreu entre o Jurássico até o Recente e, segundo Falcone (2006), sucessivos eventos tectônicos afetaram tais depósitos, gerando um sistema de falhas e blocos estruturais que, superpostos, compõem a coluna sedimentar da bacia.

Seus limites ocorrem a nordeste pelo Alto de Maragogi com a Bacia Pernambuco-Paraíba, e a sudoeste com a Bacia de Jacuípe, com um limite indiviso (CAMPOS NETO *et al.*, 2007). Autores, como Souza-Lima *et al.* (2002) e Feijó (1994) consideram que a Bacia de Sergipe-Alagoas seria composta pelas sub-bacias de Jacuípe, Sergipe e Alagoas, sendo o Alto de Japoatã-Penedo o limite entre as sub-bacias de Sergipe e Alagoas. Porém, a grande maioria dos autores afirma que essa é uma bacia única, já que esse limite não representa um divisor de bacias, estando restrito à porção de águas rasas da bacia (CAMPOS NETO *et al.*, 2007). Há distinção do preenchimento sedimentar e do estilo tectônico entre as porções sergipana e alagoana que, segundo Feijó e Vieira (1991), deve-se ao embasamento sobre o qual estão assentados: os sedimentos da seção sergipana acumularam-se sobre os metassedimentos do Sistema de Dobramentos Sergipano, e a seção alagoana sobre os granitos e gnaisses do Maciço de Pernambuco.

Apesar dessas diferenças entre si, o preenchimento sedimentar neopaleozoico a jurássico das sub-bacias de Sergipe e Alagoas tem grande similaridade entre si (NOGUEIRA *et al.*, 2003).

4.2 Arcabouço estrutural e evolução tectônica

A Bacia de Sergipe-Alagoas foi implantada sobre a Província Borborema, e esta é composta por diversas faixas móveis brasileiras separadas por maciços interiores, onde afloram complexos gnáissico-migmatíticos do pré-cambriano inferior e médio, retrabalhados no Brasileiro (LANA, 1990).

Seu embasamento é representado por terrenos metamórficos da Faixa Sergipana, de idade neoproterozoica, sendo, na Sub-bacia de Sergipe, correspondentes às rochas metamórficas de baixo grau dos grupos Miaba e Vaza-Barris e metassedimentos cambrianos do Grupo Estância e, na Sub-bacia de Alagoas, granitoides proterozoicos do batólito Alagoas-Pernambuco (FEIJÓ, 1994). A diferença de composição do embasamento implica na estruturação interna da bacia, já que a porção sergipana é mais segmentada e a porção alagoana tem falhas em direções mais variadas (LANA, 1990).

O estudo de Lana (1990) define bem o arcabouço estrutural da bacia, e afirma que a mesma é subdividida em blocos ou compartimentos tectônicos limitados por grandes falhas, sendo em geral um hemi-gráben com mergulho para SE (figura 4). Essas falhas apresentam direções e rejeitos muito variados, e os rejeitos verticais mais expressivos podem chegar a mais de 5 km, e têm direções N45°E (para alinhamento da Charneira de Alagoas e da borda NW da bacia), N-S e ENE (para falhas limites dos compartimentos tectônicos).

As falhas N-S, mais antigas, têm forma escalonada em relação à estruturação da bacia (N45°E), e esse padrão escalonado é frequente para outros elementos estruturais também, como blocos do embasamento mais rasos, depocentros de idade Neocomiana e segmentos de falhas N-S e E-W na Linha de Charneira Alagoas (LANA, 1990).

Algumas seções sísmicas podem indicar a presença de falhas transcorrentes, e o padrão de falhas do início do rifteamento seria decorrente de um regime transtensional sinistral. Porém, as falhas do final do rifteamento, com grandes rejeitos normais e orientação preferencial N30-45°E, são representativas de um rifte que foi gerado por distensão NW-SE (LANA, 1990).

De acordo com Lana (1990) e Szatmari e Milani (1999), a movimentação da Microplaca Sergipana durante o Eocretáceo foi fundamental para a evolução do rifteamento na margem nordeste brasileira, e ocorreu de maneira independente da movimentação dos continentes africano e sul-americano.

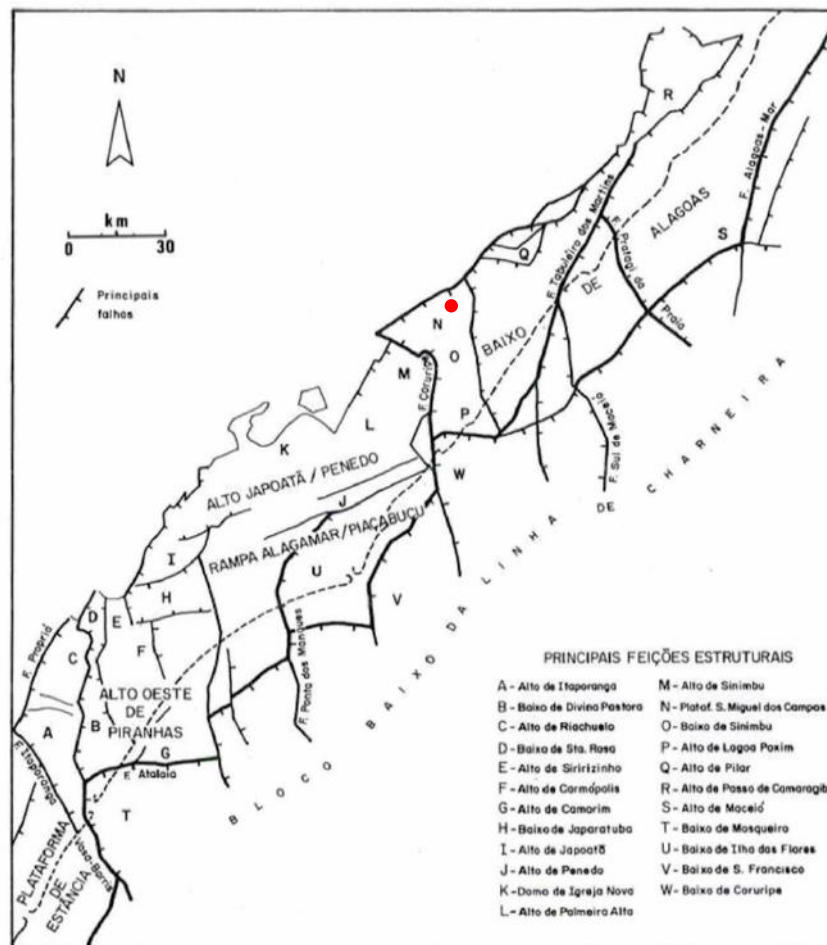


Figura 4 – Arcabouço estrutural generalizado da Bacia de Sergipe-Alagoas, especificando os grandes compartimentos tectônicos e principais feições estruturais (LANA, 1990). Área da Pedreira Atol destacada em vermelho.

O início do rifteamento no Nordeste do Brasil ocorre no início do Eocretáceo devido a uma rotação anti-horária da África em relação à América do Sul, e esse movimento rotacional foi transferido para a Microplaca Sergipana com o mesmo sentido. O resultado desse regime de tensões foram a instalação de um sistema de falhas transcorrentes sinistrais a longo da borda este da microplaca, e o cisalhamento sinistral gerou transtensão no sul da microplaca, formando hemigrábens de orientação NE-SO. Já no norte da microplaca, havia transpressão, gerando estruturas de *pop-up*, produzindo soerguimento e erosão. Tem-se então o contexto tectônico da deposição das coquinas da Formação Morro do Chaves: um rifte compartimentado com hemigrábens de orientação N-S, nos quais se desenvolveram lagos (figura 5).

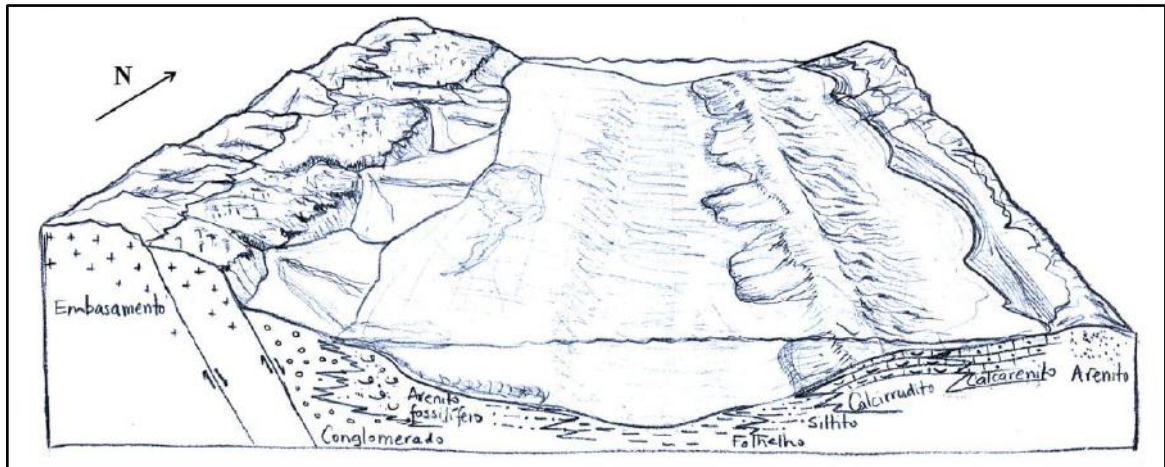


Figura 5 – Desenho esquemático representando o contexto tectônico e deposicional da Formação Morro do Chaves. Na margem ativa, à esquerda, há uma sedimentação predominantemente terrígena em leques deltaicos e na margem flexural, à direita, há sedimentação predominantemente carbonática em plataformas e praias bioclásticas, nas quais havia a atuação de ondas e correntes de tempestade (TEIXEIRA, 2012).

No final do Eocretáceo, há aumento da componente distensional e reativação de falhas transcorrentes NE-SO. Há a formação de linha de charneira Alagoas, de novos depocentros e a separação de um bloco alto a NO e um bloco baixo a SE, consolidando a Microplaca Sergipana no continente Sulamericano provavelmente devido ao aumento da compressão a N e a mudança da direção da extensão.

Na fase final do rifte, no Aptiano, a parte sul da microplaca moveu-se para SE ocasionado pela ação da falha sinistral de Vaza-Barris. No Albiano, ocorre a quebra do continente, com a formação de crosta oceânica e estabelecimento da margem passiva.

4.3 Contexto geológico local

O Campo de Furado, adjacente à área da Pedreira Atol, está inserido na Plataforma de São Miguel dos Campos, considerada um patamar intermediário entre a borda da bacia e o Baixo Regional de Alagoas. Esta plataforma está estruturada sob a forma de um grande anticlinal, com eixo N-S aproximadamente e caimento para sul, sendo formado, de acordo com Borba *et al.* (2001), por degraus separados por falhas de direção nordeste.

O Campo de Furado é dividido em dois compartimentos principais (figura 6): uma estrutura dômica relacionada ao *drag* reverso da falha da borda da bacia, e a área de Fazenda Tomada, um *horst* entre a estrutura dômica e o Campo de São Miguel dos Campos.

Há falhas conjugadas normais que cortam toda essa região, de direção norte-nordeste, além de falhas de transferência de direção noroeste, sendo que a grande maioria das falhas é de idade Alagoas (BORBA *et al.*, 2011).

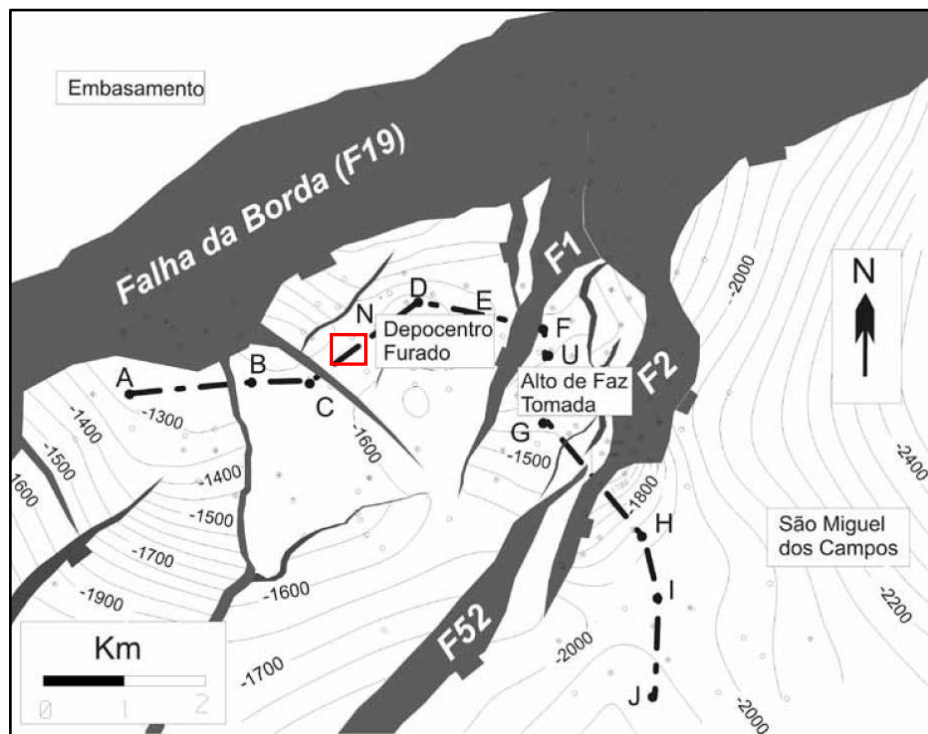


Figura 6 – Mapa estrutural da base da Discordância Pré-Aratu, com as principais falhas da área (BORBA *et al.*, 2011) Área da Pedreira Atol em destaque.

A Falha F19 é a principal falha do sistema de borda, com rejeito de no mínimo 3000 m e direção $N60^{\circ}E$, não estando ativa, possivelmente, na época dos depósitos iniciais de rifte (formações Feliz Deserto, Barra de Itiúba e Penedo), quando o limite da bacia se situava mais a oeste. Foi formada em pulsos mais tardios e intensos do rifte, no Andar Alagoas, e esta interpretação é corroborada principalmente pela ausência de conglomerado e de espessamento considerável de seção junto à falha de borda.

As falhas F2 e F52, de direção N30⁰E, também apresentam rejeito relevante (até 500m), dispostas em padrão de revezamento e conectadas com falhas de menor escala, com mergulho paralelo à falha da borda (35⁰ para sudeste aproximadamente).

A Falha F1 é conjugada às anteriores, e juntas delineam o Alto de Fazenda Tomada. Já as falhas de transferência de direção noroeste acomodam as diferenças de movimentação de falhas de direção norte e nordeste.

As falhas F19 e F1 limitam um gráben, chamado por Borba *et al.* (2011) de Depocentro Furado, apresentando espessamento de estratos desde o final do Andar Rio da Serra, o que sugere tectonismo durante a sedimentação.

Kinoshita (2007) observou falhamentos de direção nordeste na área da pedreira, concentrados entre N-S e N47E, com altos mergulhos, em média de 75 graus. Além disso, há indicações de falhas com movimentação lateral dextral (N28E; figura 7) e transcorrentes (N47E).



Figura 7 – Falha N28E com componente de movimento lateral dextral pós-deposicional (KINOSHITA, 2007).

Foram verificadas também pelo mesmo autor falhas sin-deposicionais com rejeitos normais, de direção N-S. A sedimentação contemporânea às atividades dessas falhas podem ser constatadas pelas diferenças de espessuras das barras de coquinas e camadas de *mudstones*, mas espessas em blocos baixos (figura 8). Há também acunhamentos de camadas de *mudstones* em

direção ao alto estrutural, onde a camada inferior varia lateralmente de *mudstones* (posição B) para *packstones* (posição C).

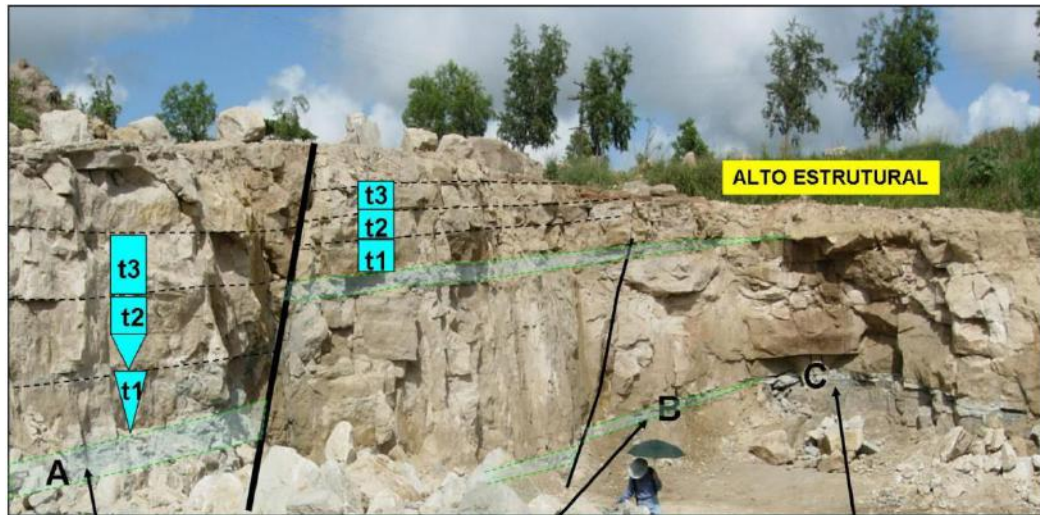


Figura 8 – Corte E-O de dois falhamentos de direção N-S, sin-deposicionais. Observa-se também espessamento de camadas de *mudstones* e coquinas nos blocos baixos (posição A), acunhamento de *mudstones* em direção de alto estrutural e variação lateral de *mudstones* (posição B) para *packstones* (posição C; KINOSHITA, 2007).

Logo, nas proximidades da área da Pedreira Atol há pelo menos duas fases de deformação, uma de idade Jiquiá, sin-sedimentar, e outra de idade Alagoas, sem crescimento, pós-deposicional em relação à Formação Morro do Chaves.

4.4 Evolução Estratigráfica

A evolução estrutural da Bacia de Sergipe-Alagoas teve implicações diretas na estratigrafia da mesma, e o preenchimento sedimentar variou de um compartimento tectônico para o outro, o que configurou em várias sub-bacias. Em cada um desses compartimentos, houve subsidência ou soerguimento de maneira desigual, resultando em distribuição espacial complexa das unidades crono e litoestratigráficas (LANA, 1990).

De um modo geral, o preenchimento sedimentar neopaleozoico e jurássico têm grande similaridade nas duas sub-bacias; os registros pré-aptianos (neocomianos) estão mais desenvolvidos na Sub-bacia de Alagoas; e os registros do Cenomaniano-Turoniano, Coniaciano-Santoniano e Terciário têm maior importância na Sub-bacia de Sergipe (FEIJÓ, 1994).

Dentre as bacias da margem leste brasileira, a Bacia de Sergipe-Alagoas é a que apresenta a mais extensa e completa sucessão estratigráfica de rochas do Mesozoico Superior (SOUZA-LIMA *et al.*, 2002), e seus depósitos representam os estágios evolutivos que ocorreram na margem leste brasileira e que culminaram com a formação do Atlântico Sul (PONTE e ASMUS, 1976), sendo elas: sinéclise, pré-rifte, rifte e drifte. Campos Neto *et al.* (2007) considera que há cinco supersequências, sendo elas Paleozoica, Pré-Rifte, Rifte, Pós-Rifte e Drifte, que foram identificadas a partir de discordâncias regionais e por mudanças na sedimentação e estilos tectônicos (figura 9).

A Supersequência Paleozoica corresponde à sedimentação em uma bacia intracratônica, que preencheu suaves sinéclises de dimensões continentais. É representada pela Formação Batinga (Carbonífero), de depósitos glaciais subaquosos, e pela Formação Aracaré (Permiano), de depósitos de ambientes desértico, litorâneo e deltaico, sob influência de retrabalhamentos eólicos e de ondas.

A Supersequência Pré-rifte corresponde à sedimentação em ambiente tectônico ainda calmo, com uma série de depressões periféricas geradas por soerguimento crustal no Neojurássico, originadas a partir dos primeiros esforços extensionais que culminaram na ruptura do continente Gondwana. Essas depressões são denominadas de depressões afro-brasileiras (PONTE e ASMUS, 1976), que abrigaram sistemas lacustres pouco profundos nos quais foram depositados os folhelhos da Formação Bananeiras e os arenitos flúvio-deltaicos da

Formação Candeeiro, que foram eventualmente invadidos por sistemas fluviais entrelaçados com retrabalhamento eólico que colmataram esse lago, depositando assim os arenitos da Formação Serraria (CAMPOS NETO *et al.*, 2007).

A sedimentação da Supersequência Rifte foi fortemente influenciada pelo intenso falhamento inerente ao processo de ruptura entre as placas continentais sul-americana e africana, e Campos Neto *et al.* (2007) admite que o início do rifte ocorreu no início do Andar Rio da Serra, com a instalação de um sistema lacustre-deltaico da Formação Feliz Deserto durante o Andar Rio da Serra, e seu término, durante o Eoalagoas, com tectonismo muito intenso.

Durante os andares Aratu, Buracica e Jiquiá ocorreu o primeiro pulso tectônico do rifte, e o regime distensional implicou em hemi-grábens escalonados. Na porção sergipana, onde a tectônica rúptil estava restrita na bacia, esse espaço foi preenchido por material proveniente da borda da bacia, gerando os conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga, arenitos fluviais da Formação Penedo e sedimentação deltaico-lacustre da Formação Barra de Itiúba. Na porção alagoana, a sedimentação arenosa fluvial da Formação Penedo ocorria simultaneamente com a deposição deltaico-lacustre da Formação Barra de Itiúba.

A partir do Eojiquiá, o lago foi colmatado pelos sedimentos alúvio-fluviais das formações Rio Pitanga e Penedo. Na porção rasa da Sub-bacia de Sergipe houve a deposição de coquinas de bivalves da Formação Morro do Chaves (CAMPOS NETO *et al.*, 2007).

Entre o Neojiquiá à Alagoas, o tectonismo aumentou de intensidade e propagou-se por toda a bacia. Houve a implementação de um sistema alúvio-deltaico e lacustre da Formação Coqueiro Seco. Na região proximal da Sub-Bacia de Sergipe predominava a deposição de conglomerados aluviais da Formação Rio Pitanga e das coquinas da Formação Morro do Chaves, enquanto que nas porções distais havia a deposição de arenitos e folhelhos deltaico-lacustres da Formação Coqueiro Seco. Na porção alagoana da bacia, os depósitos alúvio-deltaicos e lacustres da Formação Coqueiro Seco prevaleciam sobre os conglomerados aluviais da Formação Poção e os carbonatos e folhelhos da Formação Morro do Chaves.

No Eoalagoas, durante o final do segundo pulso tectônico do estágio rifte, o tectonismo foi bastante intenso e a linha de charneira foi delineada. Houve soerguimento da porção emersa sergipana e parte da porção terrestre alagoana, demarcando uma grande discordância denominada de “Pré-Neo-Alagoas”, e a sedimentação ficou restrita ao bloco baixo da charneira e ao nordeste de Alagoas. Conglomerados de leques alúvio-deltaicos das formações Rio Pitanga

e Poção, além de arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilitos da Formação Maceió foram depositados, e podem ser interpretados como resultado de fluxos gravitacionais em períodos de clima úmido e de grande aporte sedimentar.

A Supersequência Pós-rifte representa a transição de ambiente continental para marinho. Durante o Neo-Alagoas, com o início da subsidência térmica, ocorreu um basculamento para sudeste, o que propiciou a primeira grande incursão marinha e a deposição dos sedimentos da Formação Muribeca.

Esta sequência é composta por siliciclásticos grossos do Membro Carmópolis, evaporitos, microbiais e folhelhos do Membro Ibura, bem como intercalações de folhelhos e calcilitos do Membro Oiterinhos, pertencentes à Formação Muribeca.

A Supersequência Drifte representa a instalação progressiva de condições oceânicas, variando entre depósitos marinhos restritos iniciais a depósitos de mar aberto posteriormente. Houve o estabelecimento de sedimentação marinha franca da Formação Riachuelo durante o fim do Andar Alagoas. Essa formação se subdivide em Membro Angico, de deposição de rochas siliciclásticas grossas a partir de leques deltaicos nas bordas da bacia, Membro Maruim, com registros de sedimentação em rampa carbonática, e do Membro Taquari, de depósitos de calcilitos e folhelhos de lagunas de talude.

Durante um grande evento transgressivo do Neocenomaniano ao Coniaciano, ocorreu a deposição de sedimentos em uma rampa carbonática, que correspondem a calcilitos, folhelhos e margas da Formação Cotinguiba. No final do Coniaciano, um rebaixamento do nível do mar gerou o desenvolvimento da discordância Sub-Formação Calumbi, e foi seguido por um evento transgressivo que afogou o sistema carbonático e originou a deposição de siliciclásticos das formações Marituba, na porção proximal, e Calumbi, na porção distal. No início do Terciário, calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro começaram a se acumular na borda da plataforma siliciclástica, e essa sedimentação continuou a ocorrer até o recente, subordinada a ciclos regressivos e transgressivos de baixa amplitude. Ocorreu também o depósito dos sedimentos costeiros da Formação Barreiras na porção terrestre da bacia a partir do Plioceno, a partir de um evento regressivo global.

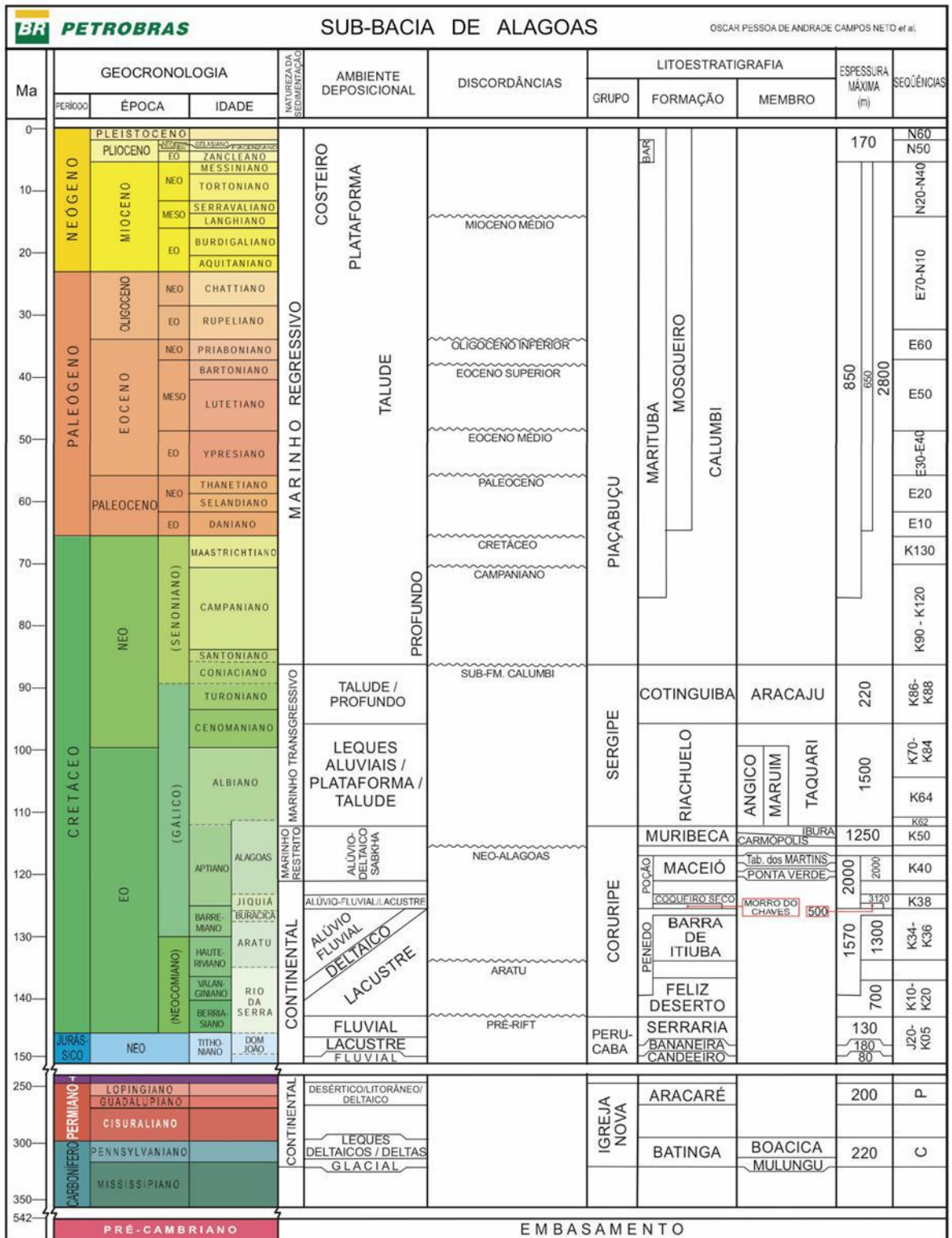


Figura 9 – Carta estratigráfica da Sub-bacia de Alagoas (CAMPOS NETO et al., 2007).

4.5 Formação Morro do Chaves

A Formação Morro do Chaves é definida como uma sucessão de coquinas intercaladas a folhelhos, siltitos, e arenitos de idade Jiquiá (figura 10). Juntamente com as formações Rio Pitanga e Barra de Itiúba, essas sucessões compõem os depósitos da fase rifte da bacia e correspondem ao primeiro pulso tectônico desse evento (CAMPOS NETO *et al.*, 2007).



Figura 10 - Panorama da pedreira Atol, afloramento de rochas carbonáticas da Fm. Morro do Chaves (KINOSHITA, 2007).

Esta unidade apresenta quatro principais grupos de fácies, sendo eles: (1) fan deltas associados à borda de falha nordeste da bacia, com conglomerados retrabalhados por ondas; (2) arenitos com bivalves; (3) espessas camadas de coquinas; e (4) folhelhos lacustres (AZAMBUJA *et al.*, 1998). Tavares (2015) também considera que essas coquinas não são formadas exclusivamente por conchas e fragmentos de conchas, já que contém alta quantidade de material siliciclástico, atingindo por vezes valores acima de 50%.

Quanto à posição estratigráfica em relação a unidades adjacentes, encontra-se sobreposta de forma concordante a rochas siliciclásticas da Formação Penedo. Já o contato superior com a Formação Coqueiro Seco é gradacional, o que indica um aumento progressivo da entrada de sedimentos terrígenos na bacia com o estabelecimento de sistemas aluviais e flúvio-deltaicos (AZAMBUJA *et al.*, 1998).

Já no aspecto paleontológico, há a ocorrência de coquinas contendo bivalves, e os folhelhos orgânicos intercaladas a elas são também ricos em ostracodes (KINOSHITA, 2007) e fragmentos de peixes (GALLO *et al.*, 2009).

Dentre os processos tafonômicos e biológicos de formação dessas coquinas, a concentração de fósseis é considerada mista, já que três processos diferentes contribuíram para sua geração, sendo eles: biogênico, sedimentar e diagenético (TAVARES, 2014; KIDWELL *et al.*, 1986). Conchas de diferentes tamanhos e graus de fragmentação ocorrem nessas rochas, e há poucas conchas inteiras, o que sugere origem alóctone ou parautóctone (TEIXEIRA, 2012).

O modelo deposicional da Formação Morro do Chaves, segundo Garcia *et al.* (2010), é de uma sedimentação lacustre no contexto de um rifte, com a progradação de leques aluviais terrígenos coalescentes em lagos. A borda lacustre sofria avanço e recuo devido à influência do tectonismo ou do aumento do nível do lago, recobrando os depósitos terrígenos. Dessa maneira, depósitos arenosos foram intercalados com depósitos conglomeráticos, tais quais os registrados na Pedreira Atol. Segundo Campos Neto *et al.* (2007), a deposição de coquinas de bivalves ocorria durante os períodos de baixo aporte sedimentar. Há ainda a ideia de que os folhelhos foram formados durante períodos que o lago estava raso, devido a presença de gretas de ressecamento no topo de folhelhos. A alta concentração de ostracodes e fragmentos de peixes ocorreram por ação de eventos de tempestade, o que pode ter ocasionado a mistura entre águas anóxicas e oxidantes, gerando extinções em massa no lago (AZAMBUJA *et al.*, 1998).

A Formação Morro do Chaves corresponde a tratos de sistema de lago baixo, transgressivo e de lago alto (figura 11). Campos Neto *et al.* (2007) assinala que a deposição dessas coquinas ocorreu durante os períodos de baixo aporte sedimentar, nas porções rasas da Sub-bacia de Sergipe.

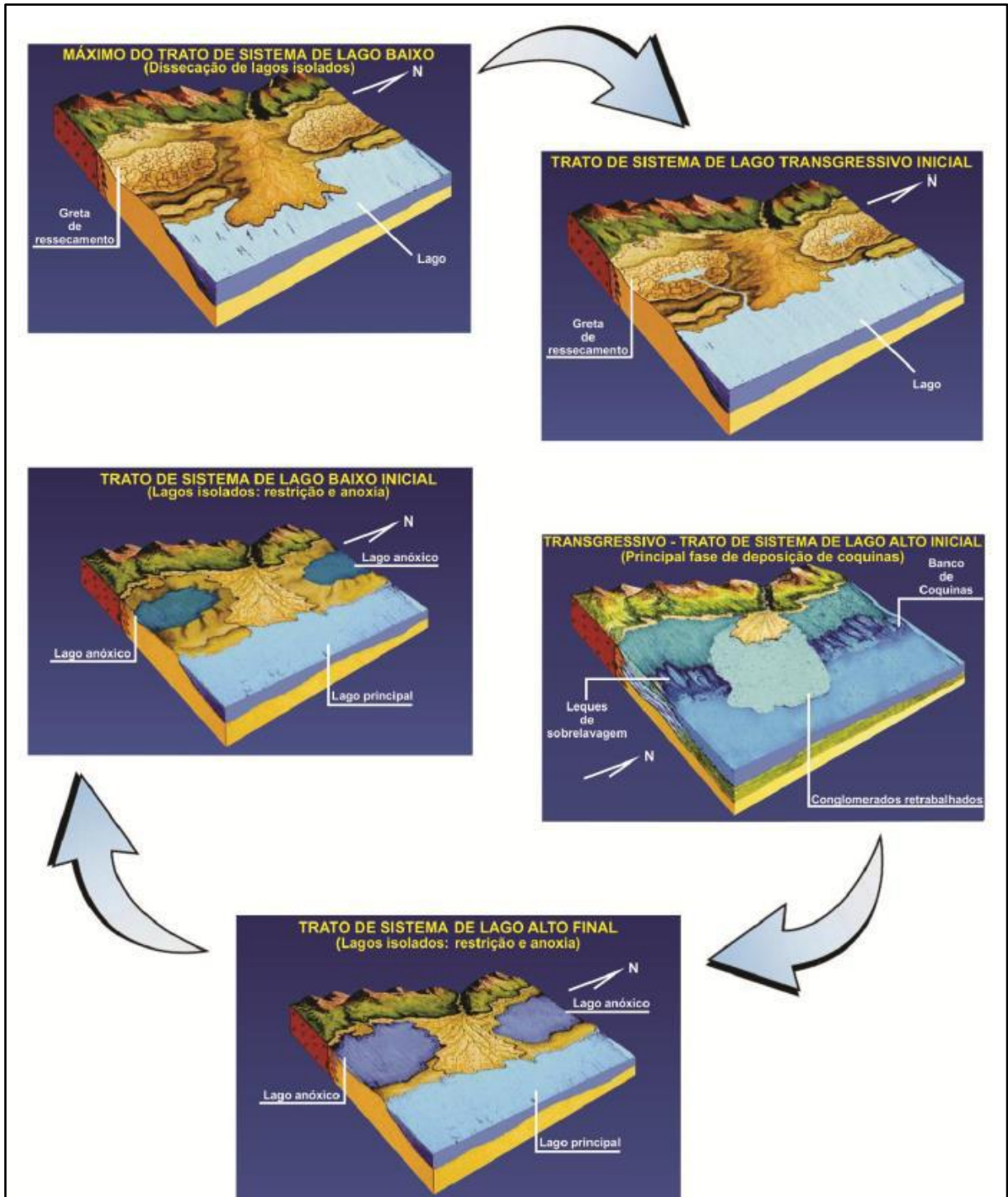


Figura 11 – Modelo evolutivo da deposição de carbonatos lacustres da Formação Morro do Chaves (AZAMBUJA *et al.*, 1998).

A Formação Morro do Chaves tem porosidade média de 15% (PINHO, 2015), e considerando também que há heterogeneidade de valores de porosidade dependendo das fácies em relação à profundidade, a presença de fraturas aumenta consideravelmente a migração de hidrocarbonetos provenientes da Formação Penedo, funcionando como rotas de fluxo de

fluidos. Houve também, de acordo com Garcia (2012) intensa recristalização e cimentação dos bioclastos das coquinas, originalmente de aragonita, o que obstruiu parte da porosidade inicial dessas rochas.

Segundo o estudo baseado em descrições macroscópicas e de caracterização petrográfica de Castro (2011), as coquinas da Formação Morro do Chaves, em termos de valores de porosidade, possuem um bom potencial para reservatório carbonático, apesar de não ocorrerem como rocha reservatório na Bacia de Sergipe-Alagoas.

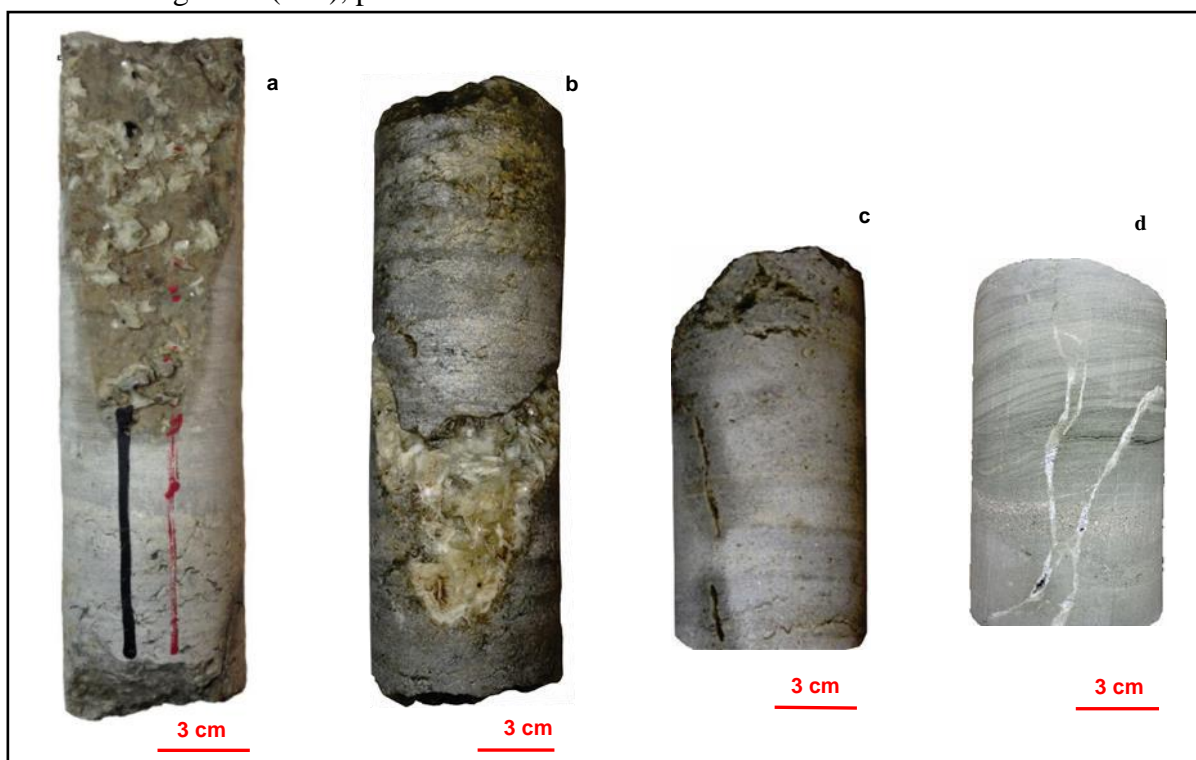
5 RESULTADOS

5.1 Descrição de Testemunho

Foram encontradas na etapa de descrição diversos tipos de fraturas, com processos de dissolução ou precipitação; além de estruturas de compactação, brechas e algumas falhas.

5.1.1 Tipos de fraturas encontradas

Fraturas verticalizadas e preenchidas com cristais milimétricos a centimétricos de calcita predominam entre as estruturas que correspondem às fraturas naturais no testemunho. Dentre elas, há fraturas abertas (figuras 30a e 30b), fechadas (30c) e fraturas em litologias mais arenosas e argilosas (30d), porém de têm menor ocorrência.



Figuras 12 - (a) fratura aberta; (b) – fratura parcialmente aberta; (c) – fratura fechada; 30d – Fratura fechada em material arenoso e argiloso. Todas as fraturas nesses exemplos são preenchidas por cimento calcítico.

Foram quantificadas o número total de fraturas, e quantas delas encontravam-se abertas ou fechadas. Conforme já mencionado anteriormente, foi considerado nesse trabalho que fratura aberta é aquela em que os lados de cada parede da fratura não têm qualquer conexão, enquanto que as fechadas ou parcialmente fechadas têm conexão. Assim, de um total de 299 fraturas contabilizadas, 153 são abertas em testemunho (51,17%) e 146 fechadas (48,83%).

5.1.2 Brechas

Há ocorrências de brechas na parte basal do testemunho (figura 31), nas profundidades de 139,05 m; 147,20 m; 148,05 m; 149,37 m; e 149,60 m,

Muitas delas encontram-se próximas a fraturas verticais, e estas estruturas podem ter



Figura 13 – Brecha encontrada a 147,2 metros.

servido de conduto para fluidos que dissolveram as rochas carbonáticas em algumas zonas, com posterior precipitação desse fluido em outras regiões e a possibilidade de terem influenciado em colapsamentos de rocha e remobilizações de material gerado.

Há também a presença de testemunhos com estrias de falha em posições acima de ocorrências de brechas, que indicam possível movimento transcorrente. Devido a esse fato, podem ser classificadas como brechas tectônicas. A preservação de estrias de em superfícies de fraturas é outro fator preponderante para classificá-las como brechas tectônicas, já que caso um fluido ácido de origem de evento cárstico tivesse percolado pelas fraturas que contém estrias, estas estruturas não poderiam mais ser identificadas, já que teriam sofrido dissolução.

Dentre as evidências favoráveis a brechas de colapso, estão a precipitação de cimentos de composição calcítica em fraturas encontrada em fraturas (como na parte inferior do testemunho da imagem 13), ausência de estruturas rúpteis em lâmina confeccionada em brecha do intervalo 148,80 (figura 14) e a presença de litoclastos de composição muito distintas dos observados nas rochas adjacentes, em

intervalos superiores e inferiores, o que pode indicar material proveniente de colapsamento.

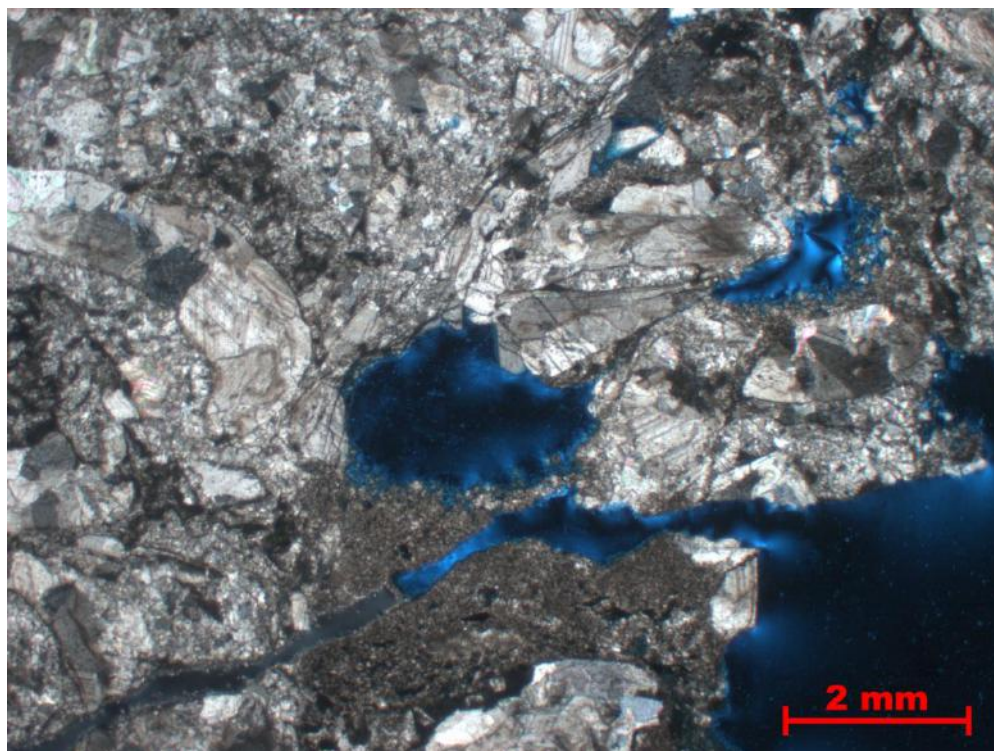


Figura 14 – Fotomicrografia de brecha de intervalo 148,80 m sem estruturas tectônicas evidentes, com provável efeito de compactação (nicóis cruzados, aumento de 1,25 x).

Há, então, maior probabilidade de que essas brechas são de origem tectônica, pelo fato da ocorrência de estrias de falha que não foram dissolvidas ser determinante para a não-percolação de fluidos de eventos cársticos. Ainda assim, estudos adicionais precisam ser feitos nesse testemunho a fim de caracterizar melhor a gênese das brechas.

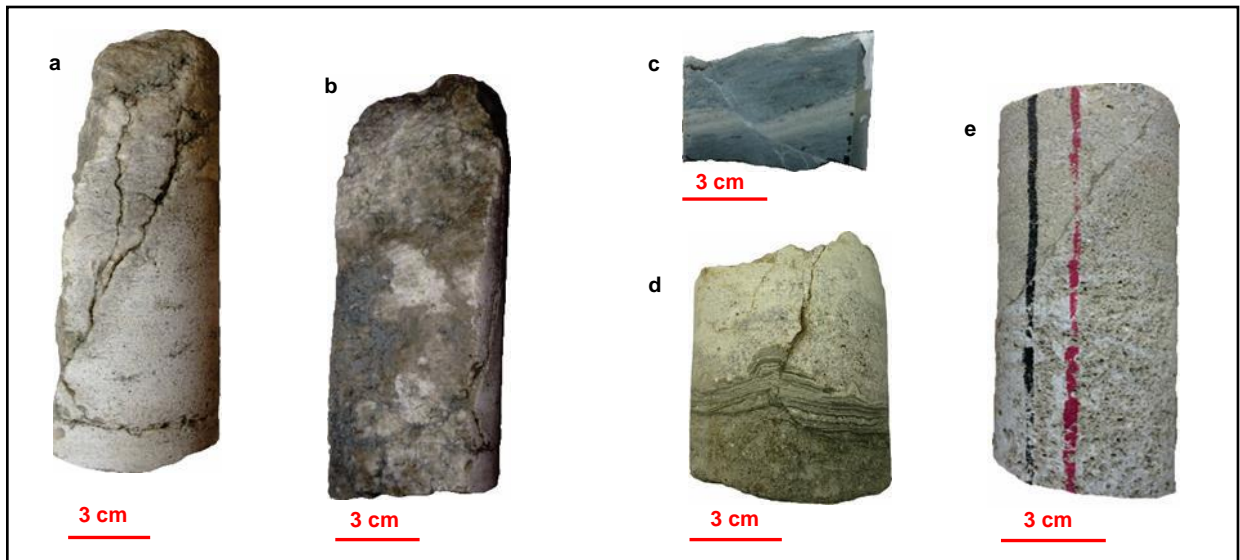
5.1.3 Falhas

Foram observadas seis estruturas, em testemunhos, que deslocavam camadas ou que separavam litologias diferentes em contatos não-horizontais, e provavelmente não sedimentares, sendo uma de geometria em flor positiva. Os dados de descrição seguem em tabela informativa (quadro 1), ilustrados pelas figuras 16a a 16f e 20.

Na área da Pedreira Atol também puderam ser percebidas falhas com deslocamento pouco expressivo, na ordem de centímetros, o que ilustra a dificuldade de um mapeamento dessas estruturas (figuras 15).



Figura 15- Falha com deslocamento centimétrico em estudo anterior a esse trabalho, de reconhecimento da área da Pedreira Atol (foto cedida por professor Patrick Corbett).



Figuras 16 – (a) possível estrutura em flor positiva; (b) seção transversal, com superfície estriada no plano de falha (150,35 m); (c) falha em argilito desloca camada de arenito intercalada (105,67 m); (d) falha desloca argilito laminado (44,45 m); (e) provável falha entre coquina e arenito, mostrando diferença de dissolução entre litofácies (55,15 m).

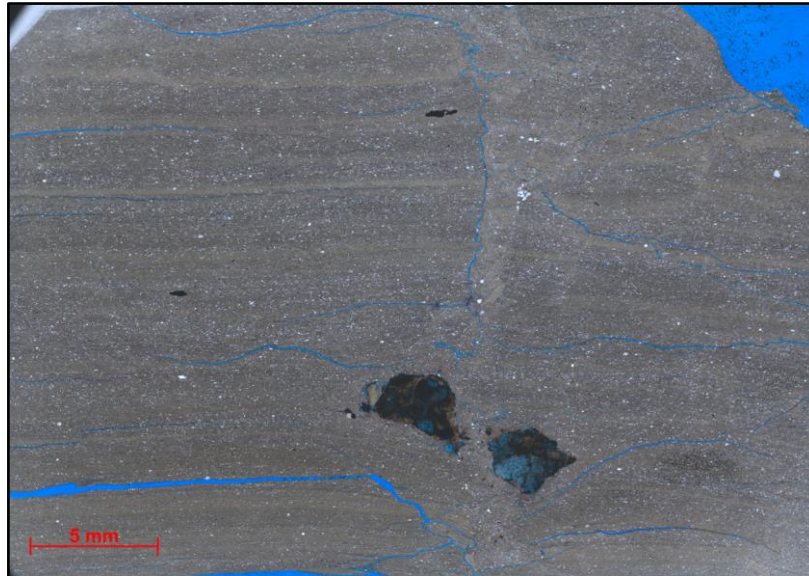


Figura 16f – lâmina delgada de argilito laminado exibindo falha sub-vertical, com preenchimento de material argiloso (48,48 m de profundidade; nicóis paralelos e aumento de 5x).

Quadro 1 – Ocorrências de estruturas indicativas de falhas encontradas no testemunho.

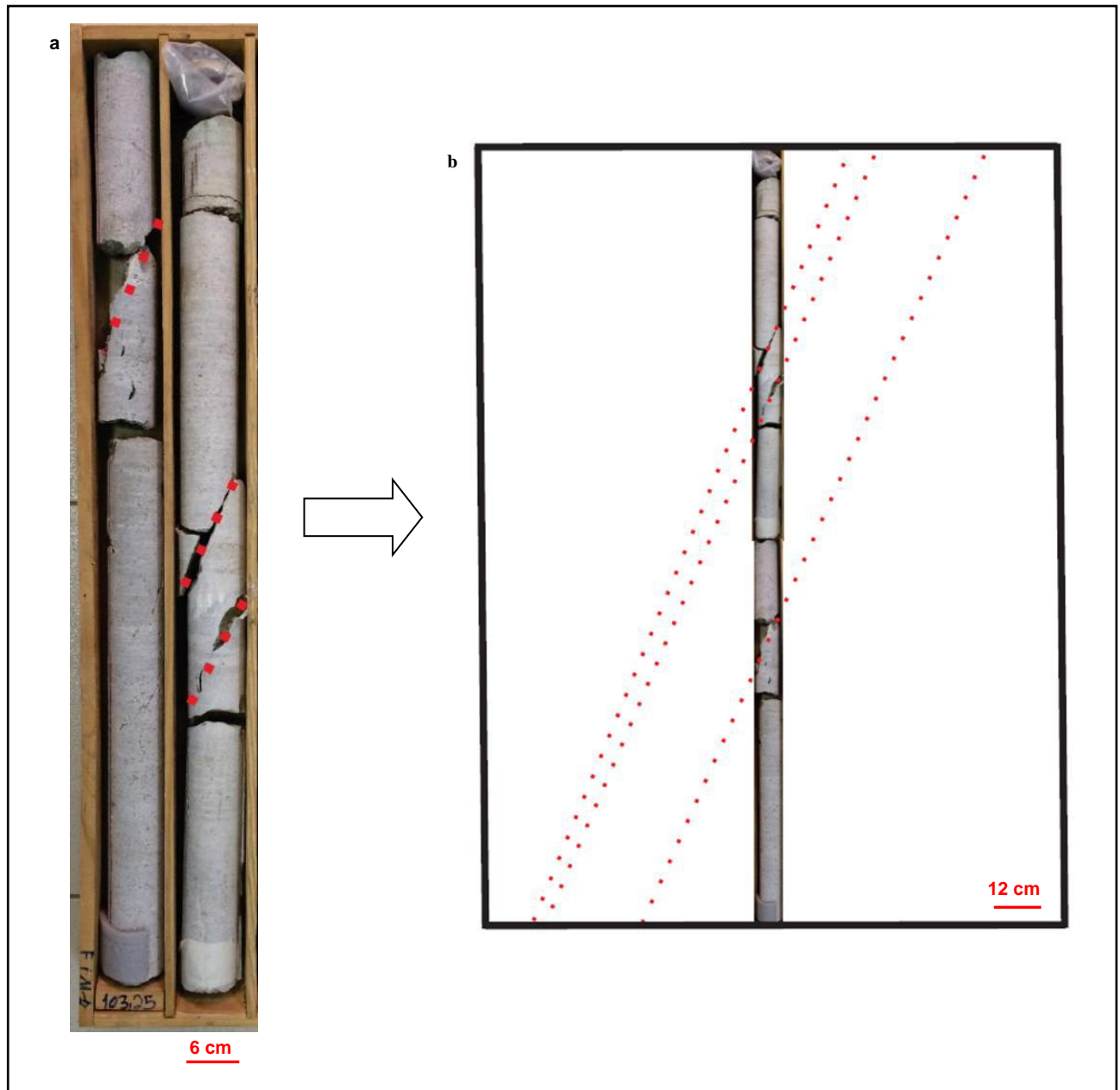
Profundidade (em metros)	Ângulo de mergulho	Litologia	Tipo de falha	Preenchimento	Observações Adicionais
44,45	80 ⁰	Contato arenito/argilito laminado	Reversa	?	-
48,48	80 ⁰	Argilito laminado	Normal	Material argiloso	O material de preenchimento parece ser local
55,15	45 ⁰	Provável contato entre coquina/arenito	?	Gouge?	Diferença de dissolução entre as duas rochas
70,50	45 ⁰	Contato coquina/arenito	?	Gouge de falha (identificado em lâmina delgada)	Foi constatada em lâmina delgada (figura 35)
105,67	45 ⁰	Argilito com camada de arenito intercalada	Normal	Gouge de falha?	Não há abertura macroscópica e não foi produzido lâmina
150,35	80 ⁰	Coquina compactada	Transcorrente	Argila, com espaços não preenchidos	Possível estrutura em flor positiva, com estrias horizontais

Quatro estruturas de falhas apresentaram ângulo de mergulho de 80° , próximo ao valor encontrado por Kinoshita (2007), de 75° . Apesar do testemunho não ser orientado, há o predomínio de falhas de alto ângulo também entre as falhas notadas em testemunho.

Não é possível afirmar categoricamente a qual fase de deformação pertencem essas falhas em relação aos eventos que ocorreram na Pedreira Atol, se são sin-sedimentares ou pós-sedimentares, já que tais estruturas ultrapassam o limite de observação disponível de um testemunho.

5.1.4 Estratigrafia Mecânica

Foram notadas fraturas com o mesmo ângulo de mergulho contidas nas mesmas litofácies. Apesar de o testemunho não estar orientado, este pode ser um indicativo de fraturas confinadas a uma mesma camada mecânica (figuras 17a e 17b).



Figuras 17 – (a) testemunhos exibidos na caixa com fraturas com o mesmo ângulo de mergulho (aproximadamente 75°); (b) caso esses testemunhos sejam organizados da maneira como estariam em afloramento, há a hipótese de fraturas confinadas a camada mecânica, retratada com limites pretos. Reconstrução da ordem dos testemunhos está em escala diferente em relação a testemunhos em caixa.

5.2 Controles Geológicos na Formação de Fraturas

Foram reconhecidos quatro fatores de controle que podem ter um papel importante na formação de fraturas a partir do testemunho estudado, sendo eles: composição, argilosidade, cimentação e presença prévia de estilólitos.

O fator de espessura da camada não foi totalmente identificado, já que este é um parâmetro melhor observado em afloramentos, comparando conjuntos de fraturas confinados em camadas diferentes e contabilizando a intensidade e o espaçamento de fraturas em cada uma, o que fica inviabilizado num testemunho.

O fator de cimentação não pôde ser corroborado devido ao fato de esse ser uma variável qualitativa, de difícil comparação entre rochas que possuem maior porosidade ou não, com espaço original de porosidade podendo estar preenchido por cimento ou não.

O fator de diagênese, por depender de um estudo bem complexo e aprofundado de vários eventos de dissolução e precipitação, não foi caracterizado nesse estudo em relação à formação de fraturas, pela ausência de análises de catodoluminescência nas lâminas delgadas em regiões de fraturas e de inclusões fluidas em cimentos. A análise petrográfica em lâminas também não foi satisfatória, já que nos locais de amostragem não ocorriam cimentos de diferentes eventos de precipitação. Apesar disso, pode-se dizer que esse fator certamente tem grande influência na porosidade e permeabilidade nesse testemunho, já que Tavares (2015) identificou uma sequência diagenética com oito fases de cimentação e uma de dissolução, porém não só em locais de fraturas.

5.2.1 Composição

A partir da descrição dos testemunhos e quantificação de estruturas de falhas e fraturas, foi produzido um gráfico de tipo de litofácies *versus* número e fraturas observadas (figura 18).

Dentre os diferentes tipos de litofácies observados nesses testemunhos, há três grupos principais: (1) coquinas compostas por conchas com diferentes graus de retrabalhamento; (2) coquinas com influências diagenéticas e de efeito de compactação; (3) rochas com menor

presença de conchas, e com maior composição de material siliciclástico (TAVARES *et al.*, 2015).

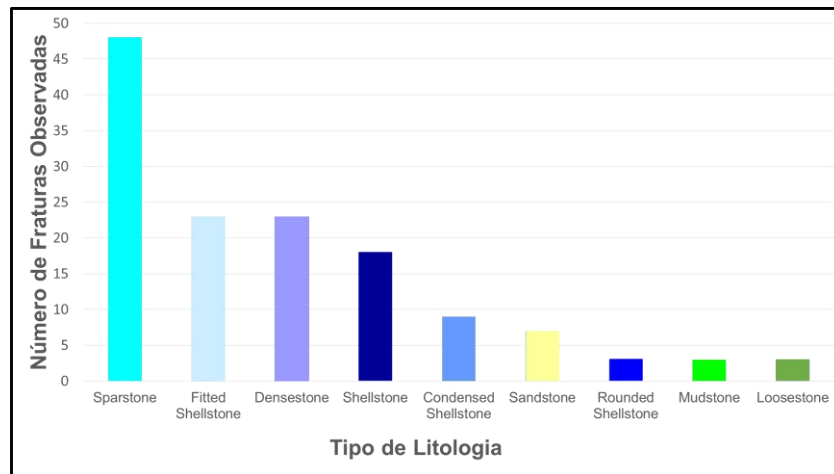


Figura 18 – Gráfico Tipo de Litologia *versus* Número de Fraturas Observadas (fácies extraídas de BORGHI, 2015).

As litofácies que apresentaram maior número de fraturas contabilizadas foram as que sofreram um maior efeito da compactação, ou as *sparstone*, *fitted shellstone* e *condensed shellstone*, que correspondem também às mais cimentadas. O fator de cimentação também contribui para a maior geração de fraturas nessas rochas.

Litologias com maior presença de argila em sua composição (*mudstone* e *loosestone*) fraturam menos, já que o fator de argilosidade, que será exposto adiante, explica que rochas com maior composição de argilominerais estão relacionadas a menor formação de fraturas em relação à mesma deformação que fratura outros tipos de rochas adjacentes, apresentando assim um comportamento reológico mais dúctil.

Comparando coquinas com diferentes graus de retrabalhamento (*rounded shellstone* e *shellstone*), as conchas que sofreram menor transporte antes de sua deposição, com formato próximo ao original, apresentaram maior ocorrência de fraturas, enquanto que as que sofreram maior transporte, com formato mais arredondado, não tiveram tanta ocorrência de fraturas. Em escala microscópica, é possível notar que as partes das conchas que mais se quebram são as da extremidade mais afinada, e também da parte intermediária da concha, em um corte transversal (figura 19). Logo, conchas menos arredondadas terão essas extremidades mais afinadas, que servirão de pontos de fraqueza em contatos umas com as outras, quando comparadas com as mais arredondadas. Dessa maneira, fraturas são mais propagadas a partir de contatos entre conchas menos arredondadas.

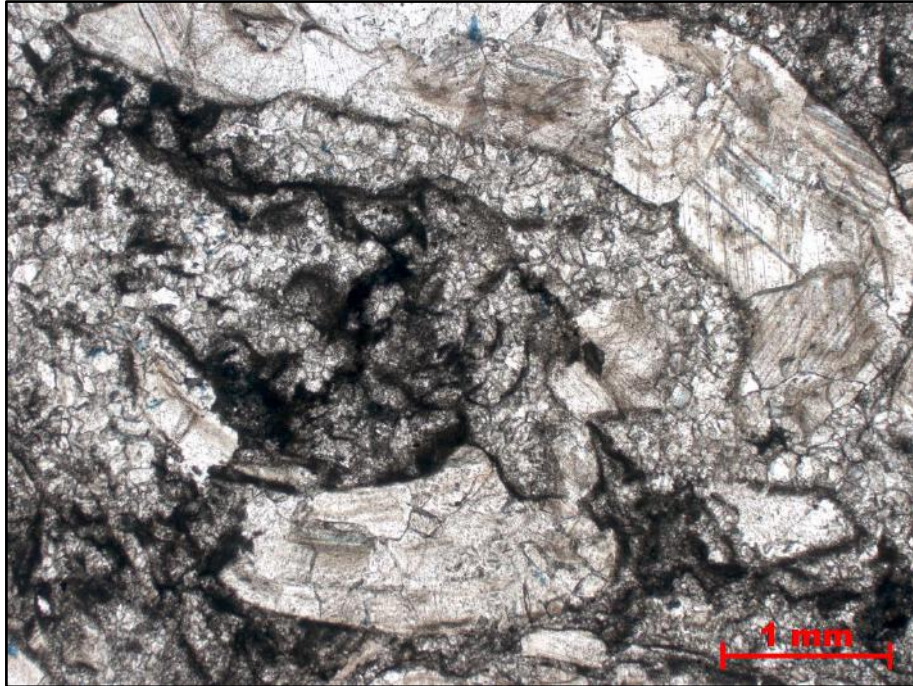
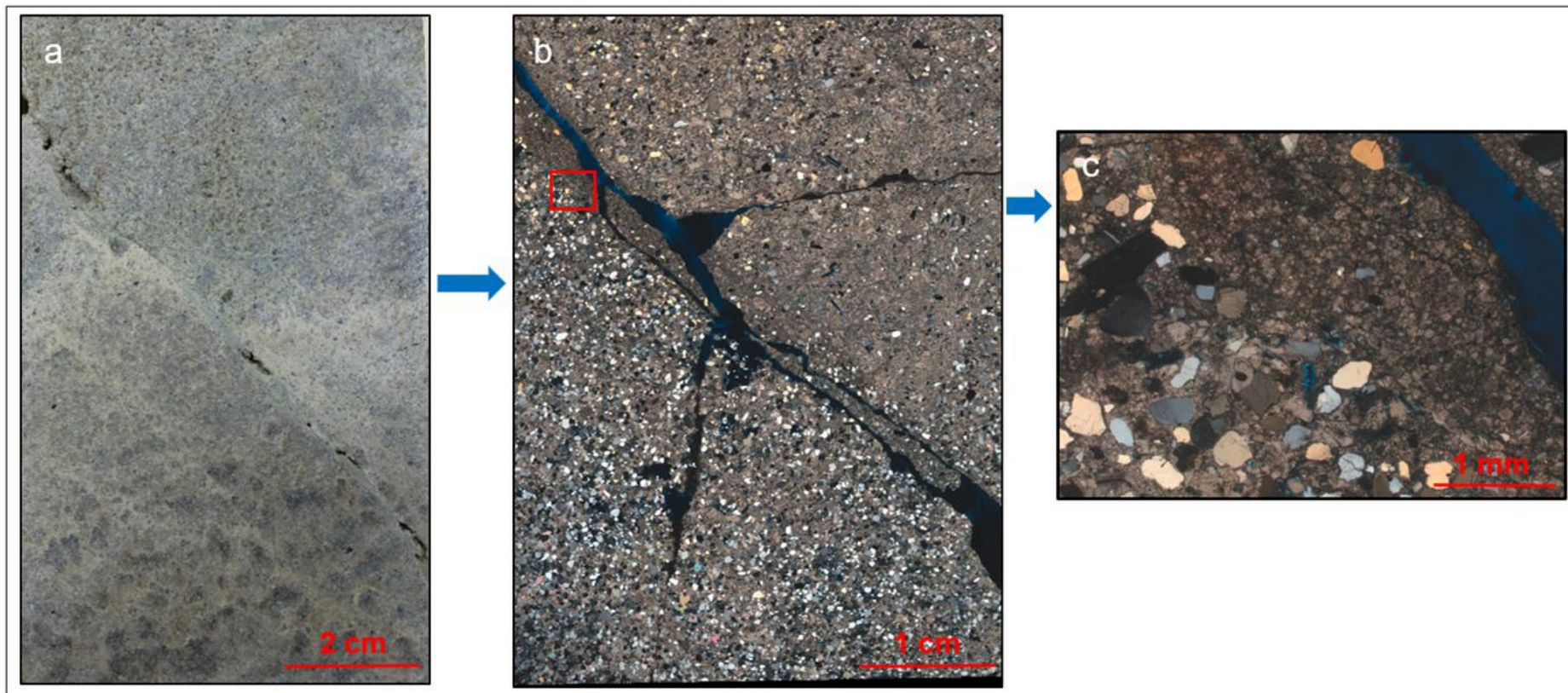


Figura 19 – Fotomicrografia de conchas ilustrando as partes que mais se quebram, as da extremidade mais afinada, e também da parte intermediária da concha, em um corte transversal (nicóis paralelos, aumento de ,25 x).

Na comparação de ocorrência de fraturas entre diferentes litologias do testemunho, também foi possível perceber o fator de composição em escala microscópica. Em uma lâmina delgada de um testemunho da profundidade 70,50 metros (figura 20a), identificou-se um contato não litológico entre duas rochas diferentes: uma mais rica em grãos sicliclásticos (à esquerda, na parte inferior), e outra mais rica em grãos carbonáticos (à direita, na parte superior da lâmina; figura 20b). O material de preenchimento nesse contato é de gouge, criado a partir de abrasão mecânica das paredes de falha (figura 20c). Pode-se dizer que tal falha ocorreu por diferenças de composição principalmente, já que os dois materiais estão em contato em resposta mecânica à deformação.



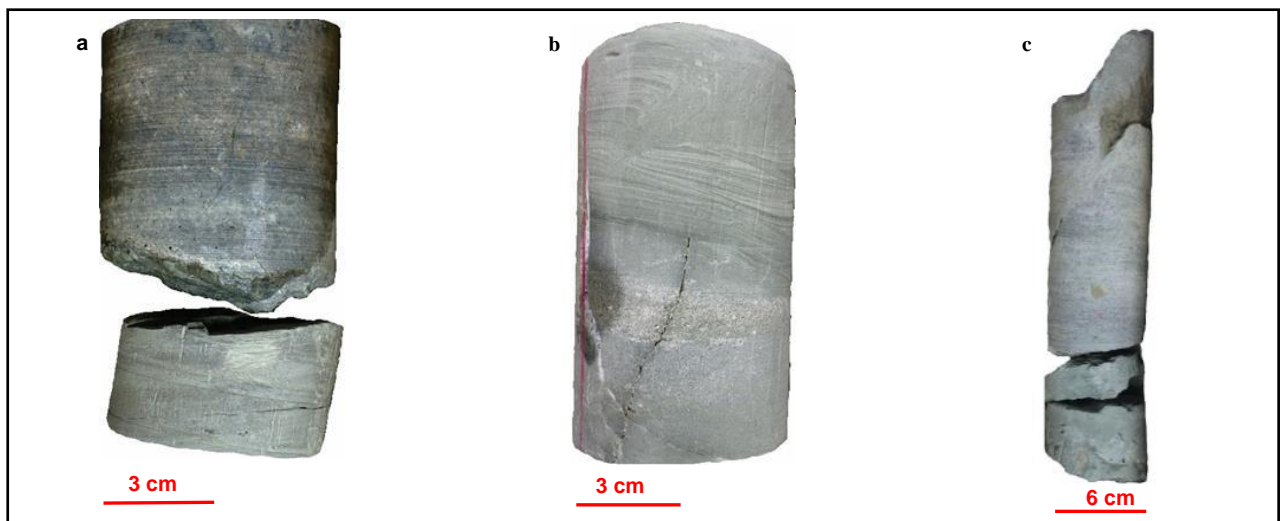
Figuras 20 – Registro de falha a 70,50 metros de profundidade, em diferentes escalas: (a) testemunho; (b) lâmina em tamanho natural, nicóis cruzados; (c) detalhe de material de gouge em nicóis cruzados, aumento de 5x.

5.2.2 Argilosidade

Em alguns testemunhos que continham contatos litológicos entre coquinas e folhelhos, foram encontradas fraturas que estavam presentes apenas nas coquinas, e não nos folhelhos (figuras 21a a 21c). Isso se deve ao fato de que o mesmo evento propagador de fraturas não consegue deformar rochas de maior argilosidade com a mesma facilidade em relação a coquinas e arenitos, por exemplo. Folhelhos e argilas absorvem e distribuem a energia de processos deformacionais melhor antes de fraturar que outros tipos de rochas.

Os folhelhos também podem ser considerados limites mecânicos de camadas para outras rochas que contém fraturas, segundo o conceito de Estratigrafia Mecânica. As fraturas ficam confinadas a camadas abaixo e acima estratigraficamente a esses folhelhos, e não transpassam para essas rochas argilosas na maioria das vezes.

Há também uma enorme dificuldade de encontrar tais evidências de não fraturamento em folhelhos em contatos litológicos em testemunhos, já que se tratam de ocorrências pontuais de baixa probabilidade de serem testemunhados. Também foram encontradas fraturas em locais próximos a esses contatos, mas o local exato do encontro entre as fraturas e contato geológico não estavam contidos no testemunho (figura 21c).



Figuras 21 (a) e (b) - Fraturas controladas por litologia encontradas no testemunho a 53,78 e a 32,97 metros. Tais fraturas verticais não estão presentes nos argilitos e folhelhos na maioria das vezes, mas sim outras rochas adjacentes, que fazem contato litológico com eles; (c) – Fratura próxima a contato coquina/folhelho, porém não há evidência que tal fratura está contida apenas na coquina, o que explica a dificuldade de evidenciar tal fator em testemunhos.

5.2.3 Porosidade

A partir do perfil petrofísico de densidade de rocha *versus* densidade de fraturas, elaborou-se o gráfico abaixo (figura 22), em suas profundidades correspondentes. Como as rochas de mesma litologia têm valores de densidade muito próximos, tem-se que as discrepâncias desses valores serão provenientes de existência ou não de poros, sendo eles preenchidos ou não.

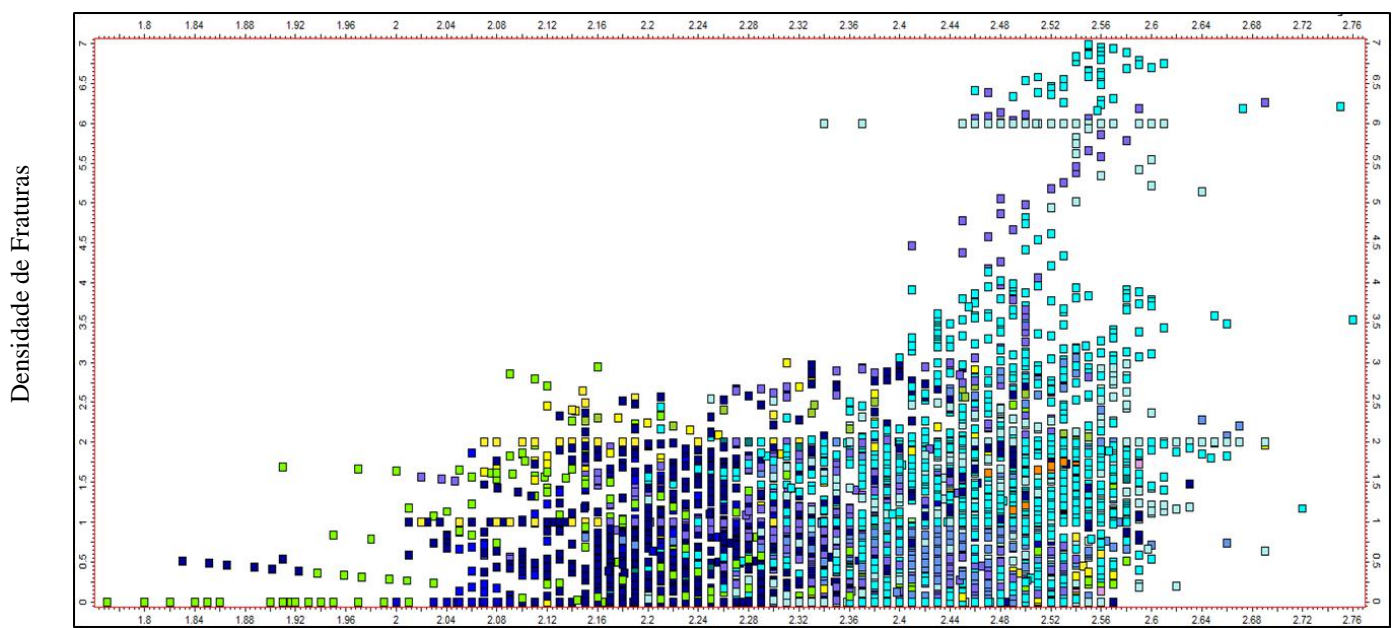











Figura 22 – Gráfico de Densidade (parâmetro extraído a partir de perfil petrofísico) *versus* Densidade de Fraturas (cedido por Marcelo Mendes).

Legenda de cores de litofácies (BORGHI, 2015 e TAVARES, 2015):

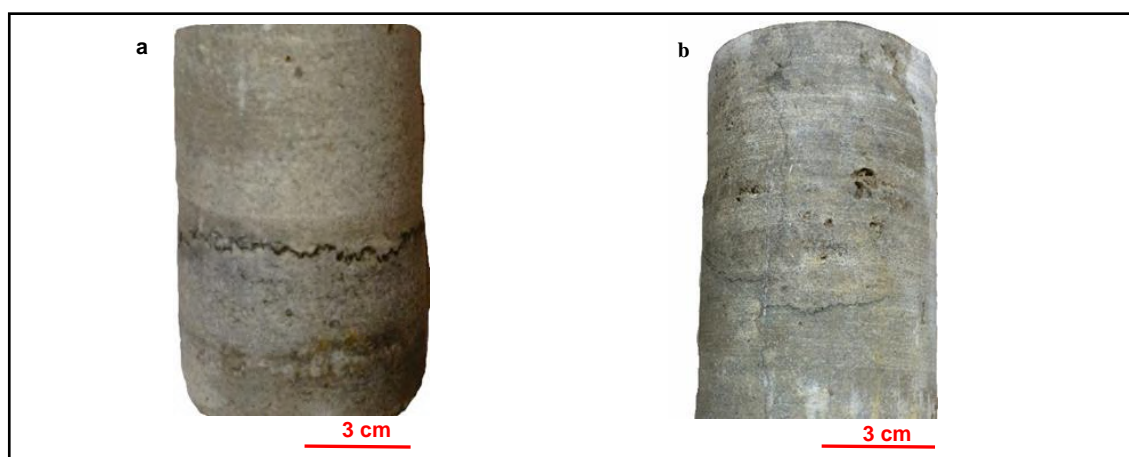
	Mudstone		Sandstone		Condensed Shellstone
	Loosestone		Rounded Shellstone		Fitted Shellstone
	Densestone		Shellstone		Sparstone

Nesse gráfico, cada cor diferente representa uma litofácies diferente. Há, então, rochas de mesma litofácies com densidades diferentes, e essa diferença de densidade pode estar relacionada com diferenças em porosidade. Rochas mais densas podem ser interpretadas como as que contém menor porosidade, quando comparadas entre as mesmas litofácies, e as menos densas, as de maior porosidade. Sendo assim, transformando o eixo horizontal de densidade para porosidade, tem-se que os dados plotados devem ser espelhados em relação ao eixo vertical, e haverá uma relação inversa entre porosidade e densidade de fraturas, tal qual é obtido na maioria dos trabalhos anteriores da literatura.

Tem-se que quanto maior for a porosidade da rocha, maior será a sua resistência, já que o espaço poroso pode absorver a deformação. Esses esforços, ao se propagarem pelas rochas, podem ser dissipados nas inúmeras interfaces entre grãos e poros, em rochas muito porosas, sendo progressivamente absorvidos. Tal fato implica num caráter menos rúptil para rochas mais porosas em relação às menos porosas, o que, conseqüentemente, ocasiona menos fraturas.

5.2.4 Presença Prévia de Estilolitos

Um outro fator importante observado nos testemunhos é a presença de estilolitos, tanto horizontais quanto verticais, principalmente em coquinas que sofreram mais o efeito da compactação e com menor conteúdo siliciclástico (figuras 23a e 23b).



Figuras 23a e 23b – Exemplos de estilolitos encontrados nos testemunhos estudados, como o horizontal (a 149,20 metros), relacionado à dissolução por pressão causada pelo efeito da compactação das camadas sobrejacentes, e o vertical (146,90 metros de profundidade), ligado à dissolução por pressão causada por efeito de tectonismo. No segundo testemunho, é possível identificar uma sequência de eventos entre os dois, já que o estilolito vertical é posterior ao horizontal.

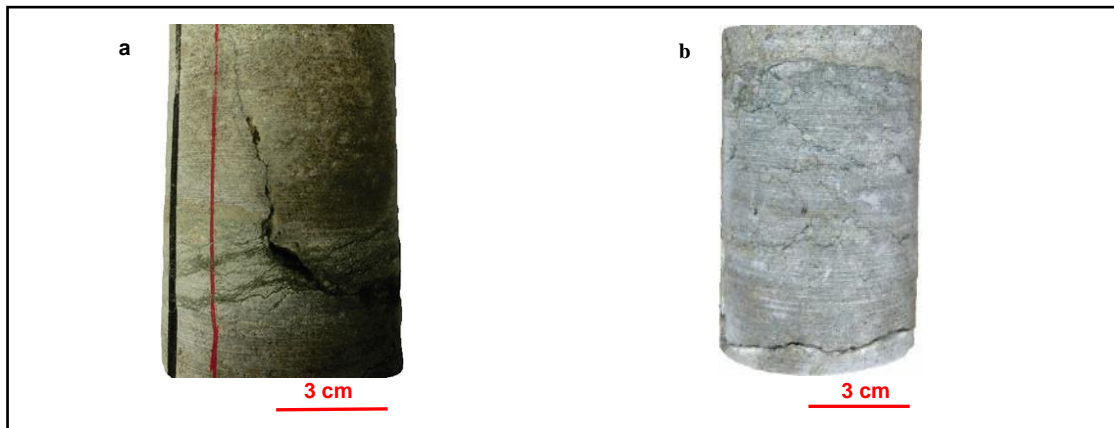
A maioria dos estilolitos comporta-se como uma estrutura de baixíssima porosidade, tanto por estarem preenchidas por materiais insolúveis quanto pelo seu tamanho microscópico, não contribuindo para a condução de fluidos (figura 24).



Figura 24 – Estilolito horizontal próximo à fratura (em azul) em lâmina delgada (nicóis cruzados, aumento de 1,25x), que nada ou pouco contribui para a condução de fluidos, seja pelo seu tamanho microscópico, seja por estar preenchido de material insolúvel.

Foram contabilizados 9 estilolitos verticais, 138 estilolitos horizontais e 99 *dissolution seams*. Algumas dessas estruturas funcionam como plano de fraquezas para geração de fraturas.

Apesar de estilolitos geralmente possuírem baixa porosidade e permeabilidade, há alguns eventuais exemplos de planos de estilolitos que sofreram dissolução, o que contribui para a condução de fluidos no interior dessas estruturas e, conseqüentemente, gera porosidade vugular (figura 25a). Também podem ocasionar posteriores fraturas que aproveitam o mesmo plano da estrutura (figura 25b). Ambas as estruturas podem contribuir para aumento de porosidade e permeabilidade.



Figuras 25a – Estilolito vertical que sofreu posterior dissolução, com criação de porosidade vugular, o que favorece a condução de fluidos; 25b – Fratura que se desenvolveu no plano do estilolito.

5.3 Gráficos

Com os dados de descrição e de quantificação de fraturas, assim como os dados de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta por profundidade, foram confeccionados os gráficos a seguir.

5.3.1 Média Móvel de Densidade de Fraturas *versus* Profundidade

Esse foi o primeiro gráfico construído a partir da quantificação de fraturas por profundidade (figura 26), com o objetivo de uma comparação visual com o testemunho de quais intervalos estavam mais fraturados, e quais fatores controlariam esse processo.

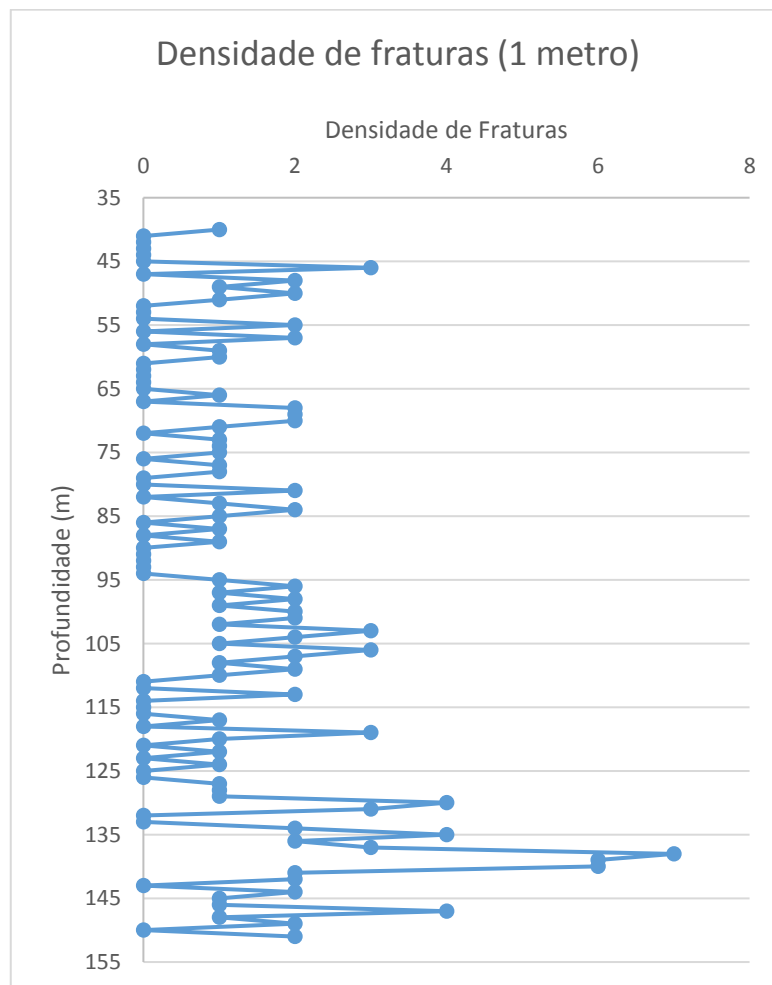


Figura 26 – Gráfico de média móvel para Densidade de Fraturas *versus* Profundidade.

A média móvel foi produzida com médias de ocorrências de fraturas em intervalos de 1 metro de profundidade, e cumpriu o seu papel de suavizar os movimentos de mudança de valores de ocorrência de fraturas.

A partir desse gráfico, nota-se que o intervalo abaixo de 130 metros é o mais intensamente fraturado, e isso ocorre devido a um conjunto de fatores: maior cimentação, menor ocorrência de argilitos e folhelhos, menor porosidade e maior presença de rochas que sofreram maior ação da compactação na parte inferior do testemunho.

5.3.2 Frequência Acumulada de *Fraturas versus* Profundidade

A partir da descrição de ocorrência de fraturas atreladas às respectivas profundidades, o gráfico de Frequência Acumulada de Fraturas *versus* Profundidade foi produzido e comparado com a curva do perfil de raio gama (figura 27).

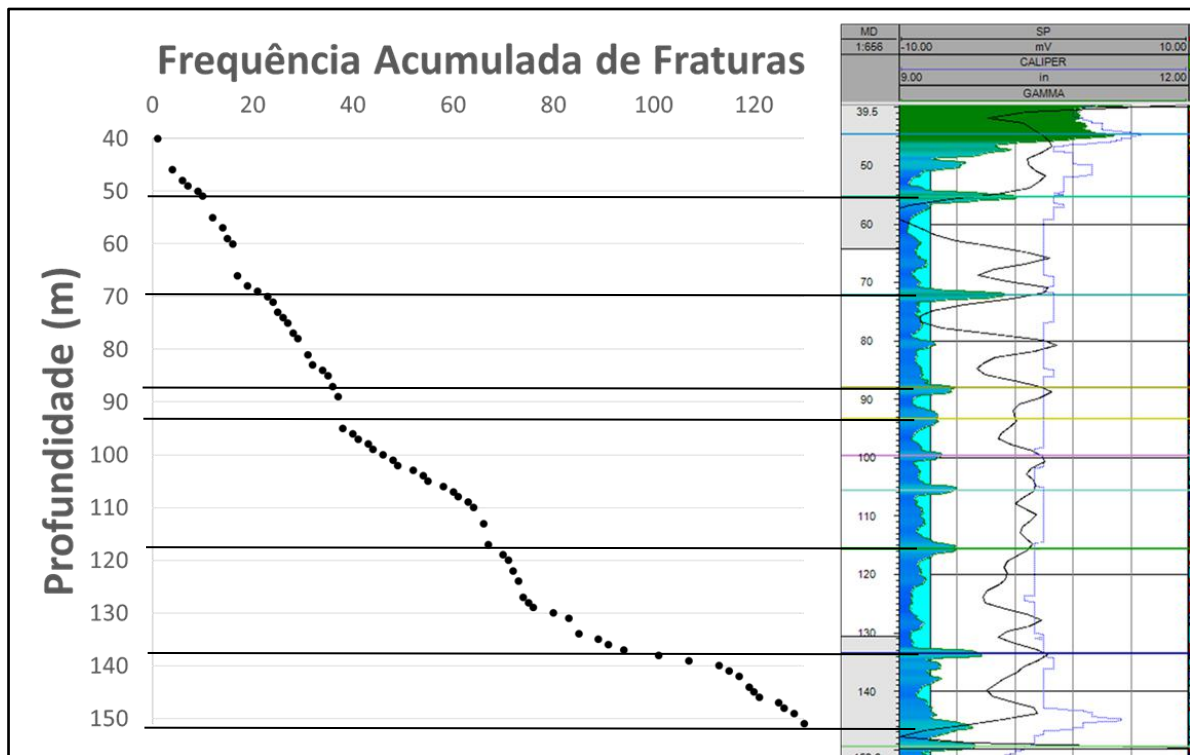


Figura 27 – Gráfico Frequência Acumulada de Fraturas *versus* Profundidade comparado com curva de perfil de raios gama. Linhas pretas foram traçadas nesse gráfico, coincidindo com picos anômalos do perfil de raio gama, em locais de ocorrência de camadas de alta argilosidade (perfis cedidos por Marcelo Mendes).

A tendência da reta do gráfico varia diversas vezes, formando patamares que coincidem com picos anômalos da curva de perfil de raios gama. As duas informações juntas estão relacionadas a ocorrências de folhelhos e argilitos intercaladas a coquinas no testemunho. Dessa maneira, há uma ideia de como essas camadas podem se comportar mecanicamente, com absorção de parte da deformação pelos folhelhos, o que pode inibir o fraturamento nessas rochas mais argilosas.

Os intervalos do gráfico com uma tendência de reta mais horizontal representam os intervalos mais fraturados, já que há um maior acúmulo de fraturas do que nos intervalos de tendência de reta mais verticais. Portanto, pode-se distinguir duas regiões comparativamente, acima de 95 metros, com menor acúmulo de fraturas, e abaixo de 95 metros de profundidade. Há, pois, maiores quantidades contabilizadas de fraturas nesse intervalo inferior.

No intervalo abaixo de 130 metros, há fraturas mais espaçadas pela ocorrência de fraturas de alto ângulo que persistem ao longo de vários metros de testemunho. Logo, elas não foram contabilizadas como várias ocorrências conforme ocorreu nas partes mais superiores, o que não quer dizer que a parte basal tem menos ocorrências devido à relativa baixa quantidade de pontos plotados no gráfico.

5.3.3 Gráfico Porosidade *versus* Permeabilidade

Os valores de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta (normalizada) obtidos a partir de ensaios em plugues foram plotados (figura 28). Esses parâmetros são relativos à matriz, já que para serem válidos, tais ensaios são feitos em amostras não-fraturadas.

A partir de regressão linear entre esses dois parâmetros, traçou-se uma linha que mais se adequava aos valores, gerando conseqüentemente uma equação para predição de permeabilidade a partir de porosidade, sendo ela:

$$\log k = -2,84309 + 0,269572\phi$$

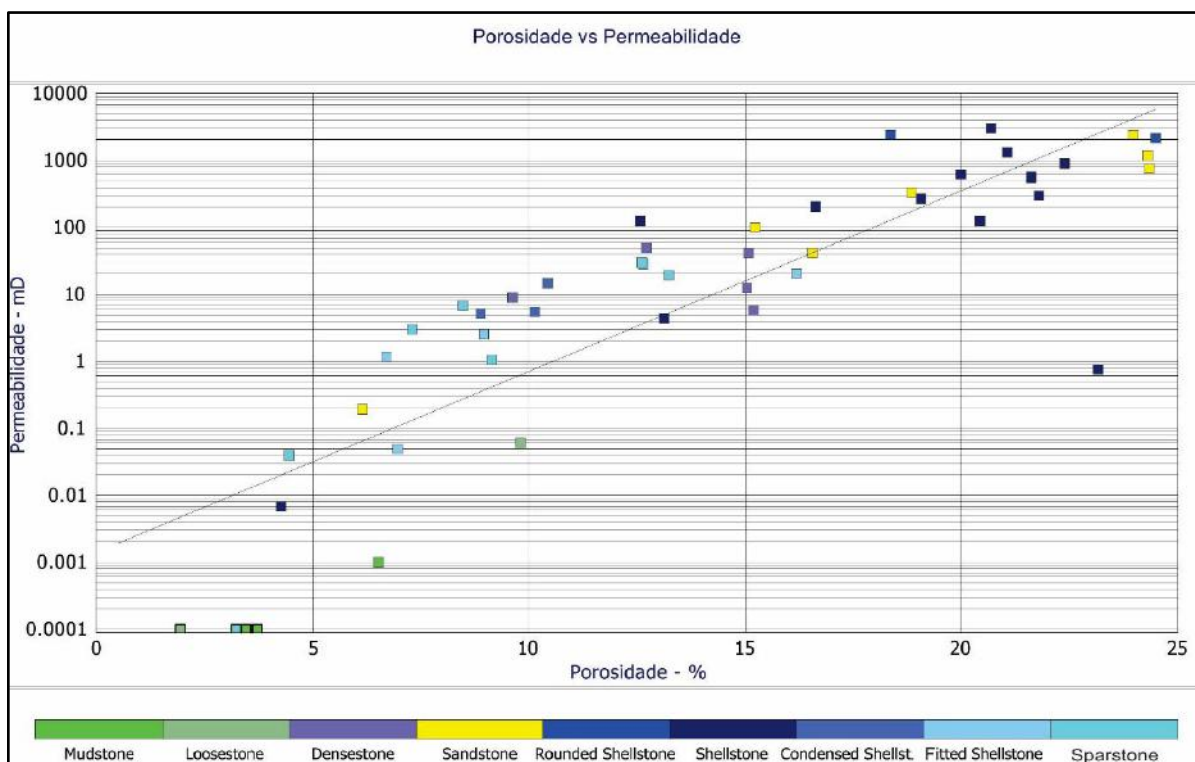


Figura 28 – Gráfico Porosidade *versus* Permeabilidade, com amostras especificadas conforme litofácies.

Pode-se perceber uma correlação positiva entre porosidade e permeabilidade, ou seja, quando a porosidade aumenta, a permeabilidade também aumenta; e o coeficiente de correlação de Pearson entre essas duas variáveis é igual a 0,733. Logo, há uma grande correlação entre porosidade e permeabilidade.

5.3.4 Lorenz Plot

A partir dos mesmos dados utilizados no gráfico anterior, porém com ambos os atributos numa distribuição acumulada e ordenados de maneira não decrescente, desenvolveu-se o gráfico de Lorenz Plot modificado (figura 29), já que os dados não foram organizados de maneira decrescente. Pela reta do gráfico ter um formato curvo, observa-se que há evidência de heterogeneidade das rochas como reservatório, já que para um reservatório ideal, o formato da reta seria de inclinação de 45°. Com a variação de inclinação da reta ao longo da curva, pode-se distinguir intervalos com parâmetros de porosidade e permeabilidade diferentes, de comportamentos distintos em relação ao transporte e armazenamento de fluidos.

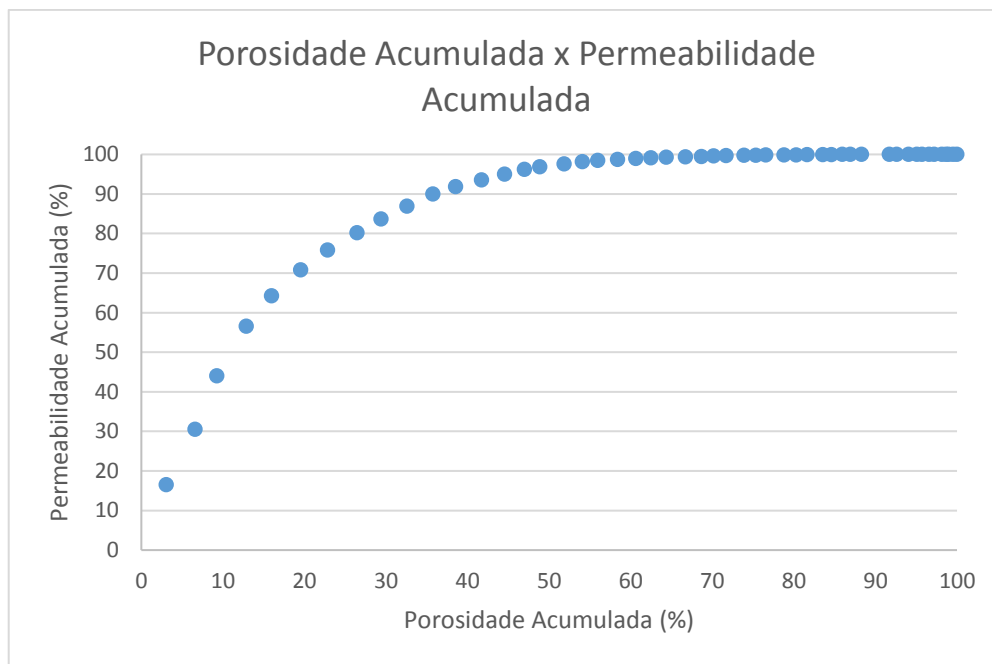


Figura 29 - Lorenz Plot, ou gráfico de Porosidade Acumulada *versus* Permeabilidade Acumulada, utilizado para indicar se um reservatório tem alta heterogeneidade ou não.

5.4 Análise Petrofísica

Para corroborar todos os resultados obtidos, foram analisadas as curvas de perfis de potencial espontâneo e de porosidade, esta última obtida a partir do perfil sônico (figura 30).

O perfil de potencial espontâneo mede diferenças de potenciais elétricos entre um eletrodo a diferentes profundidades do poço e outro localizado na superfície. Folhelhos e argilitos irão gerar inflexões contrárias a formações permeáveis, e isso dá uma ideia de permeabilidade das rochas que podem ser consideradas como reservatórios de maneira qualitativa.

As inflexões da curva de potencial espontâneo, para a esquerda, dentro do intervalo de coquinas, representam baixos valores de raio gama, e estão relacionadas com as litologias de coquinas, principalmente as mais permeáveis. As inflexões para a direita correspondem a folhelhos, que são rochas menos permeáveis. Logo, essa curva ajuda a ter uma noção de quais intervalos podem estar relacionados a prováveis reservatórios, e quais são camadas de pouca permeabilidade.

Já o perfil sônico providencia o tempo de trânsito num intervalo de uma formação, que pode ser medido como a capacidade dessa formação de transmitir ondas sísmicas. Esta

capacidade varia com a litologia e parâmetros ligados à textura das rochas, sendo a mais importante delas o aumento ou diminuição da porosidade efetiva (poros conectados). Logo, o perfil sônico pode ser utilizado para calcular a porosidade de matriz da rocha de maneira quantitativa.

Na curva de porosidade gerada a partir da curva de perfil sônico, inflexões para a direita indicam zonas de baixa porosidade, e inflexões para a esquerda indicam alta porosidade, de acordo com a escala.

No intervalo superior do poço, há zonas de alta permeabilidade, indicadas pelo potencial espontâneo, em zonas com altas porosidades, constatadas pelo perfil de porosidade sônica e pelos dados de plugues. Tem-se, então, uma relação direta entre a porosidade e a permeabilidade da matriz nessas regiões, que estão destacadas por retângulos azuis na figura 30. Na parte inferior do poço há zonas nas quais o potencial espontâneo registra altas permeabilidades, porém estão relacionadas a baixas porosidades de matriz demonstradas pelos perfis de porosidade sônica e dados de plugues. Tais intervalos estão evidenciados por retângulos em vermelho.

Logo, pode-se relacionar ambos os perfis e constatar que há uma boa correlação entre os dois perfis no intervalo entre 55 e 90 metros de profundidade do testemunho, com intervalos de relativa alta porosidade ligados a relativa alta permeabilidade. Na parte inferior do testemunho ocorre o contrário, e tal fato pode ser explicado pela existência de mais fraturas nessa região, o que contabilizaria maior permeabilidade não relacionada com a porosidade.

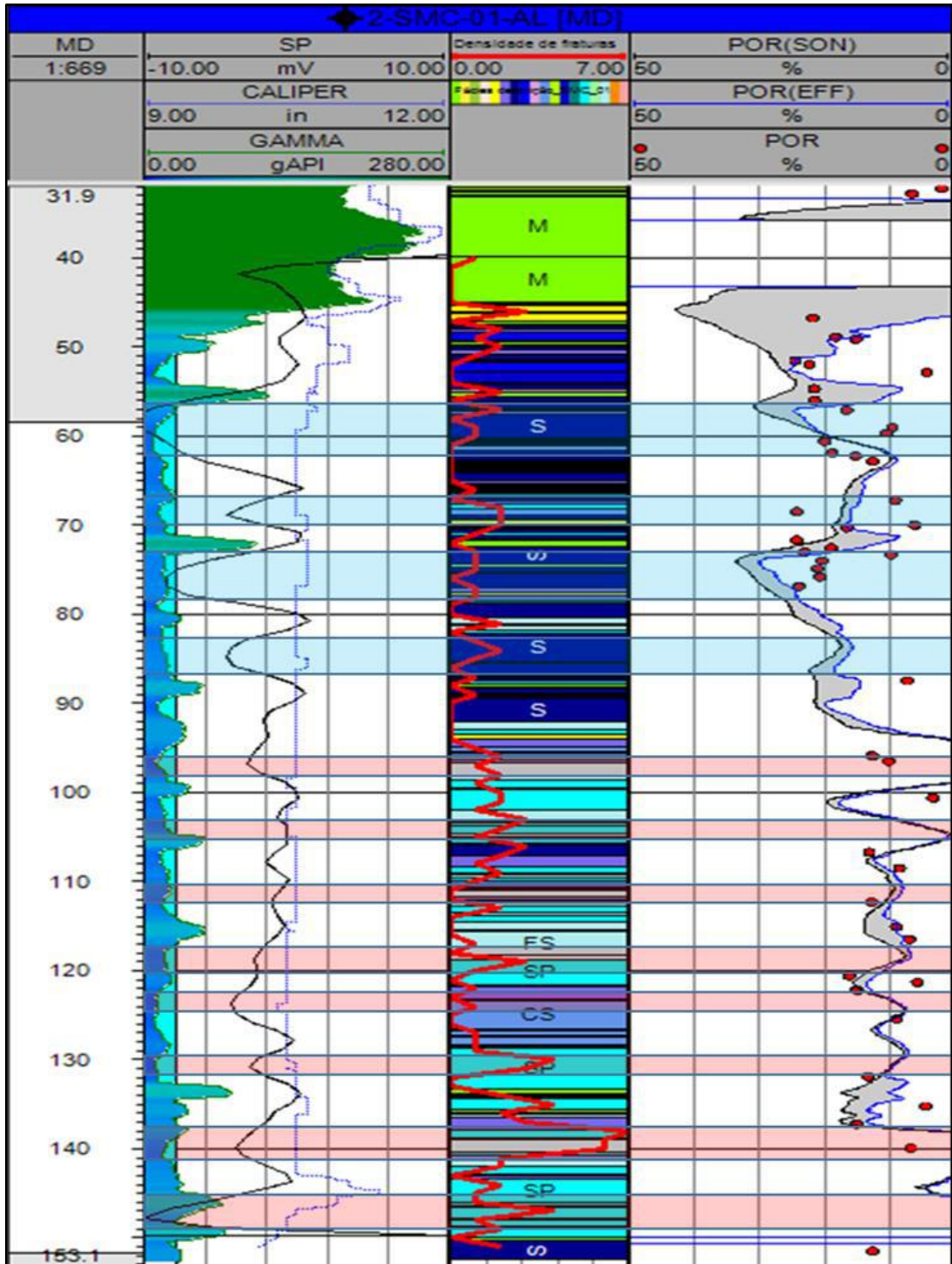


Figura 30 – Perfis de Raios Gama (verde), potencial espontâneo (esquerda, curva preta), cáliper (esquerda, azul), porosidade (extraído do sônico, à direita), perfil de fácies (azul mais claro são fácies mais cimentadas, azul escuro são fácies mais porosas e verde, fácies argilosas, curva vermelha representa a densidade de fraturas, e os pontos em vermelho representam a porosidade de plugges (cedidos por Marcelo Mendes).

5.5 Potencial Reservatório e Classificação de Tipo de Reservatório

A Formação Morro do Chaves, apesar de não ser considerada um reservatório na Bacia de Sergipe-Alagoas, possui características que podem categorizá-la como um potencial reservatório.

Uma dessas características é a ocorrência de óleo residual em alguns testemunhos (figura 31), que pode ter migrado a partir de fraturas para as camadas da Formação Morro do Chaves.



Figura 31 – Exemplo de amostra de testemunho (134,3 m de profundidade) com óleo residual confinado sob argilito e dentro de porosidade, provavelmente o topo dessa essa camada poderia armazenar óleo horizontalmente. Há também a presença de uma fratura na lateral esquerda do testemunho, o que cria a hipótese de que esse óleo pode ter migrado por estruturas como esta.

Já foram discutidos previamente os diversos fatores existentes nas rochas da Pedreira Atol que favorecem a implantação de porosidade secundária por fraturas. Sendo assim, para a manutenção de fluxo de fluidos a partir de fraturas, é necessário que essas estruturas se mantenham abertas mesmo após processos de cimentação, e estejam conectadas a outras fraturas de maior extensão. Além disso, segundo Nogueira *et al.* (2003) a geração e a migração de óleo devem ocorrer em curtas distâncias.

Em diversos trabalhos anteriores, foram observadas variações verticais de porosidade e permeabilidade correspondentes a mudanças tafonômicas (fragmentação de conchas) e de composição em diferentes litofácies (TAVARES *et al.*, 2015); e variações horizontais dos mesmos fatores confinadas a mesmos estratos. A mudança de características petrofísicas

horizontalmente pode estar relacionada a diferenças em quantidade de micrita presente e grau de fragmentação e seleção das conchas (PINHO, 2015)

Na avaliação dos valores de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta em diferentes profundidades, obtidos a partir de ensaios para obtenção dos mesmos parâmetros em amostras de plugues do testemunho, também foi perceptível que há uma grande variação desses parâmetros entre as fácies sedimentares, porém o testemunho pode ser dividido em duas partes: a superior, com valores relativamente altos de porosidade e permeabilidade relativos à matriz, e a inferior, com valores também considerados altos para ambos os parâmetros petrofísicos, porém relativos a fraturas.

Tendo em vista tais elementos que caracterizam a Formação Morro do Chaves como potencial reservatório, pode-se classificá-la, segundo Nelson (2001), como um reservatório do tipo 3 na parte superior, pela matriz das coquinas ser responsável por valores altos de porosidade e permeabilidade; na parte inferior, como um reservatório do tipo 2, já que a porosidade e permeabilidade são mais influenciadas por condução de fluidos a partir de fraturas conectadas.

6 CONCLUSÕES

Os fatores que controlam a formação de fraturas nas coquinas, arenitos, folhelhos e argilitos da Formação Morro do Chaves notados a partir do testemunho estudado são: composição, argilosidade, porosidade, cimentação e presença prévia de estilólitos. Dentre as características relacionadas à maior ocorrência de fraturas nessas rochas, estão: litologias com pouco conteúdo de argila e mais cimentadas, com menor porosidade e por vezes contendo estilólitos, que servem como uma superfície de fraqueza.

Pôde-se notar que a maioria das fraturas, principalmente as de maior escala (centimétricas a métricas) podem ser consideradas condicionantes e não barreiras para o fluxo de fluidos, por serem abertas e, quando preenchidas, estarem cimentadas parcialmente.

Também foi possível separar o intervalo testemunhado em duas zonas: a superior, até 90 metros aproximadamente, com valores altos de porosidade e permeabilidade relacionados à matriz; e outra inferior, com valores altos dos mesmos parâmetros, porém relacionados à existência de fraturas.

Este trabalho destaca a importância do estudo prévio de fatores condicionantes na geração de fraturas extraídos da literatura aplicado à observação de fraturas em amostras de diferentes escalas. A descrição e quantificação dessas fraturas, associadas a dados petrofísicos, como dados de porosidade efetiva e permeabilidade absoluta medidas em plugues e perfis petrofísicos, além da análise de lâminas delgadas, mostra que a integração entre geologia estrutural, sedimentar e de mecânica das rochas é imprescindível para uma caracterização de fraturas em um potencial reservatório.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AAPG Wiki. Fractured reservoir evaluation. Disponível em: <http://wiki.aapg.org/Fractured_reservoir_evaluation>. Acesso em: 13 mar. 2016.
- AGUILERA, R. Net Pay in Naturally Fractured Reservoirs. 2003. Disponível em: <<http://www.servipetrol.com/oldtech.htm>>. Acesso em 26 nov. 2016.
- ALENCAR, J. M. **Caracterização faciológica, petrográficas e petrofísica da Formação Penedo (Cretáceo Inferior, Bacia de Sergipe-Alagoas) em um testemunho de sondagem.** 2016. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- ANDERSON, E. M. **The dynamics of faults and dyke formations with application to Britain.** Edinburgh: Oliver e Boyd, 1942.
- ASQUITH, G. B.; KRYGOWSKI, D.; GIBSON, C. R. **Basic well log analysis.** Tulsa, OK: American Association of Petroleum Geologists, 2004.
- AZAMBUJA, N. C., ARIENTI, L. M., CRUZ, F. E. G. Guidebook to the Rift-Drift Sergipe-Alagoas, Passive Margin Basin, Brazil. In: THE 1998 AAPG INTERNATIONAL CONFERENCE AND EXHIBITION, Rio de Janeiro, AAPG, p. 113, 1998.
- BARTON, C. D. M.; TEZUKA, K. Geomechanical wellbore imaging: Implication for reservoir fracture permeability. **AAPG Bulletin**, v.93, n.11, p.1551-1569, 2009. BECKER, A.; GROSS, M. R. Mechanisms for joint saturation in mechanically layered rocks: an example from southern Israel. **Tectonophysics**, n.257, p.223-237, 1996.
- BERNABÉ, Y.; FRYER, D. T.; HAYES, J. A. Hayes. The effect of cement on the strength of granular rocks. **Geophysical Research Letters**, v.19, n.14, p.1511-1514, 1992.
- BILLI, A. 2010. Microtectonics of low-P low-T carbonate fault rocks. **Journal of Structural Geology**, v.32, p.1392-1402, 2010.
- BOGDANOV, A. A. The intensity of cleavage as related to the thickness of beds. **Soviet Geology**, v.16, n.000, 1947.
- BORBA, C.; PAIM, P. S. G.; GARCIA, A. J. V. Estratigrafia dos depósitos iniciais do rifte no Campo de Furado, região de São Miguel dos Campos, Bacia de Sergipe-Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, v.41, n.1, p.18-36, 2011.
- BORGHI, L.; TAVARES, A.C. G.; CORBETT, P. W. M.; MENDES, M. S.; ABBOTS, F. Towards developing a new classification scheme for coquinas and shell concentrations. In: 15th BATHURST MEETING. 13 to 16th Jul5, 2015. University of Edinburgh, UK. **Anais...**
- BOURNE, S. J.; BRAUCKMANN, F.; RIJKELS, L.; STEPHENSON, B. J.; WEBER, A.; WILLEMSE, E. J. M. Predictive modelling of naturally fractured reservoirs using geomechanics and flow simulation. In: ABU DHABI INTERNATIONAL PETROLEUM EXHIBITION AND CONFERENCE, 9., 2000, Abu Dhabi., **Anais...**
- BRATTON, T.; CAHN, D. V.; QUE, N. V.; DUC, N. V.; GILLESPIE, P.; HUNT, D. LI, B.; MARCINEW, R.; RAY, S.; MONTARON, B.; NELSON, R.; SCHODERBEK, D.; SONNELAND, L. The nature of naturally fractured reservoirs. **Oilfield Review**, v.18, n.2, p.4-23, 2006
- BRUHN, R. L.; YONKEE, W. E.; PARRY, W. T. Structural and fluid-chemical properties of seismogenic normal faults. **Tectonophysics**, v.175, p.139-157.
- CAINE, J. S.; COATES, D. R.; TIMOFFEEF, N. P. Hidrogeology of Northern Shawangunk Mountains. New York Geological Survey Open-File Report, 1g806, 72 p, and maps, 1991.
- CAINE, J. S.; EVANS, J. P.; FORSTER, C. B. Fault zone architecture and permeability structure. **Geology**, v. 24, n. 11, p. 1025-1028, Novembro. 1996.
- CÂMARA, R. N. **Caracterização petrofísica de coquinas da Formação Morro do Chaves (Barremiano/Aptiano), intervalo Pré-sal da Bacia de Sergipe-Alagoas.** 2013. 114f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- CAMPOS NETO, O. P. A.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.15, n.2, p.405-415, 2007.
- CASTRO, L. S. **Estudo petrográfico comparativo entre a Formação Morro do Chaves da Bacia (SE-AL) e o grupo Lagoa Feia da Bacia de Campos e o seu potencial como reservatório de hidrocarbonetos.**

2011, 96f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal da Bahia, Bahia.

- CHESTER, F. M.; LOGAN, J. M. Composite planar fabric of gouge from the Punchbowl fault, California. **Journal of Structural Geology**, v.9, p.621-634, 1986.
- CHOUKROUNE, R. An example of mesoscopic analysis of concentric folding in limestone series. **Tectonophysics**, v.7, n.1, p.57-70, 1969.
- COOK, J. Geomechanics. The defining series. Schlumberger Oilfield Review Journal, 2015. Disponível em: <http://www.slb.com/~media/Files/resources/oilfield_review/defining_series/Defining-Geomechanics.aspx>. Acesso em: 25 nov. 2016.
- CORBETT, P. Carbonate petrophysics for reservoir characterization. ABGP short course notes, Heriot-Watt University, Edinburgh, Scotland, 2013.
- CORBETT, P.; CÂMARA, R.; MONTEIRO, R.; TAVARES, A. C. G. Framework for modeling of wireline log response from carbonate outcrops. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DA SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOFÍSICA, 13., 2013. Rio de Janeiro.
- CRAIN'S PETROPHYSICAL HANDBOOK, Fractured Reservoir Basics. Disponível em: <<https://www.spec2000.net/22-fracloc1.htm>>. Acesso em: 25 nov. 2016.
- DING, W.; LI, C.; LI, C.; XU, C.; JIU, K.; ZENG, W.; WU, L. Fracture development in shale and its relationship to gas accumulation. **Geoscience Frontiers**, v.3, n. 1, p.97-105, 2012.
- DUNN, D. E.; LAFOUNTAIN, L. J.; JACKSON, R. E. Porosity dependence and mechanism of brittle fracture in sandstones. **Journal of Geophysical Research**, v.78, n.14, p.2403-2417, 1973.
- DUNNINGTON, H. V. Aspects of diagenesis and shape change in stylolitic limestone reservoirs. In: 7th WORLD PETROLEUM CONGRESS. World Petroleum Congress, 1967.
- EBNER, M.; TOUSSAINT, R.; SCHMITTBUHL, J.; KOEHN, D.; BONIS, P. Anisotropic scaling of tectonic stylolites: A fossilized signature of the stress field? **Journal of Geophysical Research: Solid Earth**, v.115, n.B6, 2010.
- EICHHUBL, P.; BEHL, R. J. Diagenesis, deformation, and fluid in the Miocene Monterey Formation. **Pacific Section, SEPM, Society for Sedimentary Geology**, p.89, 1998.
- ENGELDER, T. **Stress regimes in the lithosphere**. Princeton University Press, p.23-24, Princeton, New Jersey, 1993.
- EVANS, J. P. Textures and deformations mechanisms and the role of fluids in cataclastically deformed granitic rocks, in KNIPE, R. J.; RUTTER, E. **Deformation mechanisms, rheology and tectonics**. Geological Society of London, Special Publication 54, p.29-39, 1988.
- FALCONE, C. M. O. **Sedimentação mista carbonática-silicástica durante o Albo-aptiano na porção emersa da Bacia Sergipe-Alagoas**. 2006. 2001f. Tese (Doutorado em Geologia) – Centro de Ciências Exatas e Tecnológicas, Universidade do Vale do Rio dos Sinos, Rio Grande do Sul. 2006.
- FEIJÓ, F. J. Bacia de Sergipe-Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.149-161, 1994.
- FEIJÓ, F. J.; VIEIRA, F. A. B. Sequências Cretácicas das Bacias de Sergipe e Alagoas. **Geociências**, São Paulo, v.10, p.153-168, 1991.
- FIGUEIREDO, A. M. F. **Depositional systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco formations, and their relationship to petroleum accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe-Alagoas Basin, Brazil**. 1981. 275f. Tese (Doutorado em Geologia) – The University of Texas at Austin, 1981.
- FLÜGEL, E. **Microfacies of Carbonate Rocks**. Springer Berlin Heidelberg, 2010.
- FOX, A.; SNELLING, P. MCKENNA, J.; NEALE, C.; NEUHAUS, C.; MISKIMMINS, J. Geomechanical principles for unconventional reservoirs. 2013. Disponível em: <http://www.microseismic.com/downloads/doc_download/75-2013-geomechanical-principles-for-unconventional-resources>. Acesso em: 02 dez. 2016.
- GALE, J.F., LAUBACH, S.E., OLSON, J.E.; MARRET, R., Using the link between diagenesis and fracturing to accurately predict, characterize, and model fluid-flow in fractured carbonate rocks. In: SPE LATIN AMERICAN AND CARIBBEAN PETROLEUM ENGINEERING CONFERENCE. Society of Petroleum Engineers, 2005.
- GALLAGHER, J. J.; FRIEDMAN, M.; HANDIN, J.; SOWERS, G. M. Experimental studies relating to microfracture in sandstone. **Tectonophysics**, v.21, n.3, p.203-47.
- GALLO, V.; SILVA, H. M. A.; PETRA, R.; RAMOS, R. R. C.; MASSA, R. S.; PAGNONCELLI, D.; ANTOLIOLI, L. 2009. Novas ocorrências de †Mawsoniidae (Sarcoptergii, Actinistia) na Formação Morro do Chaves, Cretáceo Inferior da Bacia de Sergipe-Alagoas, NE do Brasil. Congresso Brasileiro de Paleontologia, 21. **Resumos...**, p.178-179.

- GARCIA, G. G. **Análise do conteúdo palinológico da Formação Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas e seu significado bioestratigráfico e paleoambiental**. 2012. 123 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- GARCIA, M. G. M.; PARENTE, C. V.; SILVA FILHO, W. F.; ALMEIDA, A. R. Idade do vulcanismo ácido da Formação Parapuí: implicações na estratigrafia da Bacia Eopaleozóica Jaibaras-CE. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2010. **Anais...** Belém, 2010.
- GARRET, K. W.; BAILEY, J. E. Multiple transverse fracture in 90 cross-ply laminates of a glass fibre-reinforced polyester. **Journal of materials Science**, v.12, n.1, p.157-168, 1977.
- GASPAR, L. A. B.; SANTOS, J. S.; PITOMBEIRA, E. S. Influência da geometria das fraturas na conectividade dos aquíferos fissurais. In: CONGRESSO INTERNACIONAL DE MEIO AMBIENTE SUBTERRÂNEO, São Paulo. 2009.
- GOOGLE. Google Earth. Version 7.1.5.1557. 2016. Localização da Mina da InterCement (São Miguel dos Campos). Disponível em: <<https://earth.google.com/>>. Acesso em: 14 mar. 2016.
- GRATIER, J. P.; MUQUET, L.; HASSANI, R.; RENARD, F. Experimental microstylolites in quartz and modeled application to natural stylolitic structures. **Journal of Structural Geology**, v.27, n.1, p.89-100, 2005.
- GROSS, M. R. The origin and spacing of cross joints: examples from the Monterey Formation, Santa Barbara Coastline, California. **Journal of Structural Geology**, v.15, n.6, p.737-751, 1993.
- Gross, M. R. Fracture partitioning: Failure mode as a function of lithology in the Monterey Formation of coastal California. **Geological Society of America Bulletin**, v.107, n.7, p.779-792.
- HOBBS, D. W. Formation of tension joints in sedimentary rocks: an explanation. **Geological Magazine**, v. 104, p. 550-556.
- HOSHINO, K. Effect of porosity on the strength of the clastic sedimentary rocks. **Advances in Rock Mechanics**, Denver, Colorado, v.11, part A, p.511-516, 1974.
- HUANG, Q; ANGELIER, J. Fracture spacing and its relation to bed thickness. **Geological Magazine**, v.126, n.04, p.355-362, 1989.
- KIDWELL, S. M.; FURSICH, F. T.; AIGNER, T. Conceptual framework for the analysis of fossil concentration. **Palaïos**, v.1, p.228-238, 1986.
- KINOSHITA, E. M. **Modelagem sísmica-geométrica de Fácies dos carbonatos lacustres do Membro Morro do Chaves, Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2007. 97f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia. Universidade Federal do Paraná, Curitiba.
- KNUDBY, C; CARRERA, J. On the use of apparent hydraulic diffusivity as an indicator of connectivity. **Journal of Hydrogeology**, v.329, n.3-4, p.377-389, 2006.
- LADEIRA, F. L.; PRICE, N. J. Relationship between fracture spacing and bed thickness. **Journal of Structural Geology**, v.3, n.2, p.179-183, 1981.
- LANA, M. C. 1990. Bacia de Sergipe-Alagoas: uma hipótese de evolução tectono-sedimentar. In: GABAGLIA, G.P.R.; MILANI, E.J. (eds.) **Origem e Evolução das Bacias Sedimentares**, Ed. Gávea/Petrobrás, Rio de Janeiro: 311-332.
- LAUBACH, S. E. A method to detect natural fracture strike in sandstones. **AAPG bulletin**, v.81, n.4, p.604-623, 1997.
- LAUBACH, S. E.; GALE, J. F. W. Obtaining fracture information for low-permeability (tight) gas sandstones from sidewall cores. **Journal of Petroleum Geology**, v. 29, no. 2, 147-158, 2006.
- LAUBACH, S.; EICHHUBL, E. P.; HILGERS, C.; LANDER, R. H. Structural diagenesis. **Journal of Structural Geology**, v.32, n.12, p.1866-1872, 2010.
- LAUBACH, S. E.; REED, R. M.; OLSON, J. E.; LANDER, R. H.; BONNELL, L. M. Coevolution of crack-seal texture and fracture porosity in sedimentary rocks: Cathodoluminescence observations of regional fractures. **Journal of Structural Geology**, v.26, n.5, p.967-982, 2004.
- LIMA, B. F. Simulação de reservatórios naturalmente fraturados. 2013. 120f. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Departamento de Engenharia Civil, Pontifícia Universidade Católica do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- LOOYEH, R; AADNOY, B. **Mecânica de Rochas Aplicada: Perfuração e Projetos de Poços**. Rio de Janeiro: Elsevier, 2014
- LORENZ, M. O. Methods of measuring the concentration of wealth. *Publications of the American Statistical Association*, vol. 9 (New series, no. 70), p. 209-219.
- MAULDON, M.; DERSHOWITZ, W. A multi-dimensional system of fracture abundance measures. 2000. Disponível em: <<https://faculty.washington.edu/dersh/Files/IntensityMeasures.pdf>>. Acesso em: 9 dez. 2016.

- MAZO, E. O. M. **Estratégias de produção em reservatórios naturalmente fraturados**. 2005. 86f. Dissertação (Mestrado) – Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, Universidade Estadual de Campinas, São Paulo.
- MCQUILLAN, H. Small-scale fracture density in Asmari Formation of southwest Iran and its relation to bed thickness and structural setting. **AAPG Bulletin**, v. 57, no. 12, p. 2367-2385, 1973.
- MIDDLETON, G. V. Evaporite solution breccias from the Mississippian of Southwest Montana. **Journal of Sedimentary Petrology**, v.31, n.2, p.189-195, 1961.
- NATURAL RESEARCH COUNCIL. Rock fractures and fluid flow: Contemporary understanding and applications. National Academics Press, 1996. Disponível em: <<https://www.nap.edu/read/2309/chapter/4#39>>. Acesso em: 2 dez. 2016.
- NELSON, R. A. **Geologic analysis of naturally fractured reservoirs**. 2nd ed. Gulf Professional Publishing, 2001. 353p.
- NELSON, R. A. Localization of aggregate stylolites by rock properties. **American Association of Petroleum Geology Bulletin**, v.67, n. 2, p.313-322. 1983.
- NELSON, R. A. Natural fracture systems: Description and classification: Geologic notes. **AAPG Bulletin**, v.63, n.12, p. 2214-2221. 1979.
- NELSON, R. A. Significance of fracture sets associated with stylolite zones: geologic notes. **AAPG Bulletin**, v. 65, n.11, p. 2417-2425. 1981.
- NOGUEIRA, M. S.; LEMOS, V. B.; TERRA, G. J. S. As “Coquinas” do membro Morro do Chaves, Cretáceo Inferior da Bacia de Alagoas, e seu potencial para reservatório de petróleo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS, ABGP, 2., 2003.
- OLSON, J. E.; LAUBACH, S. E.; LANDER, R. H. Natural fracture characterization in tight gas sandstones: Integrating mechanics and diagenesis. **AAPG Bulletin**, v. 93, n. 11, p. 1535-1549, 2009.
- OVEROCKER, Quintin M.; KAH, L. C. Origin of Middle Wallace breccias, Mesoproterozoic Belt Supergroup, Montana and Idaho. In: **Geological Society of America Abstracts with Programs**. p. 24. 2006
- PARVIZI, A.; BAILEY, J. E. On multiple transverse cracking in glass fibre epoxy cross-ply laminates. **Journal of Materials Science**, v. 13, n. 10, p. 2131-2136. 1978.
- PATRICK, D. J; KIRKMAN, A. C.; GREENWOOD, R. J. The distribution and relationships of stylolites, fractures, shale laminae, clay, and calcium, magnesium and iron carbonates in the Amoco Norway. Robertson Research International Oil Fields Report no. 713, p.20. 1972.
- PETROWIKI, Recognizing naturally fractured reservoirs. Disponível em: <http://petrowiki.org/Recognizing_naturally_fractured_reservoirs>. Acesso em: 25 nov. 2016.
- PINHO, R. R. E. **Variação da porosidade e da permeabilidade em coquinas da Formação Morro do Chaves (Andar Jiquiá), Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2015. 84 f. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- PONTE, F. C.; ASMUS, H. E. The Brazilian margin basins-current state of knowledge. In: Simpósio Internacional sobre as Margens Continentais do Tipo Atlântico, 1976, Rio de Janeiro. In: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**. Rio de Janeiro, v.48, supl., p.215-240.
- PRICE, N. J. Mechanics of jointing rocks. **Geological Magazine**, v. 46, n.2, p. 148-167. 1966.
- RANDOLPH, L; JOHNSON, B. Influence of faults of moderate displacement on groundwater flow in the Hickory sandstone aquifer in Central Texas. **Geological Society of America Abstracts with programs**, v. 21, p 242. 1989.
- SAYERS, C. M. Introduction to this special section: Fractures. **The Leading Edge**, v. 26, n. 9, p. 1102-1105, 2007.
- SCHLUMBERGER GLOSSARY, Natural fracture. Disponível em: <http://www.glossary.oilfield.slb.com/Terms/n/natural_fracture.aspx>. Acesso em: 24 nov. 2016.
- SCHOLLE, P.A.; BEBOUT, D.G.;MOORE, C.H. eds., 1983. Carbonate Depositional Environments, **AAPG Memoir**, n.33, 1983.
- SCHOLZ, C. H. **The mechanics of earthquakes and faulting**. Cambridge, Cambridge University Pres, 1990.
- SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. **Geological Society of London Journal**, v.133, p.191-231, 1977.
- SIMÓN, J. L. Analysis of solution lineations in pebbles: Kinematical vs. dynamical approaches. **Tectonophysics**, v.445, n.3, p.337-352, 2007.
- SINCLAIR, S. W. **Analysis of macroscopic fractures on Teton anticline, northwestern Montana**. 1980. Doctoral dissertation, Texas A&M University.
- SMITH, L; FORSTER, C. B; EVANS, J. P. Interaction of fault zones, fluid flow and heat transfer at the basin scale, **Hydrogeology of permeability environments**, International Association of Geologists, v.2, p.41-67, 1990.

- SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E. J.; BENGTON, P.; GALM, P. C. A Bacia de Sergipe-Alagoas: evolução geológica, estratigrafia e conteúdo fóssil. **Phoenix**, Aracaju. Fundação Paleontológica Phoenix, p.34, 2002.
- STANTON, R. J. The solution brecciation process. **Geological Society of America Bulletin**, v. 77, n.8, p.843-848, 1966.
- STEARNS, D. W. Certain aspects of fracture in naturally deformed rocks. **Rock mechanics seminar**, v.1, p.97-118. Terrestrial Sciences Laboratory Bedford. 1968.
- STEARNS, D. W.; FRIEDMAN, M. Reservoirs in fractured rock: Geologic exploration methods. **Stratigraphic Oil and Gas Fields - Classification, Exploration Methods, and Case Histories**, 1972.
- SZATMARI, P.; MILANI, E. J. Microplate rotation in northeast Brazil during South Atlantic rifting: analogies with the Sinai microplate. **Geology**, v. 27, n. 12, p. 1115-1118, 1999.
- TAVARES, A. C. **Fácies diagenéticas em coquinas da Formação Morro do Chaves (Barremiano/Aptiano da Bacia de Sergipe-Alagoas)**. 2014. 203f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- TEIXEIRA, B.F. L. **Coquinas da Formação Morro do Chaves (Cretáceo Inferior), Seção Rife da Bacia de Sergipe-Alagoas**. 2012. Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geologia) – Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- TWISS, R.J.; MOORES, E. M. **Structural Geology**, W.H. Freeman & co, 2000.
- WILLIAMS, T. Image and fracture analysis. Well logging principles and applications: borehole image analysis, 2008. Disponível em: <http://www.ldeo.columbia.edu/res/div/mgg/lodos/Education/Logging/slides/Image_fracture.pdf>. Acesso em: 25 nov. 2016.
- WOOD, G. V.; WOLFE, M. J. Sabkha cycles in the Arab/Darb formation off the Trucial Coast of Arabia. **Sedimentology**, v.12, n.3-4, p.165-191. 1969.
- WU, H.; POLLARD, D. D. An experimental study of the relationship between joint spacing and layer thickness. **Journal of Structural Geology**, v. 17, n.6, p.887-905, 1995.
- ZEMANEK, J.; GLENN, E. E.; NORTON, L. J.; Caldwell, R. L. Formation evaluation by inspection with the borehole televiewer. **Geophysics**, v.35, n.2, p.254-269, 1970.
- ZOBACK, M. D. **Reservoir Geomechanics**. Cambridge University Press, 2010.

APÊNDICE A – Reservatórios naturalmente fraturados

A1 Fraturas naturais

Fratura é uma superfície na qual houve perda de coesão na textura da rocha. Por vezes são chamadas de juntas quando ocorre um movimento normal das paredes das fraturas, quebras (*cracks*) ou fissuras nas rochas, e sua orientação pode variar de horizontal a vertical. O espaço entre as superfícies separadas dá origem à porosidade de fratura (CRAIN'S PETROPHYSICAL HANDBOOK, Fractured Reservoir Basics).

Fraturas naturais são resultantes da atuação de campos de tensões em corpos rochosos em subsuperfície provenientes de forças tectônicas de dobramentos e falhamentos, quando tais campos de tensões excedem a resistência das rochas. São mais comuns em rochas carbonáticas e ocorrem em direções preferenciais determinadas pela direção de tensões regionais.

São caracterizadas quanto a suas aberturas ou não, no caso de estarem cimentadas ou preenchidas por algum material, pelos seus tamanhos, desde a escala microscópica à escala de quilômetros, pela orientação e conectividade, entre outros fatores (PETROWIKI, Recognizing naturally fractured reservoirs). Dessa maneira, atuam como sistemas condutos, barreiras ou condutos-barreiras, contribuindo ou impedindo o fluxo de fluidos (RANDOLPH e JOHNSON, 1989; SMITH et al., 1990; SCHOLZ, 1990).

Reservatórios fraturados naturalmente contém porosidade secundária em adição à porosidade primária original. Apesar de porosidade de fraturas geralmente possui valores muito baixos (entre 0,01 a 0,1%), a porosidade causada por dissolução ou recristalização em reservatórios carbonáticos, relacionada à de fraturas, podem atingir valores maiores. O termo porosidade secundária também inclui contração de volume de rocha devido à dolomitização (CRAIN'S PETROPHYSICAL HANDBOOK, Fractured Reservoir Basics).

Reservatórios naturalmente fraturados comportam-se diferente de reservatórios não fraturados com porosidade similar devido à alta capacidade de fluxo de sistemas de porosidade secundários (CRAIN'S PETROPHYSICAL HANDBOOK, Fractured Reservoir Basics), e a

permeabilidade gerada a partir da conectividade de fraturas pode ser considerada mais importante que a porosidade de fraturas, devido ao impacto na produção.

Além disso, fraturas naturais também podem ser induzidas mecanicamente a fim de aumentarem o fluxo de hidrocarbonetos durante sua extração (SCHLUMBERGER GLOSSARY, definição de *natural fracture*), mesmo que, tardiamente durante a produção, possam servir de condutos para água ou gás, ocasionando em *breakthrough* no poço produtor.

A2 Reservatórios naturalmente fraturados

Um reservatório naturalmente fraturado é aquele que possui fraturas naturais com efeito significativo no fluxo de fluidos desse reservatório, de forma que haja aumento de porosidade e permeabilidade (AAPG Wiki).

Segundo Bratton (2006), aproximadamente todos os reservatórios são afetados de alguma forma por fraturas naturais, ainda que os efeitos das mesmas sejam pouco entendidos e altamente subestimados.

Há uma variedade de técnicas diagnósticas para a caracterização de reservatórios naturalmente fraturados, que vão desde descrições de testemunhos fraturados convencionais (NELSON, 2001), uso de lâminas delgadas de testemunhos para observar microfraturas (LAUBACH, 1997; LAUBACH e GALE, 2006) e de perfis sônico ou de resistividade a na identificação de grandes fraturas (ZEMANEK *et al.*, 1970; ASQUITH e KRYGOWSKI, 2004; BARTON *et al.*, 2009; OLSON *et al.*, 2009), além de outros métodos. Apesar da possibilidade de fraturas serem inferidas a partir de técnicas geofísicas, amostrando grandes volumes de rocha, existe também uma capacidade limitada para distinguir feições que não sejam consideradas ambíguas (SAYERS, 2007).

A.2.1. Componentes de reservatórios fraturados

Os principais componentes constituintes de reservatórios fraturados são: matriz rochosa, fraturas difusas, fraturas em grande escala e falhas. A matriz rochosa é altamente variável e depende da mudança litológica e de fácies dentro de uma mesma litologia; as fraturas difusas são de pequena escala e bem distribuídas no reservatório, sendo também chamadas de fraturas de plano de fundo (*background fractures*); as fraturas de grande escala interceptam toda a espessura do reservatório e podem possuir metros a quilômetros de extensão; e falhas, que também atravessam grandes extensões de rochas, mas são estruturas relacionadas a deslocamentos de estratos (LIMA, 2013).

A.2.2 Sistema de classificação de reservatórios naturalmente fraturados

Reservatórios carbonáticos podem ser classificados com base na interação entre a contribuição da porosidade e da permeabilidade de sistemas relativos à matriz e às fraturas (figura 32; NELSON, 2001; BRATTON *et al.*, 2006).

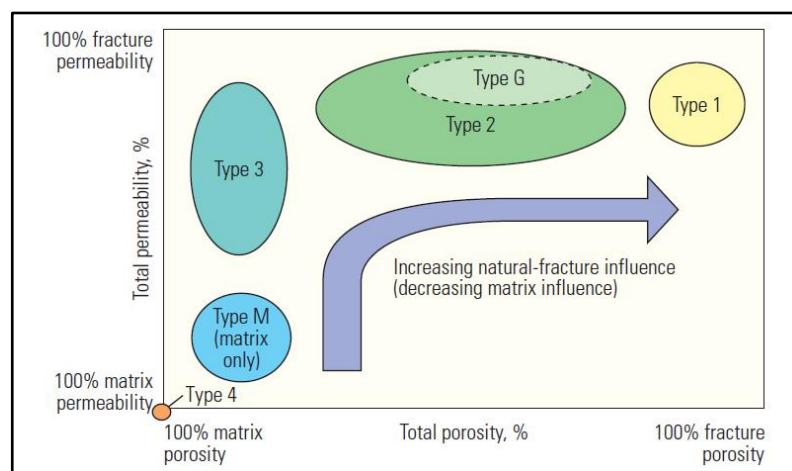


Figura 32 – Sistema de classificação de reservatórios naturalmente fraturados (BRATTON *et al.*, 2006).

Segundo esta classificação, os reservatórios de tipo 1 têm valores de porosidade e permeabilidade bons, e suas fraturas fornecem porosidade e permeabilidade primária (relacionada a fluxo por poros e interstícios). Esses reservatórios possuem alta área de drenagem por poço, e requerem desenvolvimento de poucos poços, com altas taxas de produção iniciais, estando por isso sujeitos ao rápido declínio e rápido avanço de água no poço.

Já os reservatórios do tipo 2 têm baixos valores de porosidade e permeabilidade relativos à matriz, e fraturas fornecem permeabilidade essencial para produtividade. São reservatórios de boas taxas de produção iniciais para reservatórios de baixa permeabilidade relacionados à matriz, mas possuem dificuldades na recuperação secundária (por injeção de fluidos) caso a comunicação entre a matriz e as fraturas seja baixa.

Reservatórios do tipo 3 têm alta porosidade relacionada à matriz e podem produzir sem fraturas, logo fraturas nesses reservatórios fornecem permeabilidade adicional. São tipicamente mais contínuos e têm boas taxas de produção, mas podem ter relações de permeabilidade direcionais complexas, o que dificulta a fase de recuperação secundária.

Os reservatórios do tipo M têm altíssimos valores de porosidade e de permeabilidade referentes à matriz, então fraturas abertas podem aumentar a permeabilidade, mas também podem atrapalhar o fluxo de fluidos nesses reservatórios ao formarem barreiras. Além disso, a matriz pode ser compartimentalizada, o que ocasiona variações na efetividade de recuperação secundária em cada um desses compartimentos dentro de um mesmo campo produtor.

Reservatórios do tipo 4 possuem grande influência de fraturas, que podem adicionar porosidade e permeabilidades complementares, porém tais estruturas geralmente funcionam como barreiras para o fluxo de fluidos. O campo desses reservatórios é plotado próximo à origem dos eixos do gráfico devido à contribuição das fraturas na permeabilidade ser negativa

Já os reservatórios do tipo G são criados para reservatórios de gás não-convencionais fraturados, como os de *coalbed methane* (gás natural), e reservatórios de gás condensado fraturados. A maioria desses reservatórios são plotados dentro ou próximo ao campo do reservatório do tipo 2 no gráfico (BRATTON, 2006).

Em reservatórios carbonáticos, fraturas naturais ajudam a criar porosidade secundária e, conseqüentemente, uma comunicação entre compartimentos do reservatório. Apesar disso, esses condutos de alta permeabilidade podem gerar uma recuperação secundária ineficaz (BRATTON *et al*, 2006).

De acordo com Bourne *et al.* (2000), os sistemas de fraturas naturais têm uma grande influência em reservatórios, já que podem atuar como condutos de fluxos de alta permeabilidade ou como barreiras e selantes, gerando heterogeneidade no reservatório. Muitos fatores afetam o fluxo de fluidos em reservatórios fraturados, como: orientação de campos de tensões atuais, direções de fraturas naturais, se as fraturas são mineralizadas ou abertas, propriedades de fluidos e fases e o histórico de produção e injeção do campo (BRATTON, 2006).

Para uma boa gestão desses reservatórios, é preciso que haja um conhecimento das tensões naturais e dos sistemas de fraturamento, assim como da distribuição espacial e das propriedades hidráulicas desses reservatórios.

APÊNDICE B - Geomecânica

A geomecânica é o estudo do comportamento mecânico do solo e das rochas, e explica de que maneira tais materiais deformam, por vezes até o seu rompimento, em resposta a mudanças em tensão, pressão, temperatura e outros parâmetros ambientais (COOK, 2016). Pode ser dividida em outras duas áreas: mecânica dos solos e mecânica das rochas.

Na indústria de engenharia de petróleo, a geomecânica é aplicada desde avaliação, extração e exploração, sendo usada para a predição de parâmetros importantes, como tensões *in situ* em rochas, módulo de elasticidade e coeficiente de Poisson. Parâmetros de reservatório como porosidade da formação, permeabilidade e pressão de fundo de poço podem ser derivadas de avaliações geomecânicas, assim como estabilidade e integridade de poços durante a perfuração.

Serão definidos alguns conceitos muito utilizados na mecânica das rochas, e que estão presentes ao longo deste trabalho, como tensão, *strain*, Módulo de Young, coeficiente de Poisson e resistência de rochas.

B.1 Tensão

Tensão é um tensor que descreve as forças atuantes em todas as superfícies, denotado como S ou δ , e τ para componentes de cisalhamento.

Tensão corresponde a uma força ou carga por unidade de área, aplicada sobre um material, e pode ser expresso em Pascal, kg/m^2 , libra-força/polegada² (psi).

Os nove componentes dos tensores podem ser resumidos em três principais tensões, ortogonais entre si, onde $S_1 \geq S_2 \geq S_3$ (figura 33).

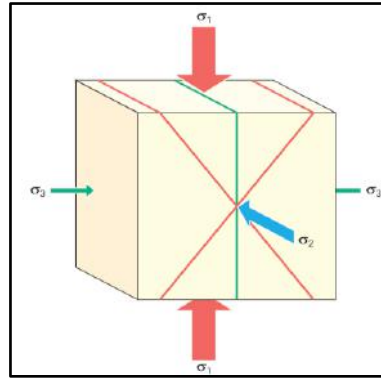


Figura 33 – Principais tensores atuantes na criação de fraturas. Diagrama mostra as direções dos três principais tensores, com a formação de fraturas indicadas na mesma cor, extraído de BRATTON (2006).

As tensões classificam-se como de tração, de compressão (tensões normais) ou de cisalhamento (tensão tangencial ou de corte).

Todo corpo sob ação de uma força ou pela resultante de um conjunto de forças quaisquer se deforma, gerando tensões internas, e tais tensões operam em dois regimes distintos: no regime elástico ou no regime plástico (figura 34).

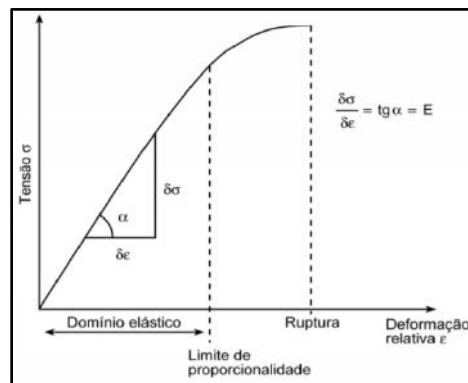


Figura 34 – Gráfico de deformação *versus* tensão, com os domínios elásticos e plásticos, ou de ruptura (FOX *et al.*, 2013).

B2 Strain

Strain é a deformação do material em resposta à tensão (figura 35), denotado como ϵ e em valores em porcentagem, e essa deformação não está relacionada à ruptura, mas sim às mudanças das dimensões, por unidade da dimensão original.

A deformação pode ser descrita a partir de uma equação que quantifica a relação entre tensão e *strain* a partir de um parâmetro chamado Módulo de Elasticidade.

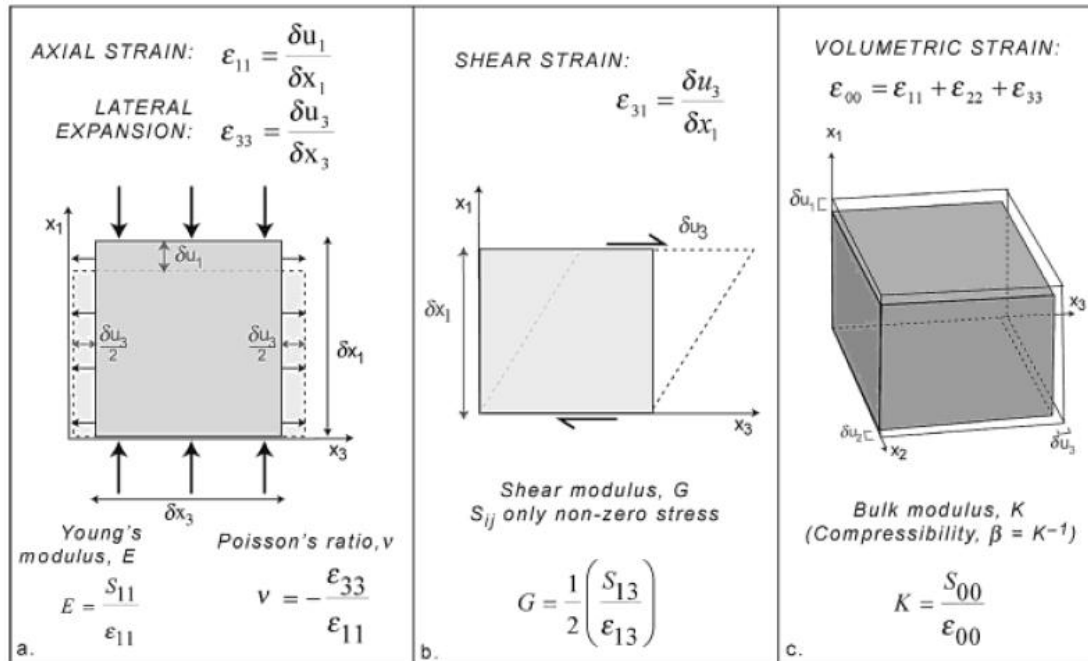


Figura 35 – Ilustração esquemática da relação entre tensões, deformações e módulo elástico em compressões uniaxial, de cisalhamento e volumétrico (ZOBACK, 2010 *apud* FOX *et al.*, 2013).

B3 Módulo de Young (ou de elasticidade)

O módulo de Young, ou módulo de elasticidade, denotado como E, é um parâmetro mecânico que proporciona uma medida de rigidez de um material sólido, sendo uma característica física do material.

É uma propriedade intrínseca dos materiais, dependente da composição química, microestrutura e defeitos. Seu valor pode ser obtido a partir da razão entre a tensão exercida e a deformação sofrida pelo material:

$$E = \frac{\sigma}{\epsilon}$$

Materiais de alto comportamento dúctil e grande conteúdo de quartzo têm altos valores de Módulo de Young (DING *et al.*, 2012).

B4 Coeficiente de Poisson

A relação entre a deformação transversal e a longitudinal de aplicação da carga, na direção do esforço da tração é representado pelo coeficiente de Poisson, denotado de γ . O alongamento produzido por em uma direção é acompanhado por um encurtamento na direção transversal (figura 36).

Materiais de alto comportamento rúptil têm baixos valores de coeficiente de Poisson.

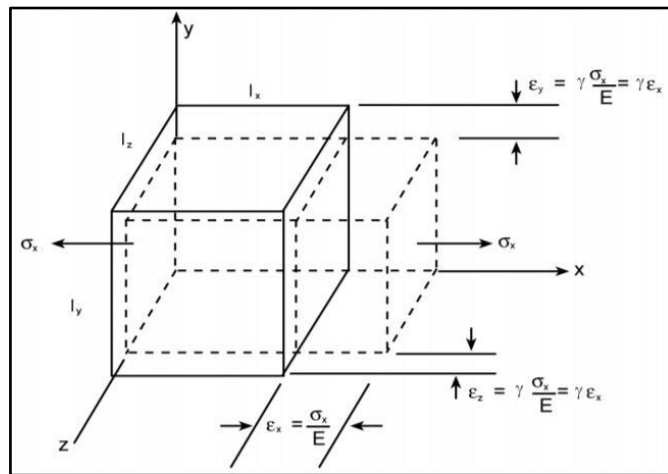


Figura 36 – Deformações transversal e longitudinal (FOX *et al.*, 2013).

B5 Resistência de rochas e ruptura

Em um dado momento, a tensão numa rocha pode ultrapassar seu limite de resistência, ocasionando sua ruptura.

A determinação de parâmetros de resistência (coesão e ângulo de atrito) pode ser realizada por três tipos de ensaios: cisalhamento direto, compressão triaxial e compressão simples. Durante esses ensaios, o *strain* axial é verificado em função da tensão axial (figura 37). Rochas de comportamento mais rúpteis resistirão menos à deformação; rochas de comportamento mais dúcteis se comportarão mais como materiais plásticos.

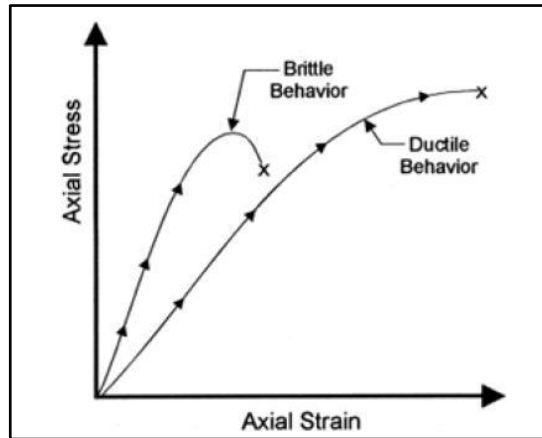


Figura 37 – Comportamento rúptil e dúctil em gráfico *strain versus* tensão (FOX *et al.*, 2013).

B6 Regimes de falhamento relacionados a tensões

Estados de tensões *in situ* podem ser divididos em três tipos, baseados nas magnitudes relativas das três principais tensões atuantes. Tais estados de tensões são chamados de regimes de falhamento segundo a Classificação de regimes de tensões tectônicas de Anderson (1942). Se a tensão vertical for a de maior magnitude, o regime de falha será normal; se a tensão vertical for a intermediária dentre as três, o regime será transcorrente; e caso seja a de menor magnitude, o regime será reverso (figura 38).

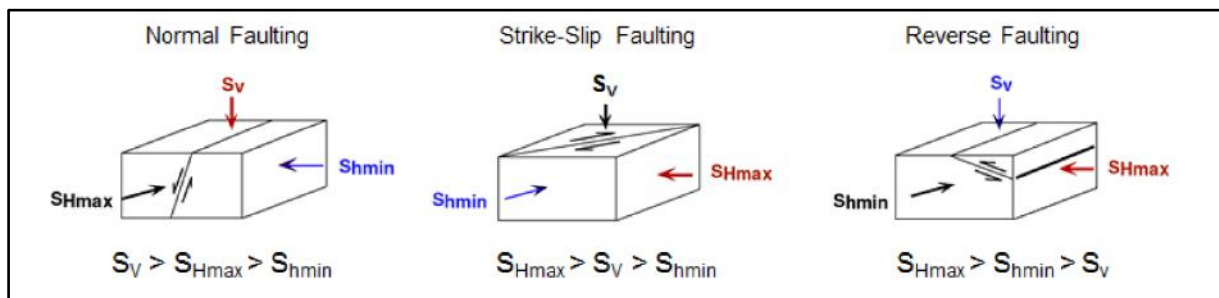


Figura 38 – Regimes de falhamentos e magnitudes de tensões relativas a eles (FOX *et al.*, 2013).

B7 Quantificação de fraturas

B7.1 Intensidade de fraturas

A intensidade de fraturas é um importante atributo para quantificar fraturas. Pode corresponder ao número de fraturas por unidade de comprimento ao longo de uma amostra (P_{10}), ou por comprimentos de fraturas por área de exposição (P_{21}) ou área de fraturas por volume de massa rochosa (P_{32} ; MAULDON e DERSHOWITZ, 2000).

Corresponde também ao termo densidade de fraturas, e ambas as definições podem ser aplicadas a diferentes escalas, como por exemplo intervalos de poço, ou afloramento.

B7.2 Espaçamento de fraturas

O espaçamento de fraturas é a quantificação do espaço horizontal entre fraturas, geralmente confinadas em uma mesma camada. Tal conceito pode ser relacionado à intensidade de fraturas, já que quanto maior o espaçamento de fraturas, maior a intensidade das mesmas.

O espaçamento de fraturas em sistemas fraturados influi na capacidade do fluxo, já que quanto mais próximas forem as fraturas umas das outras, maior será a quantidade de material rochoso capaz de interagir com as fraturas e maior a quantidade de fluido entregue ao sistema de fraturas para a sua condução (MAZO, 2005).

APÊNDICE C - Estratigrafia mecânica

A estratigrafia mecânica é definida pelos fatores estratigráficos que controlam o processo de fraturas dentro de um estrato sedimentar, influenciando nos limites inicial e final dessas fraturas (GROSS, 1993; COOKE *et al.*, 2006). Sendo assim, horizontes estratigráficos diferentes podem ser afetados distintamente pelo mesmo processo de deformação.

O espaçamento e o tamanho de fraturas são controlados fortemente pela estratigrafia, em detrimento de processos de falhamentos ou dobramentos (BECKER e GROSS, 1996). Tem-se, então, que fraturas perpendiculares ao acamamento iniciam dentro de unidades estratigráficas e terminam em horizontes distintos (GROSS *et al.*, 1995). Conseqüentemente, o espaçamento de fraturas depende das propriedades do material e da espessura das unidades estratigráficas (HUANG e ANGELIER, 1989). Apesar disso, nem todas as fraturas terminam em contatos sedimentares, e o estudo de redes de fraturas deve considerar os controles sedimentológicos heterogêneos que influenciam na formação de fraturas (COOKE *et al.*, 2006).

Em formações com relativa baixa permeabilidade, o estudo da estratigrafia mecânica de um estrato pode levar a uma melhor predição da arquitetura de fraturas em subsuperfície, servindo como potenciais condutos para fluxo de fluidos. Por exemplo, unidades mecânicas espessas produzem fraturas maiores que fornecem mais caminhos diretos para migração de fluidos que unidades mecânicas delgadas, com fraturas menores e mais espaçadas (COOKE *et al.*, 2006).

Em sequências carbonáticas acamadadas, unidades espessas de folhelho que não fraturam servem de interfaces mecânicas para outras unidades mecânicas fraturadas. Tal intercalação de unidades fraturadas e não-fraturadas pode ocasionar zonas fraturadas isoladas que compartimentalizam fluxo dentro de um reservatório (COOKE *et al.*, 2006).

C1 Camada mecânica controlada por litologia

É uma unidade rochosa que se comporta de maneira homogênea em resposta a uma tensão aplicada, não exibindo variação lateral de comportamento mecânico (figura 39). Seus

limites correspondem a mudanças em litologia, exibindo contraste em propriedades mecânicas (GROSS, 1993).

A espessura da camada mecânica em sequências carbonáticas depende da espessura da camada, seus padrões de empilhamento das camadas e o padrão de diagênese imposta (GALE *et al.*, 2005).

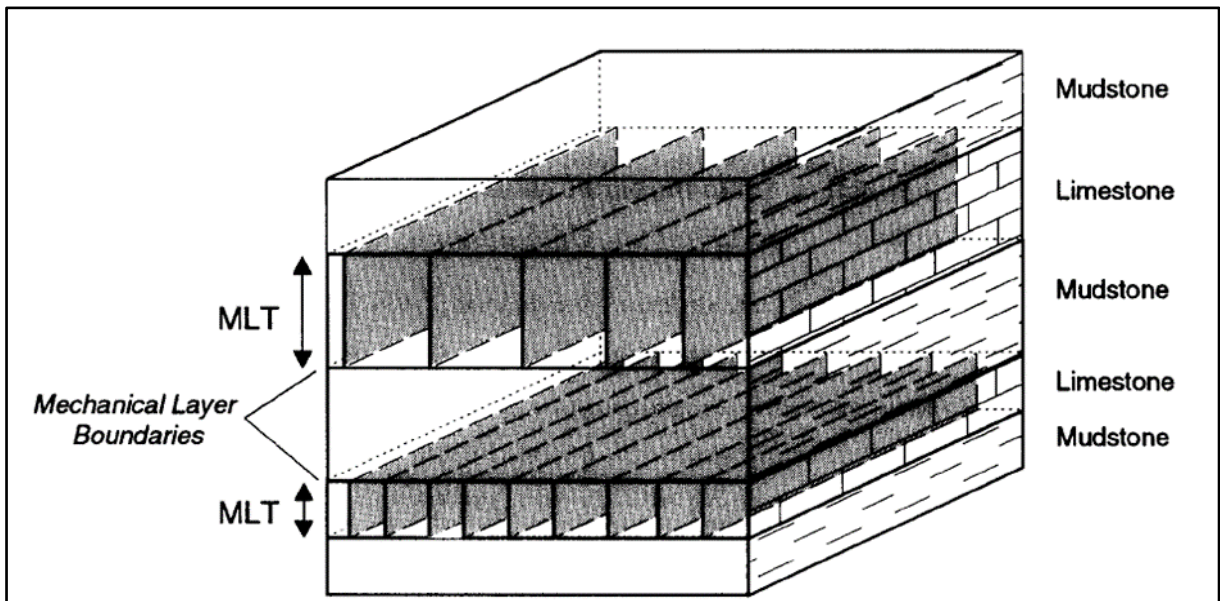


Figura 39 - Fraturas confinadas a camadas mecânicas cujos limites são definidos por contatos litológicos (controlados por litologia). O espaçamento de fraturas é proporcional à espessura da camada mecânica (*mechanical layer thickness*; GROSS, 1993).

C2 Limite mecânico de camadas

O contato entre camadas fraturadas e não-fraturadas pode ser chamado de limite mecânico de camada (*mechanical layer boundary*).

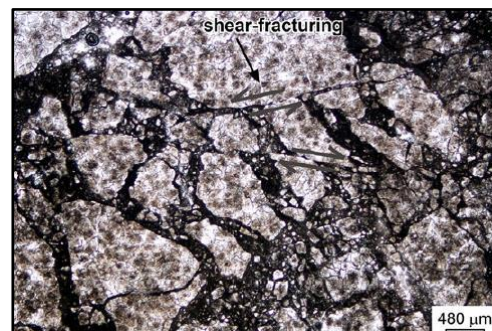
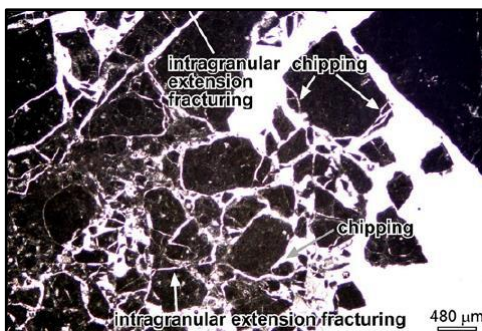
Contatos litológicos, assim como fraturas pré-existentes, podem servir como limites de camada mecânicos, dividindo, dessa forma, o corpo rochoso em unidades mecânicas (GROSS *et al.*, 1993).

APÊNDICE D - Microtectônica em Rochas Carbonáticas

De acordo com Billi (2010), em escala microscópica, a redução do tamanho dos grãos minerais em rochas carbonáticas sob tensões em zonas de falhas ocorre principalmente por cataclase e, em menor proporção, através de dissolução por pressão. A cataclase é o processo de deformação de uma rocha, com fraturamentos e rotações de seus constituintes sem recristalizações minerais significativas, e envolve três principais processos, sendo eles:

- **Fraturamento por extensão intragranular (*intragranular extension fracturing*):** produz brechas de grãos angulares e de granulometria grossa, sendo mais comum em fases iniciais de cataclase (figura 40a), e em alguns casos planos de fraqueza controlam os padrões de fraturamento;
- ***Chipping*:** produz gouge, com alguns grãos vestigiais arredondados em uma matriz fina, comum em estágios mais avançados de cataclase (figura 40a), e tal processo tem início principalmente em bordas de grãos ou cristais, gerando lascas;
- **Fraturamento por cisalhamento (*shear fracturing*):** processo menos frequente que os anteriores, ocorre geralmente em estágios avançados de cataclase (figura 40b).

O gouge, presente nessas rochas, é um tectonito de material inconsolidado, de matriz fina e sem coesão, sendo formado da mesma maneira que uma brecha de falha, porém esta tem clastos mais largos (TWISS e MOORES, 2000).



Figuras 40a – processos de fraturamento de extensão intragranular e *chipping* ocasionaram diminuição dos tamanhos dos grãos; 40b – processo de fraturamento por cisalhamento pode ser observado (BILLI, 2010).

APÊNDICE E - Controles Geológicos na Formação de Fraturas

Nelson (2001) resumiu alguns dos principais fatores geológicos que controlam a ocorrência e a intensidade de fraturas, aceitos por diversos autores, sendo eles: composição, textura (incluindo granulometria e porosidade), espessura de camada e orientação estrutural.

Foram estudados também outros fatores definidos por outros trabalhos, como argilosidade (*shaliness*), diagênese e presença de estilólitos.

E1 Composição

O espaçamento ou densidade de fraturas pode ser relacionado à composição e, conseqüentemente, à litologia (figura 41; STEARNS, 1968; STEARNS e FRIENDMAN, 1972), já que diferentes materiais possuem diferentes resistências e ductibilidades.

A resistência é a máxima tensão que um material pode suportar sem fraturar, e a ductibilidade é a medida da capacidade de um material de suportar uma deformação plástica antes da fratura, podendo ser indicada como alongamento ou redução percentual na área da seção transversal de um corpo de prova em um ensaio de tração direta (LOOYEH e AADNOY, 2014).

Em geral, rochas com alta porcentagem de constituintes rúpteis terão fraturas pouco espaçadas (ou com alta intensidade) quando comparadas com as rochas com baixa porcentagem desses mesmos constituintes, em condições ambientais e sob tensões similares. Na maioria dos reservatórios sedimentares, os principais constituintes rúpteis serão os de composição quartzosa, feldspática, dolomítica e, algumas vezes, calcítica (figuras 23 e 24; NELSON, 2001).

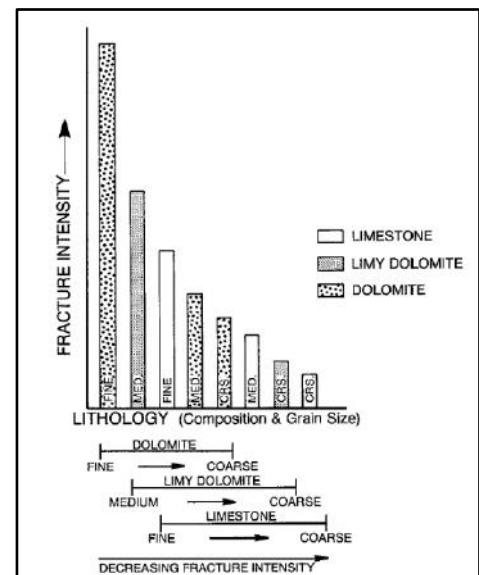


Figura 41 - Histograma Litologia versus Intensidade de Fraturas para rochas carbonáticas. (SINCLAIR, 1980).

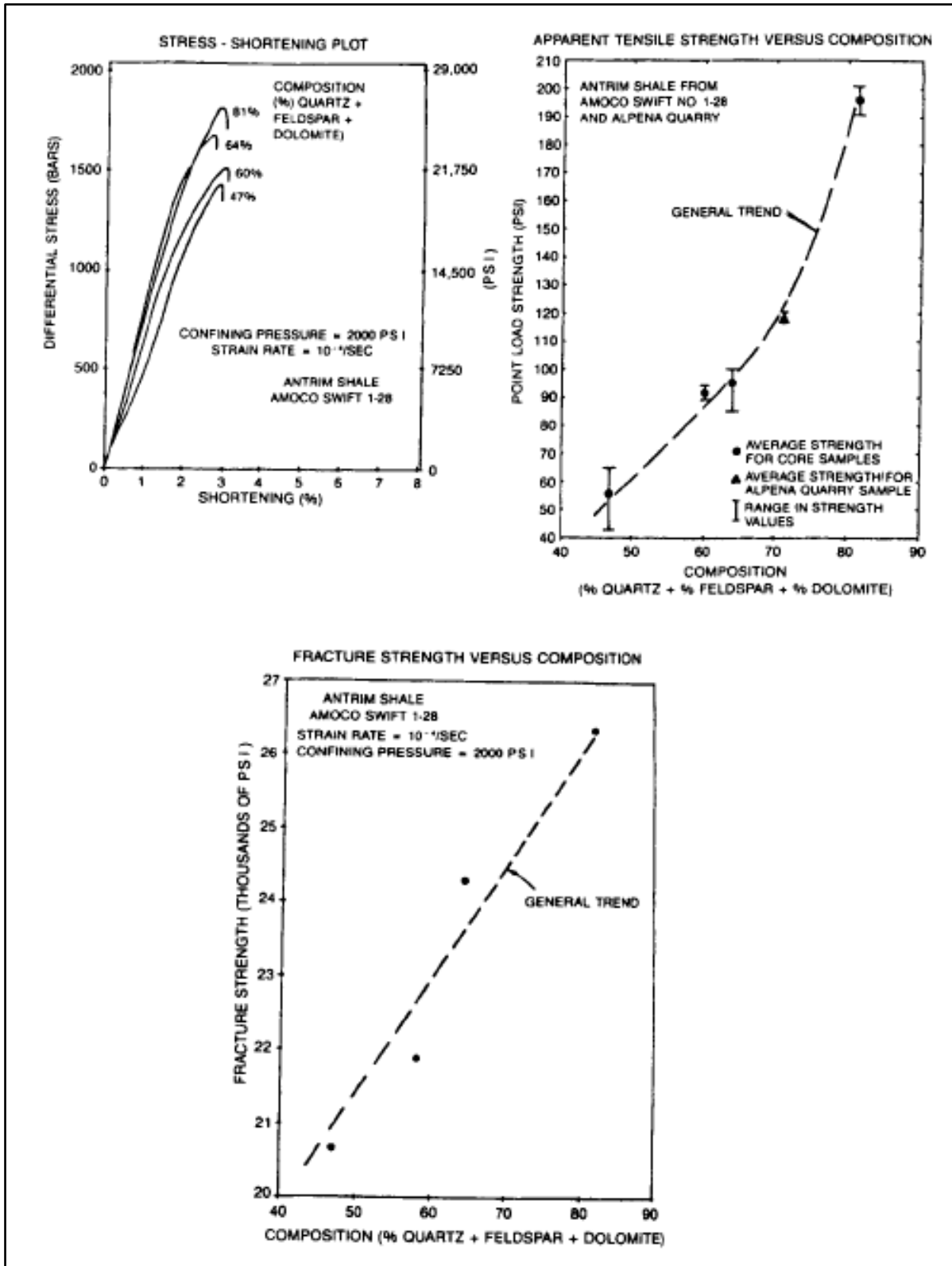


Figura 42 – Efeito da composição mineral na resistência de testemunhos e amostras de afloramentos de Devonian Antrim shale, Otsego County, Michigan. A composição foi definida a partir de abundância de minerais rúpteis, sendo eles quartzo, feldspato e dolomita (NELSON, 2001).

E2 Argilosidade

O fator de argilosidade (*shaliness*) pode ser inserido no de composição, porém merece destaque devido ao fato de que rochas ricas em argila, como folhelhos e argilitos, têm comportamento mecânico diferente das outras rochas adjacentes, atuando como limites mecânicos de camadas.

Rochas ricas em argila têm alta resistência à deformação e à penetração de outro material, ocasionando em menor probabilidade de encontrar fraturas na mesma.

Em grandes profundidades, fraturas tendem a se propagar verticalmente. Em propagações de fraturas verticais, camadas de folhelhos ou outras rochas que contém grande quantidade de argilominerais, quando intercaladas a outros tipos de rochas, tendem a fraturar menos que as outras sobrejacentes ou subjacentes. Pode-se dizer que folhelhos têm alta tenacidade, ou seja, absorvem e distribuem essa energia proveniente de processos deformacionais melhor que outros tipos de rochas antes de fraturar.

Apesar de uma tendência geral de folhelhos resistirem mais a fraturas em relação a outras rochas, DING *et al.* (2012) afirmam que fraturas podem se desenvolver em folhelhos e argilitos a partir de diferenças em litologia e composição mineral, propriedades mecânicas das rochas (Módulo de Young e Razão de Poisson, por exemplo) e teor de carbono orgânico entre essas rochas de composições ricas em argila.

Em geral, há uma boa correlação entre desenvolvimento de fraturas em folhelhos com alta presença de minerais rúpteis (silicicásticos), altos valores de teor de carbono orgânico, altos valores de Módulo de Young e baixos valores de coeficiente de Poisson (figura 43, DING *et al.*, 2012).

Em relação ao uso de estudos petrofísicos para corroborar a importância de fraturamento em folhelhos, a curva do perfil de V_{shale} é muito importante para determinar intervalos de rocha com potencial para produção (*net pay*) em reservatórios naturalmente fraturados, já que há também reservatórios onde folhelhos fraturados produzem óleo e gás a taxas comerciais (AGUILERA, 2003).

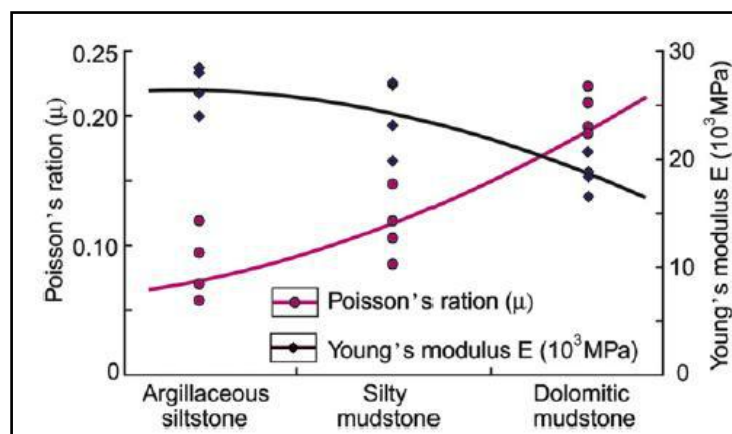


Figura 43 – Variação de parâmetros mecânicos de diferentes argilitos do Campo de Huoshaoshan, Bacia de Junggar, China (DING *et al.*, 2012). Rochas com maior composição de argilominerais têm menores valores de Módulo de Young e maiores valores de coeficiente de Poisson, o que implica em comportamento mais dúctil da rocha e menos formação de fraturas.

E3 Espessura da camada

Bogdonov (1947) foi o primeiro a relatar que a intensidade de fraturas aumenta com a diminuição da espessura das camadas linearmente, em dois arenitos e um calcáreo localizados na Rússia (figura 26c). O trabalho de Hobbs (1967) também é tido como base para a relação teórica entre espaçamento de fraturas e espessura de camadas em rochas sedimentares ao associar o Módulo de Young ao espaçamento de fraturas e o Módulo de Cisalhamento a camadas não-fraturadas e concluir que o espaçamento de fraturas é influenciado pelas propriedades elásticas de cada camada.

Outros trabalhos posteriores (WU e POLLARD, 1995; GROSS, 1993; HUANG e ANGELIER, 1989; LADEIRA e PRICE, 1981; MCQUILLAN, 1973) também constataram que há diversos exemplos de dados de afloramentos nos quais se pode observar a relação direta entre espaçamento de fraturas e espessura de camada, sendo esta relação linear (figuras 44a a 44c) ou não-linear (figuras 44d e 44e). Pode-se dizer que quando maior o espaçamento de fraturas, menor a intensidade das mesmas.

Gross *et al.* (1993) identificaram em rochas da Formação Monterey (Califórnia, EUA) que fraturas mais extensas em camadas mais espessas são mais espaçadas que as fraturas mais estreitas em camadas mais delgadas.

Além de o espaçamento de fraturas aumentar com o aumento de espessura de camadas, o espaçamento de fraturas também diminui com o aumento de tensão aplicada, relação verificada em testes de tensão realizados em material cerâmico laminado (GARRETT e BAILEY, 1977; PARVIZI e BAILEY, 1978).

Unidades mecânicas espessas produzem fraturas mais extensas, que fornecem mais caminhos diretos para migração de fluidos que unidades mecânicas delgadas, com fraturas menores e mais espaçadas (COOKE *et al.*, 2006).

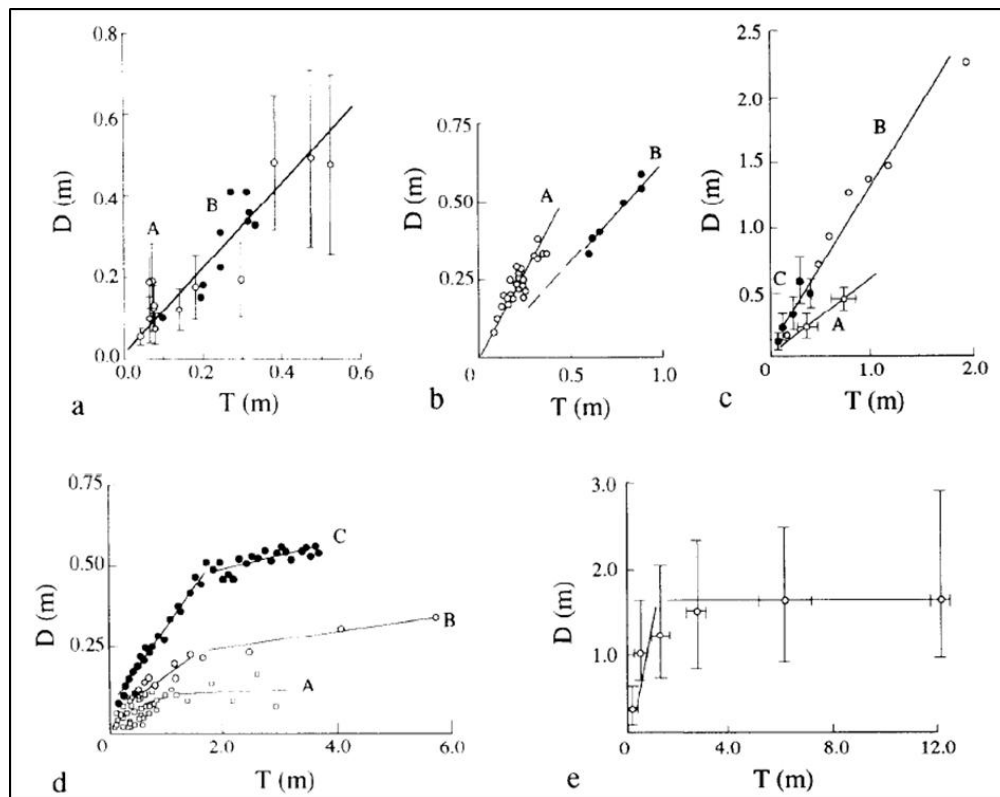


Figura 44 – Relação entre espaçamento de fraturas (D) e espessura da camada (T), apresentada por diferentes autores, exemplos extraídos de Wu e Pollard (1995):

(a) Rocha siliciclástica e argilosa da Formação Monterey, Gaviota, Califórnia, USA (GROSS, 1993; WU e POLLARD, 1995);

(b) Calcários do Sinclinal Bevens, próximo a Sisteron, sul da França (HUANG e ANGELIER, 1989);

(c) Duas diferentes litologias originárias da Rússia (BOGDANOV, 1947);

(d) Grauvacas originárias de Portugal e Reino Unido (LADEIRA e PRICE, 1981);

(e) Calcáreo Asmari, originário do Irã (MCQUILLAN, 1973).

E4 Porosidade

A resistência de diferentes rochas diminui conforme a porosidade aumenta segundo estudos de diversos autores, como Price (1966), Dunn *et al.* (1973) e Hoshino (1974) e Nelson (2001). Porém, essa relação é não linear (figura 45).

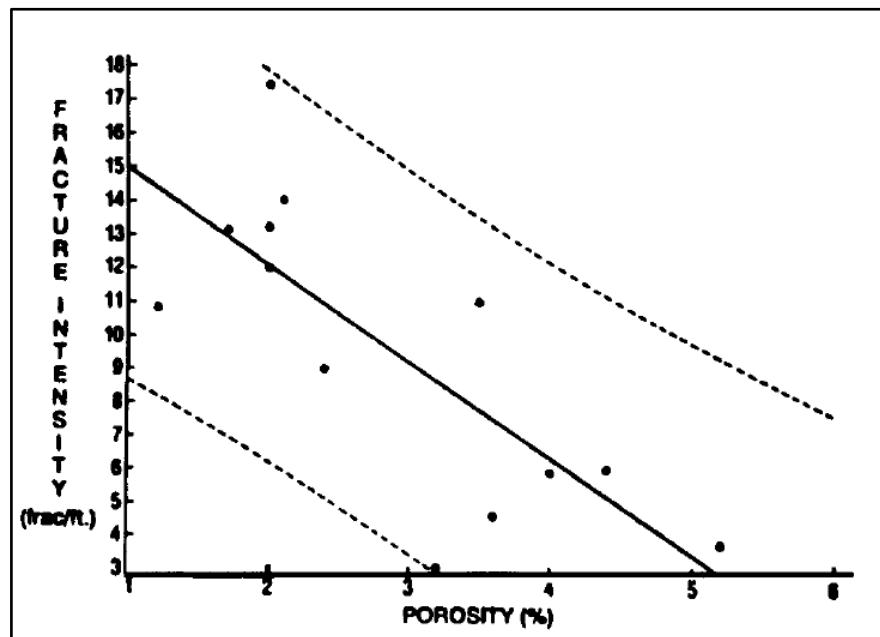


Figura 45 - Intensidade de fraturas medidas em afloramentos e percentual de porosidade correspondente de Lower Paleozoic Dolomite em um anticlinal próximo ao Reservatório Gibson, Sawtooth Mountains, Montana (NELSON, 2001).

E5 Cimentação

Bernabé *et al.* (1992) afirmaram que a porosidade, composição e quantidade de cimento são importantes parâmetros para a resistência de rochas porosas a partir de ensaios triaxiais em materiais sintéticos granulares, nos quais variaram a quantidade e composição de cimentos. Sugeriram também que pequenas quantidades de cimento podem aumentar significativamente a resistência de materiais granulares, no caso de o cimento estar nos contatos entre os grãos, prevenindo o deslizamento e rotação dos mesmos.

Microfraturas seguem a trajetória de tensão principal máxima que conecta contatos críticos entre os grãos, e se propagam a partir desses pontos onde a magnitude da diferença de tensão máxima local é a maior (GALLAGHER *et al.*, 1973).

E6 Diagênese

Cimento é um precipitado químico de uma solução que cresce em poros, e requer supersaturação de fluidos nesses espaços. Representam também um importante registro da história diagenética de rochas carbonáticas, variando de ambientes marinhos, meteóricos a de soterramento (FLÜGEL, 2010).

Alterações pós-deposicionais ou diagenéticas incluem precipitação de cimentos e dissolução de cimentos ou rochas (LAUBACH *et al.*, 2010). A diagênese pode alterar progressivamente propriedades rochosas e afetar o crescimento de fraturas (LAUBACH *et al.*, 2009). A precipitação e dissolução em fraturas podem abrir ou vedar essas estruturas e a preservação de espaços abertos em fraturas depende se a precipitação de cimento foi simultânea à abertura da fratura (GALE *et al.*, 2005).

Laubach *et al.* (2000) usaram o termo “diagênese estrutural” para se referir à combinação de processos estruturais e diagenéticos associados a mudanças de propriedades mecânicas durante o crescimento de fraturas. Também afirmaram que entender sobre a precipitação de cimento e sua interação com a mecânica de fraturas pode favorecer um modelo mais conceitual para extrapolar dados de poços e perfilagem, além de servir como embasamento teórico para dados obtidos em afloramentos considerados análogos.

Gale (2010) reconhece que os processos de diagênese e a formação de fraturas estão intimamente ligados, e que uma sequência diagenética complexa pode indicar a ordem de fraturas em relação a outros eventos, já que precipitação, dissolução e reações minerais podem ser notadas e relacionadas a crescimento e “selamento” de fraturas.

Apesar de alguns padrões de fraturas abertas ou “seladas” (*sealed fractures*) serem intuitivos, como é o caso de fraturas menores ou mais antigas que tendem a estar seladas por cimento, há outros padrões que fogem ao padrão intuitivo. Tem-se como exemplo fraturas largas que podem estar abertas em uma camada e seladas em outras (LAUBACH e WARD, 2006).

Entender a ordem de eventos de crescimento de falhas relativo a reações diagenéticas pode ser útil na compreensão de como cimentos preenchem fraturas. Cimentos podem ser contemporâneos à abertura de fraturas (cimento sin-cinemático), e a evidência para esse fato é a textura de deposição de cimentos repetidamente a eventos de formação de fraturas (*crack-seal textures*; LAUBACH *et al.*, 2004). Inclusões fluidas em cimentos de fraturas antes abertas podem indicar quando e a que taxa essas fraturas foram abertas (BECKER *et al.*, 2010). Relações de interseção de estruturas permitem inferir a sequência de crescimento de cimentos e, juntamente com inclusões fluidas, ajudam a reconstruir informações sobre temperatura e a evolução da pressão do fluido em poros durante a abertura de fraturas, além de idade de fraturas (LAUBACH *et al.*, 2010). Cimentos sin-cinemáticos tendem a preencher microfraturas e a ocupar parcialmente fraturas maiores, formando “pontes” entre as duas superfícies da fratura. Cimentos pós-cinemáticos, ou seja, posteriores à formação da fratura, preenchem em parte ou por completo a porosidade remanescente em fraturas maiores. Cimentos, porém, não são distribuídos completamente em conjuntos de fraturas e podem ocorrer de maneira heterogênea desde a escala de poço à escala de bacia. (GALE *et al.*, 2005).

Tamanho de fraturas também tem papel importante em como fraturas são seladas. A taxa de preenchimento de fraturas depende de ambiente geoquímico, tipo de rocha e temperatura do fluido. Assim, o grau de preenchimento de uma fratura, além de ser ligado ao tamanho de fratura preenchida, depende também de quando fratura foi formada e se houve exposição termal (LAUBACH *et al.*, 2010).

Quando o efeito de diagênese é adicionado à formação de fraturas, a conectividade e tamanho efetivo de fraturas podem ser diminuídos significativamente, considerando que fraturas de pouca abertura estejam preferencialmente preenchidas (LAUBACH *et al.*, 2010).

Dados de poço de produção demonstraram que, em alguns casos, o grau de preenchimento por cimentos e fraturas limita mais o fluxo de fluidos do que em comparação que a orientação dessas fraturas. O fluxo ocorre apenas onde fraturas não estão seladas com cimento (LAUBACH *et al.*, 2010).

Tem-se então que a diagênese afeta potencialmente a abertura e fechamento de fraturas. Entender como é esse processo, ao selar algumas fraturas e deixar outras abertas, é fundamental para o conhecimento do fluxo de fluidos em um reservatório.

E7 Presença Prévia de Estilolitos

Carbonatos são dissolvidos de maneira relativamente fácil sob pressão, e por isso há a tendência de formação de estilolitos nessas rochas por um processo chamado dissolução por pressão, em resposta a um estado de tensão diferencial. Estilolitos são superfícies irregulares de resíduos insolúveis que se formam perpendicularmente à direção de maior tensão compressiva (δ_1). O material carbonático solubilizado sob alta tensão é reprecipitado em regiões de baixa tensão ou removido do sistema (NELSON, 2001).

De acordo com Nelson (2001), estilolitos podem ocorrer associados a fraturas naturais ou induzidas. Fraturas naturais associadas a zonas de estilolitos têm sua origem do mesmo estado de tensão que causou os estilolitos. A geometria dessas zonas pode ser usada para determinar direções de paleotensões (figura 46; NELSON, 1981).

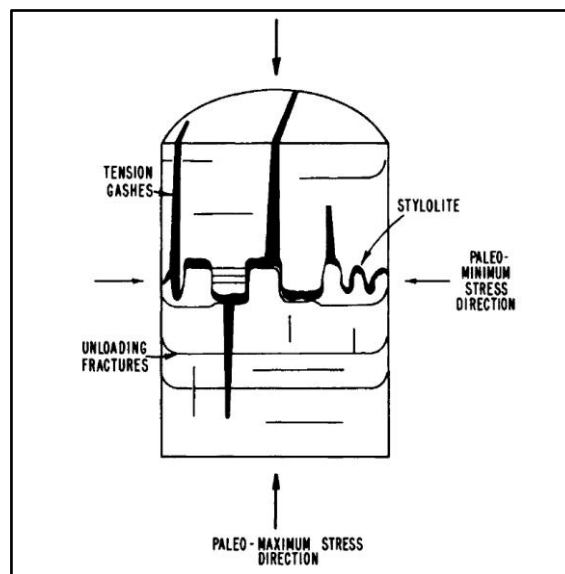


Figura 46 – Diagrama esquemático mostrando geometria relacionada a estilolitos, *tension gashes*, juntas de alívio de carga (devido ao método de testemunhagem) e o paleo-estado de tensões responsável por essas estruturas (NELSON, 1981).

Duas classificações foram utilizadas para descrever estilolitos. A primeira usa a orientação do plano de estilolito em comparação com o acamamento: estilolitos paralelos ao acamamento são formados por pressão das camadas subjacentes, enquanto que os estilolitos oblíquos ou perpendiculares ao acamamento são formados por tensões tectônicas (figura 47). A segunda classificação é baseada na orientação dos “dentes” de estilolitos em relação ao plano do estilolito, sendo que o termo estilolito é usado quando os dentes estão a um alto ângulo do

plano, e o termo *slickolite* é usado para superfícies de dissolução nos quais os dentes são oblíquos ao plano de dissolução. (GRATIER *et al.*, 2005; SIMON, 2007). *Stickolites* podem estar relacionados a deformações de origem tectônica, que geram dissolução por pressão.

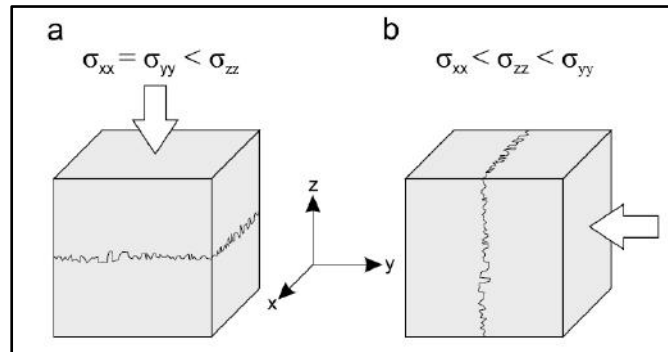


Figura 47 – Desenho esquemático dos estados de tensões para estilólitos (a) paralelos ao acamamento e (b) estilólitos tectônicos. A direção de maior tensão compressiva ($\delta 1$) em cada um está indicado pela seta branca (EBNER *et al.*, 2010).

Dentre as estruturas que estão associadas aos estilólitos, há os *tension gashes* e juntas de alívio de carga. *Tension gashes* foram primeiramente descritos por Choukroune (1969) como um conjunto de fraturas paralelas que seguem a mesma direção máxima de tensão. Nelson (1979) afirma que provavelmente estas não são estruturas de tensão, mas de extensão derivadas do mesmo estado compressivo de tensão que formou os estilólitos. Essas estruturas geralmente têm apenas alguns centímetros de comprimento, e são paralelos aos picos e vales ou colunas dos estilólitos.

A outra estrutura associada a estilólitos, as juntas de alívio, ocorrem paralelamente ao plano do estilólito, mais precisamente perpendicular à direção máxima de paleotensão (NELSON, 1981). Devido a sua orientação, pode ser considerada tanto uma fratura de extensão quanto uma fratura de tensão, esta última formada por alívio ou relaxação da rocha paralelo à direção máxima de tensão. Este alívio de carga é compatível com a mesma direção de carga original inferida para os estilólitos horizontais. Essas fraturas desenvolvem-se em testemunhos quando são tirados de seu ambiente de tensão em subsuperfície e geralmente são induzidas. Apesar disso, há juntas de alívio que também se formam naturalmente em reservatórios (NELSON, 2001).

Por serem um plano de descontinuidade, estilólitos podem causar redução local de permeabilidade. Podem também facilitar uma subsequente dissolução, fazendo com que a permeabilidade aumente gradualmente (BRATTON *et al.*, 2006). *Tension gashes* e fraturas

associadas a estilolitos podem contribuir com a permeabilidade medida em testemunhos, porém o impacto na produção do reservatório é pequeno (BRATTON *et al.*, 2006).

Em geral, o efeito principal de estilolitos em reservatórios é a criação de uma zona estreita e altamente direcional com porosidade e permeabilidade reduzidas (NELSON, 2001). Segundo diversos autores (DUNNINGTON, 1967; WOOD e WOLFE, 1969; PATRICK *et al.*, 1972; NELSON, 1983) estilolitos são geralmente encontrados em porções de baixa porosidade em testemunhos. Essas zonas podem ter sido formadas originalmente (via deposição) ou devido à diagênese anterior à estilolitização. Há também zonas de baixa porosidade que são relacionadas a sin-estilolitização ou pós-estilolitização. A redução da permeabilidade é maior perpendicularmente ao plano do estilolito do que paralelo a ele (NELSON, 2001).

APÊNDICE F - Outros Fatores Importantes Relacionados a Reservatórios Fraturados

Há também outros fatores relacionados a fraturas em reservatórios importantes para o estudo de fluxo de fluidos, mas que se diferem dos que controlam sua formação devido ao fato de que estão ligados à própria morfologia de fraturas, como orientação e conectividade dessas estruturas entre si, ou por ocorrerem posteriormente à formação de fraturas, com o caso de processos de carstificação e de formação de brechas.

F1 Orientação de fraturas

O conhecimento da orientação geral de fraturas durante o planejamento da perfuração de um poço aumenta as chances de um poço interceptar fraturas. Sendo assim, levantamentos sísmicos e dados de orientação de fraturas a partir de testemunhos são importantes dados para determinação de anisotropia azimutal, e, conseqüentemente, essenciais para caracterizar fraturas naturais e para alocar poços efetivamente (BRATTON *et al.*, 2006).

F2 Conectividade de Fraturas

O termo conectividade, em hidrogeologia, é utilizado quando em presença física de zonas de alta ou baixa condutividade hidráulica (KNUDDY e CARRERA, 2006). Se um sistema possui um caminho de alta condutividade hidráulica que aumenta o escoamento, admite-se que este sistema é possui boa conectividade. O comprimento de fraturas também implica em descarga total maior.

Quando duas fraturas adjacentes se aproximam uma da outra, a interação mecânica entre elas faz com que essas fraturas se conectem progressivamente (processo conhecido como *fracture hooking*), sendo esse um importante mecanismo que afeta o fluxo de fluidos ao gerar conectividade entre fraturas paralelas (BOURNE *et al.*, 2000). A geometria de sobreposições

de fraturas e a existência de fraturas conectadas ou não é influenciada pelo estado de tensões na rocha. Se as magnitudes desse estado de tensões regionais são pequenas, a tendência de fraturas próximas interagirem e se conectarem é forte; se a magnitude desse estado de tensões é alta, a tendência de conexão é fraca, com fraturas retas e lineares que seguem a longas distâncias sem conectar com outras fraturas (Natural Research Council, 1996).

Gaspar *et al.* (2009) consideram que uma determinada fratura apenas contribui para a permeabilidade total da rocha na medida em que ela intercepta outras fraturas condutoras. No caso de uma fratura isolada, que não se comunica com nenhuma outra, a mesma não contribuirá para a permeabilidade total da formação.

A frequência, a orientação e o comprimento de fraturas influenciam na conectividade do sistema. O fraturamento hidráulico se faz uma técnica para o aumento da frequência e do comprimento de fraturas existentes (GASPAR *et al.*, 2009).

F3 Carstificação

Rochas carbonáticas são facilmente dissolvidas por água doce ou outros fluidos, e a dissolução pode ser concentrada, formando cavernas ou *vugs*, por exemplo. A porosidade resultante é relativa a *karst*, e é considerada importante em vários reservatórios carbonáticos fraturados, e tal porosidade é aumentada ao longo de fraturas preexistentes (BRATTON *et al.*, 2006).

Karst é uma fácies diagenética, sendo um registro de exposição subaérea de corpos carbonáticos, produzido e controlado por dissolução e migração de carbonato de cálcio de águas meteóricas, em uma variedade de configurações climáticas e tectônicas. Existem diversas estruturas típicas de *karst*, sendo elas: (1) relevos superficiais (*lapies*, dolinas, *poljes*), (2) relevos subterrâneos (poros, cavernas, *vugs*); (3) espeletemas (estalactites, estalagmites, *flowstones*, *rimstones*, entre outros) e (4) estruturas de colapso devido à remoção de carbonato subterrâneo (SCHOLLE *et al.*, 1983).

Há um padrão específico de fácies que pode ser sintetizado no seguinte perfil, segundo Scholle *et al.* (1983):

(1) Zona de infiltração (zona vadosa superior), caracterizada por relevos superficiais, com ou sem cobertura de solo e com produção de cavernas verticais predominantemente, além de intensa corrosão e degradação de paredes da rocha encaixante carbonática. Os processos dominantes nessas zonas são dissolução físico-química e corrosão biológica relacionada a intensa atividade orgânica. Brechas de colapso também podem ocorrer em perfis com mais de 20 metros.

(2) Zona de percolação (zona vadosa inferior), caracterizada por um movimento vertical de águas a partir de trajetórias permeáveis pré-existentes. Em zonas de percolação dominadas por infiltração de água vadosa há pouca dissolução, porém em áreas de fluxo vadoso (abaixo de grandes dolinas, espessas coberturas de solo ou de fraturas abertas) há dissolução considerável e erosão hidráulica.

(3) Zona lenticular (acima da zona freática), caracterizada por intensa formação de cavernas subhorizontais por erosão hidráulica e dissolução, como resultado de corrosão e aumento de pressão hidrostática. A maioria de porosidade de *karst* é produzida nessa zona, especialmente logo abaixo do nível de água em *karsts* alogênicos. A formação de espeleotemas nessa zona é também importante em estágios evolutivos avançados, principalmente no nível d'água e abaixo. Brechas de colapso são muito comuns localmente.

Fácies e superfícies de *karst* devem ser caracterizados tanto devido ao fato de ocorrência de colapsamento de estruturas, o que pode influenciar intensamente a perfuração de poços, quanto pelo fato de que podem produzir litofácies bem heterogêneas, nas quais é difícil prever qual será o fluxo de fluidos e características petrofísicas nelas.

F4 Processos de Brechação

A brechação da rocha encaixante frequentemente resulta no aumento de porosidade e permeabilidade. As brechas podem, posteriormente, concentrar fluxos de fluido sin- e pós-deposicionais (MIDDLETON, 1961).

Em brechas sin-deposicionais, as litologias dos clastos são controladas pelo tempo de brechação, assim quanto pelo mecanismo; em brechas pós-deposicionais, a litologia dos clastos é diferente do estrato encaixante, como um resultado de organização estratal de blocos em larga escala (OVEROCKER, 2006).

Brechas de dissolução ou colapso resultam da dissolução de minerais carbonáticos ou evaporíticos, criando espaços vazios que facilitam o colapso gravitacional (STANTON, 1966). Brechas tectônicas são formadas por forças tectônicas em zonas localizadas de deformação rúpteis de corpos rochosos.

APÊNDICE G - Conceitos de Estatística

Foram utilizados os seguintes conceitos para a elaboração de gráficos: coeficiente de correlação de Pearson, Lorenz *Plot* e média móvel.

G1 Coeficiente de Correlação de Pearson

A correlação é uma medida de associação bivariada do grau de relacionamento entre duas variáveis.

A partir de regressão linear entre dois atributos, pode-se traçar uma equação para predição de um atributo em relação ao outro.

G2 Lorenz *Plot*

Esse gráfico foi desenvolvido por Lorenz (1905) para representar a heterogeneidade de distribuição de renda. No caso desse estudo, essa curva permite analisar a heterogeneidade do reservatório ao relacionar dados de porosidade e permeabilidade obtidos a partir de plugues, considerando que tais dados são uma fração de porosidade e permeabilidade total do reservatório (CORBETT, 2013).

Na abcissa desse gráfico, a porosidade se relaciona com a capacidade de estocagem; na ordenada, a permeabilidade tem a ver com a capacidade de fluir no reservatório. Os dados de porosidade e permeabilidade devem estar representados na mesma escala. Dessa maneira, os dados de permeabilidade têm de ser normalizados previamente (PINHO, 2015).

A porosidade e permeabilidade cumulativas devem estar organizados em ordem decrescente, porém, caso os dados estejam na ordem de ocorrência, fornecerão uma ideia mais realista do reservatório.

G3 Média Móvel

A média móvel corresponde à média aritmética de um certo número de observações mais recentes. À medida em que se novas observações são realizadas, abandonam-se as observações mais antigas.

É uma técnica utilizada para analisar dados em um dado intervalo, geralmente de tempo, porém no caso desse estudo ocorre a análise de diferentes estruturas, como falhas, fraturas, estilolitos e *dissolution seams*, entre outros, em diferentes intervalos de profundidade do testemunho. A média móvel auxilia na análise visual de densidade dessas estruturas em diferentes profundidades, e ajuda a entender se esses atributos têm relação entre si.

Sendo assim, para cada valor incluído no cálculo da média móvel, o valor mais antigo é excluído, caso não esteja dentro do intervalo considerado. Na média móvel simples, cada dado utilizado no cálculo da média terá o mesmo peso.

Essa é uma ferramenta útil por suavizar os movimentos de mudança de valores de atributos, retirando os ruídos, que são as oscilações mais fortes do gráfico, além de ajudar a identificar a tendência vigente desses atributos.