

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE  
PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM EXPLORAÇÃO PETROLÍFERA E  
MINERAL

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**Influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de rochas  
carbonáticas**

FELIPE DE OLIVEIRA APOLINÁRIO

CAMPINA GRANDE

2016

UNIVERSIDADE FEDERAL DE CAMPINA GRANDE

FELIPE DE OLIVEIRA APOLINÁRIO

**Influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de rochas carbonáticas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande para a obtenção do título de mestre em exploração petrolífera.

Orientador: Prof. Dr. José Agnelo Soares

CAMPINA GRANDE

2016

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A643i Apolinário, Felipe de Oliveira.  
Influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de rochas carbonáticas . / Felipe de Oliveira Apolinário. - Campina Grande, 2016.  
139 f. : il. color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) - Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2016.  
"Orientação: Prof. Dr. "José Agnelo Soares".  
Referências.

1. Propagação de Ondas - Velocidades. 2. Saturação Fluída. 3. Propriedades Petrofísica. 4. Rochas Carbonáticas. I. Soares, José Agnelo. II. Título.

CDU 550.344.094.4(043)

FELIPE DE OLIVEIRA APOLINÁRIO

**Influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de rochas carbonáticas**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande para a obtenção do título de mestre em exploração petrolífera e mineral.

Aprovado em: 06 de setembro de 2016

Banca Examinadora:

---

Prof. Dr. José Agnelo Soares

Orientador

---

Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira,  
UFCG

---



Prof. Dr. Milton Moraes Xavier Júnior, UFRN

“Minha receita para enriquecer? Acorde cedo, trabalhe muito e ache petróleo.”

Paul Getty

## **AGRADECIMENTOS**

Primeiramente agradecer a meus pais, que passaram por cima junto comigo de todos os percalços ao longo de toda essa trajetória, sempre me dando todo o apoio necessário.

Aos amigos de trabalho do LabPetro da UFCG, pelas horas de discussões (nem sempre) tão produtivas e cafés, que tornaram tudo mais fácil e leve.

Ao meu orientador Prof. Dr. José Agnelo Soares, pela contribuição inestimável fornecida a este trabalho.

À CAPES/CNPq pelo apoio financeiro imprescindível que foi fornecido à esta pesquisa científica.

## RESUMO

O presente trabalho teve como objetivo analisar a influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de rochas carbonáticas, bem como a eficácia dos modelos de substituição de fluidos e de simulação computacional. Foram estudadas 9 amostras de rochas carbonáticas, sendo dois calcários laminados e sete tufas. As medições de velocidade foram realizadas em amostras secas, saturadas com água ou com óleo, sob diferentes pressões efetivas. A simulação de propagação de ondas foi feita no *COMSOL Multiphysics 5.1*, utilizando o *Avizo Fire 8.1* para a criação das amostras digitais. Análise por difração de raios X (DRX) foi realizada para determinar a composição das amostras de rocha. Os resultados obtidos nos ensaios laboratoriais e nas simulações computacionais foram comparados com as estimativas dos modelos de substituição de fluidos Gassmann, Biot e Brown & Korringa. Foi observado que a saturação das amostras com água ou óleo geraram aumentos nas velocidades de propagação de onda P, porém sem apresentar um comportamento padrão. Para o caso das ondas S, a saturação por óleo predominantemente gerou aumentos nas velocidades, com exceção para os casos em que as amostras possuíam porosidade secundária do tipo vugular, devido à pouca influência que o óleo oferece para o módulo de cisalhamento nestes casos. A saturação por água resultou em diminuições das velocidades de propagação de onda S devido ao aumento da densidade total. Também foi constatado que o modelo de Gassmann foi o mais efetivo na estimativa de velocidades de onda P e S, enquanto que o de Biot mostrou-se eficaz apenas para a estimativa de velocidades de ondas S, sendo ineficiente para a estimativa de velocidades de ondas P, com erros de até 20%. A simulação computacional gerou resultados superdimensionados, porém que evidenciam que um aperfeiçoamento da metodologia, tal como o aumento do número de pontos de leitura pode gerar resultados mais próximos dos obtidos laboratorialmente e de maior confiabilidade.

**Palavras chave:** Propagação de Ondas - Velocidades, Saturação Fluida, Propriedades Elásticas, Petrofísica, Rochas Carbonáticas.

## ABSTRACT

This research aimed to analyze the influence of the saturating fluid in carbonate rocks, as well as verify the effectiveness of the fluid substitution models and computational simulations of wave propagation. To do so, nine carbonate rock samples were analyzed, which two of them were laminated limestones and seven were carbonate tufas. The measurement of velocities were made in dry, water saturated and oil saturated samples, under different effective pressures. The wave propagation simulations were made in COMSOL Multiphysics 5.1 using Avizo Fire 8.1 to generate the digital rock samples. The results obtained in lab procedures and in computer simulations were compared with the estimated velocities of the fluid substitution models of Gassmann, Biot and Brown & Korringa. It was observed that the saturation of the samples with water or oil resulted in an increasing of P-wave velocities, however without a pattern. The saturation with oil resulted in most cases in an increasing of S-wave velocities, the exceptions occurred in samples which had vugular porosity, due to the small influence of the oil in the shear modulus in this cases. The saturation with water resulted in a decreasing of S-wave velocities due to the increment of the bulk density. It was found that the Gassmann's model was more effective than the other two models in estimating P-wave and S-wave velocities. Biot's model generated unsatisfying results to P-wave velocities, with errors up to 20%. However, this model had a good accuracy in estimating S-wave velocities. The computer simulations produced mainly overestimated results, though it was shown that an optimization of methodology, such as and addition in the number of the measure points, could improve the quality of the data, providing more representative results.

**Key words:** Wave Propagation - Velocities, Fluid Saturation, Elastic Properties, Rock Physics, Carbonate Rocks.



## LISTA DE FIGURAS

Figura 1: (a) plugue de rocha de calcário laminado originado por precipitação química; (b) plugue de rocha de tufa calcária de origem bioquímica. ....	5
Figura 2: Classificação de rochas carbonáticas adaptado de Koban & Schweigert (1993). ....	6
Figura 3: Reservatórios carbonáticos explorados no mundo até 1994 (Adaptado de Jordan & Wilson, 1994). ....	8
Figura 4: Porosidade intergranular e intragranular (Adaptado de Tiab & Donaldson, 2004). ....	11
Figura 5: (a) moldes de seres vivos depositados em uma matriz de rocha carbonática; (b) poros, destacados em azul, gerados por moldes de bioclastos (EBERLI et al., 2003). ....	11
Figura 6: vugs e canais de dissolução em rochas carbonáticas (KAZATCHENKO et al., 2011). ....	12
Figura 7: poros gerados por dolomitização destacados em vermelho (adaptado de Laponi, 2008). ....	13
Figura 8: representação esquemática de poros interconectados e poros isolados (ROSA et al., 2006). ....	14
Figura 9: representação esquemática de um porosímetro a gás (TABOSA, 2015). ....	15
Figura 10: equipamento utilizado no experimento de Darcy (DAKE, 1978). ....	16
Figura 11: modelo esquemático que representa o canal permeável real e a distância em linha reta da entrada e saída do canal (AZAR et al., 2007). ....	18
Figura 12: diagrama geral tensão-deformação (Adaptado de Farmer, 1968). .	20
Figura 13: deformações causadas pela força F aplicada na direção x (Adaptado de Fjaer et al., 2008). ....	22
Figura 14: propagação e deformação associadas a ondas P (a); e ondas S (b) (Adaptado de Kearey et al., 2002). ....	26
Figura 15: representação esquemática do deslocamento relativo entre a rocha e o fluido ocorrendo na mesma direção (Adaptada de Akbar, 1993). ....	36
Figura 16: representação esquemática do deslocamento relativo perpendicular entre a rocha e o fluido (Adaptado de Akbar, 1993). ....	36

Figura 17: imagem de um plugue de rocha carbonática computacional gerado por imageamento por microtomografia de raios X.....	42
Figura 18: (a) tufa TFG_1_B; (b) calcário laminado LAJ_SOL_V; (c) tufa CR2_H1_04; (d) tufa CR2V_04; (e) tufa TFG_19; (f) tufa TFG_23; (g) tufa TFG_17; (h) tufa TFG_3; (i) calcário laminado PT_09_3(10m).....	45
Figura 19: (a) plugadeira manual em uso em um trabalhos de campo; (b) plugadeira de bancada JET modelo J-A5818.....	47
Figura 20: (a) serra circular de bancada; (b) retificadora de plugues.....	47
Figura 21: estufa microprocessada para secagem, modelo SX 1.5 DTMS, da marca Sterilifer.....	48
Figura 22: Ultra-Poro/Perm 500, da Corelab, acoplado às células matrix cup e core holder.....	49
Figura 23: representação esquemática do funcionamento do porosímetro (TABOSA, 2016). .....	50
Figura 24: Modelo esquemático das partes internas de um core holder (adaptado de <a href="http://www.corelab.com">http://www.corelab.com</a> ). .....	52
Figura 25: representação esquemática do ensaio de medição de permeabilidade (Adaptado de Vasquez, 2010).....	53
Figura 26: (a) AutoLab 500, da New England Research; (b) célula de pressurização do AutoLab 500.....	54
Figura 27: exemplo de picagem de ondas P (a), $S_1$ (b) e $S_2$ (c) durante o ensaio de propagação de ondas elásticas.....	55
Figura 28: exemplo de indicação de local de extração da subamostra.....	58
Figura 29: fluxo de trabalho para o cálculo da macroporosidade.....	61
Figura 30: fluxo de trabalho para o cálculo de microporosidade.....	63
Figura 31: fluxo de trabalho para estimativa de tortuosidade e superfície específica.....	64
Figura 32: fluxo de trabalho para o cálculo de permeabilidade absoluta da amostra.....	67
Figura 33: fluxo de trabalho do Avizo Fire utilizado para geração de malhas. .	69
Figura 34: exemplo de malha gerada para a amostra TFG_23 pelo Avizo Fire. ....	70
Figura 35: variação de pressão gerada pela passagem da onda simulada no COMSOL Multiphysics.....	73

Figura 36: análise comparativa entre porosidade convencional e porosidade computacional. ....	88
Figura 37: relação entre permeabilidade convencional, computacional direta e computacional de Kozeny, com a porosidade das amostras. ....	90
Figura 38: porosidade x $\rho_{ob}$ para amostras secas, saturadas com água e com óleo. ....	91
Figura 39: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	93
Figura 40: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	95
Figura 41: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	96
Figura 42: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	97
Figura 43: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	98
Figura 44: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	99
Figura 45: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	100
Figura 46: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	101
Figura 47: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	102
Figura 48: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	104
Figura 49: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	106
Figura 50: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	107
Figura 51: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	108
Figura 52: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	110

Figura 53: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	111
Figura 54: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	112
Figura 55: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	113
Figura 56: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	114
Figura 57: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	116
Figura 58: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	118
Figura 59: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	119
Figura 60: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	120
Figura 61: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	121
Figura 62: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	122
Figura 63: (a) $V_p$ x pressão efetiva; (b) $V_{s1}$ x pressão efetiva; (c) $V_{s2}$ x pressão efetiva. ....	124
Figura 64: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água. ....	126
Figura 65: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo. ....	127
Figura 66: dispersão de medições de velocidades de onda P convencionais e computacionais para amostras secas. ....	128
Figura 67: dispersão de medições de velocidades de onda P convencionais e computacionais saturadas com água. ....	129
Figura 68: dispersão de medições de velocidades de onda P convencionais e computacionais saturadas com óleo. ....	129

## LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores de módulos de elasticidade estáticos.....	22
Tabela 2: resolução utilizada em cada amostra para imageamento em microtomografia.....	58
Tabela 3: valores de limiar de tom de cinza. ....	60
Tabela 4: valores de entrada das propriedades dos materiais utilizadas no COMSOL Multiphysics 5.1. ....	71
Tabela 5: resultados dos ensaios de porosidade e permeabilidade laboratoriais. ....	78
Tabela 6: velocidades de propagação de ondas P, S <sub>1</sub> e S <sub>2</sub> , módulos de Young e razão de Poisson para amostras secas. ....	79
Tabela 7: velocidades de propagação de ondas P, S <sub>1</sub> , S <sub>2</sub> , módulos de Young e razão de Poisson para amostras saturadas com água. ....	80
Tabela 8: velocidades de propagação de ondas P, S <sub>1</sub> , S <sub>2</sub> , módulos de Young e razão de Poisson para amostras saturadas com óleo.....	81
Tabela 9: resultados computacionais de porosidade, permeabilidade de Kozeny e permeabilidade direta. ....	82
Tabela 10: velocidade de onda P para os ensaios de rocha seca. ....	82
Tabela 11: velocidade de propagação de ondas P para os ensaios computacionais de amostras saturadas com água. ....	83
Tabela 12: velocidade de propagação de ondas P para os ensaios computacionais de amostras saturadas com óleo.....	83
Tabela 13: velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Gassmann. ....	84
Tabela 14: velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Biot. ....	85
Tabela 15: velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Brown & Korringa. ....	87
Tabela 16: comparação entre as permeabilidades convencionais, computacionais diretas e de Kozeny. ....	89

## LISTA DE SÍMBOLOS

Símbolos gregos	Descrição
$\alpha$	Fator de tortuosidade
$\gamma$	Deformação cisalhante
$\Delta P$	Varição de pressão
$\Delta V$	Varição de volume
$\varepsilon_v$	Deformação volumétrica
$\varepsilon_x$	Deformação na direção x
$\varepsilon_y$	Deformação na direção y
$\theta$	Ângulo da deformação cisalhante
$k$	Permeabilidade absoluta
$k_{koz}$	Permeabilidade de Kozeny
$\nu$	Razão de Poisson
$\mu$	Viscosidade dinâmica do fluido
$\rho$	Densidade
$\rho_{11}$	Varição de densidade na matriz rochosa
$\rho_{12}$	Varição de densidade na interface poro-grão
$\rho_{22}$	Varição de densidade no fluido saturante
$\rho_b$	Densidade total da rocha
$\rho_{fl}$	Densidade do fluido
$\rho_g$	Densidade do grão
$\rho_{min}$	Densidade do mineral
$\rho_{sat}$	Densidade total da rocha saturada
$\sigma_s$	Tensão cisalhante
$\sigma_x$	Tensão uniaxial na direção x
$\tau$	Tortuosidade
$\emptyset$	Porosidade

$\phi_c$	Porosidade computacional
$\phi_{macro}$	Macroporosidade
$\phi_{micro}$	Microporosidade
$\phi_{total}$	Porosidade total
$\phi_\mu$	Fator de proporção linear de microporosidade
$\vec{\nabla}$	Operador divergente
$\nabla^2$	Operador laplaciano
$\vec{0}$	Vetor nulo

Símbolo latino	Descrição
A	Área
$A_{mp}$	Amplitude
b	Fração intermediária convertida do <i>Avizo</i>
C	Comprimento inicial
C'	Comprimento final
d	Diâmetro da amostra
E	Módulo de Young
f	Frequência de onda
F	Força
$f_i$	Fração volumétrica do componente <i>i</i>
G	Módulo de cisalhamento
$G_{dry}$	Módulo de cisalhamento da rocha seca
$G_{sat}$	Módulo de cisalhamento da rocha saturada
H	Altura inicial
H'	Altura final
K	Incompressibilidade da rocha
$K_{dry}$	Incompressibilidade da rocha seca
$K_{fl}$	Incompressibilidade do fluido

$K_i$	Incompressibilidade da fração $i$
$K_{min}$	Incompressibilidade do mineral
$K_o$	Constante de Kozeny
$K_r$	Limite inferior de Reuss
$K_s$	Incompressibilidade do mineral à pressão efetiva constante
$K_{sat}$	Incompressibilidade da rocha saturada
$K_v$	Limite superior de Voigt
$K_{\emptyset s}$	Incompressibilidade especial do poro
$L$	Largura inicial
$L'$	Largura final
$L_m$	Limiar de tom de cinza para a matriz
$L_p$	Limiar de tom de cinza para os poros
$n$	Número de slices
$P_1$	Pressão no estado 1
$P_2$	Pressão no estado 2
$P_c$	Pressão confinante
$P_p$	Pressão de poros
$Q$	Vazão
$R$	Fator geométrico dos grãos
$r$	Resolução das imagens de microtomografia
$S_e$	Superfície específica dos poros
$S_f$	Saturação do fluido
$t$	Tempo
$V_1$	Volume no estado 1
$V_2$	Volume no estado 2
$V_{comp}$	Velocidade de propagação de ondas P simuladas computacionalmente
$V_{discos}$	Volume dos discos de referência
$V_f$	Volume da fase fluida
$V_{grãos}$	Volume de grãos



$V_m$	Velocidade média
$V_o$	Volume inicial
$V_{matrix}$	Volume do <i>matrix cup</i>
$V_p$	Velocidade de onda P
$V_{psat}$	Velocidade de onda P para a amostra saturada
$V_{poros}$	Volume de poros
$V_{p\infty}$	Velocidade de onda P de Biot para frequências elevadas
$V_s$	Velocidade de onda S
$V_{ssat}$	Velocidade de onda S para a amostra saturada
$V_{s\infty}$	Velocidade de onda S de biot para frequências elevadas
$V_{total}$	Volume total da amostra

## SUMÁRIO

<b>1. INTRODUÇÃO</b> .....	1
<b>2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	4
2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS.....	4
2.2 RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS.....	6
2.3 PETROFÍSICA .....	9
2.3.1 Porosidade .....	10
2.3.2 Permeabilidade.....	15
2.3.4 Saturação de fluidos.....	18
2.3.5 Propriedades elásticas .....	19
2.3.6 Propriedades elastodinâmicas.....	25
2.3.7 Efeito da saturação nas propriedades elásticas de rochas.....	29
2.4 MODELOS DE SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS .....	31
2.4.1 Modelo de Gassmann.....	32
2.4.2 Modelo de Biot.....	35
2.4.3 Modelo de Brown & Korringa .....	39
2.5 PETROFÍSICA COMPUTACIONAL .....	41
<b>3. MATERIAIS E MÉTODOS</b> .....	45
3.1 MATERIAIS.....	45
3.1.1 Coleta e preparação das amostras.....	46
3.2 MÉTODOS.....	48
3.2.1 Ensaio de porosidade e permeabilidade.....	48
3.2.2 Propagação de ondas P e S.....	53
3.2.3 Petrofísica computacional.....	57
3.2.4 Modelos empíricos.....	74

<b>4. RESULTADOS E DISCUSSÕES</b> .....	78
4.1 RESULTADOS .....	78
4.1.1 Ensaio laboratoriais convencionais .....	78
4.1.2 Ensaio computacionais .....	82
4.1.3 Modelos empíricos.....	84
4.2 DISCUSSÕES.....	88
4.2.1 Porosidade convencional e computacional.....	88
4.2.2 Permeabilidade convencional, computacional direta e computacional pelo modelo de Kozeny .....	89
4.2.3 Porosidade x Densidade total .....	91
4.2.4 Velocidade de propagação de onda .....	93
<b>5. CONCLUSÕES</b> .....	131
<b>6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</b> .....	133

# 1. INTRODUÇÃO

Estudos das propriedades elásticas das rochas tem se expandido cada vez mais nas últimas décadas devido a importância do entendimento destas propriedades para a interpretação de dados sísmicos. Atualmente, o método sísmico é o mais amplamente utilizado para a prospecção e monitoramento de reservatórios de petróleo. Desta forma, estabelecer relações entre as propriedades elásticas e acústicas das rochas medidas em laboratórios e suas assinaturas sísmicas é essencial para a eficácia de um levantamento sísmico.

Propriedades elásticas dinâmicas das rochas, as quais são medidas a partir das velocidades de propagação de ondas elásticas, são dependentes do fluido saturante dessas rochas (BOURBIÉ et al., 1987; WANG & NUR, 2000; MAVKO et al., 2003). Fatores como compressibilidade e densidade do fluido saturante, bem como a frequência das ondas emitidas pelos equipamentos, e as propriedades das rochas em si, influenciam diretamente nas medições das propriedades elásticas e acústicas de uma rocha.

Os levantamentos sísmicos em meios saturados, os quais propagam ondas na frequência média de 30 Hz, registram velocidades que diferem daquelas medidas através da perfilagem sônica de poço (frequência de 20 KHz) ou da medição laboratorial em plugues de rochas (frequência da ordem de centenas de KHz).

Por outro lado, o efeito do fluido saturante sobre as velocidades elásticas das rochas depende da porosidade e das propriedades elásticas do arcabouço mineral da rocha. Uma rocha de alta porosidade pode armazenar um maior volume de fluidos e, portanto, as velocidades elásticas dessa rocha são mais influenciadas pela saturação de fluidos. Já em relação ao tipo de mineral que compõe o arcabouço sólido da rocha, se esse arcabouço é formado por grãos que possuem uma maior velocidade de propagação de ondas, a onda tende a percorrer um caminho preferencial pelos grãos, reduzindo a participação do fluido na definição da velocidade das ondas na rocha (EBERLI *et al.*, 2003).

As propriedades elásticas de rochas saturadas constituem os parâmetros físicos que são utilizados na caracterização e no monitoramento de reservatórios de hidrocarbonetos através do método sísmico. A sísmica 4D, aquela que monitora as mudanças que ocorrem no reservatório ao longo de sua vida produtiva, está baseada na detecção dessas mudanças, espaciais e temporais, das velocidades elásticas. A petrofísica estuda estas propriedades físicas na escala dos testemunhos e analisa a possibilidade de se detectar as mudanças que ocorrem no reservatório através do monitoramento sísmico. Portanto, a petrofísica fornece a base física para o monitoramento sísmico de reservatórios e faz a ligação entre a sismologia, a geologia e a engenharia de reservatórios, através da transformação de propriedades sísmicas em parâmetros de reservatório.

A descoberta de hidrocarbonetos, na região do pré sal brasileiro, trouxe um novo desafio aos geocientistas nacionais. Se antes quase toda a produção de hidrocarbonetos no Brasil ocorria em rochas siliciclásticas turbidíticas do litoral brasileiro, o pré sal ocorre em rochas majoritariamente carbonáticas.

Os processos de formação e de evolução das rochas carbonáticas são muito diferentes daqueles presentes em rochas siliciclásticas. Dado o fato de que o arcabouço mineral das rochas carbonáticas é formado por minerais mais densos e mais rígidos do que aqueles que formam as rochas arenosas, em geral o efeito da variação de fluidos que ocorre no reservatório ao longo da produção se torna mais difícil de ser monitorado através do método sísmico.

As heterogeneidades de reservatórios carbonáticos, evidenciam ainda mais a importância de aprofundar os conhecimentos a respeito da substituição de fluidos ao longo do tempo produtivo. Variações abruptas de permeabilidade podem ocorrer em um espaço de poucos metros no interior de um mesmo reservatório, causando variações diferenciadas de saturações dos fluidos dos poros, sendo a sísmica 4D uma ferramenta imprescindível e responsável por monitorar e identificar essas variações, a fim de gerar dados para se planejar métodos de aumentar a recuperação deste reservatório (WANG, 1988).

Diversos modelos teóricos preveem as propriedades elásticas de rochas saturadas a partir do conhecimento das propriedades da rocha seca, como os

modelos de Gassmann (1951), Biot (1956a, 1956b, 1962), Mavko & Nur (1975), Brown & Korringa (1975), entre diversos outros. Estes modelos são conhecidos como modelos de substituição de fluido. No entanto, estes modelos apresentam certas limitações devido às premissas que aumentam a probabilidade de fornecerem valores equivocados, sendo necessário que sejam calibrados e avaliados em estudos comparativos para se determinar quais modelos são mais eficazes para determinados reservatórios.

Já as análises laboratoriais possuem algumas limitações no que diz respeito à simulação das condições de reservatório. Com a indústria petrolífera atingindo profundidades cada vez maiores, tem se tornado mais comum a exploração de reservatórios com condições anormais de temperatura e pressão. A obtenção de propriedades petrofísicas em condições HPHT (*High Pressure High Temperature*) é difícil, uma vez que os equipamentos de laboratório possuem limites para estas variáveis. Dadas essas limitações, surgiu recentemente como alternativa, a criação de amostras de rochas por meio de simuladores computacionais, sendo estes simuladores capazes de alcançar qualquer temperatura e pressão de reservatório desejada (MEDEIROS et al., 2012).

Assim, este trabalho teve como objetivo apresentar uma análise da influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de amostras de rochas carbonáticas, bem como verificar a eficácia dos modelos de substituição de fluidos de Gassmann (1951), Biot de alta frequência (1956b) e Brown & Korringa (1975), e do método de simulação computacional de propagação de ondas, utilizando microtomografia de raios X para gerar as amostras de rocha digitais.

## 2. FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

### 2.1 ROCHAS CARBONÁTICAS

É definida como rocha carbonática aquelas que apresentam predominantemente na sua estrutura, minerais que possuem o íon  $(\text{CO}_3)^{2-}$ , sendo este normalmente associado a cátions bivalentes, tais como  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\text{Zn}^{2+}$ ,  $\text{Ba}^{2+}$ ,  $\text{Sr}^{2+}$ , dentre outros cátions menos comuns (AHR, 2008). Além dos minerais do grupo carbonato, as rochas carbonáticas também podem apresentar argilominerais, quartzo, minerais fosfáticos, óxidos e sulfetos (DOMINGUES, 2011).

Por se tratarem de sais básicos, os carbonatos reagem quando em contato com cátions de hidrogênio, produzindo  $\text{CO}_2$  e água. Essa reação é comumente utilizada em trabalhos de campo para identificar rochas carbonáticas ou que possuem cimentação carbonática, uma vez que ao se gotejar solução ácida sob a rocha que contem carbonatos, gás carbônico é gerado na reação em meio à uma solução aquosa, fazendo com que haja o surgimento de bolhas de gás. Nesses trabalhos de campo, o ácido geralmente é uma solução diluída de ácido clorídrico em água. Além disso, o contato da rocha com ácidos também é utilizado para diferenciar calcários de dolomitos, devido ao fato de que o calcário reage com qualquer concentração de ácido clorídrico, gerando bolhas, diferente do dolomito que reage apenas com ácidos à concentração maiores que 10%.

Segundo Suguio (2003) o mineral calcita ( $\text{CaCO}_3$ ) constitui cerca da metade do volume de rochas carbonáticas, gerando rochas de origem química ou bioquímica. Dentre as rochas de origem química, podemos citar os calcários, que são rochas compostas em sua maioria por elementos depositados por precipitação dos carbonatos (Figura 1a). A precipitação ocorre majoritariamente por mudança das condições de pressão, temperatura e concentração hidrogeniônica, o que altera o limite de solubilidade do carbonato na água, fazendo com que este saia do estado de solução e precipite (SUGUIO,

2003). Os calcários ainda podem ter em sua composição, bioclastos e sedimentos siliciclásticos outrora carregados pela água (WRIGHT,1992).

Já nas rochas de origem bioquímica, podem ser citadas as tufas calcárias (Figura 1b). Suguio (2003) define tufas calcárias como sendo depósitos de calcário poroso e esponjoso, precipitado quimicamente em ambientes lacustres, fluviais ou marinhos rasos, junto com sedimentos de origem orgânica. Ford & Pedley (1996) definem tufas calcárias como depósitos carbonáticos originados em águas continentais sob temperatura ambiente, tendo como característica distintiva, a presença de macrófitas, invertebrados e bactérias.

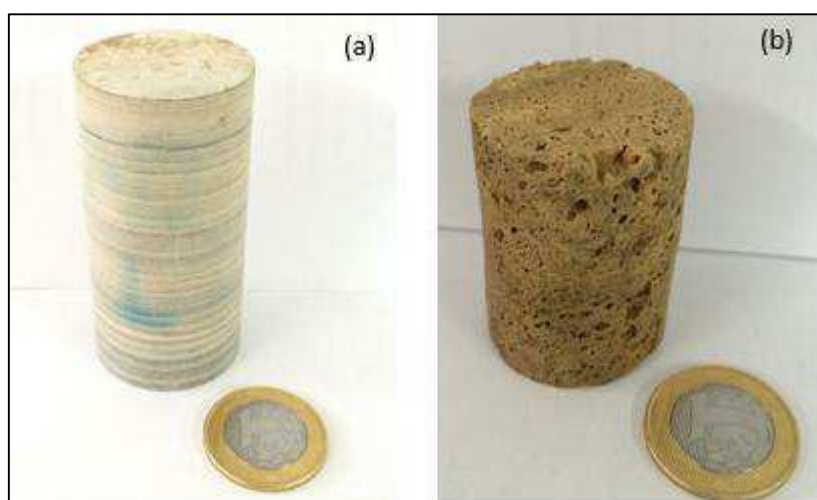


Figura 1: (a) plugue de rocha de calcário laminado originado por precipitação química; (b) plugue de rocha de tufa calcária de origem bioquímica.

Koban & Schweigert (1993) propuseram uma classificação para rochas carbonáticas que relaciona ambiente deposicional, profundidade de gênese, tipo de precipitação, tipo de porosidade gerada e o tipo de rocha que a combinação destes fatores gera (Figura 2).

Pode-se dizer através da classificação de Koban & Schweigert (1993), que os calcários normalmente apresentam baixa porosidade, são originados normalmente em ambientes de baixa energia, sob maiores profundidades, e em uma associação de sedimentos orgânicos e inorgânicos. Já as tufas carbonáticas, originam-se em águas rasas (acima da zona vadosa) e com



precipitação de materiais de origem orgânica e inorgânica, porém com predominância de grãos de origem orgânica.



Figura 2: Classificação de rochas carbonáticas adaptado de Koban & Schweigert (1993).

## 2.2 RESERVATÓRIOS CARBONÁTICOS

Chama-se de reservatórios carbonáticos de petróleo, as rochas carbonáticas que possuem porosidade e permeabilidade suficientemente grandes para produzir petróleo de forma segura e economicamente viável (AHR, 2008). O sistema de poros e canais dessas rochas podem ter origem deposicional, diagenética ou por meio de fraturas.

Reservatórios carbonáticos podem representar a coexistência de extremos, apresentando desde permeabilidades de matriz extremamente baixas, porém com grandes fluxos de óleo por meio das fraturas, até extrema permeabilidade mesmo com poros extremamente fechados (VISSAPRAGRADA *et al.*, 2001).

Dentre os reservatórios carbonáticos fraturados, pode ser citado o campo gigante de Ghawar, localizado na Arábia Saudita, que produz cerca de 5 milhões de barris de petróleo por dia, sendo esse óleo em sua grande maioria acumulado nas fraturas da rocha que originalmente possuía baixa permeabilidade e porosidade (TIAB & DONALDSON, 2004).

No Brasil, pode-se citar o pré-sal, que corresponde a um conjunto de reservatórios carbonáticos de porosidade e permeabilidade predominantemente deposicional, com grande variação faciológica, incluindo microbialitos, calcarenitos, lamitos e coquinas. Essa variação faciológica confere aos reservatórios do pré-sal uma grande variedade nas propriedades de porosidade e permeabilidade, possuindo zonas de altíssimas e baixíssimas porosidades e permeabilidades, medidas em amostras espacialmente próximas do reservatório (RICCOMINI *et al.*, 2012).

A descoberta do pré-sal abriu uma nova fronteira exploratória no Brasil, dividindo agora a produção que antes era majoritariamente em rochas siliciclásticas, com a produção de reservatórios carbonáticos (LAQUINI & SOUSA JÚNIOR, 2011). A figura 3 é uma representação esquemática da localização dos reservatórios carbonáticos explorados no mundo até o ano de 1994.

Moore (1989) cita que 90% dos sedimentos carbonáticos encontrados em ambientes sedimentares modernos são de origem biológica e formados sob condições marinhas. Na costa leste brasileira, identifica-se reservatórios carbonáticos albianos (cretáceo inferior), presentes nas Bacias de Campos e Santos (SPADINI & MARÇAL, 2005).

Os reservatórios carbonáticos da Formação Macaé, na Bacia de Campos apresentam um baixo fator de recuperação (entre 4,4% e 20%), valores bem abaixo dos fatores de recuperação comumente encontrados em reservatórios siliciclásticos (GUIMARÃES, 1994). Ansaloni *et al.* (1990) explicam que essa diferença entre reservatórios siliciclásticos e carbonáticos ocorre devido à grande heterogeneidade de propriedades permoporosas presentes nos reservatórios carbonáticos, gerando diferentes capacidades de fluxo, que por sua vez induzem uma drenagem seletiva da zona, reduzindo a saturação de óleo

de forma não-uniforme, assim favorecendo a produção de água nas regiões mais permeáveis.

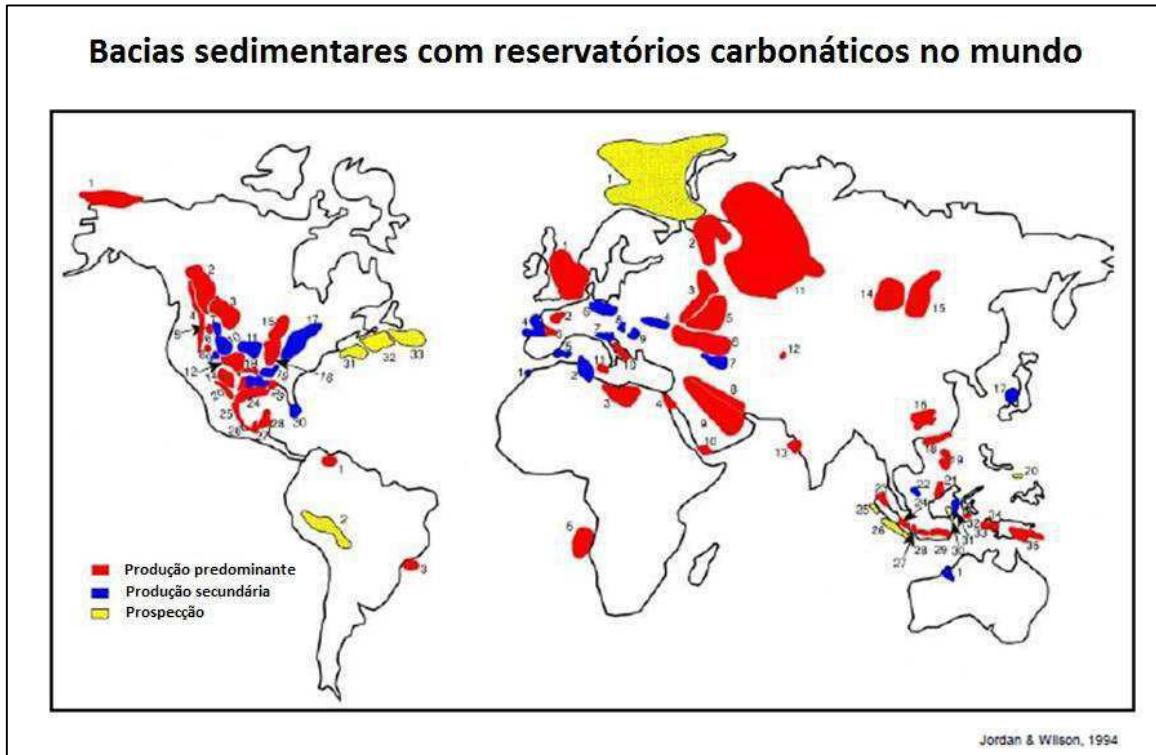


Figura 3: Reservatórios carbonáticos explorados no mundo até 1994 (Adaptado de Jordan & Wilson, 1994).

As heterogeneidades dos reservatórios carbonáticos também representam uma complicação quando se trata do planejamento dos métodos de recuperação a serem utilizados. Estima-se que em um reservatório que produz com poços injetores de água, 50% do óleo que se planejava que fosse carregado pela água permanece no reservatório em zonas setorizadas (LUCIA *et al.*, 2003).

Saber a localização dos reservatórios setorizados em um reservatório carbonático também é uma tarefa complicada. Simuladores convencionais utilizados para reservatórios siliciclásticos não se aplicam aos carbonatos devido a imprevisibilidade das heterogeneidades destes tipos de rocha. Entretanto, com o avanço da capacidade de processamento de dados em computadores, uma maior confiabilidade de modelos geológicos de reservatórios carbonáticos está

sendo alcançada com uma compilação de métodos de geofísica, geoestatística e petrofísica (LUCIA *et al.*, 2003).

Um outro fator que os reservatórios carbonáticos diferem dos siliciclásticos é a molhabilidade. Reservatórios siliciclásticos normalmente são molháveis a água, permitindo a circulação do óleo pelos centros dos canais enquanto que o grão fica envolto de água. Já os reservatórios carbonáticos são molháveis a óleo ou ainda podem apresentar molhabilidade neutra ou mista, a depender de fatores composicionais e deposicionais (OKASHA *et al.*, 2007). Isso implica que em reservatórios carbonáticos ora o grão está envolto por água, ora por óleo, alterando a permeabilidade relativa do óleo, influenciando seu fator de recuperação.

### 2.3 PETROFÍSICA

Como discutido no tópico anterior, diferentemente dos reservatórios siliciclásticos, os reservatórios carbonáticos apresentam propriedades difíceis de serem previstas em simulações, necessitando de uma caracterização minuciosa para calibrar os modelos geológicos e assim poder maximizar a produção de um campo. Uma das etapas da caracterização de um reservatório de petróleo é a petrofísica laboratorial.

Petrofísica é definida por Tiab & Donaldson (2004) como sendo o estudo das propriedades físicas das rochas e suas interações com os fluidos, sejam eles gases, óleo, ou soluções aquosas.

Diversas propriedades petrofísicas da rocha podem ser medidas em laboratório, tais como: porosidade, permeabilidade, saturação de fluidos, propriedades elétricas e propriedades acústicas.

### 2.3.1 Porosidade

A porosidade é um valor percentual referente a quantidade de vazios existente em uma rocha em razão de todo o volume rochoso. Por exemplo, uma rocha com 100 m<sup>3</sup> e 10% de porosidade, apresenta 10m<sup>3</sup> de poros em seu interior. Matematicamente:

$$\emptyset = \frac{V_{poros}}{V_{total}} = \frac{V_{total} - V_{grãos}}{V_{total}} \quad (1)$$

O valor da porosidade para a indústria petrolífera representa a quantidade de fluidos que uma rocha é capaz de armazenar, sendo assim um dos fatores cruciais para se determinar se a exploração de um reservatório é economicamente viável ou não. Para rochas sedimentares, normalmente os valores de porosidade são abaixo de 50% (TIAB & DONALDSON, 2004).

Geologicamente, a porosidade pode ser classificada em primária e secundária. A porosidade primária diz respeito aos vazios gerados na rocha durante o processo de deposição. Por sua vez, a secundária corresponde à porosidade gerada após a consolidação da rocha (ELLISON, 1958). Pode-se ainda classificar a porosidade primária em intercrystalina ou intragranular, intergranular e móldica, e a secundária em porosidade de dissolução, dolomitização e fratura.

A porosidade intercrystalina ou intragranular, ocorre dentro dos grãos que compõem a rocha, apresentando normalmente valores menores que 2 µm, sendo também chamada de microporosidade (PITTMAN, 1971). Os microporos ocorrem predominantemente em argilas, calcários e dolomitos, e caso não estejam associados a fraturas, tendem a apresentar baixíssima permeabilidade, e os reservatórios com predominância deste tipo de porosidade comumente não são considerados explotáveis. Porém, se a microporosidade estiver associada a fraturas, pode apresentar altíssima produtividade, como é o caso do campo de Ghawar, na Arabia Saudita, anteriormente citado.

A porosidade intergranular ocorre no espaço entre um grão e outro da rocha, podendo ter diâmetros máximos de até 0,5 mm. Ocorrem predominantemente em rochas siliciclásticas, entre um grão de areia e outro e está associada aos reservatórios petrolíferos mais conhecidos do Brasil, tais como os reservatórios turbidíticos do pós-sal da Bacia de Campos. A figura 4 é uma representação esquemática das porosidades intragranular e intergranular.

A porosidade móldica é gerada com a deposição de sedimentos de origem biológica, tais como fósseis, oólitos, dentre outros. A figura 5 exemplifica a presença de moldes de bioclastos presentes na matriz de uma rocha carbonática, gerando uma porosidade móldica.

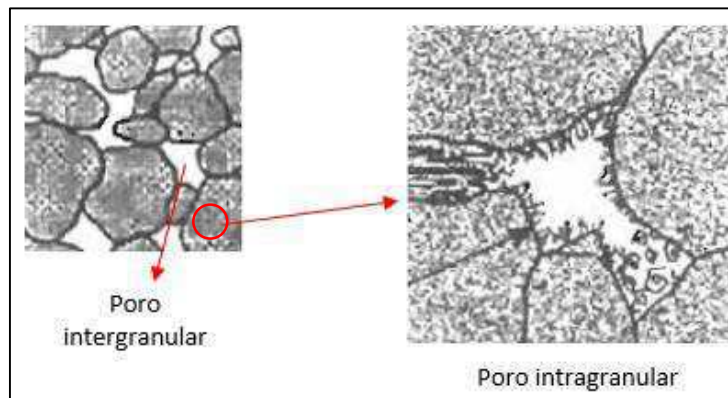


Figura 4: Porosidade intergranular e intragranular (Adaptado de Tiab & Donaldson, 2004).

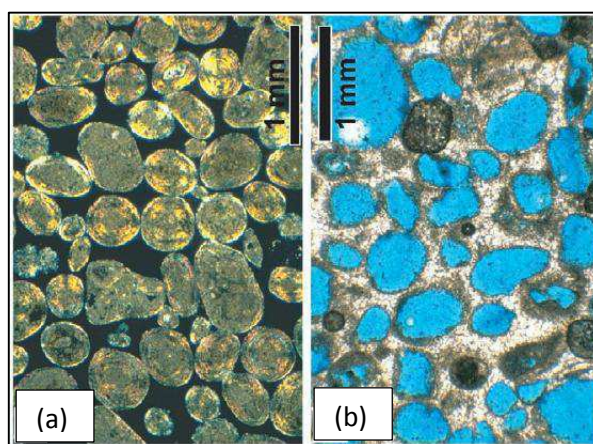


Figura 5: (a) moldes de seres vivos depositados em uma matriz de rocha carbonática; (b) poros, destacados em azul, gerados por moldes de bioclastos (EBERLI *et al.*, 2003).

A porosidade secundária por dissolução ocorre devido ao aumento do limite de solubilidade do carbonato na água com o aumento da temperatura e/ou da pressão. Ou seja, com o aumento do soterramento, a água contida primariamente no poro da rocha começa a aumentar sua capacidade de dissolver o carbonato, e inicia um processo de migração e percolação através da rocha, formando canais e *vugs* de dissolução (Figura 6).

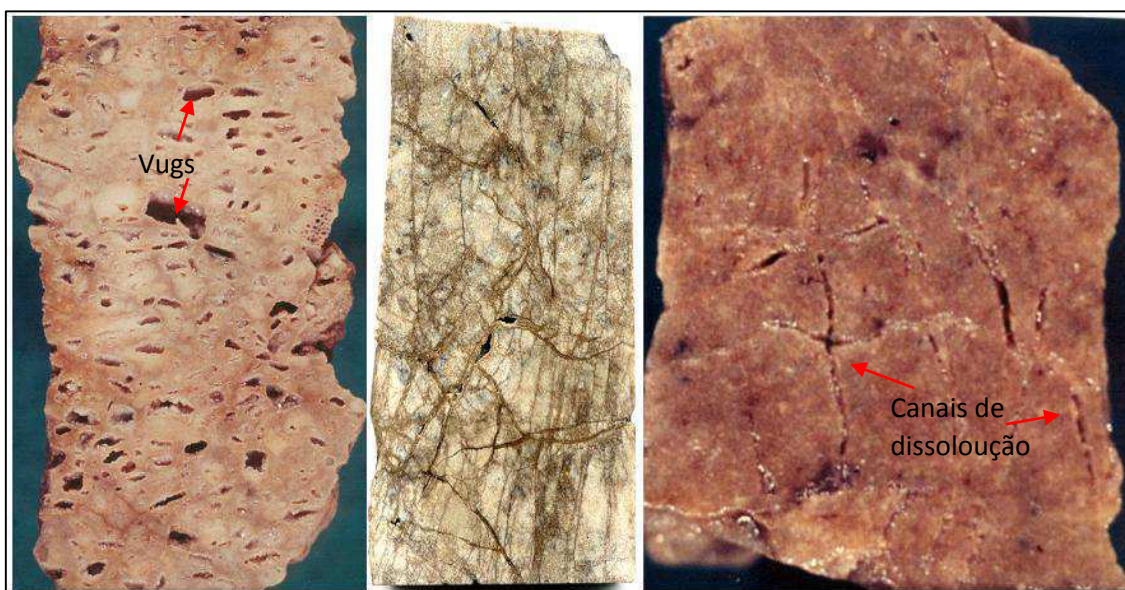
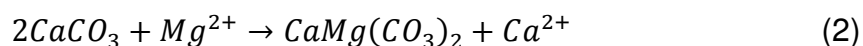


Figura 6: *vugs* e canais de dissolução em rochas carbonáticas (KAZATCHENKO et al., 2011).

A dolomitização é o processo de transformação da calcita pura em dolomita de acordo com a reação química (equação 2):



Esse fenômeno ocorre quando a água subterrânea possui cátions de magnésio em solução. O magnésio possui um volume atômico menor que o cálcio, e devido a isso, a substituição do cátion gera aumento da porosidade entre 12% e 13% (CHILINGARIAN et al., 1992). A figura 7 evidencia poros gerados por dolomitização em uma rocha carbonática.



Figura 7: poros gerados por dolomitização destacados em vermelho (adaptado de Lapponi, 2008).

Por fim, a porosidade por fraturas é gerada devido ao aumento das tensões geralmente por origem tectônica. Quando a tensão que a rocha está submetida supera o seu limite de fraturamento, fraturas são geradas ao longo da rocha, gerando espaços vazios em seu interior. A porosidade por fraturas em si não representa um papel importante (aumentando a porosidade em até aproximadamente 1%), porém induz aumentos importantes na permeabilidade dos reservatórios (CHOQUETTE & PRAY, 1970).

A engenharia de reservatórios divide ainda a porosidade em dois parâmetros diferentes: porosidade absoluta e porosidade efetiva. A porosidade absoluta é o quociente do volume total de vazios pelo volume total da rocha, representando o volume total de fluidos real que uma rocha pode armazenar. Já a porosidade efetiva é a razão do volume de poros interconectados entre si, pelo volume total da rocha. A figura 8 exemplifica a presença de poros conectados e não conectados em uma rocha sedimentar. Tratando do ponto de vista econômico, a propriedade que interessa à indústria petrolífera é a porosidade efetiva, uma vez que poderão ser produzidos apenas os fluidos contidos no interior dos poros conectados.



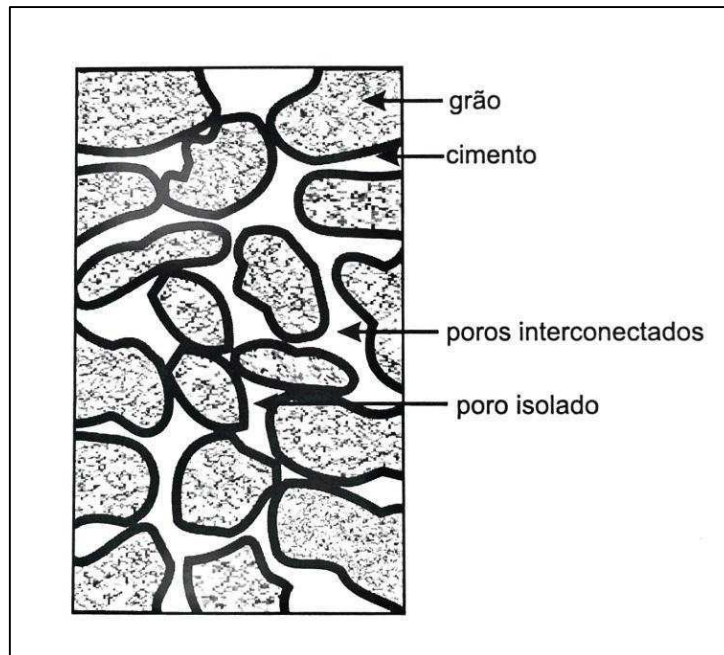


Figura 8: representação esquemática de poros interconectados e poros isolados (ROSA *et al.*, 2006).

Em laboratórios de petrofísica, a medida de porosidade é realizada em porosímetros, sendo um dos mais comuns o porosímetro a gás. Este equipamento mede a porosidade efetiva baseando-se fisicamente na lei da expansão isotérmica de Boyle-Mariotte (equação 3).

$$P_1V_1 = P_2V_2 \quad (3)$$

O porosímetro possui uma câmara de referência de volume e pressão de gás, representando o estado de pressão  $P_1$  e volume  $V_1$  iniciais da equação 3. Em seguida libera-se o fluxo do gás para o recipiente de volume  $V_{\text{matrix}}$  onde a amostra de rocha está contida, e o gás expande-se para o recipiente e poros da rocha. Normalmente é acrescentado ao recipiente da amostra, discos de volume referência para evitar o gasto excessivo do gás da câmara. O volume total dos discos utilizados é denotado por  $V_{\text{discos}}$ . Um manômetro mede a nova pressão  $P_2$  e o volume final é calculado. O volume final é dado pela equação 4:

$$V_2 = V_1 + V_{matrix} - V_{discos} - V_{grãos} \quad (4)$$

E assim, conhecendo-se o volume ocupado pelos grãos da amostra de rocha, é possível calcular a porosidade por meio do segundo termo da equação 1. A figura 9 é um exemplo esquemático do funcionamento de um porosímetro a gás.

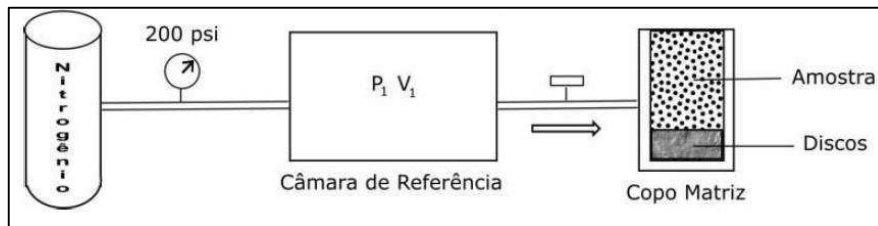


Figura 9: representação esquemática de um porosímetro a gás (TABOSA, 2015).

### 2.3.2 Permeabilidade

A permeabilidade de um meio poroso é a medida de sua capacidade de se deixar atravessar por um fluido, ou seja, é uma medida da condutividade de fluidos de um meio poroso (ROSA *et al.*, 2006).

Esta propriedade está diretamente relacionada com a qualidade de um reservatório e às suas características de produção: quanto mais permeável um reservatório, maior sua taxa de produção (VASQUEZ, 2000). Ou seja, a permeabilidade, associado à porosidade, são dois dos principais fatores que determinam a viabilidade econômica da produção de um reservatório. Além disso, a permeabilidade é também diretamente ligada à porosidade efetiva de uma rocha, e por consequência, é influenciada por tamanho, forma e distribuição dos grãos da rocha, grau de empacotamento, consolidação e cimentação da rocha (TIAB & DONALDSON, 2004).

Matematicamente, a permeabilidade representa a constante de proporcionalidade da lei de Darcy (equação 5), que diz que “a vazão através de um meio poroso é proporcional à área de fluxo e ao diferencial de pressão, e inversamente proporcional a viscosidade e ao comprimento do meio poroso”.

$$Q = k \frac{A \cdot \Delta P}{\mu_1 \cdot L} \quad (5)$$

Darcy elaborou sua equação numa tentativa de melhor compreender os problemas de filtros de areia para purificação de água. Para estudar esses problemas, Darcy realizou um experimento utilizando condições controladas de fluxo e meio poroso como mostrado na figura 10. Ao observar a vazão de saída, foi percebido que o fluxo obedecia a lei descrita na equação 5.

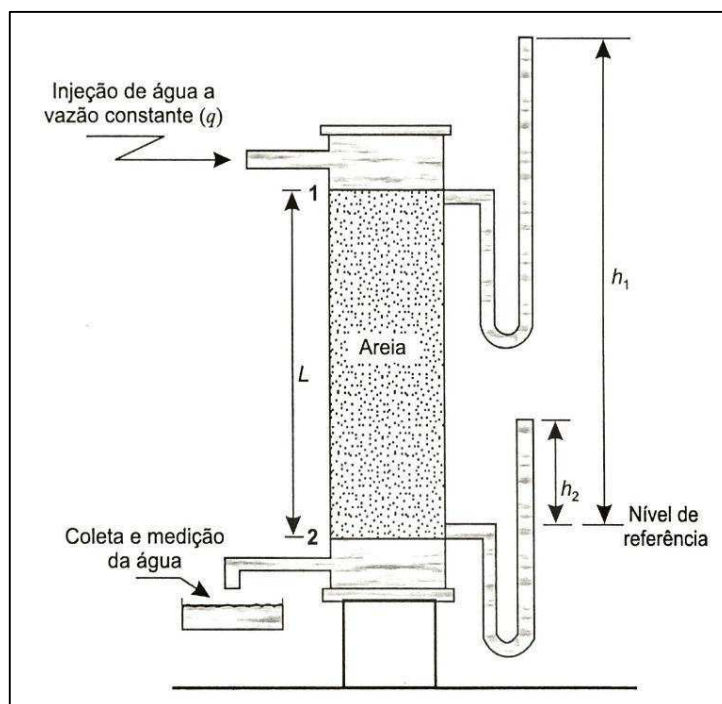


Figura 10: equipamento utilizado no experimento de Darcy (DAKE, 1978).

Em laboratório, a permeabilidade pode ser medida utilizando um permeâmetro, que consiste em uma reprodução do experimento realizado por Darcy. Uma amostra é inserida no interior de uma célula de pressurização, representando o meio poroso a ser analisado. Em seguida é liberado um fluxo de fluido por meio da amostra, sendo medida as pressões de entrada e saída, além da vazão de saída do fluido.

Já para se estimar a permeabilidade absoluta de uma rocha, uma correlação consolidada na indústria do petróleo é a de Kozeny (equação 6). Este modelo correlaciona porosidade, superfície específica da rocha e tortuosidade.

$$k_{koz} = \left( \frac{1}{K_o \cdot \tau \cdot S_e^2} \right) \cdot \frac{\phi^3}{(1-\phi)^2} \quad (6)$$

Onde  $k_{koz}$  é a permeabilidade absoluta do modelo de Kozeny,  $K_o$  é uma constante empírica denominada constante de Kozeny,  $\tau$  é a tortuosidade,  $S_e$  é a superfície específica dos poros e  $\phi$  é a porosidade da rocha.

Para uma amostra com seções transversais dos canais permeáveis perfeitamente circulares, a constante de Kozeny vale 2, sendo este valor comumente utilizado em trabalhos científicos (PETERS, 2007).

Em um meio 100% saturado com um único fluido, a permeabilidade da equação 5 é denominada de permeabilidade absoluta. Caso coexistam dois ou mais fluidos, a permeabilidade será denominada de permeabilidade relativa, e será função da saturação dos fluidos do meio e de outras propriedades da rocha.

### 2.3.3 Tortuosidade

A tortuosidade é uma propriedade que define quantitativamente o quanto que os canais permeáveis de uma rocha desviam-se de um canal totalmente retilíneo.

Matematicamente, Peters (2007) define que a tortuosidade é a razão elevada ao quadrado do comprimento real percorrido por um fluido por um canal permeável, e o comprimento da distância retilínea entre o local de entrada e de saída analisados (equação 7):

$$\tau = \left(\frac{L_a}{L}\right)^2 \quad (7)$$

Onde  $\tau$  é a tortuosidade,  $L_a$  é o comprimento real do canal permeável, e  $L$  é o comprimento retilíneo entre a entrada e a saída do canal.

Alguns autores definem ainda a tortuosidade como sendo apenas a razão entre o comprimento real do canal permeável e o comprimento da linha reta entre a entrada e saída do canal em análise. A figura 11 representa o modelo físico da definição de tortuosidade, evidenciando o comprimento real do canal e o comprimento em linha reta da distância entre a entrada e saída do canal.

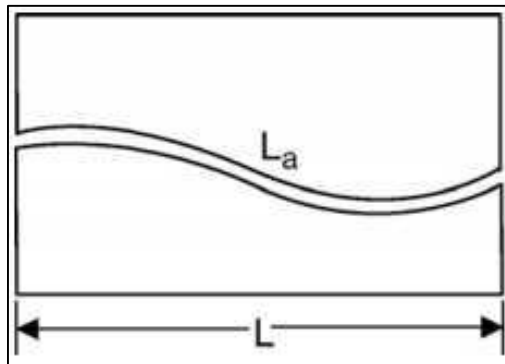


Figura 11: modelo esquemático que representa o canal permeável real e a distância em linha reta da entrada e saída do canal (AZAR *et al.*, 2007).

#### 2.3.4 Saturação de fluidos

Nos poros de um reservatório, coexistem sempre mais de uma fase de fluido. Em um reservatório de óleo, óleo e água coexistem no reservatório. Em

um reservatório de gás, gás e água coexistem. E ainda, a partir de certo ponto da produção em um reservatório de óleo, o óleo começa a liberar o gás em solução, fazendo com que coexistam óleo, gás e água nos poros. A propriedade petrofísica que descreve a proporção de cada fluido no volume poroso, é a saturação de fluidos (PETERS, 2007).

Assim, define-se saturação de fluidos como sendo a razão entre o volume de fluido ( $V_f$ ) e o volume poroso (ROSA, 2006). Matematicamente, define-se saturação como:

$$S_f = \frac{V_f}{V_{poros}} \quad (8)$$

A medição da saturação de um reservatório pode ser feita de duas maneiras: diretamente ou indiretamente (PETERS, 2001). Nos métodos de medição indireta, a saturação é determinada por meio da avaliação de propriedades físicas da rocha, tais como resistividade ou pressão capilar. Na medição direta, são retiradas amostras do reservatório, e os fluidos são extraídos da amostra e tem seus volumes medidos.

### 2.3.5 Propriedades elásticas

Fairhurst (1963) define mecânica das rochas como o campo de estudo devotado a compreender o processo básico das deformações das rochas e suas implicações nas diversas áreas da engenharia e geociências.

Quando submetido a uma tensão, a deformação de um maciço rochoso poderá ser permanente ou elástica a depender da intensidade dessa tensão aplicada. Caso a rocha se deforme permanentemente, diz-se que esta está sob um regime plástico de deformação. Já se esta deforma-se elasticamente, diz-se que a rocha está sob um regime elástico de deformação (PANITZ, 2007).

Na figura 12, é possível observar um diagrama tensão-deformação generalizado. O trecho linear do gráfico corresponde à região elástica de deformação, e, nessas condições, caso a tensão cesse, a rocha retorna a sua condição de forma inicial. O trecho não-linear representa a região de deformação plástica da rocha, e já neste caso, se a tensão deixar de existir, a rocha não mais retornará a sua forma original.

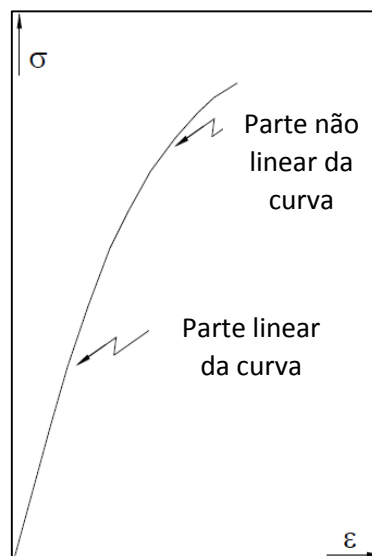


Figura 12: diagrama geral tensão-deformação (Adaptado de Farmer, 1968).

Dentro do regime elástico, uma rocha pode ser caracterizada através das constantes elásticas, sendo estas, obtidas por meio de análises do comportamento da rocha ao ser submetida a estados de tensão conhecidos (PANITZ, 2007). Dentre as constantes elásticas, podem ser citadas o módulo de Young, coeficiente de Poisson, módulo de cisalhamento e incompressibilidade da rocha.

O módulo de Young nos fornece uma ideia de rigidez da rocha, ou ainda mais especificamente, a resistência que a rocha oferece à deformação para o caso de ser submetida a uma tensão uniaxial (FJAER *et al.*, 2008). Para compreender o módulo de Young, imaginemos a seguinte situação: uma rocha de comprimento  $L$  e área de seção transversal  $A$  é submetida a uma força  $F$  em

uma direção  $x$  no sentido de comprimir a rocha. A tensão uniaxial em  $x$  gerada por  $F$  será:

$$\sigma_x = \frac{F}{A} \quad (9)$$

Quando submetida à tensão  $\sigma_x$ , a rocha irá se comprimir e seu novo comprimento será  $L'$ . A deformação na direção  $x$  é definida matematicamente como:

$$\varepsilon_x = \frac{(L-L')}{L} \quad (10)$$

Como estamos tratando do regime elástico, a relação tensão  $\sigma_x$  e deformação  $\varepsilon_x$  será linear como mostrado na equação 11. Ao coeficiente angular da equação, dar-se-á o nome de módulo de Young ( $E$ ).

$$\varepsilon_x = \frac{1}{E} \sigma_x \quad (11)$$

O módulo de Young se encontra no denominador da fração da equação 11 devido ao fato de que a deformação é inversamente proporcional à rigidez da rocha. Ou seja, quanto maior o módulo de Young de uma rocha, menor será a deformação para uma dada tensão aplicada.

Para rochas sedimentares, o módulo de Young varia devido a diversos fatores, por exemplo: composição da rocha, porosidade, anisotropia, grau de compactação e cimentação. A tabela 1 mostra que uma dada rocha pode ter diferentes valores de módulo de Young, evidenciando que outros fatores além da composição mineralógica da rocha influenciam em sua rigidez.



Tabela 1: Valores de módulos de elasticidade estáticos.

Rocha	Módulo de Young (GPa)
Granito	20 – 80
Diorito	2 – 20
Basalto	30 – 100
Arenito	3 – 60
Folhelho	6 – 40
Calcário	15 – 90
Dolomita	4 – 51
Quartzito	22 – 100
Gnaise	17 – 81

Fonte: Adaptado de Vallejo *et al.* (2002).

Considerando ainda a situação anteriormente citada, sabe-se que ao ser submetida à tensão  $\sigma_x$ , a rocha irá se comprimir em uma direção, porém irá alargar nas outras direções, atingindo uma nova seção transversal  $A'$  normalmente maior que a inicial, como mostrado na figura 13.

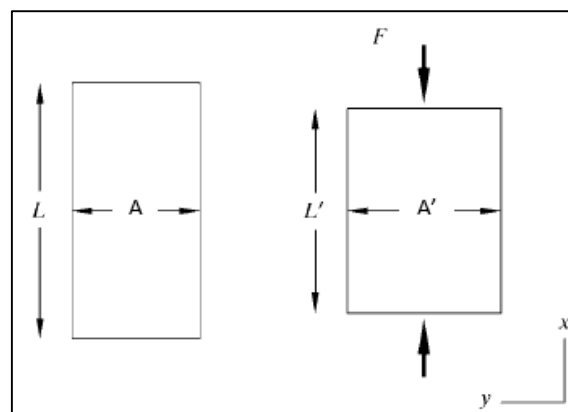


Figura 13: deformações causadas pela força  $F$  aplicada na direção  $x$  (Adaptado de Fjaer *et al.*, 2008).

Da mesma forma que em  $x$ , a deformação em  $y$  será denotada por  $\varepsilon_y$ . À razão entre as deformações (equação 12), dá-se o nome de razão de Poisson.

$$\nu = -\frac{\varepsilon_y}{\varepsilon_x} \quad (12)$$

A razão de Poisson representa uma medida da expansão lateral relativa a uma compressão longitudinal, e apresenta um sinal negativo porque as deformações apresentam variações opostas, sendo uma é de alongação e a outra de compressão, e assim apresentam sinais também opostos. Desta forma, para obter um valor positivo, adiciona-se o sinal negativo.

De acordo com Bourbié *et al.* (1987), em geral valores de razão de Poisson elevados (>0,35) correspondem a rochas sedimentares inconsolidadas. Rochas sedimentares compactas possuem razão de Poisson entre 0,2 e 0,35, enquanto areias com gás tem este valor em torno de 0,1, e areias com água, em torno de 0,4.

Imaginemos agora uma nova situação: um prisma de base retangular de rocha de comprimento C, largura L e altura H, é submetido não mais a uma força de direção x, mas sim uma força F atuante com igual intensidade em todas as direções (triaxial e hidrostática), que pode ser chamada também de pressão confinante. Essa força irá gerar uma deformação da rocha nos três eixos no sentido a diminuir seu volume. O paralelepípedo de rocha agora apresenta comprimento C', largura L' e altura H' menores que os originais. Como tratamos de um paralelepípedo a deformação volumétrica é dada por:

$$\varepsilon_v = \frac{(C.L.H - C'.L'.H')}{C.L.H} = \frac{\Delta V}{V_0} \quad (13)$$

A equação tensão-deformação para este caso será escrita agora em função da pressão confinante (Pc) e da deformação volumétrica (equação 14). À constante elástica volumétrica dá-se o nome de módulo de incompressibilidade (K).

$$\varepsilon_v = \frac{1}{K} P_c \quad (14)$$

Pode-se dizer que a incompressibilidade é uma característica da rocha que representa a resistência à deformação quando esta é submetida a uma pressão confinante (Soares, 1992). Fazendo uma analogia, é possível também dizer que a incompressibilidade é uma generalização do módulo de Young para as três dimensões. O inverso da incompressibilidade ( $1/K$ ) é conhecido como compressibilidade, parâmetro mais amplamente utilizado para o estudo de fluidos sob pressão.

Por fim, suponhamos agora a seguinte situação: um cubo de rocha de lados  $L$  e ângulos  $\alpha$  originalmente de  $90^\circ$ , é submetido a uma tensão cisalhante  $\sigma_s$ . A tensão  $\sigma_s$  irá causar uma deformação que tenderá a cisalhar o cubo, de modo a deslizar os planos cristalográficos entre eles, e alterar a inclinação dos ângulos do cubo. Sendo assim, a deformação cisalhante será igual a tangente dos novos ângulos do cubo:

$$\gamma = \tan \theta = \frac{\Delta x}{L} \quad (15)$$

Mais uma vez, escrevendo a equação tensão-deformação, temos agora que:

$$\gamma = \frac{1}{G} \sigma_s \quad (16)$$

Sendo  $G$  denominado módulo de cisalhamento, ou módulo de rigidez. Esse módulo representa a resistência da rocha à deformação cisalhante quando esta é submetida à uma tensão cisalhante.

Segundo Hawkes & Mellor (1969), é possível relacionar os módulos de cisalhamento e incompressibilidade com módulo de Young e razão de Poisson por meio das equações 17 e 18.

$$G = \frac{E}{2(1+\nu)} \quad (17)$$

$$K = \frac{E}{3(1-2\nu)} \quad (18)$$

### 2.3.6 Propriedades elastodinâmicas

Nas propriedades elastodinâmicas se encontram a análise e interpretação de parâmetros de ondas elásticas que se propagam por um meio, sendo essas ondas definidas como perturbações mecânicas que são propagadas ao longo de um material (FJAER, 2008). Dentre as ondas elásticas, serão evidenciadas nesse trabalho as ondas P e ondas S.

Ondas P, ou ondas compressionais, são ondas que se propagam longitudinalmente no material, provocando sucessivas vibrações de compressão e dilatação entre as partículas, deformações estas que ocorrem na direção da propagação da onda. Esse tipo de onda pode se propagar em materiais que apresentam capacidade de serem comprimidos e/ou dilatados por esforços, ou seja, podem ocorrer tanto em materiais sólidos quanto em fluidos.

Ondas S, ou ondas cisalhantes, são perturbações transversais à direção de propagação da onda. As vibrações agora ocorrem tendendo a cisalhar o material, sendo assim, propagam-se apenas em materiais que possuem resistência ao cisalhamento, ou seja, apenas em meios sólidos ou em fluidos viscosos (OLIVEIRA, 2005).

A figura 14 exemplifica o tipo de perturbação causada nas partículas bem como a forma de propagação de uma onda do tipo compressional e uma onda do tipo cisalhante.

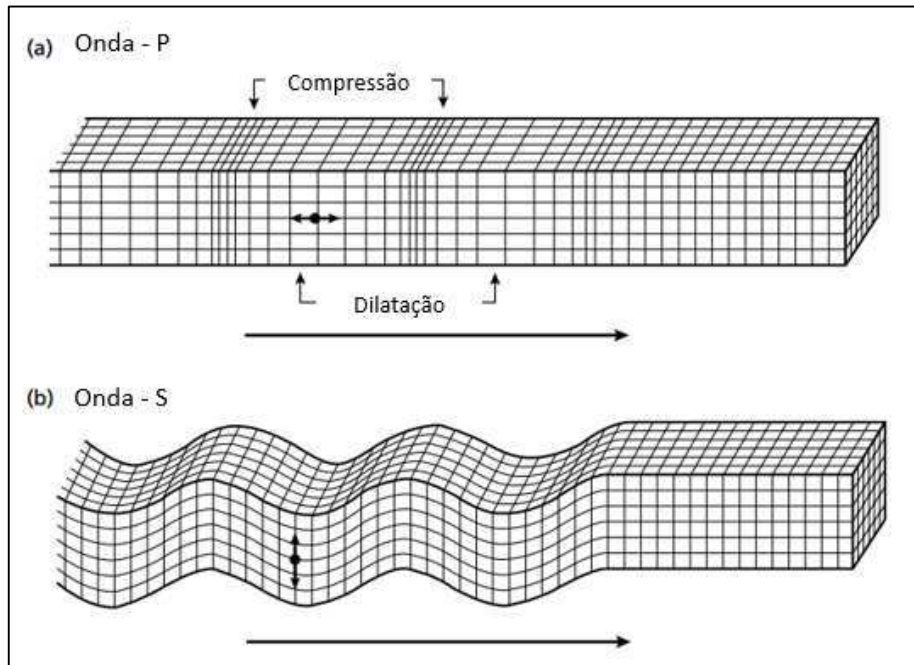


Figura 14: propagação e deformação associadas a ondas P (a); e ondas S (b) (Adaptado de Kearey *et al.*, 2002).

Os parâmetros de uma onda elástica carregam informações importantes acerca do meio pelo qual se propaga. A interpretação dessas informações consiste no princípio físico do método sísmico de investigação de subsuperfície (FJAER, 2008). Um desses parâmetros é a velocidade de propagação das ondas P e S, que é definida matematicamente por Mavko *et al.* (2009) como:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \left(\frac{4}{3}\right)G}{\rho}} \quad (19)$$

$$V_s = \sqrt{\frac{G}{\rho}} \quad (20)$$

As velocidades com que as ondas compressoriais  $V_p$  e cisalhantes  $V_s$  se propagam em uma amostra de rocha seca ou saturada podem ser medidas em laboratório através do ensaio de velocidade elastodinâmica. O ensaio consiste em transmitir ondas longitudinais e transversais por meio de propagação de pulsos ultrassônicos, e medir as velocidades correspondentes a partir dos tempos de chegada de cada onda (FISCHER, 2015). Medindo-se o comprimento da amostra ( $dS$ ) e o tempo de chegada de onda ( $dT$ ), calcula-se a velocidade de propagação pela lei da velocidade média:

$$V_m = \frac{dS}{dt} \quad (21)$$

Existem ainda equipamentos capazes de simular as condições de pressão e temperatura, podendo assim obter resultados mais confiáveis para exploração e monitoramento de rochas que se encontram sob confinamento. O acréscimo de pressão confinante provoca uma compactação maior da rocha, que por sua vez, causa uma redução da porosidade e um aumento de sua incompressibilidade. Assim, o aumento da pressão confinante gera um aumento das velocidades de propagação de onda P e S de uma rocha (ASSEFA *et al.*, 2003; CAVALCANTI *et al.*, 2013; ARAÚJO *et al.*, 2013).

O estudo laboratorial das propriedades acústicas e elásticas fornecem à sísmica de exploração e à perfilagem de poços, a base de dados necessária para a construção de modelos geológicos, bem como para a determinação de zonas de óleo, água e gás (ANSELMETTI & ERBELI, 1993).

Observa-se nas equações 19 e 20, que a velocidade de propagação das ondas P e S é função de módulos elásticos e da densidade do meio o qual a onda se propaga, assim, conclui-se também que cada material possui uma velocidade de propagação de onda característica (ROQUE & MISSAGIA, 2012).

Essa velocidade, por ser função dos módulos, conseqüentemente também é função de parâmetros petrofísicos como porosidade, cimentação e fluido saturante.

Em geral, rochas carbonáticas, por tenderem a ser mais rígidas, apresentam maiores velocidades de propagação de ondas que rochas arenosas. Dentro do estudo das propriedades acústicas em rochas carbonáticas, observa-se ainda uma grande variação de velocidades de ondas P, de 4000 m/s até mais de 6000 m/s (ARAÚJO *et al.*, 2013; CAVALCANTI *et al.*, 2013; TROVÃO, 2015). Anselmetti & Erbeli (1993) explicam que rochas carbonáticas são compostas majoritariamente de calcita, dolomita e aragonita, não sendo possível justificar a variação das velocidades apenas pela composição, mas sim pela variação das propriedades petrofísicas: porosidade, permeabilidade e saturação de fluidos.

A dependência que as propriedades acústicas possuem das propriedades petrofísicas é evidenciada no trabalho de Cavalcanti *et al.* (2013), que mostra que a velocidade de propagação de ondas P e S em um meio rochoso carbonático está diretamente ligada à sua porosidade, de forma que quanto maior a porosidade, menor a velocidade de propagação de onda. Fjaer *et al.* (2008) explicam que ocorre uma diminuição da velocidade de propagação de onda devido a uma redução da densidade total da rocha com o aumento da porosidade.

Araújo *et al.* (2013) estudaram propriedades petrofísicas de tufas carbonáticas da Formação Jandaíra, localizada na Bacia Potiguar. Os autores encontraram resultados semelhantes aos de Cavalcanti *et al.* (2013), já que em seu estudo, os autores constataram que as velocidades de onda P e S diminuíram linearmente com o aumento da porosidade das amostras. Além disso, também identificaram que além das velocidades de onda, os módulos elásticos também decrescem linearmente com o aumento da porosidade (exceto a razão de Poisson, por depender de outros parâmetros).

### 2.3.7 Efeito da saturação nas propriedades elásticas de rochas

O efeito da saturação de fluidos em rochas carbonáticas é mais difícil de ser quantificado do que em rochas arenosas, uma vez que por possuir maior velocidade de propagação de ondas, estas tendem a seguir caminhos preferenciais pelos grãos da rocha, sofrendo menor influência do fluido contido no interior dos seus poros (ANSELMETTI & EBERLI, 1993; ASSEFA *et al.*, 2003). Assim, formar um banco de dados representativo pode ser uma ferramenta chave para conseguir avaliar de forma mais efetiva a variação das saturações em reservatórios petrolíferos por meio de métodos sísmicos.

Como citado anteriormente, reservatórios petrolíferos normalmente se encontram saturados por até três fases: gás, óleo e água. Assim, visando simular essas condições, os estudos de propriedades elásticas em laboratório são comumente realizados com rochas secas, saturadas com água (ou salmouras) ou saturadas com óleo (WANG, 1988; ASSEFA *et al.*, 2003; TROVÃO *et al.*, 2015; BAECHLE *et al.*, 2015).

As equações 19 e 20 evidenciam que a velocidade de propagação das ondas elásticas em uma amostra de rocha é diretamente proporcional à suas constantes elásticas e inversamente proporcional à sua densidade. Ao se saturar uma amostra, a presença do fluido no interior dos poros, bem como sua interação com a matriz rochosa, irá alterar essas propriedades, alterando também a velocidade de propagação de onda.

A rocha seca teoricamente tenderá a apresentar a menor velocidade de propagação de onda P, uma vez que o ar apresenta menor incompressibilidade que o óleo e a água, e por sua vez fará com que a rocha apresente o menor valor de incompressibilidade total dentre as três situações.

Por sua vez, baseando-se nos modelos matemáticos e nas teorias elásticas, rochas secas e saturadas com água tenderiam a apresentar valores próximos de velocidade de propagação de onda S, por apresentarem valores de viscosidade baixos, não causando alterações relevantes no módulo de



cisalhamento da amostra, sendo mais considerável, a mudança na densidade da rocha.

Por fim, amostras saturadas com óleo tenderiam a apresentar velocidade de propagação de onda P intermediária entre a rocha seca e a rocha saturada com água, devido à incompressibilidade do óleo ser um valor intermediário entre as duas. E no caso da velocidade de ondas S, tenderiam a apresentar os maiores valores, já que o óleo possui viscosidade bem maior que água e ar, alterando mais efetivamente o módulo de cisalhamento da rocha.

Wang (1988) realizou estudos de propagação de ondas em amostras areníticas secas, saturadas com água, com óleo leve e óleo pesado. As amostras saturadas com água, quando comparadas às secas, apresentaram maiores velocidades onda P e valores levemente menores de velocidade de onda S, sendo essa redução da onda S, segundo o autor, ocasionada pelo aumento da densidade média da rocha.

Para os casos dos ensaios com rochas saturadas com óleo leve, foi constatado que ocorreram aumentos menores na velocidade de propagação de onda P quando comparados aos ensaios com rocha saturada com água. Além disso também foi observado que a velocidade da onda S teve uma redução menos significativa ainda que no caso da rocha saturada com água.

No caso de rochas saturadas com óleo pesado, observou-se que tanto a velocidade de propagação de onda P quanto a de onda S aumentaram. Foi notado que no trabalho de Wang (1988), as amostras saturadas com óleo leve apresentaram velocidades de onda S diferentes dos esperados pela modelagem matemática proposta por Mavko *et al.* (2009).

Estudos laboratoriais realizados por diversos autores (NUR *et al.*, 1984; EASTWOOD, 1993; SCHMITT, 1999; BATZLE *et al.*, 2006; BEHURA *et al.*, 2007; HAN *et al.*, 2007a) verificaram que óleos pesados apresentam um comportamento viscoelástico, sendo seus módulos elásticos dependentes da frequência e da temperatura. Óleos que se comportam como fluido newtoniano a baixas frequências, podem agir como sólidos elásticos a altas frequências, não só propagando ondas elásticas cisalhantes, como causando forte atenuação,

podendo gerar uma forte redução na velocidade de propagação de ondas compressoriais (MAKARYNSKA *et al.*, 2010).

Assefa *et al.* (2003) estudou as propriedades elásticas de calcários secos e saturados com salmoura. Foi constatado que as amostras saturadas com água possuíam maiores valores de velocidade de onda compressional e menores valores de onda cisalhante. Entretanto, diferente de Wang (1988), os autores mostraram que a redução da velocidade da onda S foi causada por uma interação rocha-fluido, que reduziu o módulo de cisalhamento da rocha.

## 2.4 MODELOS DE SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS

O monitoramento de reservatórios em produção é normalmente realizado por meio do método sísmico 4D, que identifica as variações de velocidade de propagação de ondas em subsuperfície com o tempo. Essas variações indicam que houve mudanças nas propriedades petrofísicas das rochas, e desconsiderando os casos de estimulação de reservatório, geralmente é causada por mudanças na saturação dos fluidos contidos nos poros das rochas.

Para se interpretar os dados adquiridos por um levantamento sísmico e gerar um modelo geológico, se faz necessária a utilização de um banco de dados, que normalmente é advindo da petrofísica laboratorial, perfis e dados de correlação de poços. Entretanto, a aquisição desses dados demandam tempo e/ou elevados investimentos, podendo ter sua viabilidade comprometida. Assim, em diversas situações, se buscam maneiras mais práticas e rápidas para se determinar as velocidades de propagação de onda em subsuperfície, e desta forma construir um novo modelo geológico com as novas distribuições de saturações de fluidos no reservatório.

Diversos autores propuseram modelos matemáticos, conhecidos como modelos de substituição de fluidos, que buscam estimar propriedades das rochas saturadas por meio de algumas propriedades de rocha seca e dos fluidos contidos em seu interior, e assim, conhecendo as propriedades da rocha saturada, estima-se a velocidade de propagação das ondas no meio saturado.

Neste trabalho serão tratados os modelos de Gassmann (1951), Biot (1956b) e de Brown & Korringa (1975), que estão dentre os mais utilizados na indústria do petróleo.

#### 2.4.1 Modelo de Gassmann

O modelo de Gassmann (1951) é o mais difundido na indústria do petróleo. Isso se dá devido ao fato de que este trabalha com propriedades físicas relativamente fáceis de serem mensuradas e compreendidas.

##### 2.4.1.1 Premissas do modelo de Gassmann

Para garantir a sua eficiência, o modelo de Gassmann possui algumas premissas. A primeira delas é que a rocha deve ser homogênea e isotrópica numa escala macroscópica. Essa premissa é comum em modelos de substituição de fluidos, e existe para garantir que o comprimento de onda seja maior que a dimensão dos poros e dos grãos, garantindo que estes não gerem interferência na propagação da onda.

A segunda premissa é que a porosidade efetiva seja igual a porosidade total, ou seja, que todos os poros da rocha estejam interconectados. Tal premissa existe para excluir o efeito da geração de um gradiente de pressão que dissipa parte da energia da onda que atravessa o meio. Ao se considerar que todos os poros estão conectados entre si, o gradiente de pressão iria ser dissipado ao longo de um canal permeável, permitindo a livre propagação da onda pelo meio.

A terceira premissa é que o fluido saturante possua baixa viscosidade, uma vez que fluidos de alta viscosidade apresentam resistência ao cisalhamento e possuem um menor tempo de retorno à condição inicial de antes da passagem da onda, sendo assim apresentam efeitos dissipativos devido à geração de

gradientes de pressão, além de que propagam onda cisalhante, desta forma interferindo diretamente na velocidade de propagação de onda P e S.

A quarta premissa é que o sistema em análise não apresente entrada e saída de novos fluidos, garantindo que não haja alteração na densidade do meio em análise.

A última premissa é de que não ocorra nenhum tipo de interação entre a rocha e o fluido, garantindo assim que a alteração das propriedades elásticas da rocha sejam apenas devido à presença do fluido no poro, e não devido à uma alteração na estrutura da matriz.

#### 2.4.1.2 O modelo matemático

O modelo de Gassmann correlaciona propriedades petrofísicas da rocha seca e do fluido contido em seu interior com a incompressibilidade da rocha saturada. Além disso, baseando-se na premissa de que o fluido saturante possui baixa viscosidade, considera que a saturação da rocha não irá alterar o módulo de cisalhamento da rocha. Matematicamente, é definido como:

$$\frac{K_{sat}}{K_{min}-K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_{min}-K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\emptyset(K_{min}-K_{fl})} ; G_{sat} = G_{dry} \quad (22)$$

Onde,  $K_{sat}$ ,  $K_{min}$ ,  $K_{dry}$  e  $K_{fl}$  são respectivamente as incompressibilidades da rocha saturada, da matriz mineral, da rocha seca e do fluido saturante,  $\emptyset$  é a porosidade da rocha, e  $G_{sat}$  e  $G_{dry}$  são os módulos de cisalhamento da rocha saturada e seca respectivamente.

Por meio da equação 22 é calculada a incompressibilidade teórica de Gassmann da rocha saturada por um fluido. Com os valores da incompressibilidade da rocha saturada e da nova densidade média da rocha é possível, por meio de uma adaptação das equações 19 e 20 (equações 23 e 24),

calcular as velocidades de propagação de onda P e S agora para a rocha saturada:

$$V_{psat} = \sqrt{\frac{K_{sat} + \left(\frac{4}{3}\right)G_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (23)$$

$$V_{ssat} = \sqrt{\frac{G_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (24)$$

Onde,  $V_{psat}$  e  $V_{ssat}$  são as velocidades de onda P e S para a rocha saturada,  $K_{sat}$  é a incompressibilidade da rocha saturada,  $G_{sat}$  é o módulo de cisalhamento da rocha saturada e  $\rho_{sat}$  é a densidade total da rocha saturada.

Observando as equações 23 e 24 é possível notar que, pelo modelo de Gassmann, as alterações da velocidade da onda P ocorrem devido à variação da incompressibilidade e da densidade total da rocha, enquanto que as alterações da velocidade de onda S surgem apenas devido à mudanças na densidade da rocha.

Estudos observaram que na maioria dos casos, o modelo de Gassmann subestima velocidades ultrassônicas de ondas, sejam as rochas saturadas por óleo, água ou salmoura, sendo porém observado em algumas amostras, que a velocidade calculada no modelo era superestimada (WANG *et al.*, 2000; BAECHLE, 2005; ROGEN *et al.*, 2005). Entretanto para estimar velocidades de onda de baixa frequência, o modelo de Gassmann apresentou boa aproximação em trabalhos realizados em amostras de calcários do mar do Norte (ADAM, *et al.*, 2006).

#### 2.4.2 Modelo de Biot

Biot formulou equações teóricas para prever a velocidade de propagação das ondas de rochas saturadas para baixas frequências (BIOT, 1956a) e altas frequências (BIOT, 1956b) em função das propriedades de rocha seca. Como o presente trabalho lida apenas com equipamentos laboratoriais de frequências ultrassônicas na ordem de 750 KHz, apenas será abordado o modelo de Biot (1956b). O modelo que estima velocidades de propagação de ondas de baixa frequência, se equivale ao modelo de Gassmann (1951).

As equações de Biot incorporam alguns dos mecanismos dissipativos advindos da viscosidade do fluido dos poros, bem como as interações rocha-fluido que ocorrem ao se saturar uma rocha (MAVKO *et al.*, 2009).

As velocidades dos meios saturados são estimadas levando em consideração os efeitos do fluxo do fluido devido ao gradiente de pressão que é gerado nos poros pela passagem das ondas elásticas (FABRICIUS *et al.*, 2010). Além disso, diferente do modelo de Gassmann, o modelo de Biot suporta que o fluido saturante possua viscosidade e compressibilidade (TROVÃO, 2015). Parâmetros como tortuosidade dos canais permeáveis, conectividade e contraste entre o módulo de incompressibilidade da rocha e do fluido também são considerados no modelo de Biot (WANG, 2001).

A dispersão da onda considerada no modelo de Biot de alta frequência é ocasionada pelo movimento relativo entre a rocha e o fluido (GARCÍA, 2008). Durante a passagem de uma onda elástica por um meio poroso, esse movimento relativo ocorre devido a dois mecanismos especificados por Biot: a componente devido ao fluxo de Biot e a componente devido ao fluxo local (*squirt flow*).

No caso da componente devido ao fluxo de Biot, tem-se uma movimentação do fluido e da rocha numa mesma direção, como mostrado na figura 15. Para a propagação de uma onda de alta frequência, o efeito da inércia causa um retardamento da propagação da onda pelo fluido, fazendo com que esta se propague mais rapidamente pela matriz rochosa.

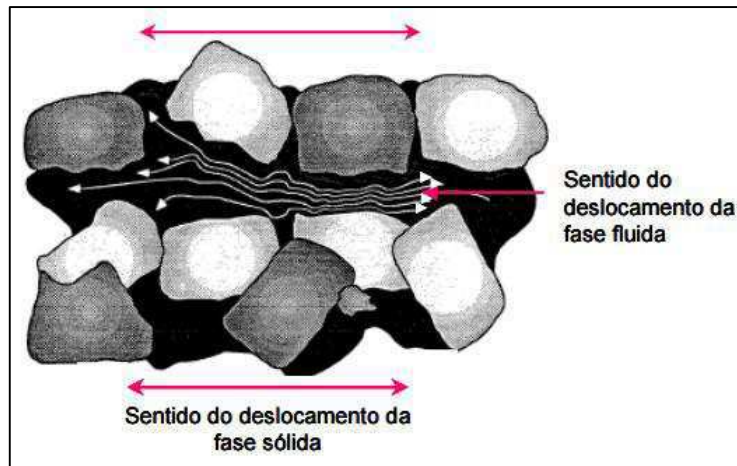


Figura 15: representação esquemática do deslocamento relativo entre a rocha e o fluido ocorrendo na mesma direção (Adaptada de Akbar, 1993).

Já para no caso do *squirt flow*, o movimento relativo entre a rocha e o fluido do poro ocorre em direções perpendiculares, sendo o fluxo do fluido gerado pela compressão do poro durante a passagem da onda (figura 16). Segundo García (2008), movimento perpendicular ocorre devido à heterogeneidades no espaço poroso da rocha, ou seja, contraste entre regiões de alta e baixa compressibilidade.

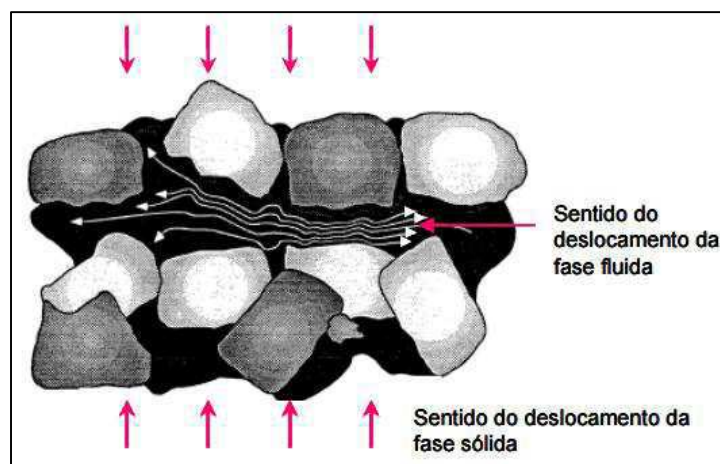


Figura 16: representação esquemática do deslocamento relativo perpendicular entre a rocha e o fluido (Adaptado de Akbar, 1993).

### 2.4.2.1 O modelo matemático

O modelo de Biot (1956b) é um conjunto de equações que incorporam aspectos relacionados às propriedades das rochas, dos fluidos, e ainda da interação entre eles.

Uma observação importante a ser feita é que assim como o modelo de Gassmann, o modelo de Biot também considera que a alteração do fluido contido no interior dos poros da rocha não altera o módulo de cisalhamento da rocha. Sendo assim, o módulo de cisalhamento para rocha seca é equivalente ao módulo de cisalhamento da rocha saturada (MAKARYNSKA *et al.*, 2010).

O cálculo das velocidades para altas frequências (frequências infinitas) de Biot é feito por meio das equações abaixo:

$$V_{p\infty} = \left\{ \frac{\Delta + [\Delta^2 - 4(\rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2)(PR - Q^2)]^{1/2}}{2(\rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2)} \right\}^{1/2} \quad (25)$$

$$V_{s\infty} = \left( \frac{G_{dry}}{\rho - \phi \rho_{fl} \alpha^{-1}} \right)^{1/2} \quad (26)$$

$$\Delta = P\rho_{22} + R\rho_{11} - 2Q\rho_{12} \quad (27)$$

$$P = \frac{(1-\phi) \left( 1 - \phi \frac{K_{dry}}{K_{min}} \right) K_{min} + \phi \frac{K_{min} K_{dry}}{K_{fl}}}{1 - \phi \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \phi \frac{K_{min}}{K_{fl}}} + \frac{4}{3} G_{dry} \quad (28)$$



$$Q = \frac{\left(1 - \emptyset - \frac{K_{dry}}{K_{min}}\right) \emptyset K_{min}}{1 - \emptyset - \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \emptyset \frac{K_{min}}{K_{fl}}} \quad (29)$$

$$R = \frac{\emptyset^2 K_{min}}{1 - \emptyset - \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \emptyset \frac{K_{min}}{K_{fl}}} \quad (30)$$

$$\rho_{11} = (1 - \emptyset) \rho_{min} - (1 - \alpha) \emptyset \rho_{fl} \quad (31)$$

$$\rho_{22} = \alpha \emptyset \rho_{fl} \quad (32)$$

$$\rho_{12} = (1 - \alpha) \emptyset \rho_{fl} \quad (33)$$

$$\rho = \rho_{min}(1 - \emptyset) + \rho_{fl} \emptyset \quad (34)$$

Onde  $V_{p\infty}$  e  $V_{s\infty}$  são respectivamente as velocidades de onda compressional e cisalhante de Biot,  $G$  é o módulo de cisalhamento da rocha,  $K_{dry}$ ,  $K_{fl}$  e  $K_{min}$ , são respectivamente os módulos de incompressibilidade da rocha seca, do fluido e da matriz mineral da rocha,  $\emptyset$  é a porosidade,  $\rho$ ,  $\rho_{min}$  e  $\rho_{fl}$  são respectivamente as densidades média da rocha saturada, do mineral da rocha e do fluido saturante,  $\alpha$  é o fator de tortuosidade dos canais da rocha. Os termos  $\rho_{11}$ ,  $\rho_{12}$ ,  $\rho_{22}$  descrevem respectivamente as variações de densidade devido à movimentação relativa entre o poro e fluido na matriz rochosa, no sistema rocha-poro e no fluido saturante.

O termo  $\alpha$  é puramente geométrico e é independente de propriedades tanto do fluido quanto da rocha. Berryman (1981) descreveu uma equação (equação 32) para o fator de tortuosidade:

$$\alpha = 1 - r\left(1 - \frac{1}{\phi}\right) \quad (35)$$

Onde  $r$  é um termo referente à geometria dos grãos, variando entre 0 e 1, sendo igual a 0,5 quando o grão é totalmente esférico e quanto mais tender aos valores extremos, mais elípticos os grãos serão. Para canais totalmente retilíneos e paralelos,  $\alpha$  é igual a 1 (valor mínimo possível), e para o sistema totalmente aleatório de canais,  $\alpha$  é igual a 3 (STOLL, 1977).

Diallo *et al.* (2003) realizou estudos que compararam as velocidades de onda P e S medidas em laboratório com as previstas pelo modelo de Biot de alta frequência. Os ensaios foram realizados em amostras de arenito da Bacia de Keuper, na Alemanha, sob pressão confinante variando de 0 a 25 MPa. Observou-se uma boa concordância entre os resultados medidos em laboratório com os previstos pelo modelo de Biot. Além disso, também foi notado que ao se elevar a pressão confinante, as velocidades medidas em laboratório se aproximaram das previstas pelo modelo de Gassmann. Isso ocorre devido ao fato de que ao se aumentar a compressão da rocha, o efeito *squirt flow* é reduzido, e por sua vez, a atenuação prevista por Biot é reduzida.

Trovão *et al.* (2015) realizaram um estudo comparativo entre o modelo teórico de Biot e amostras de rochas carbonáticas secas e saturadas com água. Foi constatado que para as amostras em análise, o modelo de Biot apresentou valores consideravelmente superestimados de velocidade, possuindo uma diferença de até 1000 m/s do valor medido em laboratório, sendo para essas amostras, pouco satisfatório.

#### 2.4.3 Modelo de Brown & Korringa

O modelo de Brown & Korringa (1975) corresponde a uma versão expandida do modelo de Gassmann, incluindo agora um fator relacionado à incompressibilidade da matriz e dos poros da rocha. Este fator faz com que não se necessite mais da premissa de homogeneidade e isotropia da rocha admitida

por Gassmann. Assim, este modelo determina as constantes elásticas de rochas heterogêneas e as mudanças elásticas ocasionadas pela presença de fluido nos poros.

Nesse modelo, assume-se como premissa que os canais permeáveis da rocha possuam uma conectividade suficientemente grande para que não sejam gerados gradientes de pressão ao longo dos poros. Além disso, assim como o modelo de Gassmann, considera que as ondas em estudo possuem baixa frequência. O modelo de Brown & Korringa (1975) é mostrado na equação 36.

$$\frac{K_{sat}}{K_s - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_s - K_{dry}} + \frac{K_{\emptyset s}}{K_s} \frac{K_{fl}}{[\emptyset(K_{\emptyset} - K_{fl})]} \quad (36)$$

Onde  $K_{dry}$ ,  $K_{sat}$ ,  $K_{\emptyset s}$  e  $K_{fl}$  respectivamente as incompressibilidades da rocha seca, saturada, especial do poro e do fluido saturante,  $\emptyset$  é a porosidade da rocha.

O termo  $K_s$  representa a incompressibilidade do mineral para o caso de um sistema em que o diferencial de pressão entre a pressão confinante e a pressão de poros é mantida constante. No caso em que a rocha apresenta apenas um mineral em sua composição, e é completamente homogênea e isotrópica, ao ser comprimida, a redução de volume ocorrerá uniformemente em todas as direções, sendo assim, a incompressibilidade especial do poro ( $K_{\emptyset s}$ ) tenderá à incompressibilidade do mineral ( $K_s$ ) (MAVKO & MUKERJI, 2009). Nessa situação, o modelo de Brown & Korringa se reduzirá ao modelo de Gassmann.

Os cálculos das velocidades estimadas pelo modelo de Brown & Korringa é realizado de forma similar ao modelo de Gassmann. A variável que se busca encontrar pela equação 36 é a incompressibilidade da rocha saturada ( $K_{sat}$ ), e por meio das equações 23 e 24, calcula-se respectivamente as velocidades de propagação de onda P e S.

## 2.5 PETROFÍSICA COMPUTACIONAL

Propriedades petrofísicas medidas de forma direta são comumente obtidas em laboratório por meio de plugues de rocha extraídos de campo, ou por meio de perfilagem realizada diretamente no poço. Com os dados adquiridos de um número representativo de amostras, somados à localização geográfica, é possível realizar um mapeamento das propriedades do campo que está a ser explorado.

Para que as propriedades medidas nas análises petrofísicas representem a situação real de campo, as amostras precisam ser submetidas às condições de pressão, temperatura e saturação de fluidos as quais se encontravam em subsuperfície. Propriedades como porosidade, permeabilidade e velocidade de propagação de ondas, são dependentes das condições de pressão e temperatura (WANG, 1988; EBERLI *et al.*, 2003).

Simular condições de reservatório *high pressure high temperature* (HPHT) em laboratório é uma tarefa difícil em muitas situações, uma vez que os equipamentos laboratoriais apresentam limites operacionais de pressão e temperatura. Assim, é difícil realizar um ensaio petrofísico laboratorial simulando eficazmente as condições de reservatório, e por sua vez, determinar com precisão as propriedades da rocha.

Um outro problema enfrentado pela petrofísica laboratorial, diz respeito à saturação de fluidos. Sabe-se que em um reservatório de petróleo podem coexistir até três fases de fluido: óleo, água e gás. É conhecido que o fluido saturante tem influência na velocidade de propagação de ondas elásticas por uma rocha (WANG, 1988; CARDONA *et al.*, 2013; TROVÃO, 2015). Assim, buscando sempre aproximar ao máximo da condição real, estudos laboratoriais também são realizados se saturando as amostras extraídas de campo. Porém, ao se saturar uma amostra em laboratório quase nunca é alcançado 100% de saturação, fazendo com que a aproximação à situação real seja comprometida.

Recentemente diversos autores (KNACKSTEDT *et al.*, 2009; DVORKIN *et al.*, 2011; ZHANG *et al.*, 2011a; ZHANG *et al.*, 2011b, MEDEIROS *et al.*, 2012)

tem demonstrado a possibilidade de estimar as propriedades petrofísicas a partir da análise computacional de imagens de rochas obtidas por microtomografia de raios x. A esse método de obtenção de propriedades da rocha, dá-se o nome de petrofísica computacional.

A petrofísica computacional baseia-se na obtenção das propriedades petrofísicas da rocha por meio de plugues de rocha computacionais (figura 17) que são criados em softwares que compilam imagens da rocha. As suas vantagens dizem respeito à sua capacidade de quantificar as propriedades físicas das rochas sob praticamente qualquer condição imaginável (de pressão, temperatura e saturação), para um grande número de subamostras, de forma rápida, com ensaios que independem da ordem de execução e que podem ser reproduzidos a qualquer tempo (evitando o problema da preservação das amostras). Para isso é preciso dispor de imagens com resolução suficiente para reconhecer e quantificar as estruturas que controlam o comportamento físico das rochas. (MEDEIROS *et al.*, 2012).

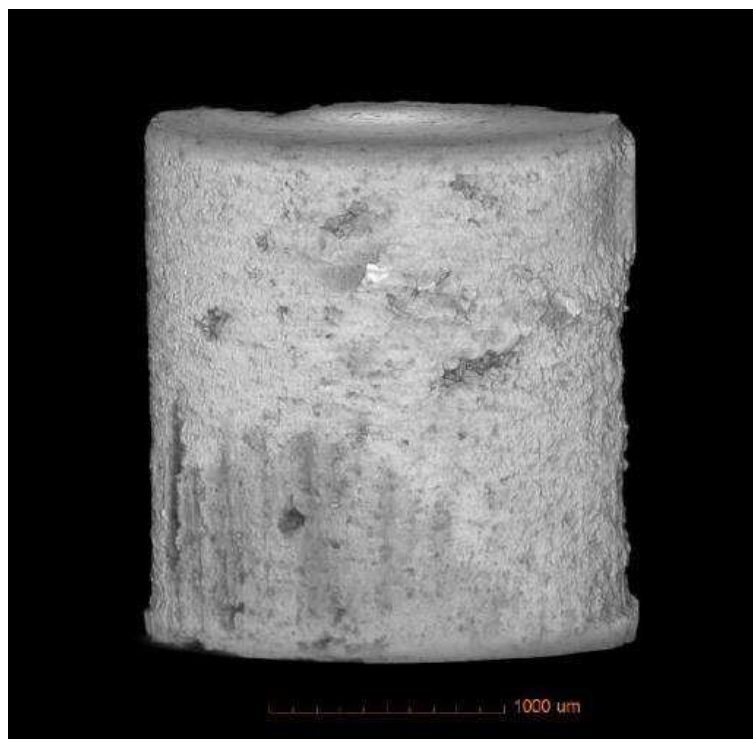


Figura 17: imagem de um plugue de rocha carbonática computacional gerado por imageamento por microtomografia de raios X.

Uma outra vantagem que pode ser citada é a capacidade de realização de ensaios não destrutivos. Durante a realização de ensaios laboratoriais sob pressão confinante, fraturas podem se desenvolver ao longo do plugue em análise, e assim, alterando suas propriedades iniciais e afetando a reprodutibilidade e eficácia do ensaios.

Para se fazer levantamentos petrofísicos computacionais eficazes, deve-se relacionar a granulometria das amostras com a resolução das imagens. Comumente a resolução utilizada nesses processamentos é da ordem de micrômetros, sendo a microtomografia (micro CT) o método utilizado para obtenção das imagens da amostra. Segundo Medeiros (2012), para amostras de granulometria fina, são necessárias imagens de resolução mais elevada, maiores que 8  $\mu\text{m}$ .

Rochas carbonáticas apresentam uma distribuição de poros complexa, podendo estes chegar a dimensão de micro ou nanômetros. Ghous *et al.* (2007) mostraram que a petrofísica computacional utilizando-se de imagens combinadas em escala de micrômetros e nanômetros, é eficaz para a modelagem de reservatórios carbonáticos que apresentam majoritariamente microporos, apresentando resultados mais confiáveis que os obtidos por perfis e ensaios laboratoriais.

Medeiros *et al.* (2012) estimou computacionalmente as propriedades permoporosas de amostras provenientes da Bacia do Rio do Peixe, na Paraíba. As imagens foram obtidas por meio de microtomografia por raio X a uma resolução de 8 e 24  $\mu\text{m}$ . Foi constatado que para as amostras de granulometria mais fina, seria necessária um aumento da resolução das imagens para a ordem de nanômetros para resultados mais eficazes, e para as de granulometrias mais grossas, os resultados obtidos com as imagens de 8  $\mu\text{m}$  de resolução foram equivalentes aos obtidos com porosímetro a gás. A permeabilidade foi estimada com boa precisão, obedecendo o modelo de Kozeny, e assim, sendo possível realizar extrapolações para simular novas condições.

Zhang *et al.* (2011) utilizou imageamento por FIB-SEM 3D (*Focused Ion Beam – Scanning Electron Microscopy*) a uma resolução de 5 nm para avaliar a porosidade e permeabilidade de argilitos extraídos de um poço produtor na

América do Norte. Foi possível calcular de maneira eficaz a porosidade e a permeabilidade das amostras, além de também ter sido possível observar a presença de matéria orgânica nos poros.

Zhang *et al.* (2007) estudou a influência da frequência e do fluido saturante nas velocidades de propagação de onda P em amostras 3D de arenitos digitalizados, utilizando o software COMSOL Multiphysics. Com relação à frequência, chegou-se à conclusão de que a frequência crítica para as amostras era de 750 kHz, em que para frequências maiores que a crítica, a velocidade de propagação de onda cresce, e para frequências menores, a velocidade decresce. Quanto ao caso do fluido saturante, saturou-se a amostra com salmoura, óleo leve e óleo viscoso. Observou-se que a velocidade para amostras saturadas foram maiores, sendo mais elevadas em amostras saturadas com fluidos de maior incompressibilidade.

### 3. MATERIAIS E MÉTODOS

#### 3.1 MATERIAIS

No presente trabalho foram estudadas nove amostras de rochas carbonáticas, sendo uma proveniente da Bacia do Araripe e oito da Bacia Potiguar. Das nove amostras, duas são calcários laminados e sete são tufas carbonáticas (figura 18).

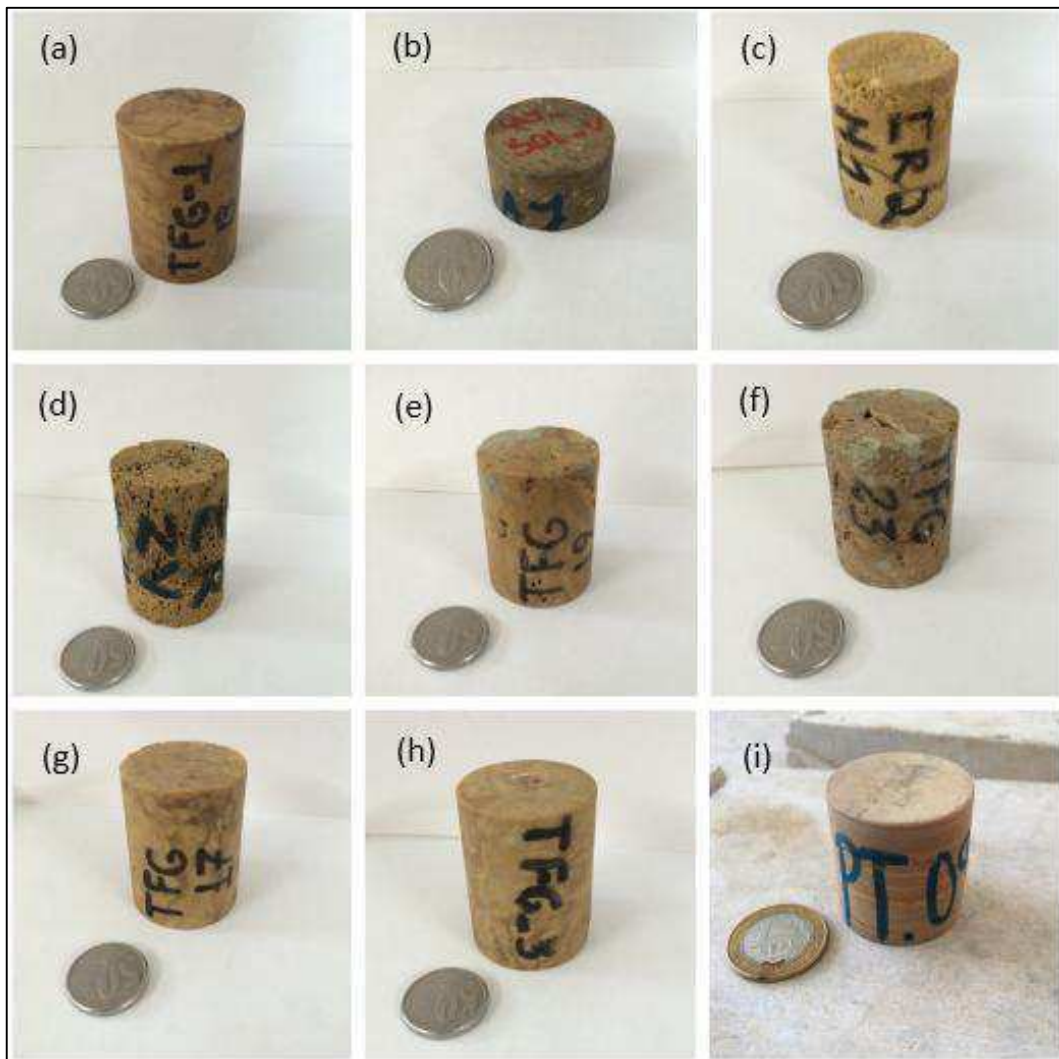


Figura 18: (a) tufa TFG\_1\_B; (b) calcário laminado LAJ\_SOL\_V; (c) tufa CR2\_H1\_04; (d) tufa CR2V\_04; (e) tufa TFG\_19; (f) tufa TFG\_23; (g) tufa TFG\_17; (h) tufa TFG\_3; (i) calcário laminado PT\_09\_3(10m).



As tufas TFG apresentam visualmente um caráter de porosidade heterogênea, com poros gerados predominantemente por dissolução do carbonato, sendo distribuídos não-uniformemente ao longo das amostras. Por sua vez, as tufas CR apresentam um elevado volume poroso, com poros aparentemente de origem deposicional e uniformemente distribuídos ao longo das amostras. A amostra PT\_09\_3(10m) possui um caráter homogêneo com poros não visíveis e uma estrutura deposicional laminar visível. Por fim, a amostra LAJ\_SOL\_V tem um caráter composicional visivelmente heterogêneo, com poros não visíveis e estrutura deposicional laminar visível apenas no bloco de rocha original, não sendo identificável no plugue produzido.

### 3.1.1 Coleta e preparação das amostras

Em trabalhos de campo foram selecionados afloramentos específicos da Bacia Potiguar e da Bacia do Araripe para retirada de blocos de rocha ou plugues cilíndricos com o auxílio de uma plugadeira manual com broca de diâmetro de 1,3 polegada (figura 19a). Os blocos de rocha foram encaminhadas para a sala de preparação de amostras do Laboratório de Petrofísica (LabPetro) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), e utilizando uma plugadeira de bancada JET modelo J-A5818 com diâmetro da broca de 1,5 polegada (figura 19b), plugues cilíndricos foram extraídos.



Figura 19: (a) plugadeira manual em uso em um trabalhos de campo; (b) plugadeira de bancada JET modelo J-A5818.

Os plugues extraídos foram serrados em cilindros menores com o auxílio de uma serra circular de bancada (figura 20a). Em seguida tiveram suas faces retificadas por meio de uma retificadora de plugues (figura 20b), para que suas faces ficassem perfeitamente planas e paralelas, facilitando o acoplamento das amostras com os equipamentos de análise petrofísica.



Figura 20: (a) serra circular de bancada; (b) retificadora de plugues.

Após a retificação, as amostras foram postas para secagem à temperatura constante de 80°C em uma estufa microprocessada para secagem, modelo SX 1.5 DTMS da marca *Sterilifer* (figura 21) por 24 horas, para que fosse removido qualquer resquício de água que pudesse existir nos poros da rocha.



Figura 21: estufa microprocessada para secagem, modelo SX 1.5 DTMS, da marca *Sterilifer*.

Por fim, as amostras tiveram suas dimensões de comprimento, diâmetro e peso medidos com um paquímetro e balança de precisão.

## 3.2 MÉTODOS

### 3.2.1 Ensaios de porosidade e permeabilidade

Os ensaios de medição de porosidade e permeabilidade foram realizados com o permoporosímetro *UltraPoroPerm* 500, da marca *Corelab*.

Para realizar a medição de porosidade das amostras de rocha, o equipamento é conectado ao *matrix cup* (Figura 22), onde o plugue é inserido. O *Ultra-Poro/Perm* 500, para este tipo de ensaio, utiliza um sistema que se baseia

fisicamente na lei de Boyle-Mariotte para o caso da expansão/contração isotérmica:

$$P_1V_1 = P_2V_2 \quad (37)$$

Em que  $P_1$  e  $V_1$  são respectivamente o estado inicial de volume e pressão do gás, e  $P_2$  e  $V_2$  são o estado final de volume e pressão do gás.



Figura 22: *Ultra-Poro/Perm 500*, da *Corelab*, acoplado às células *matrix cup* e *core holder*.

Esse sistema é composto por uma câmara de nitrogênio com pressão e volume conhecidos, em que o  $P_1$  e  $V_1$  da equação 37 são respectivamente, a pressão e o volume do gás antes da sua expansão para o *matrix cup*, onde a amostra de rocha está inserida. É comum que o volume da amostra não preencha completamente o *matrix cup*, e quando tal situação ocorre, são utilizados discos de volume referência para preencher o volume restante, visando economizar o gás nitrogênio da câmara, dado que ao final do ensaio, este é liberado para atmosfera.

As amostras foram inseridas no *matrix cup*, e quando necessário, foram acrescentados os discos de metal para completar o volume. O recipiente foi

fechado e conectado a câmara de gás do permoporosímetro. Quando conectado, o gás se expande, fluindo da câmara de referência para o interior do *matrix cup* e ocupando os espaços porosos da rocha, fazendo com que o sistema adquirisse uma condição final de pressão ( $P_2$ ) e volume ( $V_2$ ). O volume final do sistema ( $V_2$ ) é dado pela equação 38:

$$V_2 = V_1 + V_{matrix} - V_{discos} - V_{grãos} \quad (38)$$

Onde,  $V_{matrix}$  é o volume total do *matrix cup*,  $V_{discos}$  é o volume dos discos metálicos acrescentados,  $V_{grãos}$  é o volume ocupado pelos grãos da amostra. A figura 23 é uma representação esquemática do ensaio de medição de porosidade.

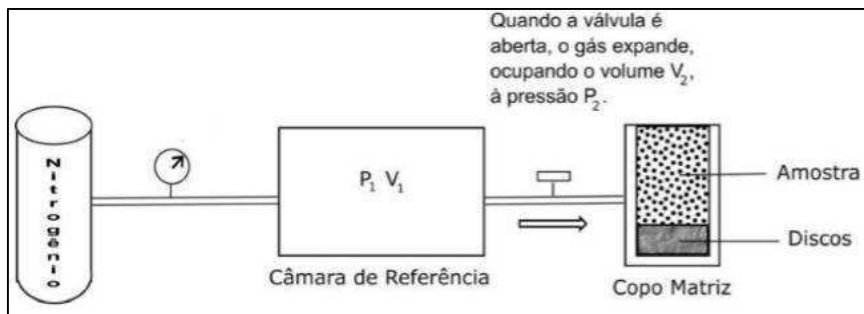


Figura 23: representação esquemática do funcionamento do porosímetro (TABOSA, 2016).

Como a pressão final  $P_2$  é medida, foi possível assim obter o volume dos grãos da amostra. Tomando como premissa que a amostra está completamente seca, determinou-se a porosidade pela relação:

$$\emptyset = \frac{V_{poros}}{V_{total}} = \frac{V_{total} - V_{grãos}}{V_{total}} \quad (39)$$

Usando ainda a premissa de que a rocha estava completamente seca e que a massa total da amostra era advinda somente da massa dos grãos da rocha, calculou-se a densidade dos grãos pela equação 40.

$$\rho_g = \frac{m}{V_g} \quad (40)$$

Onde  $\rho_g$  é a densidade dos grãos da rocha,  $m$  é a massa da amostra medida em balança de precisão e  $V_g$  é o volume dos grãos calculado por meio da equação 38.

Por fim, densidade total da amostra da rocha foi calculada por meio da equação 41.

$$\rho_b = \frac{m}{V_{total}} \quad (41)$$

Em que  $\rho_b$  é a densidade total da amostra,  $m$  é a massa da amostra medida em balança de precisão, e  $V_{total}$  é o volume total da amostra, incluindo os poros e presumindo que o plugue de rocha é um cilindro perfeito.

Para realizar medições de permeabilidade, o *Ultra-Poro/Perm 500* foi conectado ao *Core Holder*, que consiste em uma câmara que armazena a amostra em análise, e que permite o fluxo contínuo de um gás através da amostra sob condições controladas de pressão confinante (figura 24).

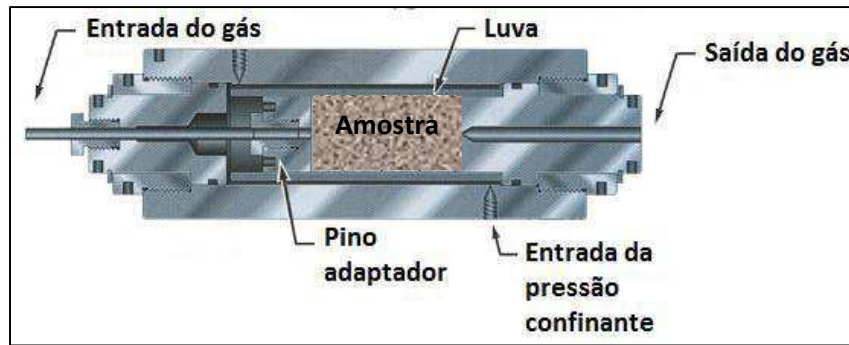


Figura 24: Modelo esquemático das partes internas de um *core holder* (adaptado de <http://www.corelab.com>).

Para o caso de medição de permeabilidade o princípio físico utilizado é a lei de Darcy, que diz que a vazão  $Q$  de um fluido que atravessa um meio poroso é diretamente proporcional à área  $A$  de fluxo e ao diferencial de pressão  $\Delta p$  entre a entrada e a saída do fluido, e é inversamente proporcional ao comprimento do meio poroso e à viscosidade do fluido  $\mu$  que o atravessa. À constante de proporcionalidade desta relação foi dado o nome de permeabilidade ( $k$ ). Matematicamente:

$$Q = k \frac{A \cdot \Delta P}{\mu \cdot L}. \quad (42)$$

O sistema *Ultra-Poro/Perm 500* acoplado ao *Core Holder* representa uma reprodução do experimento realizado por Darcy.

Para a realização do ensaio, as amostras foram inseridas no interior do *Core Holder*, sendo acoplado o êmbolo à face superior da amostra para que esta ficasse devidamente encaixada à entrada do gás na amostra. Em seguida, esta foi submetida a uma pressão confinante de 2000 psi, para que o elastômero (luva) da parede lateral interior do *Core Holder* ficasse perfeitamente ajustada à lateral das amostras, permitindo o fluxo único e exclusivamente através do meio poroso.

Com a amostra devidamente acomodada no interior do *Core Holder*, este foi conectado ao *Ultra-Poro/Perm 500* e, em seguida, liberou-se o fluxo de nitrogênio a pressão de aproximadamente 72 psi, permitindo um escoamento não turbulento do gás. Após liberado o fluxo, foi realizada a medida da pressão de saída, obtendo-se assim, junto com a pressão inicial regulada, o  $\Delta p$ . Pela lei de Darcy (equação 42) o software do *Ultra-Poro/Perm 500* calcula automaticamente a permeabilidade da amostra em análise. A figura 25 é uma representação esquemática do ensaio de permeabilidade.

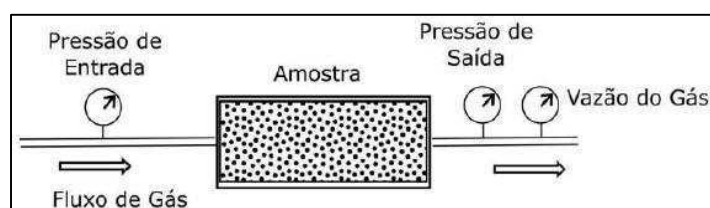


Figura 25: representação esquemática do ensaio de medição de permeabilidade (Adaptado de Vasquez, 2010).

É importante salientar que o sistema faz automaticamente todo o procedimento de abertura e fechamento de válvulas, bem como de medição de pressões, tanto para o ensaio de porosidade quanto para o de permeabilidade, sendo necessário apenas inserir a amostra no *Matrix cup* ou *Core Holder*, e fornecer como dados de entrada as dimensões da amostra e a temperatura a qual o ensaio foi realizado.

### 3.2.2 Propagação de ondas P e S

Para se fazer a medida de propagação de ondas em amostras secas e saturadas foi utilizado o sistema *AutoLab 500*, fabricado pela *New England Research* (figura 26). Este equipamento transmite ondas elásticas com frequência de aproximadamente 750 KHz através da amostra, sendo essas ondas geradas por transdutores piezoelétricos compostos de material cerâmico



e com cristais orientados de forma a produzir uma onda do tipo P, e duas do tipo S ( $S_1$  e  $S_2$ ) polarizadas  $90^\circ$  entre si.

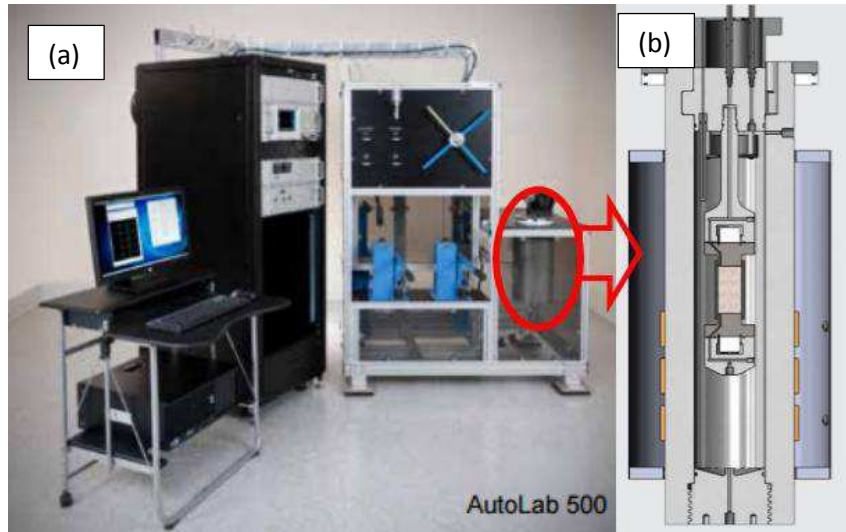


Figura 26: (a) *AutoLab 500*, da *New England Research*; (b) célula de pressurização do *AutoLab 500*.

### 3.2.2.1 Propagação de ondas em amostras secas

No caso dos ensaios realizados com as amostras secas, estas foram inseridas na câmara de pressurização com o sistema de injeção de pressão de poros desativado. A pressão confinante foi elevada até 20 MPa e foi aguardado que a pressão estabilizasse. Para este trabalho, considerou-se que a pressão estava estabilizada quando esta passava 2 minutos sem sofrer nenhuma alteração após o período mínimo de 25 minutos sob a pressão máxima de confinamento. O tempo de estabilização se faz necessário devido ao fato de que a rocha leva um período para compactar sob a pressão confinante exercida.

Após a pressão estabilizar, foi capturada as leituras das ondas a 20 MPa. Feito isso, a pressão foi reduzida para 15 MPa e o procedimento de estabilização e captura se repetiu. O processo prosseguiu com decrementos de 5 MPa até que a última leitura de onda fosse realizada a 5 MPa.

Depois de finalizar o processo de leitura de dados, foram realizadas as picagens da primeira chegada das ondas P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>. Para o par de transdutores que foi utilizado, no caso da onda P, a primeira chegada é representada pelo primeiro pico positivo da onda capturada. Já no caso das S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, a primeira chegada é representada pelo pico negativo em meio ao ruído devido à natureza eletrônica da onda, e interferência de conversões da onda P. A figura 27 exemplifica chegadas de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> e suas respectivas picagens.

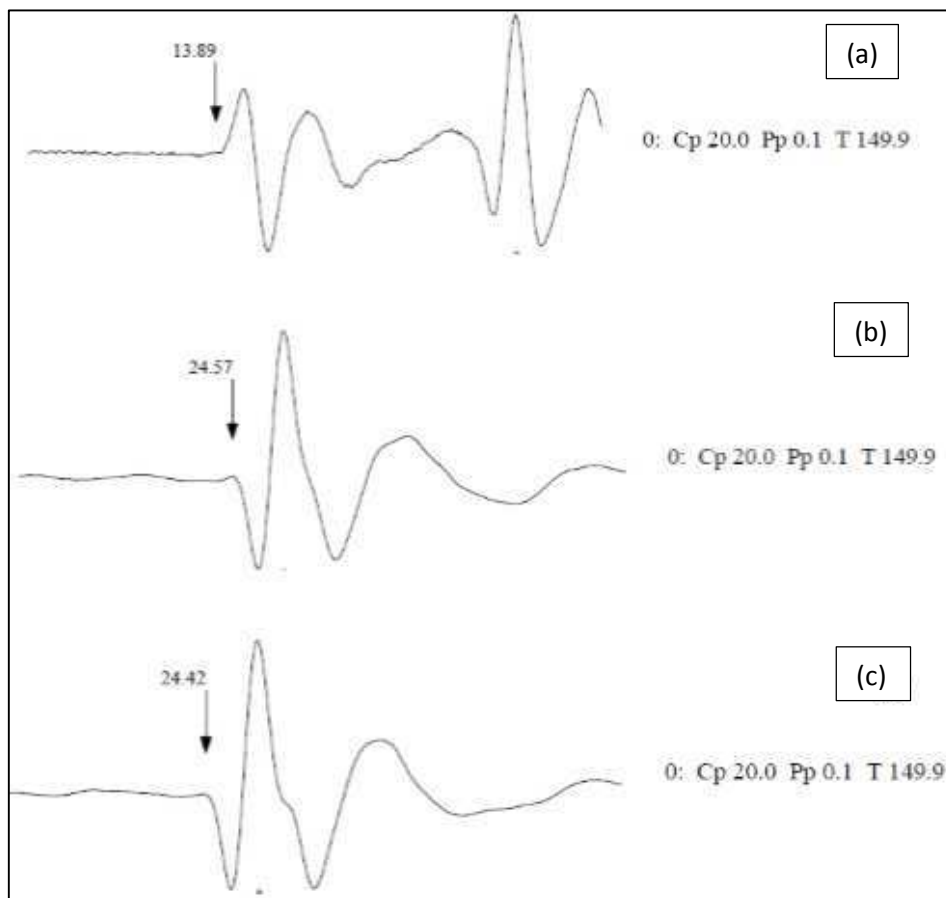


Figura 27: exemplo de picagem de ondas P (a), S<sub>1</sub> (b) e S<sub>2</sub> (c) durante o ensaio de propagação de ondas elásticas.

Como mostrado na figura 27, as setas representam as primeiras chegadas das ondas P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>. O número acima das setas é o tempo de trânsito em microssegundos ( $10^{-6}$  s) que a onda levou para atravessar completamente a amostra. Com os dados de comprimento da amostra e tempo de trânsito, foram calculadas as velocidades de propagação das ondas P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>. E, por fim, com

os dados das velocidades, o sistema do *AutoLab* 500 calcula por meio das equações da teoria geral da elasticidade, o módulo de Young da amostra seca e o seu coeficiente de Poisson.

### 3.2.2.2 Propagação de ondas em amostras saturadas

Para o caso do ensaio de amostras saturadas, a princípio, as amostras foram submersas 48 horas em um recipiente com água ou óleo, a depender do fluido saturante que seria utilizado no ensaio a seguir. Foi utilizada água deionizada ou óleo Petrobras HR 32 EP para a saturação das amostras.

Primeiro foram realizados os ensaios de saturação de rocha com água, e após concluídos, as rochas foram postas mais uma vez para secagem na estufa a 80°C por 24 horas. Os ensaios de saturação de rocha com óleo só foram realizados ao final de todos os ensaios de saturação com água. Tal procedimento se fez necessário para que houvesse uma otimização do tempo de trabalho, evitando a troca de fluido saturante e conseqüente limpeza do sistema do equipamento para cada ensaio que viesse a ser realizado.

O procedimento para estabelecer a pressão confinante foi feito basicamente da mesma forma do ensaio de rocha seca, também sendo utilizado o *Autolab* 500, da *New England Research*, entretanto, agora com a diferença que agora iniciar-se-á em 25 MPa. Por meio do sistema de pressão de poros do equipamento, injetou-se água deionizada nas amostras a 5 MPa. A pressão confinante foi elevada a 25 MPa para alcançar uma pressão efetiva ( $P_c - P_p$ ) de 20 MPa, e assim obter valores comparativos entre amostra seca e saturada.

Algumas informações importantes devem ser fornecidas sobre a injeção de fluidos pelo sistema de pressão de poros. A primeira delas é que foi necessário que a pressão de poros nunca excedesse a pressão confinante, uma vez que caso ocorresse, iria ocorrer vazamento do fluido dos poros para o interior da câmara de pressurização. Um outro fator importante é que durante a injeção da água ou óleo, foi deixado o selo de saída do sistema de pressão de poros aberto até a que o fluido saturante saísse pela extremidade de saída da

tubulação. Isso foi feito para garantir que o fluido atravessasse todo o sistema, expulsando o ar da amostra e das tubulações do equipamento.

Com as pressões estabilizadas, foram realizadas as capturas das ondas com pressões confinantes em 25, 20, 15 e 10 MPa e com a pressão de poros fixada em 5 MPa, ou seja, com pressões efetivas de 20, 15, 10 e 5 MPa. As ondas capturadas possuem forma similar às mostradas na figura 26. Por fim foi realizada a picagem para estabelecer os tempos de chegada das ondas P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>.

Com os dados medidos de velocidade de propagação de onda compressional e cisalhantes, o software do *Autolab 500* calculou o módulo de Young da rocha saturada com água e com óleo, bem como o coeficiente de Poisson das amostras. Com esses dados, foram calculados os módulos de incompressibilidade e cisalhamento das amostras por meio das equações 17 e 18.

### 3.2.3 Petrofísica computacional

Os ensaios de petrofísica computacional foram realizados por meio da análise de imagens de microtomografia de raio X (*X-ray micro CT*), efetuadas em subamostras de plugues de rocha. A extração das subamostras e o imageamento por microtomografia foram executados no Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termofísicas (LMPT) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), sendo previamente analisado e selecionado o local de corte das subamostras, como exemplifica a figura 28.



Figura 28: exemplo de indicação de local de extração da subamostra.

Baseando-se nas propriedades petrofísicas laboratoriais medidas, foram enviadas para o corte e imageamento 6 do total de 9 amostras, com resoluções que variaram de 1,92  $\mu\text{m}$  a 2,54  $\mu\text{m}$ . A tabela 2 especifica as resoluções utilizadas para cada amostra.

Tabela 2: resolução utilizada em cada amostra para imageamento em microtomografia.

Amostra	Resolução ( $\mu\text{m}$ )
CR2_H1_04	2,3
CR2V_04	2,47
LAJ_SOL_V	1,92
PT_09_3(10m)	2,4
TFG_3	2,27
TFG_23	2,54

Para cada amostra, foram gerados 992 *slices* (imagens transversais obtidas pela microtomografia de raio X). Para gerar a amostra computacional, foram selecionadas 300 imagens localizadas na porção intermediária de cada amostra, ou seja, as imagens de número 301 a 600, buscando evitar as extremidades, que normalmente acumulam desgastes gerados durante o corte inicial. As 300 imagens selecionadas foram processadas por meio do software

*Avizo Fire* 8.1, da FEI, e a partir das imagens processadas, retirou-se um subvolume cúbico de dimensões 300 por 300 por 300 *voxels* utilizando o comando *extract subvolume*. Todos os ensaios petrofísicos computacionais foram executados no mesmo subvolume gerado para cada amostra.

Para os ensaios foram utilizados os softwares *Avizo* e *COMSOL Multiphysics* 5.1. O *Avizo Fire* foi utilizado para as medições de porosidade, permeabilidade e tortuosidade das amostras, além de geração da malha que foi importada para *COMSOL*. Já o *COMSOL Multiphysics* foi utilizado para as medições de propagação de ondas compressoriais, simulando meios seco e saturado com água e com óleo.

### 3.2.3.1 Porosidade

Para realizar a medição da porosidade, o procedimento foi dividido em duas partes. Na primeira parte, foi aplicada a ferramenta *multi-thresholding*, que tem como função definir, a partir dos tons de cinza, quais partes da imagem correspondem ao poro e à matriz da rocha.

No *multi-thresholding* delimitou-se três zonas de estudo: poro, intermediária e matriz. A zona poro correspondia aos macroporos, enquanto que a zona intermediária dizia respeito aos microporos, e a matriz se referia à matriz rochosa da amostra. Nessa etapa, foram definidos manualmente os limiares de tons de cinza que separavam os *voxels* correspondentes aos poros, microporos, e os da matriz. A tabela 3 exhibe os limiares que foram utilizados no presente trabalho.

Tabela 3: valores de limiar de tom de cinza.

Amostra	Limiar de tom de cinza dos macroporos	Limiar de tom de cinza dos microporos
CR2_H1_04	25500	28000
CR2V_04	85	120
LAJ_SOL_V	75	115
PT_09_3(10m)	110	160
TFG_3	25000	28500
TFG_23	21000	22500

Para as amostras em que os valores que estão na ordem de grandeza de dezenas e centenas, as imagens utilizadas foram as do tipo *recon tiff*, e nesse caso, o limiar variava de 0 a 255. Para as amostras com valores na ordem de grandeza de milhares, as imagens utilizadas foram as do tipo *recon raw tiff*, e o limiar variava de 0 a valores na ordem de dezenas de milhares.

Ao resultado gerado pela aplicação da ferramenta *multi-thresholding*, conectou-se o comando *material statistics*, que tem como função contabilizar separadamente por meio dos limiares de tom de cinza, os *voxels* de cada zona (poro, intermediária e matriz). O resultado gerado foi uma tabela que fornecia a contagem de *voxels* de cada zona, além do volume em micrômetros cúbicos de cada zona.

A macroporosidade computacional foi calculada dividindo o volume da zona poro definida no *material statistics*, pelo volume total das três zonas somadas, também definida pelo mesmo comando. A figura 29 mostra o fluxo de trabalho utilizado para o cálculo da macroporosidade.

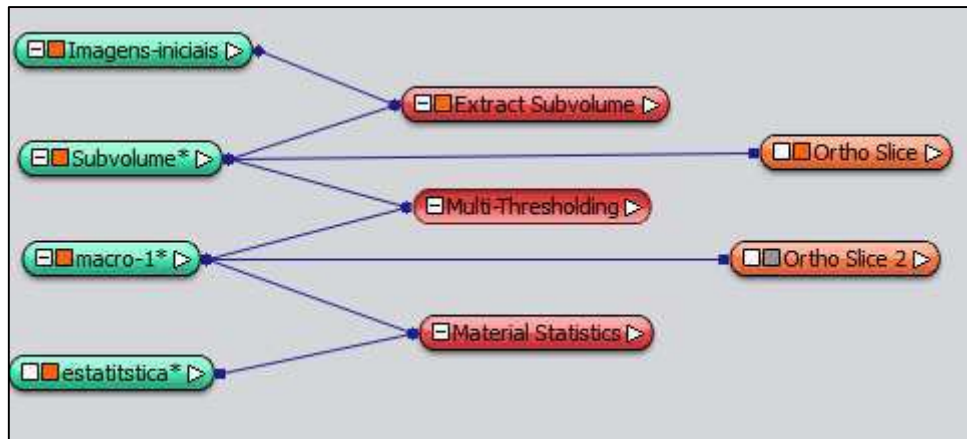


Figura 29: fluxo de trabalho para o cálculo da macroporosidade.

Na segunda parte do procedimento para o cálculo de porosidade, utilizou-se a ferramenta de binarização *interactive thresholding*, que também tem como função separar por meio dos tons de cinza, os *voxels* que correspondem ao poro, à fração intermediária (microporo) e matriz rochosa.

Entretanto, diferente do *multi-thresholding*, no *interactive thresholding* só é possível determinar o limiar entre duas zonas. Assim, foi necessário aplicar ao subvolume dois comandos de *interactive thresholding*: um correspondente ao poro e à fração intermediária, e outro correspondente à fração intermediária e à matriz rochosa. Foram utilizados os mesmo limiares citados na tabela 3.

Para facilitar o processamento de dados, o subvolume e o resultado do *interactive thresholding* correspondente à binarização entre a fase intermediária e os poros foram convertidas para 64 bits utilizando a ferramenta *convert image type*.

Foi aplicado ao resultado da conversão de imagens, a ferramenta *arithmetic* utilizando a equação 43 para o fator de proporção linear de microporosidade.

$$\phi_{\mu} = b \cdot \left( 1 - \frac{a - L_p}{L_m - L_p} \right) \quad (43)$$



Onde  $\emptyset_{\mu}$  é o fator de proporção de microporosidade,  $b$  é o dado de entrada correspondente à fração intermediária convertida,  $a$  é o dado de entrada correspondente ao subvolume convertido,  $L_p$  é o limiar utilizado para os poros,  $L_m$  é o limiar utilizado para a matriz rochosa.

Em seguida, para quantificar os resultados obtidos pelo comando anterior, aplicou-se a ferramenta *global analysis*, utilizando no *measure group* o comando *mean*. Por fim, para calcular a microporosidade multiplicou-se a variável *mean* obtida no passo anteriormente citado, pelo volume da fração intermediária obtida no *multi-thresholding* na primeira parte do procedimento.

A porosidade total foi calculada somando o valor medido dos macroporos e o valor calculado dos microporos. Matematicamente:

$$\emptyset_{total} = \emptyset_{macro} + mean.\emptyset_{micro} \quad (44)$$

A figura 30 mostra na íntegra o fluxo de trabalho utilizado na segunda parte do cálculo de porosidade.

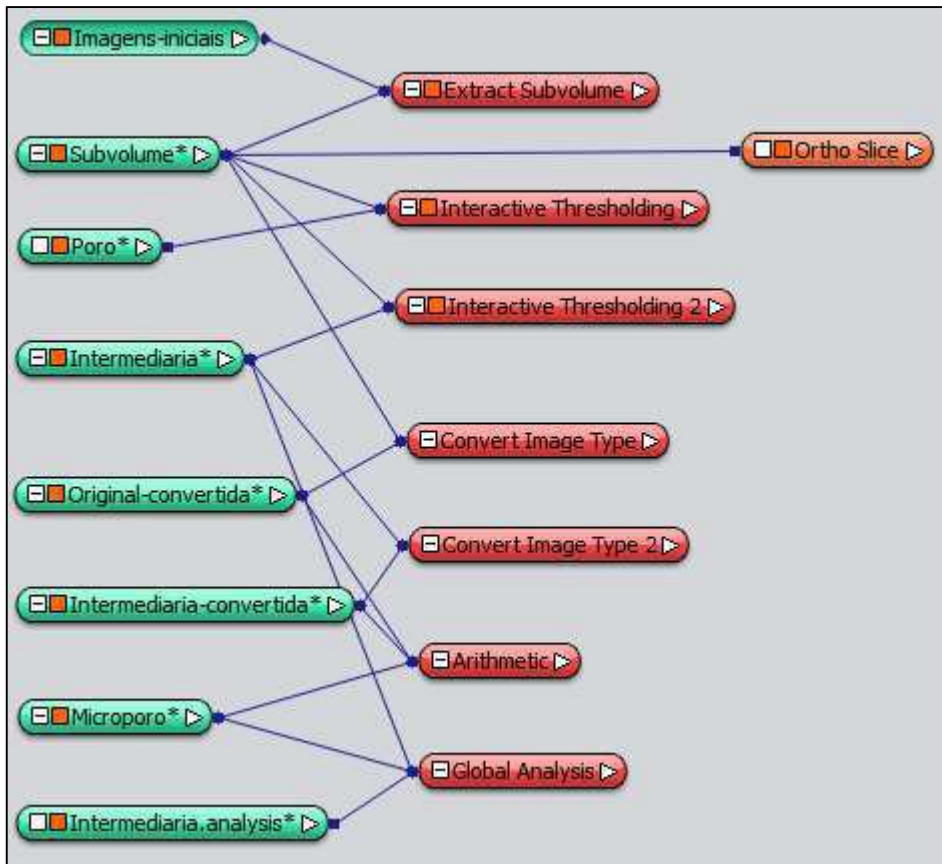


Figura 30: fluxo de trabalho para o cálculo de microporosidade.

### 3.2.3.2 Tortuosidade e superfície específica para cálculo de permeabilidade

Para se calcular a tortuosidade e superfície específica, o subvolume foi a princípio binarizado com a ferramenta *interactive thresholding*, sendo utilizado o limiar de macroporos citado na tabela 3.

Em seguida, foram conectados ao resultado da binarização os comandos *Centroid Path Tortuosity* (que calcula e fornece o valor do fator de tortuosidade), e *object specific surface* (que calcula e fornece o superfície específica dos poros em micrômetros quadrados por micrômetros cúbicos). A tortuosidade é então calculada elevando-se ao quadrado o fator de tortuosidade obtido. A figura 31 mostra o fluxo de trabalho utilizado para estimar tortuosidade e superfície específica.

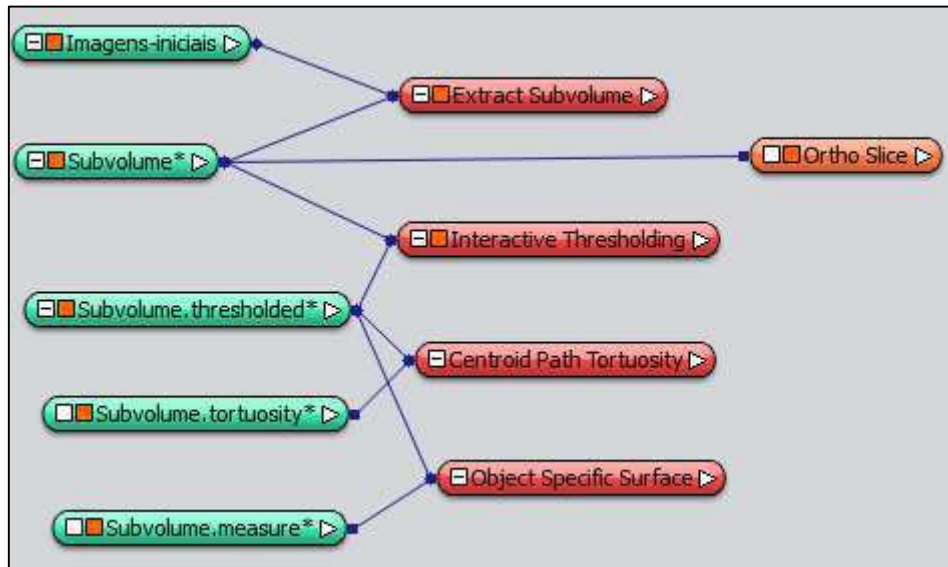


Figura 31: fluxo de trabalho para estimativa de tortuosidade e superfície específica.

Os dados de tortuosidade e superfície específica obtidos foram utilizados junto com a porosidade computacional, como dados de entrada para o cálculo de permeabilidade por meio da equação de Kozeny (equação 45).

$$k_{koz} = \left( \frac{1}{2 \cdot \tau \cdot S_e^2} \right) \cdot \frac{\phi_c^3}{(1 - \phi_c)^2} \quad (45)$$

Onde  $k_{koz}$  é a permeabilidade do modelo de Kozeny,  $\tau$  é a tortuosidade da rocha,  $S_e$  é a superfície específica, e  $\phi_c$  é a porosidade computacional da rocha.

Os resultados do modelo de Kozeny são dados em  $\mu\text{m}^2$ . Por isso, visando facilitar a comparação dos resultados calculados com os da petrofísica convencional, foi utilizado um fator de conversão para Darcys (D), em que 1 Darcy é igual a  $0,987 \mu\text{m}^2$ .

### 3.2.3.3 Permeabilidade absoluta

Além do cálculo indireto por meio da equação de Kozeny, o *Avizo* também possui um módulo que é capaz de medir diretamente a permeabilidade absoluta das amostras.

A medição direta de permeabilidade feita no *Avizo* estima o gradiente de pressão do fluido ao longo dos canais permeáveis por meio da resolução do sistema de equações de Stokes (equação 46) utilizando o método dos volumes finitos.

$$\begin{cases} \vec{\nabla} \cdot \vec{V} = 0 \\ \mu \nabla^2 \vec{V} - \vec{\nabla} P = \vec{0} \end{cases} \quad (46)$$

Onde  $\vec{\nabla} \cdot$  é o operador de divergência,  $\vec{\nabla}$  é o operador de gradiente,  $\vec{V}$  é a velocidade vetorial do fluido,  $\mu$  é a viscosidade dinâmica do fluido,  $\nabla^2$  é o operador laplaciano e  $P$  é a pressão do fluido.

No método dos volumes finitos, uma grade com células isotrópicas e homogêneas é gerada, sendo determinada por meio de uma binarização, as células que representam a matriz rochosa e o poro. Para as células capazes de permitir fluxo, ou seja, células que representam poros, o sistema de equações de Stokes é resolvido, fornecendo os valores de pressão que serão utilizados em seguida para o cálculo da permeabilidade por meio da lei de Darcy aplicada a engenharia de reservatórios (equação 47).

$$k = \frac{Q\mu L}{A\Delta P} \quad (47)$$

Onde  $Q$  é a vazão do fluido,  $\mu$  é a viscosidade do fluido,  $L$  é o comprimento do *voxel*,  $A$  é a área de fluxo e  $\Delta P$  é o diferencial de pressão entre a entrada e saída do fluido.

O procedimento adotado iniciou-se na divisão do subvolume inicial em quatro partes de volumes iguais efetuado com o comando *extract subvolume*. Esse passo foi necessário devido às limitações de memória RAM do computador utilizado, sendo negligenciável caso fosse equipado com memória RAM acima de 32 Gb.

Então, para cada subvolume, aplicou-se a ferramenta *multi-thresholding*, com os limiares de tons de cinza de macroporos descritos na tabela 3, com o objetivo de segregar o poro da matriz, e por sua vez, determinar os *voxels* capazes de permitir fluxo.

Ao resultado do comando anterior, foi conectado a ferramenta *absolute permeability experiment simulation*, que é responsável por medir a permeabilidade absoluta da amostra da forma descrita no início deste tópico. O comando exige que sejam fornecidos valores de pressão de entrada e saída da direção de fluxo, bem como a viscosidade do fluido que escoar. Para este trabalho foram adotados os valores originais do programa, pressão de entrada 0,13 MPa, pressão de saída 0,1 MPa e viscosidade do fluido  $10^{-3}$  Pa.s.

Por fim, ao repetir o procedimento supracitado para os quatro subvolumes gerados, foi calculada a média aritmética das permeabilidades das zonas, determinando assim a permeabilidade final da subamostra analisada. Embora Tiab & Donaldson (2004) recomendem o uso de uma média geométrica para o cálculo de permeabilidade média a partir de um conjunto de valores simulados, Medeiros *et al.* (2012) constataram que a utilização da média aritmética apresenta resultados mais confiáveis.

A figura 32 descreve o fluxo de trabalho adotado para a medição da permeabilidade absoluta para os quatro subvolumes.

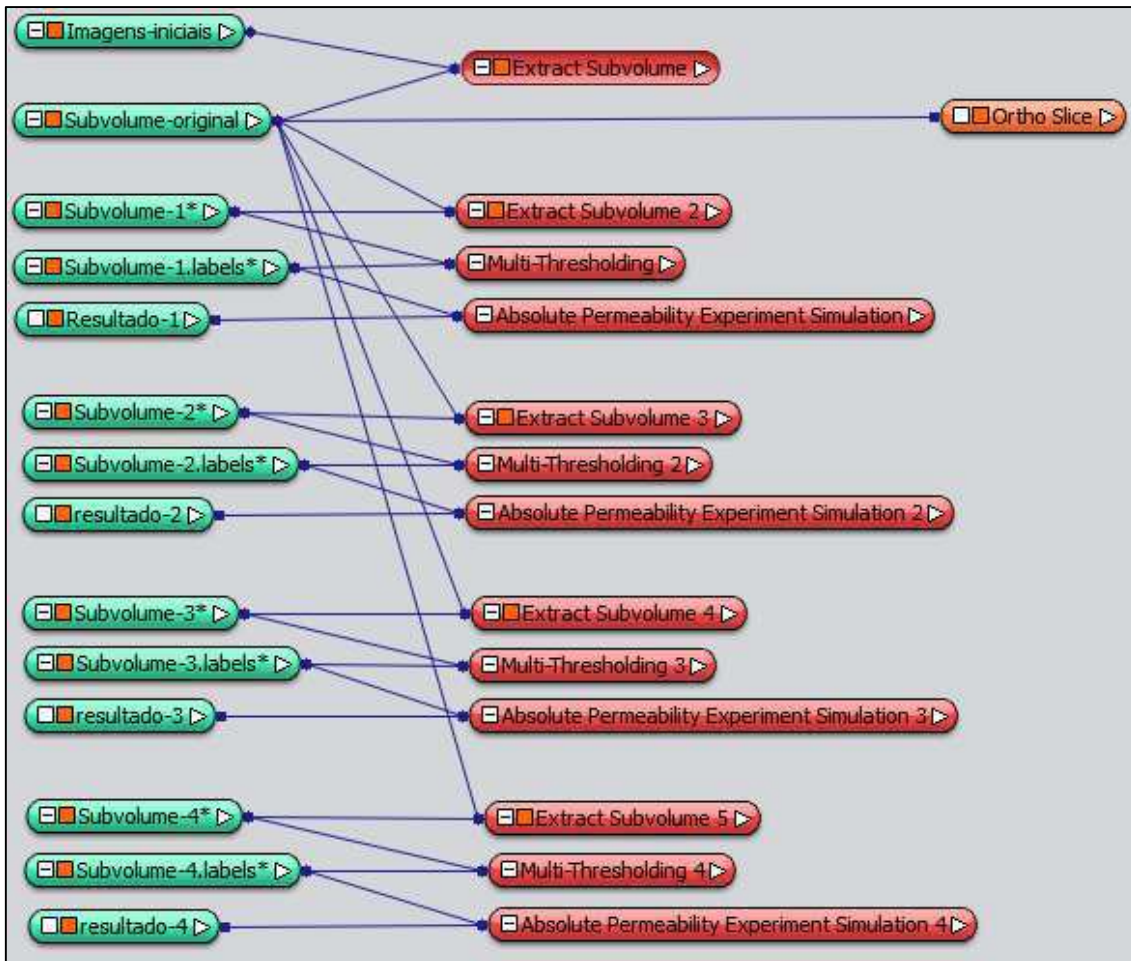


Figura 32: fluxo de trabalho para o cálculo de permeabilidade absoluta da amostra.

### 3.2.3.4 Geração de malhas de elementos finitos e simulação de propagação de ondas

Os estudos de propagação de ondas via simulação computacional foram realizados utilizando o software *COMSOL Multiphysics*. Este permite que sejam geradas amostras sintéticas no próprio software ou que sejam importadas malhas de elementos finitos tetraédricos geradas em outros softwares, a exemplo do *AutoCad* e *Avizo*. Devido ao nível de detalhamento requerido para as amostras deste trabalho, as malhas utilizadas foram geradas por meio das imagens de microtomografia compiladas no *Avizo Fire 8.1*.

Para se gerar a malha, partiu-se do mesmo subvolume utilizado para os ensaios computacionais de porosidade e permeabilidade. Ao subvolume, foi conectada a ferramenta de binarização *edit new label field*, para que fosse determinado quais *voxels* representavam poros e quais representavam matriz. Dentro da ferramenta, por meio do *segmentation editor*, adicionou-se a fração poro e a fração matriz, utilizando os limiares de tons de cinza dos macroporos citados na tabela 3. Para a fração poro, adotou-se os valores de zero até o valor do limiar, e para a fração matriz, do valor do limiar até o valor máximo. Finalizando a segmentação, utilizou-se o comando *remove islands* e *smooth labels*. O primeiro tem como finalidade remover possíveis ruídos existentes nas imagens, e o segundo, visa simplificar o modelo por meio da suavização das porções angulosas das imagens.

Após finalizar a binarização, à imagem de formato *labels* foi conectado o comando *generate surface* para que fosse gerada uma superfície 3D. A princípio, as superfícies geradas apresentavam entre 5 milhões e 20 milhões de faces, a depender da amostra em estudo, sendo necessárias simplificações das superfícies para otimizar os tempos de processamento dos ensaios. Com esse fim, foi utilizado o *simplification editor*, fornecendo como instruções ao software um número de faces de 25000, *max dist* de 20 e *min dist* de 15. Este procedimento de simplificação gerou malhas que variaram entre 68 mil e 106 mil faces, dependendo da dimensão e do nível de complexidade das subamostras.

A simplificação do modelo gerou, por muitas vezes, falhas de interseção e de orientação das faces dos tetraedros, um aumento exagerado da razão de aspecto dos tetraedros ou até uma redução da qualidade do tetraedro. Para que seja possível gerar a malha no *Avizo*, é necessário que não haja interseções nem faces com orientação errada e razões de aspecto e qualidade de tetraedro abaixo de 30. No presente trabalho adotou-se valores aceitáveis de razão de aspecto e de qualidade de tetraedro abaixo de 20.

Para se corrigir as interseções, acessou-se o menu *surface* editor, localizado no arquivo de superfície gerado pelo *generate surface*. Em seguida, foi realizado o *intersections test*, para verificar a existência e localização das interseções. Por fim, estas foram corrigidas manualmente por meio das ferramentas de edição que existem no *Avizo*.

O próximo passo foi realizar o *aspect ratio test*, para verificar quais faces encontram razões de aspecto maiores que 20. Para corrigir tais erros, existem as ferramentas automáticas *fix tetra quality* e *prepare generate tetra grid*, onde foram inseridos o limite inferior de razão de aspecto em que o programa iria corrigir, e a razão de aspecto que o programa tentaria atingir nas faces que passariam pela correção. Ao final do procedimento automático, ocorreram melhoras das razões de aspecto, porém muitas vezes ainda não atingindo os valores necessários. Assim, por fim, as faces eram corrigidas manualmente por meio das ferramentas de edição manual do *Avizo*.

Para finalizar a edição da malha, realizou-se o *tetra quality test*, que da mesma forma que a razão de aspecto, foi primeiramente corrigido automaticamente pelo *fix tetra quality* e *prepare generate tetra grid*, e em seguida, manualmente ajustada com as ferramentas de edição até que a qualidade dos tetraedros atingissem valores abaixo de 20.

Depois de editada, a malha foi gerada por meio do comando *generate tetra grid* e salva em formato *Bulk Data Format* (BDF). A figura 33 mostra o fluxo de trabalho integral utilizado. A figura 34 evidencia um exemplo de malha gerada no *Avizo Fire*, em que a fração azul representa a matriz rochosa e a fração branca representa os poros da rocha.

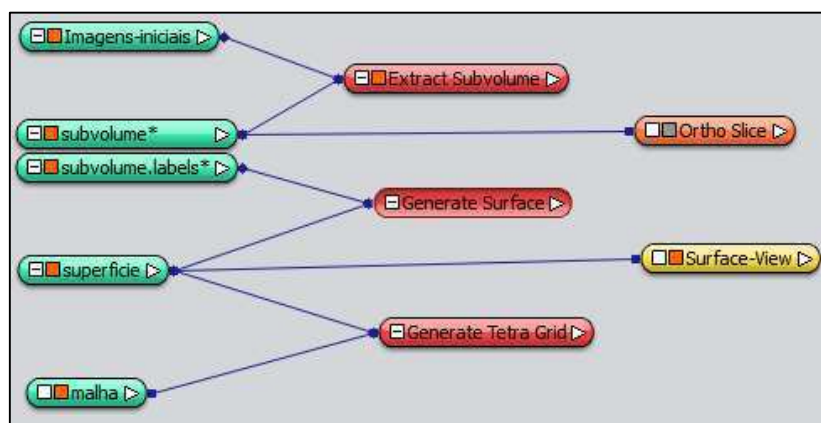


Figura 33: fluxo de trabalho do *Avizo Fire* utilizado para geração de malhas.



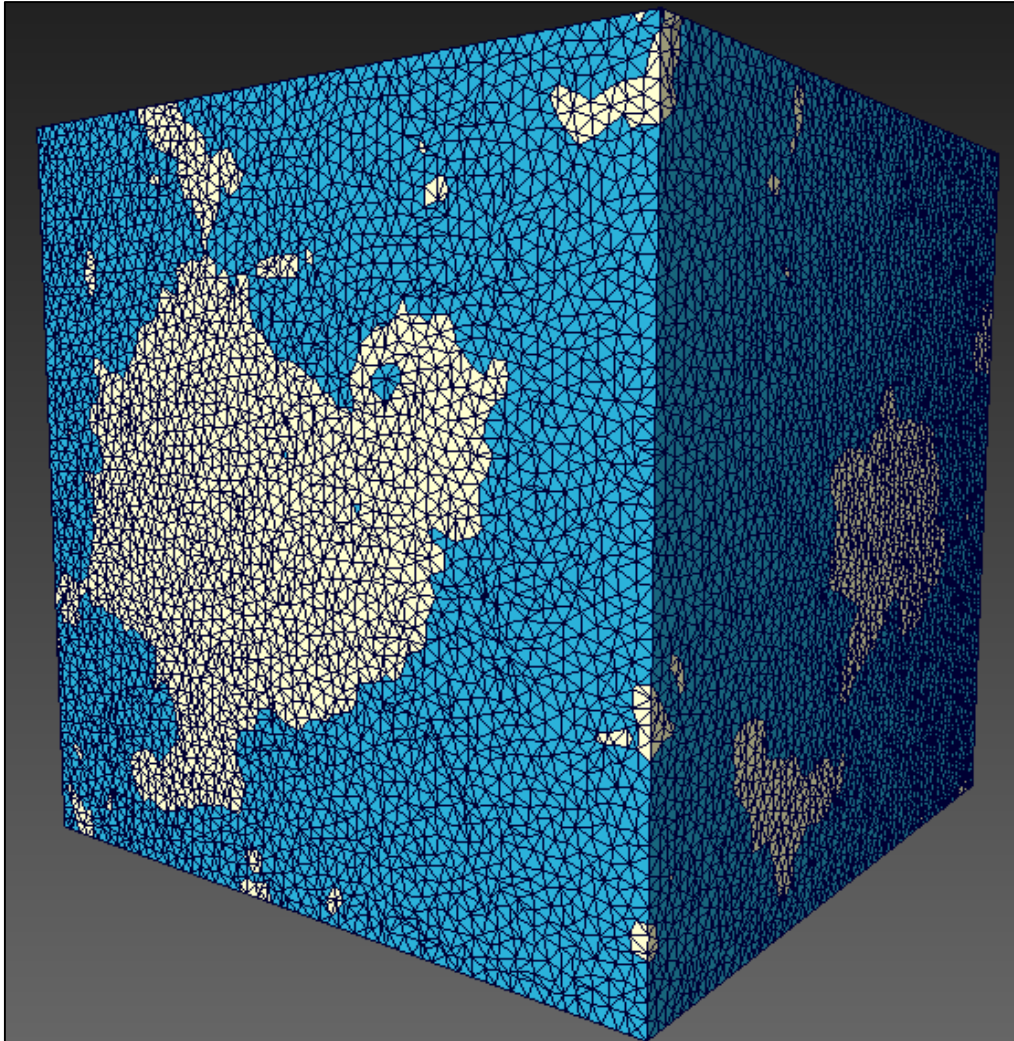


Figura 34: exemplo de malha gerada para a amostra TFG\_23 pelo *Avizo Fire*.

Após geradas, as malhas foram importadas para o COMSOL *Multiphysics* 5.1, onde foram submetidas aos ensaios de simulação de propagação de ondas compressoriais.

Para realização dos ensaios, foi utilizado o módulo *pressure acoustics transient, time dependent*, dentro da sessão *acoustics* do COMSOL 5.1. Este módulo permite estudar a passagem de pulsos de pressão ao longo do tempo que atravessam determinado meio.

No COMSOL, foram definidas que as unidades utilizadas nos ensaios seriam na ordem de micrômetros e microssegundos, devido respectivamente às dimensões das amostras e visando otimizar o tempo de ensaio.

Com a malha já importada, o próprio software a interpreta e gera domínios, que são grupos de tetraedros que representam um mesmo material, sendo definidos em seguida, os materiais que constituía cada domínio. Assumiu-se que os domínios de matriz seriam compostos de apenas um mineral, sendo calcário bandado para as amostras CR2\_H1\_04, CR2V\_04, TFG\_3 e TFG\_23, e calcário laminado para as amostras PT\_09\_3(10m) e LAJ\_SOL\_V. Já os domínios dos poros seriam compostos de ar, água ou óleo lubrificante, a depender da simulação de saturação a ser realizada.

Para cada material (calcário, ar, água e óleo lubrificante) foram adicionadas propriedades necessárias para o estudo de propagação de ondas: densidade e velocidade do som, compressibilidade para os fluidos, além de módulo de cisalhamento e de incompressibilidade para os calcários. A tabela 4 contém os valores dos parâmetros utilizados neste trabalho. Tais valores são definidos por Mavko *et al.* (2009).

Tabela 4: valores de entrada das propriedades dos materiais utilizadas no COMSOL Multiphysics 5.1.

Propriedade	Calcário bandado	Calcário laminado	Ar	Água	Óleo lubrificante
Densidade (Kg/m <sup>3</sup> )	2710	2710	1,3	1000	863,2
Velocidade do som (m/s)	6000	5000	340	1500	1500
Compressibilidade (Pa <sup>-1</sup> )	Não utilizado	Não utilizado	1,01.10 <sup>-4</sup>	5,1.10 <sup>-10</sup>	5,5.10 <sup>-8</sup>
Módulo de cisalhamento (GPa)	33	32	Não utilizado	Não utilizado	Não utilizado
Módulo de incompressibilidade (GPa)	76,8	76,8	Não utilizado	Não utilizado	Não utilizado

O intervalo de tempo de estudo do ensaio foi definido para iniciar em zero e encerrar em 0,15 ou 0,2 microssegundos, a depender da dimensão da subamostra, e com incrementos de 0,01 microssegundos.

Por fim, delimitou-se o sistema de estudo, sendo determinadas as regiões as quais ocorreriam a propagação de ondas, as fronteiras do sistema, os valores iniciais de pressão de gradiente de pressão, além do local da aplicação do pulso de pressão. A propagação de ondas foi configurada para ocorrer em todos os domínios, independente de poro ou matriz. As fronteiras do sistema selecionadas foram todas as faces do cubo, exceto a que havia sido selecionada para ser a face a qual ocorreria a emissão do pulso de pressão.

O pulso de pressão foi selecionado para ocorrer na face do cubo que possuísse o menor número de domínios, se propagando em direção à face oposta, de acordo com a equação:

$$P = A_{mp} \cdot \text{sen}(2\pi ft) \quad (48)$$

Onde  $A_{mp}$  é a amplitude inicial do pulso de pressão,  $f$  é a frequência da onda e  $t$  é o tempo.

Para as amostras de calcário laminado, utilizou-se uma amplitude de 100 Pa, já para as tufas carbonáticas, devido a necessidade de um sinal de maior intensidade utilizou-se uma amplitude de 200 Pa. A frequência adotada foi de 25 MHz, para que pudesse ser observada ao menos uma forma de onda completa no interior das amostras.

Por fim, foram selecionados seis pontos de leitura por meio da ferramenta *Point Graph*, existente no menu *Results*. Foram selecionados os quatro vértices da face oposta ao plano de aplicação do pulso de pressão, e dois pontos no centro da face.

O resultado gerado pelo COMSOL (figura 35) é um gráfico de pressão por tempo, que evidencia a primeira chegada de onda em cada ponto de leitura

escolhido no passo anterior. Cada curva representa a chegada da onda em cada um dos pontos.



Figura 35: variação de pressão gerada pela passagem da onda simulada no *COMSOL Multiphysics*.

Com o resultado exemplificado na figura 35, foi realizado uma picagem da onda de forma similar ao realizada no ensaio laboratorial, sendo medido o tempo da chegada da primeira onda para cada ponto. Com o dado do tempo de chegada da primeira onda, foi realizado o cálculo da velocidade de propagação de ondas computacional ( $V_{comp}$ ) por meio da equação:

$$V_{comp} = \frac{n \cdot R}{t} \quad (49)$$

Onde  $n$  é o número de distâncias entre *slices* de cada subamostra,  $R$  é a resolução de cada amostra do imageamento por microtomografia, e  $t$  é o tempo de chegada da primeira onda nos pontos de medição.

### 3.2.4 Modelos empíricos

#### 3.2.4.1 Modelo de Gassmann

O modelo de Gassmann (equação 22) foi utilizado para se determinar a incompressibilidade da rocha saturada a partir de dados obtidos de rocha seca.

A incompressibilidade da rocha seca ( $K_{dry}$ ) foi calculada por meio da equação 18, a partir do módulo de Young e razão de Poisson obtidos no ensaio laboratorial de propagação de ondas realizado no *Auto Lab 500*.

Para a incompressibilidade do fluido ( $K_{fl}$ ), foram utilizados os valores pré-definidos pela literatura para água e ar, e definido pelo fabricante para o óleo. Para o ar, foi utilizado o valor de  $1,01 \cdot 10^{-5}$  GPa (MAVKO *et al.*, 2009), e para a água, 2,2 GPa (FINE & MILLERO, 1973). Já para o óleo, foi utilizado o dado fornecido pela Petrobras para o óleo HR 32 EP (o mesmo utilizado no ensaio laboratorial saturado com óleo), sendo este um valor de incompressibilidade de 1,8 GPa.

Como o modelo de Gassmann assume que a rocha apresenta apenas um mineral em sua composição, assumiu-se que as amostras eram compostas de pelo mineral calcita. Assim, neste trabalho foi assumido que a incompressibilidade do mineral ( $K_{min}$ ) era de 76,8 GPa, valor dentro do intervalo de incompressibilidade da calcita determinado por Vallejo *et al* (2002).

Por fim, a porosidade utilizada no modelo foi a obtida pelo método laboratorial convencional, no *Ultra PoroPerm 500*, e o módulo de cisalhamento foi calculado por meio da equação 17, utilizando os módulos de Young e razão de Poisson obtidos no ensaio laboratorial de velocidade de propagação de ondas.

Com a incompressibilidade da rocha saturada calculada por meio do modelo de Gassmann, foram utilizadas as equações 23 e 24 para se calcular as velocidades de propagação de ondas de Gassmann.

### 3.2.4.2 Modelo de Biot

O modelo de Biot (1956b) possui como dados de entrada: densidade do mineral e fluido saturante, porosidade da rocha, fator de tortuosidade, incompressibilidade da rocha seca, do mineral e do fluido, além do módulo de cisalhamento da rocha seca.

Assim como o modelo de Gassmann, o modelo de Biot também considera que a rocha apresenta um único mineral em sua composição. Sendo assim, para esse modelo também foi considerado que os minerais das amostras seriam a calcita. Desta forma, a densidade do mineral utilizada foi de  $2,71 \text{ g/cm}^3$  e a incompressibilidade do mineral,  $76,8 \text{ GPa}$  (MAVKO *et al.*, 2009).

As densidades dos fluidos adotadas foram  $1,29 \cdot 10^{-3} \text{ g/cm}^3$  para o ar (MAVKO *et al.*, 2009),  $1 \text{ g/cm}^3$  para a água, e, como informado pelo fabricante,  $0,8632 \text{ g/cm}^3$  para o óleo.

A porosidade utilizada, assim como no modelo de Gassmann, foi a obtida no ensaio convencional de porosidade no permoporosímetro para cada amostra. Já o fator de tortuosidade foi obtido computacionalmente por análise das imagens de microtomografia durante o procedimento do cálculo indireto de permeabilidade utilizando o *Avizo Fire 8.1*, descrito no tópico 3.2.3.2 deste trabalho. A ferramenta para a obtenção da tortuosidade é o *centroid path tortuosity*, que calcula diretamente o fator de tortuosidade da subamostra em análise.

A incompressibilidade da rocha seca e o módulo de cisalhamento foram calculados seguindo o mesmo procedimento adotado no modelo de Gassmann: a partir do módulo de Young e razão de Poisson medidos no ensaio laboratorial de propagação de ondas.

Os valores de incompressibilidade dos fluidos utilizados foram os mesmos descritos para o modelo de Gassmann:  $1,01 \cdot 10^{-5} \text{ GPa}$  para o ar,  $2,2 \text{ GPa}$  para a água e  $1,8 \text{ GPa}$  para o óleo.

### 3.2.4.3 Modelo de Brown & Korringa

O modelo de Brown & Korringa (1975) possui como dados de entrada a incompressibilidade da rocha seca, do mineral, do poro e do fluido saturante, além da porosidade da amostra e o módulo de cisalhamento.

Assim como os modelos anteriores, a incompressibilidade da rocha seca e o módulo de cisalhamento foram calculados por meio dos valores do módulo de Young e razão de Poisson obtidos no ensaio de propagação de ondas elásticas.

Considerando que o modelo de Brown & Korringa assume que a rocha pode possuir uma composição multimineral, foi calculada a incompressibilidade média do mineral da rocha utilizando a média de Voigt-Reuss-Hill:

$$K_{min} = \frac{K_v + K_r}{2} \quad (50)$$

Em que:

$$K_v = \sum_{i=1}^n f_i K_i \quad (51)$$

$$\frac{1}{K_r} = \sum_{i=1}^n \frac{f_i}{K_i} \quad (52)$$

Onde  $K_v$  e  $K_r$  são os limites superior de Voigt e inferior de Reuss,  $n$  é o número de componentes da matriz rochosa,  $f_i$  e  $K_i$  são respectivamente a fração volumétrica e o módulo de incompressibilidade do componente  $i$ .

Para se determinar a fração volumétrica dos componentes das amostras, estas foram enviadas para o Centro Regional de Tecnologia e Inovação (CTRI)

da Universidade Federal de Goiás, onde foram realizadas análises químicas por difração de raios-x (DRX).

Com os resultados obtidos das análises químicas, aliadas aos valores tabelados da incompressibilidade dos minerais presentes na rocha, determinou-se a incompressibilidade média do mineral das amostras por meio das equações 50, 51 e 52.

Foi observado que com exceção da amostra LAJ\_SOL\_V, todas as outras apresentavam composição predominante de calcita e apenas traços de outros componentes, sendo assim considerado que eram compostas 100% por calcita. Já a LAJ\_SOL\_V foi constatado que era composta de 40% calcita e 60% dolomita. Foram utilizados os valores de incompressibilidade definidos por Mavko *et al.* (2009) como dados de entrada da média de Voigt-Reuss-Hill: 76,8 GPa para a calcita e 94,9 GPa para a dolomita.

Os valores de incompressibilidade dos fluidos utilizados foram os mesmos descritos para o modelo de Gassmann e Biot:  $1,01 \cdot 10^{-5}$  GPa para o ar, 2,2 GPa para a água e 1,8 GPa para o óleo. Além disso, os valores de porosidade utilizados também foram os mesmos dos modelos anteriores: advindos do ensaio convencional de porosidade.

A variável  $K_s$  da equação 36 pode ser aproximada para o limite superior de Voigt ( $K_v$ ) quando os componentes menos duros (tal como argila) não predominam na matriz (MAVKO *et al.*, 2009).

A incompressibilidade especial do poro foi determinada por meio da correlação proposta por Zimmermann (1991), que relaciona esta variável com a incompressibilidade de Voigt-Reuss-Hill, incompressibilidade da rocha para o caso “unjacket” ( $K_s$ ) e a porosidade (equação 53).

$$\frac{1}{K_{\phi S}} = \frac{1}{\phi} \frac{1}{K_s} + \frac{(1-\phi)}{\phi} \frac{1}{K_{min}} \quad (53)$$



## 4. RESULTADOS E DISCUSSÕES

### 4.1 RESULTADOS

#### 4.1.1 Ensaios laboratoriais convencionais

A tabela 5 contém os resultados dos ensaios de porosidade e permeabilidade medidos em laboratório. Outras propriedades, como densidade dos grãos e volume total, também estão contidos na tabela.

Tabela 5: resultados dos ensaios de porosidade e permeabilidade laboratoriais.

Amostra	K (mD)	$\emptyset$ (%)	Volume de grãos (cm <sup>3</sup> )	Densidade de grãos (g/cm <sup>3</sup> )	Volume total (cm <sup>3</sup> )
CR2V_04	133,9	32,47	35,747	2,645	52,935
TFG_19	115,8	8,878	48,3628	2,656	53,075
TFG_17	3,05	2,459	51,6174	2,661	53,025
TFG_23	0,253	16,694	44,4743	2,609	53,386
LAJ_SOL_V	0,101	9,088	50,9348	2,625	24,152
TFG_3	0,0346	4,585	51,1981	2,68	53,658
CR2_H1_04	0	25,607	37,1867	2,588	49,987
PT_09_3(10m)	0,0001	10,13	33,5992	2,694	37,015
TFG_1_B	0,0001	3,397	56,63	2,674	58,666

A tabela 6 contém os valores de velocidade de propagação das ondas P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, módulo de Young, razão de Poisson, bem como as respectivas pressões efetivas as quais as variáveis foram medidas para amostras secas.

Tabela 6: velocidades de propagação de ondas P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, módulos de Young e razão de Poisson para amostras secas.

Amostra	Pressão confinante (MPa)	VP (m/s)	VS <sub>1</sub> (m/s)	VS <sub>2</sub> (m/s)	E (GPa)	v (adim.)
CR2V_04	20	4149	2018	2057	19,93	0,341
CR2V_04	15	4133	2012	2051	19,81	0,341
CR2V_04	10	4116	2008	2045	19,7	0,34
CR2V_04	5	4100	1993	2038	19,5	0,341
TFG_19	20	6362	3393	3327	71,39	0,307
TFG_19	15	6220	3343	3313	69,65	0,299
TFG_19	10	6162	3320	3302	68,81	0,297
TFG_19	5	6123	3301	3291	68,14	0,296
TFG_17	20	6411	3346	3342	76,06	0,313
TFG_17	15	6349	3343	3330	75,49	0,309
TFG_17	10	6349	3335	3325	75,26	0,31
TFG_17	5	6289	3329	3308	74,56	0,307
TFG_23	20	5486	3005	2992	50,31	0,287
TFG_23	15	5425	2989	2967	49,52	0,284
TFG_23	10	5379	2975	2958	49,03	0,281
TFG_23	5	5364	2957	2953	48,67	0,282
LAJ_SOL_V	20	5263	2991	2983	56,63	0,262
LAJ_SOL_V	15	5199	2954	2962	55,46	0,261
LAJ_SOL_V	10	5077	2940	2942	54,25	0,247
LAJ_SOL_V	5	4960	2910	2902	52,59	0,239
TFG_3	20	6269	3229	3267	72,13	0,317
TFG_3	15	6202	3229	3246	71,46	0,313
TFG_3	10	6052	3219	3241	70,48	0,301
TFG_3	5	6052	3209	3236	70,23	0,302
CR2_H1_04	20	4431	2451	2425	29,28	0,283
CR2_H1_04	15	4402	2439	2416	29	0,282
CR2_H1_04	10	4374	2422	2413	28,73	0,28
CR2_H1_04	5	4355	2419	2399	28,51	0,28
PT_09_3(10m)	20	4981	2876	2856	50,32	0,253
PT_09_3(10m)	15	4900	2860	2840	49,44	0,244
PT_09_3(10m)	10	4884	2844	2834	49,07	0,245
PT_09_3(10m)	5	4732	2833	2798	47,53	0,226
TFG_1_B	20	6204	3258	3251	71,7	0,31
TFG_1_B	15	6186	3250	3246	71,39	0,31
TFG_1_B	10	6168	3225	3231	70,6	0,311
TFG_1_B	5	6131	3198	3211	69,61	0,312

A tabela 7 contém os valores de velocidade de propagação de onda P, S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, módulo de Young e razão de Poisson medidos em amostras saturadas com água

Tabela 7: velocidades de propagação de ondas P, S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, módulos de Young e razão de Poisson para amostras saturadas com água.

Amostra	Pressão efetiva (MPa)	V <sub>p</sub> (m/s)	V <sub>s1</sub> (m/s)	V <sub>s2</sub> (m/s)	E (GPa)	ν (adim.)
CR2V_04	20	4220	1934	1912	21,36	0,369
CR2V_04	15	4203	1929	1907	21,24	0,368
CR2V_04	10	4189	1925	1898	21,1	0,369
CR2V_04	5	4161	1924	1895	21,03	0,367
TFG_19	20	6321	3295	3298	71,59	0,313
TFG_19	15	6309	3288	3287	71,23	0,314
TFG_19	10	6280	3280	3276	70,77	0,313
TFG_19	5	6260	3239	3252	69,56	0,316
TFG_17	20	6642	3394	3310	78,25	0,329
TFG_17	15	6567	3394	3304	77,83	0,324
TFG_17	10	6554	3388	3299	77,56	0,324
TFG_17	5	6523	3382	3293	77,2	0,323
TFG_23	20	5515	2494	2514	40,21	0,37
TFG_23	15	5494	2493	2512	40,13	0,369
TFG_23	10	5463	2490	2511	40,02	0,367
TFG_23	5	5443	2490	2507	39,92	0,367
LAJ_SOL_V	20	5441	2923	2935	55,93	0,296
LAJ_SOL_V	15	5339	2907	2877	54,37	0,292
LAJ_SOL_V	10	5339	2831	2842	52,75	0,303
LAJ_SOL_V	5	5210	2794	2784	50,83	0,299
TFG_3	20	6247	3231	3237	71,7	0,317
TFG_3	15	6208	3220	3227	71,16	0,315
TFG_3	10	6170	3215	3219	70,76	0,313
TFG_3	5	6132	3205	3206	70,18	0,312
CR2_H1_04	20	4425	2388	2396	32,29	0,294
CR2_H1_04	15	4397	2376	2384	31,95	0,293
CR2_H1_04	10	4387	2353	2373	31,55	0,296
CR2_H1_04	5	4368	2331	2351	31,05	0,299
PT_09_3(10m)	20	5209	2809	2817	51,65	0,294
PT_09_3(10m)	15	5112	2792	2791	50,61	0,288
PT_09_3(10m)	10	5078	2771	2786	50,09	0,286
PT_09_3(10m)	5	5031	2746	2752	49,06	0,287
TFG_1_B	20	6293	3254	3255	73,04	0,317
TFG_1_B	15	6218	3239	3255	72,43	0,313
TFG_1_B	10	6199	3226	3255	72,11	0,312
TFG_1_B	5	6181	3214	3255	71,82	0,311

A tabela 8 contém os valores de velocidade de onda P, S<sub>1</sub>, S<sub>2</sub>, módulo de Young e razão de Poisson medidos em amostras saturadas com óleo.

Tabela 8: velocidades de propagação de ondas P, S1, S2, módulos de Young e razão de Poisson para amostras saturadas com óleo.

Amostra	Pressão efetiva (MPa)	Vp (m/s)	Vs1 (m/s)	Vs2 (m/s)	E (GPa)	$\nu$ (adim.)
CR2V_04	20	4160	2237	2289	25,42	0,315
CR2V_04	15	4152	2230	2085	25,29	0,315
CR2V_04	10	4136	2221	2074	25,07	0,315
CR2V_04	5	4120	2212	2074	24,94	0,315
TFG_19	20	6358	3286	3318	71,96	0,315
TFG_19	15	6337	3271	3309	71,45	0,315
TFG_19	10	6297	3253	3285	70,54	0,316
TFG_19	5	6276	3242	3274	70,07	0,316
TFG_17	20	6456	3577	3447	83,27	0,290
TFG_17	15	6414	3564	3441	82,67	0,288
TFG_17	10	6394	3551	3430	82,12	0,288
TFG_17	5	6373	3532	3418	81,43	0,288
TFG_23	20	5566	2701	2756	46,29	0,342
TFG_23	15	5550	2687	2748	45,94	0,342
TFG_23	10	5519	2678	2740	45,61	0,341
TFG_23	5	5487	2667	2738	45,35	0,340
LAJ_SOL_V	20	5387	3180	3396	67,46	0,203
LAJ_SOL_V	15	5353	3141	3344	65,99	0,210
LAJ_SOL_V	10	5288	3134	3293	64,65	0,207
LAJ_SOL_V	5	5255	3118	3263	63,78	0,208
TFG_3	20	6154	3541	3327	78,03	0,274
TFG_3	15	6135	3535	3195	77,67	0,273
TFG_3	10	6097	3523	3319	77,21	0,270
TFG_3	5	6060	3510	3308	76,57	0,269
CR2_H1_04	20	4434	2473	2533	34,05	0,266
CR2_H1_04	15	4424	2470	2523	33,88	0,266
CR2_H1_04	10	4415	2437	2520	33,48	0,270
CR2_H1_04	5	4405	2428	2511	33,26	0,271
PT_09_3(10m)	20	5138	3015	3066	57,07	0,231
PT_09_3(10m)	15	5104	2997	3035	56,21	0,232
PT_09_3(10m)	10	5036	2974	3005	55,06	0,228
PT_09_3(10m)	5	5019	2962	2975	54,42	0,231
TFG_1_B	20	6324	3252	3253	72,96	0,320
TFG_1_B	15	6267	3249	3243	72,47	0,317
TFG_1_B	10	6211	3237	3233	71,83	0,314
TFG_1_B	5	6175	3232	3223	71,40	0,312

#### 4.1.2 Ensaios computacionais

A tabela 9 evidencia os resultados de porosidade, permeabilidade de Kozeny e permeabilidade direta obtidos das amostras que foram submetidas à análise computacional de imagens de microtomografia.

Tabela 9: resultados computacionais de porosidade ( $\emptyset_{comp}$ ), permeabilidade de Kozeny ( $K_{koz}$ ) e permeabilidade direta (K).

Amostra	K (mD)	$K_{koz}$ (mD)	$\emptyset_{comp}$ (%)
CR2V_04	305,79	50,11	16,8
TFG_23	503,38	201,21	18,08
LAJ_SOL_V	49,58	0,642	8,19
TFG_3	54,61	0,378	6,6
CR2_H1_04	9429,90	847,78	23,4
PT_09_3(10m)	20,57	4,47	11,5

A tabela 10 contém os resultados obtidos das 6 leituras de velocidade de propagação de ondas P dos ensaios computacionais de rocha seca.

Tabela 10: velocidade de onda P para os ensaios de rocha seca.

Amostra	Vp1 (m/s)	Vp2 (m/s)	Vp3 (m/s)	Vp4 (m/s)	Vp5 (m/s)	Vp6 (m/s)
CR2V_04	5700	5700	4940	4940	4940	Sem leitura
TFG_23	6350	6350	5861,54	5442,86	6350	Sem leitura
LAJ_SOL_V	5760	5236,36	5760	5236,36	Sem leitura	Sem leitura
TFG_3	6190,91	6190,91	6190,91	6810	6190,91	Sem leitura
CR2_H1_04	5750	6272,73	4928,57	5307,69	4600	Sem leitura
PT_09_3(10m)	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86	Sem leitura	Sem leitura

A tabela 11 contém os resultados obtidos das 6 leituras de velocidade de propagação de ondas P para os ensaios computacionais de rochas saturadas com água.

Tabela 11: velocidade de propagação de ondas P para os ensaios computacionais de amostras saturadas com água.

Amostra	Vp1 (m/s)	Vp2 (m/s)	Vp3 (m/s)	Vp4 (m/s)	Vp5 (m/s)	Vp6 (m/s)
CR2V_04	6175	6175	6175	4631,25	Sem leitura	Sem leitura
TFG_23	6350	6350	6350	6350	5861,54	5861,54
LAJ_SOL_V	5760	4430,77	5236,36	5236,36	5760	5760
TFG_3	6190,91	5675	5675	5675	5675	5675
CR2_H1_04	6000	5520	5111,11	4181,82	4928,57	4928,57
PT_09_3(10m)	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86

A tabela 12 contém os resultados obtidos das 6 leituras de velocidade de propagação de ondas P para os ensaios computacionais de rochas saturadas com óleo.

Tabela 12: velocidade de propagação de ondas P para os ensaios computacionais de amostras saturadas com óleo.

Amostra	Vp1 (m/s)	Vp2 (m/s)	Vp3 (m/s)	Vp4 (m/s)	Vp5 (m/s)	Vp6 (m/s)
CR2V_04	6175	6175	6175	4631,25	4358,82	Sem leitura
TFG_23	6350	6350	6350	6350	6350	5861,54
LAJ_SOL_V	5236,36	5236,36	5236,36	5236,36	5236,36	4800
TFG_3	6190,91	6190,91	6190,91	6190,91	5675	5675
CR2_H1_04	6272,73	5520	5750	5111,11	4312,50	4451,61
PT_09_3(10m)	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86	5142,86

### 4.1.3 Modelos empíricos

A tabela 13 contém os dados de velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Gassmann para amostras saturadas com água e com óleo.

Tabela 13: velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Gassmann.

Amostra	Pressão (MPa)	Vp <sub>água</sub> (m/s)	Vp <sub>óleo</sub> (m/s)	Vs <sub>água</sub> (m/s)	Vs <sub>óleo</sub> (m/s)
CR2V_04	20	4370,928	4313,345	1922,442	2162,706
CR2V_04	15	4350,851	4303,7	1917,735	2157,169
CR2V_04	10	4348,018	4287,331	1910,706	2147,766
CR2V_04	5	4323,052	4277,631	1908,929	2142,19
TFG_19	20	6345,12	6385,093	3305,404	3310,341
TFG_19	15	6329,978	6363,7	3296,891	3298,59
TFG_19	10	6306,182	6334,578	3277,394	3276,271
TFG_19	5	6282,274	6314,724	3245,549	3265,338
TFG_17	20	6640,069	6495,445	3351,978	3511,962
TFG_17	15	6568,144	6463,541	3349,276	3502,002
TFG_17	10	6557,452	6445,482	3343,462	3490,334
TFG_17	5	6533,396	6422,884	3336,953	3475,639
TFG_23	20	5565,917	5620,679	2504,075	2727,955
TFG_23	15	5547,978	5601,184	2502,496	2717,622
TFG_23	10	5515,899	5572,873	2500,891	2708,853
TFG_23	5	5509,699	5548,647	2497,765	2702,129
LAJ_SOL_V	20	5614,0225	5691,2955	2951,30	3372,6929
LAJ_SOL_V	15	5528,3196	5656,5255	2914,354	3326,081
LAJ_SOL_V	10	55193359	5600,9599	2858,4656	3296,227
LAJ_SOL_V	5	5415,7254	5572,0657	2810,279	3272,6174

TFG_3	20	6278,418	6224,582	3233,828	3434,158
TFG_3	15	6241,543	6207,24	3224,077	3427,572
TFG_3	10	6210,908	6176,874	3217,45	3421,441
TFG_3	5	6181,569	6150,58	3205,457	3408,573
CR2_H1_04	20	4609,043	4596,605	2391,598	2503,101
CR2_H1_04	15	4583,725	4586,639	2379,893	2496,845
CR2_H1_04	10	4574,351	4578,935	2362,584	2478,15
CR2_H1_04	5	4557,681	4569,918	2340,709	2469,023
PT_09_3(10m)	20	5318.728	5268,508	3039.8307	2696,543
PT_09_3(10m)	15	5288.405	5240,236	3015.615	2683,992
PT_09_3(10m)	10	5232.401	5184,22	2989.4646	2667,855
PT_09_3(10m)	5	5215.795	5169,052	2968.416	2653,926
TFG_1_B	20	6320,885	6343,564	3255,064	3252,471
TFG_1_B	15	6267,929	6299,159	3246,376	3245,22
TFG_1_B	10	6249,142	6219,914	3240,431	3227,306
TFG_1_B	5	6231,706	6219,914	3235,142	3227,306

A tabela 14 contém os dados de velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Biot para amostras saturadas com água e com óleo.

Tabela 14: velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Biot.

Amostra	Pressão (MPa)	V <sub>p</sub> água (m/s)	V <sub>p</sub> óleo (m/s)	V <sub>s</sub> água (m/s)	V <sub>s</sub> óleo (m/s)
CR2V_04	20	3823,611	3550,495	1995,522	2231,248
CR2V_04	15	3801,794	3542,696	1990,636	2225,536
CR2V_04	10	3803,421	3529,466	1983,34	2215,834
CR2V_04	5	3773,271	3521,629	1981,495	2210,082
TFG_23	20	4730,216	4623,646	2504,363	2721,477
TFG_23	15	4709,712	4607,882	2502,784	2711,169



TFG_23	10	4672,116	4580,023	2501,179	2702,421
TFG_23	5	4666,903	4555,55	2498,052	2695,713
LAJ_SOL_V	20	4289,628	3993,807	2853,333	3256,771
LAJ_SOL_V	15	4215,704	3996,351	2817,611	3211,761
LAJ_SOL_V	10	4252,581	3953,838	2763,577	3182,933
LAJ_SOL_V	5	4166,473	3940,117	2716,99	3160,135
TFG_3	20	5027,023	4786,846	3224,663	3423,164
TFG_3	15	4989,047	4770,752	3214,939	3416,599
TFG_3	10	4956,201	4737,418	3208,331	3410,488
TFG_3	5	4929,656	4715,736	3196,373	3397,661
CR2_H1_04	20	3675,541	3551,364	2443,383	2542,835
CR2_H1_04	15	3652,578	3544,022	2431,425	2536,48
CR2_H1_04	10	3656,01	3551,893	2413,741	2517,488
CR2_H1_04	5	3653,822	3548,61	2391,392	2508,216
PT_09_3(10m)	20	3984.718	4261,829	3045.8069	2723,54
PT_09_3(10m)	15	4000.901	4236,655	3070.2648	2710,863
PT_09_3(10m)	10	3935.644	4179,165	3019.3944	2694,565
PT_09_3(10m)	5	3934.826	4171,979	2998.1349	2680,496

A análise química por DRX mostrou que 8 das 9 amostras eram predominantemente (mais de 99,5%) de calcita, com exceção apenas da LAJ\_SOL\_V, que é composta 40% de calcita e 60% de dolomita.

Para as 8 amostras com predominância de calcita foi assumido que eram compostas 100% de calcita. Então para este grupo de amostras, o modelo de Brown & Korringa reduz para o modelo de Gassmann, e assim, os valores de velocidade calculados são iguais aos da tabela 13.

A tabela 15 contém os dados de velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Brown & Korringa para amostras saturadas com água ou óleo.

Tabela 15: velocidade de propagação de ondas P e S previstos pelo modelo de Brown & Korringa.

Amostra	Pressão (MPa)	Vp <sub>água</sub> (m/s)	Vp <sub>óleo</sub> (m/s)	Vs <sub>água</sub> (m/s)	Vs <sub>óleo</sub> (m/s)
CR2V_04	20	4370,928	4313,345	1922,442	2162,706
CR2V_04	15	4350,851	4303,7	1917,735	2157,169
CR2V_04	10	4348,018	4287,331	1910,706	2147,766
CR2V_04	5	4323,052	4277,631	1908,929	2142,19
TFG_19	20	6345,12	6385,093	3305,404	3310,341
TFG_19	15	6329,978	6363,7	3296,891	3298,59
TFG_19	10	6306,182	6334,578	3277,394	3276,271
TFG_19	5	6282,274	6314,724	3245,549	3265,338
TFG_17	20	6640,069	6495,445	3351,978	3511,962
TFG_17	15	6568,144	6463,541	3349,276	3502,002
TFG_17	10	6557,452	6445,482	3343,462	3490,334
TFG_17	5	6533,396	6422,884	3336,953	3475,639
TFG_23	20	5565,917	5620,679	2504,075	2727,955
TFG_23	15	5547,978	5601,184	2502,496	2717,622
TFG_23	10	5515,899	5572,873	2500,891	2708,853
TFG_23	5	5509,699	5548,647	2497,765	2702,129
LAJ_SOL_V	20	5661,774	5731,016	2951,303	3372,693
LAJ_SOL_V	15	5577,109	5696,498	2914,354	3326,081
LAJ_SOL_V	10	5568,08	5641,143	2858,466	3296,227
LAJ_SOL_V	5	5465,603	5612,386	2810,279	3272,617
TFG_3	20	6278,418	6224,582	3233,828	3434,158
TFG_3	15	6241,543	6207,24	3224,077	3427,572
TFG_3	10	6210,908	6176,874	3217,45	3421,441
TFG_3	5	6181,569	6150,58	3205,457	3408,573
CR2_H1_04	20	4609,043	4596,605	2391,598	2503,101
CR2_H1_04	15	4583,725	4586,639	2379,893	2496,845
CR2_H1_04	10	4574,351	4578,935	2362,584	2478,15

CR2_H1_04	5	4557,681	4569,918	2340,709	2469,023
PT_09_3(10m)	20	5318.728	5268,508	3039.8307	2696,543
PT_09_3(10m)	15	5288.405	5240,236	3015.6152	2683,992
PT_09_3(10m)	10	5232.401	5184,22	2989.4646	2667,855
PT_09_3(10m)	5	5215.795	5169,052	2968.4158	2653,926
TFG_1_B	20	6320,885	6343,564	3255,064	3252,471
TFG_1_B	15	6267,929	6299,159	3246,376	3245,22
TFG_1_B	10	6249,142	6219,914	3240,431	3227,306
TFG_1_B	5	6231,706	6219,914	3235,142	3227,306

## 4.2 DISCUSSÕES

### 4.2.1 Porosidade convencional e computacional

A figura 36 é um gráfico comparativo entre a porosidade medida da forma convencional em laboratório e da porosidade medida por análise de imagens de microtomografia de raios-x.

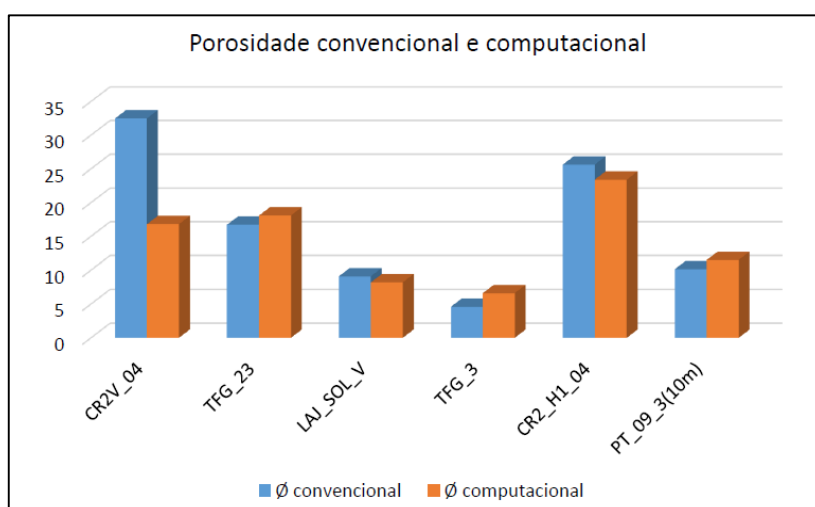


Figura 36: análise comparativa entre porosidade convencional e porosidade computacional.

É possível notar que a petrofísica computacional apresentou resultados aproximados aos medidos laboratorialmente em porosímetro para a maioria das amostras, com exceção da amostra CR2V\_04, evidenciando a eficácia da petrofísica computacional para medição de porosidade de rochas.

A discrepância observada entre os valores de porosidade observada na amostra CR2V\_04 é justificada pela heterogeneidade da porosidade em escala de micrômetros existente na mesma, gerando uma não representatividade da escala macro do subvolume analisado.

#### 4.2.2 Permeabilidade convencional, computacional direta e computacional pelo modelo de Kozeny

A tabela 16 compara os resultados de permeabilidade medidos convencionalmente em permeâmetro a gás, com os resultados medidos diretamente no *Avizo Fire* e os medidos indiretamente por meio do modelo de Kozeny.

Tabela 16: comparação entre as permeabilidades convencionais, computacionais diretas e de Kozeny.

Amostra	$k_{conv}$ (mD)	$k_{comp}$ (mD)	$k_{koz}$ (mD)
CR2V_04	133,9	656,6	50,11
TFG_23	0,253	876,5	201,21
LAJ_SOL_V	0,101	197,3	0,64
TFG_3	0,0346	271,8	0,38
CR2_H1_04	0,0	5181,6	847,78
PT_09_3(10m)	0.0001	275,8	4,47

Os resultados das permeabilidades medidas e calculadas evidenciam uma grande discrepância entre os três métodos utilizados, apresentando valores com ordens de grandeza distintas.

Buscando uma relação entre as variáveis, foi elaborado um gráfico permeabilidade em função da porosidade das amostras e seus respectivos coeficientes de correlação com o modelo de Kozeny (figura 37).

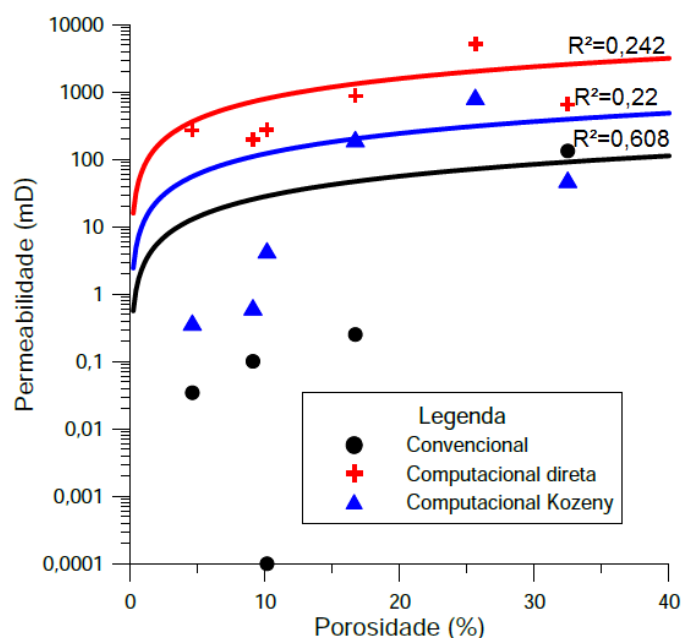


Figura 37: relação entre permeabilidade convencional, computacional direta e computacional de Kozeny, com a porosidade das amostras.

Nota-se que os baixos valores obtidos de coeficiente de correlação para as medições computacionais, tanto a direta quanto a de Kozeny, mostram que há uma baixa relação entre as permeabilidades computacionais e porosidades.

Desta forma, pode-se concluir que os métodos de medição computacional de permeabilidade descritos neste trabalho foram ineficazes para o grupo de amostras estudadas, discordando dos resultados obtidos por Medeiros *et al.* (2012), que analisou amostras diferentes, porém com resultados de permeabilidade satisfatórios.

Acredita-se que a escala de observação dos ensaios computacionais influenciam diretamente nos valores superestimados de permeabilidade medidos. A dimensão dos canais permeáveis cresce com relação ao tamanho da amostra, permitindo assim um fluxo maior que o que realmente ocorre.

A medição laboratorial obteve um melhor coeficiente de correlação, evidenciando que esta metodologia de aferição de permeabilidade apresenta uma melhor eficácia quando comparada aos métodos computacionais direto e de Kozeny.

#### 4.2.3 Porosidade x Densidade total

A figura 37 evidencia a variação da densidade total das amostras secas, saturadas com água e com óleo, com a porosidade convencional.

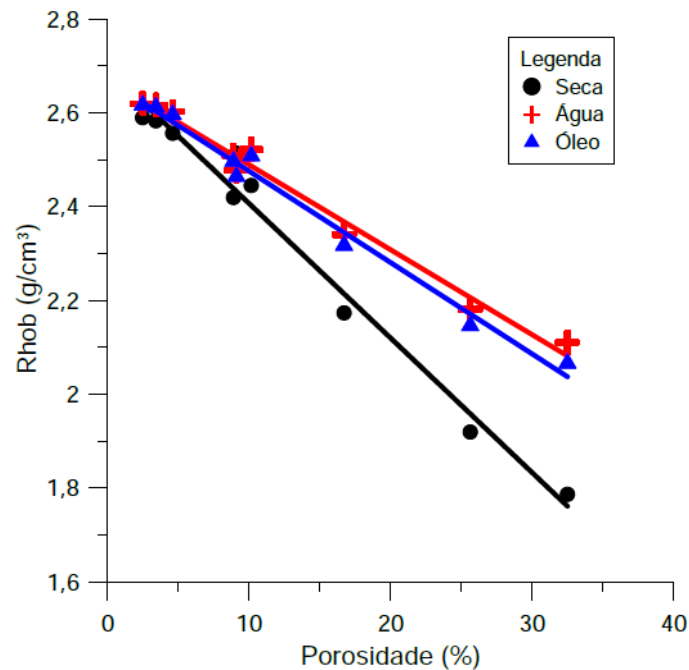


Figura 38: porosidade x rhob para amostras secas, saturadas com água e com óleo.

Pela figura 38 é fácil observar que quanto maior a porosidade, menor a densidade total das rochas, uma vez que o fluido saturante apresenta uma densidade bem menor que a matriz rochosa, reduzindo assim a densidade total da amostra.

Outro fato que é possível notar é que rochas saturadas com água possuem a maior densidade total entre as três saturações, seguido pelas

amostras saturadas com óleo, e por fim, as amostras com ar apresentando menor densidade total. Esse resultado era esperado, uma vez que a água apresenta uma maior densidade que óleo e ar, e o óleo apresenta uma densidade maior que o ar.

## 4.2.4 Velocidade de propagação de onda

### 4.2.4.1 Amostra CR2V\_04

As figuras 39a, 39b e 39c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra CR2V\_04 seca, saturada com água e com óleo.

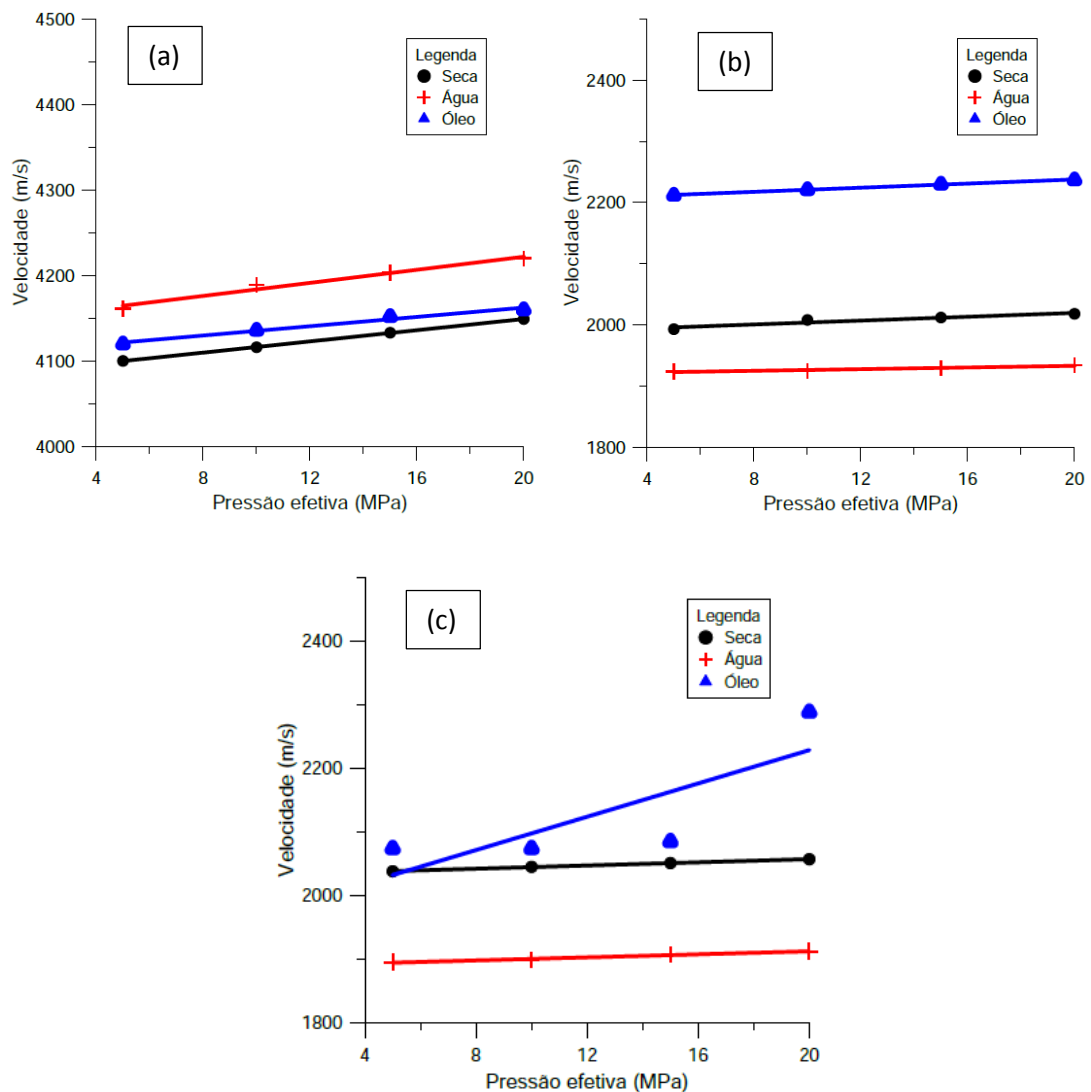


Figura 39: (a)  $V_p$  x pressão efetiva; (b)  $V_{s1}$  x pressão efetiva; (c)  $V_{s2}$  x pressão efetiva.



A figura 39a evidencia que para a amostra CR2V\_04 a saturação com água ou óleo gerou aumentos das velocidades de onda P, sendo estes aumentos maiores para a amostra saturada com água, uma vez que este fluido apresenta uma incompressibilidade maior que o óleo, proporcionando uma passagem da onda pelo poro com menor dissipação de energia e fazendo com que estas se propaguem mais rapidamente.

As figuras 39b e 39c mostram que a saturação com óleo gerou um aumento da velocidade de propagação de onda S. Já a saturação com água resultou numa redução da velocidade de onda cisalhante.

Pela equação 20, nota-se que a velocidade de propagação de onda S é diretamente proporcional ao módulo de cisalhamento e inversamente proporcional à densidade total da amostra. Considerando este fato, o aumento para o caso da saturação com óleo pode ser explicado pela existência de uma viscosidade não desprezível do fluido, causando um aumento mais relevante no módulo de cisalhamento total da amostra do que na densidade total. Tal situação é o oposto do que ocorre para a amostra saturada com água, uma vez que este fluido possui viscosidade desprezível, não causando variação no módulo de cisalhamento da amostra, entretanto, resulta em um considerável incremento na densidade total, e assim reduzindo a velocidade de onda S na rocha.

As figuras 40a e 40b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann, Biot e Brown & Korringa para velocidades de onda P e onda S.

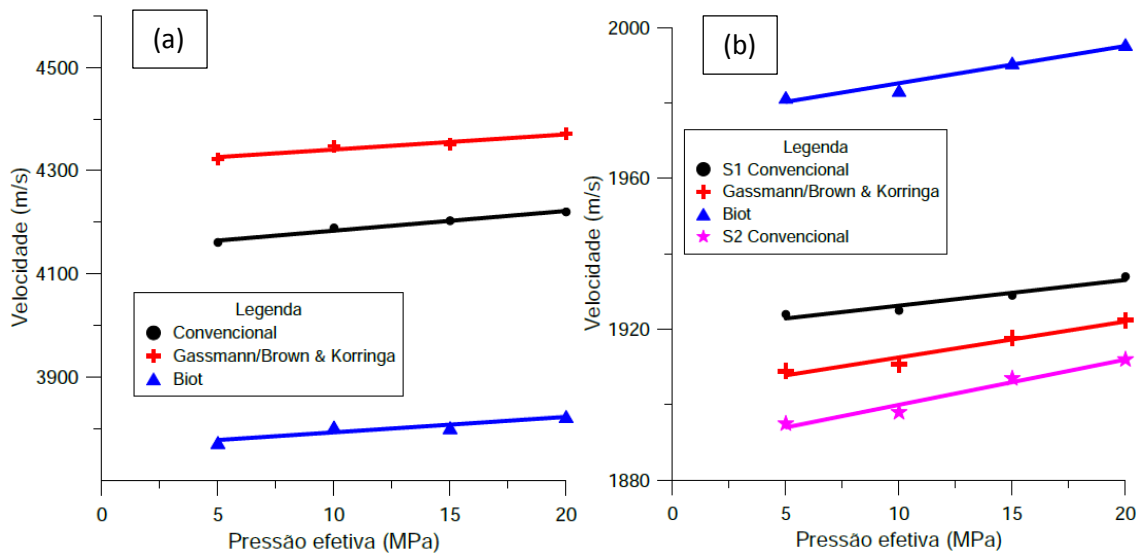


Figura 40: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

É possível observar na figura 40a que o modelo de Gassmann apresentou a melhor aproximação da velocidade de onda P medida laboratorialmente. Já o modelo de Biot, apresentou valores subdimensionados quando comparados à medição laboratorial, sendo menos efetivo quando comparado ao modelo de Gassmann.

Na figura 40b constata-se que o modelo de Gassmann resultou em valores de velocidade de onda S bastante aproximados aos medidos laboratorialmente, com valores que se encontraram entre as curvas de onda  $S_1$  e  $S_2$ , tendendo ao mesmo valor com o aumento da pressão. O modelo de Biot gerou resultados superdimensionados, porém não distantes das medições laboratoriais.

As figuras 41a e 41b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann, Biot e Brown & Korringa para velocidades de onda P e onda S.

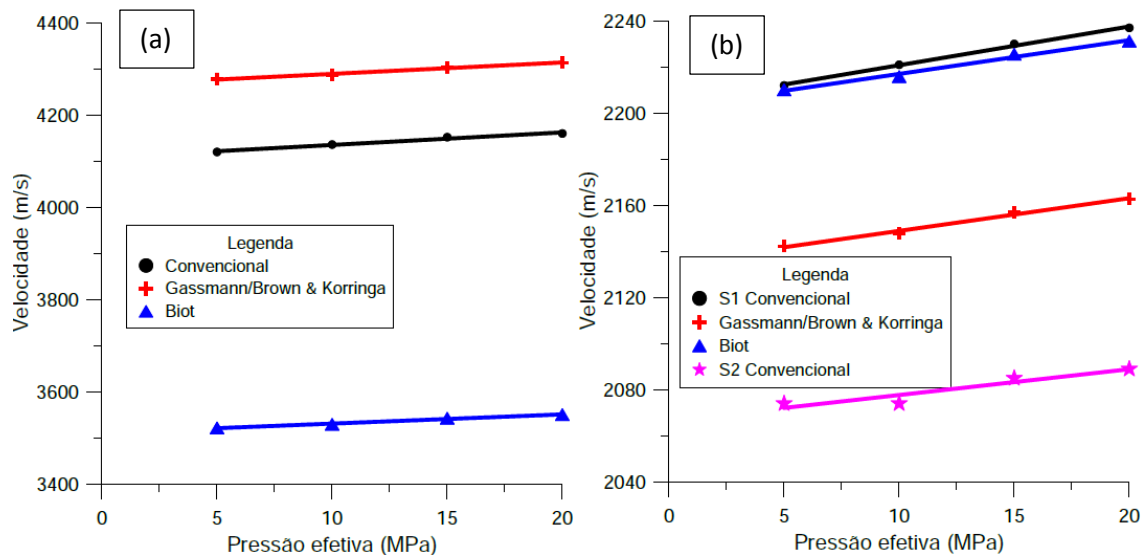


Figura 41: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Na figura 41a nota-se que o modelo de Gassmann gerou resultados de velocidade de onda P superdimensionados, com erros em torno de 100 m/s (2,32%) dos valores medidos laboratorialmente. Já o modelo de Biot gerou resultados subdimensionados, possuindo a menor representatividade entre os modelos para esta situação.

Na figura 41b é possível observar que o modelo de Biot gerou resultados bastante aproximados com os medidos para o caso de velocidade de onda S<sub>1</sub>. O modelo de Gassmann gerou resultados que se encontraram entre as velocidades de onda S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, tendo boa representatividade dado o fato de que se trata de uma amostra anisotrópica. Neste caso, ambos os modelos se mostraram eficientes.

Assim, somando-se os resultados das figuras 40 e 41 debatidos, pode-se concluir que para a amostra CR2V\_04 no caso das velocidades de propagação de ondas P, o modelo de Gassmann apresentou os resultados mais aproximados das medições laboratoriais. Para o caso das velocidades de propagação de ondas S, o modelo de Gassmann foi eficaz para a saturação tanto com óleo quanto com água, enquanto que o modelo de Biot apresentou resultados satisfatórios apenas para o caso da saturação com óleo.

#### 4.2.4.2 Amostra TFG\_19

As figuras 42a, 42b e 42c apresentam as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra TFG\_19 seca, saturada com água e saturada com óleo.

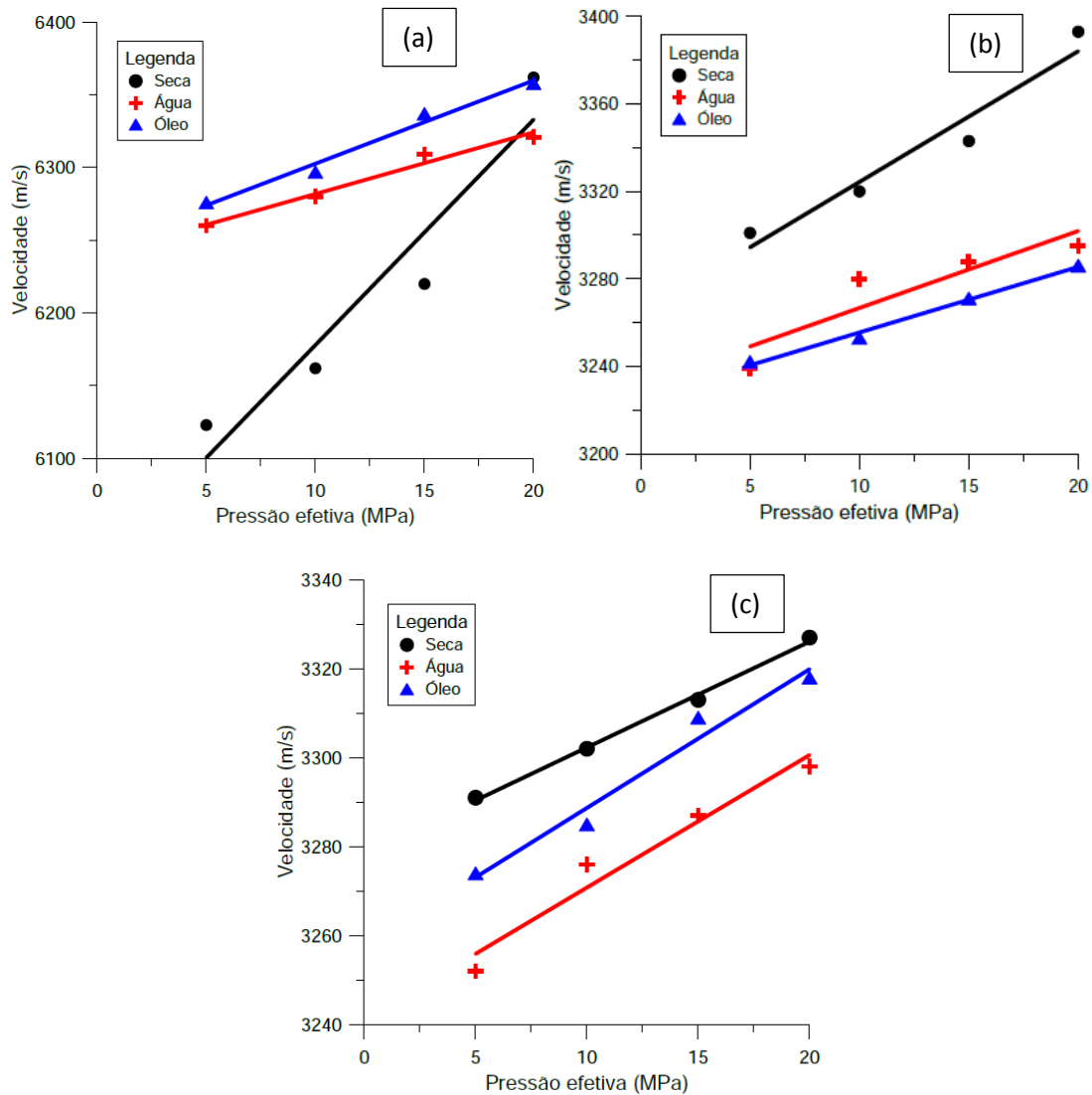


Figura 42: (a) Vp x pressão efetiva; (b) Vs1 x pressão efetiva; (c) Vs2 x pressão efetiva.

Observa-se na figura 42a que a saturação da amostra TFG\_19 com água e óleo ocasionou num aumento da velocidade de propagação de onda P, sendo

o aumento levemente maior na amostra saturada com óleo. A porosidade mediana desta amostra (8,878%), aliada a sutil diferença das incompressibilidades da água (2,2 GPa) e do óleo usado no ensaio (1,8 GPa) explicam o baixo contraste entre as velocidades de propagação de ondas P nas amostras saturadas.

Nas figura 42b e 42c nota-se que a saturação da amostra TFG\_19 resultou numa redução da velocidade de propagação de ondas  $S_1$  e  $S_2$ , sendo esta redução devido à influência maior do fluido na densidade total da amostra, que é inversamente proporcional à velocidade de onda S, do que no módulo de cisalhamento, que é diretamente proporcional.

As figuras 43a e 43b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Brown & Korringa para velocidades de onda P e onda S.

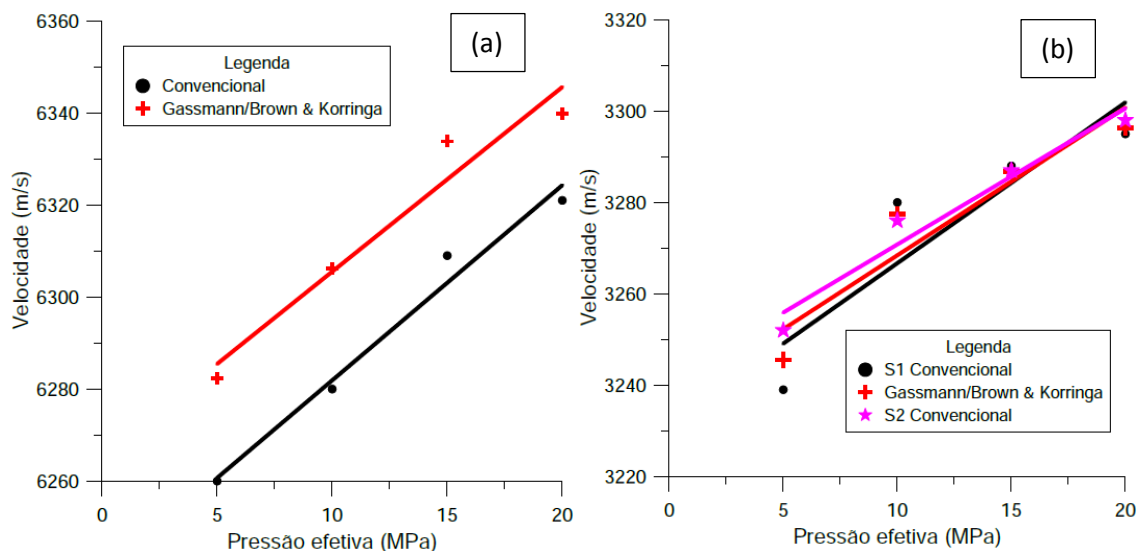


Figura 43: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

Pela figura 43a é possível observar que o modelo de Gassmann gerou resultados superdimensionados em aproximadamente 20 m/s (0,32%), apresentando uma boa aproximação da situação medida laboratorialmente.

Na figura 43b nota-se que o modelo de Gassmann possuiu uma excelente aproximação, com valores muito aproximados às velocidades de propagação de ondas  $S_1$  e  $S_2$  medidas laboratorialmente.

As figuras 44a e 44b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Brown & Korringa para velocidades de onda P e onda S.

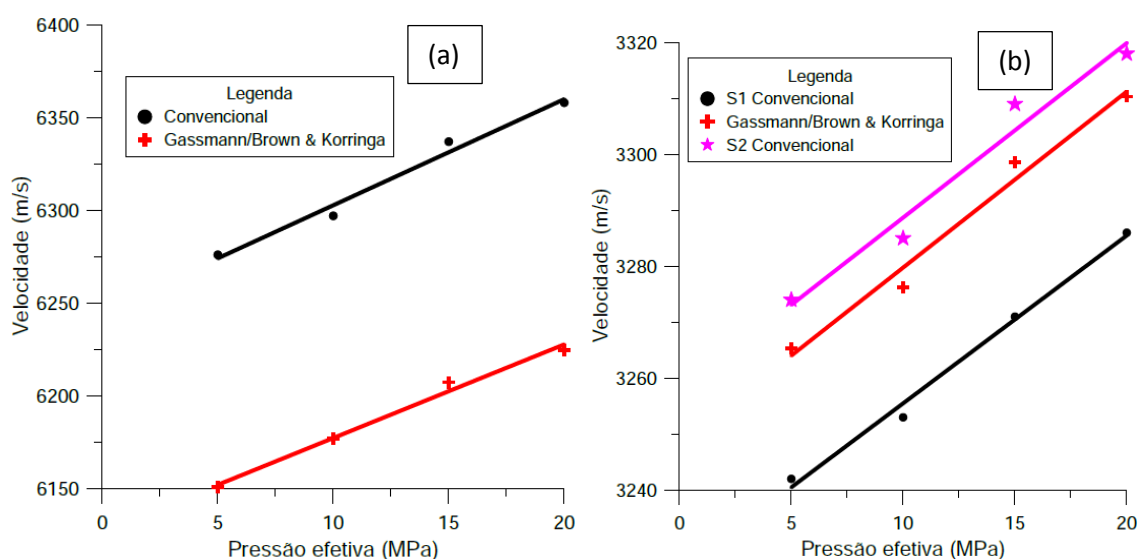


Figura 44: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Na figura 43a é possível notar que o modelo de Gassmann apresentou resultados subdimensionados quando comparado à medição laboratorial de velocidade de onda P, com diferenças em torno de 200 m/s (3,15%).

A figura 43b evidencia que o modelo de Gassmann, diferentemente do caso da velocidade de onda P, gerou resultados de boa representatividade, com valores que se encontraram entre os obtidos na medição de velocidade de onda  $S_1$  e  $S_2$ . Os valores obtidos no modelo de Gassmann para este caso distaram em torno de 20 m/s (0,6%) para os medidos de onda  $S_2$ , e em torno de 40 m/s (1,2%) para os medidos de onda  $S_1$ .

Combinando os resultados discutidos nas figuras 43 e 44, pode-se concluir que para a amostra TFG\_19 o modelo de Gassmann foi mais efetivo para estimar as velocidades de propagação de ondas em amostras saturadas com água.

#### 4.2.4.3 Amostra TFG\_17

As figuras 45a, 45b e 45c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra TFG\_17 seca, saturada com água e saturada com óleo.

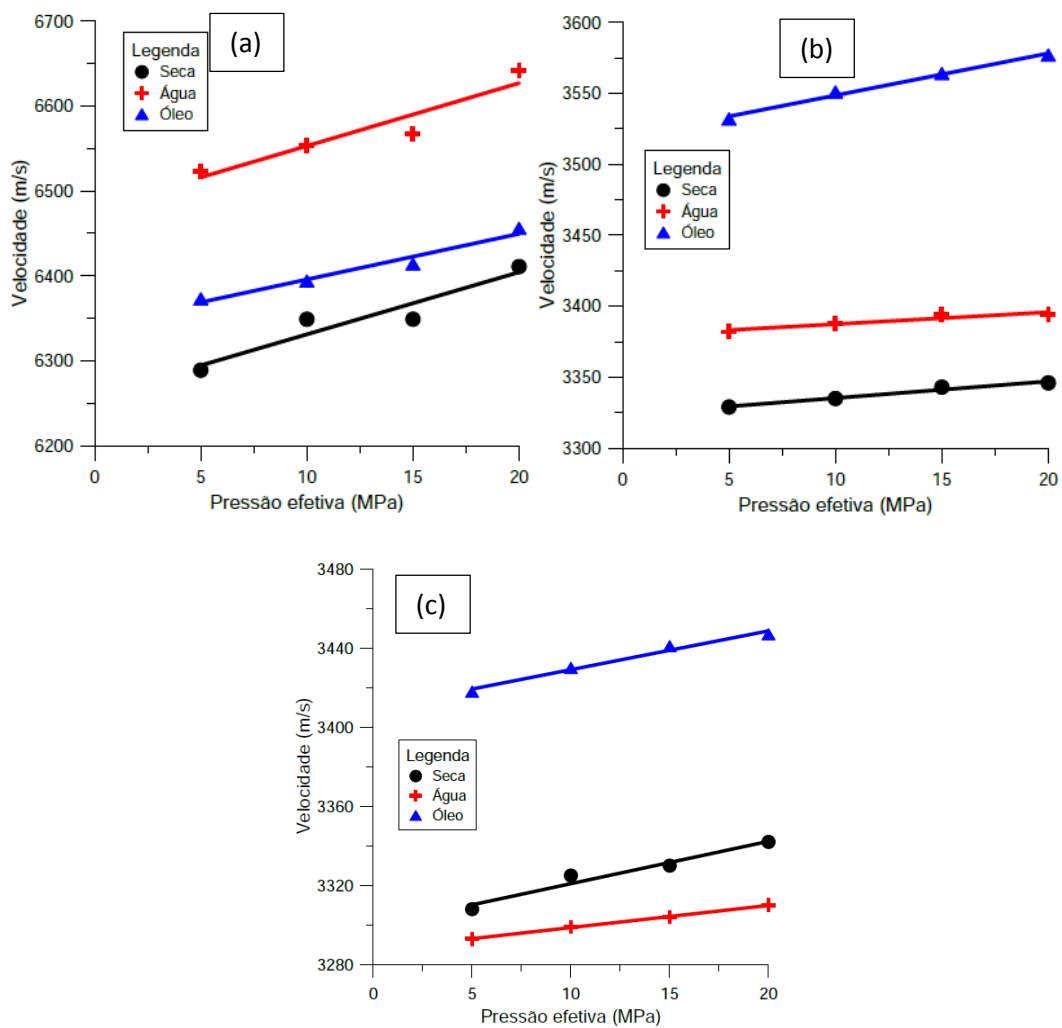


Figura 45: (a) Vp x pressão efetiva; (b) Vs1 x pressão efetiva; (c) Vs2 x pressão efetiva.

Nota-se na figura 45a que ao ser saturada com água e com óleo, a amostra TFG\_17 apresentou o comportamento padrão esperado, possuindo maiores velocidades de propagação de onda para saturação com água, seguida da saturação com óleo, e por fim, a amostra seca.

Nas figuras 45b e 45c, é possível observar que a saturação com óleo gerou um aumento considerável na velocidade de propagação de onda S. Entretanto, nos valores medidos de velocidade de onda  $S_1$ , a saturação com água gerou um aumento na velocidade, enquanto que nas medições de velocidade de onda  $S_2$  verificou-se uma redução. Comparando os valores de velocidade de onda  $S_1$  e  $S_2$  da amostra saturada com água com os da amostra seca, percebe-se que são variações sutis, e considerando que a amostra TFG\_17 é heterogênea, com presença de porosidade vugular gerada por dissolução, as pequenas variações das velocidades podem ter ocorrido por deslocamento do eixo de propagação da onda S, não havendo influência do fluido saturante, mas sim da posição de acoplamento da amostra durante o ensaio.

As figuras 46a e 46b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com o modelos teóricos de Gassmann para velocidades de onda P e onda S.

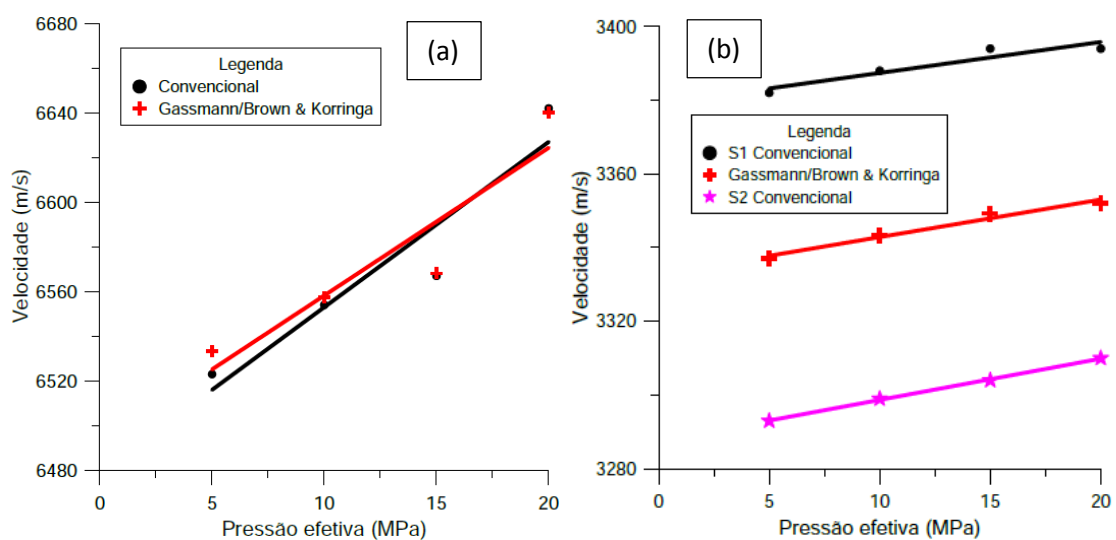


Figura 46: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.



Constata-se na figura 46a que o modelo de Gassmann estimou de forma bastante eficaz as velocidades de onda P medidas laboratorialmente. As diferenças entre as velocidades de onda P com as pressões possuíram diferenças sutis, que cresceram com a diminuição da pressão efetiva.

Para o caso de velocidade de propagação de ondas S (figura 46b), o modelo de Gassmann foi menos representativo que o caso de velocidade de onda P, apresentando valores intermediários entre as velocidades de onda S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> medidas em laboratório, distando em torno de 40 m/s (1,2%) da curva de velocidade de onda S<sub>1</sub> e da curva de velocidade de onda S<sub>2</sub>.

As figuras 47a e 47b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com o modelo teórico de Gassmann para velocidades de onda P e onda S.

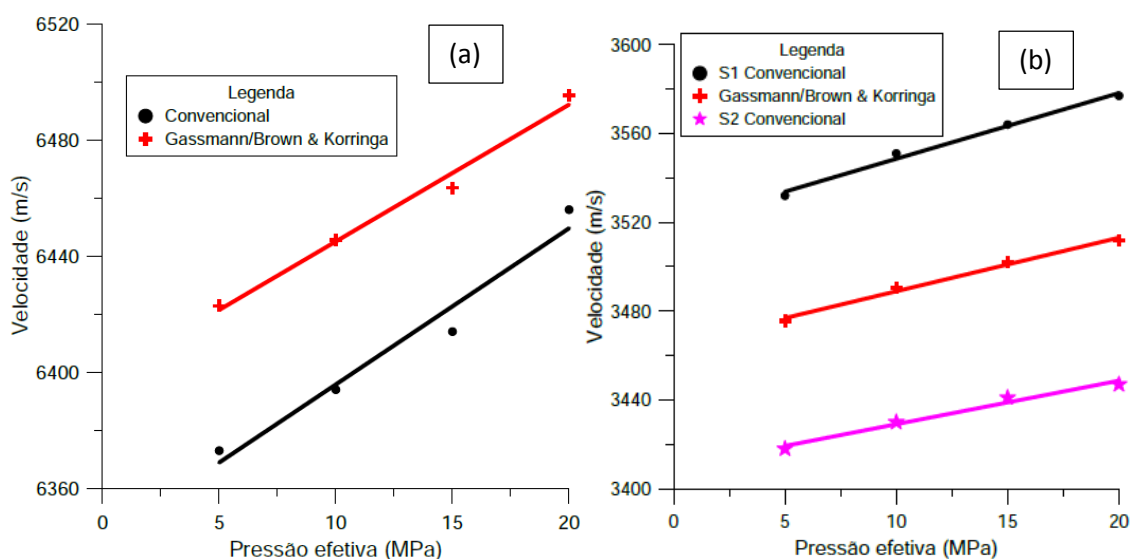


Figura 47: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

A figura 47a mostra que para a amostra TFG\_17, o modelo de Gassmann apresentou uma eficiência menor quando comparado à estimativa de velocidade de onda P para amostra saturada com água.

A figura 48b mostra um comportamento da estimativa do modelo de Gassmann similar ao observado para o caso de velocidade de onda S para amostra saturada com água, entretanto com resultados que distam das curvas de velocidade de ondas  $S_1$  e  $S_2$  laboratoriais em torno de 50 m/s (1,4%).

Assim, pode-se concluir que para a amostra TFG\_17, o modelo de Gassmann apresentou-se mais efetivo para a estimativa de velocidades de ondas P e S para o caso da amostra saturada com água.

#### 4.2.4.4 Amostra TFG\_23

As figuras 48a, 48b e 48c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra TFG\_23 seca, saturada com água e saturada com óleo.

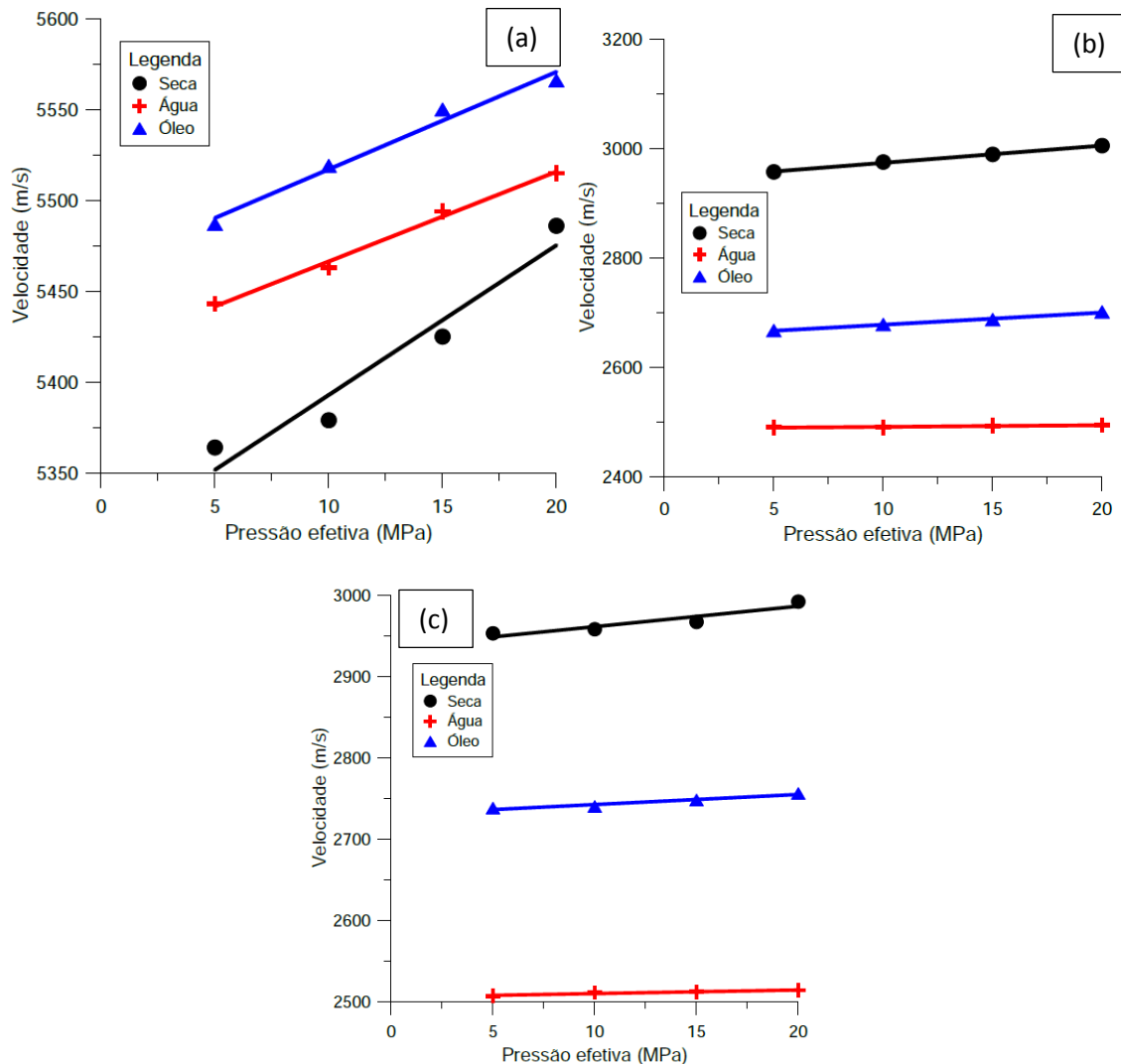


Figura 48: (a) V<sub>p</sub> x pressão efetiva; (b) V<sub>s1</sub> x pressão efetiva; (c) V<sub>s2</sub> x pressão efetiva.

Observa-se na figura 48a que a saturação da amostra TFG\_23 com água ou óleo ocasionou num aumento da velocidade de propagação de onda P, sendo o aumento levemente maior na amostra saturada com óleo.

A equação 19 mostra que a velocidade de propagação de onda P é diretamente proporcional ao módulo de incompressibilidade e de cisalhamento, e inversamente proporcional à densidade total da amostra. Sabe-se que a diferença entre as incompressibilidades da água e do óleo utilizados no ensaio é relativamente pequena. Sabe-se também que a água não gera alterações no módulo de cisalhamento ao saturar uma amostra previamente seca, diferentemente do óleo, que ao saturar uma amostra, gera aumentos no seu módulo de cisalhamento devido à existência de uma viscosidade não desprezível. Assim, pode-se dizer que o aumento do módulo de cisalhamento, aliado às diferenças entre as densidades totais da amostra saturada com água e com óleo, teve uma participação maior no incremento da velocidade de propagação de onda P na amostra TFG\_23, do que a diferença das incompressibilidades entre os fluidos.

As figuras 48b e 48c mostram que houve uma redução da velocidade de propagação das ondas  $S_1$  e  $S_2$  após a saturação da amostra com água ou com óleo. Tal fato ocorreu devido ao aumento da densidade total da amostra quando esta foi saturada.

Observa-se ainda que a redução de velocidade foi menor para o caso da amostra saturada com óleo, sendo este resultado esperado, já que como discutido anteriormente, a saturação com óleo, diferentemente da saturação com água, gera um aumento no módulo de cisalhamento da amostra.

As figuras 49a e 49b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

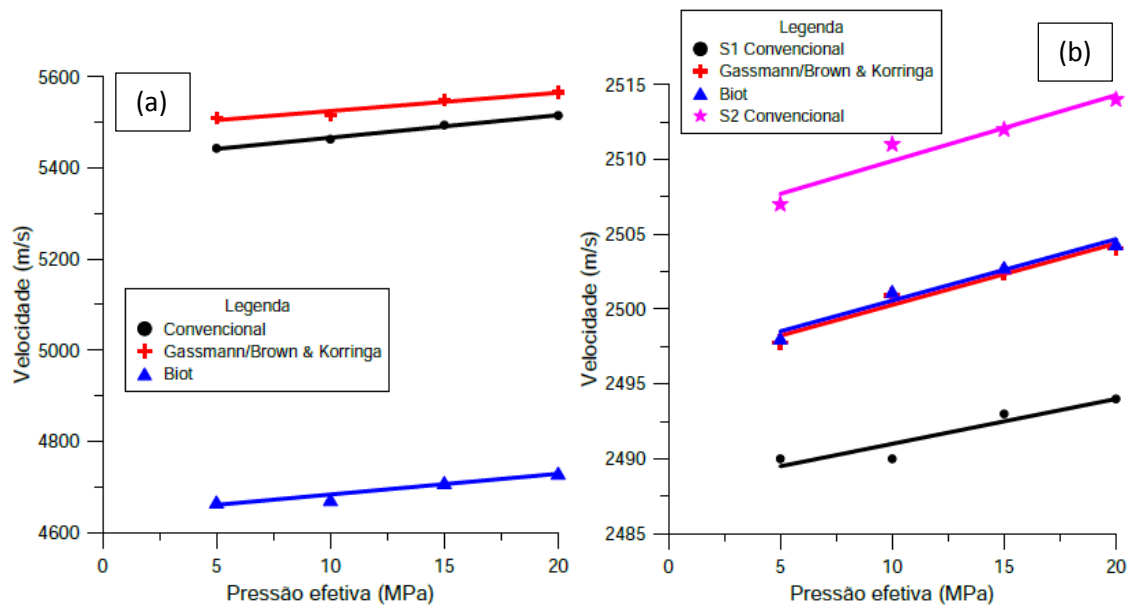


Figura 49: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

Observa-se que o modelo de Gassmann apresentou uma melhor estimativa das velocidades de onda P medida laboratorialmente (Figura 49a), uma vez que o modelo de Biot gerou resultados demasiadamente subdimensionados, com erros da ordem de 800 m/s (14,5%) dos valores laboratoriais.

Entretanto, para o caso da estimativa de velocidade de propagação de onda S (figura 49b) nota-se que tanto o modelo de Gassmann quanto o modelo de Biot geraram resultados satisfatórios, com valores similares e que se localizaram entre os medidos para onda S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>.

As figuras 50a e 50b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

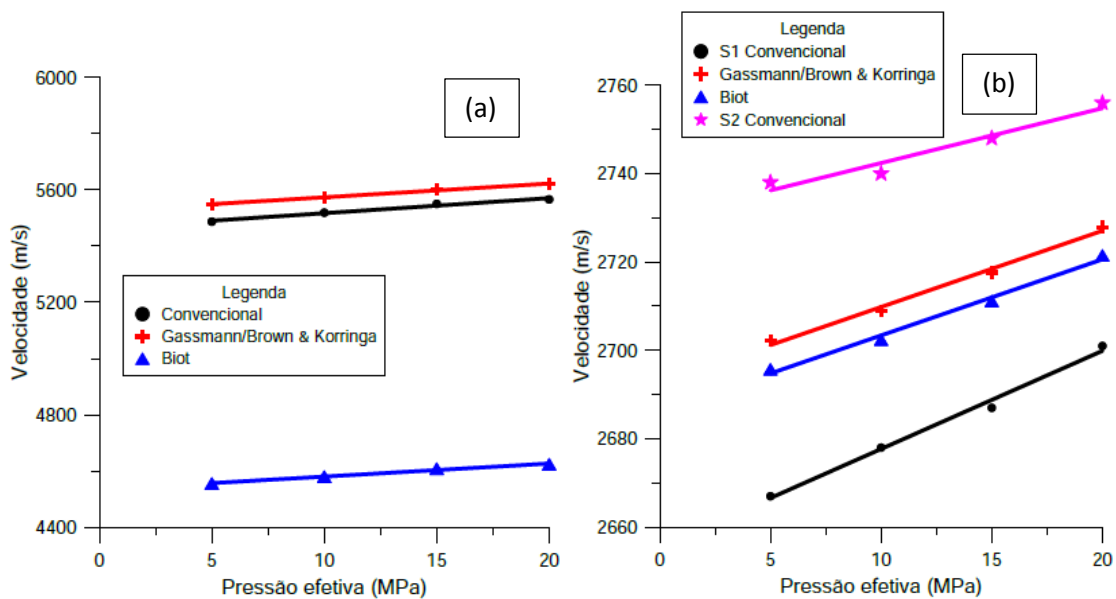


Figura 50: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

As figuras 50a e 50b mostram que os modelos de Gassmann e Biot apresentaram para o caso da amostra saturada com óleo, comportamento similar ao observado no caso da amostra saturada com água. Assim, para o caso da estimativa de velocidade de onda P (figura 50a), o modelo de Gassmann estimou resultados mais próximos dos medidos laboratorialmente que os estimados pelo modelo de Biot. E para o caso da estimativa de onda S (figura 50b), ambos apresentaram resultados similares, que se localizaram entre as curvas de velocidade de onda  $S_1$  e  $S_2$  medidas laboratorialmente.

Desta forma, pode-se concluir que para a amostra TFG\_23 o modelo de Gassmann gerou melhores estimativas de velocidade de onda P, tanto para amostra saturada com água, quanto para amostra saturada com óleo, que o modelo de Biot. Porém para o caso de estimativa de velocidade de ondas S, ambos os modelos apresentaram comportamento similar para os dois casos de saturação, sendo igualmente representativos.

#### 4.2.4.5 Amostra LAJ\_SOL\_V

As figuras 51a, 51b e 51c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra LAJ\_SOL\_V seca, saturada com água e saturada com óleo.

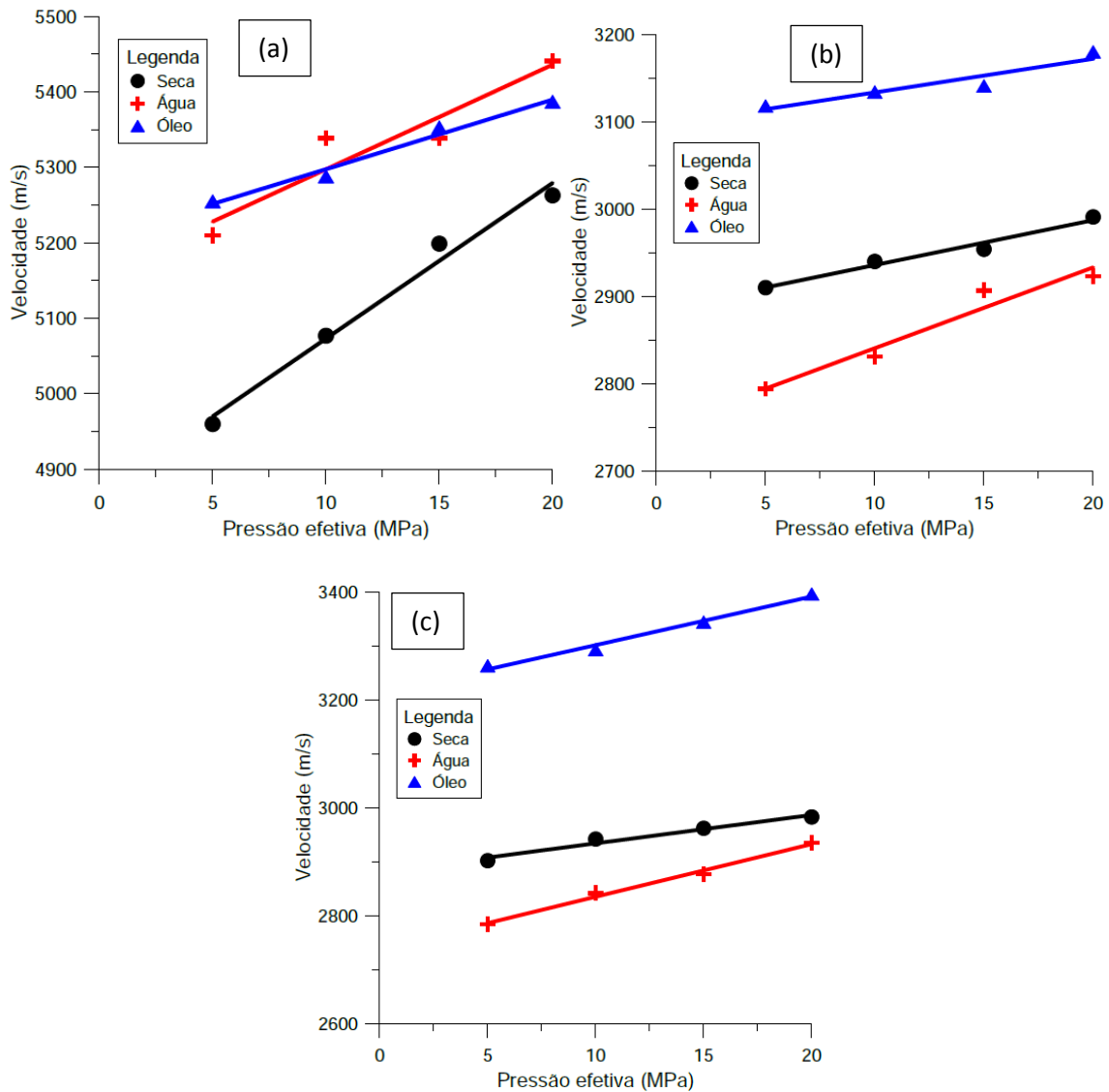


Figura 51: (a) Vp x pressão efetiva; (b) Vs1 x pressão efetiva; (c) Vs2 x pressão efetiva.

Na figura 51a pode ser notado que a saturação com água ou óleo resultou em um aumento na velocidade de propagação de onda P da amostra

LAJ\_SOL\_V. Ainda observa-se que para pressões acima de 10 MPa, a velocidade de onda P da amostra saturada com água é maior que a da saturada com óleo, sendo este cenário invertido quando consideramos os casos abaixo de 10 MPa. Tal fato se dá devido a água ser mais incompressível que o óleo, e assim, durante a descompressão no ensaio, rapidamente os gradientes de pressão dentro do poro são reequilibrados, diferentemente do óleo, que por ser mais compressível, sofre um reequilíbrio de pressões mais lento, o que pode gerar zonas com gradientes de pressão em seu interior, e desta forma causando aumentos das velocidades de propagação de onda P.

Nas figuras 51b e 51c pode ser observado que a saturação da amostra LAJ\_SOL\_V com água ou com óleo gerou o comportamento padrão anteriormente discutido em outras amostras: um aumento na velocidade de onda S para amostra saturada com óleo, devido ao incremento mais significativo no módulo de cisalhamento da rocha do que na densidade total, e uma redução da velocidade de onda S para amostra saturada com água, devido ao aumento da densidade total da amostra.

As figuras 52a e 52b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann, Brown & Korringa e Biot para velocidades de onda P e onda S.



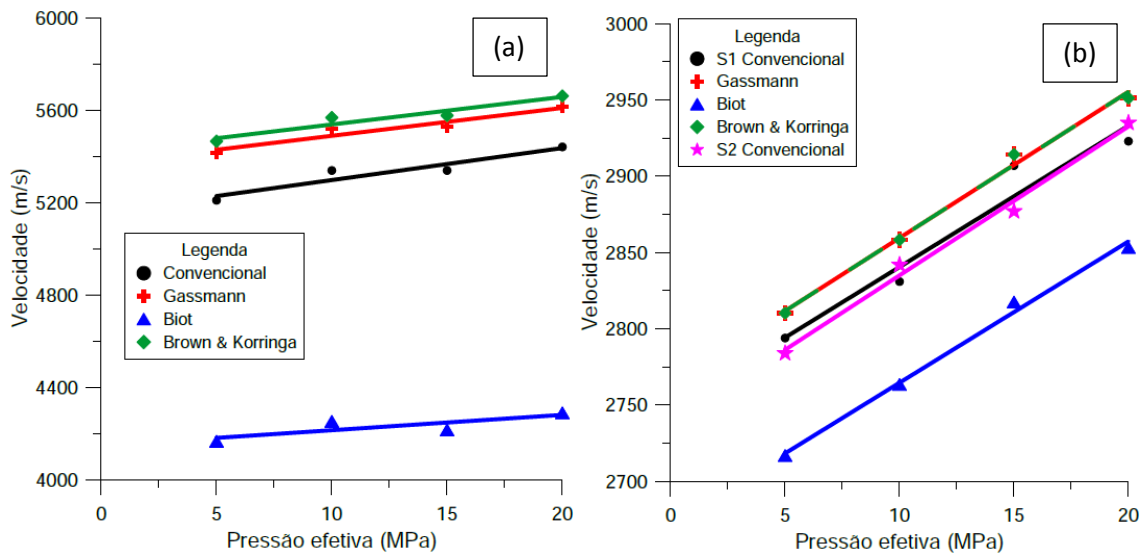


Figura 52: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

Na figura 52a observa-se que os modelos de Gassmann e Brown & Korringa estimaram velocidades mais próximas às medidas laboratorialmente, entretanto com um erro considerável de aproximadamente 100 m/s (1,8%). O modelo de Biot mostrou-se pouco representativo, com valores demasiadamente subdimensionados.

A consideração de uma matriz multimineral adotada pelo modelo de Brown & Korringa não gerou melhorias na precisão da estimativa, uma vez que o erro deste modelo para as velocidades laboratoriais de onda P, quando comparado ao de Gassmann, foi sutilmente maior.

Para o caso de propagação de ondas S, os modelos de Gassmann e Brown & Korringa mostraram-se também os mais representativos entre os três estudados, apresentando aproximadamente os mesmos valores de velocidade de onda S. O modelo de Biot estimou as velocidades de onda de forma subdimensionada, com um erro considerável (em torno de 3,4%), porém com resultados ainda assim representativos.

As figuras 53a e 53b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann, Brown & Korringa e Biot para velocidades de onda P e onda S.

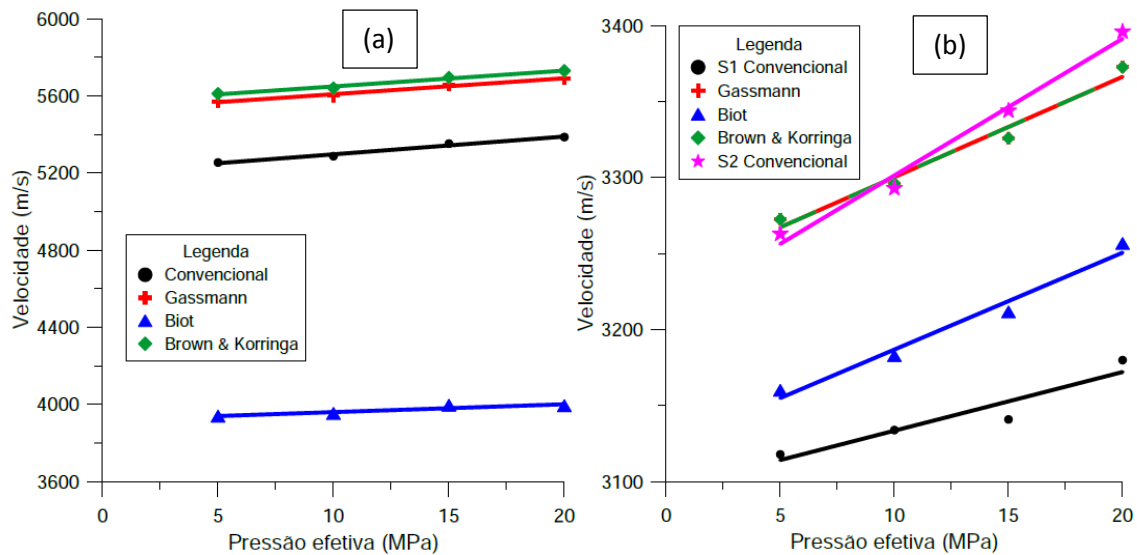


Figura 53: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Assim como no caso da amostra saturada com água, os modelos de Gassmann e Brown & Korringa apresentaram as estimativas de velocidades mais próximas às medições laboratoriais de ondas P (figura 53a).

O modelo de Gassmann mostrou-se levemente mais preciso que o modelo de Brown & Korringa, evidenciando que a consideração da matriz multimineral do modelo de Brown & Korringa não resultou numa otimização das estimativas para esta amostra.

Para o caso da velocidade de propagação de onda S (figura 53b), os modelos de Gassmann e Brown & Korringa se aproximaram das medições laboratoriais de velocidades de onda S<sub>2</sub>, enquanto que o modelo de Biot se aproximou mais das medições de velocidade de onda S<sub>1</sub>. Desta forma, constatou-se que os três modelos se mostraram representativos para as estimativas de velocidade de onda S da amostra LAJ\_SOL\_V saturada com óleo.

Com os resultados das figuras 52 e 53, conclui-se que para a amostra LAJ\_SOL\_V, os modelos de Gassmann e Brown & Korringa foram os mais representativos para a saturação de água e de óleo, apresentando comportamento similar em ambas situações. Para o caso de velocidade de onda S, os três modelos se mostraram eficientes, sendo o de Biot mais eficiente para amostra saturada com óleo do que para a amostra saturada com água.

#### 4.2.4.6 Amostra TFG\_3

As figuras 54a, 54b e 54c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra TFG\_3 seca, saturada com água e saturada com óleo.

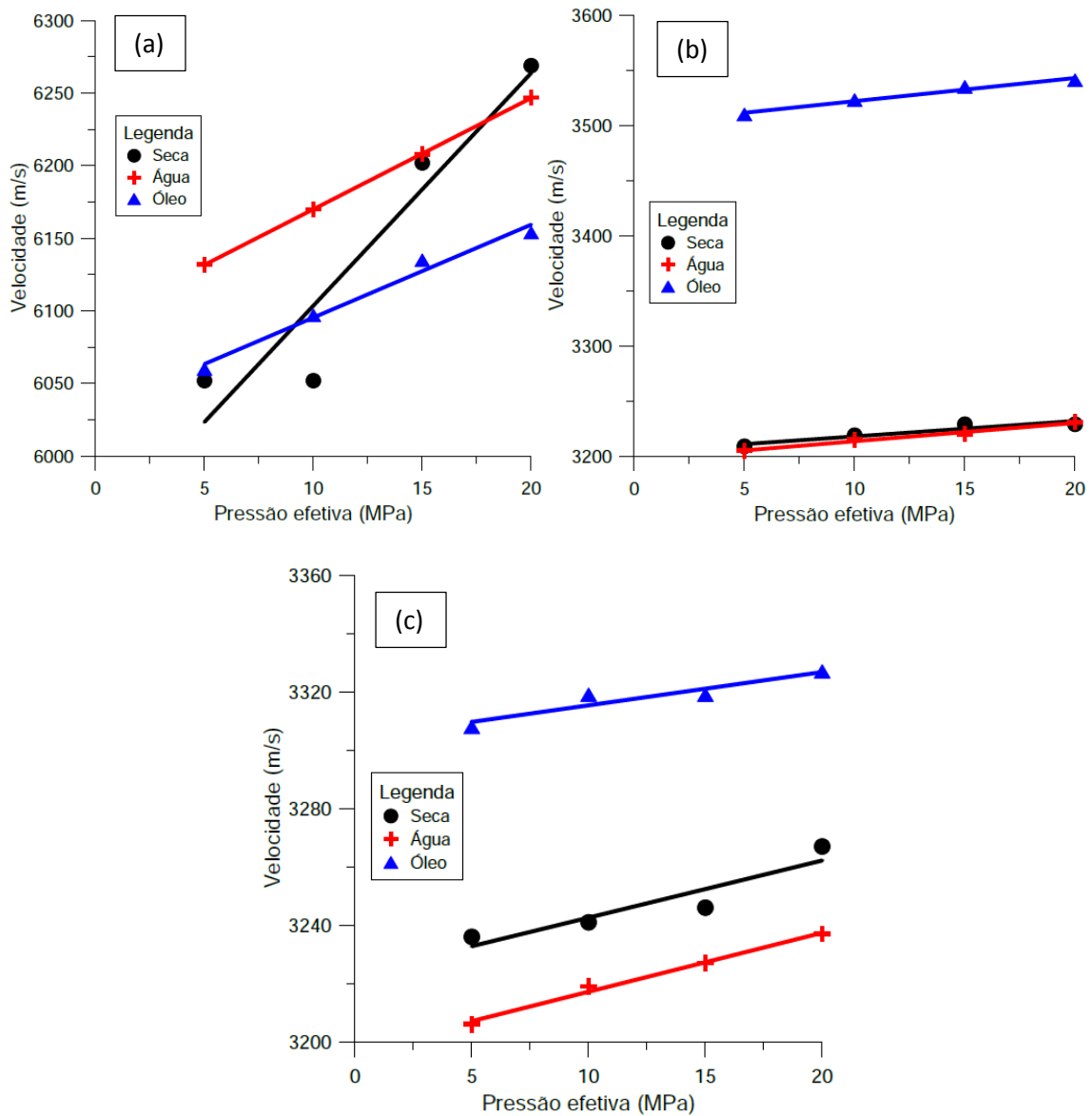


Figura 54: (a) Vp x pressão efetiva; (b) Vs1 x pressão efetiva; (c) Vs2 x pressão efetiva.

A figura 54a evidencia que a amostra TFG\_3 obteve o comportamento padrão esperado quanto à saturação fluida: a amostra saturada com água possuiu maiores velocidades de propagação de ondas P que as amostras saturadas com óleo. Entretanto nota-se que para as pressões de 15 MPa e 20 MPa, as velocidades da amostra seca foram maiores que as da amostras saturada. A amostra TFG\_3 possui baixa porosidade (4,585%), o que reduz o efeito do fluido saturante nas propriedades elásticas da rocha. Além disso, a presença de fluido sob pressão nos poros da amostra reduz o efeito de compactação dos poros, o que por sua vez, causa uma redução da compactação dos grãos com o aumento da pressão, e desta forma permitindo que para maiores pressões, a rocha seca possua maiores velocidades de propagação de onda que a rocha saturada.

Para o caso do estudo da velocidade de propagação da onda S (figuras 54b e 54c), a amostra TFG\_3 apresentou o comportamento padrão esperado, tendo um aumento de velocidade de onda S ao ser saturada com óleo, e uma redução quando saturada com água.

As figuras 55a e 55b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

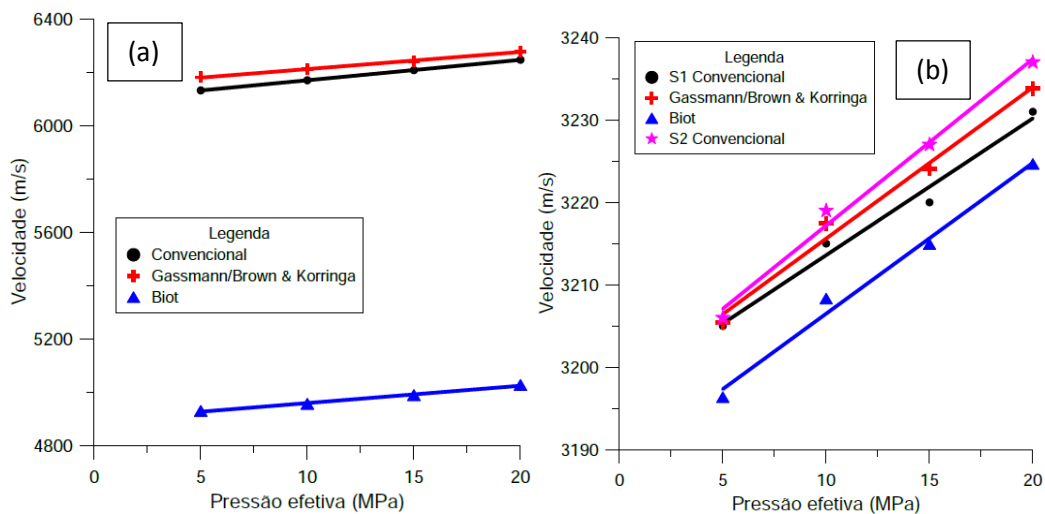


Figura 55: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

Por meio da figura 55a constata-se que o modelo de Gassmann apresentou as estimativas de velocidade de onda P que mais se aproximaram das medidas laboratorialmente, entre os dois modelos de substituição de fluidos estudados. O modelo de Biot gerou resultados subestimados, com diferenças em torno de 1200 m/s (19,4%) das medições laboratoriais.

Para a estimativa de velocidade de onda S (figura 55b), ambos os modelos teóricos apresentaram resultados que se aproximaram das medições laboratoriais. O modelo de Gassmann estimou velocidades que se localizaram entre as velocidades de onda  $S_1$  e  $S_2$  medidas laboratorialmente, com uma margem de erro desprezível, enquanto que o modelo de Biot estimou velocidades levemente subestimadas.

As figuras 56a e 56b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

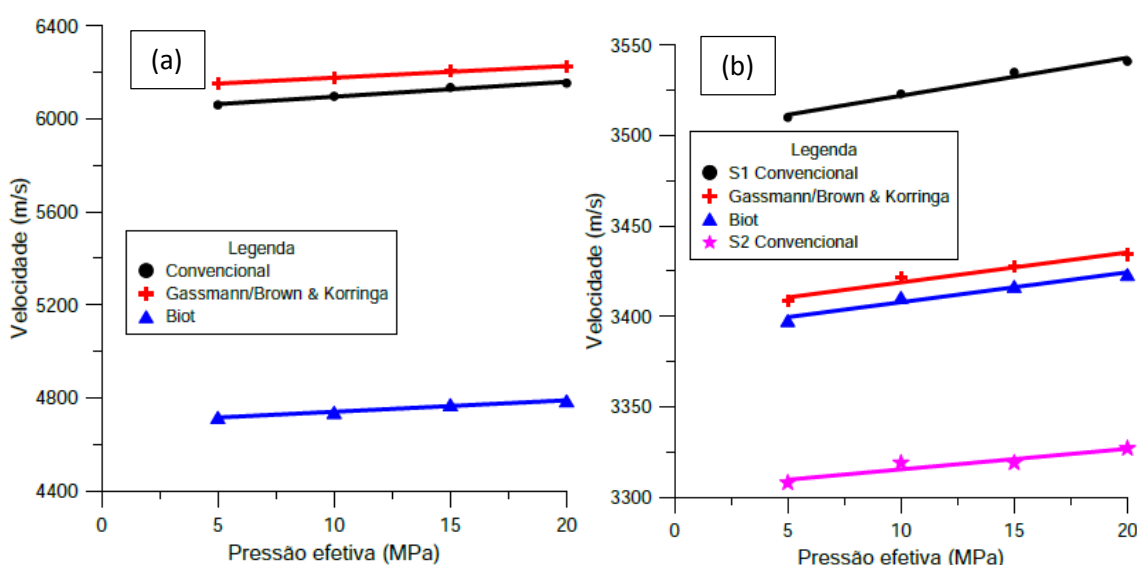


Figura 56: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Nota-se na figura 56a que o modelo de Gassmann gerou resultados mais aproximados aos medidos laboratorialmente que o modelo de Biot para velocidade de propagação de ondas P. Também observa-se que o

comportamento das velocidades observados para o caso da amostra saturada com óleo foi similar aos da saturada com água, evidenciando que o fluido saturante teve pouca influência nas velocidades de onda P.

No caso da velocidade de propagação de onda S (figura 56b), constatou-se que tanto o modelo de Gassmann quanto o de Biot apresentaram estimativas representativas dos ensaios laboratoriais.

Assim, constatou-se que o modelo de Gassmann foi eficaz para estimar velocidades de propagação de onda P na amostra TFG\_3, enquanto que o modelo de Biot gerou valores subdimensionados, se mostrando ineficiente. Para estimativa de velocidade de onda S, ambos os modelos foram eficazes, entretanto o modelo de Gassmann obteve valores mais próximos dos laboratoriais para a amostra saturada com água.

#### 4.2.4.7 Amostra CR2\_H1\_04

As figuras 57a, 57b e 57c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra CR2\_H1\_04 seca, saturada com água e saturada com óleo.

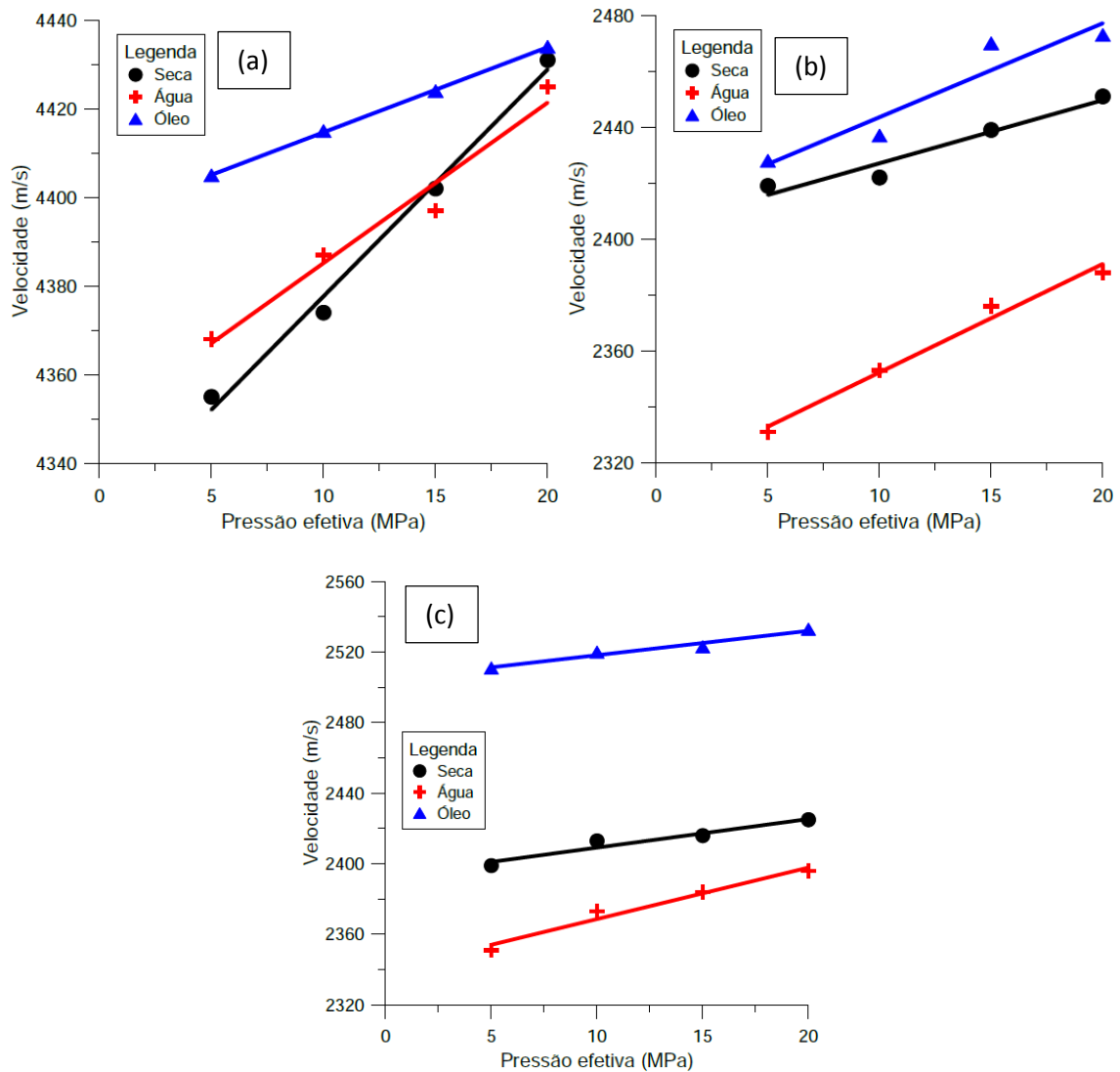


Figura 57: (a) Vp x pressão efetiva; (b) Vs1 x pressão efetiva; (c) Vs2 x pressão efetiva.

É possível observar na figura 57a que a saturação da amostra CR2\_H1\_04 com óleo gerou um aumento da velocidade de propagação de onda

P, ocasionado pelo incremento do módulo de incompressibilidade e de cisalhamento após a saturação, que são diretamente proporcionais à velocidade da onda P.

Ainda é possível notar que o gradiente de velocidade da onda P da amostra seca é maior que o respectivo gradiente da amostra saturada com água ou óleo. Em outras palavras, a compactação sofrida pela amostra seca, que possui pressão de poros nula, é maior que a compactação sofrida pelas amostras saturadas, que apresentam pressão de poros constante e igual a 5 MPa.

Esta amostra possui uma alta porosidade (25,6%), e a substituição da água pelo óleo resulta em uma redução na densidade e, por conseguinte, um aumento na velocidade da onda P.

Nas figuras 57b e 57c observa-se que a amostra CR2\_H1\_04 ao ser saturada com água ou com óleo reproduziu o comportamento padrão esperado: aumentos nas velocidades de onda S para a amostra saturada com óleo, devido ao incremento do módulo de cisalhamento, e redução nas velocidades para a amostra saturada com água devido ao aumento da densidade da amostra.

As figuras 58a e 58b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.



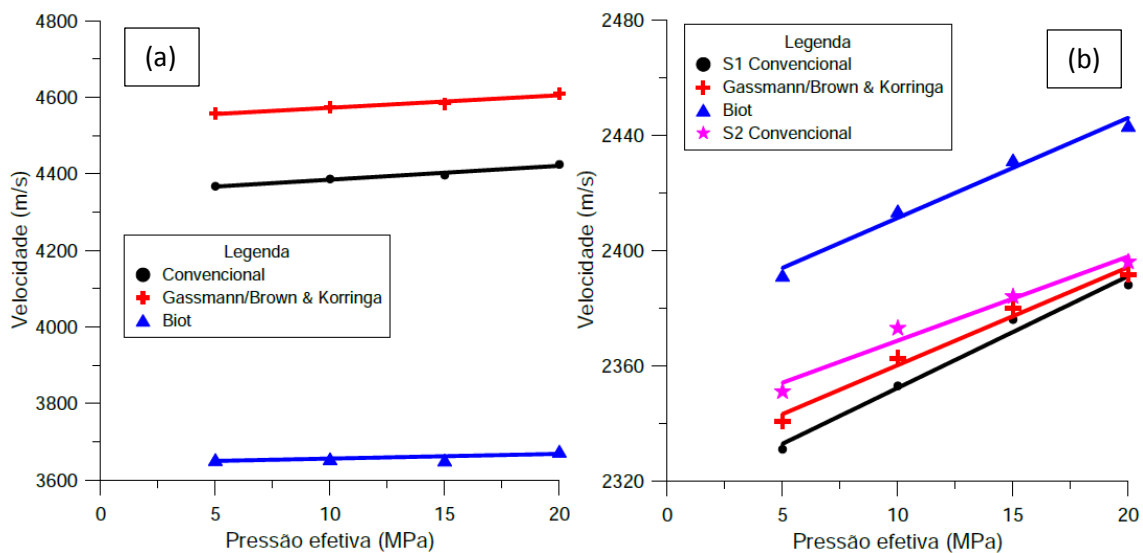


Figura 58: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

É notado na figura 58a que o modelo de Gassmann apresentou valores mais próximos das velocidades medidas laboratorialmente que o modelo de Biot. Entretanto, o modelo de Gassmann estimou velocidades que diferem das laboratoriais em torno de 200 m/s (4,5%), sendo pouco efetivo para a estimativa da velocidade de ondas P para a amostra CR2\_H1\_04 saturada com água.

Na figura 58b observa-se que o modelo de Gassmann foi bastante efetivo para a estimativa de velocidade de onda S, apresentando valores aproximados aos medidos laboratorialmente. O modelo de Biot resultou em valores superestimados, entretanto possuindo ainda boa representatividade das velocidades, uma vez que distaram das laboratoriais em torno de 40 m/s (1,7%).

As figuras 59a e 59b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

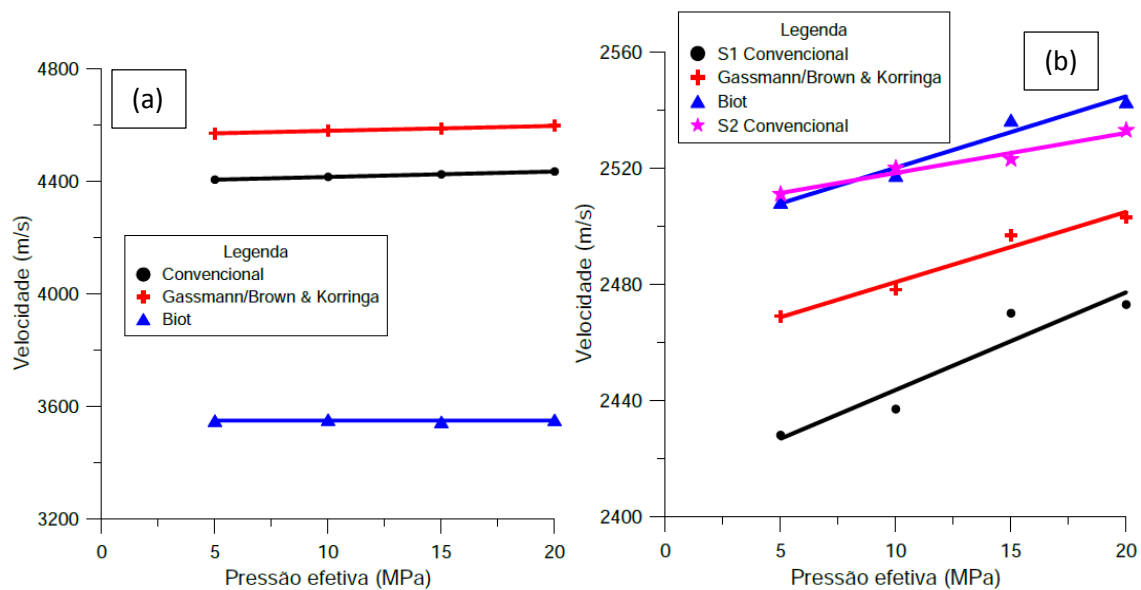


Figura 59: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Observa-se na figura 59a que, assim como o caso da amostra saturada com água, na amostra saturada com óleo o modelo de Gassmann apresentou valores mais próximos das velocidades medidas laboratorialmente que o modelo de Biot. Entretanto, o modelo de Gassmann estimou velocidades que diferem das laboratoriais em torno de 200 m/s (4,5%), sendo pouco efetivo para a estimativa da velocidade de ondas P para a amostra CR2\_H1\_04 saturada com óleo.

No caso das estimativas das velocidades de onda S (figura 59b), nota-se que o modelo de Gassmann apresentou velocidades intermediárias entre as medições laboratoriais de velocidade das ondas S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub>, distando destas em aproximadamente 40 m/s (1,6%). Já o modelo de Biot apresentou velocidades que se aproximaram bastante dos valores medidos laboratorialmente de velocidade de onda S<sub>2</sub> e distando em torno de 80 m/s (3,2%) dos valores de velocidade onda S<sub>1</sub>.

Assim, conclui-se que para a amostra CR2\_H1\_04, ambos os modelos foram ineficazes para a estimativa de velocidade de propagação de ondas P, seja para a saturação com água ou para saturação com óleo. Para o caso de velocidades de onda S, o modelo de Gassmann se mostrou mais eficaz para a

estimativa de velocidades para a amostra saturada com água, enquanto que para a amostra saturada com óleo, ambos os modelos se mostraram eficazes.

#### 4.2.4.8 Amostra PT\_09\_3(10m)

As figuras 60a, 60b e 60c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P, S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> por pressão efetiva para a amostra PT\_09\_3(10m) seca, saturada com água e saturada com óleo.

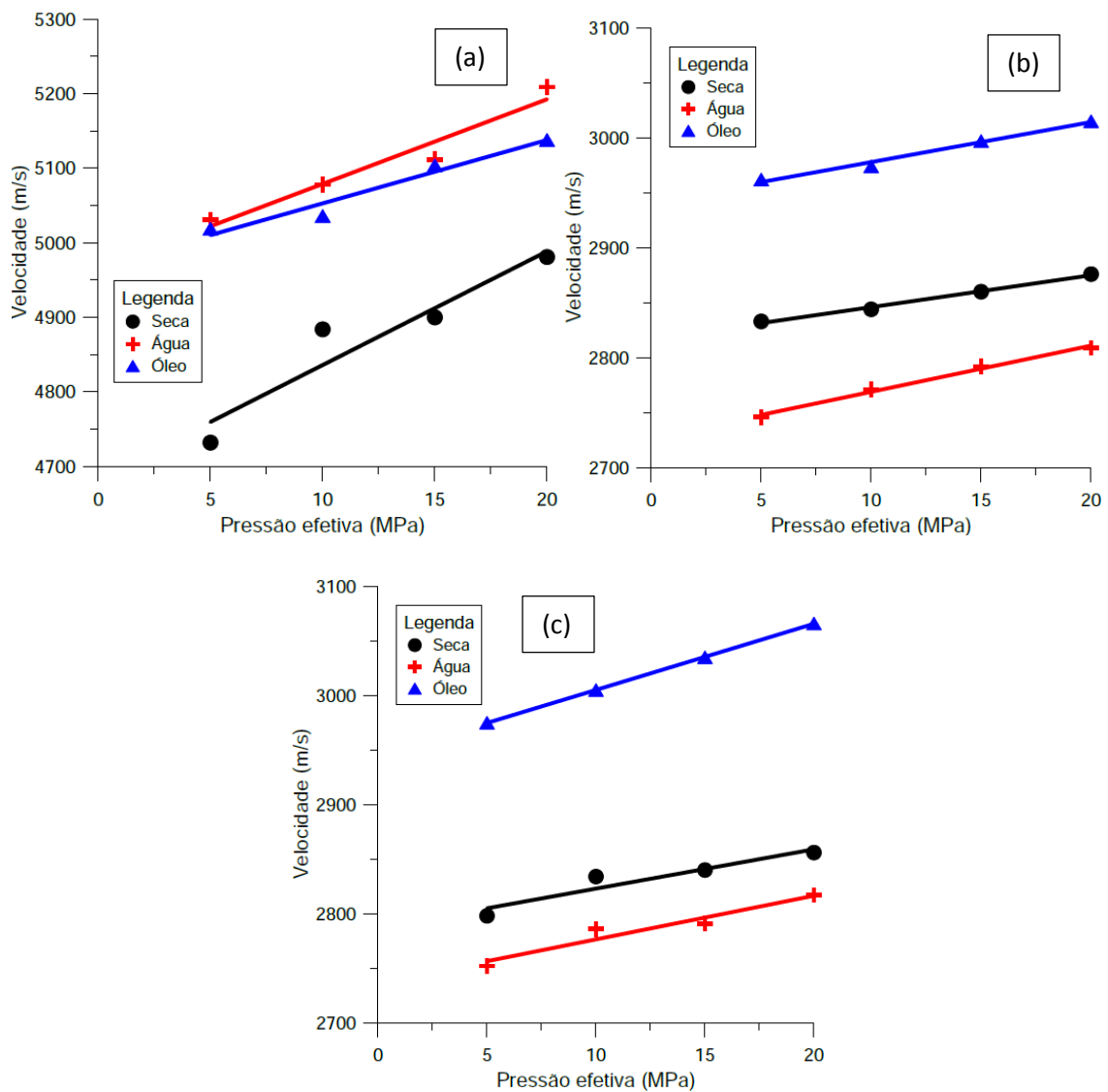


Figura 60: (a) Vp x pressão efetiva; (b) Vs1 x pressão efetiva; (c) Vs2 x pressão efetiva.

Podemos observar na figura 60a que a amostra PT\_09\_3(10m) apresentou o comportamento padrão esperado para a velocidade de propagação de ondas P, possuindo maiores valores para os ensaios com amostra saturada com água, seguido das amostras saturadas com óleo.

Para o caso da velocidade de propagação de onda S (figura 60b), nota-se que a amostra PT\_09\_3(10m) também apresentou o comportamento padrão esperado: aumento da velocidade de onda S para a saturação com óleo e redução para o caso da amostra saturada com água.

As figuras 61a e 61b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

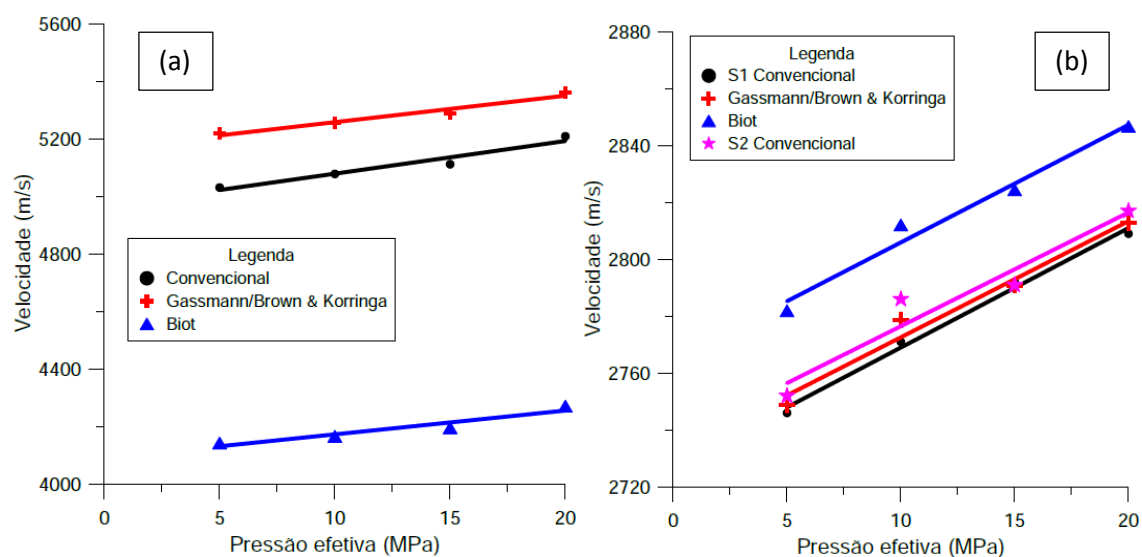


Figura 61: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

Constata-se na figura 61a que o modelo de Gassmann estimou valores de velocidade de onda P mais próximos das medições laboratoriais que o modelo de Biot. Entretanto, mesmo o modelo de Gassmann não apresentou resultados satisfatórios, distando das velocidades laboratoriais em aproximadamente 200 m/s (4%).

Na figura 61b observa-se que o modelo de Gassmann estimou valores de velocidade de onda S bastante próximos aos medidos laboratorialmente, sendo o mais representativo dos modelos analisados para esta situação. O modelo de Biot estimou velocidades superdimensionadas em 40 m/s (1,4%) quando comparadas às velocidades de onda  $S_2$ , entretanto ainda assim com valores representativos.

As figuras 62a e 62b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

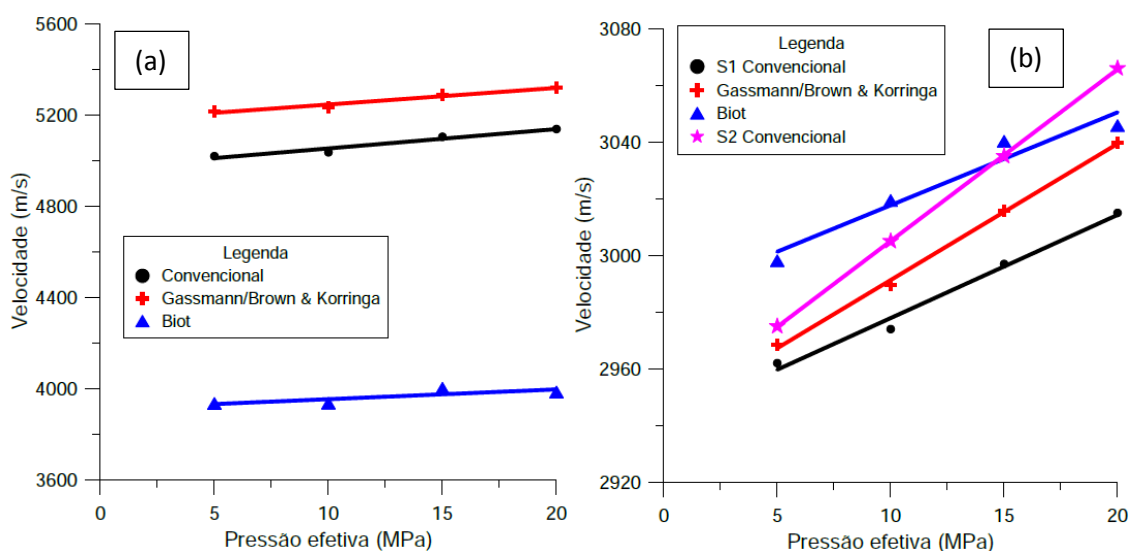


Figura 62: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Observa-se na figura 62a que, assim como no caso para amostra saturada com água, o modelo de Gassmann estimou para amostra saturada com óleo, valores de velocidade de onda P mais próximos das medições laboratoriais que o modelo de Biot. Ainda assim, constata-se que a diferença entre as velocidades estimadas pelo modelo de Gassmann e as medições laboratoriais é em torno de 200 m/s (4%), comprometendo assim a representatividade do modelo.

Na figura 62b nota-se que tanto o modelo de Gassmann quanto o modelo de Biot estimaram eficazmente as velocidades de onda S, gerando diferenças menores que 40 m/s (1,3%).

Desta forma, pode-se concluir que para a amostra PT\_09\_3(10m) nenhum dos modelos teóricos estimou eficazmente a velocidade de propagação de onda P independente da saturação. Já no caso da estimativa de velocidade de ondas S, ambos os modelos foram eficazes, sendo o de Gassmann porém, mais eficiente que o de Biot para o caso da amostra saturada com água.

#### 4.2.4.9 Amostra TFG\_1\_B

As figuras 63a, 63b e 63c apresentam respectivamente as curvas das velocidades de propagação de onda P,  $S_1$  e  $S_2$  por pressão efetiva para a amostra PT\_09\_3(10m) seca, saturada com água e saturada com óleo.

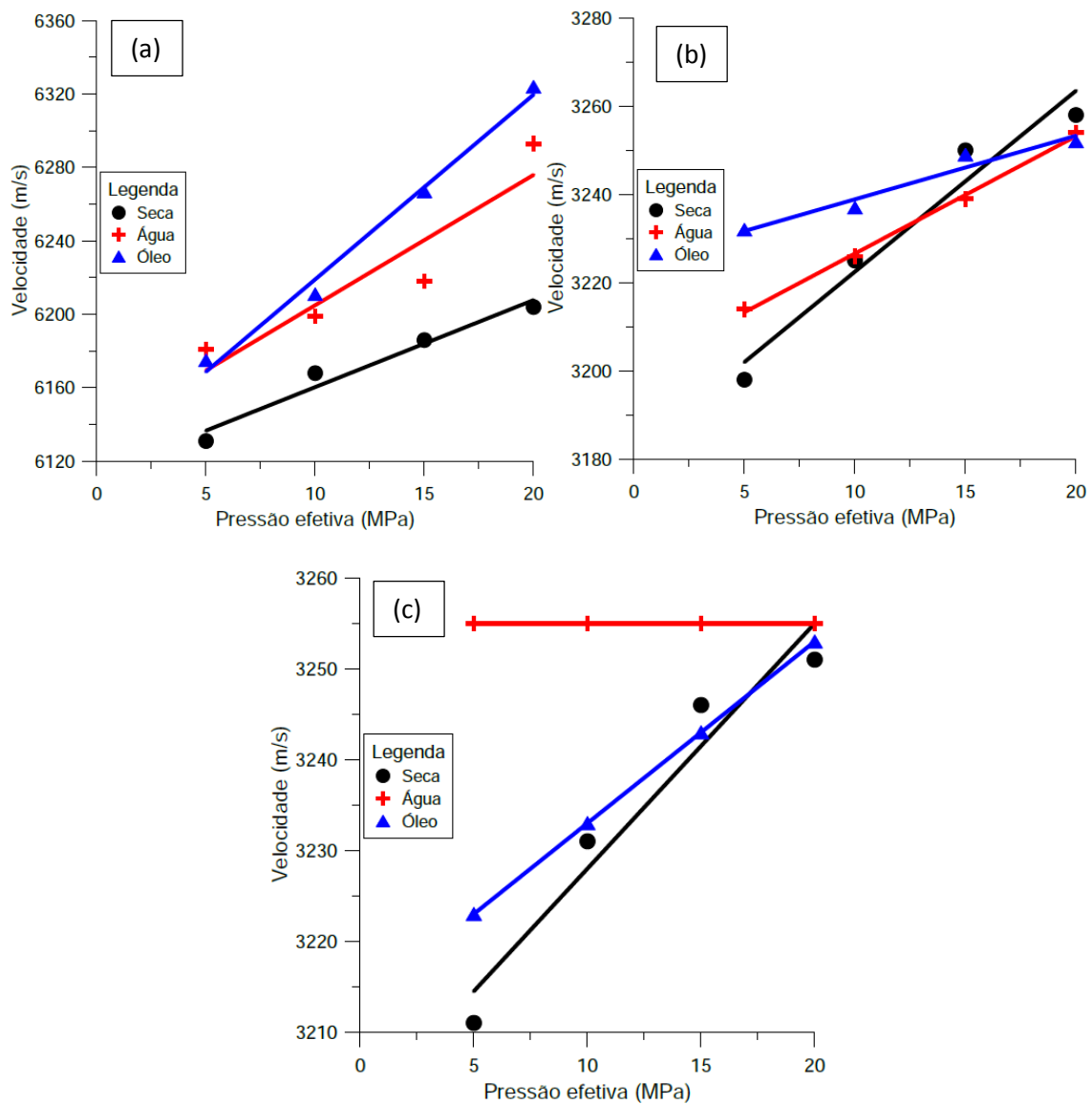


Figura 63: (a)  $V_p$  x pressão efetiva; (b)  $V_{s1}$  x pressão efetiva; (c)  $V_{s2}$  x pressão efetiva.

Como mostrado na figura 63a, saturação com água e óleo gerou aumentos das velocidades de propagação de onda P na amostra TFG\_1\_B, sendo as maiores velocidades observadas na amostra saturada com óleo. Tal fato se deu devido à influência do óleo no módulo de incompressibilidade e de cisalhamento, enquanto que a presença de água nos poros gera incrementos apenas no módulo de incompressibilidade. Outro fator responsável por tal comportamento é o menor aumento da densidade da amostra quando comparado à amostra saturada com água.

Por outro lado, nota-se que as diferenças entre as velocidades de onda P da amostra seca, saturada com água e saturada com óleo são relativamente pequenas, dando evidências de que há pouca influência do fluido saturante. Isto se explica pela baixa porosidade desta amostra (3,4%)

Observa-se nas figuras 63b e 63c que a saturação de fluidos gerou comportamentos opostos para a velocidade de ondas  $S_1$  e  $S_2$ , em que no primeiro caso, o aumento de velocidade de ondas S é maior para a amostra saturada com óleo, porém tendo pouca variação entre as condições ensaiadas. No segundo caso, nota-se uma velocidade de onda S maior para o caso da amostra saturada com água, e uma variação desprezível no caso da amostra saturada com óleo. Tais resultados fazem com que a análise da saturação fluida nas velocidades de onda S na amostra TFG\_1\_B seja inconclusiva, concordando com a observação feita para o caso da onda P, em que há baixa influência do fluido saturante nas velocidades de ondas.

As figuras 64a e 64b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com água, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.



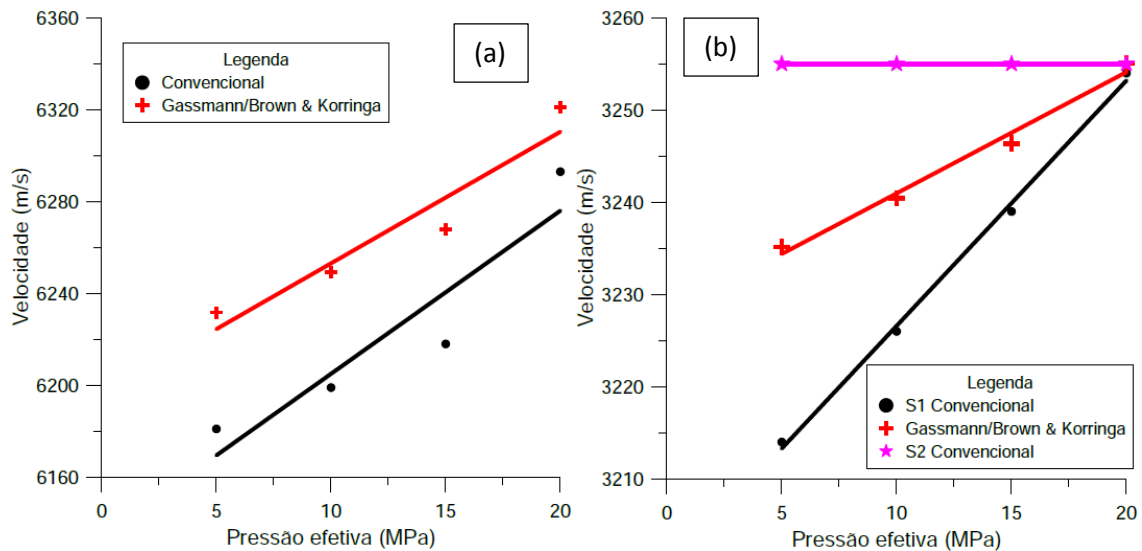


Figura 64: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com água.

É possível observar na figura 64a que o modelo de Gassmann estimou velocidades que distaram em aproximadamente 40 m/s (0,6%) das medições laboratoriais, evidenciando sua representatividade para estimativa de velocidades de ondas P para a amostra TFG\_1\_B.

Na figura 64b nota-se que a precisão do modelo de Gassmann aumenta com o crescimento da pressão efetiva em que a amostra foi submetida, tendendo ao mesmo valor de velocidade de onda S medido laboratorialmente à 20 MPa, evidenciando que as estimativas de velocidade de onda S advindas desse modelo são mais precisas à pressões mais elevadas.

As figuras 65a e 65b apresentam a comparação, considerando-se o caso da amostra saturada com óleo, entre os resultados dos ensaios laboratoriais com os modelos teóricos de Gassmann e Biot para velocidades de onda P e onda S.

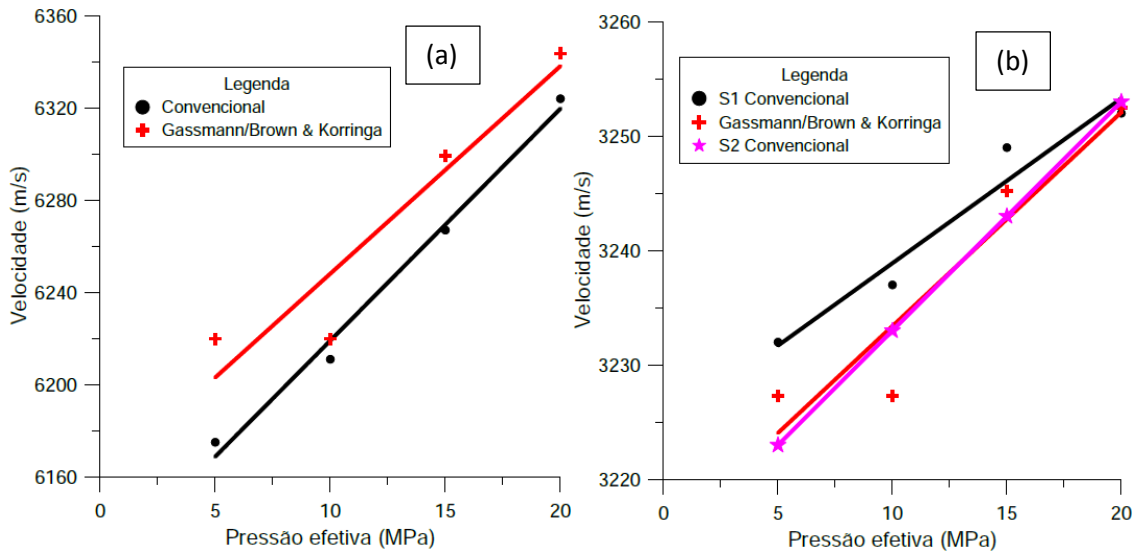


Figura 65: comparação entre a medição laboratorial e os modelos teóricos para (a) onda P e (b) onda S, para amostras saturadas com óleo.

Observa-se na figura 65a que o modelo de Gassmann estimou velocidades que apresentaram valores próximos aos medidos laboratorialmente, e, assim como no caso da amostra saturada com água, distando em aproximadamente 40 m/s (0,6%).

Na figura 65b observa-se que a curva das velocidades do modelo de Gassmann aproximou-se de uma estimativa perfeita no caso das ondas S<sub>2</sub>, evidenciando sua representatividade para o caso de estimativa de velocidades de onda S para a amostra TFG\_1\_B.

Assim, é possível concluir que o modelo de Gassmann, para a amostra TFG\_1\_B, gerou resultados de velocidade de onda P e S com boa aproximação tanto para o caso da amostra saturada com água, quanto para o caso da amostra saturada com óleo, sendo mais eficiente para o segundo caso.

#### 4.2.4.10 Velocidades computacionais

Observando a tabela 10, constata-se que para todas as amostras houve pelo menos um ponto em que o tempo de estudo não foi suficientemente grande para que houvesse a chegada da primeira onda, enquanto que nas tabelas 11 e

12 apenas a amostra de maior porosidade (CR2V\_04) possui pontos em que não houve chegada de onda. Essa situação evidencia o efeito dispersivo que o fluido saturante tem sobre a onda compressional que se propaga em uma rocha, e assim, na velocidade de propagação dessas ondas. Por possuir um número maior de leituras sem chegada de onda, conclui-se que o ar é o mais dissipativo dos três fluidos saturantes estudados.

A figura 66 representa a dispersão dos pontos de medição de velocidades de onda P convencionais comparados com as leituras de velocidade de onda P computacional para as amostras secas.

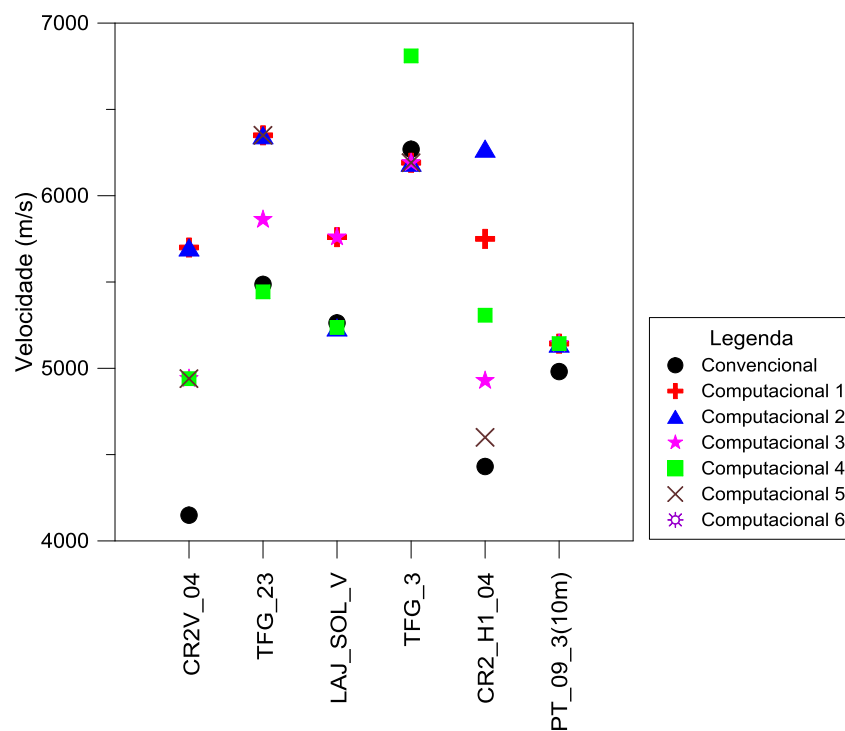


Figura 66: dispersão de medições de velocidades de onda P convencionais e computacionais para amostras secas.

A figura 67 representa a dispersão dos pontos de medição de velocidades de onda P convencionais comparados com as leituras de velocidade de onda P computacional para as amostras saturadas com água.

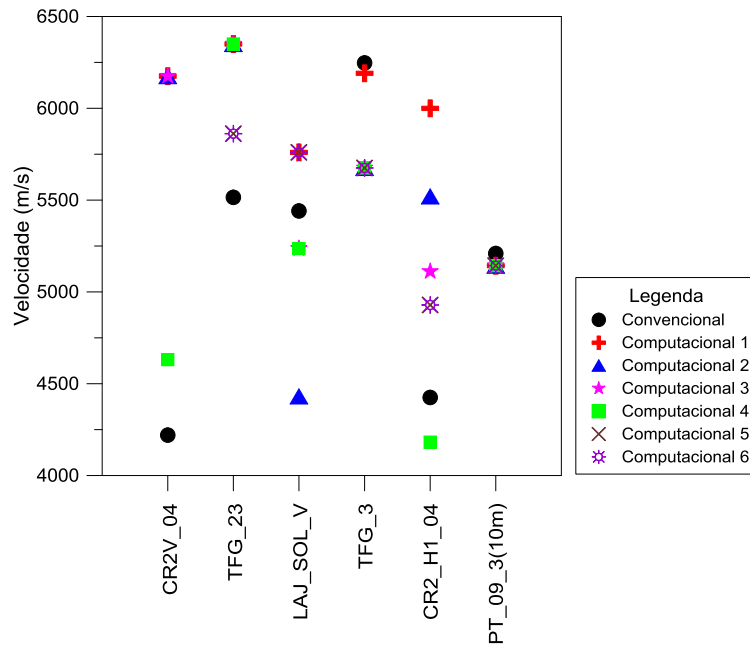


Figura 67: dispersão de medições de velocidades de onda P convencionais e computacionais saturadas com água.

A figura 68 representa a dispersão dos pontos de medição de velocidades de onda P convencionais comparados com as leituras de velocidade de onda P computacional para as amostras saturadas com óleo.

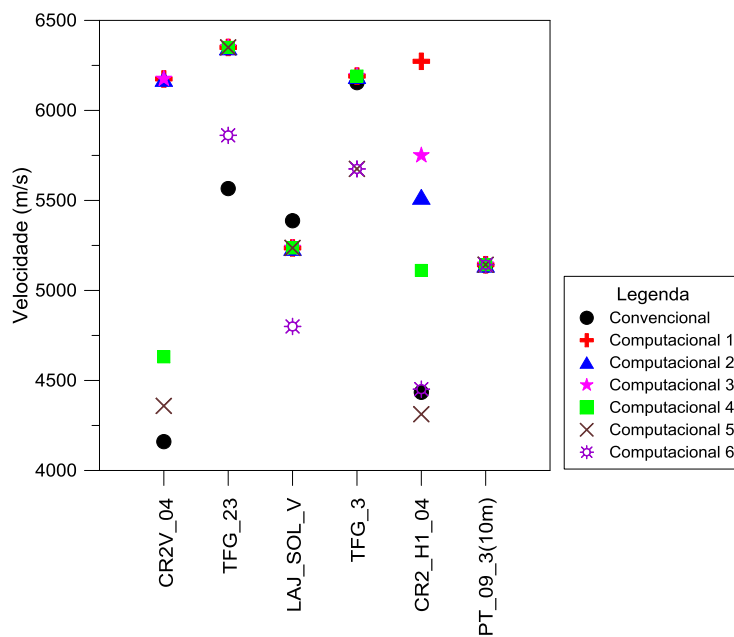


Figura 68: dispersão de medições de velocidades de onda P convencionais e computacionais saturadas com óleo.

Pelas figuras 66, 67 e 68 é possível notar que independente da saturação, houve uma grande dispersão das velocidades medidas, com valores que se aproximaram bastante da medição convencional, porém também com valores que diferiram bastante entre si.

Isso ocorre porque no COMSOL faz-se leituras pontuais, podendo ocorrer propagação de onda diretamente pela matriz da subamostra, sem haver nenhuma influência do poro e do fluido contido em seu interior, gerando assim resultados predominantemente superdimensionados, pouco representativos e pouco comparativos com as velocidades de onda P medidas convencionalmente.

Entretanto, nota-se também que para todas as amostras existe pelo menos um ponto de leitura de velocidade computacional que relativamente se aproximou das leituras de velocidade convencional, evidenciando assim o potencial do método computacional para o estudo de velocidades de ondas compressãois elásticas.

Ainda é possível observar que para o caso das amostras com menor porosidade e maior homogeneidade (LAJ\_SOL\_V, TFG\_3 e PT\_09\_3(10m)) a dispersão das medições é menor, havendo um número maior de velocidades que se aproximam das medidas laboratorialmente.

Acredita-se que para otimização do cálculo de velocidades de ondas P pelo método computacional, deva-se adicionar um número maior de pontos de leitura, podendo assim obter um valor médio de velocidade com um nível de confiabilidade maior.

## 5. CONCLUSÕES

A saturação das amostras estudadas com água ou óleo gerou um aumento das velocidades de propagação de ondas P medidas, não apresentando um comportamento padrão. Este aumento foi mais significativo para saturação com óleo nas amostras TFG\_19, TFG\_23 e CR2\_H1\_04, enquanto que para as amostras restantes, observou-se um aumento mais significativo de velocidades de ondas P para a saturação com água.

Para o caso de velocidade de propagação de onda S, observou-se um comportamento predominante de aumento na velocidade de onda S quando as amostras foram saturadas com óleo, e uma redução para os casos das amostras saturadas com água. As exceções ocorreram nas amostras TFG\_19 e TFG\_23, que apresentam porosidade alta e predominantemente vugular, gerando elevados incrementos da densidade, porém pequena variação no módulo de cisalhamento. Nestes casos a saturação das amostras gerou uma redução da velocidade de propagação de onda S.

O modelo de Gassmann apresentou-se como o mais efetivo dos três modelos de substituição de fluidos estudados, gerando resultados com erros aceitáveis na maioria dos casos, porém apresentando erros mais elevados nas amostras TFG\_19 e TFG\_17 saturadas com óleo, devido ao caráter heterogêneo destas amostras, violando a premissa de homogeneidade da rocha modelo do Gassmann.

O modelo de Biot apresentou-se ineficiente para as estimativas de velocidades de ondas P das amostras estudadas, gerando erros que chegaram a 20%. Entretanto este modelo gerou resultados satisfatórios para a estimativa de velocidade de propagação de ondas S, com erros aceitáveis para as amostras estudadas.

A consideração de que a rocha apresentava uma composição multimineral do modelo de Brown & Korringa não gerou uma otimização das velocidades de ondas P estimadas, sendo menos efetivo que o modelo de Gassmann, porém ainda assim apresentando resultados satisfatórios.

O método computacional de obtenção de velocidades de ondas P gerou valores muito diferentes entre si para uma mesma amostra, evidenciando que a medição pontual de velocidade não apresenta uma boa representatividade do meio estudado. Porém também foi constatado que dentre as velocidades medidas, havia ao menos uma que se aproximava da medida convencionalmente para todas as amostras, dando indícios de que uma otimização da metodologia de obtenção de dados possa gerar resultados mais representativos e satisfatórios.

A medição de porosidade computacional apresentou resultados próximos aos medidos convencionalmente com exceção da amostra CR2V\_04, evidenciando a eficácia deste método de medição e reforçando a importância de uma escolha adequada de um subvolume para a análise de amostras heterogêneas na escala de micrômetros.

A medição de permeabilidade computacional apresentou resultados que apresentaram baixo grau de correlação com os valores de permeabilidade medidos laboratorialmente, mostrando-se ineficaz para o grupo de amostras estudadas neste trabalho.

## 6. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ADAM, L.; BATZLE, M.; BREVIK, I. (2006). Gassmann's fluid substitution and shear modulus variability in carbonates at laboratory seismic and ultrasonic frequencies. *Geophysics*, vol. 71, nº 6, novembro-dezembro, pp. F173-F183.

AHR, W.M. (2008). *Geology of carbonate reservoirs: the identification, description, and characterization of hydrocarbon reservoirs in carbonate rocks*. Ed. Willey, EUA.

AKBAR, N. (1993). *Seismic signatures of reservoir transport properties and pore fluid distribution*. Tese de doutorado, Stanford University.

ANSALONI, B.; SPADINI, A.R.; FREITAS, L.C.S.; GUIMARÃES, M.M.; SARTURI, J.D.; MACIEL, W.B.; SAYD, A.D.; MATTE, R.R.. *Bacia de Campos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé: estado da arte dos campos produtores*. Seminário de Geologia e Desenvolvimento de Reservatório, vol. 4, pp. 113-124, Natal.

ANSELMETTI, F.S.; ERBELI, G.P. (1993). Controls on sonic velocity in carbonates. *Pageoph*, vol. 141, nº 2/3/4, pp. 287-323.

ARAÚJO, A.M.M.; SOARES, J.A.; DIAS, C.H.; RIBEIRO, G.A.V.; MEDEIROS, L.C. (2013). *Petrofísica de tufas carbonáticas da Formação Jandaíra, Bacia Potiguar*. 13<sup>o</sup> International Congress of Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.

ASSEFA, S.; McCANN, C.; SOTHCOTT, J. (2003). Velocities of compressional and shear waves in limestones. *Geophysical Prospecting*, nº 51, pp. 1-13.

AZAR, J.H.; JAVAHERIAN, A.; PISHVAIE, M.R.; NABI-BIDHENDI, M. (2008). An approach to defining tortuosity and cementation factor in carbonate reservoir rocks. *Journal of Petroleum Science and Engineering*, vol. 60, pp. 125-131.

BAECHLE, G.T.; WEGER, R.J.; EBERLI, G.P.; MASSAFERRO, J.L.; SUN, Y.F. (2005). Changes of shear moduli in carbonate rocks: implications for Gassmann applicability. *The Leading Edge*, maio, pp. 507-510.



- BATZLE, M.; HOFMANN, R.; HAN, D.-H. (2006). Heavy oils – seismic properties. *The Leading Edge*, 25, p. 750-757.
- BEHURA, J.; BATZLE, M.; HOFMANN, R.; DORGAN, J. (2007). Heavy oils: their shear story. *Geophysics*, 72, nº 5, pp. E175-E183.
- BERRYMAN, J.G. (1981). Elastic wave propagation in fluid-saturated porous media. *Journal of Acoustic Society*, vol. 69, pp. 416-424.
- BIOT, M.A. (1956a). Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid, I. Low frequency range: *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 168-178.
- BIOT, M.A. (1956b). Theory of propagation of elastic waves in a fluid saturated porous solid, II. Higher frequency range: *J. Acoust. Soc. Am.*, 28, 179-191.
- BOLT, B.A. (1982). *Inside the Earth: evidence from earthquakes*. Editora Freeman, pp. 191, EUA.
- BOURBIÉ, T.; COUSSY, O.; ZINSZNER, B. (1987). *Acoustics of Porous Media*. Éditions Technip, 334 p.
- BROWN, R.; KORRINGA, J. (1975). On the dependence of the elastic properties of a porous rock on the compressibility of the pore fluid. *Geophysics*, vol. 40, pp. 608-616.
- CARDONA, R.; BATZLE, M.; DAVIS, T.L. (2013). Shear wave velocity dependence on fluid saturation. Department of Geophysics, Colorado School of Mines.
- CAVALCANTI, M.B.; SOARES, J.A.; FREIRE, L.A.; SOUSA, W.B.; TABOSA, L.D.G. (2013). Análise petrofísica de carbonatos da formação Jandaíra, Bacia Potiguar. 13<sup>o</sup> International Congress of the Brazilian Geophysical Society, Rio de Janeiro.
- CHILINGARIAN, G.V.; MAZZULLO, S.V.; REIKE, H.H. (1992). Carbonate reservoir characterization: a geologic engineering analysis part I. *Developments in Petroleum Science* 30, Editora Elsevier, pp. 639, Estados Unidos.

CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geology*, Vol. 54, pp. 207-250.

DIALLO, M.S.; PRASAD, M.; APPEL, E. (2003). Comparison between experimental results predictions for P-wave velocity and attenuation at ultrasonic frequency. *Wave Motion*, 37, pp 1-16.

DOMINGUES, D.L.P. (2011). Caracterização geológica e geomecânica de travertinos. PUC-Rio, Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro.

DVORKIN, J.; DERZHI, N.; DIAZ, E.; FANG, Q. (2011). Relevance of computational rock physics. *Geophysics*, vol. 76, nº 5.

ELISSON JR., S.P. (1958). Origin of porosity and permeability, Lecture Notes, University of Texas at Austin, EUA.

EASTWOOD, J. (1993). Temperature-dependent propagation of P-waves and S-waves in Cold Lake oil sands: comparison of theory and experiment. *Geophysics*, 58, p. 863-872.

FABRICIUS, I.L.; BÄCHLE, G.T.; EBERLI, G.P. (2010). Elastic moduli of dry and water saturated carbonates: effects of depositional texture, porosity and permeability. *Geophysics*, 75 (3), N65-N78.

FAIRHURST, C. (1963). *Rock Mechanics*, Pergamon Press, Reino Unido.

FARMER, I.W. (1968). *Engineering Properties of Rocks*, Editora Spons, Londres.

FINE, R.A.; MILLERO, F.J. (1973). Compressibility of water as a function of temperature and pressure. *Journal of Chemical Physics*, vol. 59, 10, p. 5529.

FJAER, E.; HOLT, R.M.; HORSRUD, P.; RAAEN, A.M.; RISNES, R. (2008). *Petroleum Related Rock Mechanics*, 2ª edição, Editora Elsevier, Amsterdã.

FORD, T.D.; PADLEY, H.M. (1996). A review of tufa and travertine deposits of the world, *Earth-Science Reviews*, 41, pp. 117-175

GARCÍA, O.C.C. (2008). Modelagem sísmica em arenitos: efeitos da dispersão da velocidade e do tipo de fluido. Programa de Pós-Graduação em Engenharia Civil, Tese de doutorado, PUC-RJ.

GASSMANN, F. (1951). Elastic waves through packing of spheres, *Geophysical Prospecting*, pp. 673-685.

GHOUS, A.; SENDEN, T.J.; SOK, R.M.; SHEPPARD, A.P.; PINCZEWSKI, V.W.; KNACKSTEDT, M.A. (2007). SPWLA Middle East Regional Symposium..

GUIMARÃES, M.M. (1994). Caracterização geológica e geoestatística de reservatório carbonático da Bacia de Campos, Dissertação de Mestrado, UNICAMP, Campinas.

HAN, D.-H.; YAO, Q.; ZHAO, H.-Z (2007). Complex properties of heavy oil sand. 77th Annual International Meeting, SEG, pp. 1609-1613.

HAWKES, I.; MELLOR, M. (1969). *Uniaxial Testing in Rock Mechanics Laboratories*. Editora Elsevier, Amsterdam.

KAZATCHENKO, E.; MARKOV, M.; MOUSATOV, A.; PERVAGO, E. (2011). Inversion of physical properties for determining the microstructure of natural composites, Editora Dr. John Cuppoletti, ISBN 978-953-307-353-8.

KNACKSTEDT, M.A.; LATHAM, S.; MADADI, M.; SHEPPARD, A.; VARSLOT, T.; ARNS, C. (2009). Digital rock physics: 3D imaging of core material and correlations to acoustic flow properties. *The Leading Edge*, January.

LAQUINI, J.P.; SOUSA JÚNIOR, L.C. (2011). Megamodelo geomecânico de um reservatório carbonático offshore, VI INFOGEO, Brasília.

LAPPONI, F. (2008). Late burial, hydrothermal dolomitization of the Cambrian Láncara Fm., Cantabrian Zone (NW Spain): origin of the dolomitizing fluids and relation to the geodynamic setting, Heidelberg University, Heidelberg.

LUCIA, F.J.; KERANS, C.; JENNINGS JR.; J.W. (2003). Carbonate reservoir characterization, Technology Today Series, Bureau of Economic Geology, U. of Texas at Austin.

MARYNSKA, D.; GUREVICH, B.; BEHURA, J.; BATZLE, M. (2010). Fluid substitution in rocks saturated with viscoelastic. *Geophysics*, vol. 75, nº 2, p. E115-E122.

MAVKO, G.; MUKERJI, T.; DVORKIN, J. (2009). The Rock Physics Handbook. Tools for seismic analysis in porous media. Cambridge University Press.

MAVKO, G.; NUR, A. (1975). Melt squirt in the asthenosphere: J. Geophys. Res., 80, 1444

MEDEIROS, L.C.; SOARES, J.A.; PORTO, A.L. (2012). Permoporosidade computacional de rochas da bacia do Rio do Peixe. V Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salvador.

MOORE, C.H. (1989). Carbonate Diagenesis and Porosity. 1ª edição, Editora Elsevier, EUA.

NUR, A.; TOSAYA, C.; THANH, D.V. (1984). Seismic monitoring of thermal enhanced oil recovery processes. 54th Annual International Meeting, SEG, p. 118-121.

OKASHA, T.M.; FUNK, J.J.; AL-RASHIDI, H.N. (2007). Fifty years of wettability measurements in the Arab-D carbonate reservoir. 15th SPE Middle East Oil & Gas Show, SPE 105114, Bahrain.

OLIVEIRA, J.K. (2005). Efeitos da porosidade efetiva e da argilosidade nas velocidades de ondas P no arenito de Namorado. Dissertação de mestrado, UFRJ, Rio de Janeiro.

PANITZ, J.S.P. (2007). Desenvolvimento e implementação de metodologias para a determinação da deformabilidade e tensões em maciços gnáissicos, Dissertação de mestrado, PUC-Rio, Rio de Janeiro.

PETERS, E.J. (2001). Advanced Petrophysics. Department of Petroleum and Geosciences, University of Texas at Austin, Estados Unidos.

PETERS, E.J. (2007). Petrophysics, Department of Petroleum and Geosciences. University of Texas at Austin, Estados Unidos.

PITMANN, E.C. (1971). Microporosity in carbonate rocks. American Society of Petroleum Geology, Vol. 55, nº 10, pp. 1873-1881.

RICCOMINI, C.; SANT'ANNA, L.G.; TASSINARI, T.C.G. (2012). Pré-sal: geologia e exploração. Revista USP, N. 95, pp. 33-42, setembro/outubro/novembro, São Paulo.

ROGEN, B.; FABRICIUS, I.L.; JAPSEN, P.; HOIER, C.; MAVKO, G.; PEDERSEN, J.M. (2005). Ultrasonic velocities of North Sea chalk samples: influence of porosity, fluid content and texture. Geophysical Prospecting, 53, pp. 481-496.

ROQUE, L.A.O.L.; MISSAGIA, R.M. (2012). Análise do efeito da geometria dos poros nas propriedades físicas da rocha. Vértices, vol. 14, nº 2, pp. 71-92, maio/agosto, Campo dos Goytacazes.

ROSA, A.J.; CARVALHO, R.S.; XAVIER, J.A.D. (2006). Engenharia de reservatórios de petróleo. Editora Interciência, Petrobrás, Rio de Janeiro.

SCHMITT, D.R. (1999). Seismic attributes for monitoring of a shallow heated heavy oil reservoir: a case study. Geophysics, 64, p. 368-377.

SOARES, J.A. (1992). Um estudo da estabilidade mecânica de poços a partir de perfis geofísicos em formações consolidadas. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Pará, Belém.

SPADINI, A.R.; MARÇAL, R.A. (2005). Porosidade em reservatórios carbonáticos: algumas considerações. Boletim de Geociências da Petrobras, v. 13, n. 1, p. 129 – 138, Rio de Janeiro.

STOLL, R.D. (1977). Acoustic waves in ocean sediments. Geophysics, vol. 42, pp 715-725.

SUGUIO, K. (2003). Geologia sedimentar. Editora Edgard Blücher.

TABOSA, L.D.G. (2016). Atenuação elástica das rochas da Bacia do Rio do Peixe. Dissertação de mestrado, Universidade Federal de Campina Grande.

TIAB, D.; DONALDSON, E.C. (2004). Petrophysics: theory and practice of measuring reservoir rock and fluid transport properties. 2ª edição, Editora Elsevier.

TROVÃO, A.A.F.; FIGUEIREDO, J.J.S.; SOARES, J.A. (2015). Análise de teorias de substituição de fluidos em afloramentos oriundos do nordeste brasileiro: uma abordagem petrofísica e ultrassônica. XIV Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro.

VALLEJO, L.I.G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L.; OTEO, C. (2002). Ingeniería Geológica. Editora Pearson Educación, pp. 744, Madri.

VASQUEZ, G.F. (2000). Comportamento viscoelástico do arenito Namorado e suas relações com atributos faciológicos. Dissertação de mestrado, UNICAMP, Campinas.

VISSAPRAGADA, M.A.B.; ALGHAMDI, A.H.; HERRON, D.A.M.; OLESSEN, A.C.D.D.J.R.; CHOURASIYA, R.D.; STIEF, D.L.D.; NETHERWOOD, R.; RUSSEL, S.D.; SAXENA, K. (2001). A snapshot of carbonate reservoir evaluation. Oilfield Review, winter, pp. 20-41.

WANG, Z. (1988). Wave velocities in hydrocarbons and hydrocarbon-saturated rocks – with applications to EOR monitoring. Tese de doutorado, Stanford University, EUA.

WANG, Z. (2001). Fundamentals of seismic rock physics. Geophysics, vol. 66, pp. 428-440.

WANG, Z. & NUR, A. (2000). Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks. Geophysics reprint series, N<sup>o</sup> 19. Society of Exploration Geophysicists.

ZHANG, S.; SAXENA, S.; BARTHELEMY, P.; MARSH, M.; MAVKO, G.; MUKERJI, T. (2011a). Poromechanics investigation at pore-scale using digital rock physics laboratory. COMSOL Conference.

ZHANG, S.; KLIMENTIDIS, R.E.; BARTHELEMY, P. (2011b). Porosity and permeability analysis on nanoscale FIB-SEM 3D imaging of shale rock. SCA Symposium.

ZIMMERMANN, R.W. (1991). Compressibility of sandstones. Editora Elsevier.