



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

LEYLLANNE RENALLE BATISTA DE ALMEIDA

**ANÁLISE PETROFÍSICA E PETROGRÁFICA DE PADRÕES
INTERNACIONAIS DE ARENITOS E CARBONATOS**

**CAMPINA GRANDE
2017**

LEYLLANNE RENALLE BATISTA DE ALMEIDA

**ANÁLISE PETROFÍSICA E PETROGRÁFICA DE PADRÕES
INTERNACIONAIS DE ARENITOS E CARBONATOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande, como parte obrigatória para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. José Agnelo Soares

CAMPINA GRANDE

2017

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA BIBLIOTECA CENTRAL DA UFCG

A447a Almeida, Leyllanne Renalle Batista de.
Análise petrofísica e petrográfica de padrões internacionais de arenitos e carbonatos / Leyllanne Renalle Batista de Almeida.– Campina Grande, 2017.
165 f. il.: color.

Dissertação (Mestrado em Exploração Petrolífera e Mineral) – Universidade Federal de Campina Grande, Centro de Tecnologia e Recursos Naturais, 2017.
"Orientação: Prof. Dr. José Agnelo Soares".
Referências.

I. Prospecção – Indústria de Petróleo. 2. Propriedades Petrofísicas. 3. Propriedades Elásticas. 4. Substituição de Fluidos. 5. MicroCT. 6. Difractometria de Raios x. I. Soares, José Agnelo. II. Título.

CDU 552(043)

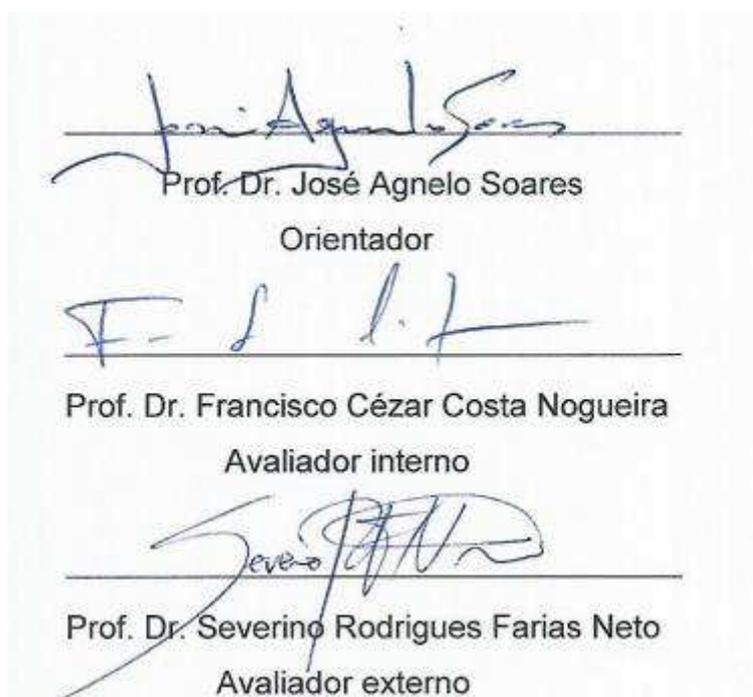
LEYLLANNE RENALLE BATISTA DE ALMEIDA

**ANÁLISE PETROFÍSICA E PETROGRÁFICA DE PADRÕES
INTERNACIONAIS DE ARENITOS E CARBONATOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral da Universidade Federal de Campina Grande, como parte obrigatória para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Orientador: Prof. Dr. José Agnelo Soares

Dissertação aprovada em: 24/02/2017



CAMPINA GRANDE

2017

*Dedico este trabalho à minha avó Eurídece
de Almeida Marques (in memoriam).*

AGRADECIMENTOS

A Deus pela dádiva da vida e por me tornar forte frente a todos os obstáculos durante esta etapa.

À minha família que é sempre a base de todas as minhas conquistas e estão sempre ao meu lado. Principalmente aos meus pais, Onildo e Liliane, que tanto se preocuparam com minha educação e aos meus irmãos, que com todo amor, me incentivam todos os dias.

Ao meu orientador, Dr José Agnelo Soares, pela oportunidade de fazer parte do Laboratório de Petrofísica, pela orientação, compreensão e confiança, que foram primordiais para o desenvolvimento e sucesso desta pesquisa.

Ao “grande mestre”, Louis Dostoievsky Gomes Tabosa, que sempre esteve disponível e disposto a contribuir com seus conhecimentos para o desenvolvimento das minhas pesquisas.

Aos amigos do LabPetro por todos os momentos e experiências compartilhadas, em especial aos meus amigos Endyara, Lanna e Black, que sempre me incentivam e me ajudam.

Ao Dr Márcio José Morschbacher, geofísico da Petrobras, pela disponibilidade e apoio na realização desta pesquisa.

Ao professor Francisco César por todos os conhecimentos transmitidos desde a graduação e por mais uma vez ter aceitado participar da banca examinadora.

Ao professor Severino Rodrigues Farias Neto por ter aceitado o convite para participar da banca examinadora.

Ao amigo Pablo Diego Pinheiro de Sousa pelo carinho, incentivo e por querer me ver crescer cada vez mais.

Ao professor Dr Júlio César e aos integrantes do Laboratório de Cimentos da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (LabCim) por disponibilizarem o aparato físico e laboratorial para realização dos ensaios de permeabilidade.

Ao Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES) por disponibilizar o material de estudo para realização desta pesquisa.

As geólogas da petrobras, Julice Ferreira Santos e Sandra Nélis Tonietto, pela descrição das lâminas delgadas.

Ao Programa de Pós Graduação em Exploração Petrolífera e Mineral, bem como aos professores que o compõem, pelo empenho, disponibilidade e pelos conhecimentos transmitidos.

A todos que contribuíram direta e indiretamente para a conclusão de mais uma importante etapa em minha vida.

Muito obrigada!

“Faça o melhor que puder. Seja o melhor que puder. O resultado virá na mesma proporção do seu esforço.”

Gandhi

RESUMO

A ampla utilização do método sísmico de prospecção na indústria de petróleo para gerar imagens das estruturas geológicas que encontram-se em subsuperfície e para o monitoramento dos reservatórios de petróleo torna essencial o conhecimento das propriedades petrofísicas e dos fatores que as afetam. Neste contexto, esta pesquisa tem como objetivo realizar o estudo petrofísico e petrográfico de trinta amostras de rochas sedimentares (arenitos e calcários), provenientes de formações estadunidenses, consideradas padrões na indústria. Foram realizados ensaios de caracterização petrofísica convencional, por métodos laboratoriais, empíricos - através dos modelos de substituição de fluidos - e simulações por modelos computacionais, utilizando os *softwares Avizo Fire 8.1* e *COMSOL Multiphysics 5.1*, bem como a análise composicional a partir da difratometria de raios X e da descrição de lâminas delgadas em microscópio ótico. Os ensaios petrofísicos foram realizados em diferentes condições de pressão e saturação. As propriedades petrofísicas foram influenciadas por diversos parâmetros, que se diferenciam de acordo com o tipo litológico da rocha. A saturação das rochas não atingiu 90%, sendo para as rochas de matriz dolomítica muito inferior quando saturadas com óleo, possivelmente devido às mesmas serem molháveis a água. A saturação fluida influencia definitivamente nas propriedades elásticas das rochas em ambos os métodos estudados. Quando saturados com óleo, a maioria dos plugues apresentaram velocidades compressoriais maiores em comparação às outras condições de saturação (seca ou saturada com água). Os modelos de Gassmann e Brown & Korringa mostraram-se mais representativos para as ondas compressoriais, sendo em alguns casos eficientes também para as cisalhantes. O modelo de Biot mostrou-se mais eficiente para as ondas cisalhantes, principalmente nos arenitos. O método computacional mostrou-se eficaz visto que a velocidade compressional, pelo menos para um dos pontos receptores escolhidos, se aproxima ou coincide com o valor medido laboratorialmente. Os resultados obtidos mostram que o conjunto de amostras estudado apresenta um bom potencial para reservatório. A composição mineralógica por DRX apresentou um bom ajuste com a densidade de grãos medidas convencionalmente.

Palavras-chave: prospecção, propriedades elásticas, substituição de fluidos, microCT, difratometria de raios X.

ABSTRACT

The wide use of seismic prospecting method in the oil industry to generate images of geological structures that are found in subsurface and to the monitoring of petroleum reservoirs makes it essential to the knowledge of the petrophysical properties and the factors that affect them. In this context, this research aims to carry out the petrophysical and petrographical study of 30 samples of sedimentary rocks (sandstones and limestones) from American formations, considered standards in the industry. Petrophysical characterization tests were carried out by conventional laboratory methods, empirical-through fluid-replacement models and simulations by computer models, using the software Avizo Fire 8.1 and COMSOL Multiphysics 5.1, as well as the compositional analysis from the x-ray diffractometry and thin sections description in optical microscope. The petrophysical tests were performed under different conditions of pressure and fluid saturation. The petrophysical properties were influenced by several parameters, which differ according to the lithological rock type. The saturation of rocks not reached 90%, being much lower for dolomitic matrix rocks when saturated with oil, possibly due to their water wettability. Fluid saturation influences definitely in elastic properties of rocks in both methods studied. When saturated with oil most of the samples show higher compressional velocities as compared to other conditions of saturation (dry or saturated with water). The models of Gassmann and Brown & Korringa were more representative for the compressionais waves, being efficient in some cases also for the shear ones. Biot model proved to be more efficient for shear waves, especially in sandstones. The computational method proved effective as the compressional velocity, at least for one of the receivers, approaches or matches the value measured in the laboratory. The results obtained show that the set of samples studied presents good potential for reservoir. The mineralogical composition by DRX presented a good fit with the grain density measured conventionally.

Keywords: prospecting, elastic properties, fluid substitution, microCT, X-ray diffraction.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Tipos de porosidade em rochas em rochas sedimentares.....	9
Figura 2: Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso interparticular em carbonatos, baseada na seleção e tamanho dos grãos e cristais, proposta por Lucia (1983).....	11
Figura 3: Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso vugular em carbonatos baseado na interconexão dos vugs, proposta por Lucia (1983).....	12
Figura 4: Esquema do dispositivo utilizado por Darcy.....	13
Figura 5: Esquema representativo de tortuosidade em um meio poroso.	16
Figura 6: Representação da saturação fluida em três escalas distintas: reservatórios de petróleo (macroescala), escala de bancada (plugue) e zoom em uma subamostra do plugue (escala do poro).....	18
Figura 7: Representação da molhabilidade mista (A) e da molhabilidade fracional (B).	19
Figura 8: Curva tensão-deformação típica para um corpo sólido.....	20
Figura 9: Desenho esquemático mostrando a deformação axial causada por compressão axial.....	21
Figura 10: Desenho esquemático mostrando as deformações axial e lateral causadas por compressão axial	21
Figura 11: Desenho esquemático mostrando a compressão hidrostática e a deformação volumétrica resultante.....	22
Figura 12: Deformações elásticas e movimentos de partículas associadas à passagem de ondas de corpo: Ondas P (A) e Ondas S (B).	23
Figura 13: Microscópio utilizado para análise petrográfica de lâminas delgadas.	34
Figura 14: Fluxograma para análise de rochas através do IMAGO.....	35
Figura 15: Esquema do sistema de aquisição de dados tomográficos.....	37
Figura 16: Reprodução tridimensional de amostras de rochas, a partir dos tomogramas (a) Amostra de rocha carbonática AC-12 e (b) Amostra de arenito CGS-15.....	38
Figura 17: Mapa de localização com destaque para os estados norte-americanos de origem das amostras de rochas utilizadas neste trabalho.....	41
Figura 18: Paquímetro digital e balança eletrônica de precisão.	42

Figura 19: Equipamento utilizado para realizar o ensaio de densidade de grãos e porosidade: (a)UltraPoroPerm 500® e (b) Copo matriz.	43
Figura 20: Representação esquemática do funcionamento do porosímetro.	44
Figura 21: Esquema de funcionamento do permeâmetro.....	46
Figura 22: Sistema <i>AutoLab 500®</i> utilizado para a medição das propriedades elásticas das rochas. Em destaque a esquerda o monitor com a picagem das ondas e a direita o conjunto conjunto de transdutores.	47
Figura 23: Detalhe do conjunto de transdutores do sistema <i>AutoLab 500®</i>	47
Figura 24: Amostras selecionadas para realização dos ensaios elastodinâmicos saturados.....	49
Figura 25: Estufa utilizada para secagem das amostras.....	51
Figura 26: Dimensões dos plugues analisados.	51
Figura 27: Conjunto que viabiliza o ensaio de UCS.	52
Figura 28: Visualização da força aplicada na amostra submetida ao ensaio de UCS.	52
Figura 29: Discos extraídos a partir das amostras de rochas.....	54
Figura 30: Extração da subamostra utilizada para aquisição dos tomogramas.	55
Figura 31: Fluxograma utilizado para o cálculo da macroporosidade.	56
Figura 32: Fluxograma utilizado para o cálculo da microporosidade.....	57
Figura 33: Fluxograma utilizado para a simulação da permeabilidade.....	58
Figura 34: Fluxograma utilizado para gerar superfície de rede de poros.	59
Figura 35: Fluxograma utilizado para obter o fator de tortuosidade.	59
Figura 36: Fluxograma utilizado para a geração das malhas.	61
Figura 37: Malha gerada no <i>software Avizo Fire</i>	61
Figura 38: Visualização do cubo utilizado para a propagação de ondas.....	64
Figura 39: Pontos receptores do pulso gerado na face oposta.	65
Figura 40: Propagação das variações de ondas simuladas no <i>COMSOL</i> , com a variação da pressão com o tempo.	65
Figura 41: Relação entre a densidade de grãos e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.....	69
Figura 42: Relação entre a densidade total e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.....	70

Figura 43: Relação entre a permeabilidade e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.....	71
Figura 44: Relação entre a velocidade da onda compressional e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.	73
Figura 45: Relação entre a velocidade da onda cisalhante (V_{s1}) e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.	73
Figura 46: Relação entre a velocidade da onda cisalhante (V_{s2}) e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.	74
Figura 47: Relação entre a razão V_p/V_s e a velocidade da onda compressional para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.	75
Figura 48: Relação entre a razão das velocidades das ondas cisalhantes e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.	75
Figura 49: Relação entre o módulo de Young e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.....	77
Figura 50: Relação entre a incompressibilidade e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.....	77
Figura 51: Relação entre o módulo de cisalhamento e a porosidade para as amostras de rocha	78
Figura 52: Razão de Poisson média para diferentes litologias.....	78
Figura 53: Relação entre a razão de Poisson e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.....	79
Figura 54: Relação entre a resistência à compressão uniaxial contra porosidade para as 30 amostras de rocha estudadas.	79
Figura 55: Relação entre a velocidade da onda compressional e a saturação fluida para as amostras estudadas.	82
Figura 56: Relação entre a permeabilidade e a saturação fluida para as amostras estudadas.....	83
Figura 57: Distribuição dos fluidos em três diferentes tipos de molhabilidade das rochas.	84
Figura 58: Relação entre a variação da onda compressional e a saturação, para pressão efetiva de 35 MPa.....	85

Figura 59: Relação entre a velocidade da onda compressional e a porosidade, para pressão efetiva de 35 MPa.....	86
Figura 60: Relação entre a densidade total e a porosidade das amostras estudadas.	87
Figura 61: Relação entre o módulo de Young e a porosidade, para pressão efetivas de 35 Mpa.	88
Figura 62: Relação entre o módulo de cisalhamento e a porosidade, para pressão efetiva de 35 Mpa.....	88
Figura 63: Relação entre o módulo de incompressibilidade e a porosidade, para pressão efetiva de 35 Mpa.	89
Figura 64: Relação entre a razão de Poisson e a porosidade, para pressão efetivas de 40 Mpa.	89
Figura 65: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra SCS-01: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	90
Figura 66: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra PSS-02: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	91
Figura 67: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra CGS-015: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	92
Figura 68: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra IL2-04: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	94
Figura 69: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra IL3-020: (a) onda compressional; (b) e (c) cisalhantes.	95
Figura 70: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra AC-12: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	96
Figura 71: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra GD-07: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	97
Figura 72: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra SD-12: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.	98

Figura 73: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o calcário IL3-20: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	104
Figura 74: Relação entre as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o calcário IL2-04: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	105
Figura 75: Relação entre as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o calcário AC-12: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturada com óleo.	106
Figura 76: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o dolomito SD-12: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	107
Figura 77: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o dolomito GD-07: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	108
Figura 78: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o arenito SCS-01: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	110
Figura 79: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o arenito PSS-01: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	111
Figura 80: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o arenito CGS-015: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.	112

Figura 81: Análise entre as porosidades computacional (macro e micro) e convencional.	114
Figura 82: Comparação entre a permeabilidade obtida de forma computacional e convencional.	115
Figura 83: Visualização de um slice dos calcários estudados neste trabalho: (a) IL3-020 e (b) AC-012.	115
Figura 84: Conectividade da rede de poros da subamostra AC-012: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.	116
Figura 85: Conectividade da rede de poros da subamostra IL3-020: (A) macroporosidade e (B) microporosidade.	117
Figura 86: Conectividade da rede de poros da subamostra SD-12: (A) macroporosidade e (B) microporosidade.	117
Figura 87: Conectividade da rede de poros da subamostra SCS-01: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.	118
Figura 88: Conectividade da rede de poros da amostra PSS-02: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.	118
Figura 89: Conectividade da rede de poros da subamostra CGS-02: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.	119
Figura 90: Relação entre tortuosidade e permeabilidade para as amostras submetidas a ensaios computacionais.	120
Figura 91: Medidas de velocidade convencional e computacional para as amostras secas.	122
Figura 92: Medidas de velocidade convencional e computacional para as amostras saturadas com água.	123
Figura 93: Medidas de velocidade convencional e computacional para as amostras saturadas com óleo.	124
Figura 94: Visão geral da lâmina da amostra AC-12.	126
Figura 95: (A) Detalhes da cimentação calcítica e da estrutura porosa intergranular reduzida por esta cimentação e (B) Os pontos em destaque evidenciam a presença de óxido/hidróxido de ferro.	127
Figura 96: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque	

na Figura (A), a direita tem-se a região empregnada com a resina, que ocupa o espaço poroso.	128
Figura 97: Distribuição de tamanho de poros e suas respectivas frequências.....	129
Figura 98: Visão geral da lâmina da amostra IL3-04.....	130
Figura 99: (A) Em destaque as diferentes estruturas fósseis presentes na amostra; (B) Detalhes na cimentação calcítica e porosidade intergranular.	131
Figura 100: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregnada com a resina, que ocupa o espaço poroso.....	132
Figura 101: Distribuição de tamanho de poros e suas respectivas frequências.....	133
Figura 102: Visão geral da lâmina da amostra SD-12.....	134
Figura 103: (A) Porosidade intercrystalina e presença de estruturas estilolítica e (B) Destaque na presença da porosidade vugular.	135
Figura 104: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregnada com a resina, que ocupa o espaço poroso.....	136
Figura 105: Distribuição de tamanho de poros e suas respectivas frequências.....	137
Figura 106: Visão geral da lâmina da amostra SCS-01 em escalas distintas.	138
Figura 107: (A) Grãos detríticos substituídos por argilomineral (setas vermelhas); (B) Grãos quartzo de com crescimentos secundários sintaxiais (setas vermelhas).....	138
Figura 108: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (B), a direita tem-se a região empregnada com a resina, que ocupa o espaço poroso.....	139
Figura 109: Distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.	140
Figura 110: Visão geral da lâmina da amostra PSS-02 em escalas distintas.	141
Figura 111: (A) Detalhe da porosidade, maioria móldica (setas vermelhas), as setas verdes indicam níveis com concentração de intraclastos lamosos; (B) Intraclastos (setas verde), os <i>overgrowths</i> (setas vermelhas) e porosidade (setas laranja).....	141

Figura 112: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregada com a resina, que ocupa o espaço poroso.....	142
Figura 113: Distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.	143
Figura 114: Visão geral da lâmina da amostra SCS-01.	144
Figura 115: (A) Arcabouço e sistema poroso (em azul) da amostra; (B) Detalhe do arcabouço da amostra, disposição das micas e seus contatos (setas) com outros grãos.	144
Figura 116: Fases segmentadas em diferentes escalas: (a) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (b) Zoom da região em destaque na Figura (a), a direita tem-se a região empregada com a resina, que ocupa o espaço poroso.	145
Figura 117: Distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.	146
Figura 118: Porosidade obtida pelos métodos convencional, computacional e pela descrição petrográfica, para as amostras estudadas.	147

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Densidade dos grãos de acordo com o manual de mineralogia de Dana (1969).....	8
Tabela 2: Relação entre os módulos elásticos, V_p , V_s e densidade total (ρ_b).....	24
Tabela 3: Dados de entrada das propriedades dos materiais utilizados no COMSOL Multiphysics 5.1	63
Tabela 4: Massa, dimensões, densidade (total e dos grãos), porosidade e permeabilidade das amostras estudadas.	68
Tabela 5: Velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes, e a razão entre V_{s1} e V_{s2}	72
Tabela 6: Resistência à compressão uniaxial e módulos elásticos dinâmicos obtidos para as 30 amostras de rochas estudadas.	76
Tabela 7: Velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes (amostras secas e saturadas) para pressão efetiva de 35 MPa.....	80
Tabela 8: Valores de permeabilidade, volume de óleo, volume de água e saturação, para as amostras selecionadas.....	81
Tabela 9: Dados obtidos utilizando o modelo de Gassmann.....	99
Tabela 10: Dados obtidos utilizando o modelo de Biot.....	101
Tabela 11: Dados obtidos utilizando o modelo de Brown & Korringa.....	102
Tabela 12: Porosidades e permeabilidades, convencional e computacional, das amostras estudadas.	113
Tabela 13: Velocidades das ondas para as amostras secas.....	121
Tabela 14: Variação das velocidades das ondas para as amostras saturadas com água.	121
Tabela 15: Variação das velocidades das ondas para as amostras saturadas com óleo.	121
Tabela 16: Porosidade obtida a partir da análise de lâminas petrográficas.	146
Tabela 17: Minerais que compõem a amostra TBS-01, fração volumétrica e sua respectiva densidade.	149
Tabela 18: Minerais que compõem a amostra SCS-01, fração volumétrica e sua respectiva densidade.	149

Tabela 19: Minerais que compõem a amostra PSS-02, fração volumétrica e sua respectiva densidade.	150
Tabela 20: Minerais que compõem a amostra CGS-015, fração volumétrica e sua respectiva densidade.	150
Tabela 21: Densidade de grãos obtida em laboratório e estimada a partir dos dados de composição mineralógica pelo método DRX.....	151

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Litologia, formação, idade e localização geográfica das amostras de rocha estudadas neste trabalho.	40
Quadro 2: Constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos realizados nas amostras selecionadas, para pressão efetiva de 35 MPa.	81
Quadro 3: Constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos para as amostras selecionadas, saturadas com água, para pressão efetiva de 35 MPa.....	81
Quadro 4: Constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos para as amostras selecionadas, saturadas com óleo, para pressão efetiva de 35 MPa.....	82
Quadro 5: Tortuosidade e permeabilidade obtidas para as amostras estudadas....	119
Quadro 6: Composição mineralógica (%) baseada nas análises de DRX.....	148

LISTA DE SIMBOLOS

A – Área

Amp - Amplitude inicial do pulso de pressão

C - Comprimento

D – Diâmetro

d - Distância interplanar

DRX - difratometria de raios X

Δ - variação

Δx – Variação de comprimento

Δt – Variação de tempo

σ -Tensão

ε - Deformação

E - Módulo de Young

f - frequência da onda

ϕ - Porosidade

ϕ_{micro} - Microporosidade

ϕ_{macro} - Macroporosidade

ϕ_{comp} - Porosidade computacional

g – Grama

G - Módulo de cisalhamento

Gsat - Cisalhamento da rocha saturada

Gdry - Cisalhamento da rocha seca

K - Módulo de incompressibilidade

k - Permeabilidade

Ksat - Incompressibilidade da rocha saturada

Kmin - Incompressibilidade do mineral

λ - Comprimento de onda dos raios X incidentes

L – Comprimento

l - Comprimento axial

m – Massa

MEV - Microscopia eletrônica de varredura

μ - Viscosidade

μ CT - Microtomografia computadorizada de raios X

MO - Microscopia ótica

nCT - Nanotomografia computadorizada de raios X

n - Número de distâncias entre slices de cada subamostra

ν - Poisson

p - Pressão

ρ - Densidade

ρ_b – Densidade total

ρ_g – Densidade de grãos

ρ_{sat} - Densidade da rocha saturada

ρ_{11} - Variação de densidade na matriz rochosa

ρ_{12} - Variação de densidade na interface poro-grão

ρ_{22} - Variação de densidade no fluido saturante

Q - Vazão

r - comprimento radial

R - Resolução de cada amostra do imageamento por microtomografia

Sen - Seno

S_w - Saturação de água

S_o - Saturação de óleo

S_f - Saturação de fluido

θ - Ângulo de difração

T - Tortuosidade

t - tempo.

V_2 - Volume final para o cálculo da densidade dos grãos

V_1 - Volume inicial para o cálculo da densidade dos grãos

V_{copo} – Volume do copo matriz

V_{discos} – Volume dos discos

$V_{\text{grãos}}$ – Volume dos grãos

V_p - Velocidade das ondas compressoriais

V_s - Velocidade das ondas cisalhantes

V_p - Volume pororo

V - Volume

V_t - Volume total

V_f - Volume de fluido

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	1
1.1 Objetivos e apresentação dos capítulos da dissertação	4
1.1.1 Objetivo geral	4
1.1.2 Objetivos específicos.....	5
1.1.3 Apresentação dos capítulos da dissertação	5
2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	6
2.1 Propriedades petrofísicas.....	6
2.1.1 Densidade	7
2.1.2 Porosidade	8
2.1.3 Permeabilidade	12
2.1.4 Conectividade dos poros	14
2.1.5 Tortuosidade	15
2.1.6 Saturação fluida em rochas reservatórios	16
2.1.7 Molhabilidade	18
2.1.8 Propriedades elásticas	20
2.2 Modelos de substituição de Fluidos	25
2.2.1 Modelo de Gassmann	26
2.2.2 Modelo de Biot	28
2.2.3 Modelo de Brown & Korringa.....	30
2.3 Composição mineralógica	31
2.3.1 Difractometria de raios x	32
2.3.2 Petrografia.....	33
2.4 Petrofísica computacional	36

3	MATERIAIS E MÉTODOS	39
3.1	Materiais.....	39
3.2	Metodologia.....	42
3.2.1	Métodos convencionais para obtenção das propriedades petrofísicas	42
3.2.2	Análise composicional.....	53
3.2.3	Métodos computacionais para aquisição das propriedades petrofísicas.....	54
3.2.4	Modelos de substituição de fluidos.....	66
4	ANÁLISES PETROFÍSICAS CONVENCIONAIS E APLICAÇÃO DOS MODELOS DE SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS	68
4.1	Amostras secas.....	68
4.2	Amostras saturadas.....	80
4.3	Modelos de substituição de fluidos.....	99
5	ANÁLISES PETROFÍSICAS COMPUTACIONAIS	113
5.1	Porosidade e permeabilidade.....	113
5.2	Conectividade de poros e tortuosidade.....	116
5.3	Velocidade de propagação de ondas	120
6	ANÁLISES COMPOSICIONAIS	125
6.1	Análises petrográficas	125
6.1.1	Descrição das lâminas	125
6.2	Análise da porosidade a partir das lâminas delgadas	146
6.3	Composição mineralógica por DRX	147
7	CONCLUSÕES	152
	REFERÊNCIAS	156

1 INTRODUÇÃO

A exploração petrolífera é uma atividade dispendiosa e desafiadora, que envolve um amplo conhecimento geológico e geofísico das bacias sedimentares, compreendendo as etapas de prospecção, perfuração e produção de petróleo. O sucesso da prospecção, fase inicial da descoberta de uma jazida, é imprescindível para a ascensão das etapas posteriores.

O método de prospecção mais utilizado atualmente, na indústria petrolífera, é a sísmica de reflexão, que consiste em medir os tempos de chegada das ondas sísmicas após serem refletidas pela superfície de contato entre as camadas geológicas. Sabendo-se os tempos de chegada e a variação de velocidade, é possível reconstruir o percurso realizado pela onda compressional. A amplitude da onda sísmica registrada depende do coeficiente de reflexão em uma dada interface. Já o coeficiente de reflexão, para incidência vertical, é dado como função da diferença de densidade entre as camadas e da velocidade de propagação da onda P em cada material. Com isso, pode-se obter as feições de estruturas propícias à acumulação de hidrocarbonetos. Este método pode ser dividido em três etapas: aquisição, processamento dos dados e interpretação da imagem gerada.

Os avanços tecnológicos da sísmica e dos programas de modelagem numérica de bacias sedimentares, bem como o amplo conhecimento geológico e geofísico, mencionados anteriormente diminuem os riscos das atividades posteriores à prospecção. Sendo assim, é importante a realização de estudos laboratoriais prévios sobre a geologia local e as propriedades físicas das formações que serão exploradas, para auxiliar no processamento sísmico e para prever o comportamento dos reservatórios de hidrocarbonetos.

A física de rochas fornece a base para o monitoramento sísmico do reservatório e pontes para a sismologia, geologia e engenharia, transformando propriedades sísmicas em parâmetros de reservatório. Além disso, estas propriedades devem ser bem compreendidas para a detecção direta dos hidrocarbonetos e também para a pós-prospecção, com o monitoramento do fluxo dos fluidos no reservatório, conhecida como sísmica 4D (Wang e Nur, 2000). Para tornar a Sísmica 4D mais quantitativa é

imperativo estabelecer a relação teórica entre os atributos sísmicos e as características petrofísicas do reservatório (Griscenco, 2015).

Os hidrocarbonetos encontram-se armazenados em rochas reservatórios, que podem ser arenitos ou carbonatos. Estas rochas são, geralmente, um aglomerado de minerais, podendo apresentar matéria orgânica em sua composição, o que ocorre com frequência nos carbonatos. As rochas siliciclásticas se originam no processo deposicional dos sedimentos. Já para as carbonáticas, além da deposição, os processos de dissolução, cimentação e recristalização, resultam em uma complexa estrutura porosa das mesmas, com poros de tamanhos e formas diversificadas, o que acarreta uma maior heterogeneidade no arcabouço estrutural deste tipo de rocha, tornando-as menos previsíveis que a siliciclásticas, com relação às suas propriedades físicas. As complexidades na estrutura porosa dos carbonatos, ocasionadas por sua susceptibilidade aos processos diagenéticos, influenciam diretamente na permeabilidade, que é função, entre outros, da conectividade do poro e da tortuosidade dos caminhos de fluxo de fluidos. Além disso, Castro e Rocha (2013) relatam que a forma dos poros reflete também nas propriedades acústicas, produzindo um efeito específico devido às relações geométricas com a fase sólida da rocha.

Com relação à variedade composicional, como cada mineral apresenta um valor característico de densidade, de módulos de elasticidade e também de velocidade de ondas, a concentração mais ou menos expressiva de um determinado mineral, ou até mesmo da matéria orgânica, influenciará diretamente na propriedade analisada para a rocha como um todo. Neste contexto, a petrografia é uma técnica importante, uma vez que a partir dela, as amostras são descritas visando à identificação dos minerais, o reconhecimento de aspectos texturais e a classificação modal. Ainda com o uso da petrografia pode ser detectada a ocorrência de poros, sendo assim uma técnica aliada na caracterização e compreensão da porosidade em rochas (Becker, 2014). Por outro lado, a difratometria de raios X, destaca-se pela simplicidade, rapidez e confiabilidade dos resultados obtidos. Outra grande vantagem deste método é a possibilidade da análise de materiais compostos por uma mistura de fases e da quantificação das mesmas.

Os fluidos presentes nas rochas sedimentares (óleo, gás e/ou água), podem variar muito em composição e propriedades físicas. Este fato acarreta variações nas

propriedades sísmicas das mesmas. Por este motivo, é de extrema importância o estudo das rochas em diferentes condições de saturação. Porém, existe uma limitação na realização de estudos nos reservatórios que se encontram em produção, uma vez que não é possível realizar a análise direta nas rochas reservatórios dos campos em produção. Para isso, são estudadas ocorrências *onshore* análogas, realizando a caracterização petrofísica em amostras de rochas provenientes de afloramentos, possibilitando a elaboração de modelos geológicos com dados de propriedades petrofísicas. O estudo destes análogos propicia a determinação da distribuição espacial das propriedades petrofísicas que controlam as acumulações de hidrocarbonetos em uma escala de detalhe, que, muitas vezes não pode ser obtida através da interpretação sísmica (Sousa, 2005). As propriedades acústicas são afetadas pela presença de fluidos, principalmente de duas maneiras: mudança no módulo elástico da rocha e sua resposta sísmica, e pela introdução de dispersão da velocidade, isto é, variação da velocidade com a frequência (Sengupta, 2000).

A partir dos métodos laboratoriais, pode-se reproduzir as condições de subsuperfície, aproximando as condições reais às quais as rochas estão submetidas. Um método utilizado para obter as propriedades elásticas das rochas saturadas é realizando a saturação das amostras de rochas e submetendo-as ao ensaio de propagação de ondas elásticas através de equipamentos laboratoriais. Entretanto, outra maneira de adquirir as constantes elásticas e conseqüentemente a velocidade das rochas saturadas é aplicando modelos empíricos que utilizam como dados de entrada as propriedades da rocha seca. Estes modelos são amplamente aplicados e são conhecidos como modelos de substituição de fluidos. Alguns destes modelos são: Gassmann (1951), Biot (1956a, 1956b, 1962) e Brown & Korringa (1975). A equação de Gassmann (1951) é a mais utilizada para calcular variações das propriedades sísmicas das rochas a partir de diferentes saturações fluidas no reservatório. Contudo, apesar de ser a teoria mais aplicada, ainda apresenta limitações no que diz respeito à complexidade e anisotropia das rochas. Devido a esta limitação, Brown & Korringa (1975) generalizaram a equação de Gassmann para meios heterogêneos e anisotrópicos. Enquanto o modelo de Gassmann é utilizado para ondas de baixa frequência, o que gera maior atenção, pois em ensaios laboratoriais as rochas são submetidas à propagação de ondas a altas frequências, Biot (1956, 1962)

desenvolveu um modelo matemático para medidas sísmicas e ultrassônicas em regime de alta frequência (Trovão, 2015).

Além das medidas laboratoriais e empíricas, uma metodologia mais recente utilizada para caracterização petrofísica das rochas é o método computacional, que permite a construção de modelos digitais de rochas a partir de um conjunto de imagens de tomografia de raios X de alta resolução, adquiridas a partir de uma subamostra da rocha. Esta técnica permite, dentre outras aplicações, definir a geometria do espaço poroso e dos grãos minerais, a conectividade dos poros, a tortuosidade, bem como o reconhecimento e a quantificação dos minerais presentes na rocha. Gerado o modelo digital da rocha, as suas propriedades físicas podem ser modeladas sob diversas condições ambientais e de saturação de fluidos, gerando modelos petrofísicos integrados. Esses modelos integrados permitem interpretar os dados sísmicos coletados em campo, o que resulta na redução do risco exploratório dos recursos naturais petrolíferos (Porto, 2015). Além da vantagem de ser um método não destrutivo, principalmente para análises como as de composição mineralógica, em que no método tradicional é necessária a preparação de amostras, danificando a estrutura da mesma, uma grande virtude da petrofísica computacional é a análise das propriedades na escala do poro, podendo ser usada para embasar algumas teorias sobre o comportamento físico e de fluxo de fluidos em rochas.

Integrar as análises nas diferentes escalas de investigação é um desafio, pois cada uma possui suas limitações, entretanto, a junção dos diferentes tipos de análises é de grande importância para a compreensão das propriedades físicas e mecânicas das rochas.

1.1 Objetivos e apresentação dos capítulos da dissertação

1.1.1 Objetivo geral

Realizar uma análise das propriedades físicas de padrões internacionais de rochas sedimentares e avaliar a influência de alguns parâmetros como saturação fluida, conectividade dos poros, tortuosidade e principalmente a composição mineralógica.

1.1.2 Objetivos específicos

- Realizar ensaios petrofísicos por métodos laboratoriais convencionais, através dos ensaios de petrofísica básica (densidades, porosidade e permeabilidade) e de petrofísica avançada (ensaios elastodinâmicos);
- Aplicar modelos empíricos de substituição de fluidos para obtenção dos módulos elásticos e, conseqüentemente, as velocidades de ondas para amostras saturadas, a partir dos dados de rocha seca;
- Gerar modelos tridimensionais dos plugues a partir de microtomografia de raios X ;
- Estimar as mesmas propriedades petrofísicas medidas pelos métodos convencionais. Além destes, aquisição da microporosidade, conectividade dos poros e tortuosidade;
- Gerar malhas a partir dos modelos tridimensionais dos plugues para estudar a propagação de onda computacional ;
- Realizar a análises da composição mineralógica usando a Difractometria de Raios X (DRX) e da análise de lâminas delgadas.

1.1.3 Apresentação dos capítulos da dissertação

Além deste capítulo, esta dissertação contempla mais 6 capítulos. O capítulo 2 aborda a fundamentação teórica necessária para compreensão das propriedades estudadas nesta pesquisa. Os materiais e a metodologia utilizada nesta pesquisa, contemplando a descrição dos plugues utilizados e sua respectiva localização geográfica, serão exibidos no capítulo 3. O capítulo 4 é referente aos resultados a partir das análises convencionais e dos modelos de substituição de fluidos. As análises computacionais serão discutidas no capítulo 5. As discussões sobre a composição mineralógica, contemplando a descrição petrográfica das lâminas delgadas e por meio das análises de DRX, serão exploradas no capítulo 6. Por fim, no capítulo 7 são explicitadas as conclusões sobre os estudos realizados.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

2.1 Propriedades petrofísicas

A análise petrofísica aparece como uma ferramenta de fundamental importância na exploração mineral moderna, principalmente na exploração petrolífera. Esta ferramenta investiga as propriedades físicas de minerais, rochas e fluidos nelas contidos, e como estas características se alteram em função de variáveis ambientais, como pressão, temperatura, saturação, salinidade e argilosidade; e condições instrumentais como, frequência, potência, ganho, espaçamento, amostragem e sensibilidade. A investigação petrofísica pode ocorrer em escala de campo, por meio da perfilagem geofísica, ou na escala de bancada, por meio da medição laboratorial das propriedades físicas de amostras de rochas e fluidos (Soares, 2011).

Entre os principais objetivos da pesquisa sobre física de rochas, destacam-se:

- Entender a litologia dos materiais rochosos;
- Além da pressão confinante, informações sobre a pressão de poros;
- Saturação e o tipo de fluido contido no poro;
- Anisotropia;
- Grau de fraturamento da rocha;
- Influência da frequência nas velocidades e atenuação das ondas compressoriais e cisalhantes em rochas sedimentares.

Enfatizando a natureza interativa e complexa da realidade, o isolamento de apenas duas ou três dessas variáveis citadas, para uma abrangente investigação de alta qualidade, dá apenas um pequeno incremento para a compreensão global.

De acordo com Lines e Newrick (2004), estas propriedades são componentes cruciais para a análise de reservatórios, e fornece informações importantes sobre as rochas geradoras, selantes e armazenadoras de hidrocarbonetos.

O conhecimento da porosidade e da permeabilidade das rochas é essencial para determinar a quantidade de fluidos, taxas de fluxo de fluidos e recuperação de fluidos no reservatório. Outros aspectos importantes incluem a textura, a resistividade da rocha e os fluidos contidos na mesma, o teor de água como uma função da pressão capilar, e a natureza dos canais tortuosos de interstícios ou poros (Tiab e Donaldson, 2004). De acordo com Machado (2016), para caracterizar o armazenamento e a transmissão de fluidos de um reservatório é necessário compreender também o tamanho dos poros e sua conectividade, bem como a molhabilidade.

Na análise da viabilidade econômica das reservas de hidrocarbonetos, o bom entendimento das propriedades sísmicas é imprescindível. Parâmetros como a propagação de ondas sísmicas em rochas saturadas com um ou mais fluidos pode fornecer informações importantes quanto às propriedades físicas do meio e as velocidades das ondas podem ser relacionadas com a porosidade, uma vez que são inversamente proporcionais (Lines e Newrick, 2004).

2.1.1 Densidade

A densidade é a propriedade física que relaciona a massa (m) e o volume (v) de determinado material. Esta relação está expressa na Equação 1.

$$\rho = \frac{m}{V} \left(\frac{g}{cm^3} \right) \quad (1)$$

No caso das rochas, a densidade total leva em consideração a estrutura porosa da rocha, ou seja, os espaços vazios presentes nas mesmas. Quando a porosidade das rochas não é levada em consideração, a sua densidade é referente à densidade dos minerais e/ou matéria orgânica que as compõem, neste último caso, encontra-se presente geralmente nas rochas carbonáticas. Portanto, a densidade dos grãos é a razão entre a massa e o volume dos grãos presentes na mesma. A Tabela 1 exhibe alguns exemplos de densidades dos minerais estudados nesta pesquisa. Estes valores de densidade foram extraídos de Dana (1969).

Tabela 1: Densidade dos grãos de acordo com o manual de mineralogia de Dana (1969).

Mineral	Densidade (g/cm³)
Calcita	2,71
Dolomita	2,82
Quartzo	2,65
Plagioclásio	2,62
Hematita	5,26
Feldspato	2,75
Ortoclásio	2,57
Anatásio	3,9
Muscovita	2,76
Zircão	4,68
Argilas	Variável

2.1.2 Porosidade

A porosidade é uma das propriedades petrofísicas mais importantes da rocha, por representar o espaço disponível para o armazenamento dos hidrocarbonetos. É a relação entre o volume de vazios ou volume poroso (V_p) e o volume total da rocha (V_t), expressa na Equação (2).

$$\phi = \frac{V_p}{V_t} \times 100 (\%) \quad (2)$$

De acordo com Tiab e Donaldson (2005), os fatores que afetam a porosidade são: a uniformidade do tamanho dos grãos, o grau de cimentação ou consolidação, o nível de compactação antes e depois da deposição e os métodos de empacotamento. A presença de grãos menores, a exemplo de argilas ou siltes, misturados com partículas de granulometria maior (areias) acarreta a diminuição da porosidade. O aumento da cimentação e da consolidação, assim como o aumento da compactação de um sedimento resulta na diminuição da porosidade. Quanto maior a profundidade,

mais compactado será o sedimento e, portanto, porosidades mais baixas são esperadas em profundidades maiores.

A porosidade pode ser classificada de acordo com a sua origem como sendo: primária ou secundária. A porosidade primária é aquela formada devido à deposição dos grãos, e a porosidade secundária é aquela formada por processos geológicos subsequentes à formação das rochas (diagênese). Os processos pós-deposicionais incluem também os processos tectônicos responsáveis pela geração de fraturas e porosidade de fratura (Schmidt *et al.* 1977). A Figura 1 ilustra os diferentes tipos de porosidade, de acordo com esta classificação, em rochas sedimentares.

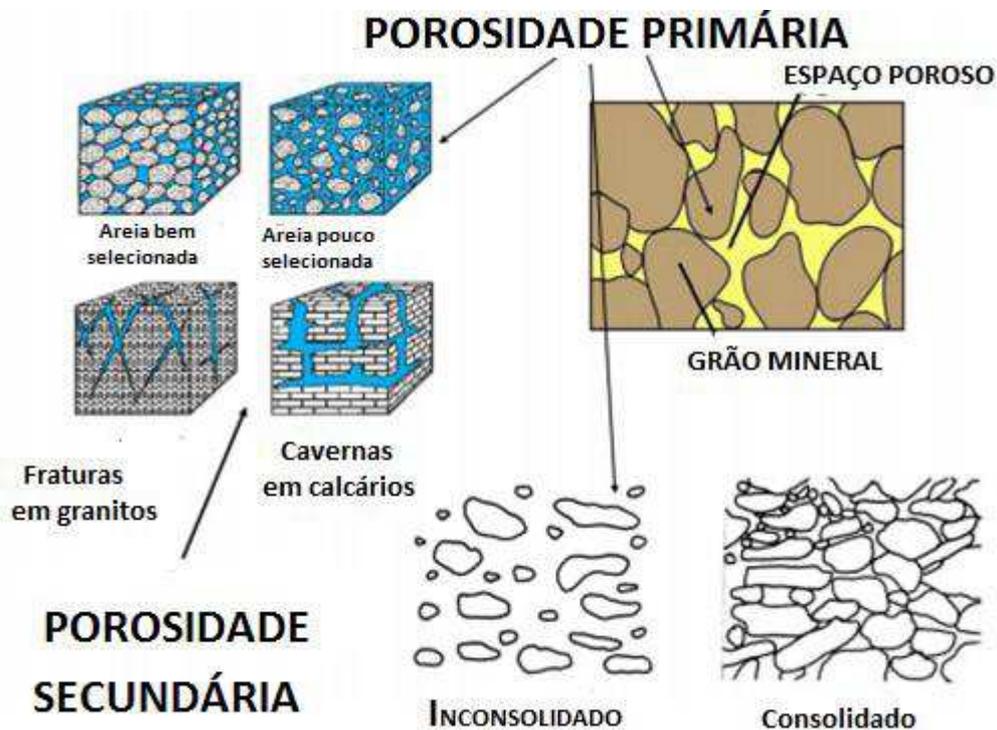


Figura 1: Tipos de porosidade em rochas em rochas sedimentares. **Fonte:** Sá, 2016.

A porosidade pode ainda ser definida como: total e efetiva. Esta definição relaciona a conexão entre os poros. Sendo a porosidade efetiva a razão entre os espaços vazios interconectados da rocha pelo seu volume total. Já a porosidade total é a razão entre o volume de todo o espaço vazio da rocha, esteja ele conectado ou não, pelo volume total da mesma.

No entanto, o tamanho dos poros não exerce influência direta na porosidade, mas sim na permeabilidade da rocha, isso porque esta propriedade está relacionada com a capacidade que os poros possuem de transmitir os fluidos, podendo estes ser:

óleo, gás ou água. Com relação ao formato, poros mais estreitos terão facilidades em sua compactação quando submetidos à pressão de soterramento. A pressão efetiva modifica a geometria dos poros abrindo ou fechando microfaturas, que desenvolvem aumento ou redução dos módulos elásticos, da porosidade, da permeabilidade, entre outros parâmetros (Roque e Missagia, 2012).

A geometria dos poros é a mais difícil de obter e quantificar. Porém, é necessário investigá-la a fim de compreender e modelar o comportamento elástico nas rochas (Kumar, 2005).

2.1.2.1 Porosidade em rochas siliciclásticas

A porosidade primária, que ocorre geralmente em rochas siliciclásticas, e a permeabilidade, dependem das propriedades dos grãos como tamanho, classificação, forma, arredondamento e arranjo de grãos (Al-Homadhi e Hamata, 2001). Além da porosidade primária, que é representada pela porosidade intergranular dos arenitos, há ocorrências como as redes de fraturas interligadas encontradas em arenitos, por onde acontece o fluxo preferencial dos fluidos. Este é um exemplo de porosidade secundária neste litotipo (Ahmed; Meehan, 2012).

2.1.2.2 Porosidade em rochas carbonáticas

Segundo Mazzulo (2004) as rochas carbonáticas (calcários e dolomitos) são responsáveis por aproximadamente 50% da produção de petróleo e gás em todo o mundo. Esses reservatórios apresentam características petrofísicas e geológicas complexas e heterogêneas, muitas vezes são naturalmente fraturados e exibem complexos sistemas de poros (Nascimento, 2015). Esta complexidade e heterogeneidade se dá devido à origem da porosidade nos carbonatos que, em sua maioria, é de origem diagenética, resultando em uma complexa estrutura porosa. Processos diagenéticos de cimentação são propensos a reduzir a porosidade, enquanto a dissolução acarreta um aumento na porosidade. Todas as modificações na estrutura porosa afetam as velocidades das ondas sísmicas (cisalhantes e compressionais).

As rochas sedimentares carbonáticas podem ser classificadas segundo o tipo de ocorrência de seu espaço poroso. Podendo ser divididas entre aquelas que

apresentam porosidade interparticular (intergranular) e as que apresentam porosidade vugular (cavernosa), podendo ser isolada ou conectada (Lucia, 1983).

De acordo com Nascimento (2015) os espaços porosos interparticulares e vugulares (isolados e conectados) são ainda subdivididos em função do *fabric*, que, segundo Scholle & Ulmer-Scholle (2003), refere-se ao arranjo dos grãos e/ou cristais na rocha em termos de seus tamanhos, formas e orientações. Para espaço poroso interparticular, Lucia (1983) estabeleceu a seguinte divisão: *fabric* suportado por grãos e *fabric* suportado por lama. As rochas carbonáticas com espaço poroso interparticular e *fabric* suportado por grãos são classificadas em: *grainstone* (calcário granular sem lama e suportado pelos grãos) e *packstone* (calcário compacto suportado por grãos, mas com um pouco de lama). As rochas com espaço poroso intergranular suportado por lama são classificadas em: *wackestone* (calcário tipo vaque com matriz suportada por lama e mais de 10% de grãos) e *mudstone* (calcário tipo lamito com matriz suportada por lama e menos de 10% de grãos). A Figura 2 exibe a classificação geológica/petrofísica do espaço poroso, segundo Lucia (1983).

Espaço Poroso Interparticular					
Percentual de porosidade intergranular ou intercristalina	Fabric suportado por grãos		Fabric suportado por lama		
	Grainstone	Packstone	Packstone	Wackestone	Mudstone
	Tamanho dos grãos controla o tamanho dos poros	Tamanho dos grãos/lama controla o tamanho dos poros	Tamanho da lama controla a conexão do tamanho dos poros		
Calcário					
Dolomito Tamanho dos cristais < 100 μ					
Tamanho dos cristais > 100 μ					

Figura 2: Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso interparticular em carbonatos, baseada na seleção e tamanho dos grãos e cristais, proposta por Lucia (1983). **Fonte:** Domingues, 2011.

Para as rochas com espaço poroso vugular isolado, Lucia (1983) as subdividiu em: rocha com poros vugulares separados e *fabric* suportado por grãos, e rocha com poros vugulares separados e *fabric* suportado por lama, estabelecendo também para

as rochas com poros vugulares conectados a subdivisão em rochas com *fabrics* suportados por grão e lama. Esta classificação é exibida na Figura 3.

Espaço Poroso Vugular					
		Poros Vugulares Separados (Conexão Vug - matriz - vug)		Poros Vugulares que se tocam (Conexão vug - vug)	
		Fabric suportado por grãos	Fabric suportado por lama	Fabrics suportados por grãos e lama	
		Exemplos	Exemplos	Exemplos	
Percentual de Vugs separados Porosidade		Poros Móldicos 	Poros Móldicos 	Caverna 	Fraturas 
		Poros Intrafósseis 	Poros Intrafósseis 	Brecha 	Fraturas alargadas por soluções 
		Microporosidade Intragranular 	Poros Shelter 	Fenestral 	Microfraturas conectadas a poros móldicos 

Figura 3: Classificação geológica/petrofísica do espaço poroso vugular em carbonatos baseado na interconexão dos vugs, proposta por Lucia (1983). **Fonte:** Domingues, 2011.

2.1.3 Permeabilidade

Além da capacidade de armazenar fluidos, para serem consideradas rochas-reservatório, as rochas devem possuir também a capacidade de fluxo destes fluidos em seu meio poroso. Em geral, uma permeabilidade de 0,1 mD é considerada mínima para a produção de petróleo (Lucia, 1999).

Embora o fluxo de fluido através das rochas sedimentares esteja diretamente relacionada à porosidade efetiva, depende criticamente de outras variáveis como a geometria do espaço poroso, a conectividade e a distribuição de poros, os tamanhos das gargantas e a tortuosidade dos poros. Como as fraturas (conectadas) ou grandes “poros cársticos” resultam em caminhos de fluxo preferenciais, a permeabilidade aumenta intensamente quando há ocorrência destas duas condições, fato de extrema importância para rochas carbonáticas. Para os sedimentos clásticos, o tamanho dos grãos, que controla o tamanho dos poros, é responsável por maiores valores desta propriedade (Schon, 2011; Von e Lieu, 2013).

Em 1856, Darcy investigou o fluxo de água através de filtros de areia com a finalidade de purificá-la. A Figura 4 apresenta o esquema do dispositivo experimental de Darcy.

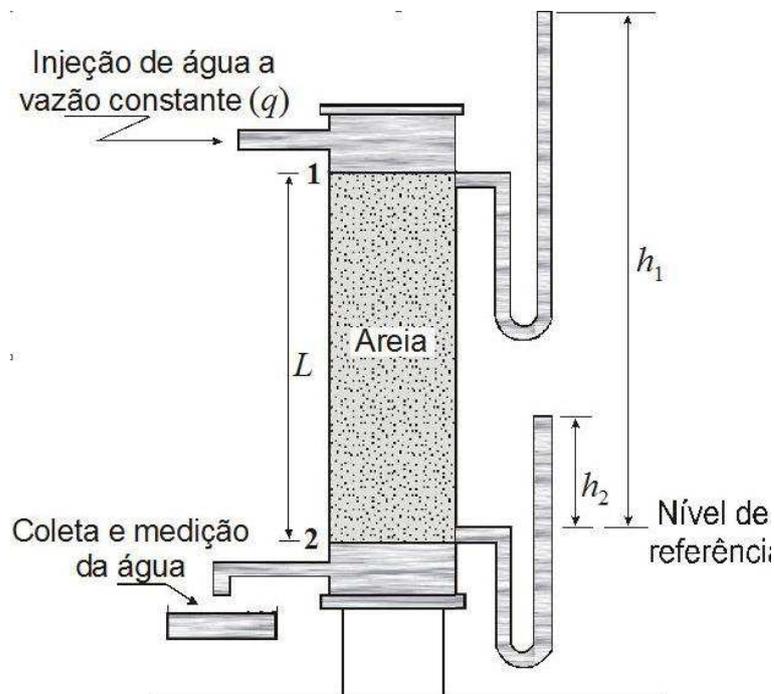


Figura 4: Esquema do dispositivo utilizado por Darcy. **Fonte:** Ribeiro, 2014.

Então pode-se escrever a fórmula de Darcy como:

$$Q = K \cdot A \cdot \frac{(h_1 - h_2)}{L} \quad (3)$$

onde K é a constante de proporcionalidade, chamada, para fluidos aquosos, de condutividade hidráulica [L/T]. Darcy utilizou apenas água em seus experimentos, mas, posteriormente sua equação foi estendida para outros fluidos. Isto foi possível considerando que a constante de proporcionalidade K é a razão entre a permeabilidade, que é uma propriedade da rocha, e a viscosidade do fluido (μ). Isto tornou a Equação (3) adequada para definir a permeabilidade intrínseca a vários tipos de fluidos, especialmente quando ela é generalizada pela substituição das cargas hidráulicas h_1 e h_2 por pressões (Veja a Eq. 3).

Desta forma, a propriedade k foi chamada de permeabilidade e, normalmente, recebe a unidade de Darcy (D). Para as rochas reservatório utiliza-se mais frequentemente o milidarcy (mD), que equivale a 0,001 D.

As rochas sedimentares possuem uma ampla variação de permeabilidades. Por exemplo: sedimentos argilosos, ou com granulometria muito fina, possuem valores de permeabilidade muito baixos. Por outro lado, arenitos e carbonatos podem apresentar valores de permeabilidade muito altos. Em particular, os arenitos e carbonatos são de grande interesse, devido aos mesmos formarem os principais reservatórios de petróleo. Uma unidade de Darcy representa uma permeabilidade muito alta, sendo que a maioria das rochas reservatório de petróleo tem permeabilidade menor que 1 Darcy.

Quando existe apenas um único fluido saturando a rocha, esta propriedade recebe o nome de “permeabilidade absoluta”, cujo símbolo é k ; porém, uma rocha reservatório contém sempre dois ou mais fluidos, de modo que a permeabilidade absoluta não é suficiente para se medir a facilidade com que determinado fluido se move no meio poroso. No caso da existência de mais de um fluido, a facilidade com que cada um se move é chamada “permeabilidade efetiva” ao fluido considerado. Assim, as permeabilidades efetivas ao óleo, ao gás e à água têm por símbolos k_o , k_g e k_w , respectivamente, e dependem das saturações de cada um dos fluidos no meio poroso (Zucateli *et al.*, 2016).

2.1.4 Conectividade dos poros

Os processos de precipitação, litificação, diagênese e compactação, produzem uma ampla gama de classes de poros, resultando em uma complexa distribuição de poros e, conseqüentemente, variados graus de conectividade de poros em rochas. Devido à sua natureza e susceptibilidade aos processos pós deposicionais, a previsão da conectividade dos poros em rochas carbonáticas torna-se mais desafiadora em comparação com siliciclásticos. Estes processos podem gerar, nos carbonatos, inúmeras classes de poros, com formas distintas entre si. Assim, esta heterogeneidade resulta em formações de rochas carbonáticas com estruturas complexas, fazendo com que este tipo de rocha necessite de estudos mais aprofundados (Shafiee e Kantzas, 2008).

A conectividade da estrutura de poros controla o fluxo do fluido e o transporte através das formações geológicas (Anovitz e Cole, 2015). As propriedades de

transporte podem ser mais bem explicadas incorporando características microscópicas de meios porosos: a geometria dos poros e a conectividade dos poros.

As fraturas aumentam consideravelmente o volume de vazios das rochas. Em reservatórios areníticos e carbonáticos as fraturas contribuem para o aumento da conectividade dos poros entre si, uma vez que as fraturas aumentam consideravelmente o volume de vazios das rochas (Souza, 2015). Da mesma forma, ocorre para dissoluções pós-deposicionais (Machado, 2016).

2.1.5 Tortuosidade

De acordo com Sá (2016) o tamanho e a forma dos grãos, bem como o mecanismo de cimentação nas rochas, além de serem responsáveis pela porosidade, o tamanho dos poros e a conexão dos canais no interior das rochas influenciam na permeabilidade, na saturação da rocha e também são responsáveis pela tortuosidade dos caminhos que serão percorridos pelos fluidos no interior da rocha.

A tortuosidade é a relação entre o comprimento real da passagem em uma rocha ou material poroso, e o comprimento teórico. O fator de tortuosidade não é um valor independente, varia de acordo com muitos parâmetros como porosidade, geometria de meios porosos, quantidade de grãos finos, fator de resistividade de formação, pressão de consolidação e fator de cimentação (Azar *et al.* 2007).

A Figura 5 ilustra a tortuosidade em um plugue de rocha. Ela é definida como a razão entre a distância (AB) necessária para atravessar a amostra de rocha e o comprimento (L), que seria o menor caminho para o deslocamento até a outra extremidade da rocha. Em termos matemáticos, a Equação (4) representa esta propriedade.

$$T = \frac{AB}{L} \quad (4)$$

Onde,

AB: Caminho real percorrido pelo fluido;

L: Caminho ideal percorrido pelo fluido.

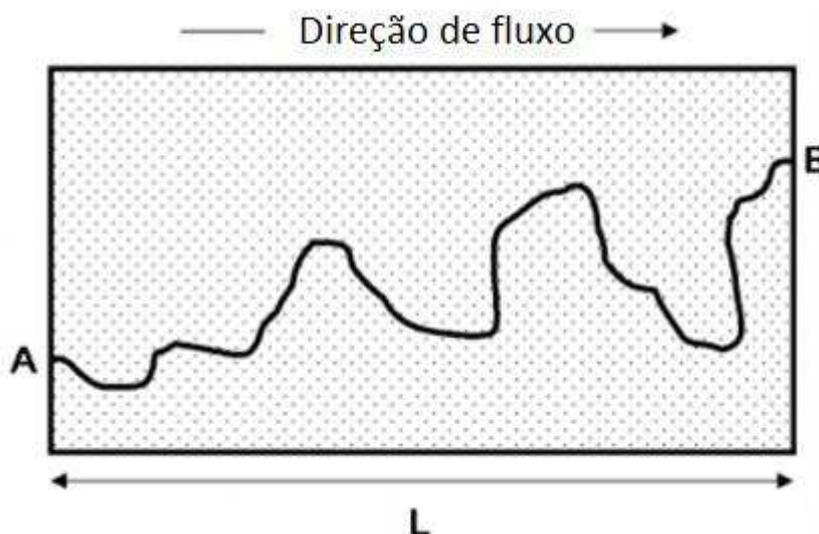


Figura 5: Esquema representativo de tortuosidade em um meio poroso. **Fonte:** Sá, 2016.

2.1.6 Saturação fluida em rochas reservatórios

A saturação de determinado fluido em um meio poroso é definida como o volume deste fluido que ocupa um determinado espaço poroso. Naturalmente os reservatórios encontram-se saturados por mais de um fluido, podendo ser: água, óleo e/ou gás. Além de conhecer as propriedades dos fluidos, para determinar a viabilidade econômica de um reservatório, deve-se contabilizar o volume de cada fluido ali presente (Moreira, 2010). A Equação (5) representa como se calcula esta propriedade.

$$S_f (\%) = \frac{V_f}{V_p} \times 100 \quad (5)$$

onde V_f é o volume de fluido que satura o espaço poroso, podendo ser: água, óleo ou gás e V_p é o volume poroso ocupado pelo fluido.

Assim como, avaliar as propriedades físicas das formações e as propriedades dos fluidos em um determinado reservatório, realizar a estimativa de saturação de fluidos é de extrema relevância para a análise de reservas que podem ser exploradas em uma acumulação de óleo e gás, principalmente na aferição do volume de óleo recuperável (Gonzalez, 2014).

Conhecer a pressão dos fluidos nos espaços porosos de rochas sedimentares é importante para a exploração e produção de hidrocarbonetos. Alta pressão de poros,

associada à presença de água e sedimentos não consolidados, evidencia riscos significativos para a perfuração e para a completação de poços offshore (Lee, 2003).

A análise de reservas colabora nas escolhas estratégicas efetuadas pelas instituições exploradoras de petróleo e, por isso, muitos autores elaboraram equações empíricas buscando conduzir melhor as pesquisas acerca da temática exposta. Um dos problemas mais relevantes ao estudo de física das rochas é a estimativa das velocidades sísmicas em rochas saturadas com fluidos, o chamado problema de substituição de fluidos (Mavko *et al.*, 1998). Isto porque o tipo de fluido (gás, óleo ou água) presente nos poros influencia de forma diferente as propriedades elásticas de uma rocha. Geralmente, quando uma rocha está sob o efeito de uma compressão, tem-se um aumento da pressão de poros, a qual resiste à compressão e, portanto enrijece a rocha (Smith *et al.*, 2003).

A literatura registra um grande interesse sobre os efeitos da mistura de fluidos e sua distribuição no reservatório, já que o não conhecimento das escalas de saturação aumenta a incerteza na interpretação a partir dos dados sísmicos. Além disso, a distribuição espacial do fluido no reservatório se apresenta como um fator relevante na resposta sísmica, pois escalas de saturação menores que a resolução sísmica introduzem incertezas na interpretação da velocidade. A transição de fluido efetivo (distribuição homogênea e menores velocidades) para fluido com distribuição heterogênea (maiores velocidades) estabelece um mecanismo de dispersão presente para frequências sísmicas *in situ*. Conseqüentemente, o estudo do efeito deste parâmetro resulta no entendimento da aplicação da física de rochas para interpretação sísmica (Garcia e Fontoura, 2007). A Figura 6 ilustra o sistema poroso saturado com dois fluidos distintos em três escalas distintas.

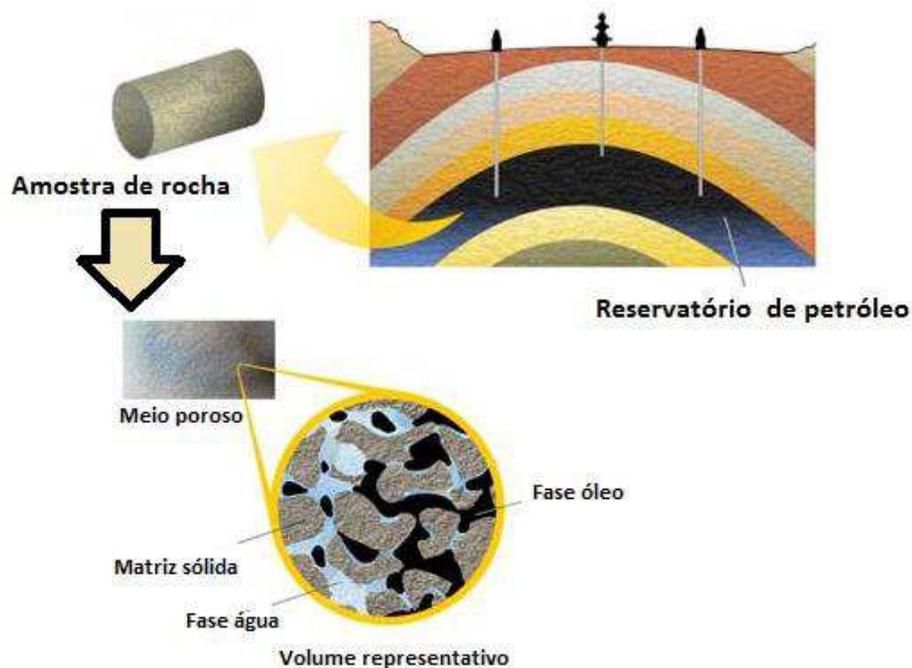


Figura 6: Representação da saturação fluida em três escalas distintas: reservatórios de petróleo (macroescala), escala de bancada (plugue) e zoom em uma subamostra do plugue (escala do poro).

Fonte: <http://www.sinmec.ufsc.br/site/projetos.php?id=18>

A influência da saturação por água, óleo, gás e misturas destes fluidos sobre as densidades, velocidades, coeficientes de reflexão e módulos de elasticidade das rochas sedimentares consolidadas são determinadas em laboratório por métodos de propagação de ondas sísmicas.

2.1.7 Molhabilidade

A molhabilidade é uma importante propriedade petrofísica, considerada uma das principais características da formação rochosa. A mesma determina a eficiência da produção de hidrocarbonetos em um reservatório de petróleo. Em geral, formações molháveis a água favorecem a produção de óleo muito acima da de água (Sá, 2016).

A molhabilidade é o fator principal que controla a localização, fluxo e distribuição de fluidos em um reservatório. É definida como a tendência de um fluido se espalhar ou aderir a uma superfície sólida na presença de outros fluidos imiscíveis e tem um impacto importante na pressão capilar e nas permeabilidades relativas.

Um bom entendimento desta propriedade é de extrema importância na recuperação de hidrocarbonetos do reservatório, influenciando decisivamente na produção e, conseqüentemente, na rentabilidade dos projetos. Esta propriedade pode variar para os diferentes tipos de rochas reservatórios (arenitos e carbonatos) e pode ainda ocorrer variações desta propriedade em uma mesma rocha.

Estudos iniciais partiam da premissa de que a molhabilidade seria uniforme em todo o reservatório. Entretanto, em 1956, Brown e Fatt questionaram essa premissa e introduziram o termo molhabilidade fracional para definir rochas que possuíam parte do espaço poroso molhável à água e parte do espaço poroso molhável a óleo. Outro termo relativo a esta propriedade é a molhabilidade mista, que diferentemente da molhabilidade fracional, o óleo forma um meio contínuo preferencialmente nos poros maiores e a água nos poros menores, enquanto que na fracional não se define essa preferencial a partir do tamanho dos poros (Sá, 2016). Dixit (1999) apresentaram um esquema para estes tipos de molhabilidade (ilustrado na Figura 7).

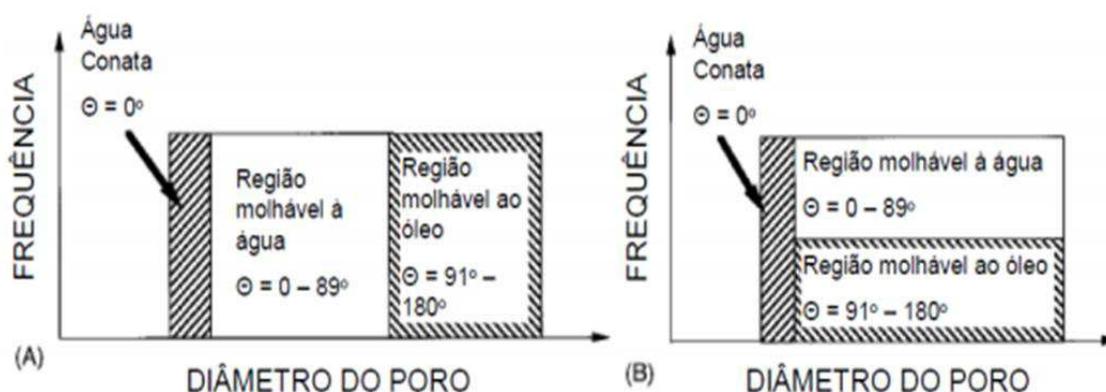


Figura 7: Representação da molhabilidade mista (A) e da molhabilidade fracional (B). **Fonte:** Soares, 2012.

Outro conceito importante é o de molhabilidade neutra, que é definida como a falta de preferência de um sólido de ser molhado por um fluido ou por outro, enquanto que a mista e a fracional definem a variedade ou heterogeneidade da preferência (Soares, 2012).

2.1.8 Propriedades elásticas

As propriedades elásticas dos materiais são definidas por determinadas constantes ou módulos elásticos. Estes módulos, por sua vez, dependem da relação entre a tensão aplicada ao material e a deformação produzida.

De acordo com Kearey *et al.* (2009), quando um corpo é submetido à tensão (stress), este sofre uma mudança de forma e/ou de volume, conhecida como deformação (strain). Até certo valor máximo de tensão (denominado limite elástico), a deformação é diretamente proporcional ao esforço aplicado e é reversível, isto é, quando suspensa a tensão o corpo volta à sua forma original. Quando o limite elástico é ultrapassado, a deformação torna-se não linear e parcialmente irreversível, e é conhecida como deformação plástica ou dúctil. Se ainda houver um aumento da tensão, ocorre a fratura do corpo. A Figura 8 representa uma curva tensão-deformação típica para um corpo sólido (Castro, 2013).

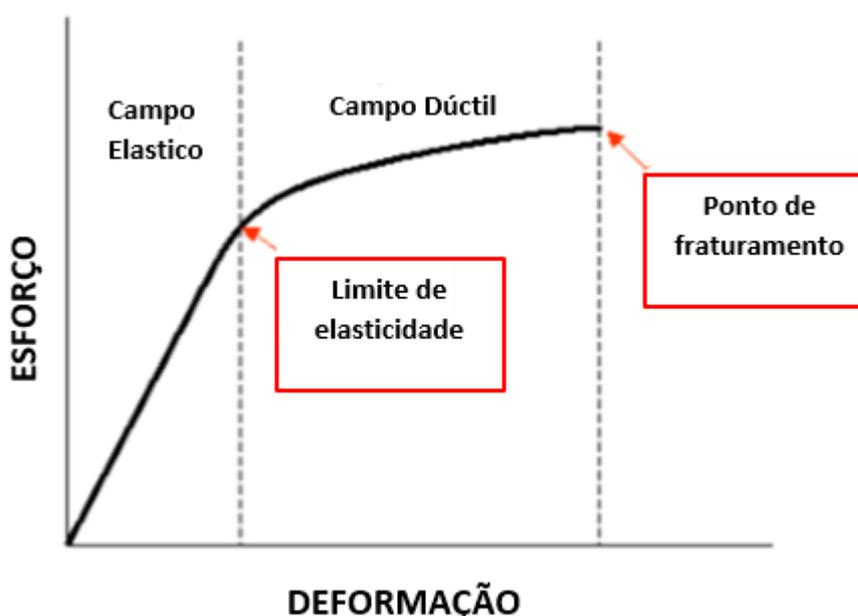


Figura 8: Curva tensão-deformação típica para um corpo sólido. **Fonte:** Castro, 2013.

O módulo de Young (E) é definido pela razão entre a tensão e a deformação axiais, em um estado de tensão uniaxial (Equação 6).

$$\sigma_{xx} = E \varepsilon_{xx} \rightarrow E = \frac{9K\mu}{3K + \mu} \quad (6)$$

onde, σ_{xx} é a tensão principal e ε_{xx} é a deformação.

De acordo com Castro (2013) este módulo pode ser entendido como uma medida da oposição da rocha à deformação linear causada pela tensão aplicada. A Figura 9 exibe um desenho esquemático mostrando a deformação axial causada por compressão axial.



Figura 9: Desenho esquemático mostrando a deformação axial causada por compressão axial. **Fonte:** (Dillon e Vasquez., 2000).

A razão de Poisson (ν) é uma constante elástica definida entre a deformação lateral e a deformação axial, em um estado de tensão uniaxial. Expressa na equação 7. A Figura 10 exibe um esquema mostrando as deformações axial e lateral causadas pela compressão axial em um determinado corpo.

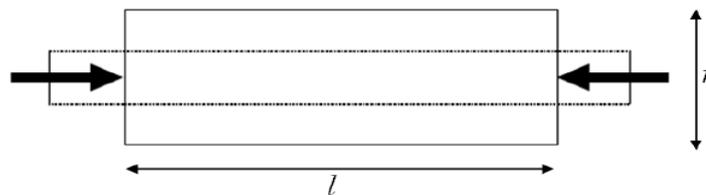


Figura 10: Desenho esquemático mostrando as deformações axial e lateral causadas por compressão axial. **Fonte:** (Dillon e Vasquez, 2000).

$$\nu = -\frac{\varepsilon_{zz}}{\varepsilon_{xx}} = -\frac{\frac{\Delta r}{r}}{\frac{\Delta l}{l}} = \frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)} \quad (7)$$

O terceiro módulo é o de incompressibilidade (K) que se define pela razão entre a tensão hidrostática (σ_o) e a deformação volumétrica. Visto na Equação 8.

$$\sigma_0 = \frac{1}{3}(\sigma_{xx} + \sigma_{yy} + \sigma_{zz}) = K(\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz}) \rightarrow p = K \frac{\Delta V}{V} \quad (8)$$

Pode-se observar na Figura 11, uma representação esquemática que mostra a compressão hidrostática e a deformação geométrica resultante desta compressão.

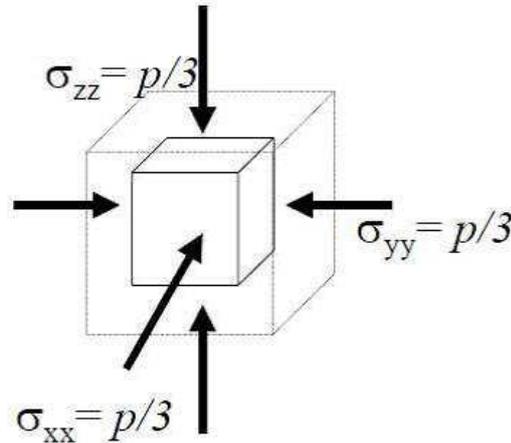


Figura 11: Desenho esquemático mostrando a compressão hidrostática e a deformação volumétrica resultante. **Fonte:** (Dillon e Vasquez, 2000).

onde p é a pressão e V o volume da amostra e σ_{xx} , σ_{yy} e σ_{zz} são as tensões principais.

Diversos fatores exercem influência sobre o comportamento elástico das rochas, tais como tipo de litologia, porosidade, permeabilidade, tipo de fluido saturante, pressão de confinamento, geometria e microestrutura dos grãos (Castro, 2013).

2.1.8.1 Propriedades elastodinâmicas

A base fundamental para descrever a propagação de ondas elásticas é a teoria da elasticidade. Em alguns casos, para se obter soluções analíticas para os problemas complexos de mecânica de rochas, é necessário idealizar e simplificar o comportamento mecânico da rocha. Uma das formas mais comuns usadas para a relação tensão-deformação da rocha é a da elasticidade linear, onde o tensor de deformação é uma função linear do tensor de tensão (Mavko *et al.*, 2003).

2.1.8.1.1 Propagação de ondas

Ondas sísmicas são pacotes de energia de deformação elástica que se propagam a partir de uma fonte sísmica. A velocidade de propagação dessas ondas é determinada por características do meio material através do qual elas se propagam, como densidade e os módulos elásticos. Há dois grupos de ondas sísmicas: as ondas de corpo (compressionais e de cisalhamento) e as ondas superficiais (ondas Rayleigh e ondas Love) (Kearey *et al.*, 2009). As ondas de corpo são amplamente utilizadas quando se deseja obter dados de subsuperfície. As mesmas podem ser ondas compressionais (ondas P) ou ondas de cisalhamento (ondas S).

As ondas P, também conhecidas como primárias, assim são denominadas porque são as primeiras que podem ser observadas em um sismograma. Este tipo de onda provoca uma deformação uniaxial na direção de propagação da onda, ou seja, provoca a compressão e a expansão da rocha (como observado na Figura 12). Já as ondas S apresentam velocidades menores que as ondas P e, por isso, seu registro em um sismograma ocorre sempre algum tempo depois do registro da onda P. Neste tipo de onda as partículas vibram em uma direção perpendicular à de propagação da onda (Figura 12B) (Castro, 2013).

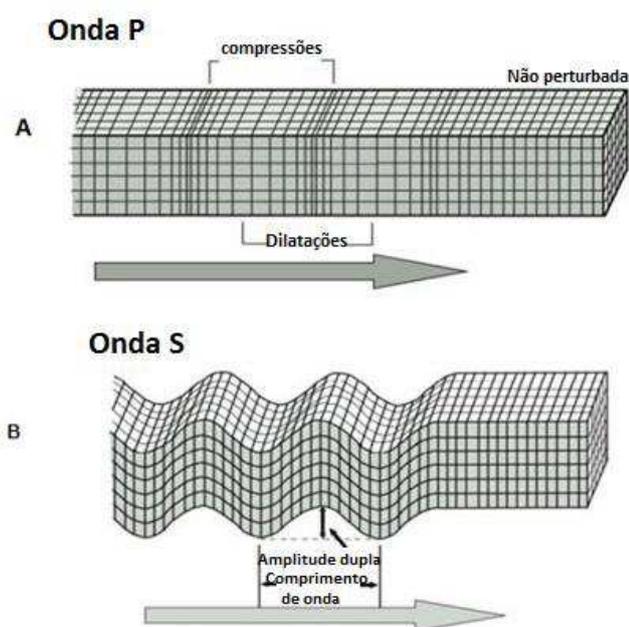


Figura 12: Deformações elásticas e movimentos de partículas associadas à passagem de ondas de corpo: Ondas P (A) e Ondas S (B). **Fonte:** www.obsis.unb.br.

Todos os módulos, com exceção da razão de Poisson (ν), possuem a mesma unidade (força/área). Conhecendo as velocidades compressional (V_P) e cisalhante (V_S) e a densidade total, pode-se alternativamente calcular os módulos elásticos dinâmicos de um determinado corpo. A Tabela 2 exibe as relações entre os vários parâmetros elásticos e sua relação com os dois principais tipos de velocidades elásticas (Dillon e Vasquez, 2000; Soares, 1992).

Tabela 2: Relação entre os módulos elásticos, V_p , V_s e densidade total (ρ_b). Fonte: SOARES (1992).

PARÂMETROS	CONHECIDOS		
	E, ν	K, G	ρ_b, V_p, V_s
E	E	$\frac{9KG}{(G + 3K)}$	$\frac{\rho_b \cdot V_s^2 (3V_p^2 - 4V_s^2)}{V_p^2 - V_s^2}$
K	$\frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	K	$\rho_b (V_p^2 - \frac{4}{3}V_s^2)$
V	$\frac{E}{2(1 + \nu)}$	G	$\rho_b \cdot V_s^2$
ν	ν	$\frac{3K - 2G}{2(3K + G)}$	$\frac{V_p^2 - 2V_s^2}{2(V_p^2 - V_s^2)}$
V_p^2	$\frac{E(1 - \nu)}{\rho_b(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	$\frac{(K + \frac{4}{3}G)}{\rho_b}$	V_p^2
V_s^2	$\frac{E}{2\rho_b(1 + \nu)}$	$\frac{G}{\rho_b}$	V_s^2

2.1.8.2 Propriedades elásticas estáticas

De acordo com Najibi *et al.* (2015) o módulo de elasticidade estático (E_s) é geralmente três vezes menor do que o módulo de elasticidade dinâmico (E_d). Tal diferença ocorre devido aos resultados serem altamente dependentes da presença de poros, estruturas rúpteis, tipo de cimentação e demais características inerentes à litologia, tornando as relações entre os parâmetros estáticos e dinâmicos dependentes do tipo geológico (Jaeger *et al.*, 2008).

Propriedades elásticas de rochas podem ser obtidas segundo métodos diretos e indiretos, sendo os métodos diretos responsáveis pela obtenção dos parâmetros estáticos e os indiretos aqueles utilizados na descrição do comportamento dinâmico, sendo a resistência à compressão uniaxial apenas obtida pelos métodos diretos.

De acordo com Hoek (1977) dentre as propriedades elásticas estáticas a UCS (resistência à compressão uniaxial) é sem dúvida a propriedade geotécnica mais comumente citada no meio industrial e acadêmico, devido à sua vasta aplicação como um índice de resistência, que proporciona uma primeira estimativa dos potenciais problemas a serem encontrados em determinado projeto.

Apesar da importância da resistência à compressão uniaxial no estudo da resistência das rochas, o seu uso pode ser limitado devido à exigência de minuciosa preparação de amostras, alto custo de execução do experimento, destrutibilidade das amostras e o fato de que nem sempre existe a disponibilidade de testemunhos intactos para realização dos experimentos. Por esse motivo a obtenção da resistência à compressão uniaxial através de métodos indiretos mostra-se atrativa do ponto de vista econômico e operacional.

Muitos autores abordaram a obtenção da resistência à compressão uniaxial de forma indireta através da correlação entre propriedades elásticas estáticas e dinâmicas (Azimian *et al.*, 2013). Existem diferentes equações que correlacionam a resistência à compressão uniaxial com outras propriedades, incluindo a velocidade de propagação de ondas compressoriais (V_p). A base dessa relação se dá pelo fato de que as características citadas por Jaeger *et al.* (2007) também afetam outras propriedades físicas, tais como, velocidade de propagação de ondas, módulos elásticos e porosidade.

2.2 Modelos de substituição de Fluidos

A maneira como a saturação influencia nas velocidades compressoriais e cisalhantes é uma das questões a ser resolvida quando é feito o monitoramento sísmico do reservatório. Em geral, os estudos de modelagem para o monitoramento sísmico 4D são baseados no processo sintético de substituição de fluidos, com o qual são quantificados e modelados os diferentes cenários de produção. A modelagem das

mudanças recorrentes da substituição de um fluido por outro requer que os efeitos do fluido inicial sejam extraídos antes de modelar o cenário com o fluido que toma lugar. Na prática, o módulo de incompressibilidade e cisalhante e a densidade total do arcabouço são calculados para a situação onde a rocha é drenada do seu fluido inicial. Uma vez que as propriedades do arcabouço estrutural são determinadas, a rocha é saturada com um novo fluido, e um novo módulo de incompressibilidade e densidade efetivos são calculados (Smith *et al*, 2003).

De acordo com Smith *et al.* (2003) o modelo de substituição de fluido mais utilizado é baseado na teoria de Biot-Gassmann, pois permite a simulação do comportamento elástico de rochas sob diferentes condições de saturação. Embora a teoria de Gassmann seja a mais utilizada, outras teorias surgiram para suprir as limitações deste modelo que serão descritas posteriormente. Os modelos estudados nesta pesquisa são o de Gassmann (1951), Biot (1956, 1962) e Brown & Korringa (1975).

2.2.1 Modelo de Gassmann

O modelo de Gassmann (1951) assume várias premissas as quais na maioria dos reservatórios não convencionais não são satisfeitas. A homogeneidade e a isotropia são comuns em modelos de substituição de fluidos em macroescala, isto deve-se ao fato de que é necessário 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 (Apolinário, 2016).

Dillon & Vasquez (2000) destacam alguns dos pressupostos que deve assumir para a aplicação da equação de Gassmann:

- 1) A rocha ou meio poroso (tanto matriz como arcabouço) deve ser macroscopicamente homogêneo e isotrópico, com módulos de compressão e cisalhamento dos constituintes minerais constantes.
- 2) Todos os poros precisam estar interconectados;
- 3) Os poros devem ser preenchidos por um fluido com viscosidade baixa ou desprezível.
- 4) O sistema sólido-fluido estudado deve ser fechado (não-drenado),

5) O movimento relativo entre fluido e sólido deve ser desprezível quando comparado com o movimento da rocha em si quando esta é excitada por uma onda. Isto exige que a frequência da onda seja baixa. Frequências maiores provocam o movimento relativo entre matriz sólida e fluido intraporos, de modo que a onda será dispersiva.

6) O fluido intraporos não deve interagir com o sólido, pois isto pode alterar a rigidez da rocha ao cisalhamento.

De acordo com Apolinário (2016) este modelo é definido como:

$$\frac{K_{sat}}{K_{min} - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_{min} - K_{dry}} + \frac{K_{fl}}{\phi(K_{min} - K_{fl})}; G_{sat} = G_{dry} \quad (9)$$

onde,

K_{sat} - Incompressibilidade da rocha saturada,

K_{min} - Incompressibilidade do mineral,

K_{dry} - Incompressibilidade da rocha seca,

K_{fl} - Incompressibilidade do fluido saturante,

ϕ - porosidade da rocha,

G_{sat} - Módulos de cisalhamento na rocha saturada e

G_{dry} - Módulos de cisalhamento da rocha seca.

Após calculada a incompressibilidade da rocha saturada por um fluido a partir do modelo de Gassmann, calcula-se com o auxílio da densidade média da rocha saturada as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes para a rocha saturada (Equações 10 e 11).

$$V_{psat} = \frac{\sqrt{k_{sat} + \frac{4}{3}G_{sat}}}{\rho_{sat}} \quad (10)$$

$$V_{ssat} = \sqrt{\frac{G_{sat}}{\rho_{sat}}} \quad (11)$$

V_{psat} - Velocidade da onda compressional para a rocha saturada;

V_{ssat} - Velocidade da onda cisalhante para a rocha saturada;

ρ_{sat} – Densidade da rocha saturada;

G_{sat} - Módulo de cisalhamento para a rocha saturada.

2.2.2 Modelo de Biot

Biot (1956, 1962) juntamente com Gassmann (1951) formam a base para a maior parte dos métodos de aplicação da substituição de fluido. De acordo com Wang (2001) nos exemplos de dados de laboratório e poço, as ondas possuem alta frequência e, portanto provocam erros normalmente superestimando as velocidades, e conseqüentemente o Módulo de Compressibilidade Volumétrica, em relação às calculadas com as equações de Gassmann (1951). Para fontes de ondas de alta frequência é aconselhável a utilização da formulação proposta por Biot (1962), muitas vezes chamada de Equação de Biot-Gassmann.

De acordo com Apolinário (2016), o cálculo das velocidades para altas frequências de Biot é realizado por meio das seguintes equações:

$$V_{p\infty} = \frac{\{\Delta + [\Delta^2 - 4(\rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2)(PR - Q^2)]^{1/2}\}}{2(\rho_{11}\rho_{22} - \rho_{12}^2)} \quad (32)$$

$$V_{s\infty} = \left(\frac{G_{dry}}{\rho - \phi \rho_{fl} \alpha^{-1}} \right)^{1/2} \quad (13)$$

$$\Delta = P\rho_{22} + R\rho_{11} - 2Q\rho_{12} \quad (14)$$

$$P = \frac{(1-\phi) \left(1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}} \right) K_{min} + \phi \frac{K_{min} K_{dry}}{K_{fl}}}{1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \phi \frac{K_{min}}{K_{fl}}} + \frac{4}{3} G_{dry} \quad (15)$$

$$Q = \frac{\left(1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}} \right) \phi K_{min}}{1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \phi \frac{K_{min}}{K_{fl}}} \quad (16)$$

$$R = \frac{\phi^2 K_{min}}{1 - \phi - \frac{K_{dry}}{K_{min}} + \phi \frac{K_{min}}{K_{fl}}} \quad (17)$$

$$\rho_{11} = (1 - \phi)\rho_{min} - (1 - \alpha)\phi\rho_{fl} \quad (18)$$

$$\rho_{22} = \alpha\phi\rho_{fl} \quad (19)$$

$$\rho_{12} = (1 - \alpha)\phi\rho_{fl} \quad (20)$$

$$\rho = \rho_{min}(1 - \phi) + \rho_{fl}\phi \quad (21)$$

As velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes de Biot são $V_{p\infty}$ e $V_{s\infty}$, 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, ρ , ρ_{min} e ρ_{fl} são respectivamente as densidades média da rocha saturada, do mineral da rocha e do fluido saturante, α é o fator de tortuosidade dos canais da rocha. As variações de densidade devido à movimentação relativa entre o poro e fluido na matriz rochosa, no sistema rochaporo e no fluido saturante é representada por ρ_{11} , ρ_{12} , ρ_{22} e α é a tortuosidade, para canais totalmente retilíneos e paralelos, α é igual a 1, e para o sistema totalmente aleatório de canais, α é igual a 3.

2.2.3 Modelo de Brown & Korringa

Devido as limitações do modelo de Gassmann, Brown & Korringa (1975) generalizaram a equação de Gassmann para meios não homogêneo e anisotrópicos. Brown e Korringa (1975) estimam os módulos de incompressibilidade e de cisalhamento para rochas saturadas e heterogêneas. O princípio é uma generalização da equação de Gassmann (1951) em função dos módulos de incompressibilidade da fase sólida e do módulo de incompressibilidade da fase porosa. Trata-se de um modelo caracterizado como não-convencional, voltado para rochas heterogêneas em condições de baixa frequência (assim como o modelo Gassmann (1951)), que determina as variações elásticas do meio poroso ocasionadas pela presença de fluido nos poros (Trovão, 2015). No entanto, correspondentemente, a formulação de Brown e Korringa (1975) recai na equação de Gassmann (1951) para o caso de meios homogêneos. A Equação 22 é utilizada para o cálculo da Incompressibilidade, obtendo esta incompressibilidade, utiliza-se as mesmas Equações (10 e 11) de Gassmann.

$$\frac{K_{sat}}{K_s - K_{sat}} = \frac{K_{dry}}{K_s - K_{dry}} + \frac{K_{\emptyset s}}{K_s} \frac{K_{fl}}{[\emptyset(K_{\emptyset} - K_{fl})]} \quad (22)$$

Onde,

K_{dry} - Incompressibilidade da rocha seca;

K_{sat}- Incompressibilidade da rocha saturada;

K_{Øs}- Incompressibilidade do poro;

K_{fl}- Incompressibilidade do fluido saturante,

Ø- porosidade da rocha.

2.3 Composição mineralógica

De acordo com Tiab e Donaldson (2004) no âmbito mineral, o tamanho, a quantidade, e a forma dos poros interligados em uma rocha reservatório determinam a capacidade de armazenamento e transmissão de fluidos da rocha. Portanto, as propriedades físicas das rochas reservatórios são, em essência, dependentes da estrutura mineral da rocha, a qual está relacionada com sua composição mineral e textura.

Os minerais são definidos como ocorrências naturais de elementos químicos ou compostos formados como resultado do processo inorgânico. Os grãos de quartzo e fragmentos, que podem ser de origem mecânica e química, resultantes da degradação das rochas ígneas, metamórficas e sedimentares podem ser transportados e posteriormente originarem arenitos. Os processos responsáveis pela transformação dos sedimentos em rochas sedimentares são a litificação ou cimentação, de minerais depositados entre os grãos por água intersticial. Os principais materiais de cimentação são sílica, calcita, óxidos de ferro e argila. A composição de arenitos é dependente da fonte de minerais (ígnea, metamórfica, sedimentar) e da natureza do ambiente de deposição. Já as rochas carbonáticas são formadas em ambientes marinhos rasos. Em que, a calcita (CaO) é proveniente dos animais, plantas e bactérias, que vivem em águas rasas. As secreções da matéria orgânica e as conchas formam muitas das rochas carbonáticas. Além disso, pode haver a precipitação química de calcita, a qual é solúvel em água que contém dióxido de carbono.

Castagna *et al.* (1985) e Castro (2013) relatam que os primeiros trabalhos realizados com o objetivo de discriminar a litologia das rochas baseado na razão entre

as velocidades de propagação das ondas acústicas foi o de Pickett (1963). A razão VP/VS é um bom indicador litológico, pois independe da densidade da rocha, enquanto que analisando apenas a velocidade da onda P, o indicador de litologia poderia ser considerado ambíguo, já que Vp é também função de propriedades independentes do tipo de rocha (Kearey *et al.*,2009).

2.3.1 Difratometria de raios x

De acordo com Albers *et al.* (2002) entre as várias técnicas de caracterização de materiais, a técnica de difração de raios X é a mais indicada na determinação das fases cristalinas presentes. Isto é possível porque na maior parte dos sólidos (cristais), os átomos se ordenam em planos cristalinos separados entre si por distâncias da mesma ordem de grandeza dos comprimentos de onda dos raios X. Ao incidir um feixe de raios X em um cristal, o mesmo interage com os átomos presentes, originando o fenômeno de difração. A difração de raios X ocorre segundo a Lei de Bragg (Equação 23), a qual estabelece a relação entre o ângulo de difração e a distância entre os planos que a originaram (característicos para cada fase cristalina).

$$n\lambda = 2d \operatorname{sen}\theta \quad (23)$$

Onde,

n: número inteiro;

λ : comprimento de onda dos raios X incidentes;

d: distância interplanar;

θ : ângulo de difração.

A simplicidade e rapidez do método, a confiabilidade dos resultados obtidos, uma vez que esse perfil é bem representativo para cada fase cristalina, a possibilidade de análise de materiais compostos por uma mistura de fases e uma análise quantitativa destas fases, fazem parte das vantagens da técnica de difração de raios X para a caracterização de fases.

Rietveld (1969) desenvolveu um método para refinamento de estruturas, que foi estendido posteriormente para aplicação na análise quantitativa de fases e estudos

de microdeformação. O método de Rietveld é baseado na comparação entre um padrão de difração calculado e o padrão observado. O padrão calculado é obtido utilizando-se a célula unitária como base para a definição das posições dos picos, as posições atômicas e parâmetros térmicos para definição das intensidades, uma função analítica variando com o ângulo de Bragg para descrever a forma e largura dos picos, e a intensidade da radiação de fundo (Piccoli *et al.* 2006).

Assim, como grande parte das técnicas analíticas instrumentais, a difratometria de raios X está suscetível a sofrer interferências que mascaram os resultados e geram erros nas análises. Tais interferências podem estar relacionadas a fatores instrumentais, intrínsecos ao material ou à preparação de amostras, podendo influenciar na intensidade, na posição angular e na forma dos picos de um difratograma (Silva, 2013).

2.3.2 Petrografia

Para examinar microtexturas e feições mineralógicas de uma rocha em lâmina delgada, com resolução superior à permitida pelos olhos, é necessário utilizar o microscópio. O microscópio possui dois sistemas de lentes. O primeiro sistema de lentes (objetiva) produz a imagem ampliada do objeto. Esta imagem real é novamente ampliada pelo segundo sistema de lentes (ocular) (Raith, 2014).

De acordo com Raith (2014), a qualidade da imagem observada ao microscópio é determinada fundamentalmente pela objetiva. Portanto, a mesma é um componente chave no microscópio, responsável pela imagem primária e pelo aumento e resolução com que os menores detalhes do objeto podem ser observados. A ocular serve simplesmente para ampliação adicional dos detalhes resolvidos na imagem intermediária, de modo que esses possam ser vistos com ângulos de visão maiores que $1'$, e assim, com resolução angular superior à do olho humano.

São dois os principais tipos de microscópios petrográficos ópticos: os de luz transmitida e os de luz refletida. Nos primeiros, a fonte de luz encontra-se na parte inferior do microscópio, sendo a luz conduzida por um sistema de lentes que, atravessando a amostra de rocha, permite que esta seja observada. A imagem resultante deste processo é ampliada por um sistema de objetivas e oculares. Desta

forma, são observadas as características das rochas e minerais quando estes são atravessados pela luz. Os microscópios de luz transmitida são os mais utilizados na observação de amostras de rochas. As observações com microscópio de luz transmitida são sempre efetuadas com luz polarizada, uma vez que o polarizador está sempre inserido no equipamento (Gaspari, 2003).

Acoplado ao microscópio encontra-se uma câmera para obtenção de imagens em diferentes escalas. De acordo com Gaspari (1999) o número de imagens obtidas por lâmina deve ser definido em função da resolução utilizada e da superfície da rocha exposta, procurando-se obter uma representatividade de 85 a 90% da lâmina. A Figura 13 exibe um microscópio da marca Zeiss, utilizado para análise de lâminas delgadas.



Figura 13: Microscópio utilizado para análise petrográfica de lâminas delgadas. **Fonte:** <https://www.zeiss.com/>

O imago, software utilizado para análise da imagem, é uma plataforma computacional especializada em caracterização de problemas microestruturais de meios porosos, especialmente através de análise de lâminas delgadas.

Este software foi desenvolvido pelo Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termofísicas (LMPT)/UFSC com a parceria da CENPES/PETROBRAS e da empresa ESSS (*Engineering Simulation and Scientific Software*). É um programa destinado ao processamento e análise de imagens, tais como porosidade, distribuição do tamanho de poros e permeabilidade. Além disso, possibilita a criação de um

modelo 3D através de imagens 2D. Este modelo objetiva reproduzir, o mais fielmente possível, todas as características microestruturais da amostra (Fernandes, 2009).

Para determinar a porosidade utilizando-se a seção de uma amostra, uma forma utilizada é a partir de imagens digitais desta seção. São feitas segmentações, sendo definidas duas fases, a sólida e a porosa. Geralmente, a fase sólida é pintada de preto e a porosa de branco. Nas imagens segmentadas, conta-se o número de pixels brancos (fase porosa) e divide-se este valor pelo número de pixels da imagem. A Figura 14 exibe o fluxograma de trabalho que destaca a amostragem em campo, desde a aquisição das imagens através do microscópio até o processamento dos parâmetros desejados.

Os resultados de porosidade obtidos com métodos ópticos podem ser menor do que os obtidos por outros métodos. Isto ocorre devido à presença de poros muito pequenos (microporos) que não são observados durante a análise visual de uma seção da amostra. No caso da expansão a gás, o menor poro a ser detectado é o que pode ser acessado pela molécula do gás utilizado (Gaspari, 2006).

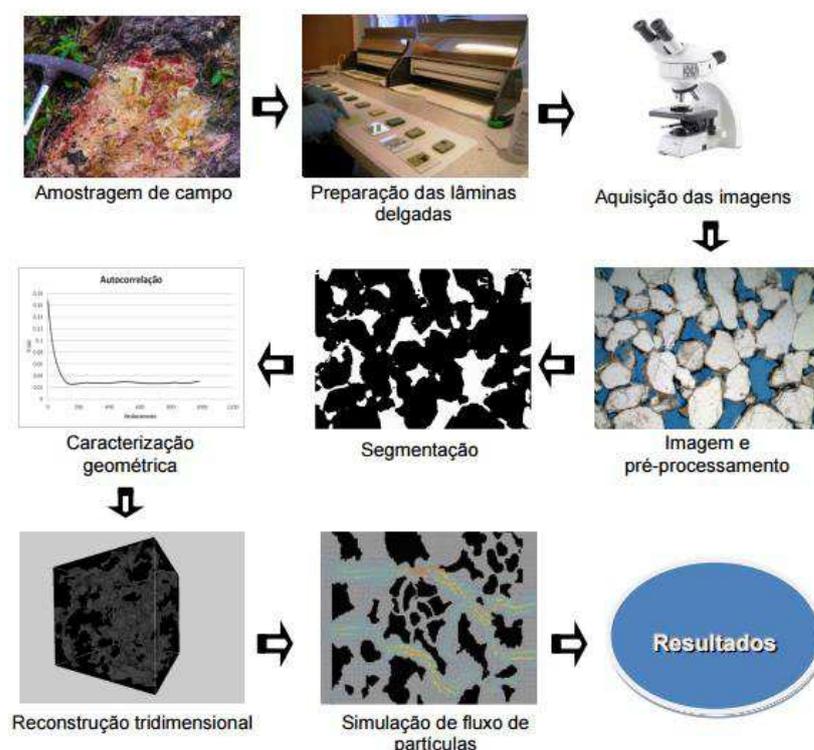


Figura 14: Fluxograma para análise de rochas através do IMAGO. **Fonte:** Adaptado de Silva (2014).

2.4 Petrofísica computacional

Para que haja um melhor entendimento das propriedades petrofísicas é necessário realizar esta análise em mais de uma escala de investigação. Neste trabalho foram realizados ensaios convencionais laboratoriais, em escala centimétrica, que permitiram a obtenção de diversas propriedades físicas das rochas. Porém também foram realizadas análises em microescala, uma vez que as medidas petrofísicas são bastante afetadas por parâmetros geométricos na escala do poro, tornando de extrema importância a reprodução destas propriedades em uma menor escala de investigação.

Mantovani (2013) relata que, além da quantificação da porosidade, a definição da forma, tamanho e organização espacial dos poros, são de extrema importância, uma vez que estes parâmetros influenciam diretamente nas propriedades das rochas. Para isso é usual o emprego de técnicas para análise e processamento de imagens. As imagens podem ser obtidas a partir de lâminas delgadas, através da microscopia óptica (MO) ou microscopia eletrônica de varredura (MEV) e, atualmente, utilizando a microtomografia (μ CT) e nanotomografia de raios X (nCT).

As análises de lâminas delgadas são restritas ao espaço bidimensional (2D). Embora a porosidade de um dado volume estatisticamente representativo da amostra possa ser representativa em um espaço 2D, a distribuição dos tamanhos de fases e da conectividade dos sistema poroso apenas podem ser estimados. Apesar de estes dados serem usados como entrada para modelagem estocástica, estabelecendo modelos 3D, e de existirem diversos métodos propostos para tal, os mesmos mostram-se limitados na conservação da topologia de estruturas fortemente correlacionadas espacialmente (Mantovani, 2013).

O diagnóstico médico por imagens por meio da tomografia computadorizada de raios X teve início por volta de 1970 (Hounsfield, 1973; Cnudde *et al.*, 2006). Na década seguinte, os geocientistas começaram a divulgar seus trabalhos com a técnica aplicada a meteoritos (Arnold *et al.*, 1982), geologia do petróleo (Vinegar, 1986), geotecnia (Raynaud *et al.*, 1989) entre outros. Na medicina permanece como uma técnica de extrema importância para avaliação de partes internas do corpo humano e nas geociências as aplicações vêm sendo ampliadas com o aperfeiçoamento dos

equipamentos. A maior limitação da tomografia de raios X era a resolução atingida (Duliu, 1999). Entretanto, o avanço tecnológico da técnica é notado em vários setores do conhecimento. Atualmente, as análises microtomográficas em rocha estão bastante difundidas devido aos avanços tecnológicos (Lopes, 2011).

De acordo com Duliu (1999) e Mees *et al.* (2003), a tomografia computadorizada de alta resolução possibilita a visualização e caracterização da estrutura interna de objetos em três dimensões. Esta técnica não exige rigor e delicadeza, em sua preparação, não é necessário fazer a limpeza de rochas que sejam saturadas naturalmente por hidrocarbonetos, impregnação, desbaste, polimento. É utilizada com frequência em testes qualitativos e quantitativos de pesquisa geológica. O método ainda fornece dados numéricos que podem conduzir sistematicamente a conclusões objetivas.

A tomografia computadorizada é uma técnica não invasiva, baseada no diferencial de densidades de um material, que permite a visualização tridimensional a partir de radiografias obtidas pela atenuação de raios X em um corpo durante a rotação em volta de um eixo central, conforme esquema apresentado na Figura 15. O corpo tridimensional é reconstruído a partir da integração de inúmeras imagens bidimensionais perpendiculares ao eixo de rotação, e permite analisar, com o uso de softwares específicos, algumas propriedades físicas das rochas com alta precisão, tais como: fração e geometria dos constituintes, além de fornecer dados para modelagem, contribuindo para o entendimento dos reservatórios (Almeida *et al.*, 2016).

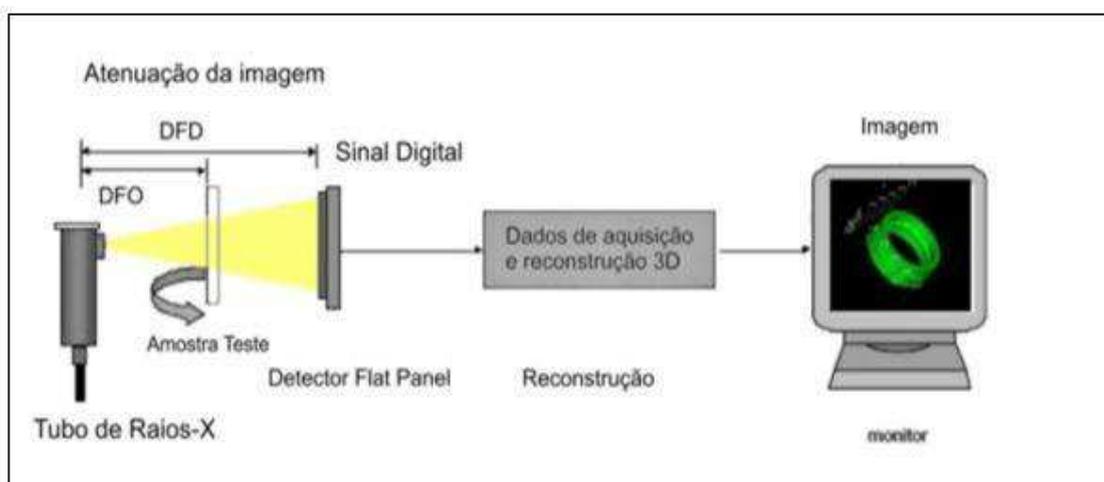


Figura 15: Esquema do sistema de aquisição de dados tomográficos. **Fonte:** Machado, 2012.

Além da determinação da porosidade, esta técnica permite avaliar a distribuição de tamanho de poros, uma vez que é possível a análise da estrutura interna do material. Para o mapeamento da estrutura interna da amostra, é feita uma varredura translacional e uma varredura rotacional no objeto. Atualmente, com a microCT, é possível caracterizar materiais com resolução espacial da ordem de micrômetros (Gaspari, 2006).

Neste contexto, a microCT vem aprofundar o estudo de reservatórios petrolíferos e depósitos minerais, a partir da análise de rochas sedimentares. Com uma metodologia mais simples na preparação de amostras e geração de imagens 3D. Esta técnica possibilita que informações fundamentais como porosidade e permeabilidade sejam aferidas com maior rapidez e precisão, além de ser um método não-destrutivo. Neste sentido, a caracterização por microCT proporciona uma aquisição direta de dados volumétricos, análise quantitativa em 3D e menor tempo de análise (Miller e Lin, 2004). A Figura 16 exhibe a reconstrução de plugues a partir de tomogramas das rochas.

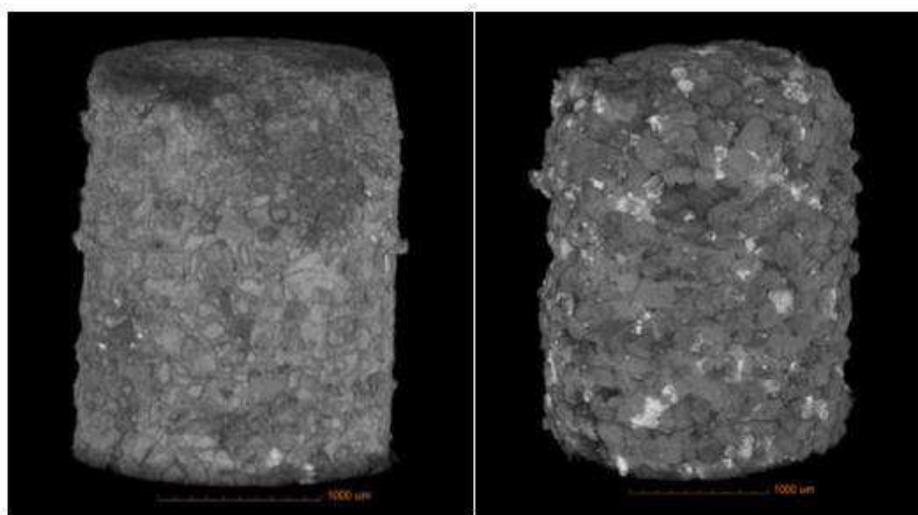


Figura 16: Reprodução tridimensional de amostras de rochas, a partir dos tomogramas (a) Amostra de rocha carbonática AC-12 e (b) Amostra de arenito CGS-15.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Materiais

Foram utilizadas 30 amostras de rochas (calcário, arenito e dolomito) extraídas de afloramentos estadunidenses, disponibilizadas pelo Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES). Estas amostras são amplamente utilizadas como padrões internacionais e são análogas a reservatórios norte-americanos. As informações sobre a idade, formação geológica e localização geográfica estão descritas no Quadro 1, para cada amostra e seu respectivo litotipo.

Um ponto importante no processo de caracterização de reservatórios é a utilização de dados de afloramentos análogos que reproduzem determinadas características dos reservatórios de interesse. A partir do estudo direto destes ambientes análogos é possível extrair informações cruciais para o desenvolvimento dos modelos aplicados à caracterização de reservatórios (Sancevero, 2007).

A localização geográfica das formações estudadas neste trabalho é exposta na Figura 17.

Quadro 1: Litologia, formação, idade e localização geográfica das amostras de rocha estudadas neste trabalho.

	Identificação	Formação	Idade	Localização Geográfica	Amostra (Código)	
Calcário	Carthage Marble	Missouri	Permiano	Missouri	CML 001	
	Austin Chalk	Edwards Plateau	Cretáceo Superior	Texas	AC 012	
	Leuders	Edwards Plateau	Paleozoico	Texas	LD 004	
	Desert Pink	Edwards Plateau	Cretáceo Inferior	Texas	DP 009	
	Edwards Yellow	Edwards Plateau	Cretáceo Inferior	Texas	EY 008	
	Edwards White	Edwards Plateau	Cretáceo Inferior	Texas	EW 005	
	Indiana		Bedford	Mississipiano	Indiana	IL1 005
			Bedford	Mississipiano	Indiana	IL2 004
			Bedford	Mississipiano	Indiana	IL3 020
Dolomito	Silurian Dolomite	Thornton	Siluriano	Illinois	SD 012	
	Guelph Dolomite	Niagara	Siluriano	Ohio	GD 007	
Arenito	Idaho Gray	Idaho	Mioceno Superior	Idaho	IGS 002	
	Boise	Idaho	Mioceno Superior	Idaho	BOS 020	
	Castlegate	Mesaverde	Cretáceo Superior	Colorado	CGS	
	Briarhill	Ohio	Mississipiano	Ohio	BHS 001	
	Bentheimer	Germany	Valangiano	Germany	BES 001	
	Bandera Brown	Kansas	Desmoinesian	Kansas	BBS 001	
	Buff Berea	Kipton	Devoniano	Ohio	BFS 001	
	Leapord	Edwards Plateau	Paleozoico	Texas	LPS 020	
	Sister Gray Berea	Kipton	Devoniano	Ohio	SGS 010	
	Kirby	Edwards Plateau	Paleozoico	Texas	KBS 002	
	Bandera Gray	Kansas	Desmoinesian	Kansas	BGS 003	
	Berea	Kipton	Devoniano	Ohio	BRS 023	
	Parker	Edwards Plateau	Paleozoico	Texas	PSS 002	
	Carbon Tan	Utah	Cretáceo Superior	Utah	CTS 002	
	Kentucky	Kentucky	Cretáceo Superior	Virginia	KKS 003	
	Torey Buff	Utah	Eoceno	Utah	TBS 001	
	Nugget	Utah	Triássico Superior	Colorado	NGS	
Crab Orchard	Tennessee	Pensilvaniano	Tennessee	COS		
Scioto	Ohio	Mississipiano	Ohio	SCS 001		



Figura 17: Mapa de localização com destaque para os estados norte-americanos de origem das amostras de rochas utilizadas neste trabalho. Fonte: www.guiageo-eua.com/

3.2 Metodologia

3.2.1 Métodos convencionais para obtenção das propriedades petrofísicas

Para métodos convencionais de aquisição das propriedades petrofísicas foram realizados, no Laboratório de petrofísica (LabPetro) da Universidade Federal de Campina Grande (UFCG), através de equipamentos laboratoriais, os ensaios de petrofísica básica (densidade, porosidade e permeabilidade) e de petrofísica avançada (ensaios elastodinâmicos) para amostras de rochas sedimentares secas e em um segundo momento, algumas foram ensaiadas saturadas com água e com óleo, respectivamente.

Inicialmente foi realizada uma preparação prévia de plugues (dimensões de aproximadamente 3,80 centímetros de diâmetro e 5 centímetros de comprimento) a partir de amostras de rochas aflorantes, para viabilizar a realização dos ensaios. Neste trabalho, as amostras foram disponibilizadas em formas de plugues adequados para serem ensaiados.

3.2.1.1 Densidade total

Para obter a densidade total, são necessários apenas o volume da amostra e a sua massa. Com isso, utilizou-se as medidas de dimensões obtidas com o auxílio de um paquímetro digital, e a massa da mesma, com uma balança eletrônica de precisão. Estes equipamentos podem ser visualizados na Figura 18.



Figura 18: Paquímetro digital e balança eletrônica de precisão.

3.2.1.2 Densidade dos grãos e porosidade

Com os dados de dimensões e massa da amostra, inicialmente medidos, realizou-se os ensaios de densidade de grãos e porosidade. O equipamento utilizado foi o *UltraPoroPerm 500* (Figura 19A), fabricado pela *Corelab*, o qual funciona de acordo com o método da porosimetria por expansão gasosa, neste estudo, o gás utilizado foi o nitrogênio. Este equipamento dispõe de um copo matriz (Figura 19B), que mede o volume de grãos do plugue. Ele contém 5 discos com volumes diferentes que servem para preencher o espaço vazio deixado pelas amostras, já que elas medem aproximadamente 5 cm de comprimento e o copo matriz apresenta o comprimento de aproximadamente 7 cm. A utilização destes discos tem como objetivo economizar o gás, visto que ao finalizar o ensaio esse gás será descartado.



Figura 19: Equipamento utilizado para realizar o ensaio de densidade de grãos e porosidade: (a) UltraPoroPerm 500® e (b) Copo matriz.

De acordo com a lei de Boyle, em que, para sistemas fechados e sem variação de temperatura, o produto entre o volume de gás e a sua pressão se mantém constante antes e depois da interligação de dois subsistemas (teoria dos vasos comunicantes), esta relação é expressa na Equação (24):

$$P_1V_1 = P_2V_2 \quad (24)$$

Inicialmente, na câmara que se localiza na parte interna do equipamento, são medidas a pressão e o volume inicial do gás (P_1 e V_1), ainda com o sistema fechado.

Após a abertura da válvula e conseqüentemente a expansão do gás para o copo matriz, ocorrerá a estabilização do mesmo, que irá variar de acordo com a estrutura porosa e a porosidade da amostra. Mede-se então a pressão P_2 . Conhecidas as pressões inicial e final, e sabendo que o volume final (V_2) é a soma de V_1 e o do volume do copo matriz, menos o volume dos discos e dos grãos, tem-se a Equação (25). Substituindo (25) em (24), obtemos a única incógnita ($V_{grãos}$).

$$V_2 = V_1 + V_{copo} - V_{discos} - V_{grãos} \quad (25)$$

Determina-se posteriormente a densidade de grãos, que nada mais é do que a relação entre a massa dos grãos pelo volume dos mesmos (Equação 26).

Logo;

$$\rho_g = \frac{M_{grãos}}{V_{grãos}} \quad (26)$$

Finalizado o ensaio calculou-se a porosidade, que é a relação entre o volume de poros e o volume total da amostra.

$$\phi = \frac{V_{poros}}{V_{total}} = \frac{V_{total} - V_{grãos}}{V_{total}} \quad (27)$$

Na Figura 20 está ilustrado o esquema do funcionamento do porosímetro.

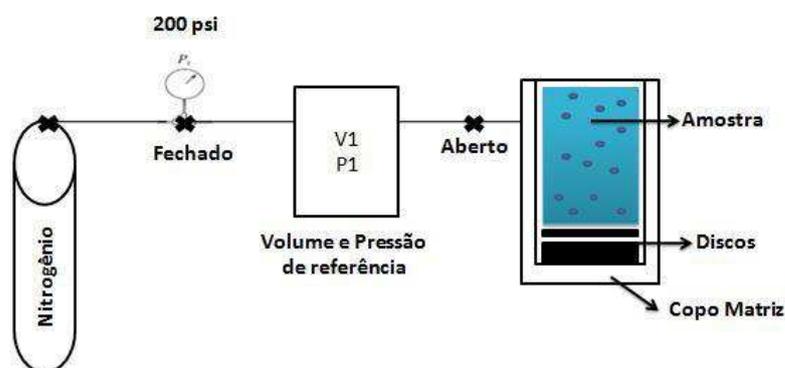


Figura 20: Representação esquemática do funcionamento do porosímetro. **Fonte:** Ribeiro (2013).

3.2.1.3 Permeabilidade

O mesmo equipamento foi utilizado para medição da permeabilidade (*UltraPoroPerm 500®*), fornecido pela *Corelab*, porém desta vez ao invés do copo matriz utilizou-se outro acessório, o *Core Holder*.

Na parte interna do *Core Holder*, existe um cilindro de borracha, no qual a amostra é colocada, limitando-se por dois êmbolos de aço móveis e adaptáveis ao comprimento da amostra. Há uma bomba hidráulica a óleo conectada a um vaso de pressão, onde o cilindro de borracha está inserido, este óleo é utilizado para fornecer pressão de confinamento ao sistema. Os dados necessários são fornecidos ao programa WinPerm (este programa é disponibilizado pelo fabricante): comprimento, diâmetro, temperatura e pressão do ambiente. A pressão de injeção do gás se mantém entre 58 a 60 Psi, garantindo um regime permanente para o fluxo. A Figura 21 apresenta uma foto e um esquema geral do *Core Holder*. O permeâmetro a gás nitrogênio trabalha obedecendo a lei de Darcy, de modo que, para fazer o cálculo da permeabilidade, utiliza-se a Equação (28):

$$K = \frac{2000P_1\mu Q_1L}{(P_1^2 - P_2^2)A} \quad (28)$$

onde,

K = Permeabilidade absoluta (mD)

μ = Viscosidade do nitrogênio (cP)

Q_1 = Taxa de fluxo (cm³/s) na pressão de injeção

A = Área da seção transversal da amostra (cm²)

P_1 = Pressão de injeção (atm)

P_2 = Pressão de saída (atm)

A pressão confinante utilizada para a realização dos ensaios de permeabilidade foi de 500 psi.



Figura 21: Esquema de funcionamento do permeâmetro. **Fonte:** Ribeiro (2014).

3.2.1.4 Ensaios elastodinâmicos

O equipamento utilizado para a análise das amostras baseia-se no princípio de transmissão de pulsos ultrassônicos. São acoplados às extremidades da amostra dois transdutores piezoelétricos (transmissor e receptor), onde o transmissor é excitado por um sinal elétrico bem determinado, obtido através de um gerador de pulsos. O mesmo é responsável por transformar o sinal elétrico em uma vibração mecânica que se propaga por toda a amostra. Na outra extremidade, situa-se o receptor o qual converte a vibração em um sinal elétrico. Sabendo que ocorrem perdas de energia durante a propagação do pulso através da amostra, um amplificador atua sobre o sinal gerado pelo receptor antes da análise visual no osciloscópio presente no equipamento.

Para calcular as velocidades de propagação das ondas elásticas nas amostras aplicamos a Equação (29):

$$V = \frac{\Delta x}{\Delta t} \quad (29)$$

onde, Δx é o comprimento da amostra e Δt é o tempo efetivo no qual a onda percorre toda a amostra, obtido pela diferença entre o tempo observado e o tempo do sistema.

Foi utilizado o sistema *AutoLab 500*[®], marca *New England Research* (Figura 22), que permite registrar simultaneamente três formas de onda: onda P, que se propaga e possui polarização na direção axial do plugue, e duas ondas S com direções de polarização mutuamente ortogonais e perpendiculares ao eixo do plugue, que são elas, S_1 e S_2 .

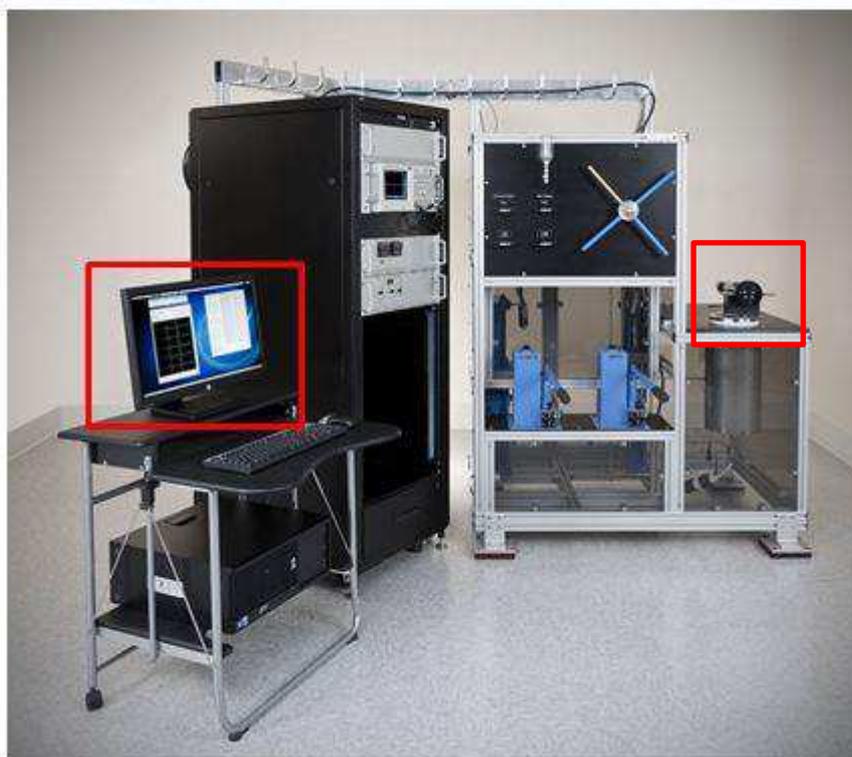


Figura 22: Sistema *AutoLab 500*[®] utilizado para a medição das propriedades elásticas das rochas. Em destaque a esquerda o monitor com a picagem das ondas e a direita o conjunto conjunto de transdutores.

O detalhe do conjunto de transdutores pode ser visualizado na Figura 23.

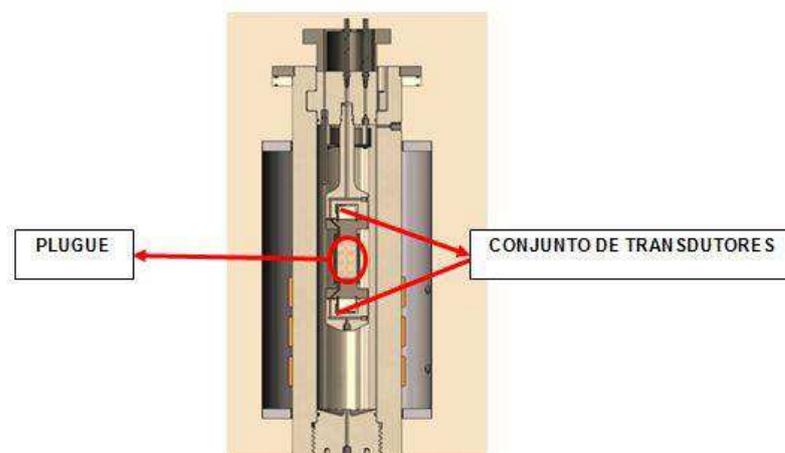


Figura 23: Detalhe do conjunto de transdutores do sistema *AutoLab 500*[®].

Este sistema permite realizar medições sob condições controladas de pressão confinante, pressão de poros e temperatura. O que se mede é o tempo de trânsito de transmissão direta das ondas elásticas através do comprimento axial da amostra. As formas completas de ondas são registradas, de forma que se pode também fazer a estimativa das propriedades de atenuação, como o fator de qualidade.

Inicialmente, os ensaios foram realizados em 30 amostras secas, com pressão de poros e temperatura nas condições normais do ambiente. A pressão confinante inicial estabelecida foi de 35 MPa. A amostra deve ficar 30 minutos estabilizando a esta pressão, quando se captura a primeira onda, sendo o tempo para esta estabilização dependente do tipo de amostra. Após a primeira onda ser capturada, a pressão é decrescida e as demais ondas, com as pressões confinantes inferiores a primeira (30, 25, 20, 15, 10, 5 MPa), são capturadas. Logo em seguida, é realizada a picagem das ondas, que é a marcação do tempo de chegada de cada uma destas ondas (V_p , V_{s1} e V_{s2}).

Para realizar o ensaio é necessário fornecer informações como, dados de comprimento (mm), diâmetro (mm), densidade total (g/cm^3) e a porosidade (%). A amostra é inserida em uma borracha e presa a dois transdutores (uma fonte e um receptor). A fonte gera pulsos que atravessam a amostra e são registradas pelo receptor, que transformam esses pulsos em sinal elétrico e os envia a um osciloscópio, onde é mostrado na tela do mesmo.

Em um segundo momento os ensaios foram realizados novamente para oito amostras selecionadas a partir de seus valores de permeabilidade (baixos, médios e altos) para cada tipo litológico estudado. Desta vez, as amostras estavam saturadas com água e com óleo, separadamente. Para realizar esta saturação utilizou-se água deionizada e óleo lubrificante. A Figura 24 expõe as amostras utilizadas nos ensaios saturados.



Figura 24: Amostras selecionadas para realização dos ensaios elastodinâmicos saturados.

O ensaio ocorreu de forma semelhante, porém, utilizou-se o sistema de poros do equipamento para garantir a saturação. Injetou-se água deionizada para saturá-las a 5MPa. Desta vez, a máxima pressão confinante utilizada foi de 40 MPa, obtendo-se a pressão efetiva de 35 MPa, já que a pressão efetiva é a diferença entre a pressão de confinamento e a pressão poros. Este valor de 35 MPa de pressão efetiva foi estabelecido para melhor comparação entre os resultados dos ensaios realizados para as amostras secas e saturadas. Já que para as amostras secas foi utilizada pressão confinante de 35 MPa e 0 pressão de poros, obtendo assim o mesmo valor de pressão efetiva. Da mesma forma ocorreu para as amostras saturadas com óleo.

Depois de estabilizadas as pressões foram capturadas as ondas decrescendo 5MPa (40, 35, 30, 25, 20, 15, 10 MPa) de pressão confinante e mantendo a pressão de poros a 5 MPa. Realizou-se a picagem das ondas após o término do ensaio.

3.2.1.5 Saturação

A saturação é uma importante propriedade das rochas., que está relacionada com o percentual do volume poroso ocupado por determinado(s) fluido(s). Neste trabalho, os ensaios elastodinâmicos foram realizados para amostras secas e amostras saturadas, com água e com óleo, respectivamente.

Inicialmente as amostras foram saturadas com água, para isso, os plugues secos permaneceram submersos na água por aproximadamente 24 horas antes da realização dos ensaios. Posteriormente, durante o procedimento, as mesmas

continuaram a ser saturadas através do sistema de pressão de poros do AutoLab 500®. A pesagem destas amostras foi realizada antes e após os ensaios, obtendo assim uma variação de massa devido ao fluido saturante, que neste caso, foi a água.

Por definição sabe-se que a saturação é a razão entre o volume de fluido saturante e o volume de poroso da rocha (Equação 30):

$$S_f = \frac{V_f}{V_p} \times 100(\%) \quad (30)$$

O volume poroso é fornecido no ensaio de densidade de grãos e porosidade, realizado na amostra seca. O volume do fluido saturante pode ser obtido a partir da Equação (31):

$$\rho = \frac{m_f}{V_f} \left(\frac{g}{cm^3} \right) \quad (31)$$

São conhecidas a massa (m_f) e a densidade do fluido (ρ_f).

Substituindo esses valores na Equação (30), tem-se a porcentagem do fluido que satura o espaço poroso.

Da mesma forma realizou-se para saturar as amostras com óleo, entretanto, tendo em vista que elas foram saturadas previamente com água, as mesmas amostras passaram pelo processo de secagem em uma estufa (Figura 25) durante 24 horas a 80° C e foram pesadas novamente. A única diferença foi que para saturação com óleo elas permaneceram submersas neste fluido por uma maior quantidade de horas, uma vez que se notou essa necessidade nos primeiros ensaios realizados, pois as duas primeiras amostras não atingiram saturação muito significativa inicialmente (igual ou inferior a 50%), então os ensaios foram realizados novamente para estas amostras.



Figura 25: Estufa utilizada para secagem das amostras.

3.2.1.6 Ensaios elásticos estáticos

3.2.1.6.1 Resistência à compressão uniaxial

Os ensaios geomecânicos foram realizados segundo padrões estabelecidos pela ASTM. De acordo com a norma ASTM D4543-01, os ensaios de compressão uniaxial exigem preparação de plugs cilíndricos retos, com diâmetro igual ou superior a 50 mm e relação altura/diâmetro do plug variando entre 2,0 e 2,5 (Figura 26). Nogueira (2000) mostra que quando é necessário testar testemunhos de menor diâmetro, é desejável que o diâmetro do plugue seja 10 vezes maior do que o diâmetro máximo do grão mineral, ficando recomendado um diâmetro 20 vezes maior.

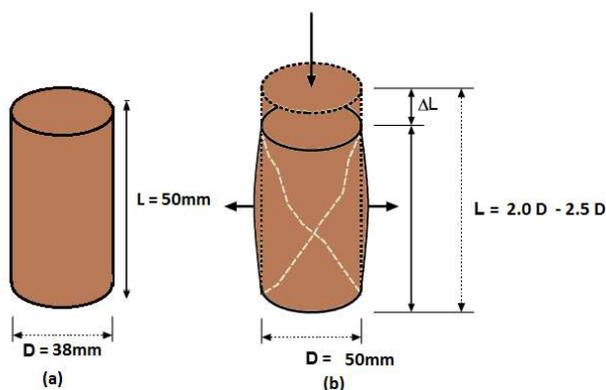


Figura 26: Dimensões dos plugues analisados.

O ensaio de compressão uniaxial consiste basicamente em montar um conjunto composto de amostra, cap superior e inferior e extensômetro lateral e axial (Figura 27).

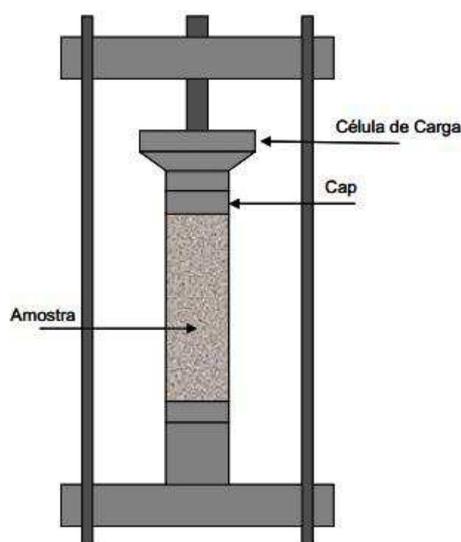


Figura 27: Conjunto que viabiliza o ensaio de UCS.

Este conjunto é colocado em um pedestal e aproxima-se a célula de carga do cap superior e então se aplica uma carga uniaxial (Figura 28) a uma taxa constante de carregamento ou deformação, de modo que o tempo do carregamento do ensaio esteja entre 5 e 15 minutos.

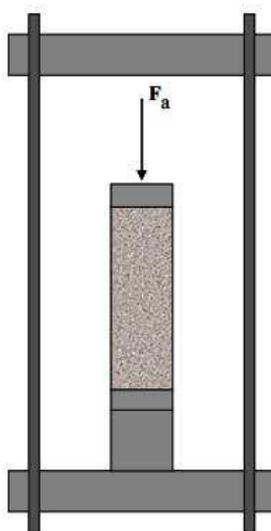


Figura 28: Visualização da força aplicada na amostra submetida ao ensaio de UCS.

Durante o ensaio uniaxial pode ser adquirido os seguintes dados ao longo do tempo: tensão uniaxial e deformação uniaxial e radial. E a partir destes dados pode-se obter a razão de Poisson e o módulo de deformabilidade.

3.2.2 Análise composicional

3.2.2.1 Petrografia

As lâminas das amostras foram analisadas no CENPES por petrografia óptica, utilizando microscópio petrográfico da marca ZEISS, modelo Axioskop Imager.A1, com plataforma para 05 (cinco) objetivas, variando de 12,5x a 400x de aumento. A este equipamento, está acoplada uma câmera fotográfica ZEISS, modelo AxioCam MRc, para obtenção de imagens em diferentes escalas.

Outra propriedade obtida através da análise petrográfica foi a porosidade. A mesma foi avaliada por análise de imagem, obtida a partir do microscópio petrográfico, de todas as lâminas delgadas descritas. Para tanto foi utilizado o programa IMAGO, que separa na imagem poro e grãos pela cor. Feito isso, foi criada uma imagem binarizada, poros em preto e grãos em branco, e cada poro é reconhecido pelo programa como um objeto, passível de ser medido (distribuição de tamanhos) e quantificado (% de poros).

3.2.2.2 Difractometria de raios X

Foram extraídos discos a partir dos plugues estudados, para preparação das amostras enviadas para as análises de DRX. Estas análises foram realizadas no pelo Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e Inovação da Universidade Federal de Goiás (CRTI) da Universidade Federal de Goiás e no Centro de Pesquisa da Petrobras (CENPES).

3.2.3 Métodos computacionais para aquisição das propriedades petrofísicas

3.2.3.1 Preparação de amostras

Para aquisição dos tomogramas foram enviados para o Laboratório de Meios Porosos e Propriedades Termofísicas da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC), discos de aproximadamente um centímetro, cada um deles provenientes de seis das amostras nas quais foram realizados os ensaios elastodinâmicos saturados. Foi extraída uma subamostra de cada disco para realização do imageamento através da microtomografia de raios X. Estes discos foram extraídos antes da saturação com óleo, para garantir que o mesmo não influenciasse na quantificação dos resultados. Os discos provenientes dos plugues são exibidos na Figura 29. O local de onde foram extraídas as subamostras e a forma final das mesmas podem ser visualizadas na Figura 30. A forma final das subamostras é cilíndrica com diâmetro de aproximadamente 2mm.



Figura 29: Discos extraídos a partir das amostras de rochas.

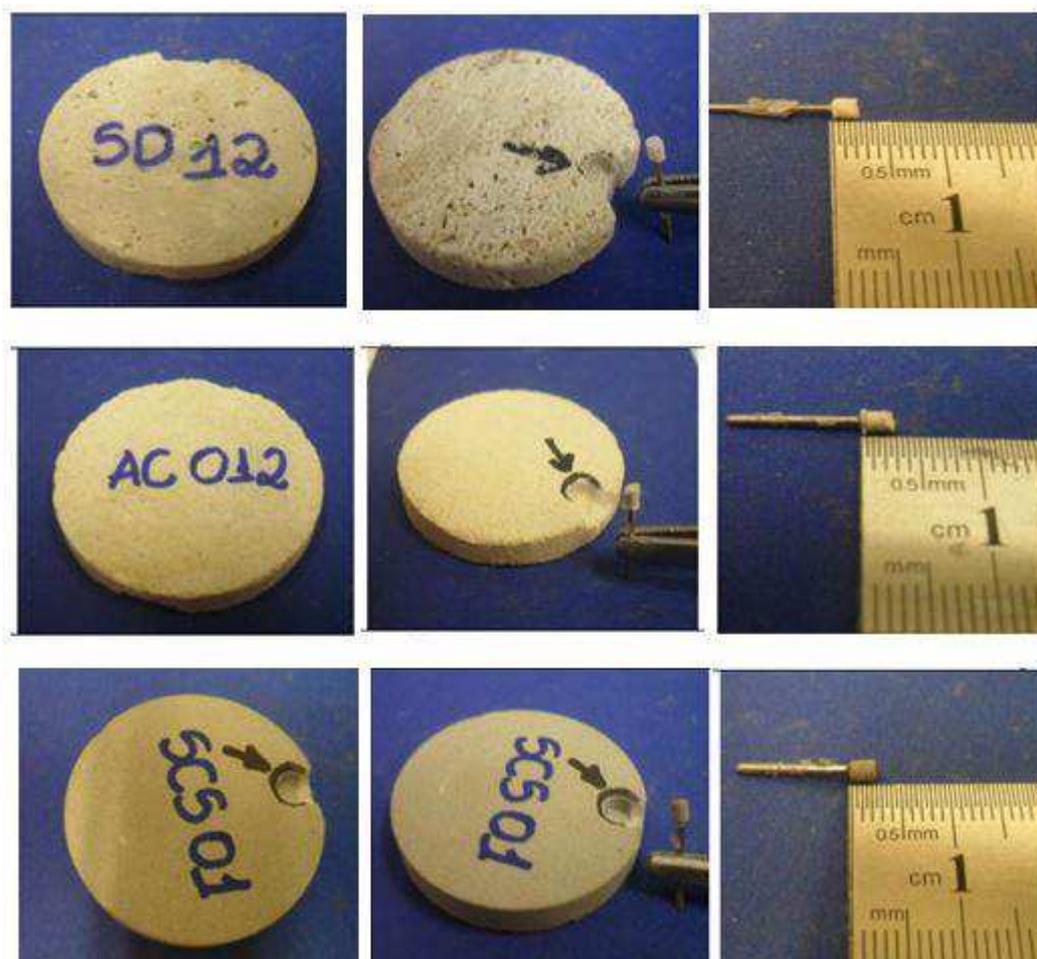


Figura 30: Extração da subamostra utilizada para aquisição dos tomogramas.

As imagens microtomográficas foram adquiridas pelo equipamento XRADIA, modelo Versa XRM 500, o imageamento de altíssima resolução, que foi em torno de 2.4 μm para as amostras estudadas.

As imagens microtomográficas foram utilizadas na geração de modelos computacionais 3D com segmentação das fases constituintes (identificação e quantificação do espaço poroso e dos grãos minerais) no software *Avizo Fire*. As análises são baseadas no nível de tom de cinza característico de cada fase, podendo variar do nível zero, menos denso, ao nível 255, mais denso. Este é um critério visual de identificação das fases constituintes.

3.2.3.2 Porosidade

3.2.3.2.1 Macroporosidade

Após carregadas as imagens para gerar o modelo tridimensional, foi extraído um subvolume e gerado um cubo de dimensões 300x300x300, onde aplicou-se a ferramenta *Multi Thresholding* para realizar a segmentação. Posteriormente, utilizou-se o comando *Material Statistics* que determinou a contagem de pixels, e conseqüentemente, de volume. O resultado consiste em uma tabela contendo o número de pixels de cada intervalo e a porosidade pode ser calculada pela razão entre o volume da fase porosa, volume de pixels mais escuros do que o limite definido, e o volume total, soma dos volumes das duas fases. As etapas utilizadas para obtenção da macroporosidade podem ser visualizadas na Figura 31.

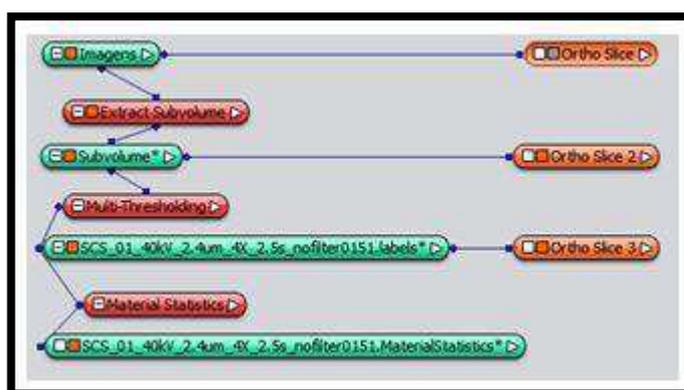


Figura 31: Fluxograma utilizado para o cálculo da macroporosidade.

3.2.3.2.2 Microporosidade

Para o cálculo de microporosidade, aplicou-se o comando *Interactive-Thresholding*, com a finalidade de segmentar a imagem, obtendo uma imagem representativa da fase porosa e outra referente à fase intermediária (microporos). A ferramenta *Arithmetic* foi aplicada extraindo-se como resultado uma imagem representativa da microporosidade. O comando *Global Analysis* foi utilizado sobre o resultado da fase anterior, o qual fornece uma tabela com valores médios de microporosidade nas imagens. A partir da contagem de *pixels* obtidos, através da ferramenta *Material Statistics*, obteve-se a microporosidade pela razão entre o produto da fração volumétrica da fase intermediária e a microporosidade média sobre o

volume total. O fluxograma de trabalho utilizado para obtenção da microporosidade é exibido na Figura 32.

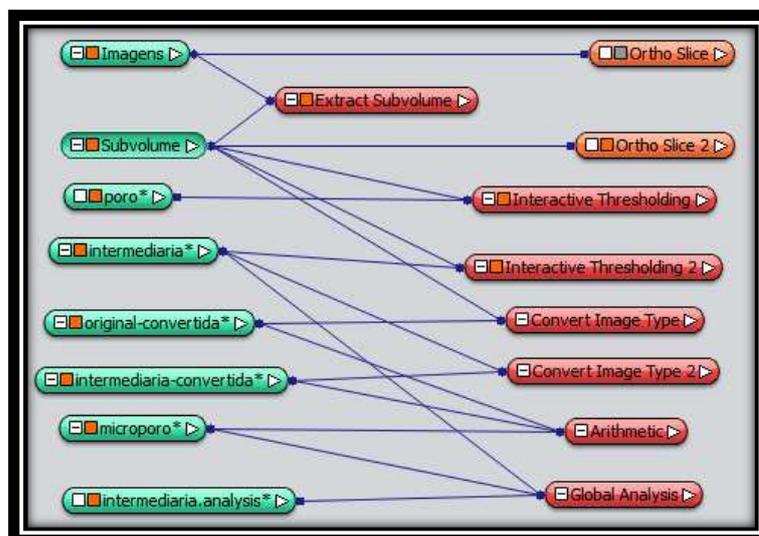


Figura 32: Fluxograma utilizado para o cálculo da microporosidade.

3.2.3.2.3 Permeabilidade

Para simulação da permeabilidade o procedimento inicial é o mesmo, porém desta vez, o subvolume utilizado para calcular as outras propriedades foi subdividido em 4 partes iguais, para facilitar a simulação. Aplicou-se para cada subvolume a ferramenta *Multi-Thresholding*, com o objetivo de separar as fases poro e matriz. No resultado gerado utilizou-se a ferramenta *Absolute Permeability Experiment Simulation*, para a simulação do fluxo do fluido no meio poroso. Este comando exige que sejam fornecidos valores de pressão de entrada e saída da direção de fluxo, bem como a viscosidade do fluido que escoar, estes parâmetros foram mantidos nos valores iniciais fornecidos pelo *software*. Por fim, foi calculada a média dos valores obtidos para todas as 4 regiões e obteve-se assim, o valor médio da permeabilidade para a amostra analisada. Os passos necessários para realização da simulação de permeabilidade são exibidos no fluxograma da Figura 33.

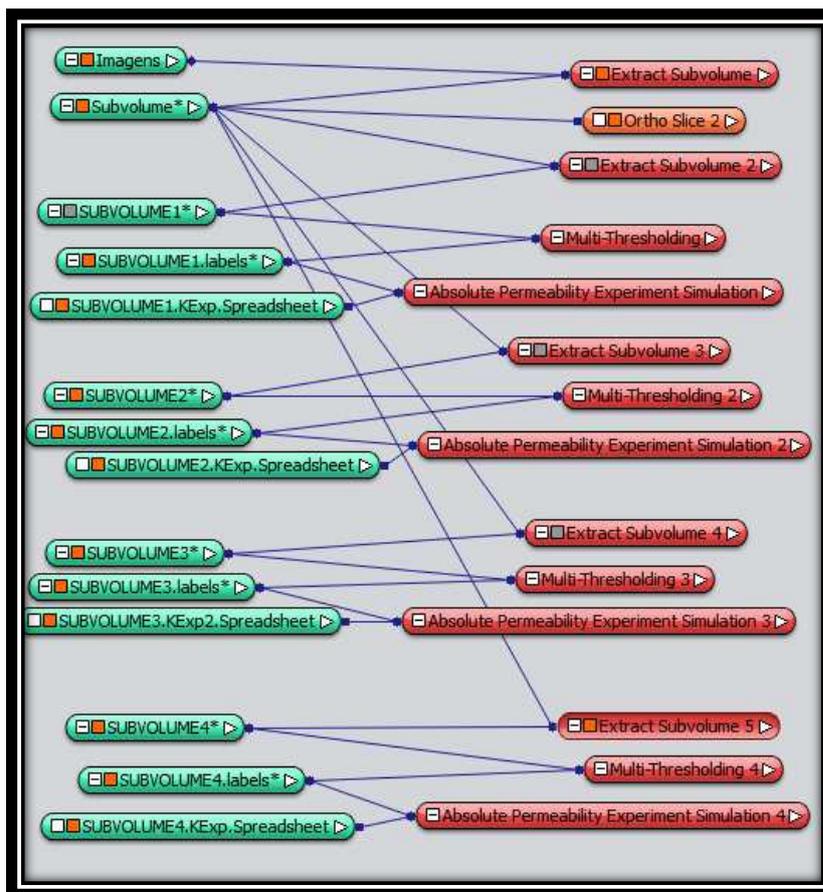


Figura 33: Fluxograma utilizado para a simulação da permeabilidade.

3.2.3.2.4 Conectividade dos poros

Ao subvolume inicial, utilizado no cálculo das outras propriedades, aplicou-se a ferramenta *Interactive Thresholding* para fazer segmentação da imagem. Posteriormente foi utilizado o comando *Label Analysis*, para visualização dos poros conectados e no resultado obtido o *generate surface*, com o objetivo de gerar a superfície tridimensional dos poros. Para visualização da superfície a ferramenta *Surface View* foi aplicada. Estes procedimentos são exibidos na Figura 34.

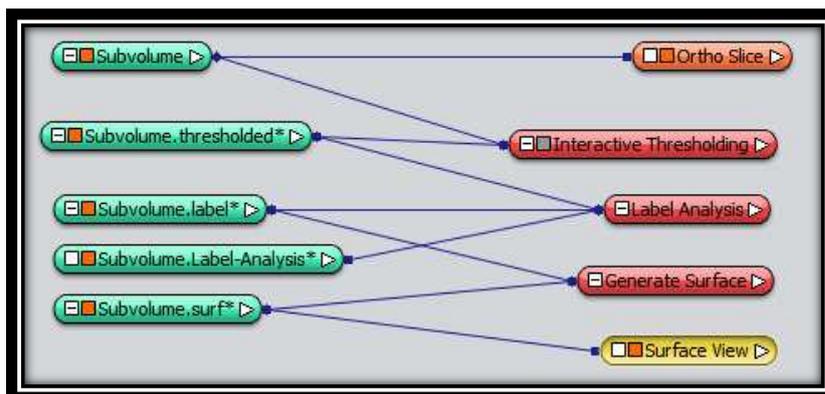


Figura 34: Fluxograma utilizado para gerar superfície de rede de poros.

3.2.3.2.5 Tortuosidade

Depois de realizada a segmentação do subvolume, utilizando os limiares previamente obtidos, aplicou-se uma única ferramenta no resultado gerado, que foi a *Centroid Path Tortuosity*, a partir daí é obtido o fator de tortuosidade e elevando este fator ao quadrado tem-se de fato a tortuosidade. A Figura 35 exibe o fluxograma com os procedimentos utilizados para obter este fator.

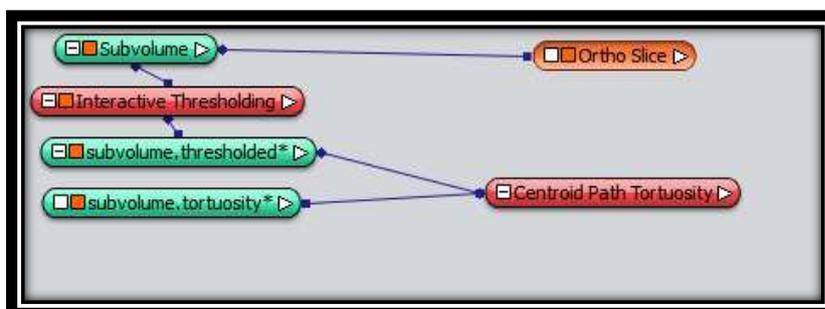


Figura 35: Fluxograma utilizado para obter o fator de tortuosidade.

3.2.3.2.6 Geração de malhas

Para os ensaios de propagação de ondas realizados no *software COMSOL Multiphysics 5.1* foram geradas malhas de elementos finitos tetraédricos a partir das imagens microtomográficas das rochas estudadas utilizando o *avizo fire*, com o objetivo de tornar estes ensaios mais representativos.

A partir do subvolume inicial foi realizada a binarização a partir da ferramenta *edit new label field*. Na mesma ferramenta, por meio do *segmentation editor*, adicionou-se a fração poro e a fração matriz, utilizando os limiares de tons de cinza previamente estabelecidos. Após a segmentação, aplicaram-se os comandos *remove islands* e *smooth labels*, para remover os ruídos existentes nas imagens e suavizar as porções angulosas das imagens, para simplificar o modelo.

Binarizada a imagem, utilizou-se a ferramenta *generate surface* para gerar a superfície 3D. Inicialmente, estas superfícies geradas apresentavam faces na ordem de milhões, então para viabilizar os ensaios, tendo em vista o tempo de processamento, foi realizada a simplificação das superfícies as superfícies. Para isto, foi utilizado o *simplification editor*, para reduzir o número de faces para 25000, com max dist de 20 e min dist de 15. As malhas foram simplificadas variando entre 70 e 100 mil faces, variando com a complexidade das subamostras.

Para simplificar os modelos foram geradas falhas de interseção e de orientação das faces dos tetraedros, valores muito altos de razão de aspecto dos tetraedros e redução da qualidade do tetraedro. Estes parâmetros necessitaram passar por correções, pois não seria possível gerar a malha no *avizo*. Reduziu-se as interseções e os erros de orientação das faces a zero, e razões de aspecto e qualidade de tetraedro foram mantidas abaixo de 30 (aceitável para geração da malha). Estas correções foram realizadas pelas ferramentas no *menu surface editor* e outras vezes foram corrigidas manualmente.

Corrigidos os erros na malha, utilizou-se o comando *generate tetra grid*, para gerá-la e em seguida a mesma foi salva em formato *Bulk Data Format* (BDF). A Figura 36 exibe o fluxo de trabalho para a geração das malhas e em seguida a Figura 37 evidencia uma das malhas geradas no *Avizo Fire*, em verde é visualizada a matriz e em amarelo o poro.

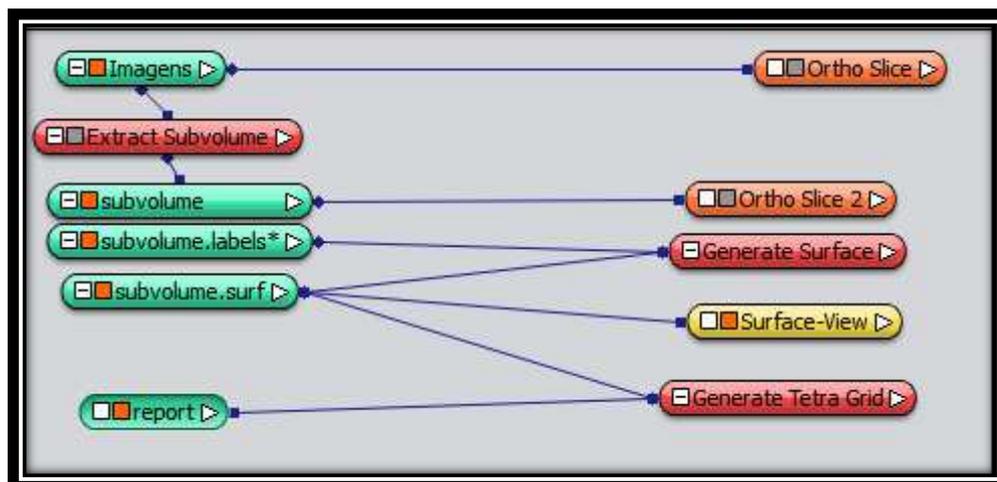


Figura 36: Fluxograma utilizado para a geração das malhas.

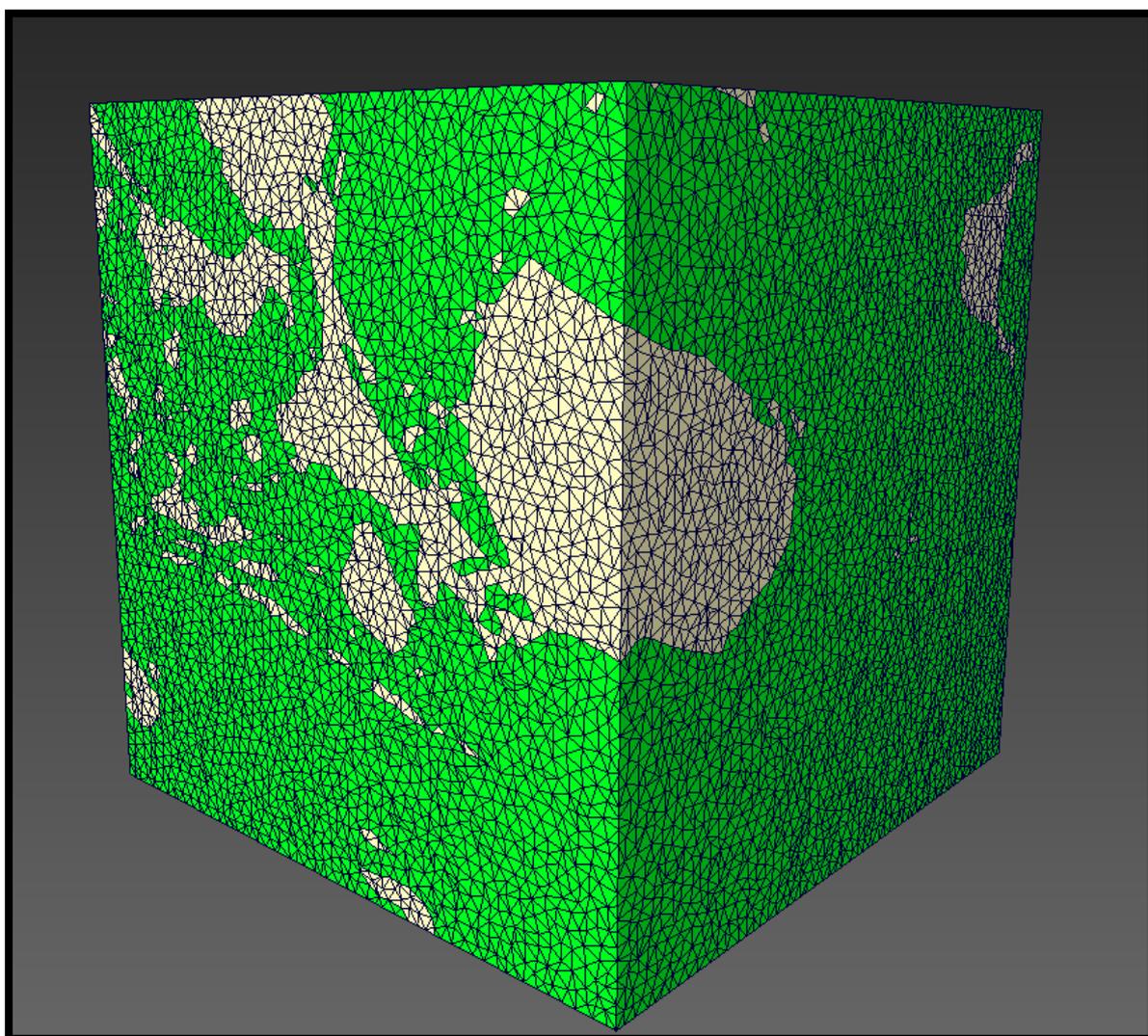


Figura 37: Malha gerada no software Avizo Fire.

3.2.3.2.7 Propagação de ondas

O programa utilizado para realizar a propagação de ondas neste trabalho foi o *COMSOL Multiphysics 5.1*. Inicialmente foi importada para este programa, a malha gerada no *avizo fire* e em seguida, para propagar as ondas, utilizou-se para o módulo *pressure acoustics transient, time dependent*, dentro da sessão *acoustics* do *software*. Foi estudada a passagem de pulsos de pressão ao longo do tempo que atravessam determinado meio. As unidades utilizadas nos ensaios foram em micrômetros e microssegundos, de acordo com dimensões das amostras e para otimizar o tempo de ensaio.

Após importada a amostra foram definidos os respectivos materiais de cada domínio. Admitiu-se que a matriz possuía composição monomineral, neste caso, o mineral predominante de cada litologia. Esta premissa foi estabelecida devido a redução do tamanho de cada subamostra, acarretando a redução de sua heterogeneidade composicional. Para os carbonatos admitiu-se matriz calcítica (para os calcários) e dolomítica (para os dolomitos), para os arenitos assumiu-se o quartzo como matriz. Com relação à estrutura porosa, utilizou-se inicialmente a mesma preenchida com ar, posteriormente reproduziu-se os ensaios de propagação de ondas com o meio poroso saturado com água ou óleo lubrificante.

As propriedades necessárias para o estudo de propagação de ondas utilizando o *COMSOL* foram a densidade e velocidade do som (ambas para a matriz e para os fluidos), compressibilidade dos fluidos e os módulo de cisalhamento e de incompressibilidade para a matriz. Estes valores foram definidos por Mavko *et al.* (2009) e podem ser visualizados na Tabela 3.

Tabela 3: Dados de entrada das propriedades dos materiais utilizados no COMSOL Multiphysics 5.1.

Propriedade	Arenito	Calcário	Dolomita	Ar	Água	Óleo
Densidade (g/cm ³)	2710	2710	2820	1,3	1000	863,2
Velocidade do som (m/s)	5000	5000	7000	340	1500	1500
Compressibilidade (Pa ⁻¹)	-	-	-	1,01.10 ⁻⁴	5,1.10 ⁻¹⁰	5,5.10 ⁻⁸
Módulo de cisalhamento (GPa)	33	33	45	-	-	-
Módulo de incompressibilidade (GPa)	76,8	39	94,9	-	-	-

O intervalo de tempo iniciou em 0 e terminou em 0,4 microssegundos. Foi estabelecido tempo maior que o necessário devido à atenuação gerada para as ondas nestas amostras. Foram determinadas as regiões de 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 e as fronteiras do sistema selecionadas foram todas as faces do cubo, com exceção da face utilizada para a emissão do pulso de pressão (Figura 38). O pulso de pressão propagou-se em direção à face oposta, a partir da Equação (32).

$$P = Amp \cdot \sin(2\pi ft) \quad (32)$$

Amp é a amplitude inicial do pulso de pressão,

f é a frequência da onda e

t é o tempo.

Utilizou-se amplitude de 200 Pa e frequência de 25 MHz, para que pudesse ser observada pelo menos uma forma de onda completa no interior das amostras.

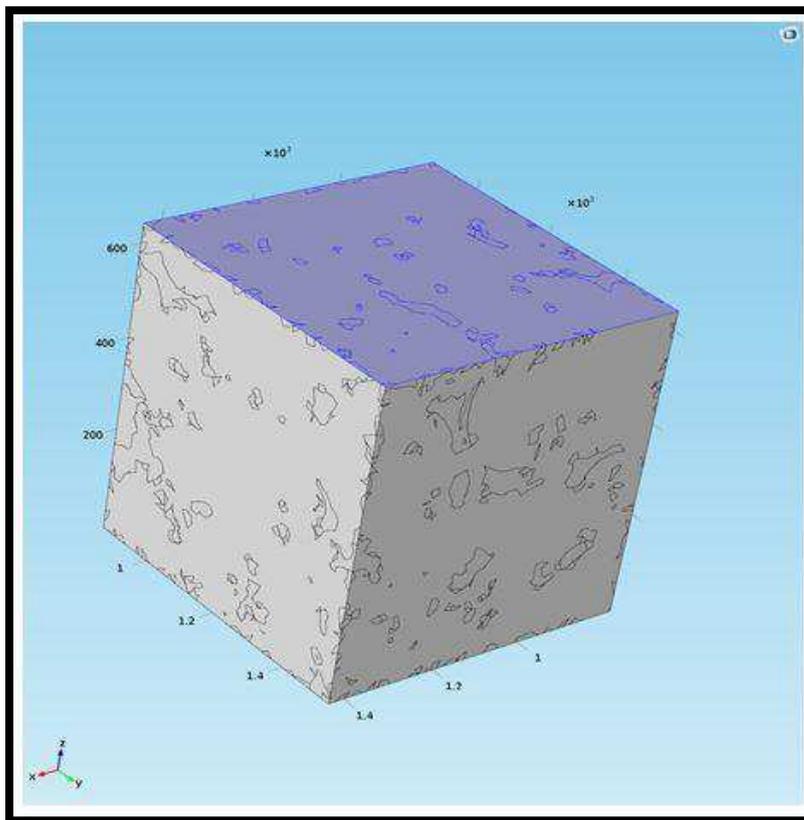


Figura 38: Visualização do cubo utilizado para a propagação de ondas.

Após realizada a propagação da onda, foram selecionados seis pontos de leitura por meio da ferramenta *Point Graph*. Sendo estes, os quatro vértices da face oposta ao plano de aplicação do pulso de pressão e dois pontos no centro da face. Estes pontos são visualizados na Figura 39.

O resultado é um gráfico de pressão por tempo que mostra a chegada da onda em cada ponto de leitura (Figura 40).

Por fim, foi realizada a picagem da onda, a partir disto teve-se o tempo da chegada da primeira onda para cada ponto. Possibilitando o cálculo da velocidade de propagação de ondas computacional (V_{comp}) a partir da Equação (33).

$$V_{comp} = n.R t \quad (33)$$

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

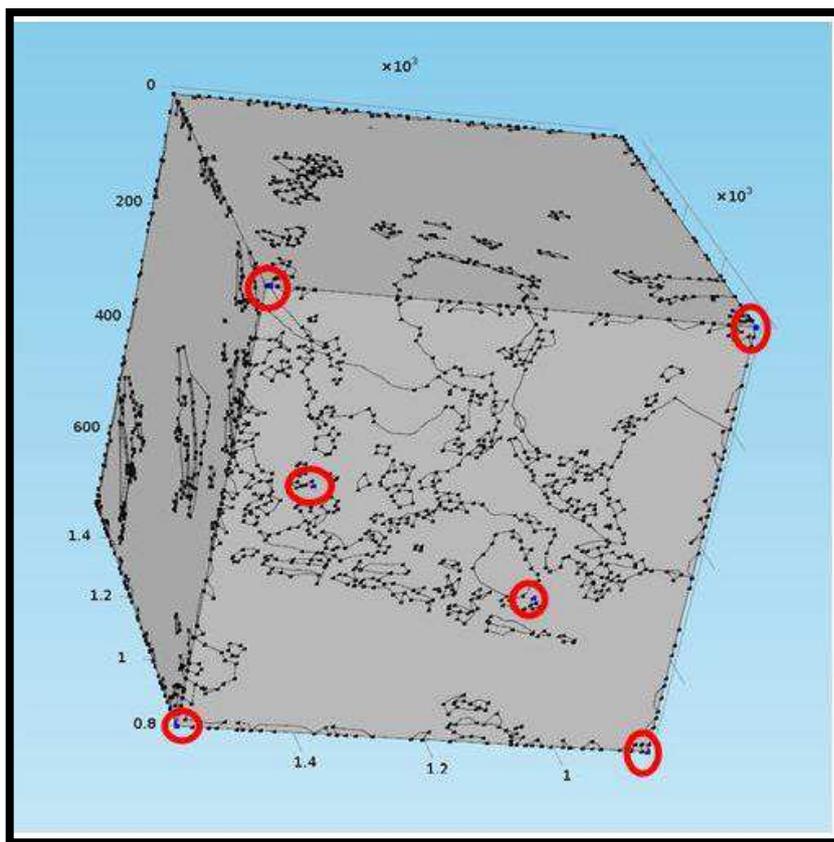


Figura 39: Pontos receptores do pulso gerado na face oposta.

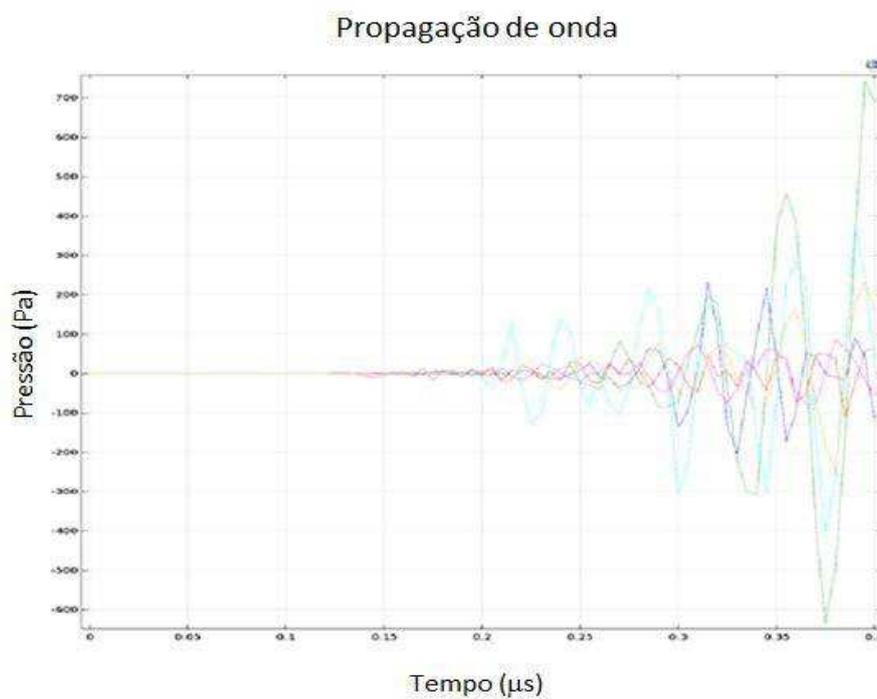


Figura 40: Propagação das variações de ondas simuladas no *COMSOL*, com a variação da pressão com o tempo.

3.2.4 Modelos de substituição de fluidos

Foram utilizadas as equações definidas no Capítulo 2 (2.2) para obtenção dos módulos elásticos e das velocidades de ondas para as rochas saturadas, a partir dos dados de rocha seca.

3.2.4.1 Modelo de Gassmann

Para o cálculo da incompressibilidade da rocha saturada a partir do modelo de Gassmann foi necessário obter alguns dados laboratoriais como a incompressibilidade da rocha seca obtida através dos ensaios elásticos dinâmicos, o módulo de cisalhamento e a porosidade. Alguns dados foram extraídos da literatura como a incompressibilidade do fluido (água, ar e óleo), sendo estes dois primeiros de acordo com Mavko *et al.* (2009). Para o ar, foi utilizado o valor de $1,01 \cdot 10^{-5}$ GPa, e para a água, 2,2 GPa (Mavko *et al.*, 2009), para o óleo foi utilizado o dado fornecido pela Petrobras para o óleo HR 32 EP, incompressibilidade de 1,8 GPa.

Admitiu-se que a matriz era composta apenas por um mineral, para viabilizar a utilização deste modelo. A incompressibilidade do mineral foi de 76,8 GPa para a calcita, 94,9 GPa para a dolomita e 39 GPa para o arenito.

3.2.4.2 Modelo de Biot

Os dados necessários para obtenção dos módulos elásticos e da velocidade para o modelo de Biot são: a densidade do mineral, a densidade do fluido saturante, a incompressibilidade e o módulo de cisalhamento da rocha seca, a porosidade, o fator de tortuosidade, a incompressibilidade do mineral e do fluido.

Estes dados foram obtidos também pelos ensaios laboratoriais (densidade, incompressibilidade, módulo de cisalhamento e porosidade), por meio da literatura (Mavko *et al.* 2009) para a densidade dos fluidos (para o ar $1,29 \cdot 10^{-3}$ g/cm³ e para a água g/cm³), e para o óleo a densidade foi a informada pelo fabricante (0,8632 g/cm³).

Outro dado necessário para utilização deste modelo é o fator de tortuosidade. Este fator foi obtido a partir do *software avizo fire*, a partir da reprodução de modelos

digitais de rochas. Como só foi realizado este imageamento para seis das amostras estudadas, só foi possível aplicar este modelo à estas amostras.

3.2.4.3 Modelo de Brown & Korringa

Para o modelo de Brown e Korringa os dados de entrada são os mesmos que o de Gassmann, a única diferença é que neste modelo a heterogeneidade da matriz é considerada, ou seja, a incompressibilidade do mineral deve ser calculada por uma média dos minerais constituintes. Sabendo-se a fração de cada mineral, a partir da análise de DRX, a incompressibilidade média do mineral da rocha é calculada utilizando a média de Voigt-Reuss-Hill. Este modelo foi utilizado neste trabalho apenas para as amostras de matriz arenítica, pois possuem heterogeneidade na composição.

$$k_{min} = \frac{K_V + K_r}{2} \quad (34)$$

Em que:

$$K_V = \sum_{i=1}^n f_i K_i \quad (35)$$

$$\frac{1}{K_r} = \sum_{i=1}^n \frac{f_i}{K_i} \quad (36)$$

Onde,

K_V - limite superior de Voigt

K_r - limite inferior de Reuss,

n - número de componentes da matriz rochosa,

f_i - são respectivamente a fração volumétrica e

K_i -módulo de incompressibilidade do componente i .

4 ANÁLISES PETROFÍSICAS CONVENCIONAIS E APLICAÇÃO DOS MODELOS DE SUBSTITUIÇÃO DE FLUIDOS

4.1 Amostras secas

Na Tabela 4 são apresentados os valores da massa, as dimensões (comprimento e diâmetro) e os valores obtidos nos ensaios de caracterização petrofísica básica (densidades, porosidade e permeabilidade), para as 30 amostras estudadas neste trabalho. A partir destes dados foram elaborados gráficos para análise do comportamento destas propriedades.

Tabela 4: Massa, densidade (total e dos grãos), porosidade e permeabilidade das amostras estudadas.

<i>Amostra</i>	Litologia	Massa	$\rho_b(\text{g/cm}^3)$	$P_g(\text{g/cm}^3)$	ϕ (%)	K(mD)
BOS-020	Arenito	111,3	1,91	2,59	26,4	2025
CGS-015	Arenito	122,6	2,12	2,65	20,1	81,2
BHS-001	Arenito	115,3	2,00	2,64	24,4	4811
BES-001	Arenito	117,1	2,00	2,63	24,1	2238
BBS-001	Arenito	121,6	2,12	2,66	20,2	39,7
BFS-001	Arenito	116,2	2,05	2,64	22,6	486
LPS-020	Arenito	120,2	2,04	2,66	22,7	207,8
SGS-010	Arenito	120,1	2,09	2,64	20,6	185,9
KBS-002	Arenito	121,2	2,09	2,63	20,5	27
BGS-003	Arenito	120,7	2,11	2,67	21,1	41,3
BRS-023	Arenito	122,8	2,13	2,64	19,5	116
PSS-002	Arenito	124,0	2,17	2,64	18,0	17,9
CTS-002	Arenito	122,9	2,15	2,64	18,5	59,1
KKS-003	Arenito	125,6	2,30	2,66	13,6	0
TBS-001	Arenito	129,4	2,26	2,70	16,5	2,3
NGS-002	Arenito	130,2	2,28	2,64	13,5	40,9
COS-001	Arenito	137,9	2,55	2,65	3,6	0
SCS-001	Arenito	121,9	2,24	2,66	15,8	0,6
IGS-002	Arenito	99,5	1,74	2,60	33,3	16438
IL1-005	Calcário	125,2	2,24	2,67	16,3	9,3
IL2-004	Calcário	137,6	2,43	2,67	8,0	0,2
IL3-020	Calcário	124,3	2,21	2,68	17,8	74,7
AC-012	Calcário	110,5	1,97	2,69	26,8	15,2
LD-004	Calcário	125,3	2,21	2,71	18,4	1,9
DP-09	Calcário	109,9	1,96	2,70	27,6	75,3
EY-08	Calcário	97,3	1,79	2,71	33,9	293
EW-005	Calcário	126,1	2,22	2,70	17,8	1,5
CML-001	Calcário	150,4	2,64	2,69	2,1	0
GD-07	Dolomito	152,0	2,71	2,82	3,9	0,6
SD-12	Dolomito	130,3	2,34	2,82	17,0	159,2

A Figura 41 exibe a relação entre a densidade de grãos em função da porosidade para as 30 amostras de rocha sedimentares estudadas neste trabalho. Pode-se observar que a porosidade varia entre 2 e 34%, e que ambas as propriedades não apresentam relação significativa entre si.

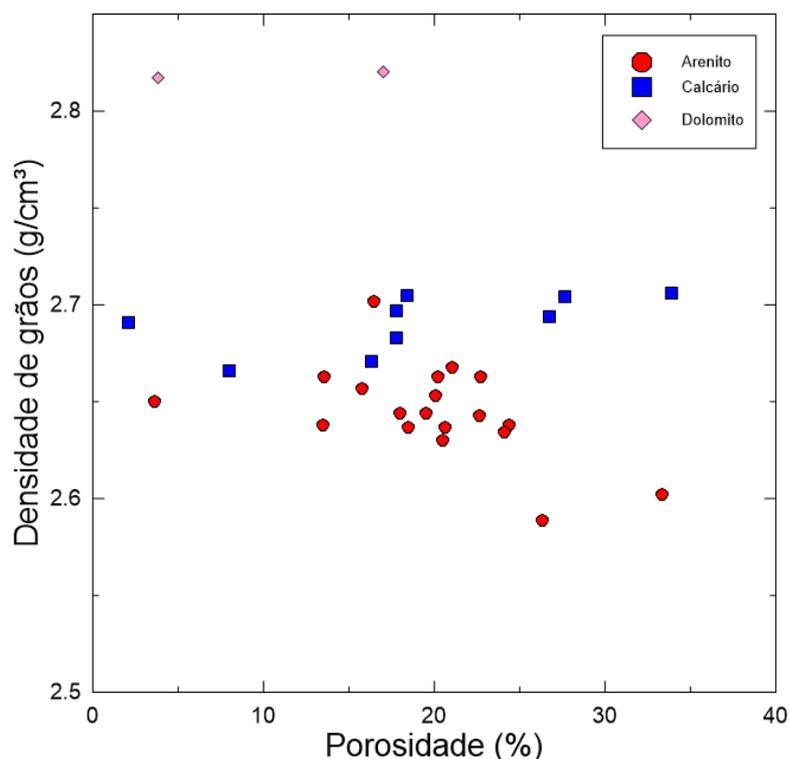


Figura 41: Relação entre a densidade de grãos e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.

Os valores de densidade de grãos variam de acordo com a composição mineralógica das rochas. Observa-se no gráfico da Figura 41 que os calcários apresentam densidade de grãos variando entre 2,67 e 2,71 g/cm³. É esperado que as rochas de matriz calcária apresentem densidade de grãos na faixa de 2,70 g/cm³, o que ocorre para a maioria das amostras, com exceção das amostras Indiana Limestone, da formação Bedford, as quais apresentam densidade de grãos inferior ao esperado. Isto ocorre devido à presença de matéria orgânica (comprovada por meio de imagens de microtomografia de raios X e descrição de lâminas), que por apresentar densidade inferior à da matriz, causa redução na densidade média dos grãos. As amostras de matriz dolomítica possuem valores de densidade de grãos de aproximadamente 2,82 g/cm³, conforme o esperado. Já para os arenitos, a maioria apresenta densidade de grãos entre 2,60 e 2,65 g/cm³. O TBS, apesar de ser

classificado como arenito, possui densidade de grãos de $2,702 \text{ g/cm}^3$. Foi realizada análise de DRX e constatou-se a presença de materiais com densidade superior a do quartzo, incluindo uma fração considerável de dolomita e pequenas frações de materiais pesados, responsáveis pela alta densidade do arenito. As análises composicionais realizadas por diferentes métodos serão discutidas posteriormente.

Na Figura 42, está apresentada a relação entre a densidade total e a porosidade mostra uma correlação inversa entre essas duas propriedades, conforme o esperado, uma vez que quanto maior a quantidade de espaços vazios menor a densidade da rocha. Neste gráfico há três linhas de tendência linear decrescente da densidade em função da porosidade, uma para cada litotipo. Vê-se que existe sobreposição de algumas amostras entre as linhas de arenito (linha com traços maiores) e de calcário (linha com traços menores), que indica a ocorrência de variação na composição dessas amostras.

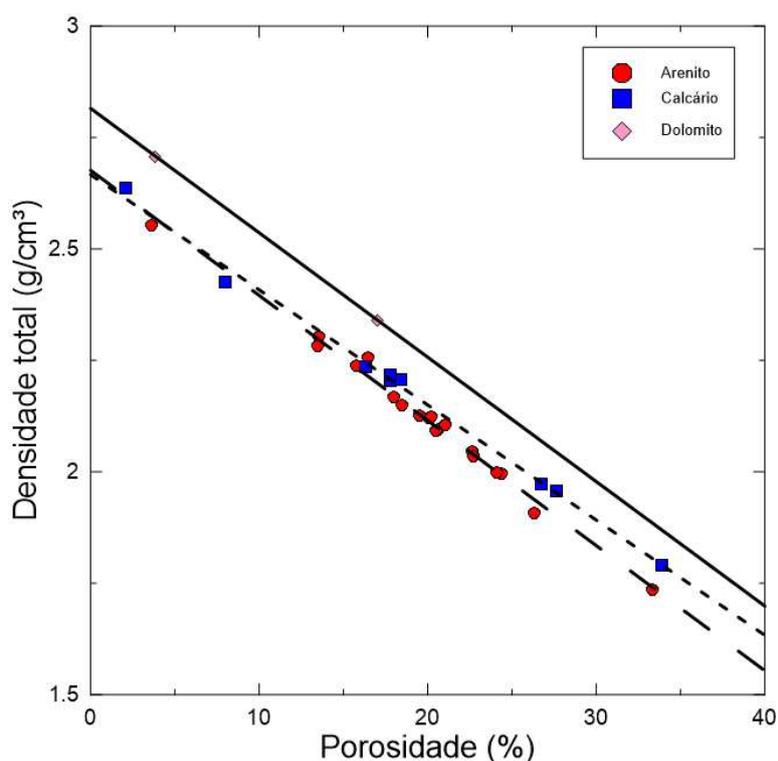


Figura 42: Relação entre a densidade total e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.

Observa-se na Figura 43 a relação entre a permeabilidade e a porosidade. Os valores de permeabilidade variam de 0 a 16158 mD e os de porosidade variam entre 2,1 e 33,9%. De maneira geral, à medida que os valores de porosidade crescem, há também o aumento da permeabilidade, com uma considerável dispersão. Esta

dispersão está relacionada com o tipo predominante de porosidade e com a conectividade dos poros, para os carbonatos. Para os arenitos, a permeabilidade varia principalmente com a distribuição de tamanho de poros e com o grau de seleção dos grãos. As amostras de arenito, em sua maioria, possuem os maiores valores de permeabilidade para um dado valor de porosidade, o que sugere que essas rochas possuem poros maiores e melhor conectados em relação aos carbonatos. O eixo das permeabilidades, neste gráfico, está em escala logarítmica, por este motivo, três amostras que apresentaram permeabilidade nula não estão presentes.

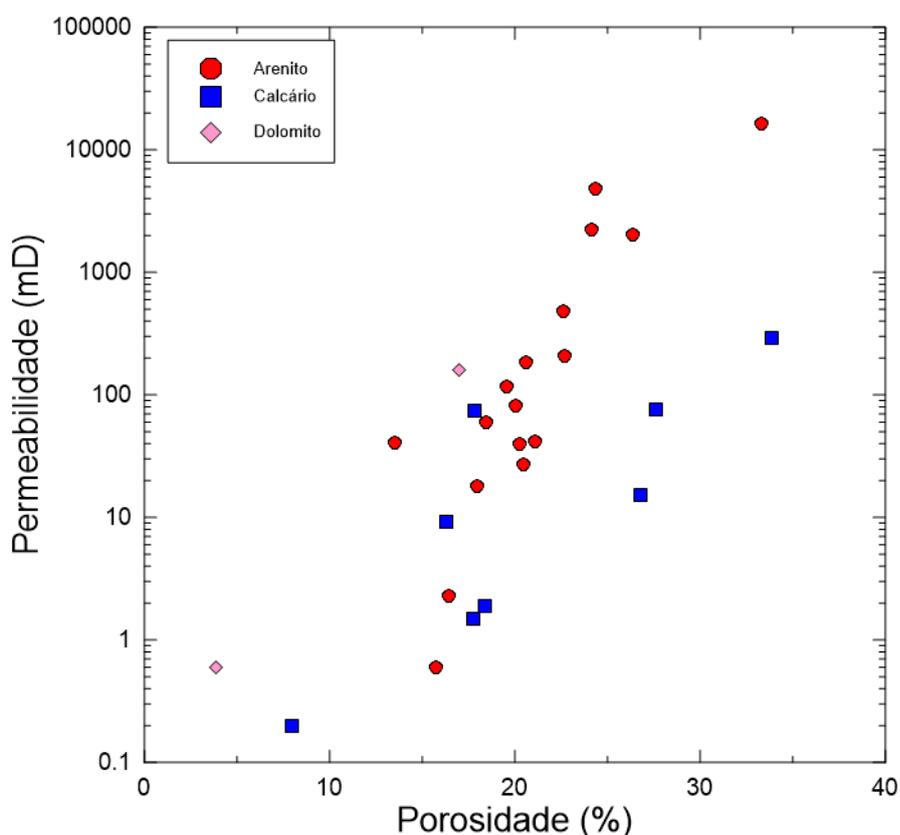


Figura 43: Relação entre a permeabilidade e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.

Os dados de velocidade das ondas compressoriais (P) e cisalhantes (S_1 e S_2), bem como a anisotropia das amostras, obtidas através da razão entre as ondas cisalhantes, estão disponíveis na Tabela 5.

As Figuras 44, 45 e 46, apresentam as relações entre a porosidade e as velocidades das ondas P, S_1 e S_2 , para os plugues sob pressão de confinamento de 20 MPa. Não foram utilizados valores superiores de pressão para o gráfico porque uma das amostras estudadas (EY-08) não excedeu 20 MPa, devido a baixa

resistência apresentada. Estas propriedades apresentam em geral, correlação inversa, apesar de haver uma dispersão considerável que pode estar relacionada com o tipo de porosidade e a geometria dos poros, resultantes de processos diagenéticos, para as rochas carbonáticas. Entretanto, para os arenitos pode ser resultante do efeito do arranjo de grãos, da qualidade do contato dos grãos e de níveis variados de cimentação e compactação. Nota-se, principalmente na Figura 44, que os três tipos de rocha apresentam comportamentos distintos. Para mesmos níveis de porosidade as rochas de matriz dolomítica apresentam os mais altos valores de velocidade, seguidas dos calcários e dos arenitos.

Tabela 5: Velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes, e a razão entre V_{s1} e V_{s2} .

Amostra	Vp (m/s)	Vs₁ (m/s)	Vs₂ (m/s)	Vs₁/ Vs₂
BOS-020	3505	2205	2205	1,00
CGS-015	2814	1828	1728	1,06
BHS-001	3600	2335	2387	0,98
BES-001	3911	2502	2552	0,98
BBS-001	3664	2334	2334	1,00
BFS-001	3578	2303	2294	1,00
LPS-020	3559	2303	2279	1,01
SGS-010	3744	2462	2466	1,00
KBS-002	3549	2309	2321	0,99
BGS-003	3396	2108	2205	0,96
BRS-023	3840	2518	2495	1,01
PSS-002	3904	2587	2569	1,01
CTS-002	3026	1939	1948	1,00
KKS-003	3167	2118	2111	1,00
TBS-001	3807	2417	2407	1,00
NGS-002	4162	2649	2742	0,97
COS-001	3945	2711	2525	1,07
SCS-001	3818	2454	2420	1,01
IGS-002	3077	1992	1970	1,01
IL1-005	4325	2479	2507	0,99
IL2-004	5314	2922	2962	0,99
IL3-020	4663	2622	2641	0,99
AC-012	3424	2028	2026	1,00
LD-004	4382	2497	2502	1,00
DP-09	3927	2291	2289	1,00
EY-08	3235	1975	1639	1,21
EW-005	4423	2555	2583	0,99
CML-001	5626	3127	3128	1,00
GD-07	6084	3491	3514	0,99
SD-12	6243	3484	3458	1,01

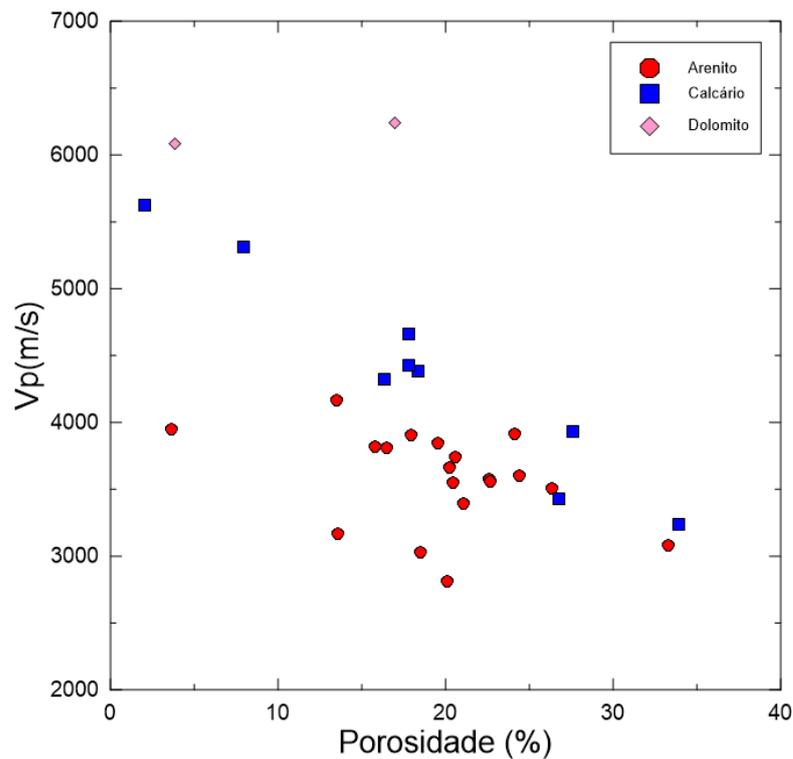


Figura 44: Relação entre a velocidade da onda compressional e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

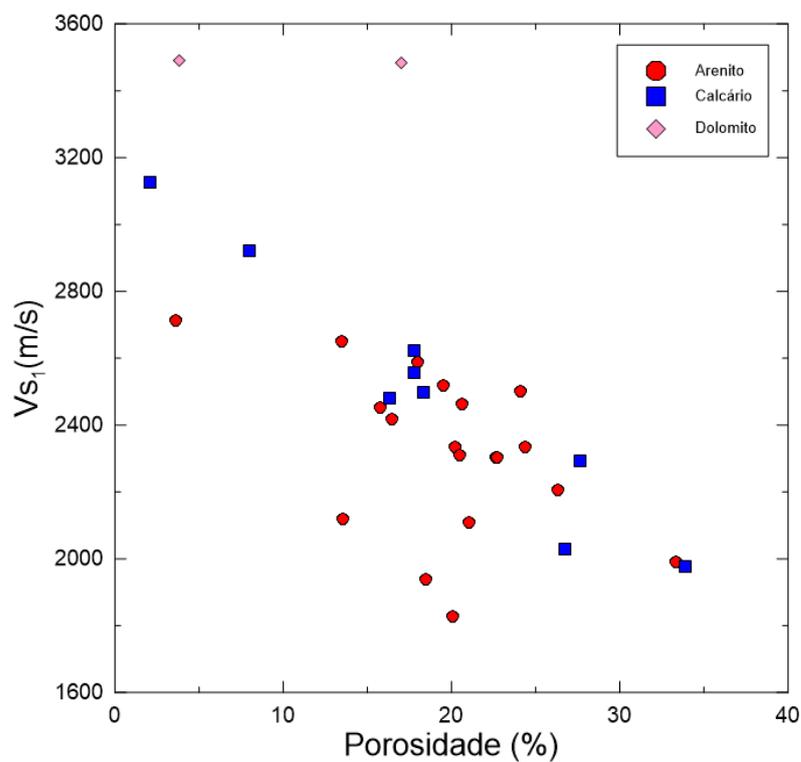


Figura 45: Relação entre a velocidade da onda cisalhante (V_{s_1}) e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

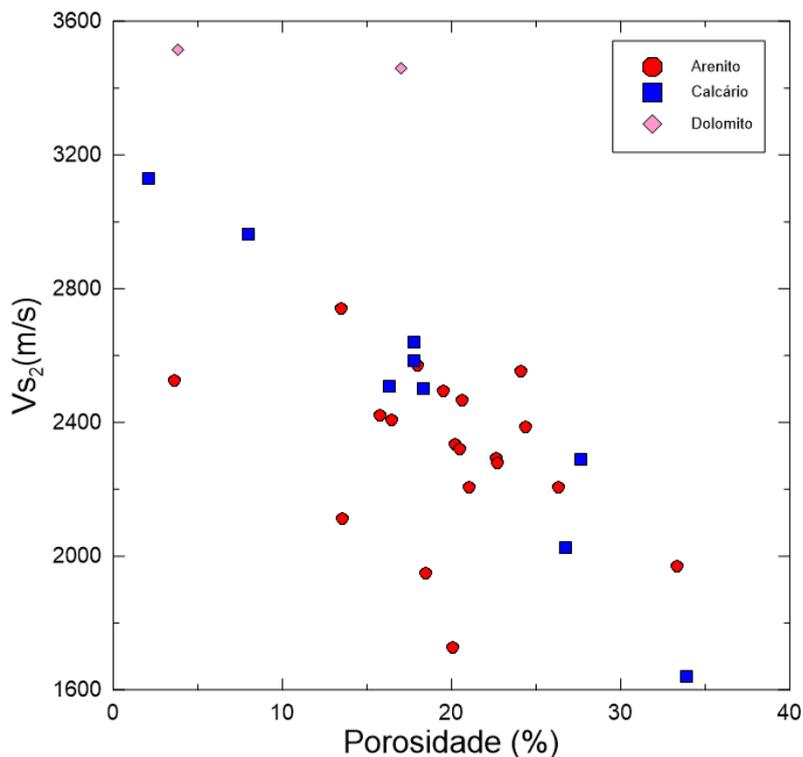


Figura 46: Relação entre a velocidade da onda cisalhante (V_{s2}) e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

O gráfico da Figura 47 relaciona a razão entre V_p/V_s e a velocidade da onda compressional. É possível perceber que esta relação é forte indicadora de litologia. Os valores médios de V_p/V_s são de 1,76 para os calcários, 1,78 para os dolomitos e 1,56 para os arenitos.

A anisotropia é a condição de variabilidade de propriedades físicas de um corpo rochoso ou mineral segundo direções diferentes, como, por exemplo, a variação de propagação de ondas sísmicas em massas rochosas estratificadas segundo diferentes direções.

A Figura 48 relaciona a razão entre as velocidades das ondas cisalhantes (V_{s1} e V_{s2}) e a porosidade. Quando a razão V_{s1}/V_{s2} é igual à unidade diz-se que as amostras são isotrópicas. Quando esta razão difere da unidade em mais de 5% (para mais ou para menos), como ocorre nas amostras EY-08, COS-001 e CGS-015 (observar a Tabela 5), elas são consideradas anisotrópicas. Como visto nesta figura, a grande maioria das amostras podem ser consideradas isotrópicas.

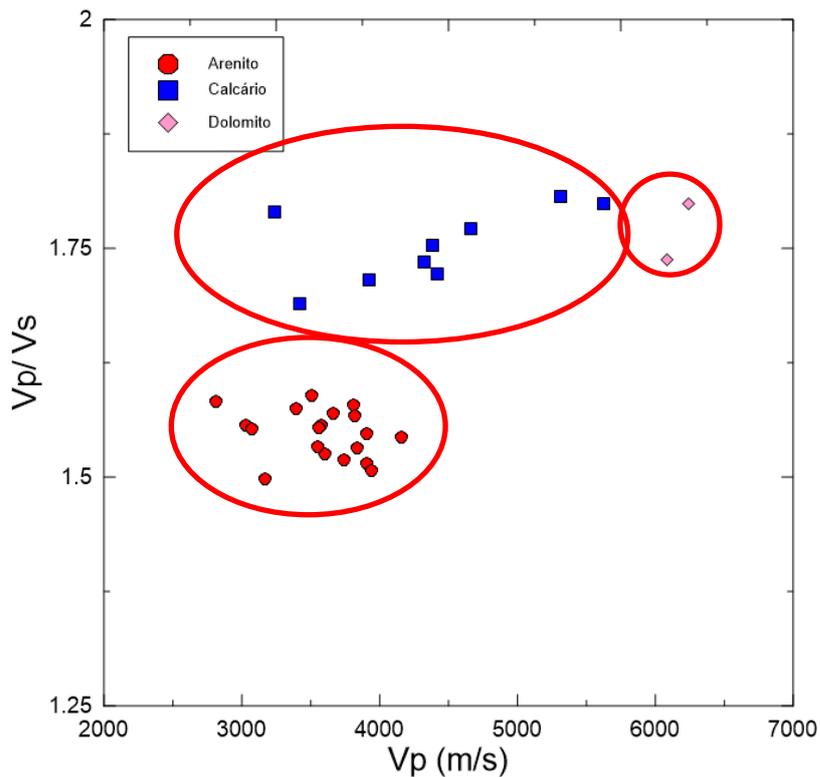


Figura 47: Relação entre a razão V_p/V_s e a velocidade da onda compressional para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

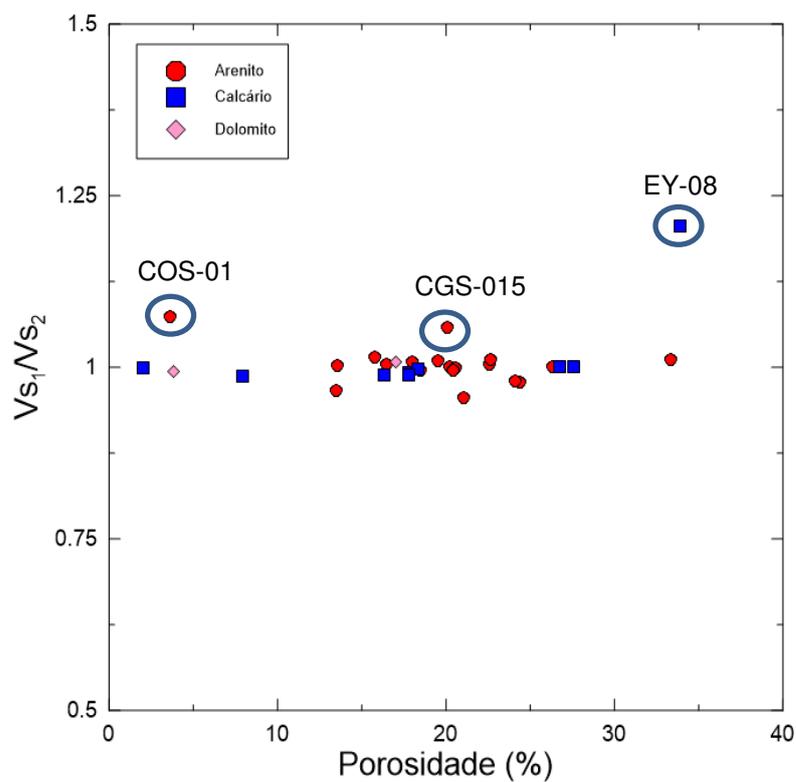


Figura 48: Relação entre a razão das velocidades das ondas cisalhantes e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

A Tabela 6 exibe os valores de resistência à compressão uniaxial e os módulos elásticos dinâmicos obtidos para as 30 amostras estudadas. A partir destes valores foi observado o comportamento de cada uma destas propriedades em relação à porosidade (Figuras de 49 a 54).

Tabela 6: Resistência à compressão uniaxial e módulos elásticos dinâmicos obtidos para as 30 amostras de rochas estudadas.

Amostra	Litologia	UCS (psi)	E (GPa)	Poisson	G (GPa)	K (GPa)
BOS-020	Arenito	4000	21,7	0,17	9,3	11,1
CGS-015	Arenito	2000	15,6	0,17	6,7	7,8
BHS-001	Arenito	5000	25,0	0,12	11,1	11,0
BES-001	Arenito	4000	29,2	0,14	12,8	13,6
BBS-001	Arenito	4500	26,8	0,16	11,6	13,1
BFS-001	Arenito	3800	24,8	0,15	10,8	11,8
LPS-020	Arenito	3000	24,5	0,15	10,7	11,5
SGS-010	Arenito	7000	28,4	0,12	12,7	12,4
KBS-002	Arenito	7000	25,3	0,13	11,2	11,4
BGS-003	Arenito	5000	22,7	0,16	9,8	11,2
BRS-023	Arenito	7250	30,2	0,13	13,4	13,6
PSS-002	Arenito	10000	31,6	0,11	14,2	13,6
CTS-002	Arenito	7600	18,4	0,15	8,0	8,8
KKS-003	Arenito	8000	22,6	0,10	10,3	9,4
TBS-001	Arenito	8000	30,6	0,17	13,1	15,2
NGS-002	Arenito	16000	37,8	0,14	16,6	17,4
COS-001	Arenito	25000	38,7	0,11	17,5	16,4
SCS-001	Arenito	8500	30,7	0,16	13,3	14,9
IGS-002	Arenito	3500	15,7	0,15	6,9	7,4
IL1-005	Calcário	5000	34,8	0,25	13,9	23,3
IL2-004	Calcário	5000	54,5	0,28	21,3	41,1
IL3-020	Calcário	5000	38,8	0,27	15,3	27,6
AC-012	Calcário	3000	20,0	0,23	8,1	12,4
LD-004	Calcário	7000	34,8	0,26	13,8	24,0
DP-09	Calcário	2500	25,6	0,24	10,3	16,5
EY-08	Calcário	2500	14,5	0,27	5,7	10,7
EW-005	Calcário	4500	36,5	0,25	14,7	23,9
CML-001	Calcário	18000	66,0	0,28	25,9	49,1
GD-07	Dolomito	10000	83,4	0,25	33,3	56,0
SD-12	Dolomito	8150	71,6	0,28	28,1	53,3

As Figuras 49, 50 e 51 exibem a relação entre os módulos elásticos e a porosidade. Estes gráficos sugerem uma correlação inversa entre os módulos elásticos e a porosidade. Observam-se 3 linhas de tendência, apesar de haver uma dispersão maior para os arenitos, para porosidades menores que 30%, os mesmos tendem a apresentar módulos elásticos menores que as rochas carbonáticas. Já as

amostras de matriz dolomítica tendem a apresentar os maiores valores dos módulos elásticos para um dado valor de porosidade, apesar de não haver grande representatividade, pois têm-se apenas duas amostras de dolomitos.

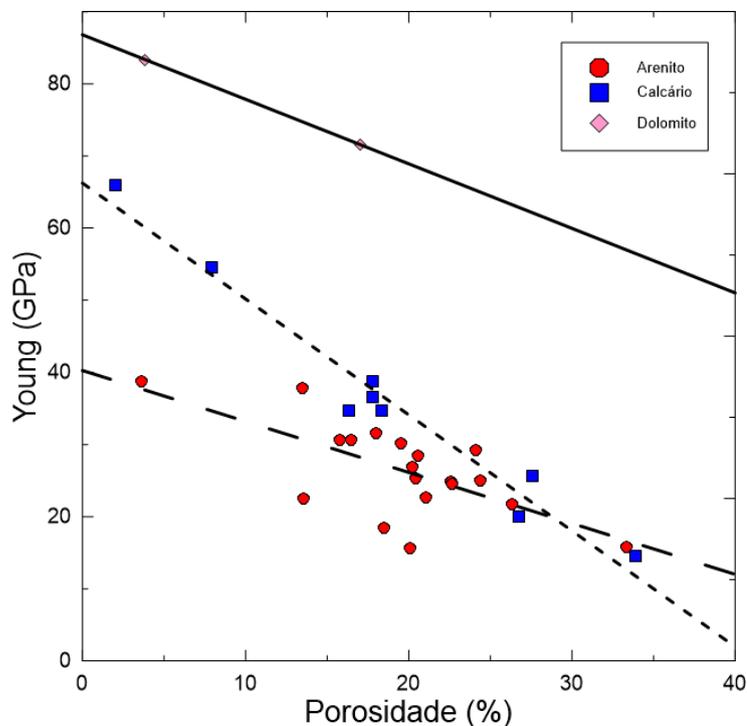


Figura 49: Relação entre o módulo de Young e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

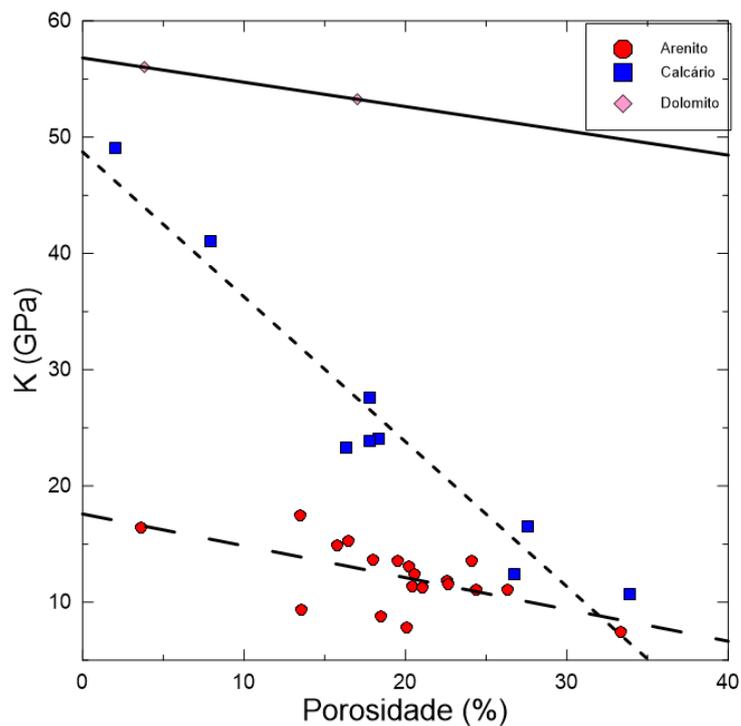


Figura 50: Relação entre a incompressibilidade e a porosidade para as amostras de rocha estudadas sob pressão confinante de 20 MPa.

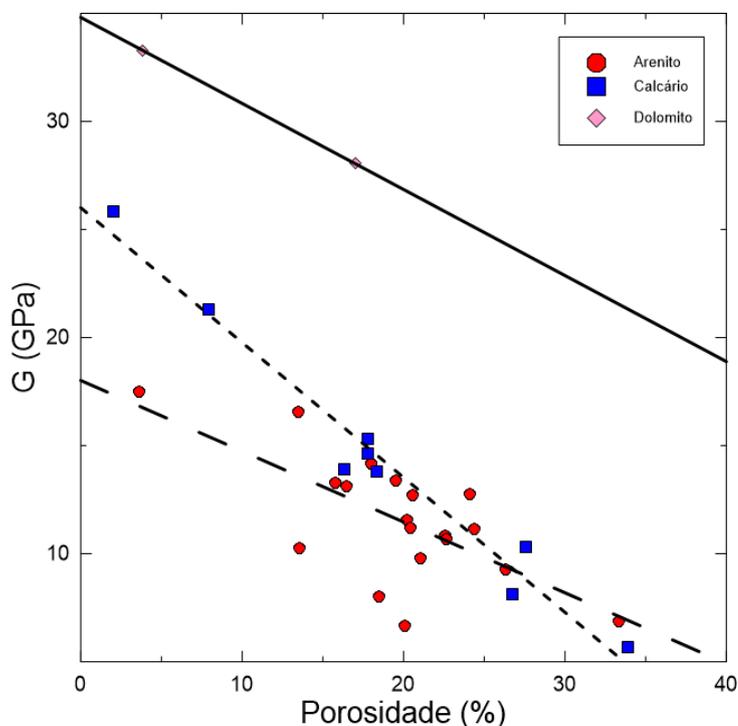


Figura 51: Relação entre o módulo de cisalhamento e a porosidade para as amostras de rocha

Conforme apresentado na Figura 52, Bourbié *et al* (1987) relacionam os valores da razão de Poisson com os diferentes tipos litológicos. A razão de Poisson para as amostras estudadas, apresentada na Figura 53, apesar de não apresentar dependência com a porosidade e ser influenciada por diversos fatores, também pode ser usada como um indicador de litologia. Observam-se no gráfico dois grupos, um deles composto pelos carbonatos (calcários e dolomitos) com valores 0,23 a 0,28 e o outro variando de 0,10 a 0,18, relativo aos arenitos.



Figura 52: Razão de Poisson média para diferentes litologias. **Fonte:** Bourbié *et al* 1987.

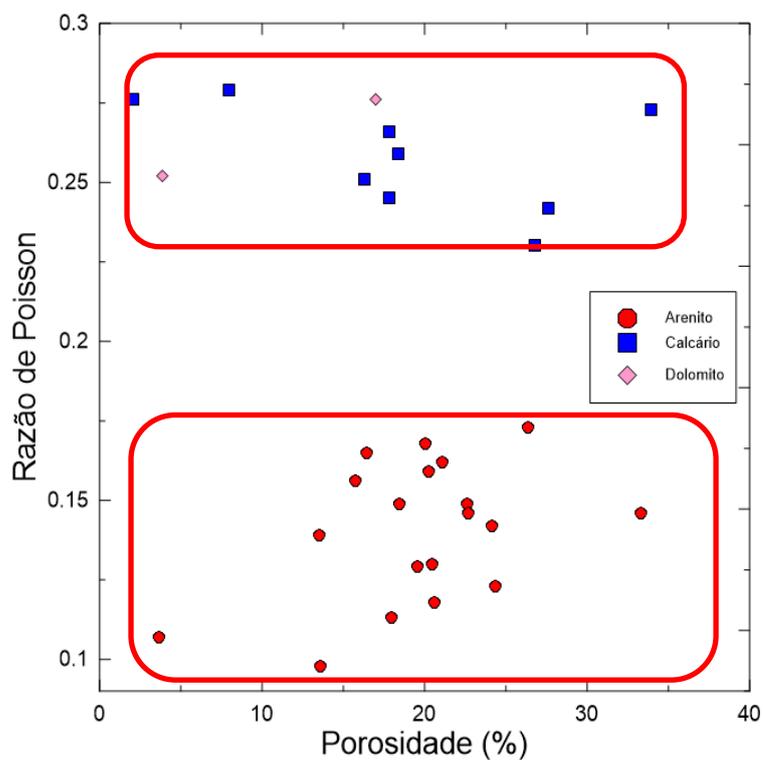


Figura 53: Relação entre a razão de Poisson e a porosidade para as amostras de rocha estudadas.

A Figura 54 mostra a relação entre a resistência à compressão uniaxial (UCS) e a porosidade. Existe uma relação inversa entre estas propriedades para as diferentes litologias.

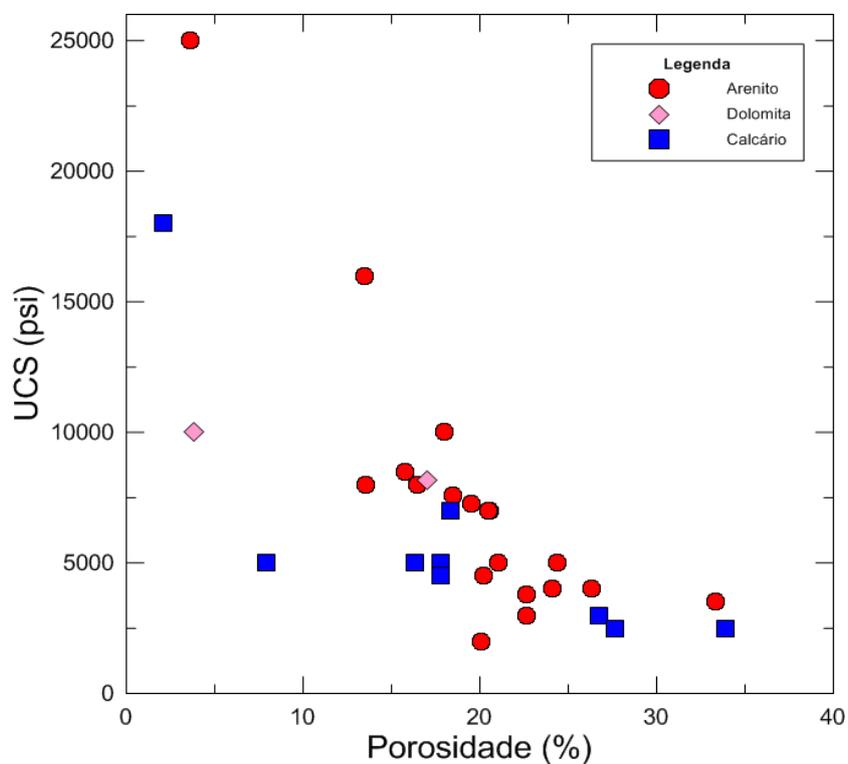


Figura 54: Relação entre a resistência à compressão uniaxial contra porosidade para as 30 amostras de rocha estudadas.

4.2 Amostras saturadas

Dos trinta plugues secos caracterizados de forma convencional, foram selecionados oito para realização dos ensaios elastodinâmicos com saturação fluida, sendo: três calcários, três arenitos e dois dolomitos. O critério utilizado na seleção das amostras foi apresentar valores baixos, médios e altos de permeabilidade, com exceção dos dolomitos, pois estavam disponíveis apenas duas amostras (baixa e alta permeabilidade).

A Tabela 7 apresenta os valores de velocidade obtidos para as oito amostras ensaiadas. Após serem realizados os ensaios para as amostras secas, foram repetidos saturando com água e com óleo, respectivamente. Realizou-se a secagem após o ensaio de saturação com água e em seguida foi repetido o ensaio de densidade de grãos e porosidade, antes de saturá-las com óleo, para verificar se a interação entre o fluido e a rocha acarretou alterações nestas propriedades. Notou-se que as mesmas não apresentaram alterações significativas nos seus valores. Também foi realizado o cálculo de saturação de cada amostra. Assim, a Tabela 8 exibe os valores de permeabilidade, volume de óleo, volume de água e saturação, para as mesmas.

Tabela 7: Velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes (amostras secas e saturadas) para pressão efetiva de 35 MPa.

AMOSTRA	V _{pD} (m/s)	V _{s1D} (m/s)	V _{s2D} (m/s)	V _{pW} (m/s)	V _{s1W} (m/s)	V _{s2W} (m/s)	V _{pO} (m/s)	V _{s1O} (m/s)	V _{s2O} (m/s)
CGS-015	3103	1990	1892	3583	2033	2000	3742	2214	2113
PSS-002	3968	2619	2600	4008	2516	2419	4201	2573	2539
SCS-001	3906	2521	2485	4071	2507	2417	4224	2545	2548
IL2-004	5357	2944	2983	5457	3026	2915	7163	3794	3814
IL3-020	4695	2641	2657	4796	2696	2610	4813	2606	2590
AC-012	3468	2050	2042	3547	1923	1879	3451	1867	1892
GD-07	6392	356	3610	6631	3596	3618	6611	3571	3685
SD-12	6243	3516	3478	6168	3356	3426	6207	3469	3520

D- amostra seca W-saturada com água O-saturada com óleo

Tabela 8: Valores de permeabilidade, volume de óleo, volume de água e saturação, para as amostras selecionadas.

Litologia	Amostra	Vol. de água (cm ³)	Sw (%)	Vol. de óleo (cm ³)	So (%)	K (mD)
Arenito	CGS-015	8,9	84,5	9,2	86,6	72,4
Arenito	PSS-002	9,2	87,2	8,7	82,8	16,9
Arenito	SCS-001	7,8	85,6	7,3	80,5	0,8
Calcário	IL2-004	3,8	82,6	3,7	81,2	0,25
Calcário	IL3-020	8,4	84,9	8,3	83,0	73,3
Calcário	AC-012	12,7	82,8	13,3	86,8	15,5
Dolomito	GD-07	4,5	84,5	1,7	32,0	1,08
Dolomito	SD-12	7,4	78,8	6,0	63,7	156

W-saturada com água O-saturada com óleo

Os Quadros 2, 3 e 4 mostram os resultados das constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos, para pressão efetiva de 35 MPa.

Quadro 2: Constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos realizados nas amostras selecionadas, para pressão efetiva de 35 MPa.

AMOSTRAS SECAS				
Amostra	E (GPa)	Poisson	G (GPa)	K (GPa)
CGS-015	18,7	0,18	7,9	9,7
PSS-002	32,5	0,12	14,5	14,2
SCS-001	32,3	0,15	14,0	15,4
IL2-004	55,3	0,28	21,6	41,9
IL3-020	39,3	0,28	15,5	28,0
AC-012	20,4	0,23	8,3	12,8
GD-07	88,8	0,27	34,9	64,3
SD-12	72,4	0,27	28,5	52,7

Quadro 3: Constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos para as amostras selecionadas, saturadas com água, para pressão efetiva de 35 MPa.

AMOSTRAS SATURADAS COM ÁGUA				
Amostra	E (GPa)	Poisson	G (GPa)	K (GPa)
CGS-015	23,9	0,27	9,4	17,2
PSS-002	34,1	0,20	14,3	18,6
SCS-001	35,2	0,21	14,5	20,4
IL2-004	57,7	0,29	22,4	45,6
IL3-020	42,9	0,28	16,6	32,5
AC-012	21,0	0,30	8,1	17,4
GD-07	92,3	0,29	35,8	73,2
SD-12	74,1	0,28	28,9	56,9

Quadro 4: Constantes elásticas obtidas nos ensaios elastodinâmicos para as amostras selecionadas, saturadas com óleo, para pressão efetiva de 35 MPa.

AMOSTRAS SATURADAS COM ÓLEO				
Amostra	E (GPa)	Poisson	G (GPa)	K (GPa)
CGS-015	26,8	0,25	10,7	17,8
PSS-002	36,5	0,21	15,1	20,7
SCS-001	37,2	0,22	15,3	21,8
IL2-004	95,1	0,30	36,5	80,8
IL3-020	41,0	0,29	15,9	33,2
AC-012	19,9	0,29	7,7	15,7
GD-07	92,7	0,29	36,1	71,9
SD-12	76,7	0,27	30,3	55,1

A Figura 55 mostra a relação entre a velocidade da onda compressional e a saturação para os diferentes fluidos utilizados. Observa-se neste gráfico que não há relação entre estas propriedades. Esta relação não pôde ser bem definida para as amostras estudadas, pois não houve uma variação considerável de saturação.

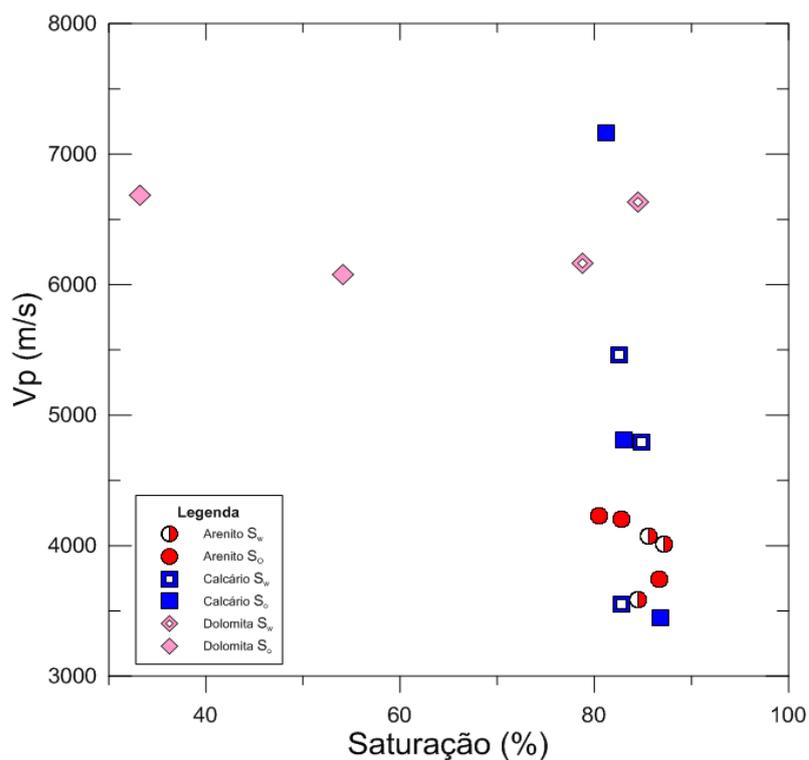


Figura 55: Relação entre a velocidade da onda compressional e a saturação fluida para as amostras estudadas.

Observa-se na relação entre a permeabilidade e saturação mostrada na Figura 56, que após serem saturadas com água as amostras atingiram valores próximos de

saturação (aproximadamente 80 %). Quando saturadas com óleo apresentaram, em sua maioria, mesmo nível de saturação, com exceção de duas amostras. Os dois plugues que apresentaram saturação inferior às demais possuem mesma litologia (dolomitos), este fato deve-se possivelmente a outra propriedade petrofísica extremamente importante; a molhabilidade, ou seja, a afinidade que determinado fluido apresenta com relação à matriz rochosa. Pode-se concluir que pelo fato das amostras de dolomito terem apresentado maior saturação em água do que em óleo, elas são preferencialmente molháveis à água, enquanto que as demais amostras (arenitos e calcários) são igualmente molháveis a ambos os fluidos (molhabilidade neutra).

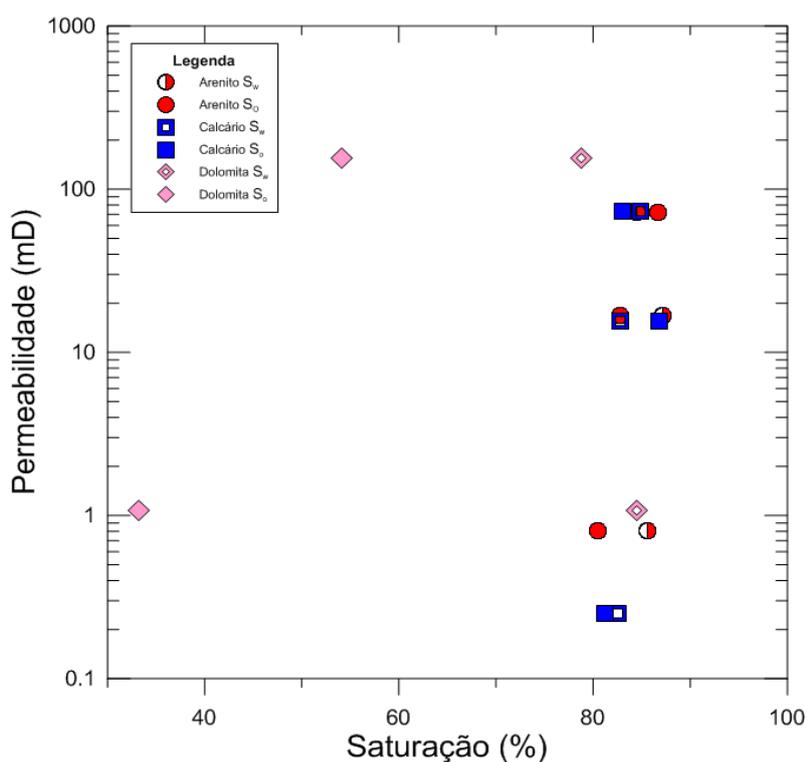


Figura 56: Relação entre a permeabilidade e a saturação fluida para as amostras estudadas.

A Figura 57 é uma representação esquemática da distribuição dos fluidos em três diferentes tipos de molhabilidade das rochas.

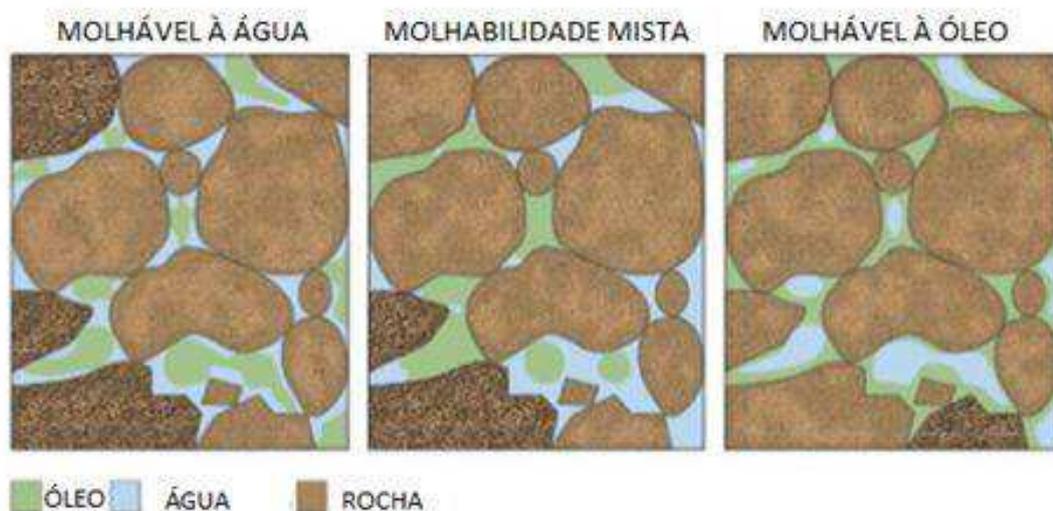


Figura 57: Distribuição dos fluidos em três diferentes tipos de molhabilidade das rochas. **Fonte:** Abdallah, 2007.

De acordo com Leon (2013), a molhabilidade afeta a saturação de água irreduzível e de óleo residual, assim como as curvas de permeabilidade relativa e pressão capilar do meio poroso, impactando significativamente na recuperação final de óleo. O fluido que é atraído preferencialmente para o sólido é chamado de fluido molhante.

Evidências de estudos laboratoriais têm mostrado que as rochas carbonáticas são de molhabilidade mista a preferencialmente molhadas por óleo (Leon, 2013). Observou-se que os valores de saturação para os dois dolomitos ocorreram na ordem esperada de acordo com a permeabilidade do plugue, ou seja, a amostra menos permeável teve menor percentual de saturação. No entanto, ao contrário do estabelecido por Leon (2013), as amostras de dolomito não apresentaram molhabilidade preferencial ao óleo, mas sim à água.

Observa-se na Figura 58 que, para maioria das amostras, a variação da velocidade da onda compressional foi pequena, inferior a 400 m/s. Apenas duas delas apresentaram variação superior a este valor. Entretanto, esta variação comentada anteriormente foi positiva, ou seja, os valores de velocidades foram maiores para amostras saturadas do que para as mesmas secas. Neste caso, apenas uma das amostras apresentou valor de velocidade inferior à seca, quando saturada com óleo.

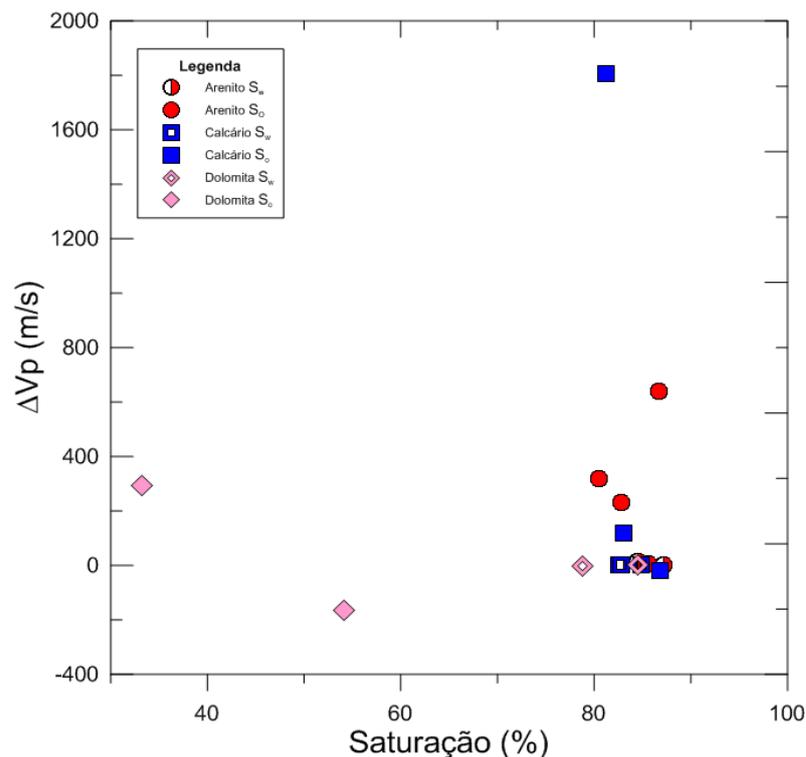


Figura 58: Relação entre a variação da onda compressional e a saturação, para pressão efetiva de 35 MPa.

A relação entre a velocidade da onda compressional e a porosidade, para as amostras de rochas secas e saturadas, pode ser observada na Figura 59. Espera-se que a velocidade da onda compressional para a rocha seca seja sempre menor, devido a baixa densidade do ar que preenche seus poros com relação aos outros fluidos. Este fato pode ser observado para a maioria das amostras, exceto para o dolomito GD-07, que apresenta velocidade superior quando a amostra encontra-se seca. Outro fato interessante pode ser observado: apenas as amostras GD-07 e AC-07 possuem velocidade para a amostra saturada com água superior às demais saturações, como esperado, já que a densidade da água é superior a dos demais fluidos. As outras amostras apresentam velocidade da onda compressional superior quando estão saturadas com óleo, inclusive a amostra IL2-04 apresenta velocidade muito superior quando se encontra nesta condição.

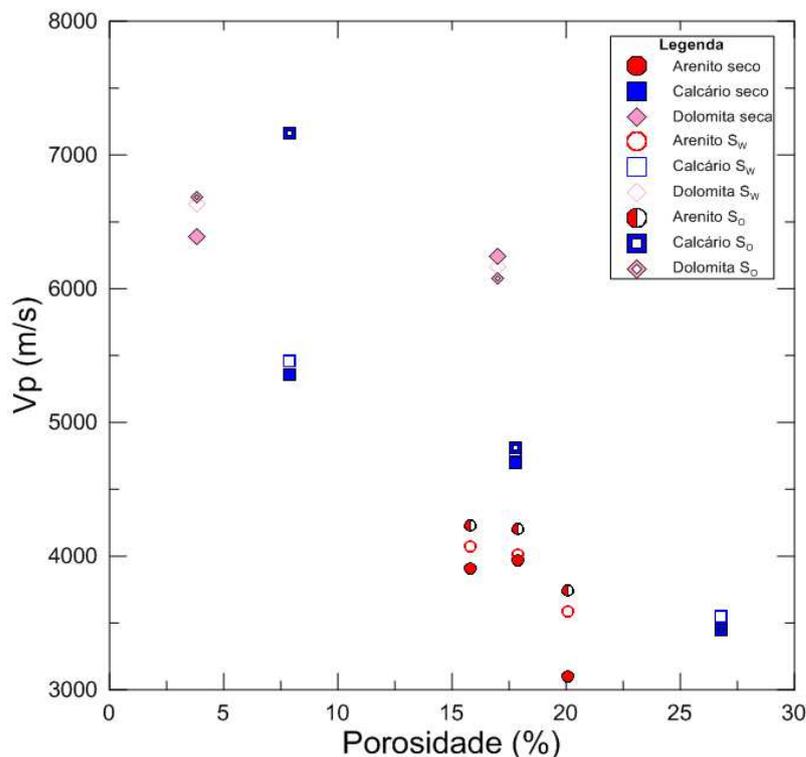


Figura 59: Relação entre a velocidade da onda compressional e a porosidade, para pressão efetiva de 35 MPa.

A densidade total exibida na Figura 60 segue a tendência esperada. Quando o espaço poroso se encontra preenchido com fluido de maior densidade, o ρ_B é mais elevado, numa relação diretamente proporcional à densidade desse fluido. Nota-se ainda neste gráfico que a amostra GD-07, que apresentou saturação com óleo reduzida a aproximadamente metade da saturação com água, possui valores de densidade total próximos quando preenchida com ambos os fluidos. Isto deve-se ao fato de que a mesma possui um pequeno volume poroso, assim, apesar da diferença de densidade e saturação dos fluidos, há uma proximidade na densidade total. Da mesma forma, a IL2-04 também apresentou valores de densidade total próxima para ambos os fluidos, apesar de os dois fluidos possuírem densidades distintas e saturarem igualmente o espaço poroso. O fato de este volume poroso ser pequeno influenciou em tal resultado.

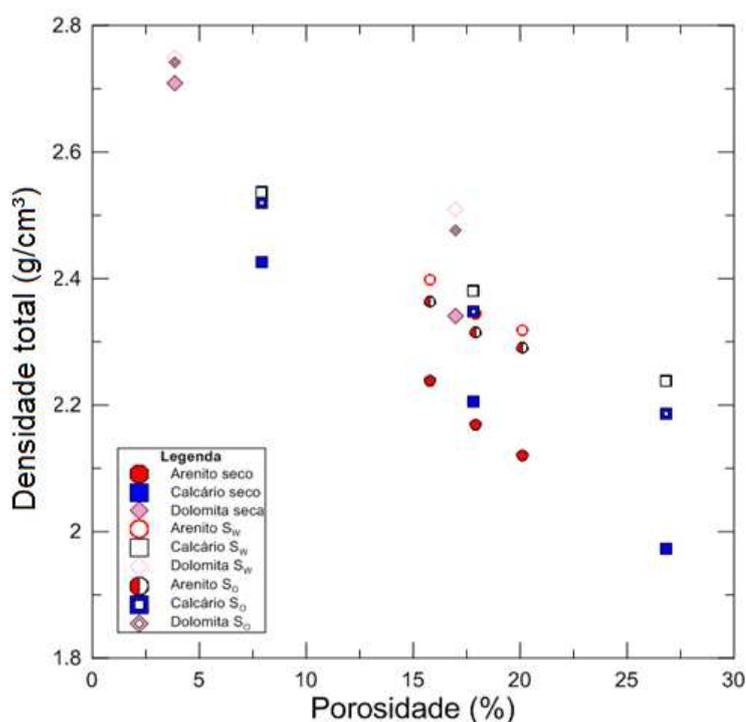


Figura 60: Relação entre a densidade total e a porosidade das amostras estudadas.

Os módulos elásticos dinâmicos, vistos nas Figuras 61 a 64, tendem a apresentar mesmo comportamento das velocidades das ondas, exceto a razão de Poisson. Contudo, observa-se para o módulo de Young (Figura 61) que todas as amostras possuem valores inferiores para a amostra seca. Quando saturadas com água e com óleo, para os dolomitos e para o calcário AC-12, não houve uma variação significativa desta propriedade. No caso do calcário o módulo de Young permanece praticamente o mesmo não só para a amostra saturada com os dois fluidos, como também para amostra seca. Para as outras cinco amostras restantes, estes valores se mantem na seguinte ordem de valores crescentes para quatro delas: seca, saturada com água e saturada com óleo. Apenas a amostra IL3-020 apresenta este módulo superior para água, apesar de ser pequena a variação.

Da mesma forma ocorre para o módulo de cisalhamento (Figura 62) com uma variação ainda menor. Para o módulo de incompressibilidade (Figura 63) diferem apenas os dolomitos: para a amostra GD-07 os maiores valores de incompressibilidade são quando seu espaço poroso está saturado com óleo, já para SD-12 quando está saturada com água. Isto pode ser devido ao fato destas amostras apresentarem baixa saturação de óleo.

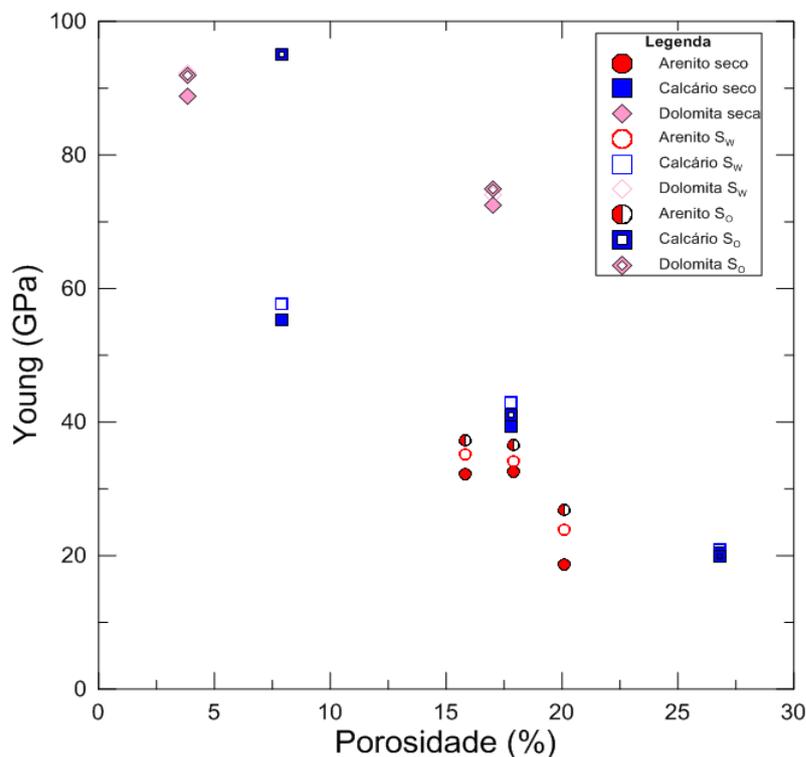


Figura 61: Relação entre o módulo de Young e a porosidade, para pressão efetivas de 35 MPa.

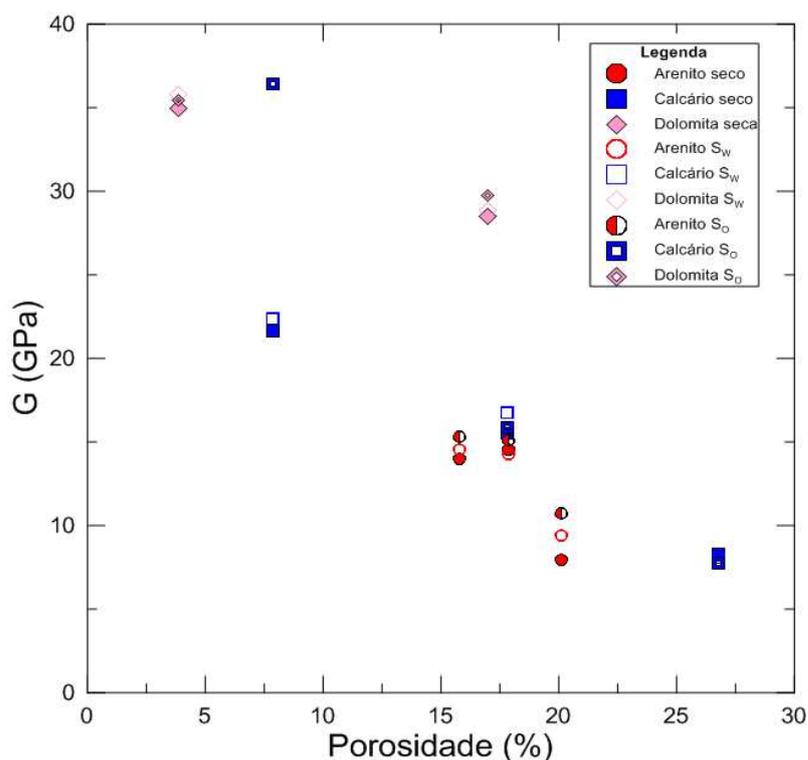


Figura 62: Relação entre o módulo de cisalhamento e a porosidade, para pressão efetiva de 35 MPa.

A relação entre a porosidade e a razão de Poisson exibida na Figura 64 apresenta comportamento semelhante ao módulo de incompressibilidade, em relação à saturação fluida, exceto o arenito CGS-15, que diferente dos demais, apresenta valores superiores quando a amostra está saturada com água.

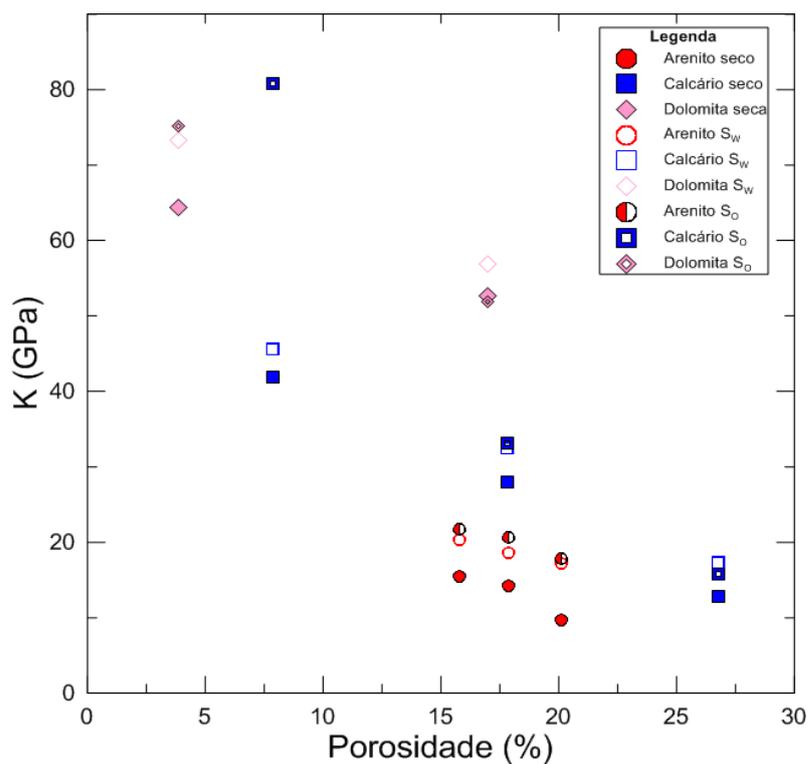


Figura 63: Relação entre o módulo de incompressibilidade e a porosidade, para pressão efetiva de 35 MPa.

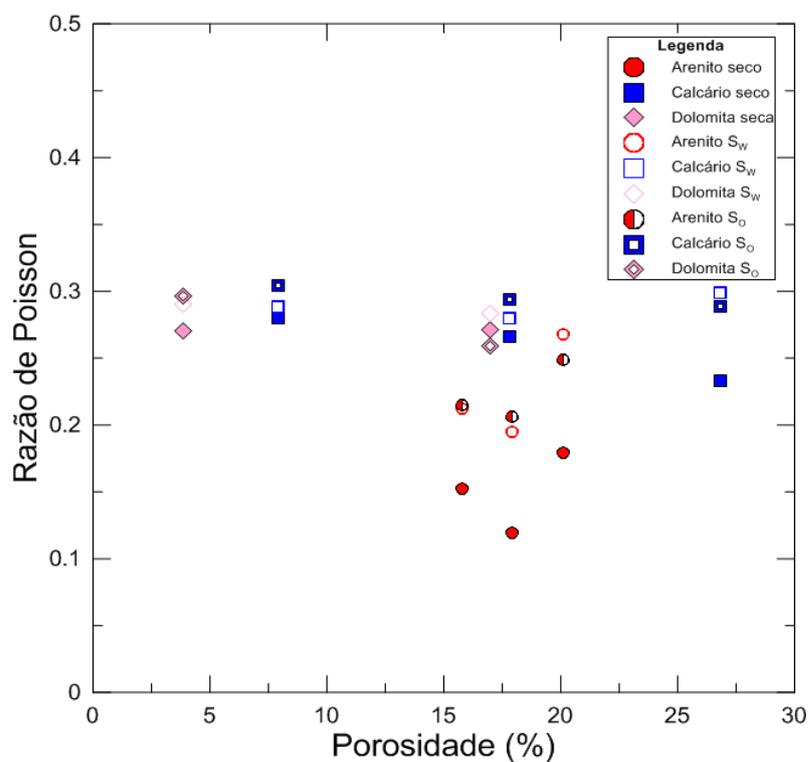


Figura 64: Relação entre a razão de Poisson e a porosidade, para pressões efetivas de 40 MPa.

A relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com todas as pressões confinantes utilizadas é representada nos gráficos das Figuras 65 a 67.

O gráfico (A) exibe o comportamento da onda compressional e os gráficos (B) e (C), as ondas S_1 e S_2 , para cada uma das amostras.

Todas as amostras de arenito possuem a seguinte ordem decrescente nas velocidades das ondas compressonais: saturada com óleo, saturada com água e seca.

Pode ser observado na Figura 65 (B) e (C) que as ondas cisalhantes (S_1 e S_2) na amostra SCS-01, apresentam comportamento distinto, as velocidades são maiores para as amostras saturadas com óleo, porém quando secas possuem valores maiores do que quando se encontram saturadas com água.

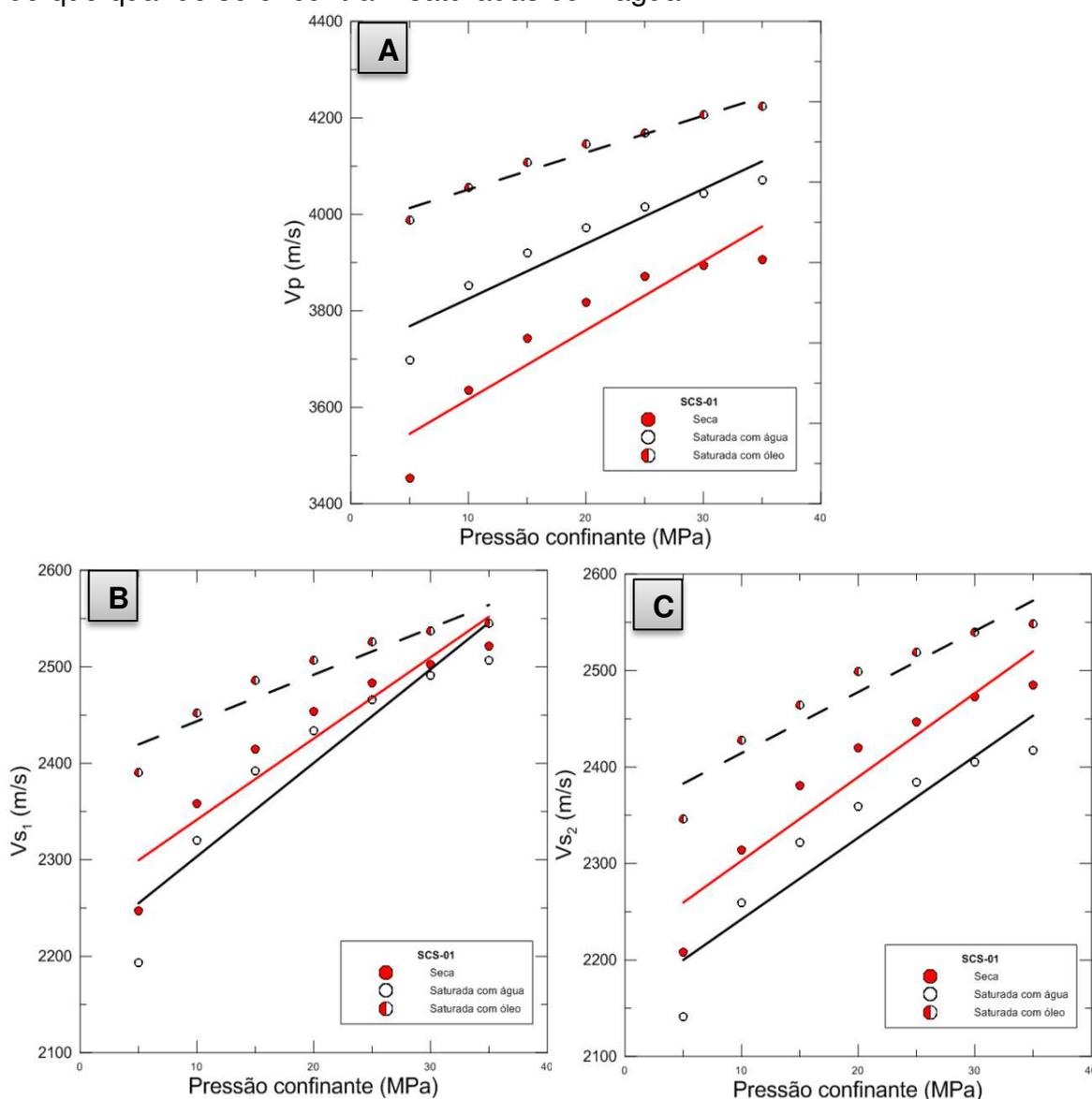


Figura 65: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra SCS-01: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

Já para a amostra PSS-02 (Figura 66), as ondas cisalhantes (S_1 e S_2) apresentam os maiores valores de velocidades para as secas, seguidas das saturadas com óleo e com água.

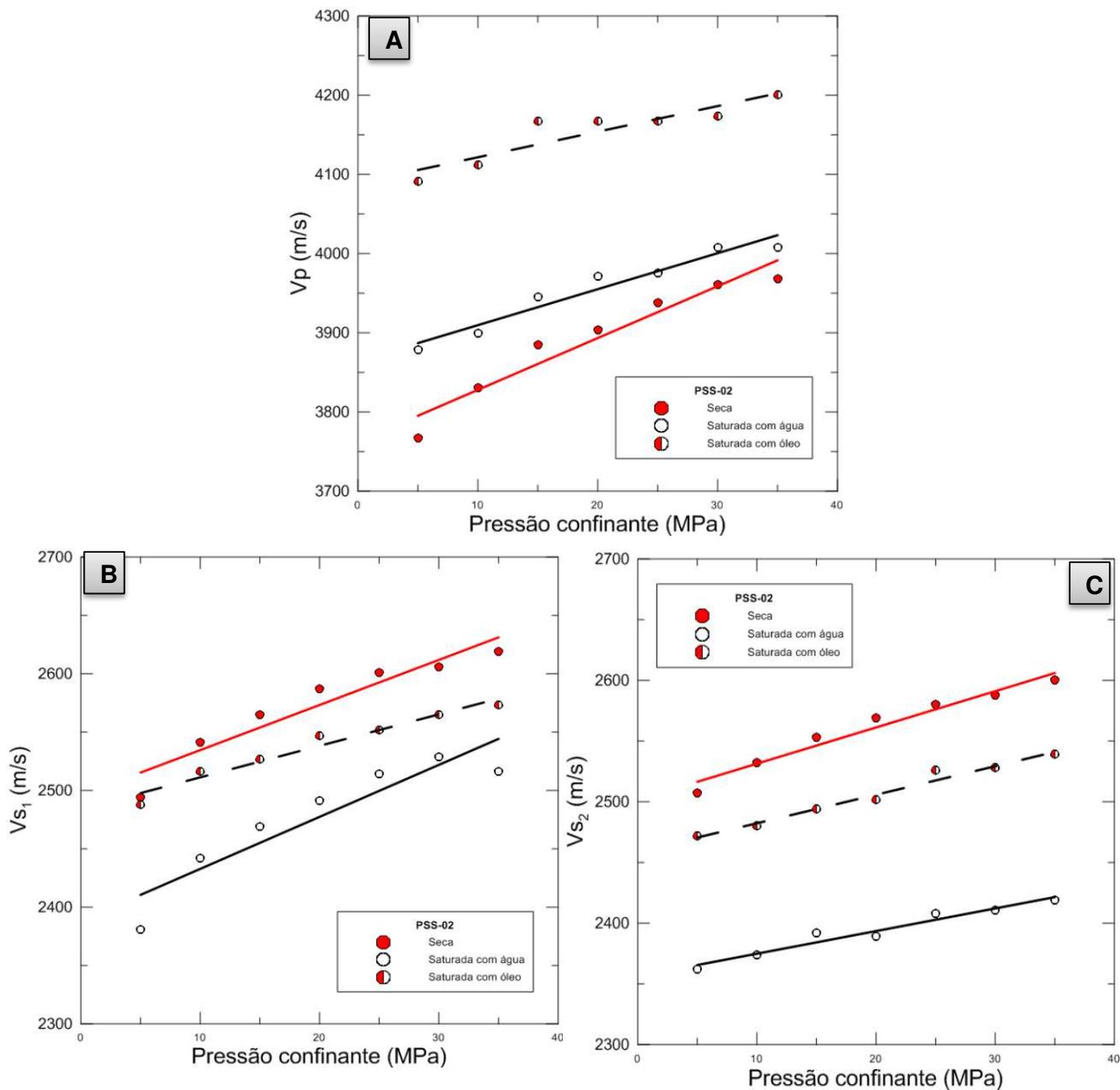


Figura 66: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra PSS-02: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

Para a CGS-015 as ondas cisalhantes (S_1 e S_2) apresentam comportamento semelhante a V_p , diferentemente das outras amostras de arenito mencionadas. Visto na Figura 67.

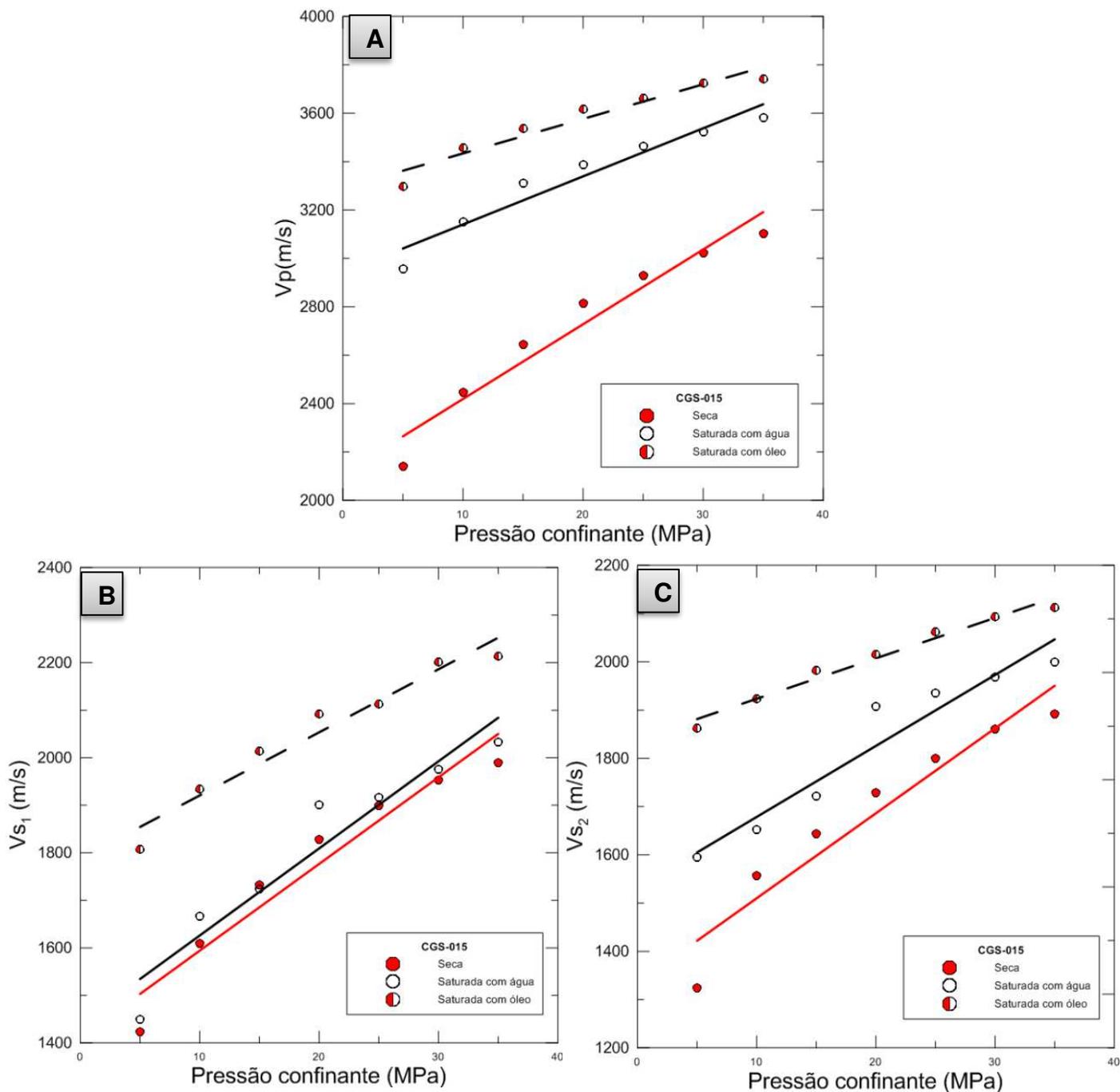


Figura 67: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra CGS-015: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

Para os carbonatos, V_p se comporta de forma semelhante aos arenitos. Porém, em duas amostras (AC-12 e SD-12) os valores de velocidade para ar e água são

maiores e se sobrepõem. Já quando estão saturadas com óleo apresentam as mais baixas velocidades.

No calcário IL2-04 as ondas cisalhantes (S_1 e S_2) apresentam comportamento distinto entre si (Figura 68B e C), os valores de velocidades são maiores para as saturadas com óleo, S_1 se comporta de forma semelhante a V_p , já na S_2 V_{pw} é inferior a V_{pd} .

Na Figura 69 vê-se que, o calcário IL3-020 também apresenta comportamento distinto entre si para as ondas cisalhantes. Na S_1 os maiores valores de velocidade são para a rocha saturada com água e na S_2 para a amostra seca. Apesar de este fato ocorrer, ambas as ondas cisalhantes apresentam velocidades inferiores para a amostra saturada com óleo.

Esta mesma relação para amostra AC-12 pode ser vista na Figura 70 e observa-se que, como mencionado anteriormente, diferentemente das amostras já citadas, as velocidades da onda compressional são superiores para saturação com água, em seguida para amostra seca e por fim saturada com óleo. Já as ondas cisalhantes possuem comportamento semelhante entre si, apesar de que seus maiores valores são para amostra seca.

Para a amostra GD-07 (Figura 71) não há grande variação nas velocidades das ondas cisalhantes para as três condições de saturação que a amostra foi ensaiada. Observa-se ainda algumas sobreposições de pontos. Isto pode ser consequência da baixa porosidade e saturação em óleo apresentada por essa amostra.

Como já foi mencionado, o dolomito SD-12 apresenta comportamento distinto das demais amostras para V_p . Para as V_s observa-se comportamento distinto entre si. Tal comportamento pode ser visto na Figura 72.

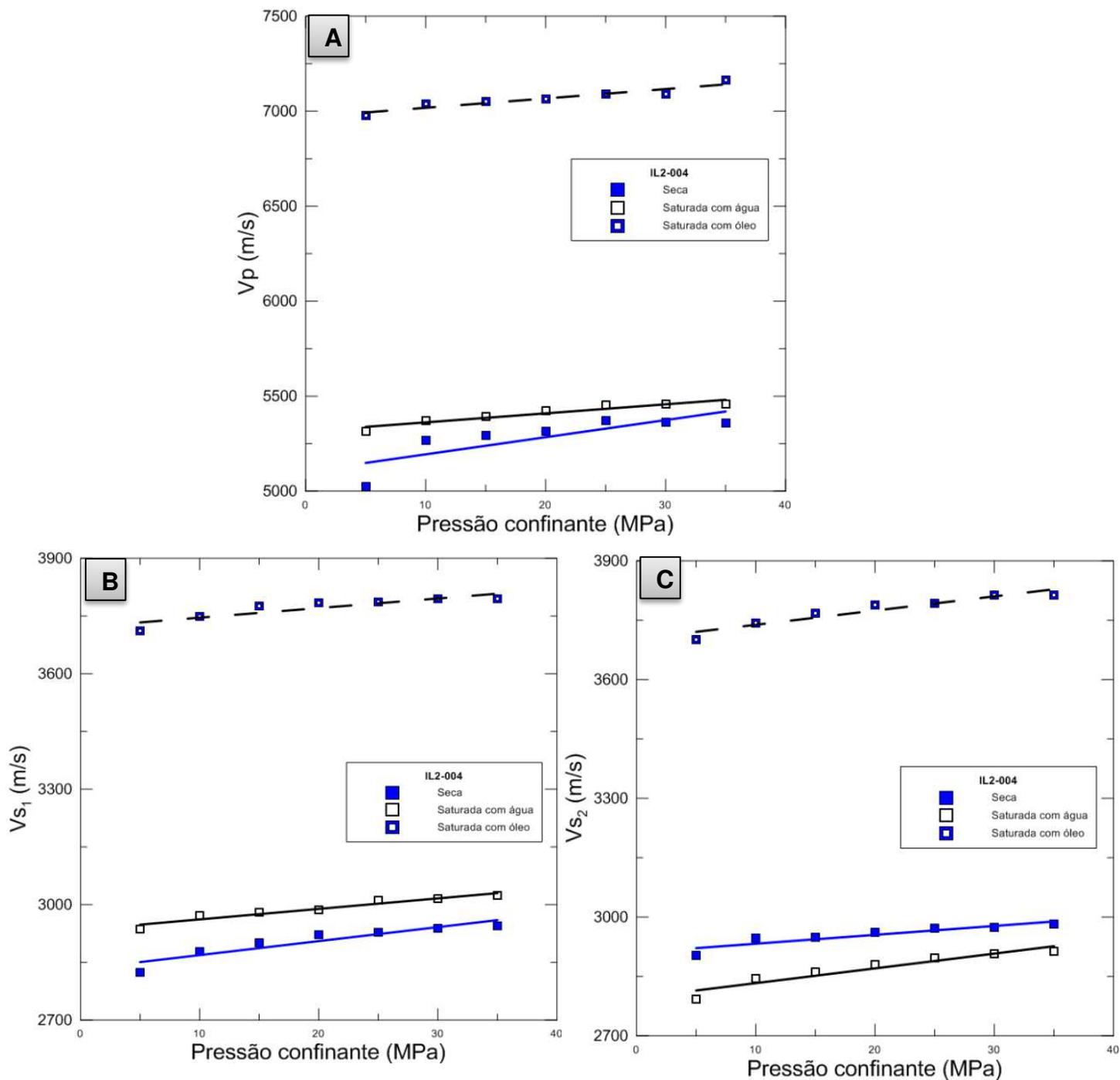


Figura 68: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra IL2-004: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

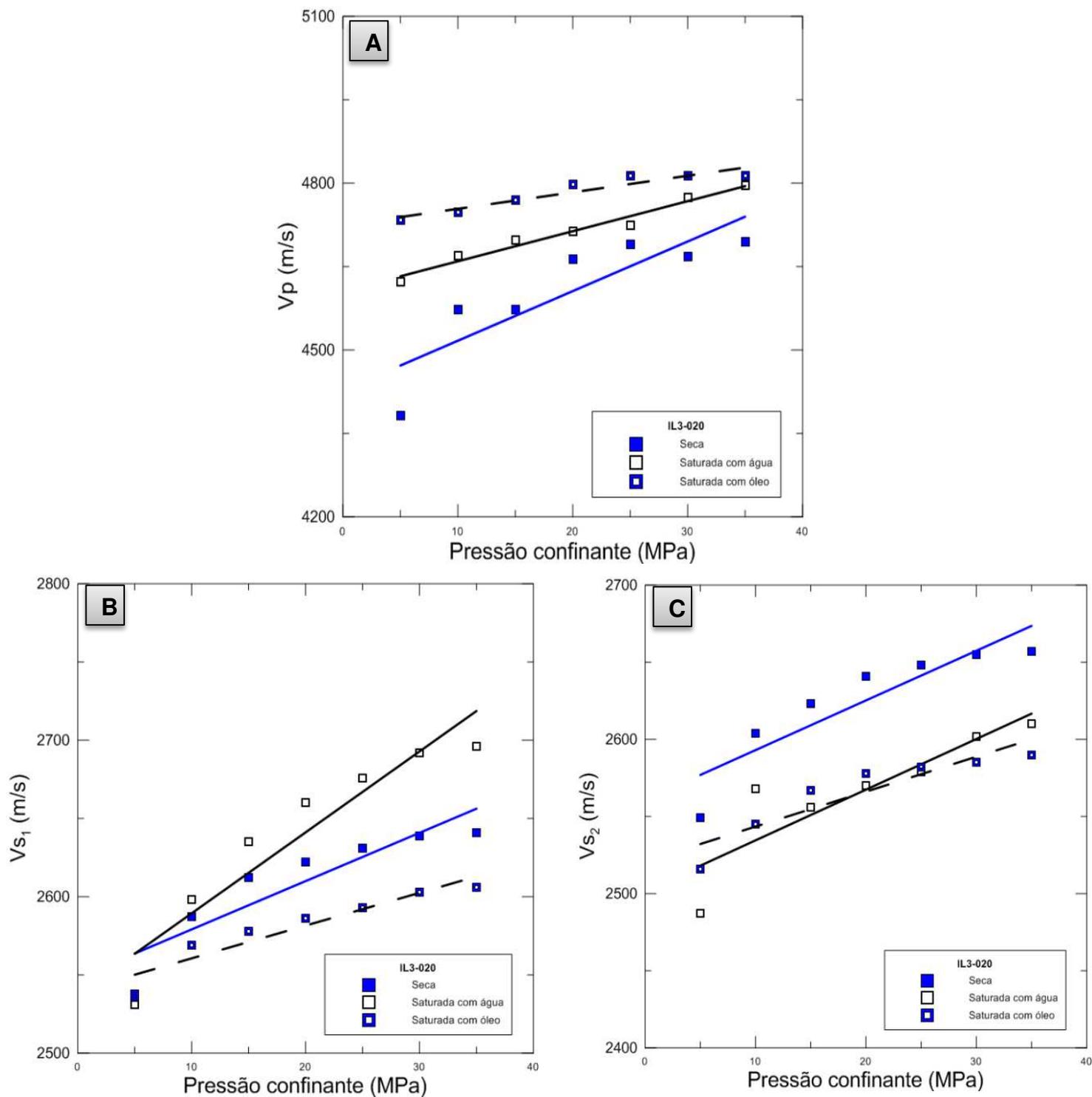


Figura 69: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra IL3-020: (a) onda compressional; (b) e (c) cisalhantes.

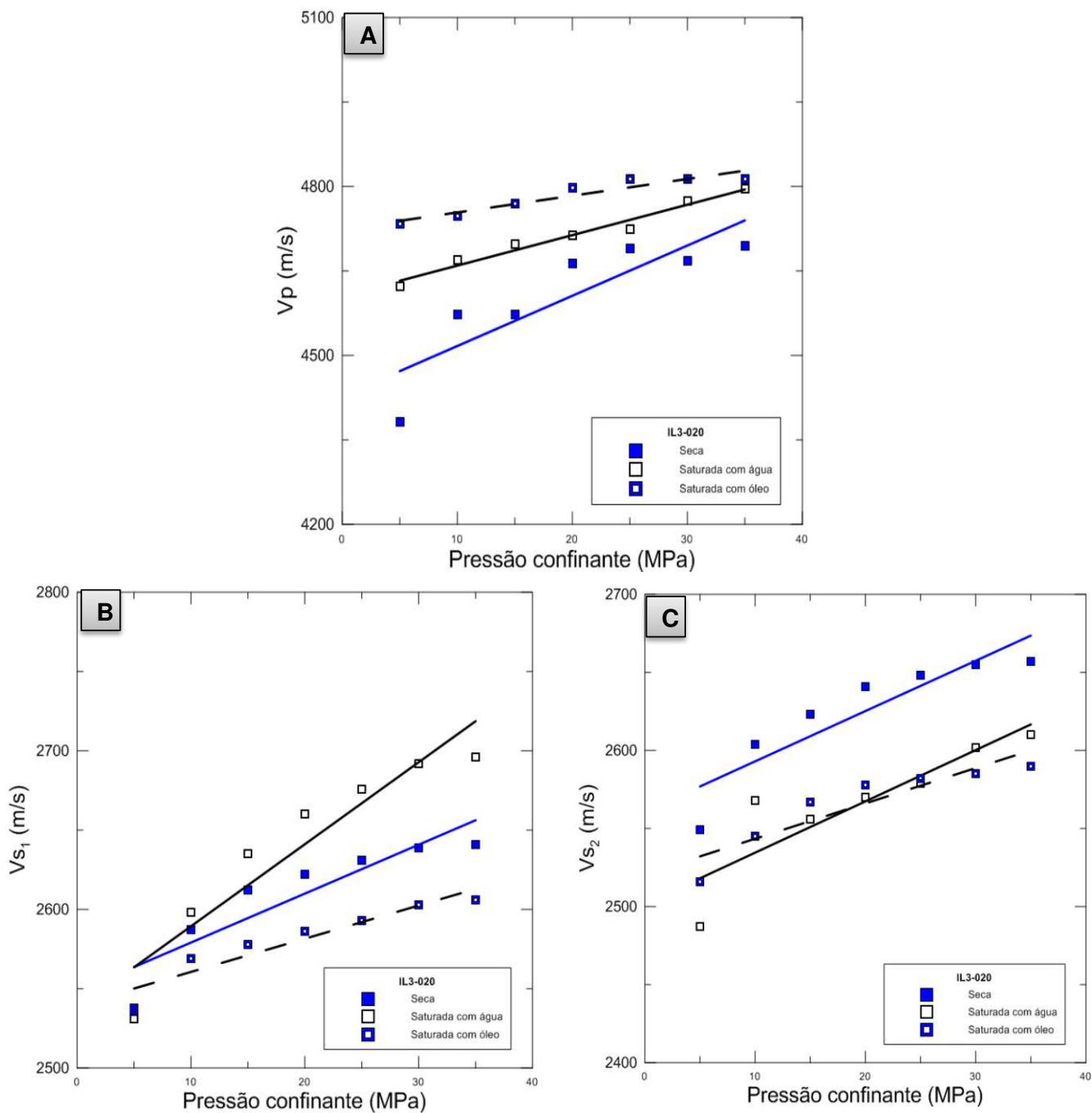


Figura 70: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra AC-12: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

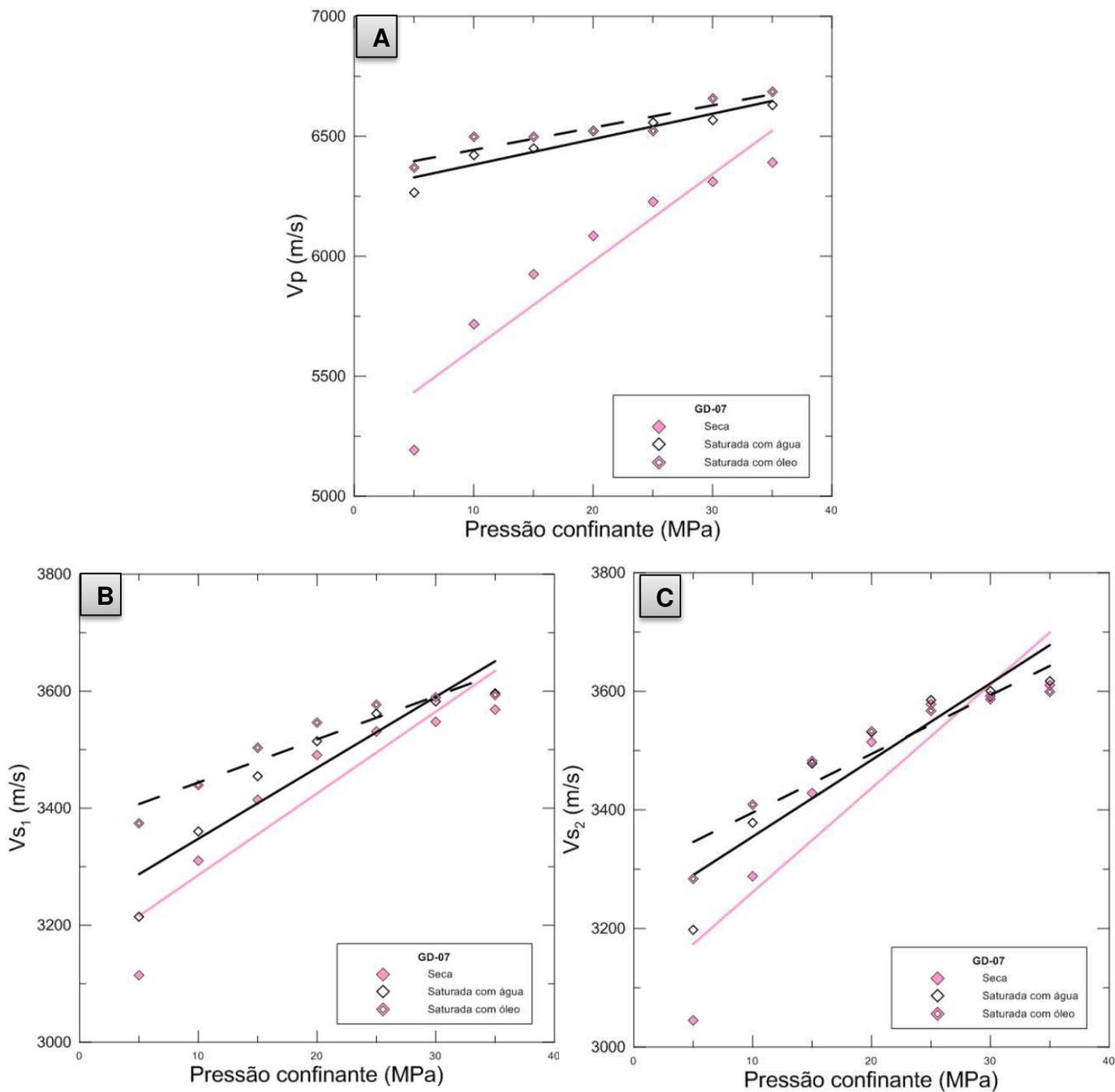


Figura 71: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra GD-07: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

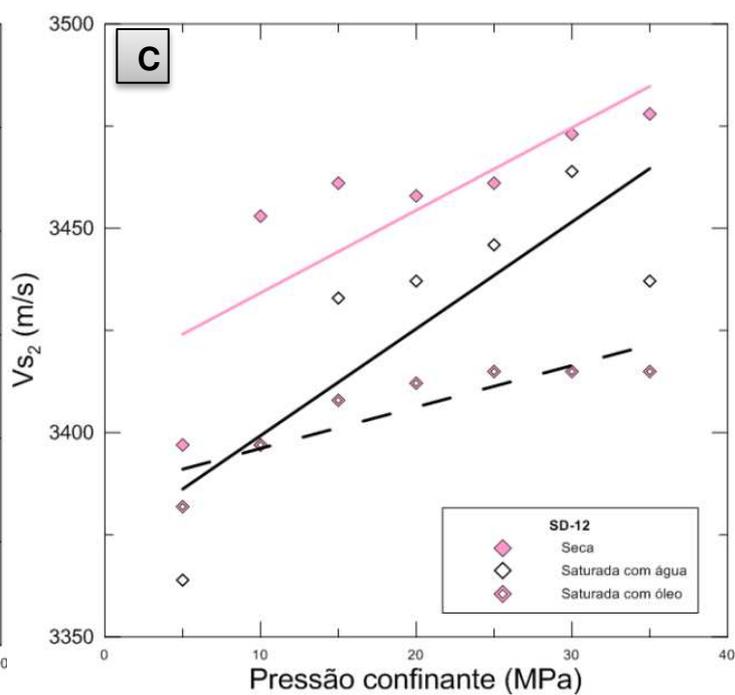
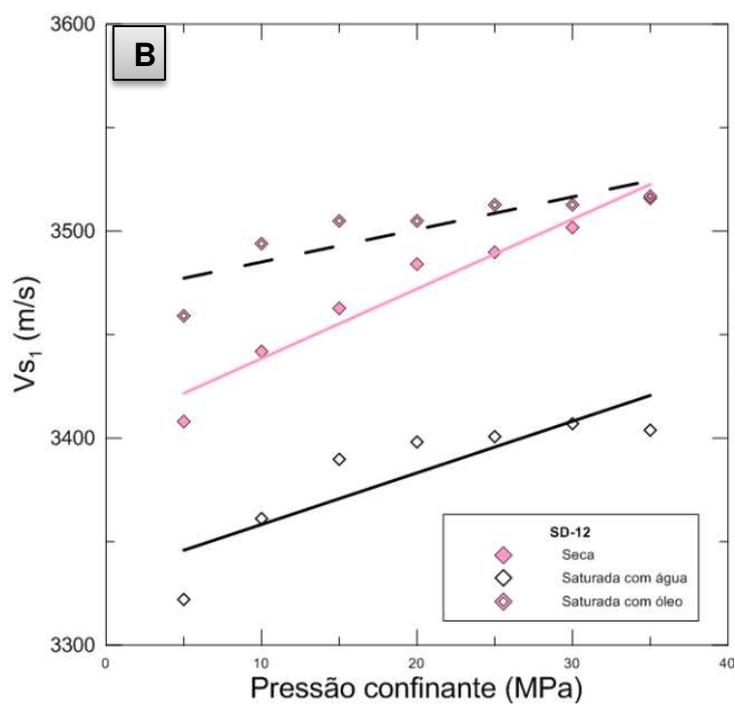
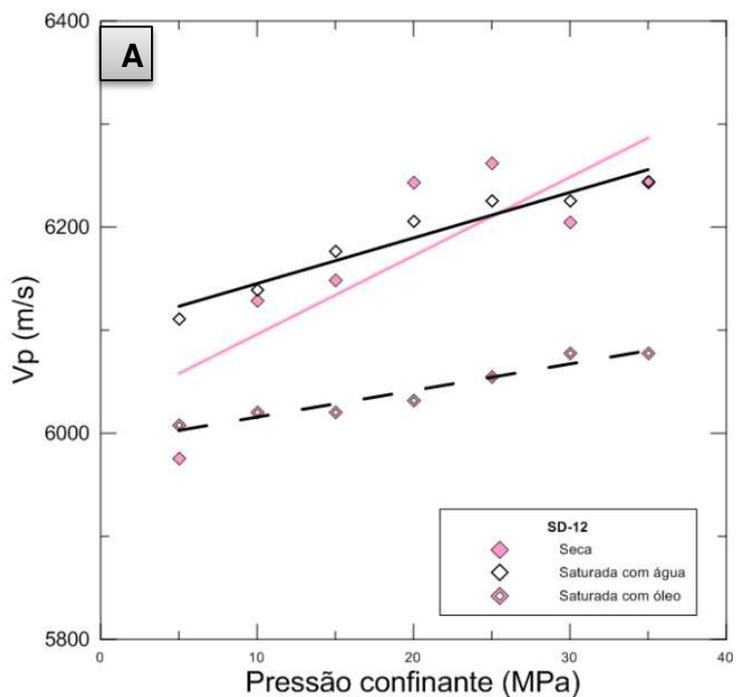


Figura 72: Relação entre velocidades de propagação de ondas e pressão de confinamento, para amostra SD-12: (A) onda compressional; (B) e (C) cisalhantes.

4.3 Modelos de substituição de fluidos

As Tabelas 9, 10 e 11, apresentam os dados obtidos a partir dos modelos de substituição de fluidos: Gassmann, Biot e Brown & Korringa, respectivamente. Com os dados adquiridos foram plotados gráficos de velocidade versus pressão confinantes, comparando os modelos empíricos com os dados convencionais obtidos em laboratório para os ensaios saturados com água e com óleo.

Tabela 9: Dados obtidos utilizando o modelo de Gassmann.

Amostra	Pressão efetiva (MPa)	[Água] Vp (m/s)	[Água] Vs (m/s)	[Óleo] Vp (m/s)	[Óleo] Vs (m/s)
AC-012	35	3611,7	1924,5	3595,6	1947,2
	30	3610,3	1919,2	3594,2	1941,8
	25	3607	1914,6	3590,8	1937,2
	20	3578,3	1906,9	3560,5	1929,5
	15	3566,9	1896,6	3548,7	1919
	10	3537,3	1879,4	3517,6	1901,6
	5	3464,1	1853,3	3440,3	1875,3
IL2-04	35	5464,2	2917,7	5473,2	2938,6
	30	5465,3	2910,4	5474,7	2931,3
	25	5469,3	2905	5479,2	2925,8
	20	5428,3	2897,1	5435,6	2917,9
	15	5409,8	2880,5	5416,5	2901,2
	10	5390,3	2867,1	5396,1	2887,7
	5	5218,1	2820,8	5212,7	2841
IL3-020	35	4806,2	2592,6	4880,3	2652,5
	30	4787,4	2590,4	4860,2	2650,2
	25	4802,1	2583	4876,1	2642,6
	20	4780,1	2575,4	4852,9	2634,8
	15	4709,7	2561,5	4777,9	2620,6
	10	4706,6	2539,9	4775,2	2598,5
	5	4558,6	2488,9	4618	2546,4
SD-12	35	6090,2	3368,33	6116,5	3390,7
	30	6059,1	3358,9	6084,5	3381,2
	25	6104,2	3347,6	6131,2	3369,8
	20	6088,6	3343,1	6115,1	3365,5
	15	6010,7	3333,9	6034,9	3356
	10	5994,9	3319,6	6018,9	3341,6
	5	5861	3277,1	5881,2	3298,9
GD-07	35	6493,7	3565,6	6480,4	3570,8
	30	6434,8	3546,4	6418,7	3551,5
	25	6375	3532,3	6355	3537,5
	20	6272,2	3479,8	6246,6	3484,8
	15	6155,4	3398,6	6124,3	3403,5
	10	6000,6	3278,3	5962,2	3283,1

	5	5659,1	3059	5598,6	3063,5
SCS-01	35	4006,4	2416	3998,8	2433,8
	30	3994,4	2401,6	3986,7	2419,3
	25	3975,3	2379,8	3967	2397,3
	20	3935,8	2459,3	3925,5	2370,1
	15	3881,3	2314,6	3868,1	2331,7
	10	3802,4	2255,5	3785,1	2272,2
	5	3670,3	2149,9	3646,2	2165,8
PSS-02	35	4020,6	2488,9	4009,7	2505,5
	30	4012,9	2476,8	4002,01	2493,3
	25	3997,3	2470,1	3985,5	2486,6
	20	3973,5	2459,3	3960,2	2475,7
	15	3957,3	2440,4	3943,7	2456,7
	10	3919,2	2418,9	3903,4	2435
	5	3871,4	2384,8	3853,4	2400,7
CGS-15	35	3355,2	1933,7	3314	1860,9
	30	3300,5	1817,4	3255,7	1828,5
	25	3235,9	1762,2	3187,6	1773
	20	3156,5	1694,6	3103,8	1704,9
	15	3044,7	1608,7	2984,7	1618,6
	10	2919,2	1509,4	2850,6	1518,6
	5	2725,6	1309,3	2644,5	1317,3

Tabela 10: Dados obtidos utilizando o modelo de Biot.

Amostra	Pressão efetiva (MPa)	[Água] Vp (m/s)	[Água] Vs (m/s)	[Óleo] Vp (m/s)	[Óleo] Vs (m/s)
AC-012	35	2841,9	1971,5	2790,4	1981
	30	2844,9	1966,1	2793,7	1975,5
	25	2844,8	1961,4	2793,6	1970,8
	20	2814,8	1953,5	2761,5	1962,9
	15	2803,5	1942,9	2755,9	1952,3
	10	2786,9	1925,3	2731,9	1934,6
	5	2716,5	1898,6	2656,5	1907,8
IL3-020	35	3699,4	2589,1	3671,3	2595,8
	30	3677	2587	3647,7	2593,6
	25	3703,1	2579,5	3675,1	2586,1
	20	3681,6	2571,9	3652,6	2578,6
	15	3602,9	2558,1	3569,8	2564,6
	10	3619,1	2536,5	3586,9	2543
	5	3474,5	2485,6	3434,4	2492
SD-12	35	4739,5	3432,8	4737,2	3440,2
	30	4706,6	3423,1	4703,6	3430,5
	25	4779,1	3411,7	4777,8	3419
	20	4762,4	3407,1	4760,7	3414,4
	15	4665,8	3397,7	4661,7	3405
	10	4658,7	3383,1	4654,5	3390,4
	5	4518,8	3339,8	4510,8	3347,1
SCS-01	35	2881,2	2446,5	2842,3	2454,2
	30	2880,7	2431,9	2841,8	2439,6
	25	2878,3	2409,8	2839,2	2417,4
	20	2853,2	2382,4	2811,6	2389,9
	15	2819,6	2343,8	2774,5	2351,2
	10	2775,4	2283,9	2725,6	2291,2
	5	2708,6	2177	2651,2	2183,9
PSS-02	35	2807,8	2523,3	2768,5	2531,6
	30	2811,1	2511,1	2772,1	2519,3
	25	2796,6	2504,2	2756,2	25124
	20	2775,1	2493,3	2732,6	2501,4
	15	2774,1	2474,2	2731,5	2482,3
	10	2744,8	2452,4	2699,3	2460,4
	5	2716,7	2417,8	2668,3	2425,7
CGS-15	35	2548,9	1879,5	2489,7	1886,9
	30	2510,1	1846,7	2446,4	1853,9
	25	2479,9	1790,7	2412,8	1797,7
	20	2442,7	1721,9	2371	1728,7
	15	2382,3	1634,7	2302,9	1641,1
	10	2317,7	1533,7	2229,7	1539,7
	5	2251,5	1330,5	2154,3	1335,7

Tabela 11: Dados obtidos utilizando o modelo de Brown & Korringa.

Amostra	Pressão efetiva (MPa)	[Água] Vp (m/s)	[Água] Vs (m/s)	[Óleo] Vp (m/s)	[Óleo] Vs (m/s)
AC-012	35	3611,7	1924,5	3595,6	1947,2
	30	3610,3	1919,2	3594,2	1941,8
	25	3607	1914,6	3590,8	1937,2
	20	3578,3	1906,9	3560,5	1929,5
	15	3566,9	1896,6	3548,7	1919
	10	3537,3	1879,4	3517,6	1901,6
	5	3464,1	1853,3	3440,3	1875,3
IL2-04	35	5464,2	2917,7	5473,2	2938,6
	30	5465,3	2910,4	5474,7	2931,3
	25	5469,3	2905	5479,2	2925,8
	20	5428,3	2897,1	5435,6	2917,9
	15	5409,8	2880,5	5416,5	2901,2
	10	5390,3	2867,1	5396,1	2887,7
	5	5218,1	2820,8	5212,7	2841
IL3-020	35	4806,2	2592,6	4880,3	2652,5
	30	4787,4	2590,4	4860,2	2650,2
	25	4802,1	2583	4876,1	2642,6
	20	4780,1	2575,4	4852,9	2634,8
	15	4709,7	2561,5	4777,9	2620,6
	10	4706,6	2539,9	4775,2	2598,5
	5	4558,6	2488,9	4618	2546,4
SD-12	35	6090,2	3368,33	6116,5	3390,7
	30	6059,1	3358,9	6084,5	3381,2
	25	6104,2	3347,6	6131,2	3369,8
	20	6088,6	3343,1	6115,1	3365,5
	15	6010,7	3333,9	6034,9	3356
	10	5994,9	3319,6	6018,9	3341,6
	5	5861	3277,1	58812	3298,9
GD-07	35	6493,7	3565,6	6480,4	3570,8
	30	6434,8	3546,4	6418,7	3551,5
	25	6375	3532,3	6355	3537,5
	20	6272,2	3479,8	6246,6	3484,8
	15	6155,4	3398,6	6124,3	3403,5
	10	6000,6	3278,3	5962,2	3283,1
	5	5659,1	3059	5598,6	3063,5
SCS-01	35	4006,4	2416	3998,8	2433,8
	30	3994,4	2401,6	3986,7	2419,3
	25	3975,3	2379,8	3967	2397,3
	20	3935,8	2459,3	3925,5	2370,1
	15	3881,3	2314,6	3868,1	2331,7
	10	3802,4	2255,5	4005,5	2433,8
	5	3670,3	2149,9	4005,5	2433,8
PSS-02	35	4020,6	2488,9	4009,7	2505,5
	30	4012,9	2476,8	4002,01	2493,3

	25	3997,3	2470,1	3985,5	2486,6
	20	3973,5	2459,3	3960,2	2475,7
	15	3957,3	2440,4	3943,7	2456,7
	10	3919,2	2418,9	4009,2	2505,5
	5	3871,4	2384,8	4009,2	2505,5
CGS-15	35	3355,2	1933,7	3314	1860,9
	30	3300,5	1817,4	3255,7	1828,5
	25	3235,9	1762,2	3187,6	1773
	20	3156,5	1694,6	3103,8	1704,9
	15	3044,7	1608,7	2984,7	1618,6
	10	2919,2	1509,4	3307,3	1860,9
	5	2725,6	1309,3	3307,3	1860,9

A partir dos gráficos das Figuras 73 a 80, verifica-se, de modo geral, que para maioria das amostras há uma pequena variação da velocidade da onda compressional com a diminuição da pressão efetiva, tanto para os valores obtidos convencionalmente, quanto nas velocidades estimadas a partir dos modelos de substituição de fluidos. Em contrapartida, há uma queda considerável da velocidade das ondas cisalhantes com a diminuição desta pressão.

Para as amostras de rochas carbonáticas (Figuras 73 a 77), os modelos de Gassmann e Brown & Korrington estimam os mesmos valores de velocidades. Isto deve-se ao fato da composição destas amostras ser homogênea, assim, o modelo de Brown & Korrington, que leva em consideração a heterogeneidade da rocha reduz-se ao modelo de Gassmann, que tem como premissa que as mesmas sejam homogêneas. Já as rochas de matriz arenítica, apresentam composição heterogênea e variável entre elas, assim, observa-se nos gráficos (78, 79 e 80) uma curva a mais relativa ao modelo de Brown & Korrington.

O modelo de Biot necessita do fator de tortuosidade para o cálculo das velocidades. Esta propriedade foi obtida a partir da análise de plugues computacionais, através das imagens de microtomografia de raios X. Como as amostras IL2-04 e a GD-07 não foram submetidas a este imageamento, não foi possível adquirir este dado, não sendo possível estimar os dados de velocidade do modelo de Biot para ambas as amostras. Para as demais amostras estudadas observou-se que a velocidade da onda compressional estimada por esse modelo permaneceu inferior a dos demais métodos.

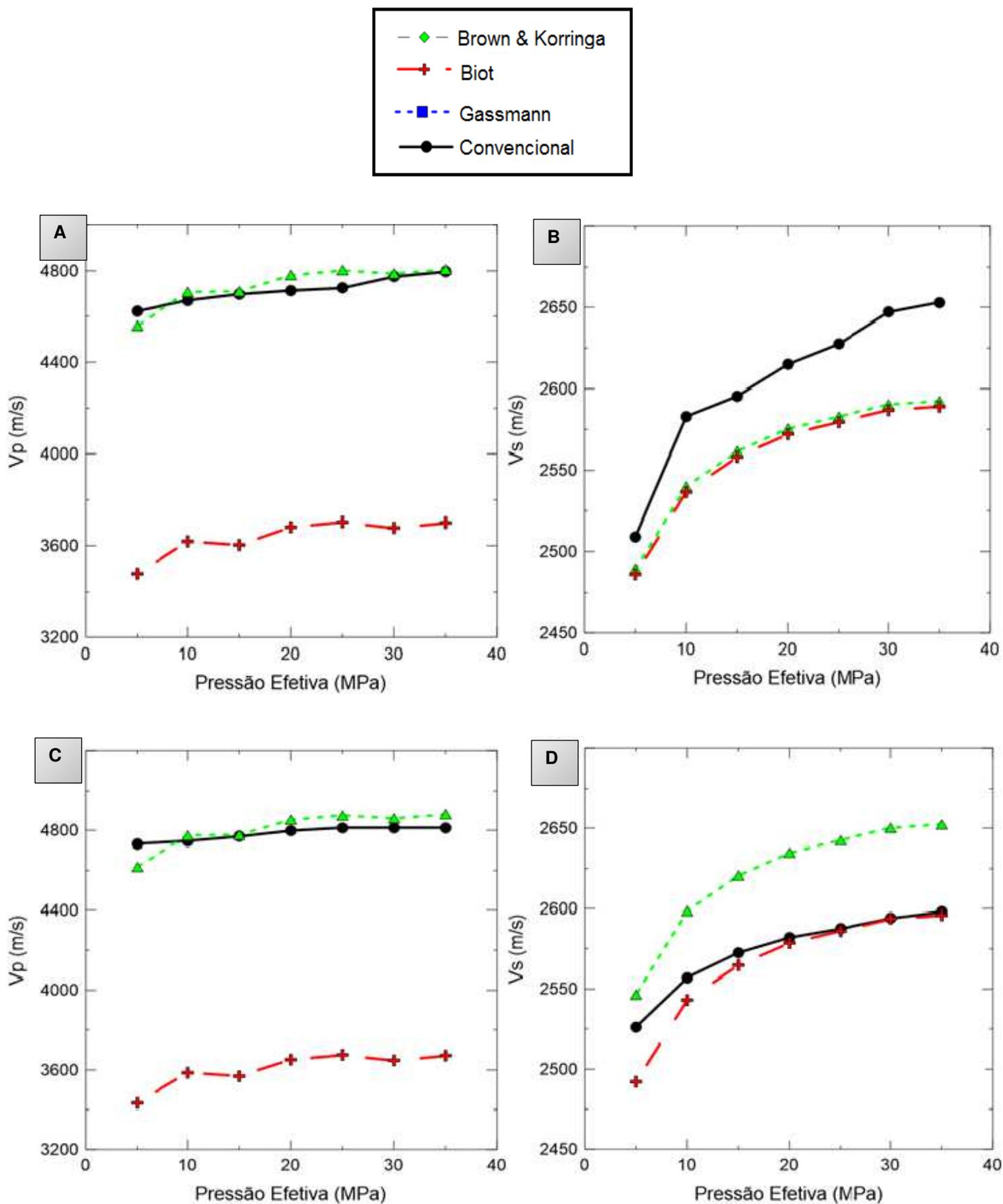


Figura 73: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o calcário IL3-20: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

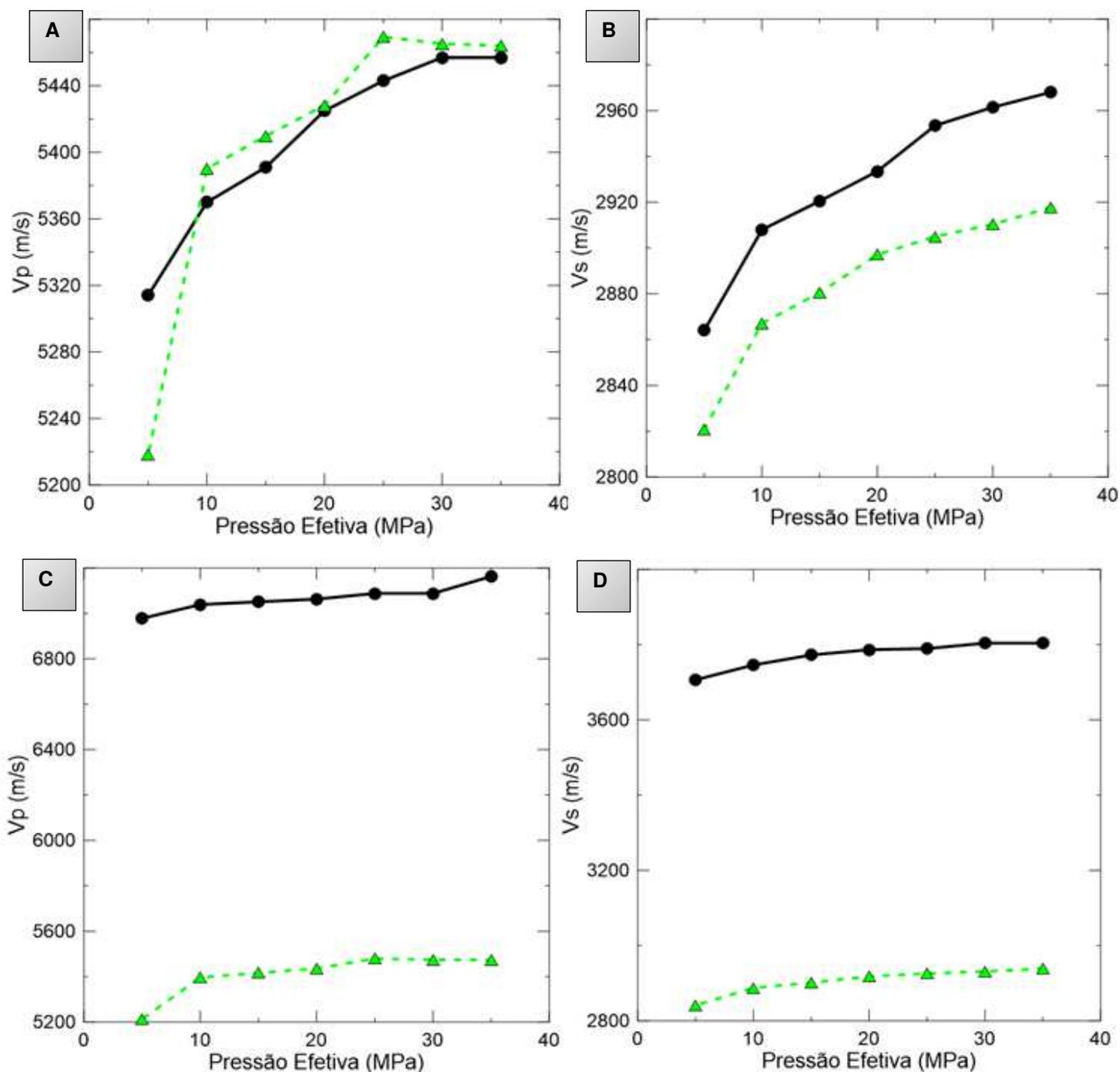


Figura 74: Relação entre as velocidades das ondas compressonais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o calcário IL2-04: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

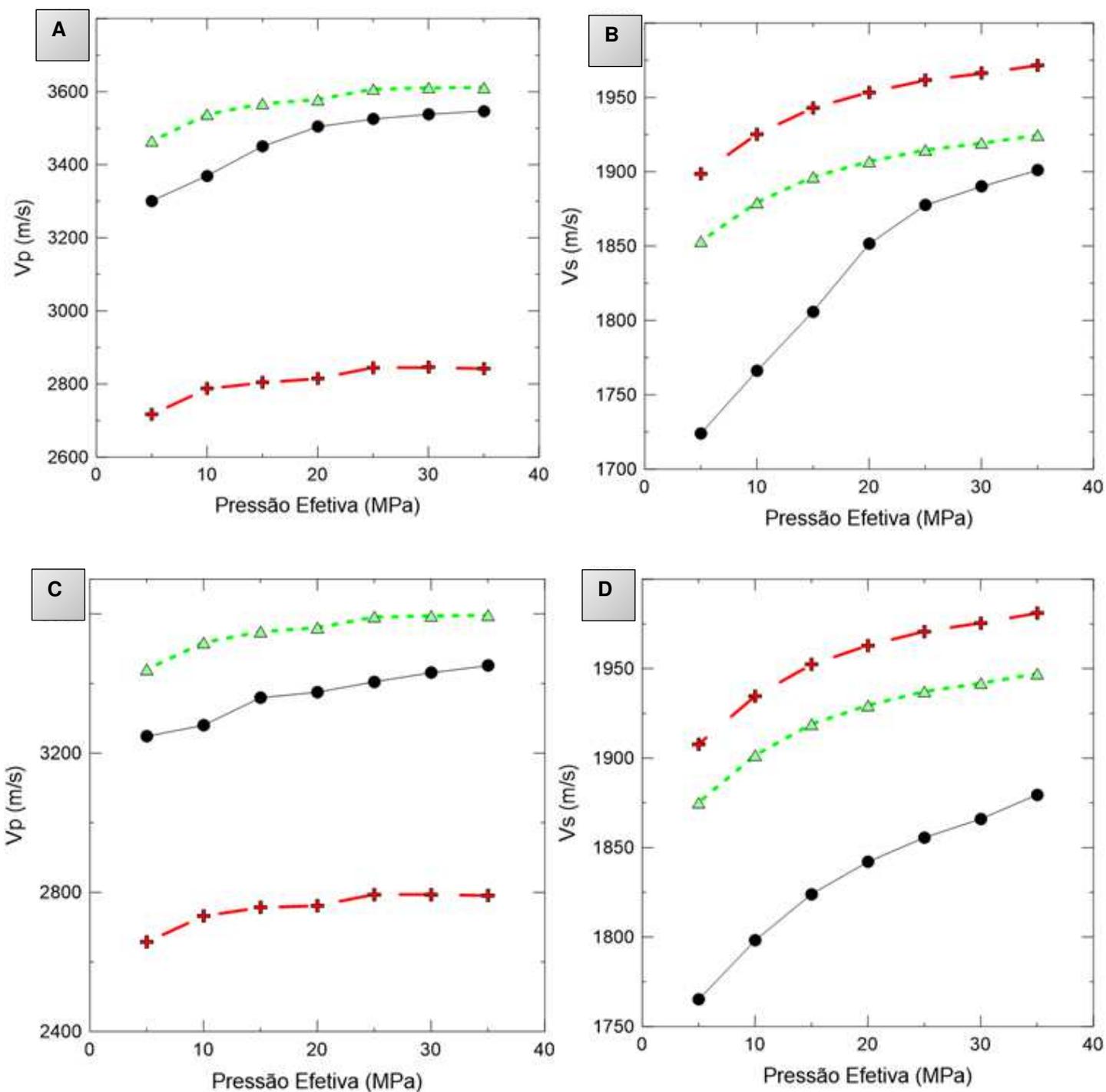


Figura 75: Relação entre as velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o calcário AC-12: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturada com óleo.

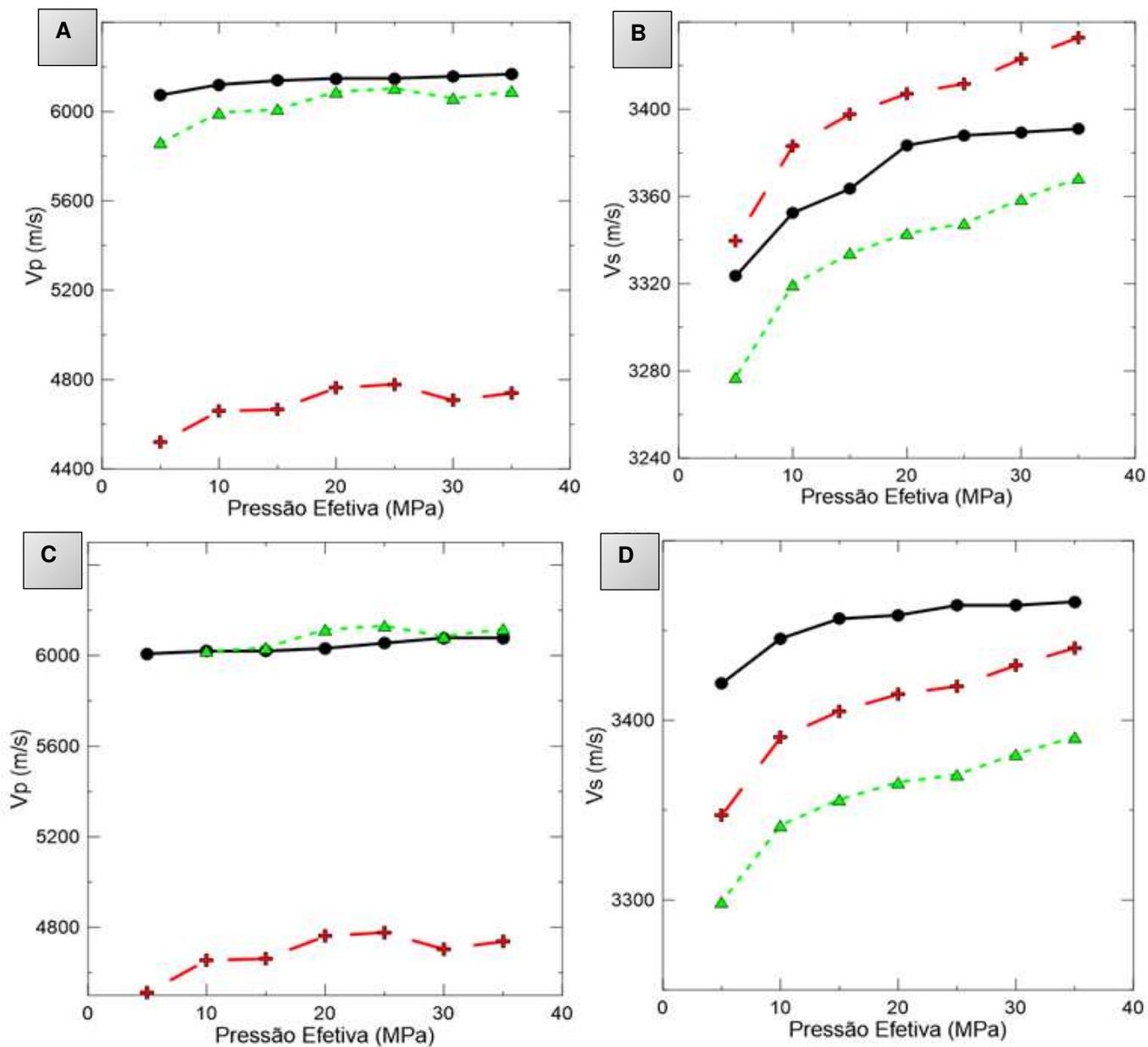


Figura 76: Relação entre velocidades das ondas compressoriais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o dolomito SD-12: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

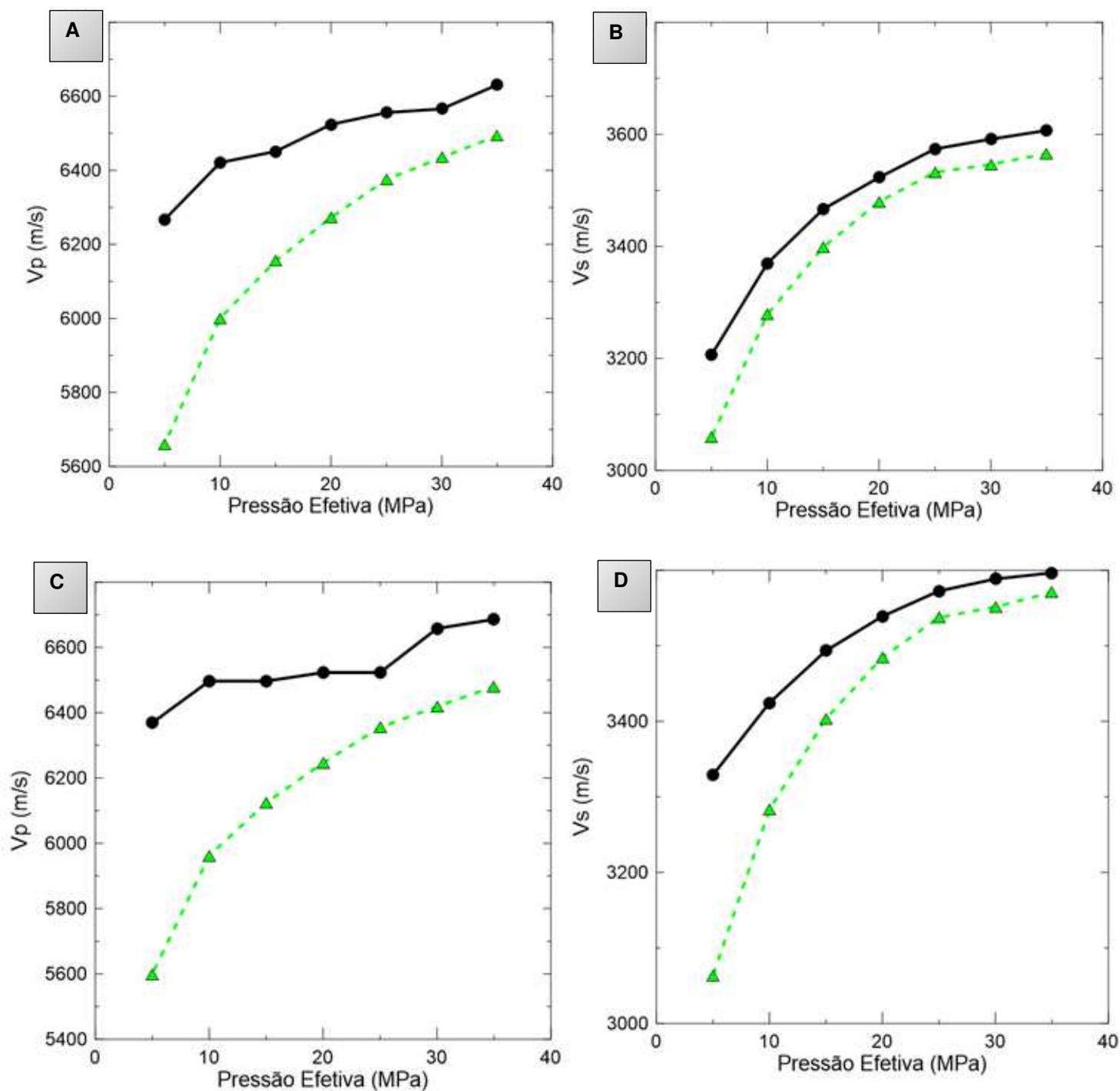


Figura 77: Relação entre velocidades das ondas compressonais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o dolomito GD-07: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

Para as amostras de matriz arenítica estudadas neste trabalho os valores de velocidade laboratorial apresentam-se em quase todas as amostras superior aos modelos empíricos, para as ondas compressoriais e cisalhantes, com exceção da V_s da amostra PSS-02 saturada com água. Os modelos de Gassmann e Brown & Korrington se aproximaram bastante entre si e também do método convencional.

O modelo de Biot apresentou os menores valores de velocidades para as ondas compressoriais e valores próximos dos outros modelos, para as ondas cisalhantes. Ainda para as ondas cisalhantes, os modelos de Gassmann e Brown & Korrington apresentaram as mesmas velocidades, tanto para as amostras saturadas com água, quanto para as amostras saturadas com óleo.

Como já foi mencionado, quando as amostras de rocha são heterogêneas os modelos de Gassmann e Brown & Korrington se distinguem, como foi o caso dos arenitos estudados. Analisando os resultados obtidos para os dois modelos, observou-se uma pequena variação de velocidade da onda P. Para a amostra mais homogênea (PSS-02), o valor da velocidade permaneceu praticamente inalterado entre os dois modelos, como esperado. Já para as outras amostras, apesar de apresentar pequena variação, as velocidades obtidas pelo modelo de Brown & Korrington foram superiores às obtidas pelo modelo de Gassmann, para a CGS-015, e inferiores, para a SCS-01.

Os modelos de Gassmann e Brown & Korrington foram mais eficazes para as velocidades das ondas compressoriais e em alguns casos também se ajustaram bem para as ondas cisalhantes. Já Biot se ajustou melhor para as ondas cisalhantes, principalmente para os arenitos.

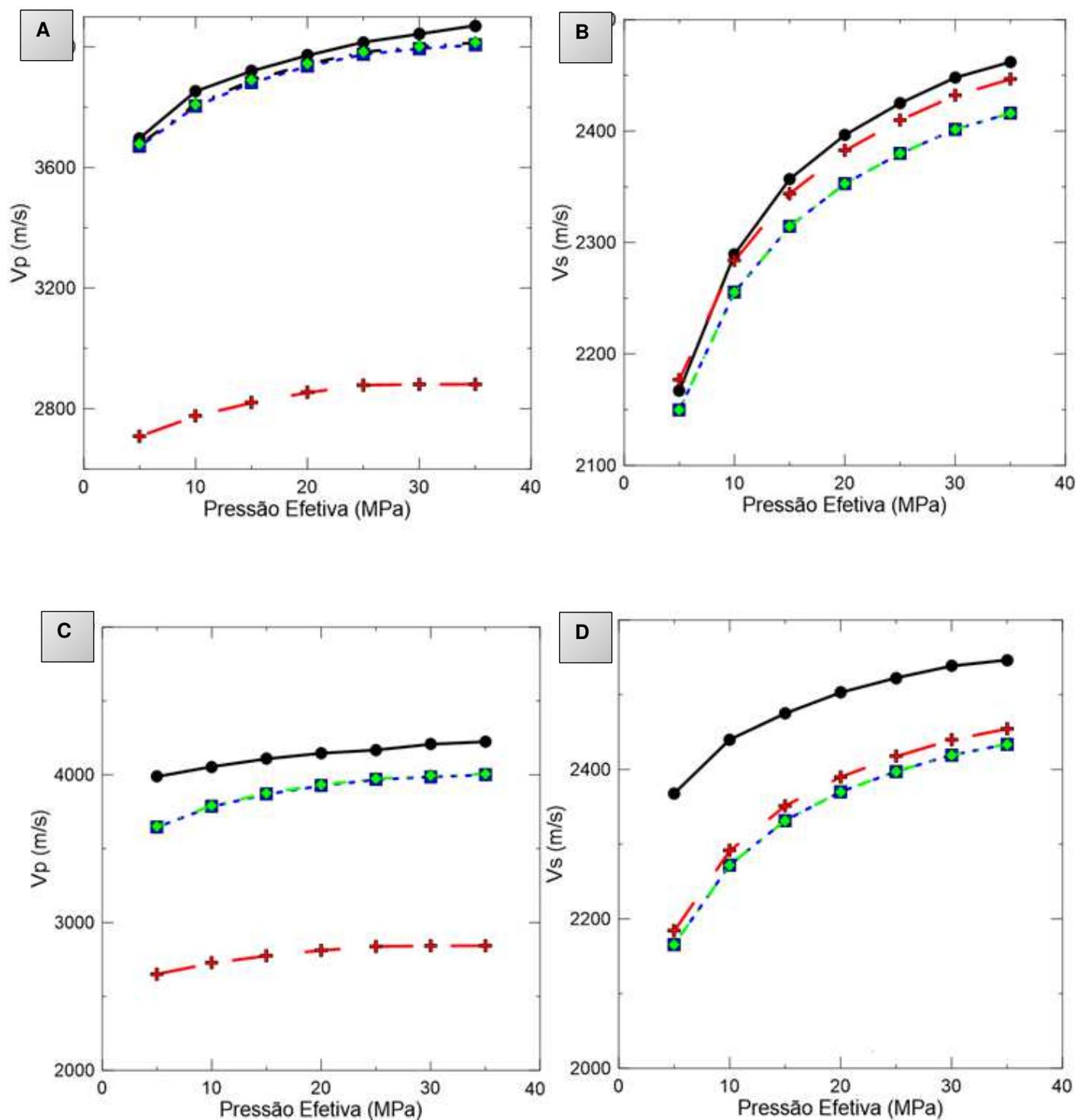


Figura 78: Relação entre velocidades das ondas compressonais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o arenito SCS-01: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

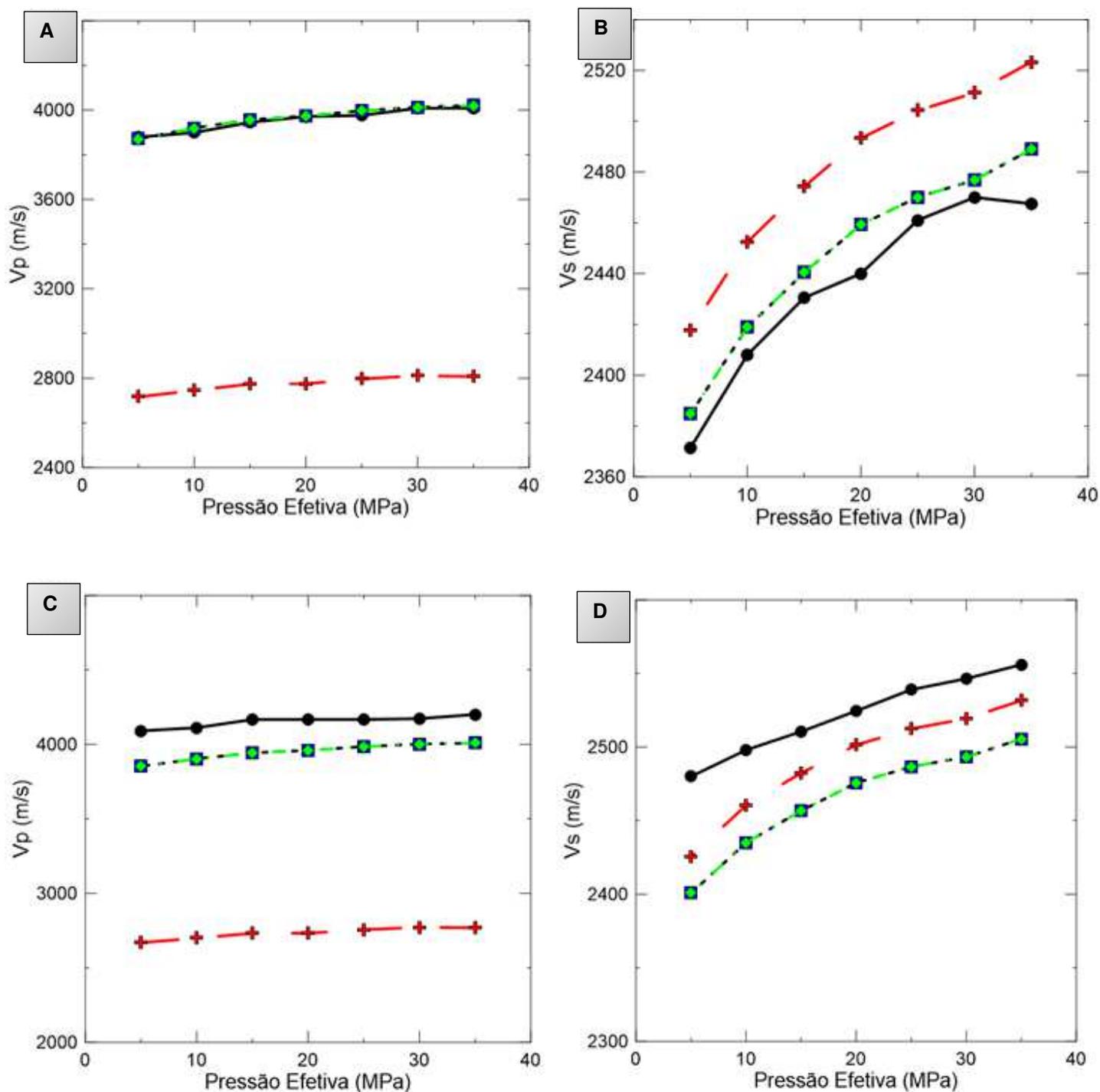


Figura 79: Relação entre velocidades das ondas compressonais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o arenito PSS-01: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

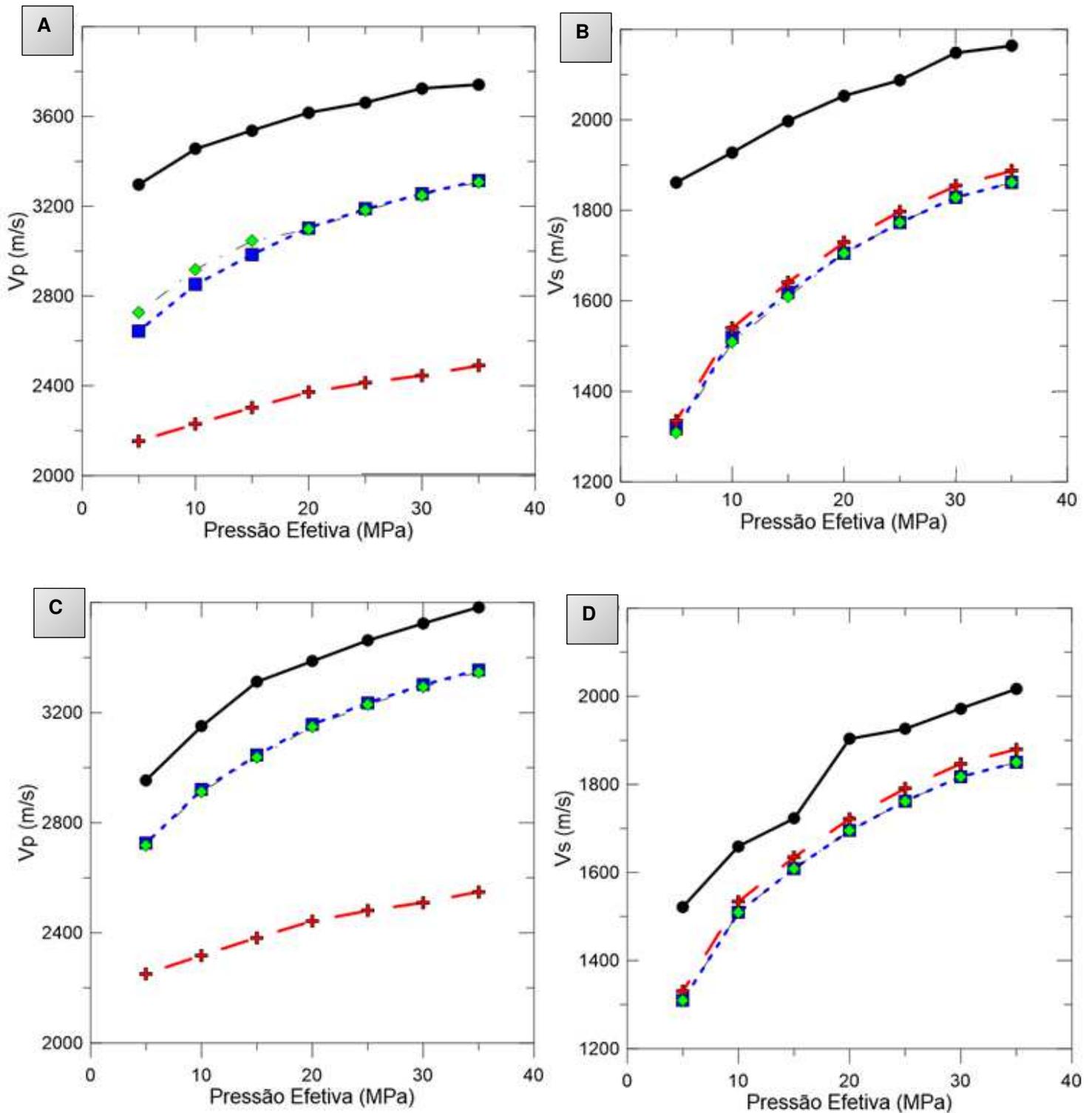


Figura 80: Relação entre velocidades das ondas compressonais e cisalhantes com as pressões efetivas, utilizando os dados convencionais e os dados obtidos pelos modelos de substituição de fluidos para o arenito CGS-015: (a) e (b) saturado com água, (c) e (d) saturado com óleo.

5 ANÁLISES PETROFÍSICAS COMPUTACIONAIS

5.1 Porosidade e permeabilidade

A Tabela 12 apresenta os valores de porosidade medidos de forma convencional e computacional. A porosidade computacional pode ser subdividida em macroporosidade e microporosidade. Na comparação entre as propriedades medidas pelos dois métodos, deve-se lembrar que as dimensões das amostras são bastante diferentes, a medida convencional é realizada na escala de centímetros, enquanto que a computacional em escala milimétrica. Nesta tabela observam-se ainda os valores de permeabilidade medidos utilizando os dois métodos.

Tabela 12: Porosidades e permeabilidades, convencional e computacional, das amostras estudadas.

Amostra	Litologia	ϕ_{micro}	ϕ_{macro}	$\phi_{\text{comp.}}$	$\phi_{\text{conv.}}$	k (mD) comp.	k (mD) conv.
CGS-015	Arenito	2,4	9,6	12,0	20,1	239	72,4
PSS-002	Arenito	2,2	8,8	11,0	17,9	200	16,9
SCS-001	Arenito	3,3	7,1	10,4	15,8	60	0,8
IL3-020	Calcário	4,7	17,3	22,0	17,8	709	73,3
AC-012	Calcário	16,9	21,6	38,5	26,8	102	15,5
SD-012	Dolomito	1,9	18,3	20,2	17	688	156

A Figura 81 mostra a relação entre a porosidade computacional e convencional, para as amostras estudadas. A partir do gráfico pode-se observar que o comportamento desta propriedade ocorre de forma distinta para as diferentes litologias. As amostras de arenito (SCS, PSS e CGS) apresentaram valores de porosidade convencional superiores aos computacionais. Entretanto, mesmo apresentando valores diferentes, a porosidade obtida pelos dois métodos segue o mesmo comportamento, ou seja, a amostra de menor porosidade convencional apresenta o menor valor de porosidade computacional e assim por diante.

Para as amostras de rochas carbonáticas ocorre o inverso, a porosidade computacional é superior à convencional. Para as subamostras de rochas carbonáticas a macroporosidade medida por microCT se aproxima da porosidade convencional, havendo portanto uma indicação de que a diferença nos valores de porosidade medida pelos dois métodos se dá essencialmente devido à microporosidade. A amostra de dolomito (SD) apresenta porosidade convencional

semelhante à computacional, pois apresenta a menor quantidade de microporos. Já as amostras de calcário possuem alta microporosidade, principalmente a amostra AC-012, devido ao alto teor de matéria orgânica (comprovado através das imagens de microCT e da análise petrográfica). Os valores de porosidade seguem a mesma tendência, as amostras de maior porosidade convencional, se mantêm com maior porosidade computacional, como ocorre para os arenitos.

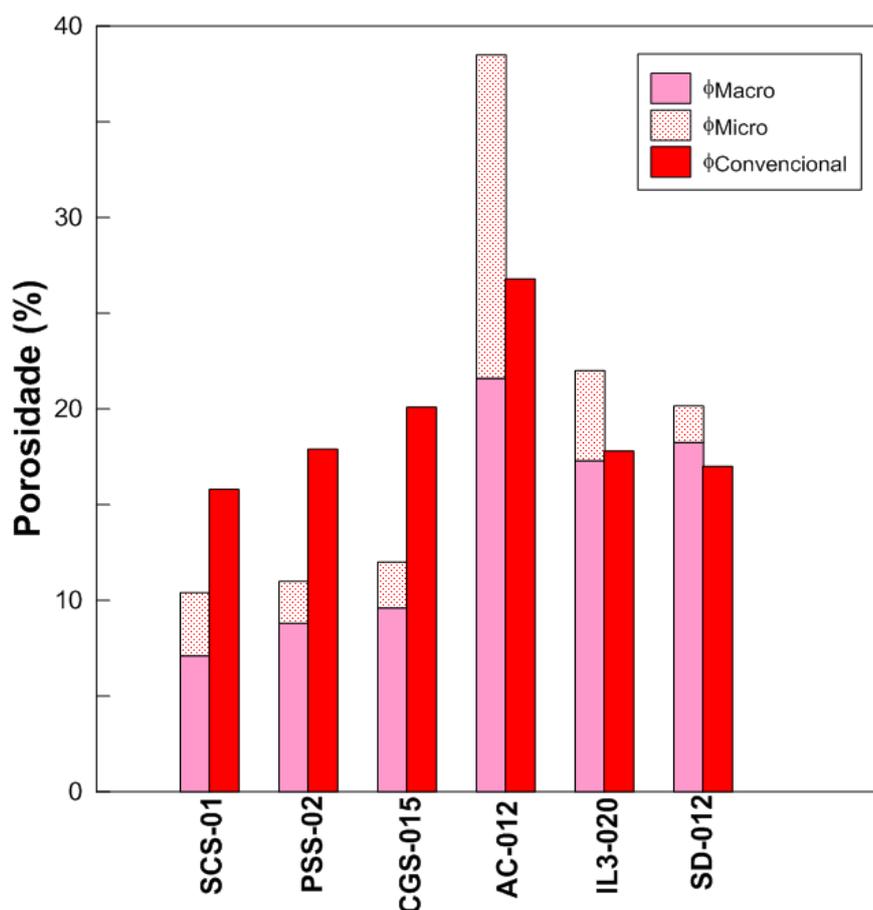


Figura 81: Análise entre as porosidades computacional (macro e micro) e convencional.

O gráfico da Figura 82 exibe a relação entre a permeabilidade medida pelos dois métodos. Observa-se que a permeabilidade computacional é sempre superior à convencional. Provavelmente isto se deve à diferença de escala em que a permeabilidade é analisada. Apesar de apresentarem valores distintos, nota-se que tanto para os arenitos, quanto para os calcários, a relação de maior e menor permeabilidade permanece a mesma para os dois métodos. A Figura 83 exibe um tomograma de cada amostra de calcário estudada. Pode-se observar nestes a presença de matéria orgânica nestas amostras.

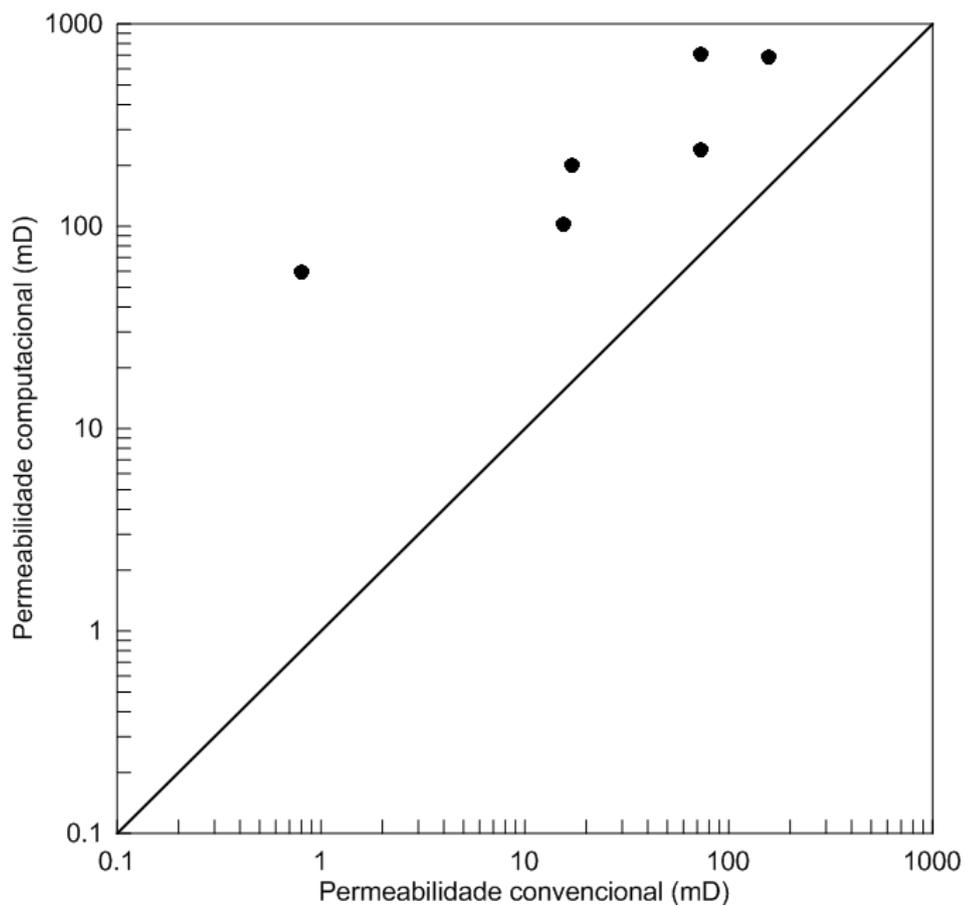


Figura 82: Comparação entre a permeabilidade obtida de forma computacional e convencional.

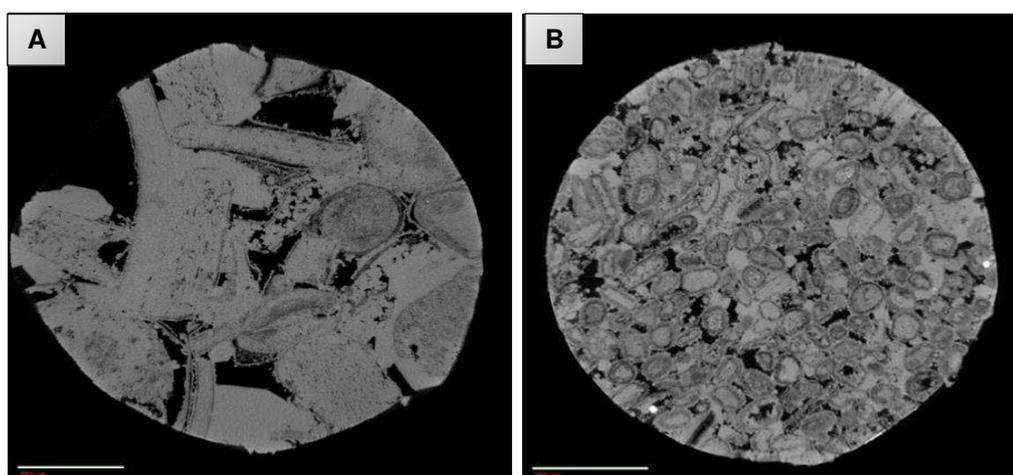


Figura 83: Visualização de um slice dos calcários estudados neste trabalho: (a) IL3-020 e (b) AC-012.

5.2 Conectividade de poros e tortuosidade

A conectividade dos poros está diretamente relacionada com a permeabilidade, quanto maior a quantidade de poros conectados, maior a permeabilidade. Como anteriormente foram calculadas duas porosidades (macro e micro) também foram geradas as estruturas tridimensionais correspondentes à conectividade de cada uma destas fases (exibidas nas Figuras 84 a 89). Observa-se nestas imagens diferentes cores, cada cor representa uma rede de poros conectados.

Na Figura 84, vê-se a macro (A) e a micro (B) conectividade dos poros para a amostra AC-12. Analisando estas imagens, conclui-se que a maior parte dos poros estão conectados em uma única rede, tanto para macro, quanto para microporosidade. Observa-se também que além de estarem bem conectados, a quantidade de microporos é bastante elevada nesta amostra.

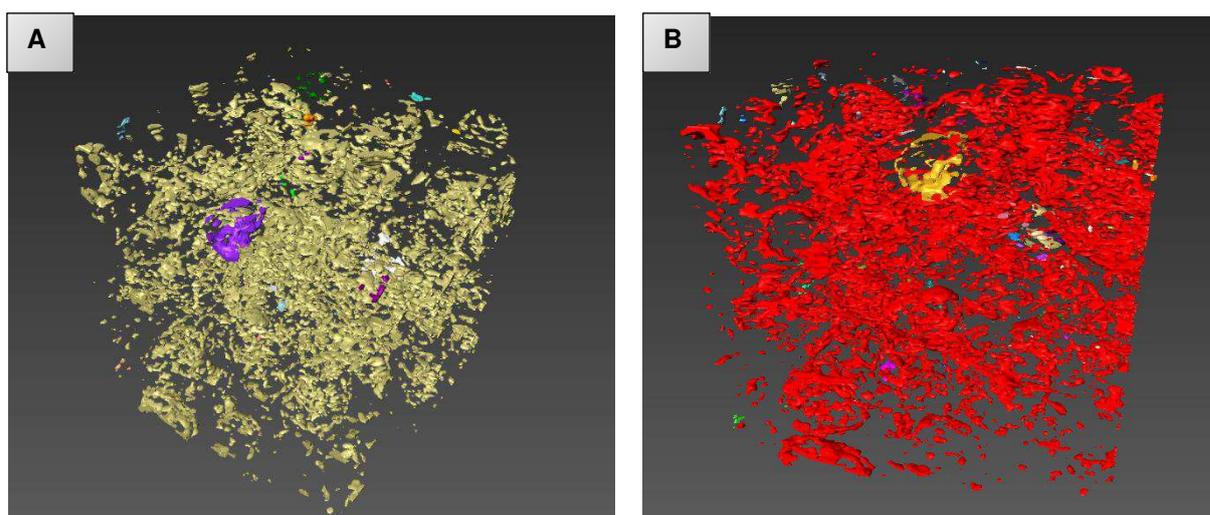


Figura 84: Conectividade da rede de poros da subamostra AC-012: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.

A conectividade dos poros na amostra IL3-020 (Figura 85) é bastante elevada. Esta amostra possui redes de poros conectados com um pequeno grau de tortuosidade. Além disso, possui uma rede de microporos razoavelmente conectada.

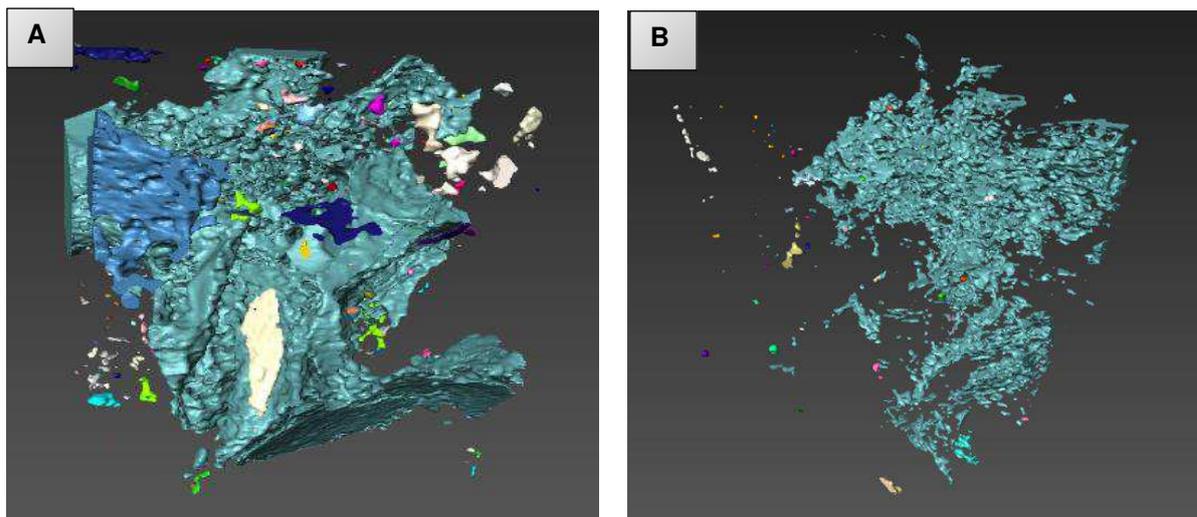


Figura 85: Conectividade da rede de poros da subamostra IL3-020: (A) macroporosidade e (B) microporosidade.

O dolomito SD-12 apresenta os maiores valores de permeabilidade e também a maior rede de macroporos conectados e pequena microporosidade, observa-se a partir disto que a conectividade da macroporosidade possui maior domínio na permeabilidade da rocha. Observados na Figura 86.

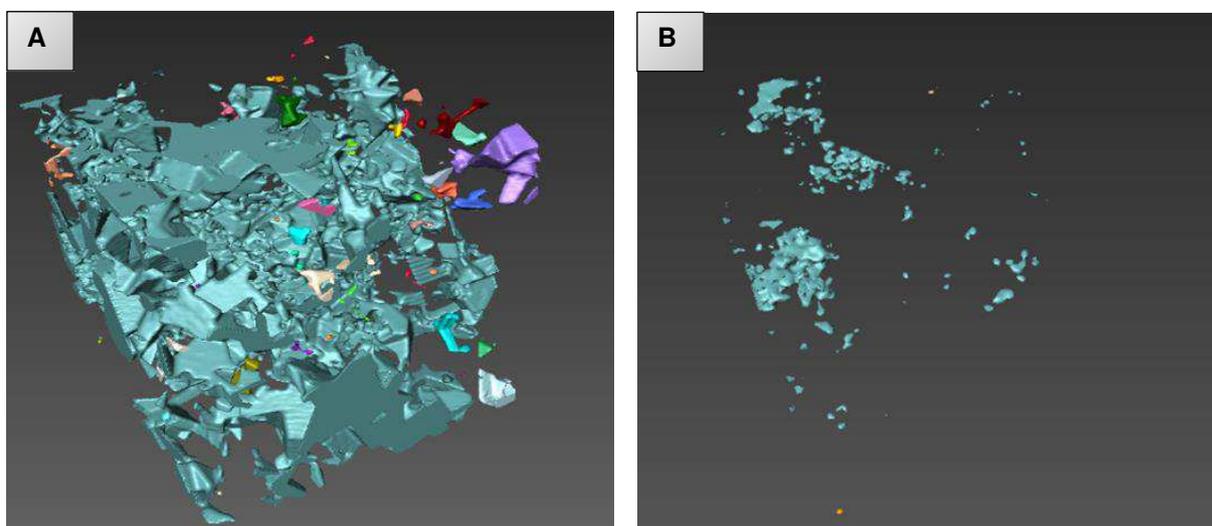


Figura 86: Conectividade da rede de poros da subamostra SD-12: (A) macroporosidade e (B) microporosidade.

Na Figura 87 observa-se que a amostra SCS-01 apresenta muitas redes de poros pouco conectadas entre si. Esse fato ocasiona uma redução na permeabilidade da rocha. Apesar de possuir uma alta porosidade, a mesma apresenta baixíssima permeabilidade.

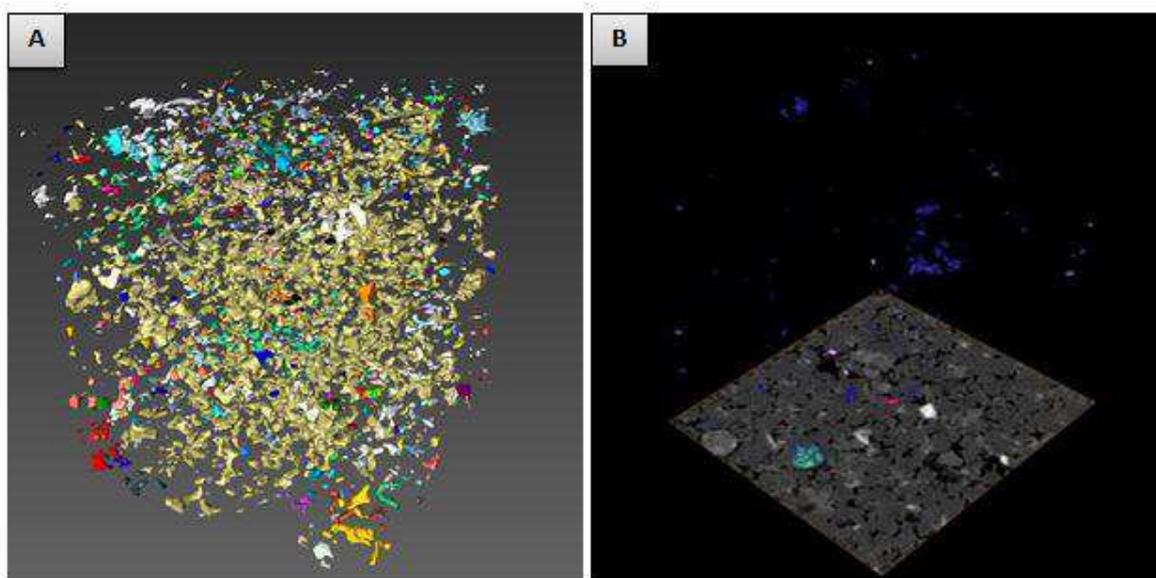


Figura 87: Conectividade da rede de poros da subamostra SCS-01: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.

As amostras PSS-02 e CGS-015 (Figuras 88 e 89) apresentam alta conectividade de macroporos, enquanto que a microporosidade é pequena e mal conectada. Ambas as amostras apresentam permeabilidade razoavelmente elevada.

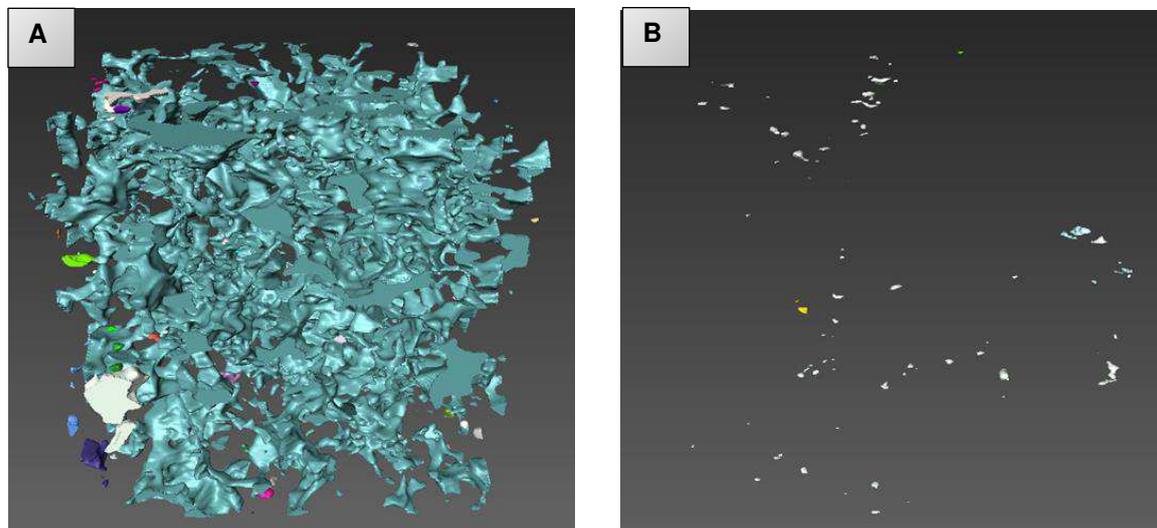


Figura 88: Conectividade da rede de poros da amostra PSS-02: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.

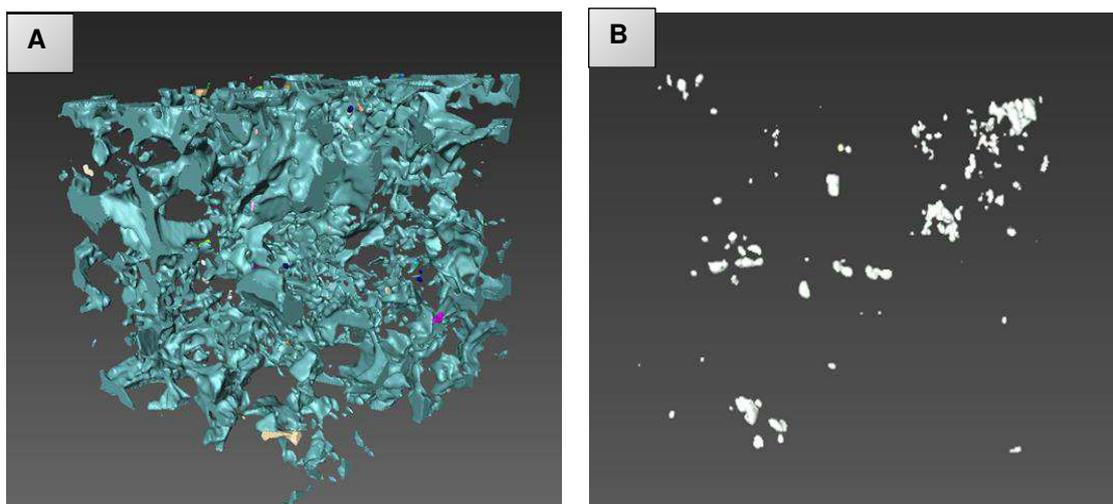


Figura 89: Conectividade da rede de poros da subamostra CGS-015: (a) macroporosidade e (b) microporosidade.

As três amostras de arenito possuem porosidades semelhantes, porém permeabilidades distintas. Através das análises obtidas a partir da microtomografia de raios X, notou-se que a conectividade, a tortuosidade e o tamanho dos poros conectados, interferem diretamente na capacidade de fluxo de fluidos da rocha.

No Quadro 5 estão dispostos os valores de tortuosidade e permeabilidade para as seis amostras ensaiadas computacionalmente e o gráfico da Figura 90 mostra o comportamento destas rochas relacionando as duas propriedades.

Quadro 5: Tortuosidade e permeabilidade obtidas para as amostras estudadas.

Amostra	Tortuosidade	Permeabilidade
IL3-020	1,95	73,3
AC-12	2,25	15,5
SD-12	1,81	156
SCS-01	3,12	0,8
PSS-02	2,52	16,9
CGS-015	2,74	72,4

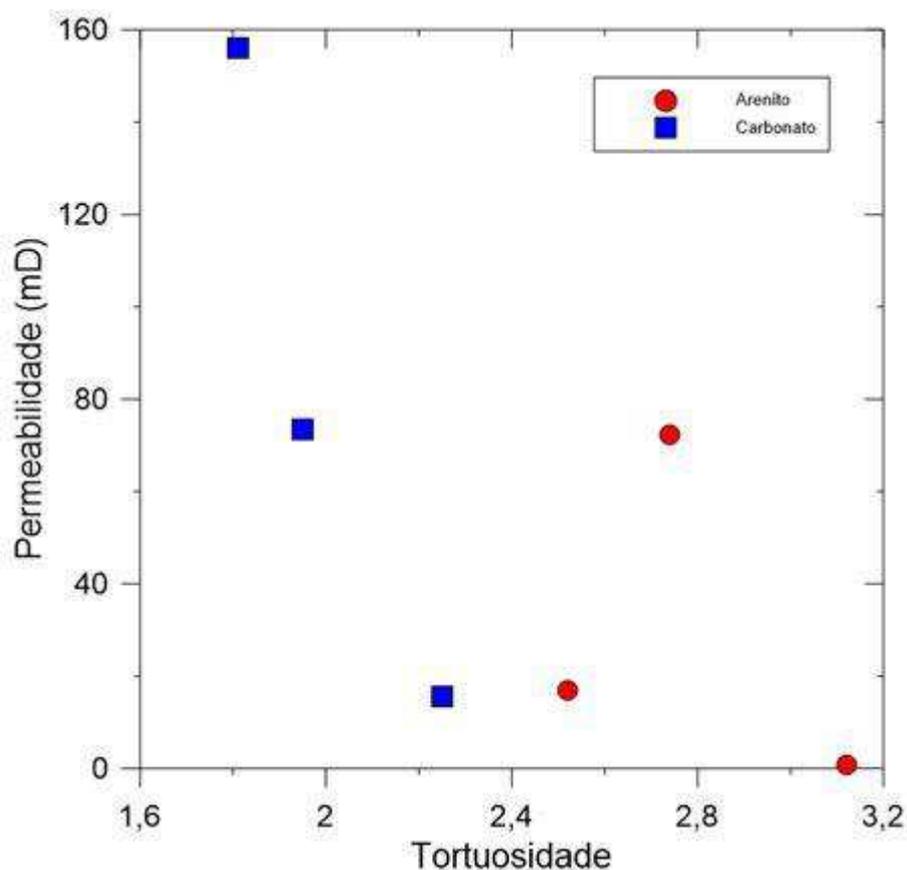


Figura 90: Relação entre tortuosidade e permeabilidade para as amostras submetidas a ensaios computacionais.

As rochas carbonáticas apresentaram uma tendência inversa entre a permeabilidade e a tortuosidade, como é esperado. Já para os arenitos a amostra de menor tortuosidade apresentou baixa permeabilidade, o que evidencia que esta propriedade, nesta amostra, é mais influenciada por outros fatores.

5.3 Velocidade de propagação de ondas

Nas Tabelas 13, 14 e 15, exibe-se as velocidades medidas de forma computacional para cada amostra ensaiada. Foram medidos seis pontos para cada um dos modelos para obter maior representatividade, visto que a leitura realizada pelo programa é pontual. Os gráficos 91, 92 e 93 relacionam estas medidas computacionais de velocidade com a medida laboratorial.

Tabela 13: Velocidades das ondas para as amostras secas.

Amostra	Vp ₁	Vp ₂	Vp ₃	Vp ₄	Vp ₅	Vp ₆
AC-12	4551	4000	4400	4125	3567	3468
IL3-020	4235	4235	4235	2880	4000	-
SD-12	6200	7000	5918	4068	5918	-
SCS-01	4645	4645	4645	4645	4645	-
PSS-02	4235	4500	4000	4363	4363	4800
CGS-015	3180	3057	3785	3533	4968	-

Tabela 14: Variação das velocidades das ondas para as amostras saturadas com água.

Amostra	Vp ₁	Vp ₂	Vp ₃	Vp ₄	Vp ₅	Vp ₆
AC-12	4888	4962	4888	4714	4125	4551
IL3-020	4965	3200	3600	3428	4114	4000
SD-12	6200	4650	5126	6852	3538	5007
SCS-01	4645	4645	4363	4965	4363	4800
PSS-02	4500	4500	4500	4500	4444	4800
CGS-015	3785	4416	4676	4818	4676	5000

Tabela 15: Variação das velocidades das ondas para as amostras saturadas com óleo.

Amostra	Vp ₁	Vp ₂	Vp ₃	Vp ₄	Vp ₅	Vp ₆
AC-12	4888	5000	4888	4888	4400	5000
IL3-020	5000	4965	4000	3789	5000	4800
SD-12	6200	6445	5007	6852	3518	6852
SCS-01	4645	4645	4965	4965	4363	4500
PSS-02	4645	4645	4645	4965	4965	4500
CGS-015	3785	4416	4676	4297	4968	4500

Nota-se na Tabela 13 que há alguns pontos sem chegada de onda, para as amostras secas. Isto ocorre porque o ar é o mais atenuativo dos fluidos saturantes, o que faz com que, pontos para os quais o percurso da onda atravessa maior quantidade de poros, a atenuação seja tão grande que o sinal naquele ponto não apresente energia suficiente para ser detectado.

Nos gráficos 91 a 93 pelo menos um dos pontos medidos se aproxima das medidas convencionais. Embora não haja muita variação entre as seis medidas, principalmente para os arenitos, realizar a média das velocidades dos seis pontos

pode ser pouco representativo. Para tornar a medida representativa seria necessária a realização de mais medidas pontuais. Os valores de velocidade podem variar consideravelmente de um ponto para outro, considerando a heterogeneidade das rochas. Valores mais altos de V_p são obtidos quando a onda se propaga exclusivamente pela matriz, fato que ocorreu em alguns pontos. Estes valores são poucos representativos das medidas convencionais.

Nesses gráficos as maiores dispersões foram oriundas da rocha de matriz dolomítica e as menores foram provenientes dos arenitos. As mais altas dispersões ocorreram para as amostras de maior porosidade. Nota-se claramente que a amostra SCS-01, que apresenta menor porosidade, possui a menor dispersão em todas as condições de saturação, inclusive para o ensaio saturado com ar apresentou o mesmo tempo de chegada para todos os pontos.

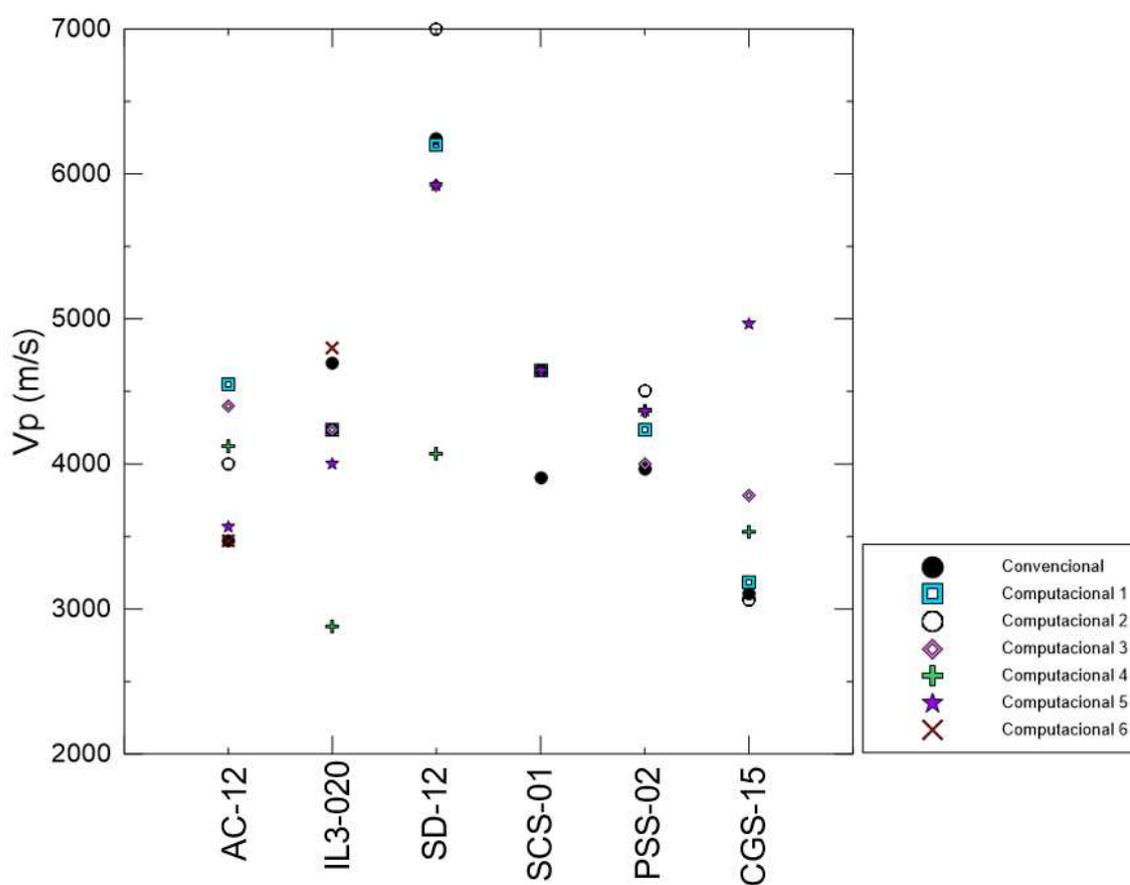


Figura 91: Medidas de velocidade convencional e computacional para as amostras secas.

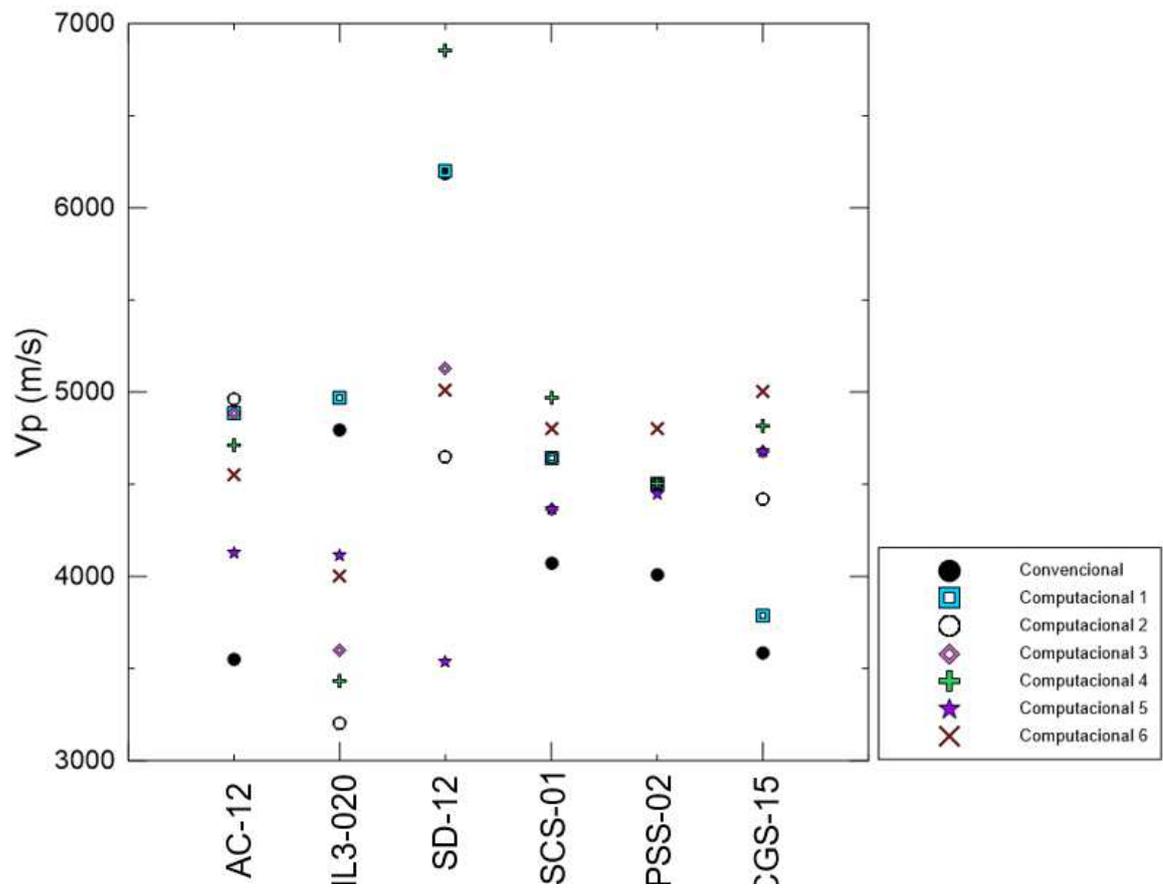


Figura 92: Medidas de velocidade convencional e computacional para as amostras saturadas com água.

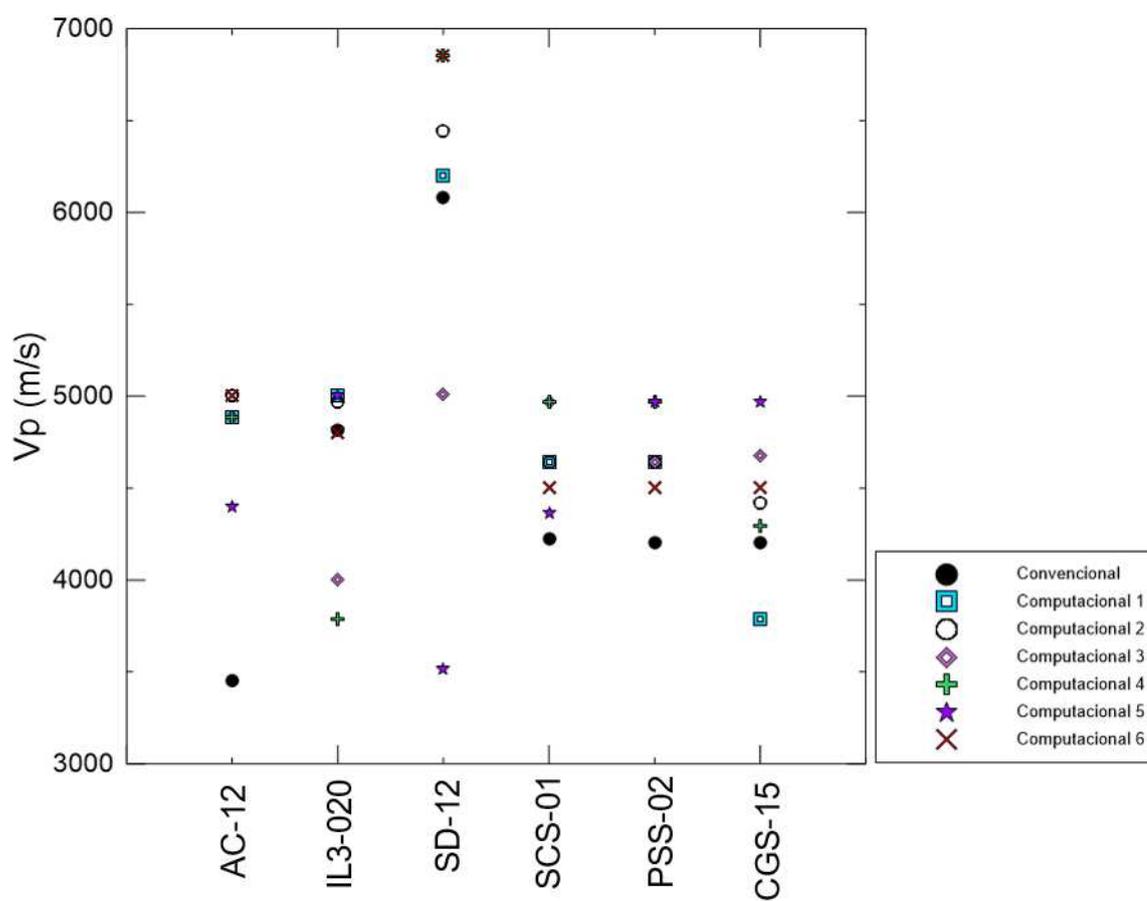


Figura 93: Medidas de velocidade convencional e computacional para as amostras saturadas com óleo.

Verificou-se que para saturação com ar, os valores de velocidade foram menores, isto devido a influência da densidade do fluido presente nos poros (para os ensaios saturados). Nas Figuras 92 e 93 vê-se que os valores de velocidades para os ensaios saturados não variaram de forma significativa com o tipo de fluido.

6 ANÁLISES COMPOSICIONAIS

6.1 Análises petrográficas

6.1.1 Descrição das lâminas

6.1.1.1 Austin Chalk (AC-012)

Litologia: Grainstone oolítico.

Descrição petrográfica: Grainstone oolítico muito fino, bem selecionado, com alguns bioclastos, parcialmente cimentado por calcita. Os oolitos variam de granulação areia muito fina a fina, e os bioclastos de areia muito fina a grossa. Os bioclastos são fragmentos de equinodermos e raros foraminíferos bentônicos. Os contatos entre os grãos são pontuais e planares, indicando baixa compactação. Ocorre franja de calcita prismática ao redor dos grãos (provavelmente de origem meteórica, freática), bloqueando as gargantas de poro. Cimento de calcita sintaxial ocorre ao redor dos fragmentos de equinodermos, e cimento de calcita blocosa ocorre de forma dispersa. Ocorre dissolução parcial a total de grãos. Óxido/hidróxido de Fe ocorre na forma de manchas submilimétricas, de forma dispersa (produto de intemperismo).

Apresenta porosidade moderada, dos tipos intergranular (reduzida pela franja de cimento calcítico), intragranular e móldica (geradas pela dissolução parcial a total de grãos).

A Figura 94 exhibe a visão geral da lâmina em uma escala de 5mm.



Figura 94: Visão geral da lâmina da amostra AC-12.

Pode-se observar na Figura 95 um zoom realizado em uma parte da lâmina da amostra AC-12, em que, é evidenciada a presença de matéria orgânica, cimentação calcítica e de compostos de ferro. As porosidades intergranular e intragranular também são destacadas nas Figuras (A) e (B), respectivamente.

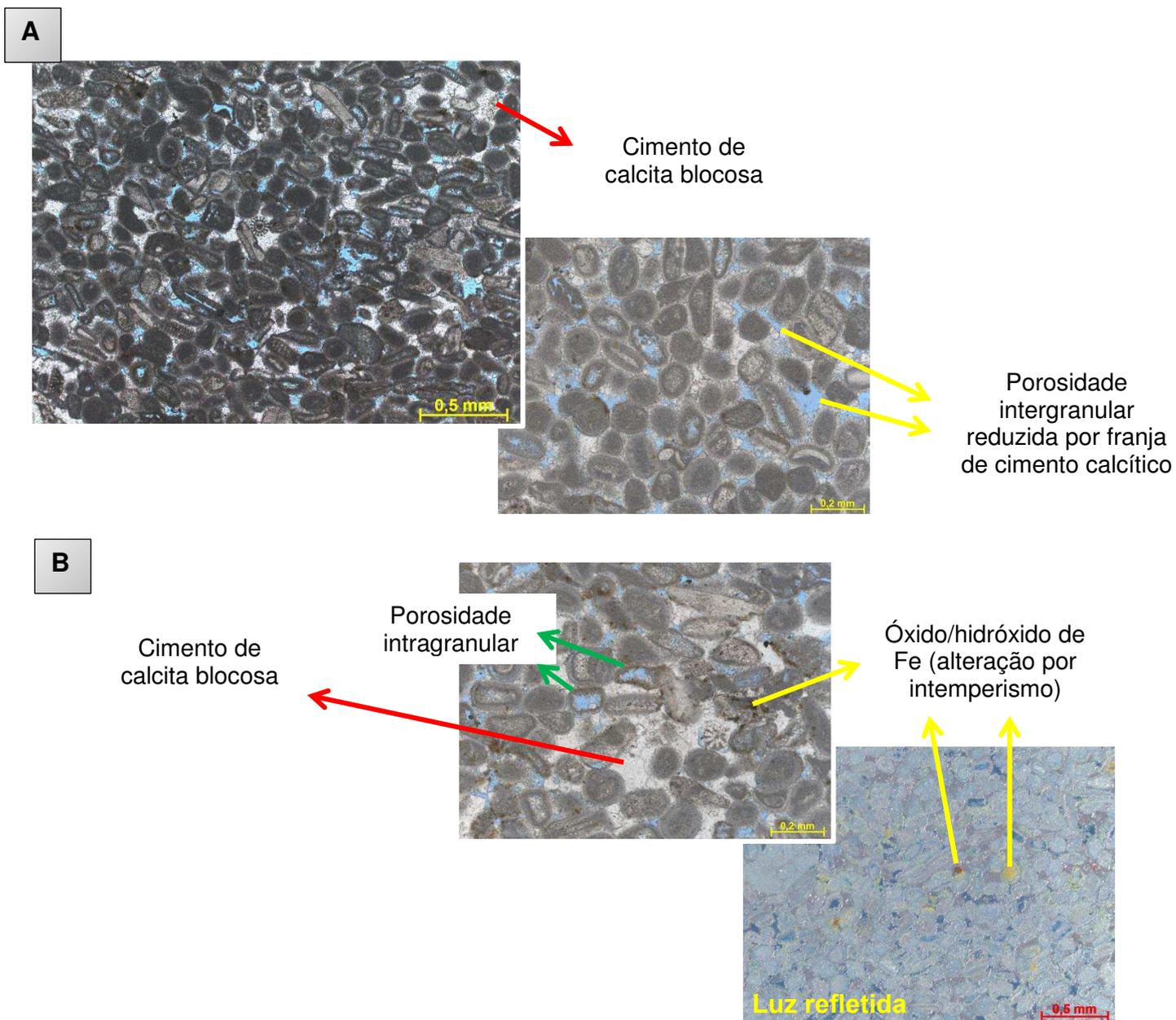


Figura 95: (A) Detalhes da cimentação calcítica e da estrutura porosa intergranular reduzida por esta cimentação e (B) Os pontos em destaque evidenciam a presença de óxido/hidróxido de ferro.

Na Figura 96 exibe-se as fases (matriz e poro) segmentadas em diferentes escalas. Já a Figura 97 mostra o tamanho predominante dos poros e suas respectivas frequências.

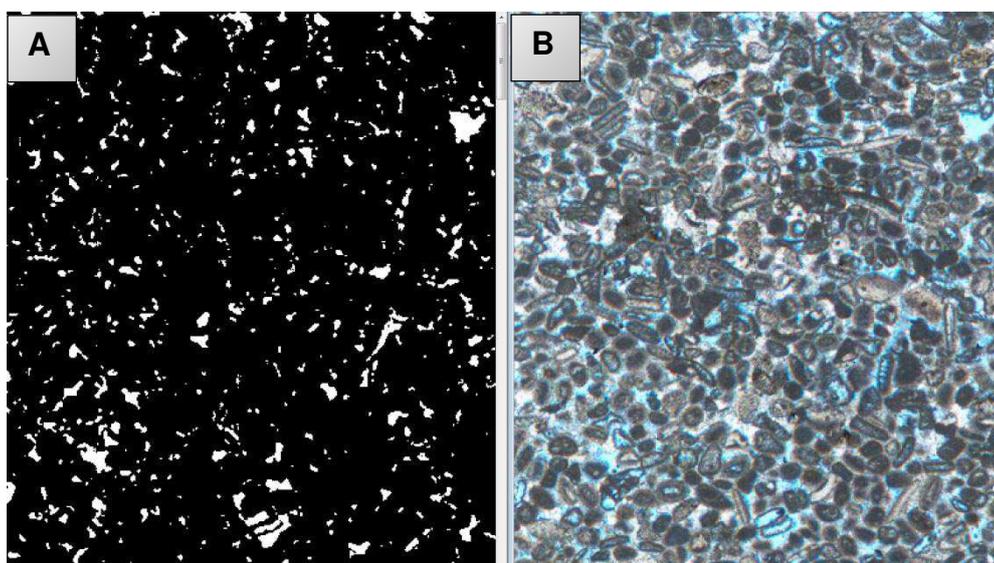
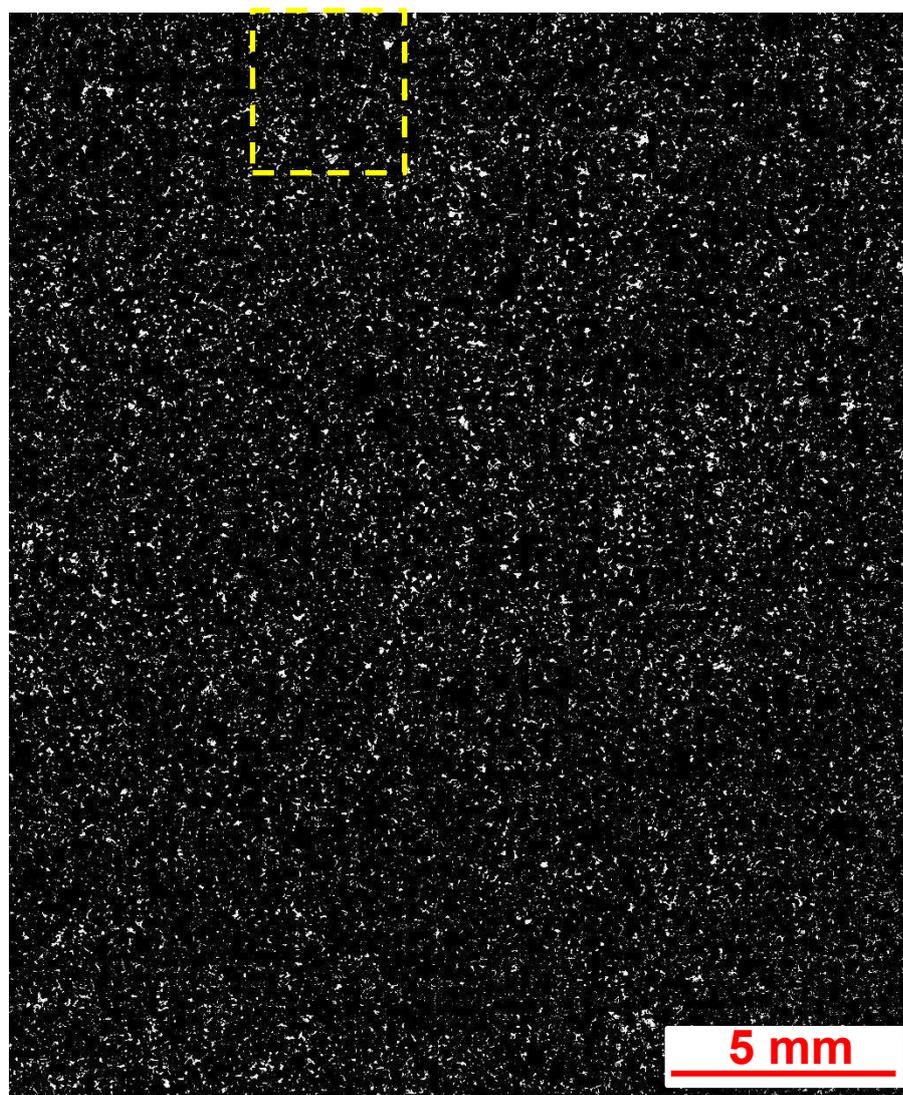


Figura 96: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregnada com a resina, que ocupa o espaço poroso.

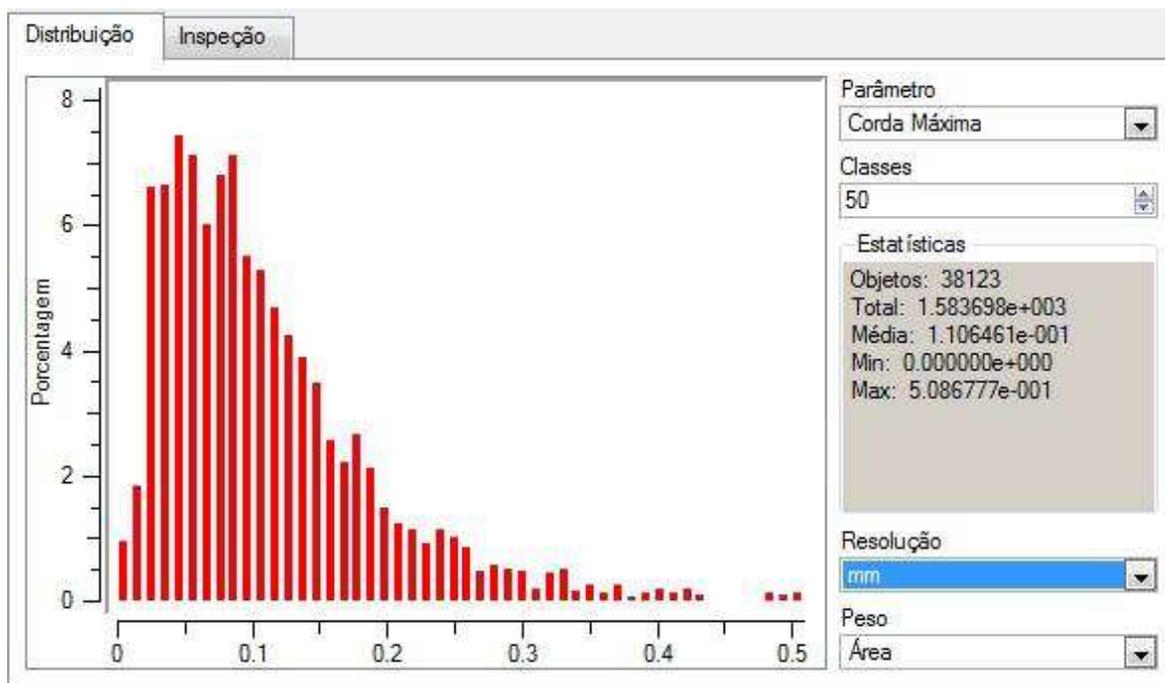


Figura 97: Distribuição de tamanho de poros e suas respectivas frequências.

6.1.1.2 Indiana Limestone (IL3-020)

Litologia: Grainstone bioclástico.

Descrição petrográfica: Grainstone bioclástico muito grosso, mal selecionado (grãos variam de areia fina a grânulo, com raros seixos), parcialmente cimentado por calcita. Os bioclastos são crinóides, equinodermos, foraminíferos bentônicos, briozoários, gastrópodes, braquiópodes e foraminíferos planctônicos. Os contatos entre os grãos são dos tipos pontual e planar, indicando compactação moderada. O cimento calcítico ocorre nas formas sintaxial (ao redor dos crinóides), blocosa e delgada franja descontínua de calcita prismática. Localmente a franja de cimento calcítico se destaca dos grãos devido à compactação mecânica. Ocorre dissolução parcial em alguns grãos, gerando porosidade intragranular.

Observa-se a visão geral da lâmina desta amostra na Figura 98.

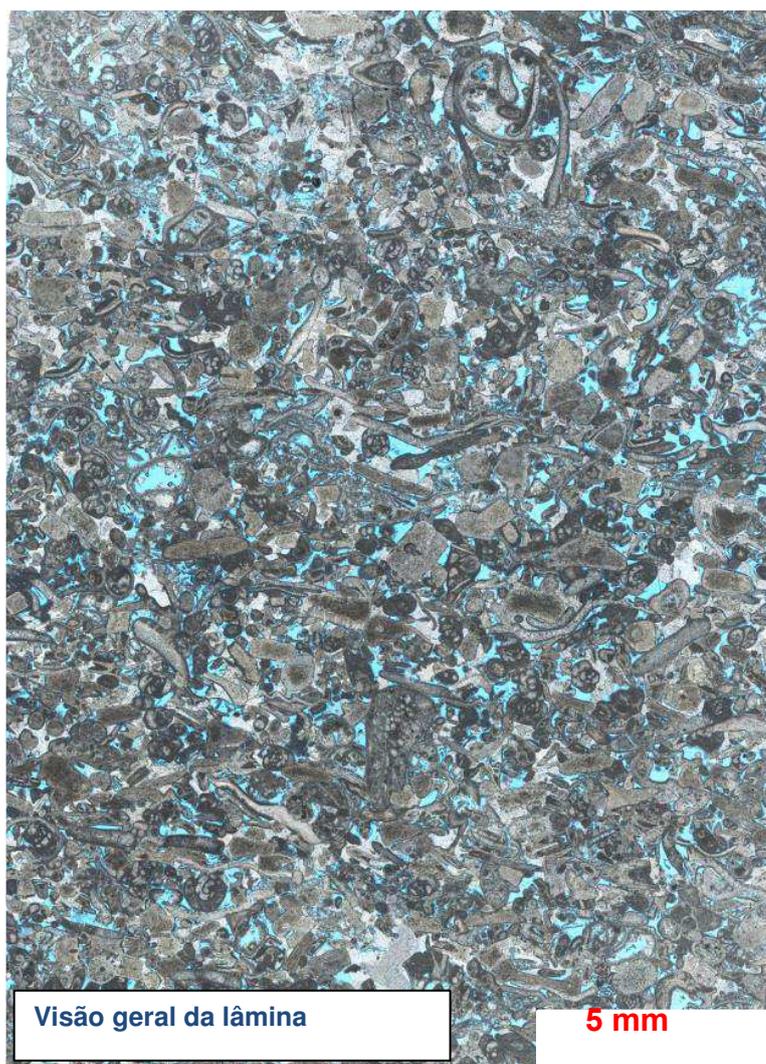


Figura 98: Visão geral da lâmina da amostra IL3-04.

A Figura 99 exhibe detalhadamente as diferentes estruturas fósseis presentes na amostra Indiana Limestone, bem como a presença de cimentação calcítica e a porosidade intergranular. Na Figura 100 vê-se as fases (matriz e poro) segmentadas em diferentes escalas.

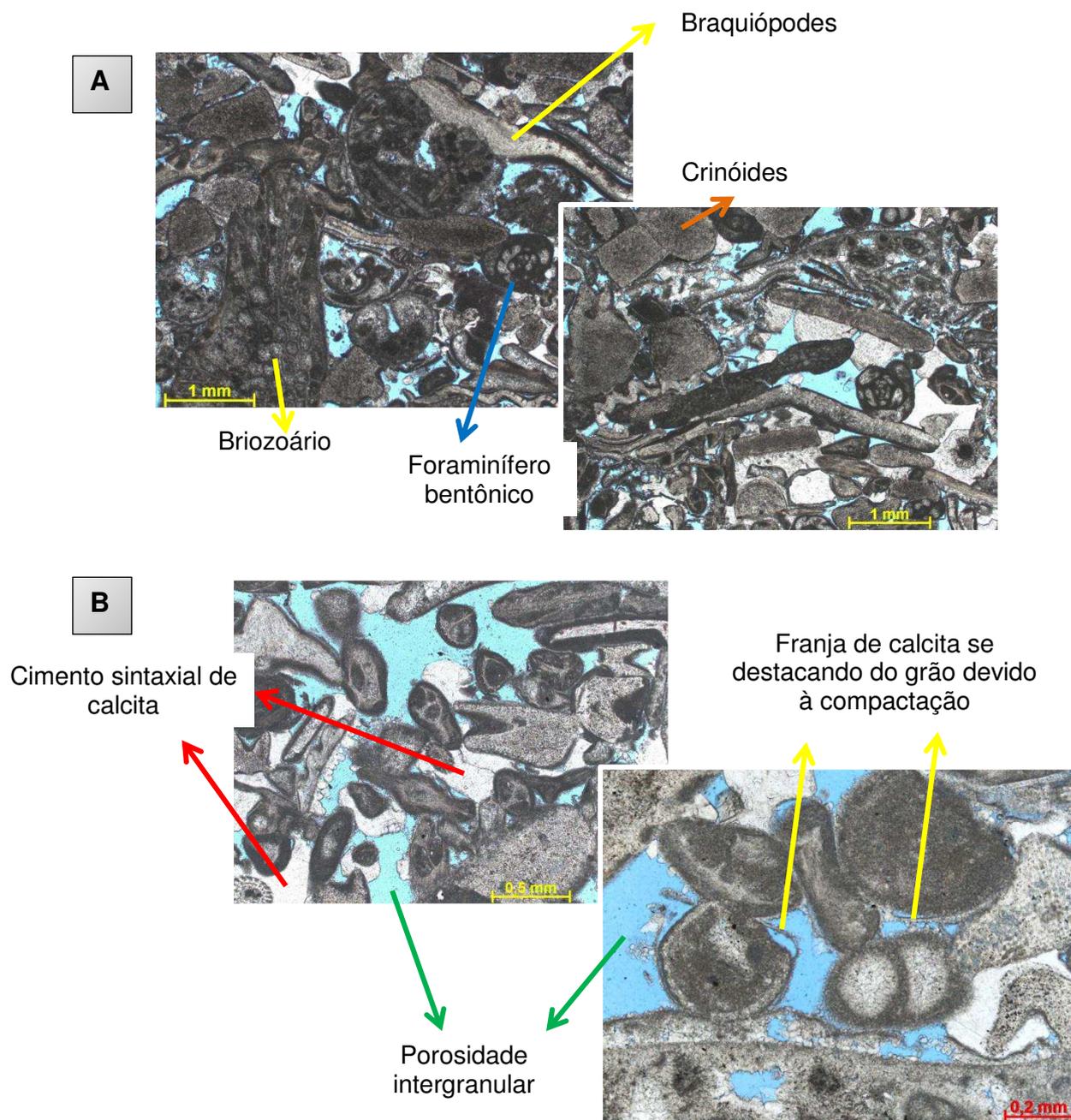


Figura 99: (A) Em destaque as diferentes estruturas fósseis presentes na amostra; (B) Detalhes na cimentação calcítica e porosidade intergranular.

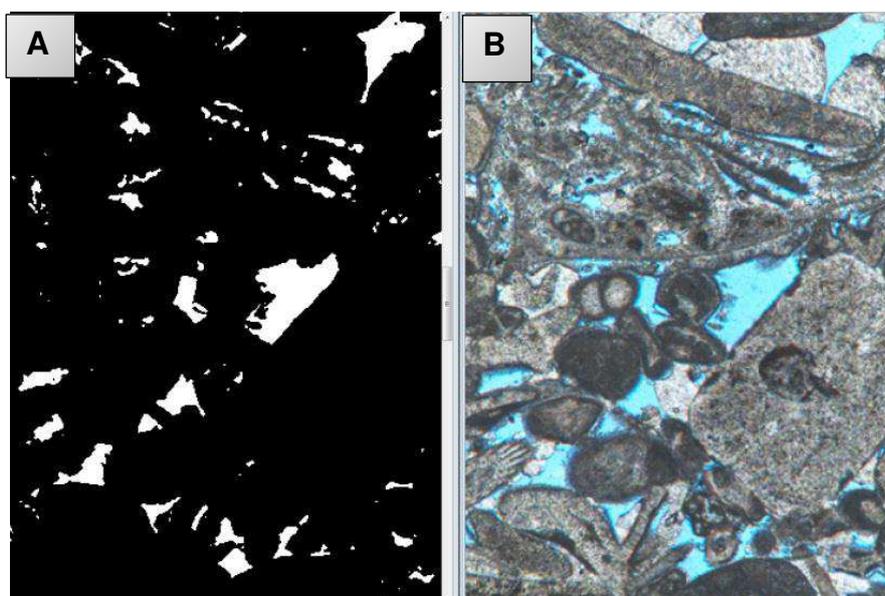
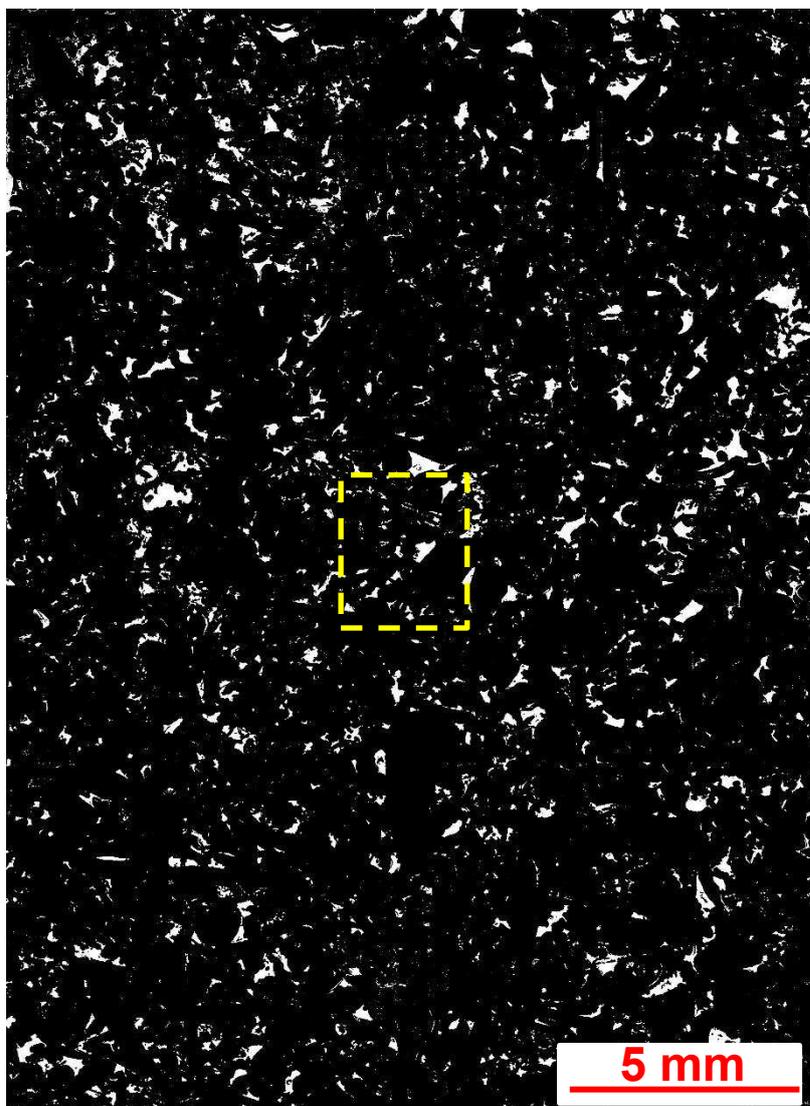


Figura 100: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregada com a resina, que ocupa o espaço poroso.

A distribuição do tamanho dos poros e suas respectivas frequências pode ser vista na Figura 101.

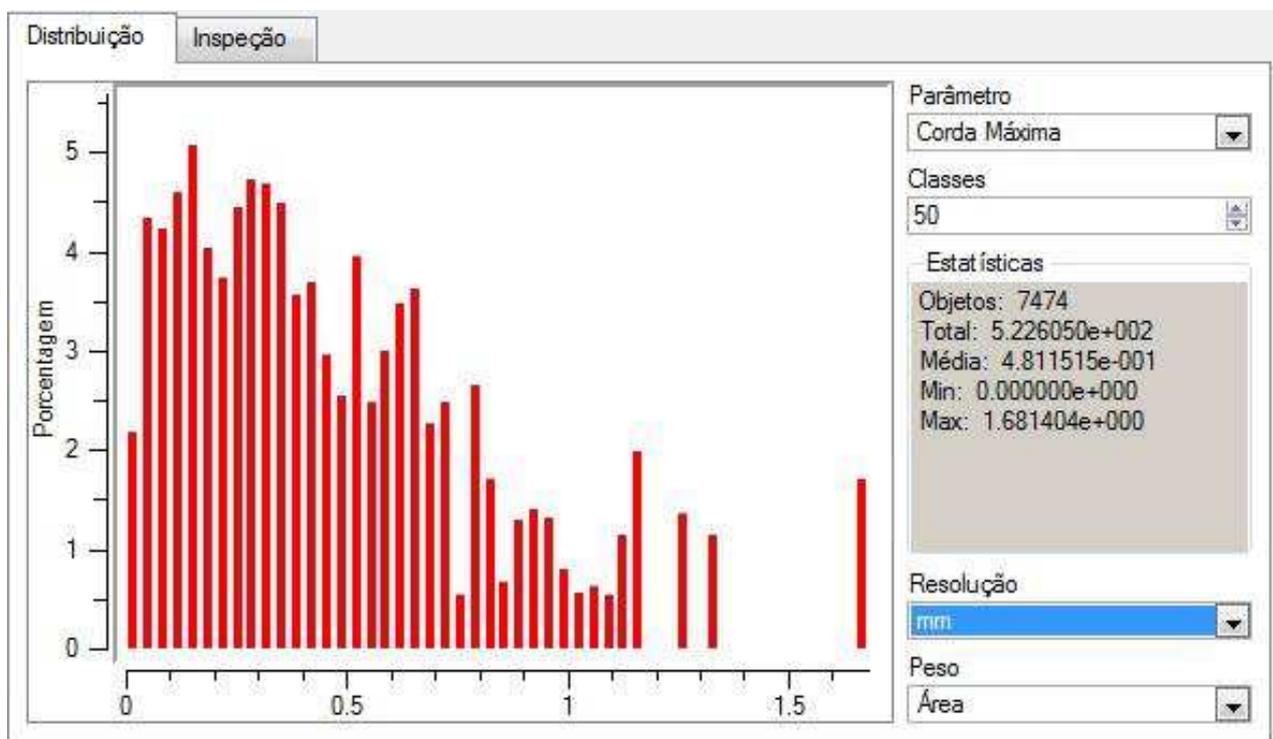


Figura 101: Distribuição de tamanho de poros e suas respectivas frequências.

6.1.1.3 Silurian Dolomite (SD-12)

Litologia: Dolomito

Descrição petrográfica: Dolomito médio a grosso. Os cristais de dolomita são euédricos a subédricos e ocorrem em arranjo denso, do tipo mosaico, com porções de arranjo pouco denso. Presença de estilolito indica compactação química. Alguns vugs apresentam formas arredondadas, tendo sido originados possivelmente por dissolução de grãos / bioclastos. Porém não é possível observar nenhuma feição deposicional na rocha devido ao intenso processo de dolomitização.

Na Figura 102 está representada a visão geral da lâmina da amostra SD-12.

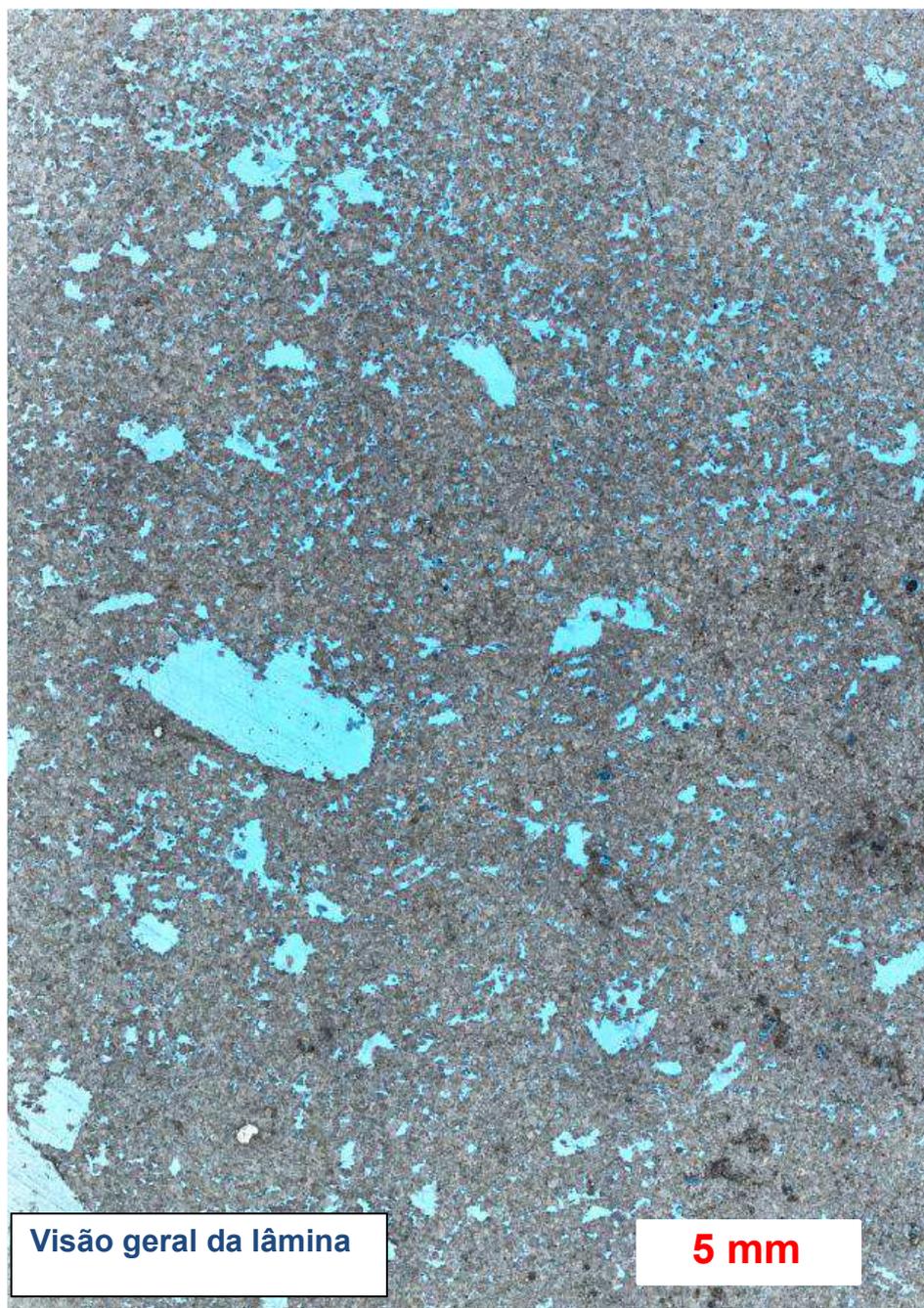


Figura 102: Visão geral da lâmina da amostra SD-12.

A porosidade desta amostra é alta, do tipo intercrystalina e vugular. Estes vugs podem ser observados na Figura 103B. Outras estruturas encontram-se presentes no Dolomito Siluriano, como os estilólitos, que podem ser vistos Figura 103A.

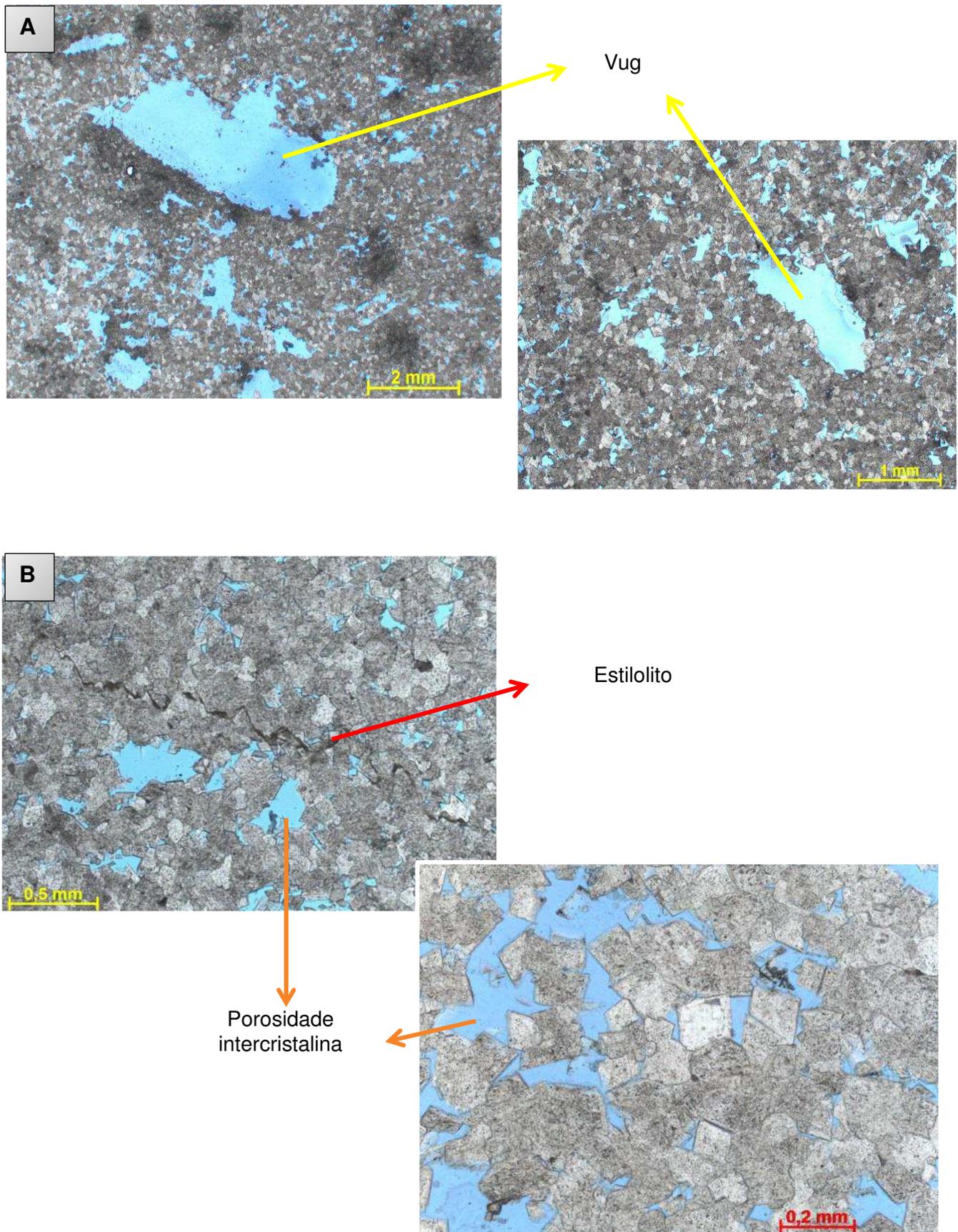


Figura 103: (A) Porosidade intercrystalina e presença de estruturas estilolítica e (B) Destaque na presença da porosidade vugar.

A segmentação das fases (matriz e poro) em diferentes escalas é exibida na Figura 104. Já a distribuição do tamanho dos poros e suas respectivas frequências na Figura 105.

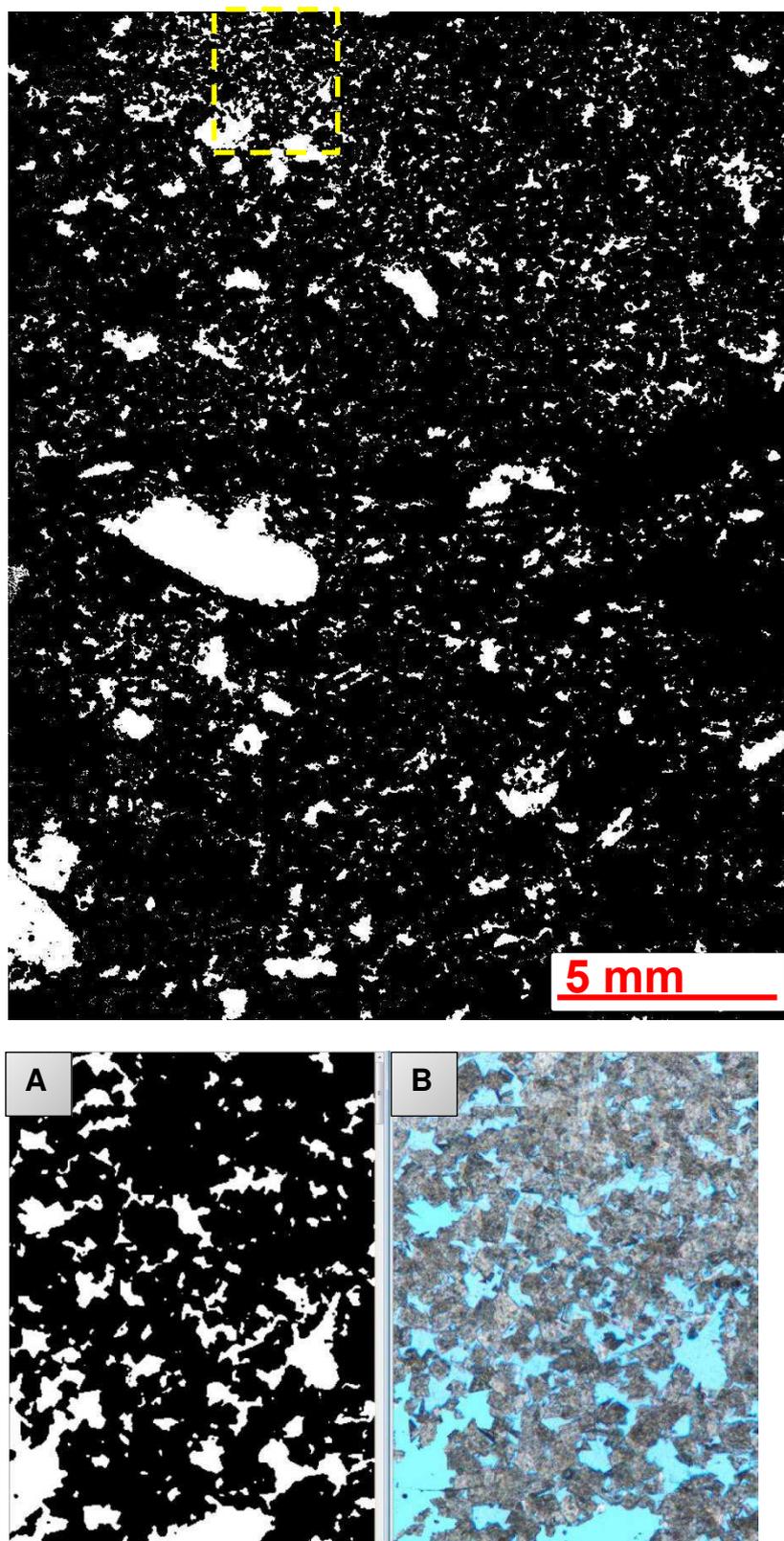


Figura 104: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregada com a resina, que ocupa o espaço poroso.

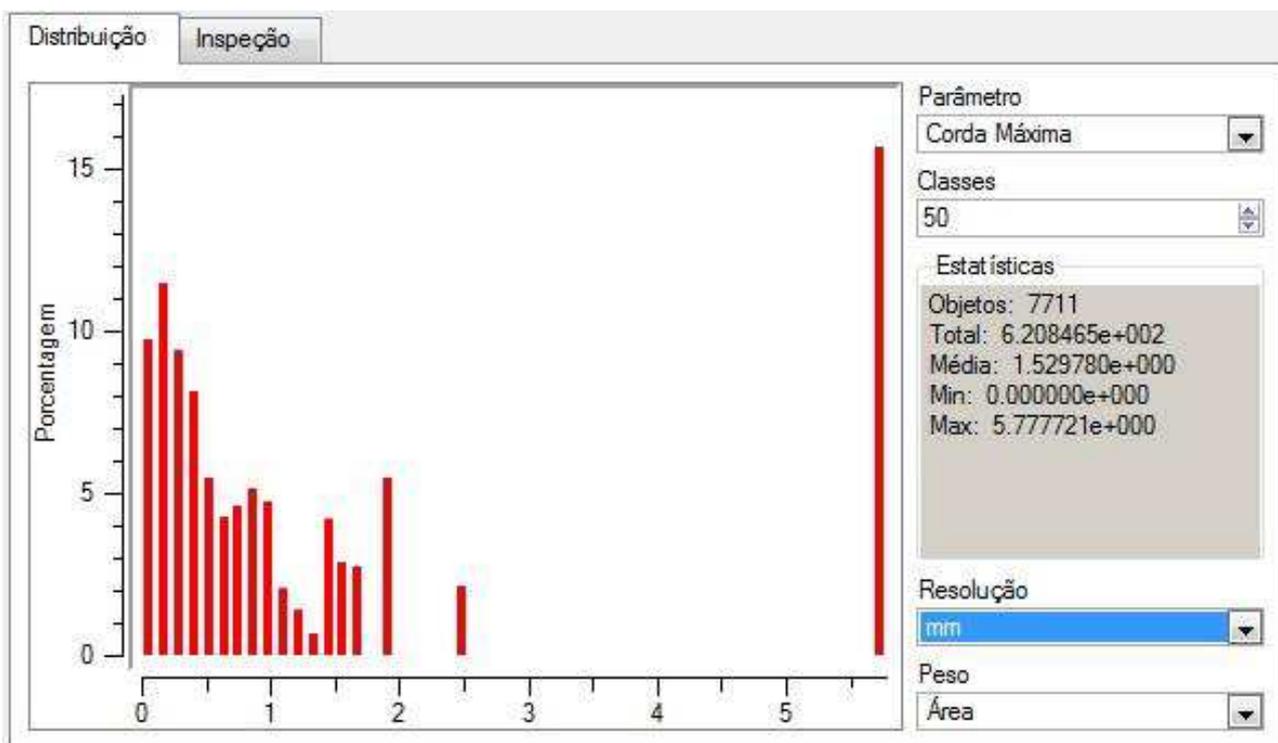


Figura 105: Distribuição de tamanho de poros e suas respectivas frequências.

6.1.1.4 Castlegate sandstone (CGS-015)

Litologia: Arenito.

Descrição petrográfica: arenito fino a médio, bem selecionado, subarredondado, maciço; composto por: quartzo, feldspatos (k-feldspato e plagioclásio), micas (biotita, moscovita), intraclastos lamosos.

Feldspatos mostram feições de alteração (albitizados, sericitizados), de dissolução, gerando porosidade intragranular e substituição (carbonato, argilominerais). Micas com feições de alteração (cloritização, cor esverdeada; caulinição) e dissolução (porosidade intragranular). Feldspatos e principalmente quartzo com overgrowths, na maioria das vezes, descontínuos. Intraclastos lamosos dissolvidos parcialmente, também substituídos por carbonato e argilominerais (caulinita e/ou clorita).

Apresenta porosidade baixa a média, dos tipos intergranular, intragranular e móldica.

A Figura 106 expõe a visão geral da lâmina petrográfica do arenito SCS-01 em diferentes escalas. Maiores detalhes sobre os grãos da rocha são expostos na Figura 107.

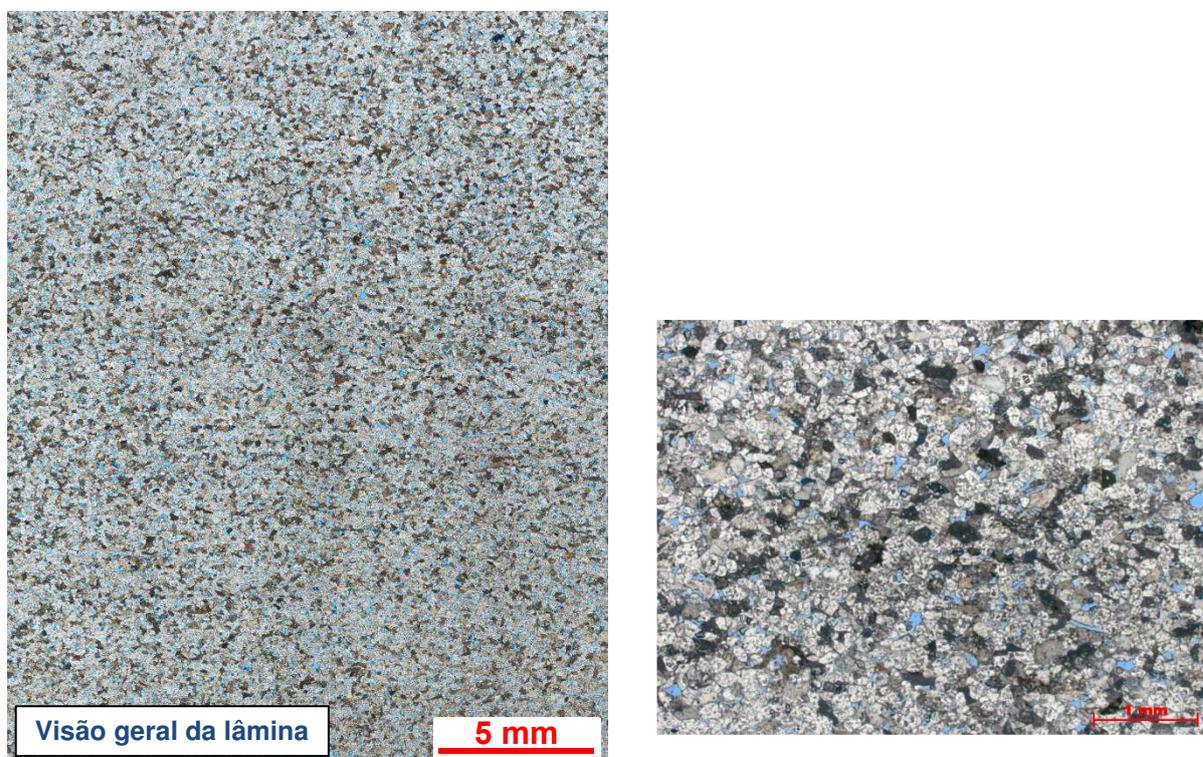


Figura 106: Visão geral da lâmina da amostra SCS-01 em escalas distintas.

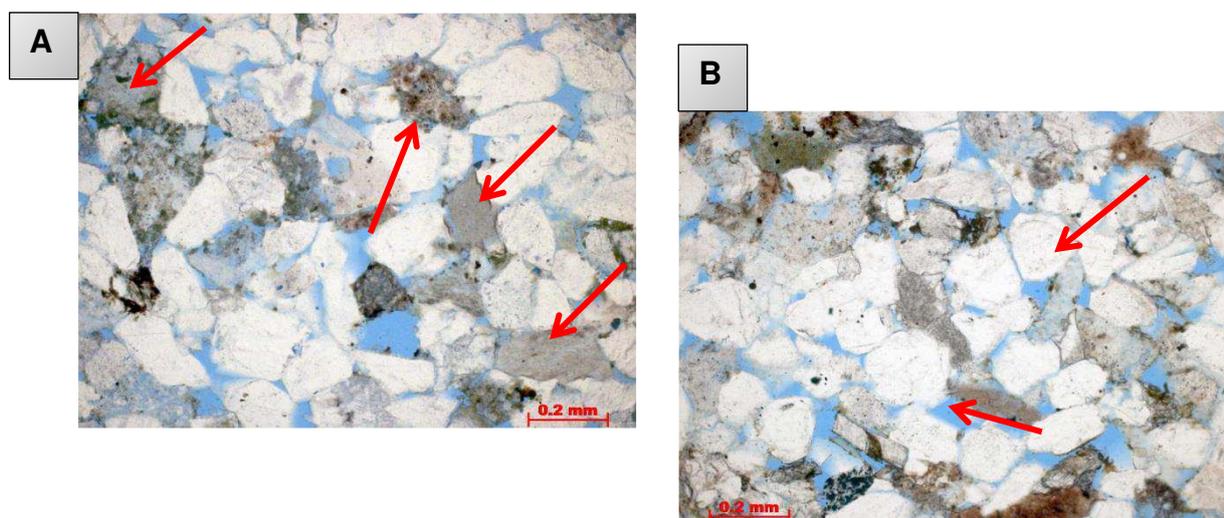


Figura 107: (A) Grãos detríticos substituídos por argilomineral (setas vermelhas); (B) Grãos quartzo de com crescimentos secundários sintaxiais (setas vermelhas).

Observa-se na Figura 108 a segmentação das fases matriz e poro, em que, a Figura 108B é um zoom proveniente da Figura A. Na Figura 109 tem-se a distribuição de tamanho dos poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.

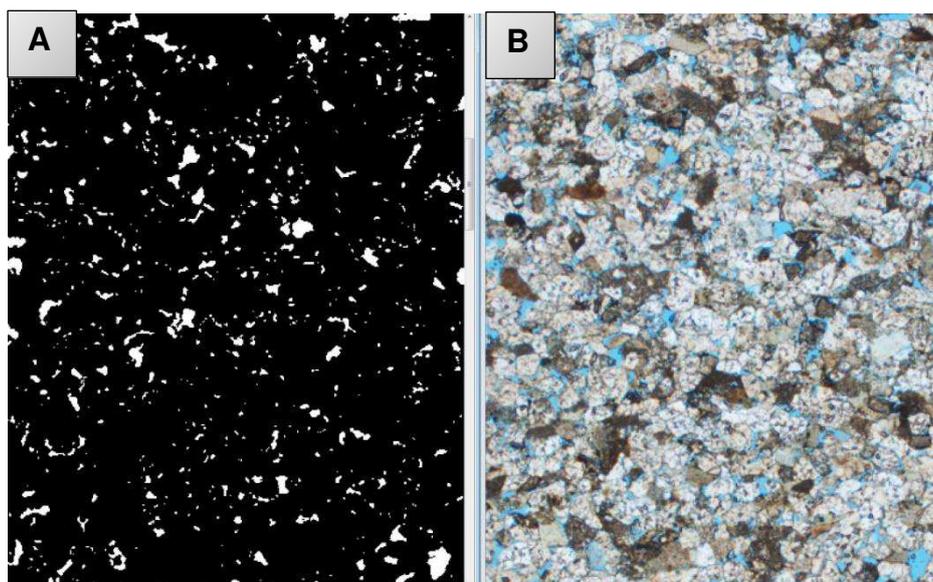
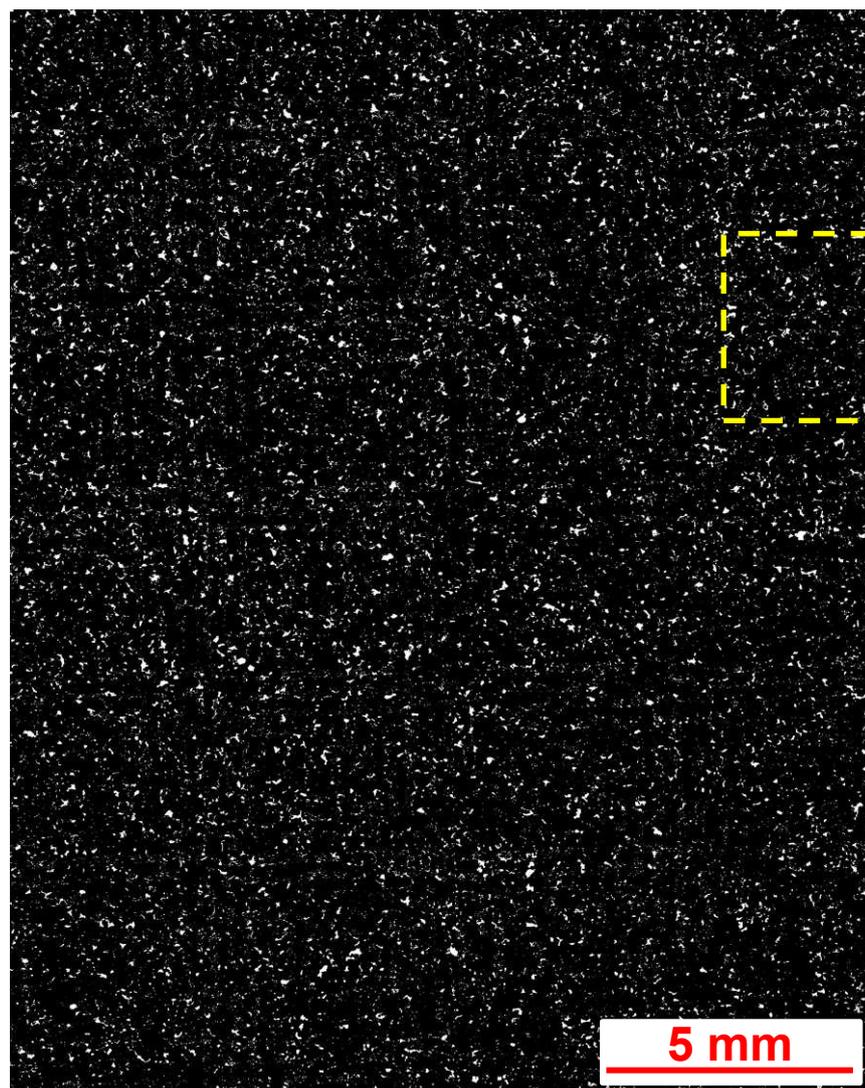


Figura 108: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região impregnada com a resina, que ocupa o espaço poroso.

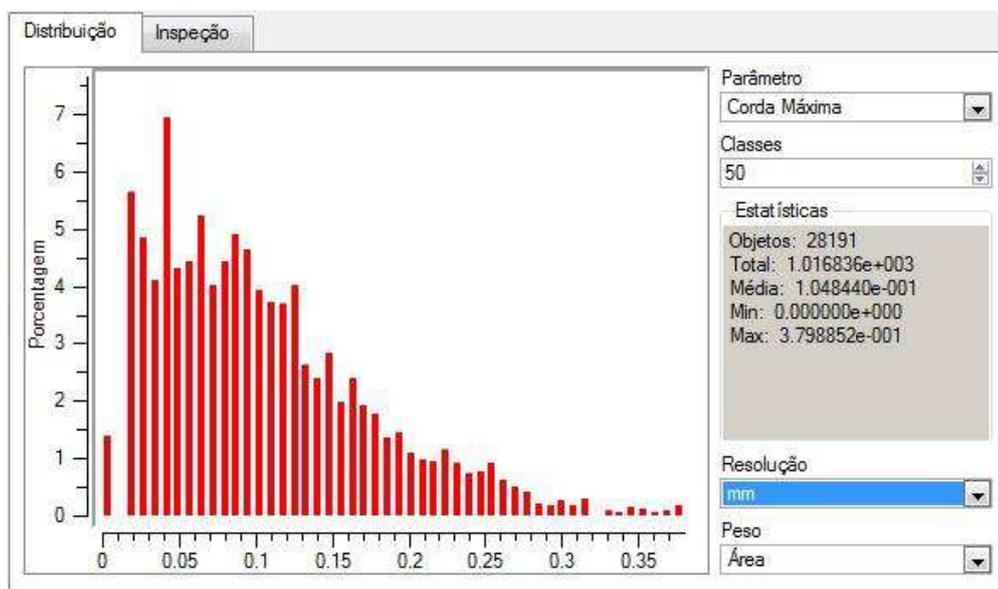


Figura 109: Distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.

6.1.1.5 Parker Sandstone (PSS-02)

Litologia: Arenito.

Descrição petrográfica: arenito fino, bem selecionado, subangular a subarredondado, laminações discretas. Composto por quartzo, feldspatos (k-feldspato, plagioclásio), micas (biotita, moscovita), intraclastos lamosos, fragmentos de rocha (xisto, granítica, quartzito), zircão.

Ocorrem crescimentos secundários/*overgrowth* delgados e contínuos em quartzo e descontínuos em feldspatos; cutículas delgadas e descontínuas de argilominerais em grãos do arcabouço detrítico; albitização de feldspatos; cloritização e deformação de micas e intraclastos lamosos; dissolução de grãos do arcabouço (intraclastos, feldspatos, micas).

Apresenta porosidade média a baixa, dos tipos intergranular, intragranular e móldica.

Observa-se na Figura 110 a visão geral da lâmina petrográfica do arenito PSS-02 em diferentes escalas. Detalhamento sobre a porosidade e outras estruturas presentes na amostra podem ser vistas na Figura 111.

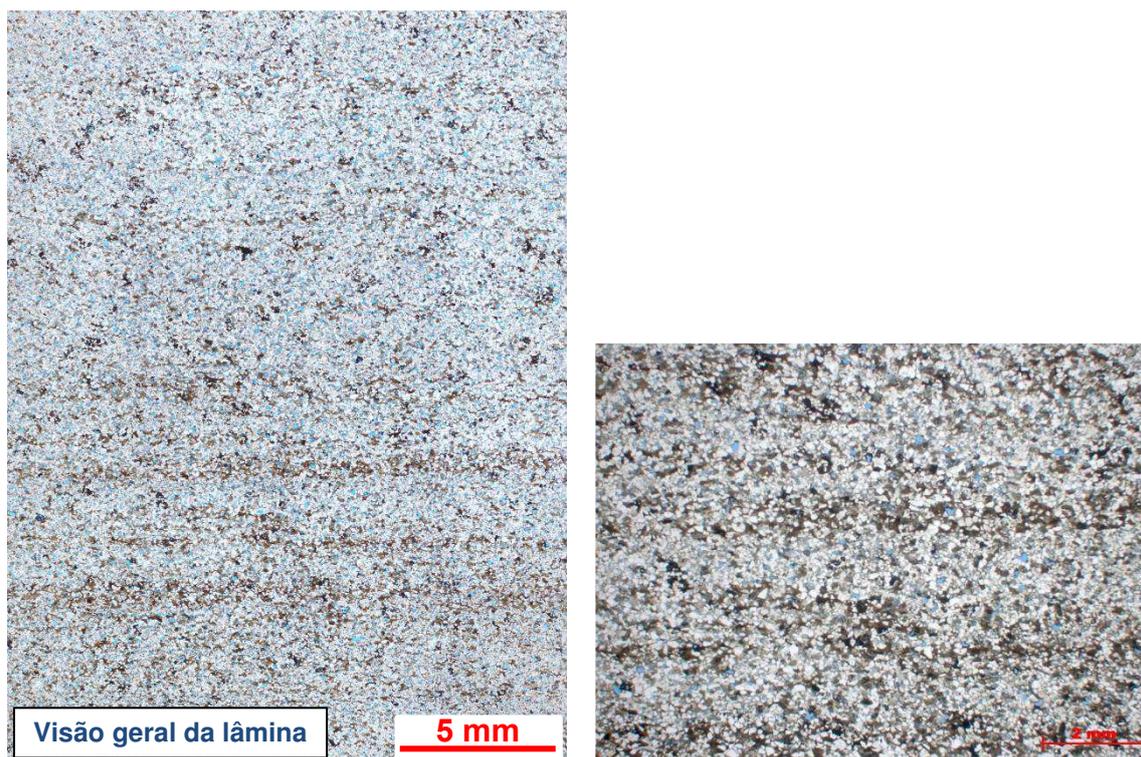


Figura 110: Visão geral da lâmina da amostra PSS-02 em escalas distintas.

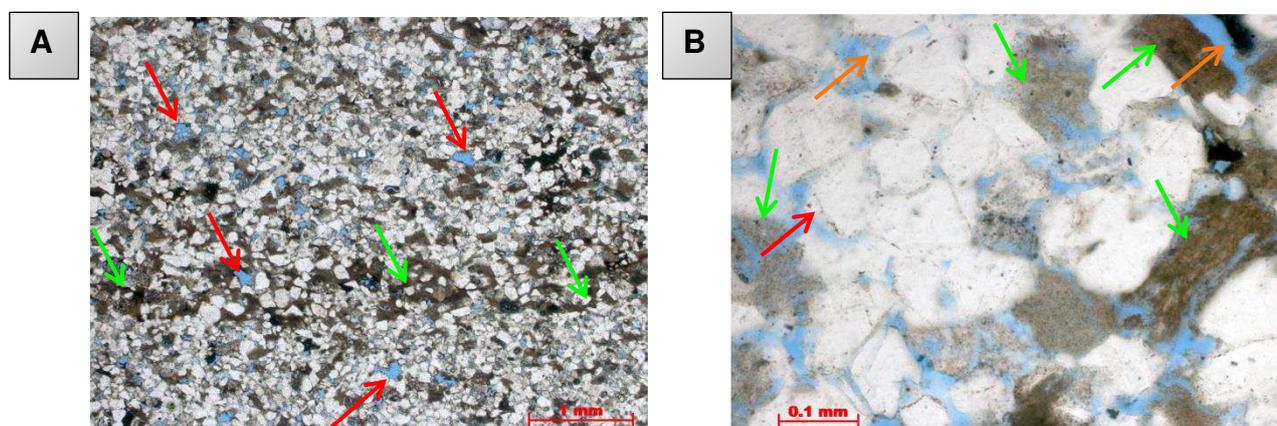


Figura 111: (A) Detalhe da porosidade, maioria móldica (setas vermelhas), as setas verdes indicam níveis com concentração de intraclastos lamosos; (B) Intraclastos (setas verde), os *overgrowths* (setas vermelhas) e porosidade (setas laranja).

Na Figura 112A e B exibe-se a segmentação das fases matriz e poro, em diferentes escalas. Já a Figura 113 mostra a distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.

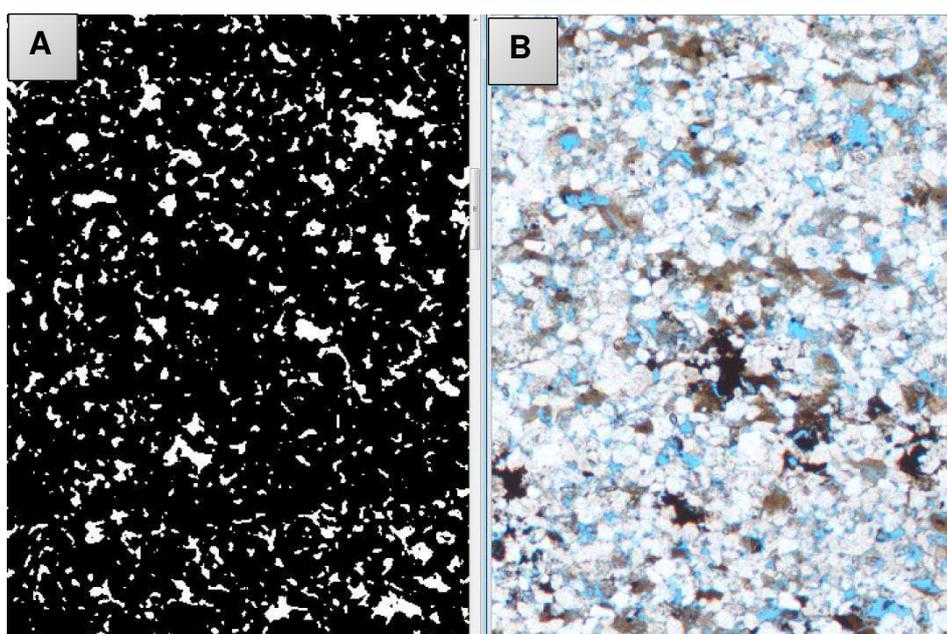
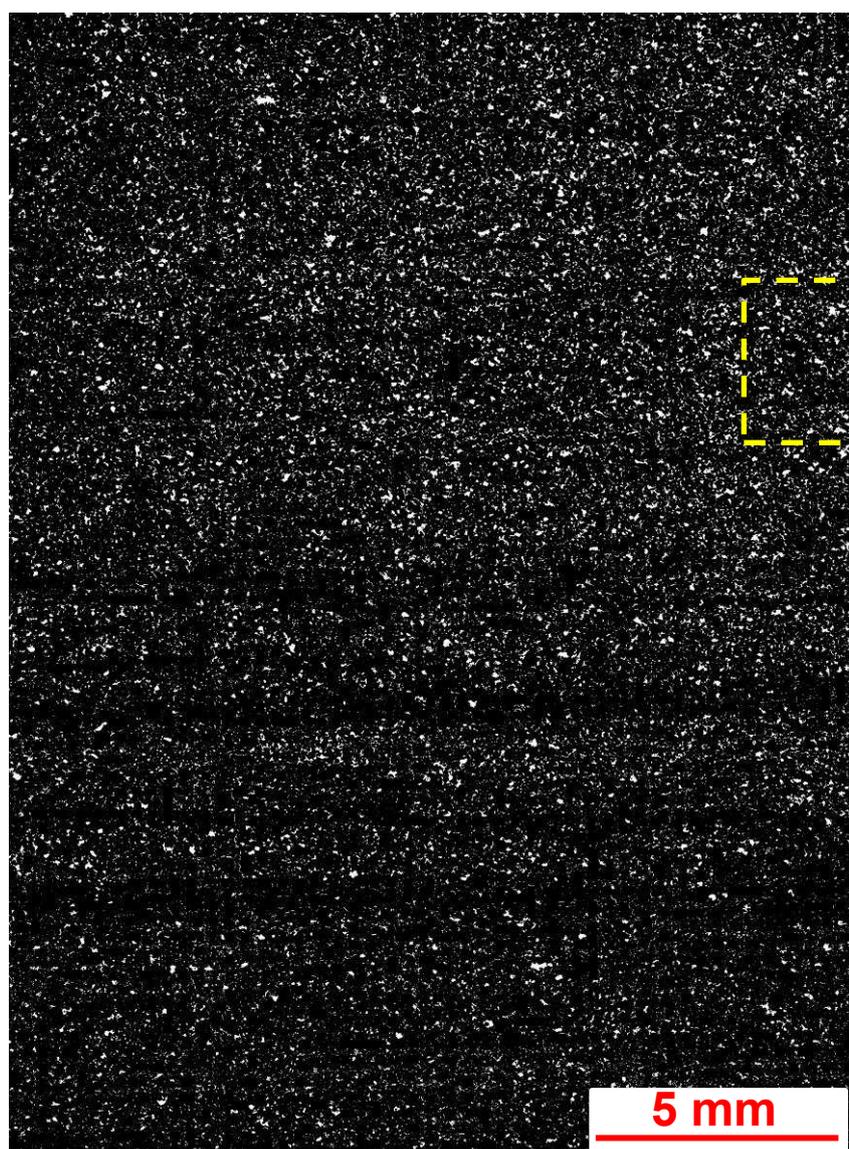


Figura 112: Fases segmentadas em diferentes escalas: (A) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (B) Zoom da região em destaque na Figura (A), a direita tem-se a região empregada com a resina, que ocupa o espaço poroso.

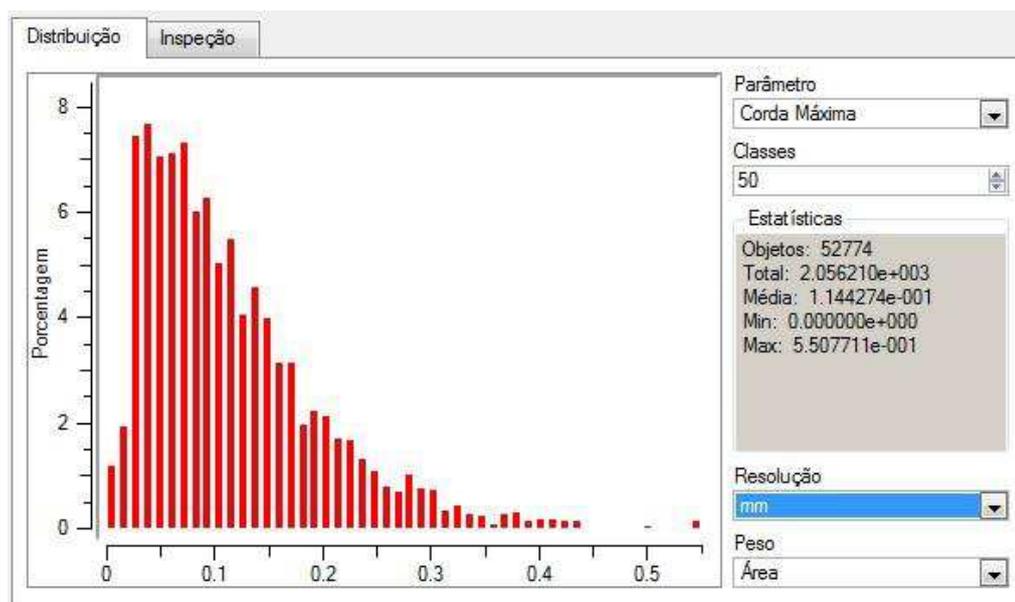


Figura 113: Distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.

6.1.1.6 *Scioto sandstone* (SCS-01)

Litologia: Arenito.

Descrição petrográfica: arenito muito fino, bem selecionado, subarredondado, maciço; composto por quartzo, feldspato (k-feldspato, plagioclásio), micas (biotita, moscovita), turmalina, zircão.

Ocorre cloritização de grãos do arcabouço (micas); dissolução de grãos do arcabouço (feldspatos, micas); deformação de grãos do arcabouço (micas, intraclastos); precipitação de caulinita no espaço poroso; compactação baixa a moderada.

Apresenta porosidade baixa, dos tipos intergranular e intragranular.

A visão geral da lâmina da amostra SCS-01 é exibida na Figura 114. Mais detalhes sobre o arcabouço e a estrutura porosa podem ser observados na Figura 115.



Figura 114: Visão geral da lâmina da amostra SCS-01.

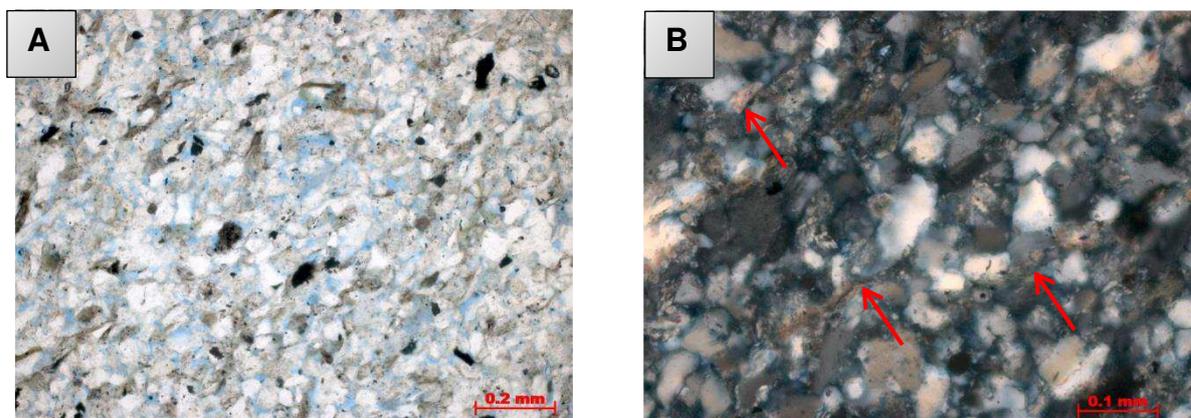


Figura 115: (A) Arcabouço e sistema poroso (em azul) da amostra; (B) Detalhe do arcabouço da amostra, disposição das micas e seus contatos (setas) com outros grãos.

As regiões segmentadas (matriz e poro) são vistas na Figura 116, enquanto que o tamanho dos poros e a sua frequência são evidenciados na Figura 117.

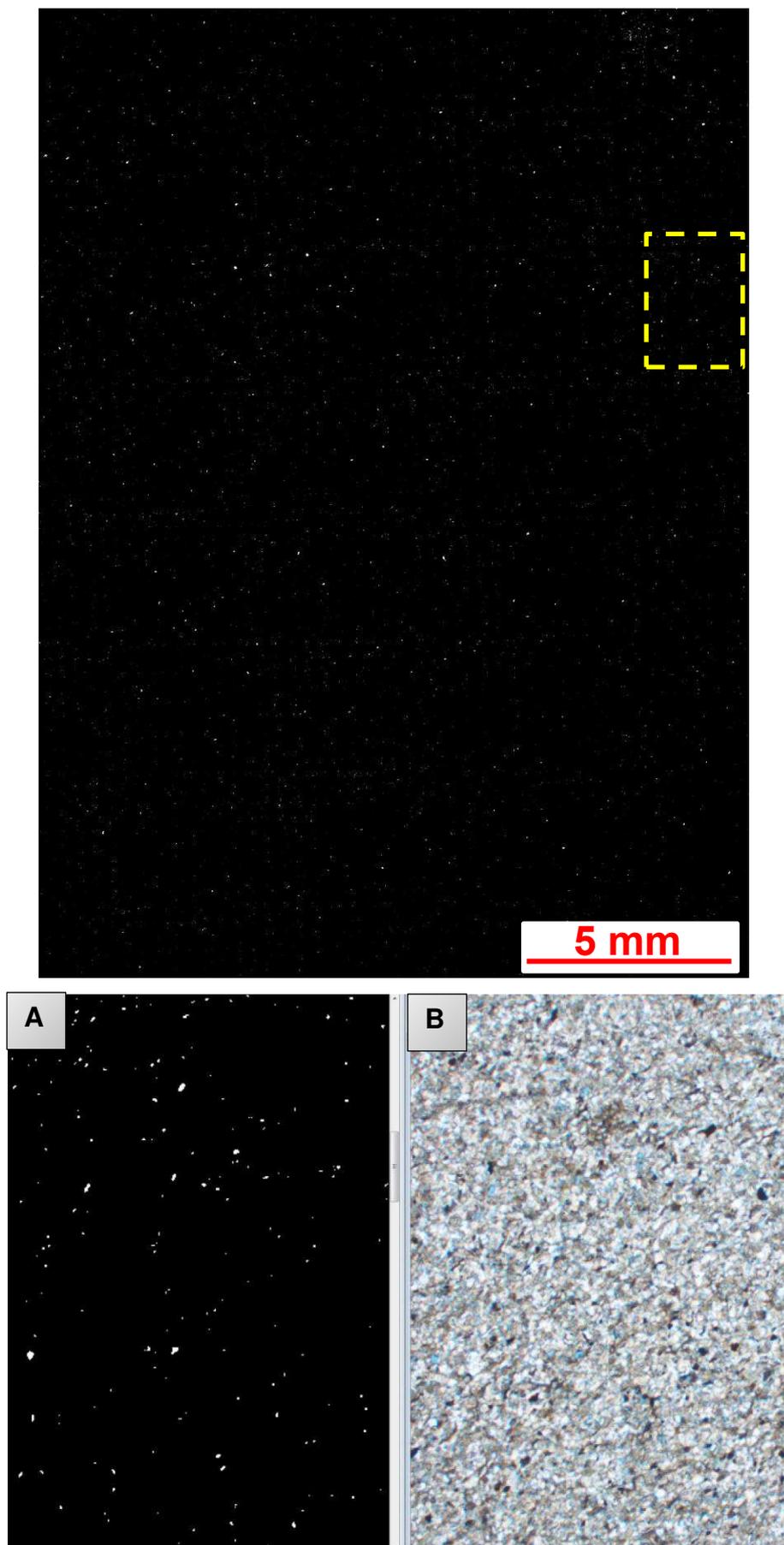


Figura 116: Fases segmentadas em diferentes escalas: (a) Visão geral da lâmina, com destaque para região onde foi realizado um zoom e (b) Zoom da região em destaque na Figura (a), a direita tem-se a região empregada com a resina, que ocupa o espaço poroso.

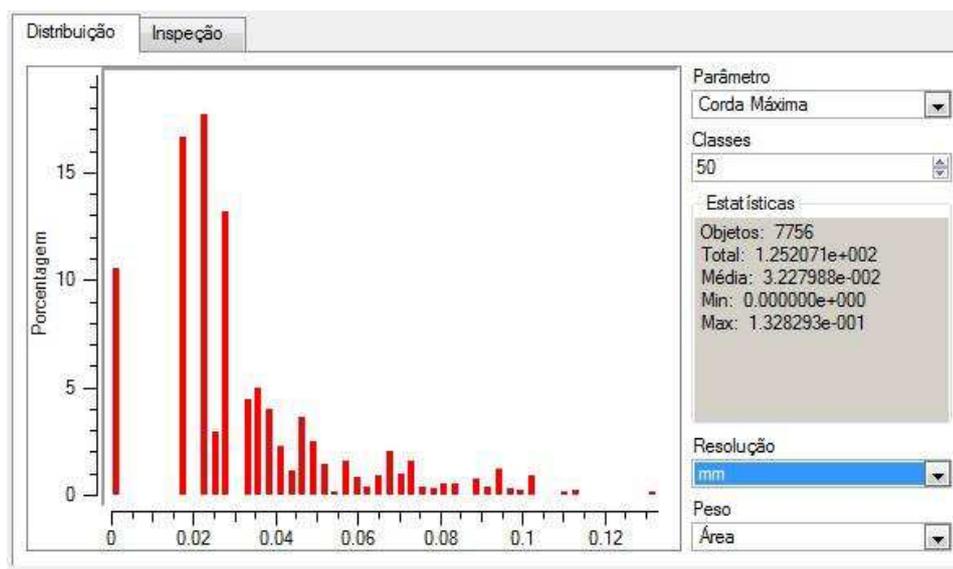


Figura 117: Distribuição de tamanho de poros e a porcentagem para frequência de cada tamanho de poro.

6.2 Análise da porosidade a partir das lâminas delgadas

Os dados de porosidade relativos aos macro e mesoporos identificados na análise da lâmina delgada de cada uma das amostras estão disponíveis na Tabela 16. Observa-se que os valores de porosidade obtidos por esta técnica foram bastante inferiores aos medidos em laboratório.

Tabela 16: Porosidade obtida a partir da análise de lâminas petrográficas.

Amostra	Porosidade (%)
AC-012	7,5
IL3-020	6,1
SD-12	11,6
SCS-01	0,3
PSS-02	8,7
CGS-15	5,6

A Figura 118 representa a porosidade obtida a partir dos métodos convencional, computacional e da análise petrográfica, para as amostras estudadas. Nota-se que a porosidade resultante da análise das lâminas se apresenta inferior aos demais métodos, isto deve-se ao fato desta análise ser realizada a partir de uma imagem bidimensional, tornando-se menos representativa, e por não contabilizar a microporosidade. As amostras que apresentaram menor porosidade nos outros métodos também se mantiveram com menores quantidades de poros neste método. A amostra SD-12, que apresenta porosidade vulgular, apresentou os maiores valores desta propriedade. As análises computacional e convencional se comportam de forma distinta para as diferentes litologias, como havia sido observado na Figura 81.

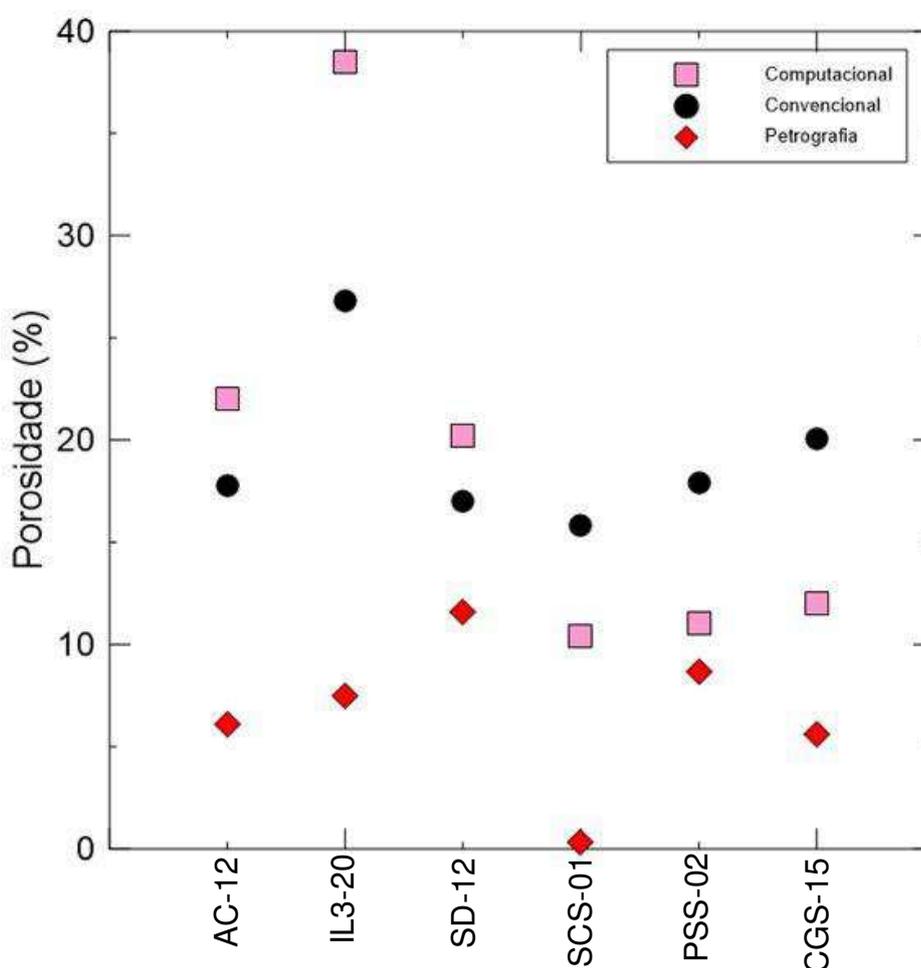


Figura 118: Porosidade obtida pelos métodos convencional, computacional e pela descrição petrográfica, para as amostras estudadas.

6.3 Composição mineralógica por DRX

O Quadro 6 exibe os resultados obtidos a partir das análises de DRX realizadas pelo CENPES e pelo Centro Regional para o Desenvolvimento Tecnológico e

Inovação da Universidade Federal de Goiás (CRTI). Verificou-se de forma geral que as amostras de rochas carbonáticas apresentam-se majoritariamente como monominerálicas, com a presença de pequenos traços de outros minerais. Já os arenitos, apresentam maior heterogeneidade composicional. Sabendo-se a densidade de cada mineral presente nestas amostras, foi estimada a densidade dos grãos a partir dos volumes contabilizados.

Quadro 6: Composição mineralógica (%) baseada nas análises de DRX.

Amostra	Qtz	Plg	Cal	Dol	Kfd	Ortoclásio	Arg	Musc
SCS-01	79	9			2		10	
PSS-02	86	7			tr		7	
CGS-015	87	2	7	4	tr			
AC-012	tr		100					
IL3-020	tr		100					
IL2-04			100	tr				
GD-07			tr	100				
SD-012		tr		100				
TBS	57,13		1,83	17,89		5,51	15,5	1,09

Qtz- Quartzo/ Plg- Plagioclásio/ Cal- Calcita/ Dol- Dolomita/ Arg- Aragonita/ Musc- Muscovita.

A amostra TBS-01, classificada previamente como arenito, apresentou densidade dos grãos superior a do quartzo, então foi realizada a análise de DRX com o objetivo de compreender o que estava ocasionando esta alteração. Constatou-se, além da presença de materiais carbonáticos, a existência de pequenos traços de minerais com densidade ainda mais elevada, como a hematita, o zircão e anatásio, responsáveis pelo aumento da densidade nesta amostra. A Tabela 17 mostra as porcentagens de cada mineral presente na amostra, sua fração volumétrica e sua respectiva densidade.

Baseando-se nestes dados foi calculada a densidade média dos minerais presentes na amostra, que resultou em 2,704 g/cm³. Esta densidade encontra-se bem próxima da medida convencional através do ensaio laboratorial de densidade de grãos, que foi de 2,702 g/cm³. A pequena diferença nestes valores de densidade possivelmente deve-se ao valor estimado da densidade dos argilominerais.

Tabela 17: Minerais que compõem a amostra TBS-01, fração volumétrica e sua respectiva densidade.

Mineral	Fração (%)	Densidade (g/cm³)
Quartzo	57,13	2,65
Calcita	1,83	2,71
Dolomita	17,89	2,82
Argilas	15,50	2,72
Ortoclásio	5,51	2,57
Muscovita	1,09	2,76
Hematita	0,03	5,26
Anatásio	0,94	3,9
Zircão	0,08	4,68

Componentes traços presentes na amostra

As Tabelas 18, 19 e 20 contêm os minerais presentes nas demais amostras de arenitos (SCS-01, PSS-02 e CGS-15), a fração volumétrica presente em cada uma e a respectiva densidade. Os resultados foram bem similares para as amostras, havendo uma pequena variação. A densidade foi superior a medida convencional, possivelmente devido ao valor estimado para a fração argila ter sido superior ao real, já que esta fração é composta por diferentes minerais (dickita, illita, caolinita, clorita e montmorilonita) mas não se sabe a concentração de cada uma dos argilominerais presentes. As densidades desta fração podem variar no intervalo de 2,6 a 3,2 g/cm³.

Tabela 18: Minerais que compõem a amostra SCS-01, fração volumétrica e sua respectiva densidade.

Mineral	Fração (%)	Densidade (g/cm³)
Quartzo	79	2,65
Argilominerais	10	2,72
Plagioclásio	9	2,62
Feldspato	2	2,75

Tabela 19: Minerais que compõem a amostra PSS-02, fração volumétrica e sua respectiva densidade.

Mineral	Fração (%)	Densidade (g/cm³)
Quartzo	86	2,65
Argilominerais	7	2,72
Plagioclásio	7	2,62

Tabela 20: Minerais que compõem a amostra CGS-015, fração volumétrica e sua respectiva densidade.

Mineral	Fração (%)	Densidade (g/cm³)
Quartzo	87	2,65
Calcita	7	2,71
Dolomita	4	2,82
Argilominerais	2	2,72

A Tabela 21 expõe a densidade dos grãos obtidos no ensaio laboratorial e a densidade estimada a partir da composição mineralógica adquirida com o DRX para todas as amostras analisadas. Vê-se que nos carbonatos a análise por DRX identificou composição homogênea. Para os calcários, as amostras apresentaram composição quase que exclusiva de calcita, com traços de outro mineral (dolomita e quartzo), que não foram contabilizados devido a sua baixíssima concentração. Já para os dolomitos, da mesma forma, apresentaram composição praticamente homogênea, formado pelo mineral dolomita. Traços de plagioclásio e calcita também foram encontrados, em concentração desprezível, nas rochas de matriz dolomítica. A partir destas informações, foram consideradas as densidades médias dos grãos iguais às densidades do mineral de cada fase. Observa-se que as densidades medidas de forma convencional são menores. Isto deve-se, possivelmente, a presença de matéria orgânica, que possui densidade inferior a do mineral e não é constatada no DRX. A presença de matéria orgânica foi comprovada anteriormente a partir das imagens de microCT e de lâminas delgadas.

Para a maioria dos arenitos, os teores minerais estimados por DRX foram um pouco superiores aos medidos de forma convencional. Este fato pode ser explicado

pela variação da densidade dos argilominerais, que como dito anteriormente, não se sabe ao certo a concentração de cada um destes minerais presentes. Neste caso, a densidade deste material foi estimada superior à real, exceto para a amostra SCS-01, que apresentou exatamente os mesmos valores de densidade dos grãos para as duas análises.

Tabela 21: Densidade de grãos obtida em laboratório e estimada a partir dos dados de composição mineralógica pelo método DRX.

Amostra	Densidade Lab (g/cm³)	Densidade DRX (g/cm³)
AC-12	2,694	2,71
IL2-04	2,666	2,71
IL3-020	2,683	2,71
SD-12	2,820	2,82
GD-07	2,817	2,82
TBS-01	2,702	2,704
SCS-01	2,657	2,657
PSS-02	2,644	2,653
CGS-015	2,653	2,662

Por exemplo, se a densidade da fração argila na amostra PSS-02 for igual a 2,60 g/cm³, a densidade de grãos estimada se iguala à real. Já para a amostra CGS-15, para que os resultados se igualem, esta fração deve possuir densidade de 2,25 g/cm³.

7 CONCLUSÕES

A densidade de grãos para a maioria das amostras de rochas carbonáticas se aproxima da densidade de grãos do mineral calcita. Os calcários Indiana apresentaram densidade de grãos inferior ao esperado devido à presença de matéria orgânica. Foi constatada a presença de minerais carbonáticos e outros de densidade ainda superior, que foram responsáveis pela alta densidade do arenito TBS.

A densidade total apresentou uma correlação inversa com a porosidade. Para cada litotipo foi apresentada uma determinada linha de tendência, havendo uma sobreposição entre calcários e arenitos devido a impurezas contidas nestas amostras.

A porosidade para as amostras estudadas varia entre 2% e 34% e os valores de permeabilidade variam de 0 a 16158 mD, daí conclui-se que o conjunto de rochas estudados apresentam um bom potencial para reservatório de petróleo. O tipo predominante de porosidade e a conectividade dos poros, nos carbonatos, são responsáveis pela dispersão apresentada na relação entre porosidade e permeabilidade. Já para os arenitos, os principais fatores para esta dispersão é a distribuição de tamanho de poros e o grau de seleção dos grãos. Para o conjunto de amostras estudado neste trabalho, os arenitos, em sua maioria, possuem os maiores valores de permeabilidade para um dado valor de porosidade, o que sugere que essas rochas possuem poros maiores e melhor conectados em relação aos carbonatos.

A velocidade das ondas compressãois (P) e cisalhantes (S_1 e S_2) apresentaram, em geral, correlação inversa com a porosidade, apesar de haver uma dispersão considerável que pode estar relacionada com o tipo de porosidade e a geometria dos poros, resultantes de processos diagenéticos, para as rochas carbonáticas. Entretanto, para os arenitos pode ser resultante do efeito do arranjo de grãos, da qualidade do contato dos grãos e de níveis variados de cimentação e compactação. Os três tipos de rocha apresentaram comportamentos distintos.

O gráfico da razão V_p/V_s contra a velocidade da onda compressional apresentou-se como um forte indicador de litologia. A partir da razão V_{s1}/V_{s2} concluiu-se que a maioria das rochas estudadas podem ser consideradas isotrópicas, exceto EY-08, COS-001 e CGS-015.

A relação entre os módulos elásticos (módulo de Young, incompressibilidade e de cisalhamento) e a porosidade mostrou que existe uma correlação inversa entre estas propriedades e a porosidade. Já a razão de Poisson, apesar de não apresentar dependência com a porosidade e ser influenciada por diversos fatores, também pode ser usada como um indicador de litologia.

Da mesma forma a relação entre a resistência à compressão uniaxial (UCS) e a porosidade mostra uma relação inversa entre estas propriedades para as diferentes litologias.

A saturação dos plugues foi, em geral, superior quando o fluido utilizado foi a água. O limite de saturação atingido foi de 87,2%, levando à conclusão que, pelo método utilizado nesta pesquisa, não é possível saturar 100% do espaço poroso dos plugues. A molhabilidade mostrou-se como uma importante propriedade para determinar a saturação do espaço poroso. A partir destas informações conclui-se que os dolomitos são molháveis à água, acarretando em uma saturação com óleo inferior à com água, de 31% e 63%.

Quando o espaço poroso encontrou-se preenchido com fluido de maior densidade, a densidade total apresentou valores mais elevados, numa relação diretamente proporcional à densidade desse fluido. Devido ao pequeno volume poroso, algumas amostras apresentaram valores de densidade semelhantes quando saturadas com os dois fluidos, apesar de diferentes saturações.

A variação da velocidade da onda compressional foi pequena, na maioria das amostras, inferior a 400 m/s. A velocidade da onda compressional para a amostra seca foi, na maioria dos casos, inferior a velocidade após a saturação. Diferente do esperado, grande parte das amostras apresentaram velocidade superiores quando saturadas com óleo.

Os módulos elásticos apresentaram de forma geral, mesmo comportamento das velocidades das ondas, exceto a razão de Poisson. Contudo, observou-se para o módulo de Young que todas as amostras possuem valores inferiores para a amostra seca. Quando saturadas com água e com óleo, para os dolomitos, não houve uma variação significativa desta propriedade. No caso do calcário o módulo de Young

permanece praticamente o mesmo não só para a amostra saturada com os dois fluidos, como também para amostra seca.

Da mesma forma ocorre para o módulo de cisalhamento, com uma variação ainda menor. Comportamento diferente ocorre para o módulo de incompressibilidade dos dolomitos, devido ao fato destas amostras apresentarem baixa saturação de óleo.

A relação entre a porosidade e a razão de Poisson apresenta, para a maioria das amostras, comportamento semelhante ao do módulo de incompressibilidade, em relação à saturação fluida.

Para as amostras de rochas carbonáticas, utilizadas nesta pesquisa, os modelos de Gassmann e Brown & Korringa estimam os mesmos valores de velocidades, devido à homogeneidade destas amostras. Já para os arenitos, o modelo de Brown & Korringa apresenta uma pequena variação na velocidade em relação ao modelo de Gassmann, devido a composição heterogênea destas rochas. Entretanto, apresentou pouca eficiência.

O modelo que melhor estimou as velocidades das ondas compressionais foi o de Gassmann e, em algumas amostras, também estimou bem a velocidade da onda cisalhante. De forma geral o modelo de Biot apresentou-se mais ajustado para as ondas cisalhantes nos arenitos.

Com relação às medidas computacionais, os arenitos apresentaram porosidade convencional sempre superior à computacional. Já os carbonatos se comportaram de forma contrária. No caso das amostras carbonáticas a microporosidade parece controlar a diferença da porosidade computacional com relação à convencional. Embora a permeabilidade computacional tenha apresentado valores superiores à convencional, segue a mesma ordem de valores. A diferença de valores entre os métodos estudados para aquisição da permeabilidade deve estar relacionada à diferença de escala na análise e à heterogeneidade das amostras. Conclui-se, a partir da conectividade dos poros, que a macroporosidade é determinante para alta permeabilidade e que amostras com altos valores de porosidade podem possuir baixa permeabilidade devido a má conectividade dos poros.

A velocidade de propagação de ondas a partir do método computacional mostrou-se eficaz, visto que pelo menos um dos pontos selecionados apresentou velocidade similar à convencional. Para aumentar a eficiência deste método é necessário realizar a medição da velocidade em mais pontos.

Os resultados computacionais mostram que este método é complementar ao método convencional, especialmente no tocante à análise da microporosidade em rochas carbonáticas e na determinação de parâmetros como tortuosidade e conectividade dos poros, que afetam as propriedades petrofísicas e não são visualizadas por meio de métodos convencionais.

Os métodos de análises composicionais utilizados mostraram-se complementares. As informações adquiridas a partir da difratometria de raios X quantificou bem a composição das rochas estudadas, porém não evidenciou a presença de matéria orgânica nas rochas carbonáticas. Entretanto, as análises estimadas das densidades dos grãos a partir do DRX se aproximaram das medidas laboratoriais de densidade de grãos. Já a análise petrográfica, embora não quantifique as frações minerais presentes na rocha, evidenciou a presença da matéria orgânica nos carbonatos e as feições geológicas presentes nas seis amostras, além de analisar o tipo de porosidade presente nas mesmas.

Sugere-se, para trabalhos futuros, a investigação da influência da qualidade dos contatos de grãos sobre as propriedades mecânicas destes padrões de rochas sedimentares.

REFERÊNCIAS

- ABDALLAH, W. (2007). **Fundamentals of wettability**. Oilfield Review, Summer.
- AHMED, T.; MEEHAN, D, N. (2012). **Advanced Reservoir Management and Engineering**. 2ª, ed, Waltham: Gulf Professional Publishing.
- ALBERS, A. P. F.; MELCHIADES, F. G.; MACHADO, R.; BALDO, J. B.; BOSCHI, A. O. (2002). **Um método simples de caracterização de argilominerais por difração de raios X (A simple method for the characterization of clay minerals by X-ray diffraction)**. Associação Brasileira de Cerâmica, v. 48.
- AL-HOMADHI, E. S.; HAMATA, G.M. (2001). **Determination of petrophysical and mechanical property interrelationships for simulated sandstone rocks**. 6th Nordic Symposium on Petrophysics. Trondheim, Norway.
- ALMEIDA, L. R. B; VASCONCELOS, A. G. P.; SOARES, J. A. S; TABOSA, L. D. G. (2016). **Avaliação da influência de microfraturas nas velocidades das ondas compressoriais utilizando imagens de microtomografia de raios x**. Rio oil and gas, expo and conference.
- ANOVITZ, L.M.; COLE D. R. (2015). **Characterization and analysis of porosity and pore structures**. Rev Mineral Geochem 80:61–164.
- APOLINÁRIO, F.O. (2016). **Influência da saturação fluida nas propriedades elásticas de rochas carbonáticas**. Dissertação de mestrado, programa de pós-graduação em exploração petrolífera e mineral, Universidade Federal de Campina Grande, Campina Grande.
- ARNOLD, J.R.; TESTA, J.P.J.; FREIEDMAN, P.J.; MAMBIC, G.X. (1982). **Computed tomographic analysis of meteoric inclusions**. Science, v. 219, p. 383-384.
- AZAR, J. H.; JAVAHERIAN, A.; PISHVAIE, M.R.; NABI-BIDHENDI, M. (2007). **An approach to defining tortuosity and cementation factor in carbonate reservoir rock**. Journal of Petroleum Science and Engineering 60. Tehran, Iran.

AZIMIAN A.; AJALLOEIAN, R.; FATEHI, L. (2013). **An Empirical Correlation of Uniaxial Compressive Strength with P-wave Velocity and Point Load Strength Index on Marly Rocks Using Statistical Method**, Ó Springer Science Business Media Dordrecht.

BECKER, M.(2014). **Caracterização Petrográfica e Petrofísica de Litofácies Vulcânicas da Formação Serra Geral**. Trabalho de conclusão de curso, departamento de geologia, Universidade Federal de Santa Catarina, Santa Catarina.

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.

BIOT, M.A. (1962). **Mechanisms of deformation and acoustic propagation in porous media**. J. Appl. Phys., 33, 1482–1498.

BOURBIÉ, T.; COUSSY, O.; ZINSZNER, B. (1987). **Acoustics of porous media**. Institut Français du Pétrole Publications, Houston, TX: Gulf Publishing Company.

BRANCO, F. R. (2016) **.Efeito da concentração de cloreto na recuperação sob injeção de água em reservatórios carbonáticos**. Dissertação de mestrado em Ciências e engenharia de petróleo, Universidade Estadual de Campinas, Campinas, São Paulo.

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.

CASTAGNA, J; BATZLE, M.; EASTWOOD, R. (1985). **Relationship between compressional-wave and shear-wave velocities in clastic silicate rocks**. Geophysics, v. 50, n.4, p.571-581.

CASTRO, A. P. O. (2013). **Estudo do comportamento elástico apresentado por diferentes tipos de rochas sedimentares**. Monografia, graduação em geofísica. Universidade Federal Fluminense, Rio de Janeiro.

CASTRO, D.D. e ROCHA, P. L. F. (2013). **Quantitative parameters of pore types in carbonate rocks**. Revista Brasileira de Geofísica. Rio de Janeiro, Brasil.

CNUUDE, V.; MASSCHAELE, B.; DIERICK, M.; VLASSENVROECK, J.; HOOREBEKE, L.V.; JACOBS, P.(2006). **Recent progress in X-ray CT as a geosciences tool**. Applied Geochemistry, v. 21, p. 826-832.

DANA, H. (1969). **Manual de mineralogia**. 1^o Edição.

DILLON, L.D.; VASQUEZ, G.F. (2000). **“Física de rochas: fundamentos e aplicações”**; Petrobras, 1^a edição.

DIXIT, A.B. (1999). **Pore-scaling modeling of wettability effect sand their influence on oil recovery**. Society of petroleum Engineers, v.2, p 25-36.

DOMINGUES, D. L .P. (2011). **Caracterização Geológica e Geomecânica de Traverlinos**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Engenharia Civil, PUC-Rio, Rio de Janeiro.

DULIU, O. G. (1999). **Computer axial tomography in geosciences: an overview**. Earth-Science Reviews, v. 48, n. 4, p. 265-281.

FAERSTEIN, M. (2010). **Impactos da molhabilidade da rocha na produção e recuperação de petróleo**. Dissertação de mestrado em engenharia civil (COOPE). Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.

FERNANDES, J.S. (2009). **Caracterização microestrutural do espaço poroso de rochas reservatório da bacia do rio Tibagi por microtomografia de raios X**. Tese de doutorado, Programa de pós- graduação em Física, Universidade Estadual de Londrina, Paraná.

GARCÍA, O. C. C; FONTOURA, S. A. B. (2007). **Estudo da influência da distribuição do fluido na variação da velocidade compressional vp**. 4^o pdpetro, campinas, São Paulo.

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

GASPARI, H. C. (2003). **Relatório Final de Estágio Obtenção de Propriedades Petrofísicas a partir de Imagens Petrográficas**. Estágio Profissional em Engenharia Mecânica, Departamento de Engenharia mecânica, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

GASPARI, H. C. (2006). **Caracterização de microestruturas porosas a partir da análise de imagens digitais: permeabilidade intrínseca e fator de formação**. Dissertação de mestrado, Departamento de engenharia mecânica, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

GASPERE, P.M.S. (1999). **Estimativa de Propriedades Petrofísicas através da Reconstrução 3-D do Meio Poroso a partir da Análise de Imagens**. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica, Departamento. de Engenharia de Petróleo, São Paulo.

GONZALEZ, S.P. (2014). **Estimativa de saturação de água conata em reservatórios clásticos**. Trabalho de conclusão de curso em geofísica, Niterói, Rio de Janeiro.

GRISCENCO, P. C. (2015). **Inversão de atributos sísmicos para caracterização e monitoramento de reservatórios**. Dissertação de Mestrado, Departamento de Astronomia, geofísica e ciências atmosféricas da terra. Usp, São Paulo.

HIELTVELD, H. M. (1969). **Reactor centrum Nedrland Research Report RCN-104**.

HOEK, E.; BROWN, E. T. (1980). **Underground excavations in rock**. London. Instn Min. Metall.

HOUNSFIELD, G.N. (1973). **Computerized transverse axial scanning (tomography). Part 1: Description of system**. British Journal of Radiology, v. 46, p. 1016-1022.

JAEGER, J.C., COOK, N.G.W., ZIMMERMAN, R.W. (2007). **Fundamentals of Rock Mechanics**, fourth ed. Blackwell Publishing.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. (2009). **Geofísica de exploração**. Trad. Maria. São Paulo. Oficina de Textos. 438 p.

KUMAR, M., HAN, D.H. (2005). **Pore shape effect on elastic properties of carbonate rocks**. 75th Annual International Meeting, SEG, Expanded Abstracts, 1477–1481.

LEE, M. W. (2003). **Elastic Properties of Overpressured and Unconsolidated Sediments**. U.S. Geological Survey Bulletin 2214.

LEON, C. E. (2013). **Caracterização da molhabilidade de coquinas da formação coqueiro seco**. Dissertação em ciências e engenharia de petróleo. Universidade Estadual de Campinas, São Paulo.

LINES, L.R., AND NEWRICK, R. (2004). **Fundamentals of geophysical interpretation**. SEG monograph series, Tulsa, OK.

LOPES, A. P.; FIORI, A. P.; REIS NETO, J. M. ; MARCHESE, C.; VASCONCELLOS, E. M. G.; TRZASKOS, B.; ONISHI, C. T ; COELHO, C. V. P.; SECCHI, R.; SILVA, G. F. (2011). **Análise tridimensional de rochas por meio de microtomografia computadorizada de raios x integrada à petrografia**. Revista de Geociências, v. 31, n. 1, p. 129-142. UNESP, São Paulo.

LUCIA, F.J. (1983). **Petrophysical parameters estimated from visual description of carbonate rocks: a field classification of carbonate pore space**. Journal of Petroleum Technology, March, v. 35, p. 626–637.

LUCIA, J. L. (1999). **Carbonate Reservoir Characterization**. Germany: Springer, 225p.

MACHADO, A.C. (2016). **Estudo de acidificação em rochas carbonáticas utilizando microtomografia por transmissão de raios X**. Tese de doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.

MACHADO, A. C.(2012). **Estudo de Parâmetros microestruturais de rochas-reservatório para diferentes resoluções utilizando microtomografia computadorizada 3D**. Dissertação (Mestre em Engenharia Nuclear), COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

MANTOVANI, I. F. (2013). **Microtomografia e nanotomografia de raios X aplicada à caracterização multiescalar de sistemas porosos carbonáticos**. Tese de doutorado, departamento de ciências e engenharia de materiais, Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis.

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

MAVKO, G., MUKERJI, T.; DVORKIN, J. (2003). **The rock physics handbook: tools for seismic analysis in porous media**, Cambridge University Press, 2nd edition.

MAVKO, G.; NUR, A.; GALMUDI, D. (1998). **Critical porosity: A key to relating physical properties to porosity in rocks**. The Leading Edge: 357-362.

MAZZULO, S. J. (2004). **Overview of Porosity Evolution in Carbonate Reservoirs**. Kansas Geological Society Bulletin, v. 79. Kansas.

MEES, F.; SWENNEM, R.; GEET, V.; JACOBS, P.(2003). **Applications of X-ray computed tomography in the geosciences**. Geological Society, London, Special Publications, v. 215, n. 1, p. 1-6.

MILLER, J. D.; LIN, C. L. (2004). **Three-dimensional analysis of particulates in mineral processing systems by cone beam X-ray microtomography**. Minerals & Metallurgical Processing, v. 21, n. 3, p. 113-124.

MOREIRA, F. P. (2010). **Laboratório de propriedades de rochas e fluidos de reservatório**. Trabalho de conclusão de curso, departamento de engenharia de petróleo, Universidade Federal Fluminense. Niterói, Rio de Janeiro.

NAJIBI, A. R.; GHAFORI, M.; LASHKARIPOUR, G. R.; ASEF, M. R. (2015). **Empirical relations between strength and static and dynamic elastic properties of Asmari and Sarvak limestones, two main oil reservoirs in Iran**. Journal of Petroleum Science and Engineering 126. 78-82.

NASCIMENTO, J. B. S. (2015). **Investigação dos tipos de porosidade em rochas carbonáticas por microtomografia de raios x**. Trabalho de conclusão de curso. Campina Grande, Paraíba.

NOGUEIRA, J. A., (2000). **Propriedades Mecânicas da Rocha Intacta na Mineração de Ferro**. Dissertação de Mestrado Apresentada ao Curso de Pós-Graduação em Engenharia Metalúrgica e de Minas da Universidade Federal de Minas Gerais – UFMG.

PICCOLI, R., NASCIMENTO, G.C.; PERDONÁ, C. R. ; PERUCCHI, P.; VITORETTI, P.P ; WERNCK, A.S.W. (2006). **Características das principais técnicas analíticas aplicadas à avanços em caracterização de amostras sólidas cristalinas através de caracterização de materiais**. 17o CBECIMat – Congresso Brasileiro de Engenharia e Ciências dos Materiais, Foz do Iguaçu, PR.

PORTO, A. L. (2015). **Estimação de propriedades petrofísicas de rochas sedimentares a partir de imagens microtomográficas de raios-x**. Tese de doutorado, departamento de engenharia de processos, Campina Grande, Paraíba.

RAITH, M. M.; RAASE, P.; REINHARDT, J. (2014). **Guia para microscopia de minerais em lâminas delgadas**.

RAYNAUD, S.; FABRE, D.; MAZEROLLE, F.; GÉRAUD, Y.; LATIÈRE, H.J. (1989). **Analysis of the internal structure of rocks and characterization of mechanical deformation by a nondestructive method: x-ray tomodensitometry**. *Tecnophysics*, v. 159, p. 149-159.

RIBEIRO, G. A. V. (2013). **Estudo PetrofísicodeRochasCarbonáticas do Membro Maruim**. Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe. Monografia. Campina Grande.

ROQUE, L. A. O. L.; MISSAGIA, R.M. (2012). **Análise do efeito da geometria dos poros nas propriedades físicas da rocha**. *Vértices*, Campos dos Goytacazes/ RJ, v.14, n. 2, p. 71-92.

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

SÁ, A. G. (2016). **Manual de operação do laboratório de engenharia de reservatórios de petróleo da ufrn**. Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

SANCEVERO, S.S. (2007). **Estudo de Aplicação de Métodos Quantitativos em Dados Sísmicos no Processo de Caracterização Integrada de Reservatórios.** Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Unicamp. 220p.

SENGUPTA, M. (2000). **Integrating Rock Physics and Flow Simulation to Reduce Uncertainties in Seismic Reservoir Monitoring,** tese de doutorado, Departamento de Geofísica, Universidade de Stanford, Califórnia.

SCHMIDT, V., Mc DONALD, D.A., PLATT, R.L. (1977). **Pore Geometry and Reservoir Aspects of Secondary Porosity in Sandstones.** Bull. Can. Pet. Geol., 25 (2), p.271-290.

SCHOLLE, P. A; ULMER-SCHOLLE, D. S. (2003). **A color Guide to the Petrography of Carbonates Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis.** Tulsa: AAPG Memoir 77.

SCHÖN, J.H. (2011). **Physical Properties of Rocks: a workbook. Handbook of Petroleum Exploration and Production,** Elsevier, vol. 8.

SHAFIEE, M.E; KANTZAS, A. (2008). **Rock Properties and Pore Classes Based on Core Analysis in Carbonate Reservoir by using CT Scanning.** Canadian Society of Petroleum Geologists, Canadá.SMITH, T.M.; SONDERGELDZ, C.H.; RAI, C.S. (1987). **Gassmann fluid substitutions: A tutorial.** Geophysics, vol. 68, número 2, p. 430-440.

SILVA, A. L. (2013). **Caracterização mineralógica por difração de raios x e determinação de terras raras por icp-ms de rochas da região sul da Bahia.** Dissertação de mestrado, departamento de engenharia nuclear, Universidade Federal de Minas Gerais.

SILVA, L. R. D. (2014). **Análise computacional de imagens de lâmina delgadas na predição dos parâmetros hidráulicos porosidade e condutividade hidráulica no aquífero barreiras-RN.** Dissertação de mestrado, Pós-graduação em geofísica e geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.

SMITH, T.M. ; SONDERGELDZ, C.H.; RAI, C.S. (2003). **Gassmann fluid substitutions : A tutorial.** Geophysics, vol. 68, número 2, p. 430-440.

SOARES, A. P. J. (2012). **Aplicação de microemulsão na recuperação de petróleo de reservatórios carbonáticos**. Dissertação de mestrado, Engenharia química. Rio Grande do Norte, Natal.

SOARES, J. A. (2011). **Propriedades Físicas das Rochas**. Boletim SBGF. Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geofísica, n.1.

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.

SOUSA, M.C ; FÁVERA, D.C.J ; MEDEIROS, M.A.M ; MENEZES, L.T.P. (2005). **Levantamento GPR em Cordões Litorâneos para o Estudo de Reservatórios Análogos**. 3º Congresso Brasileiro de P&D em Petróleo e Gás., Salvador.

SOUZA, B. A. (2015). **Especificação de um laboratório para caracterização do meio poroso de rochas-reservatório de petróleo**. Monografia, curso de engenharia e energia, Universidade de Brasília.

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. (2015). **Análise de teorias de substituição de fluidos em afloramentos oriundos do Nordeste Brasileiro: uma abordagem petrofísica e ultrassônica**. Dissertação de mestrado, programa de pós-graduação em geofísica, Universidade Federal do Pará. Belém-PA.

VINEGAR, H.J. (1986). **X-ray CT and NMR imaging of rocks**. Journal of Petroleum Technology, v. 38, p. 257-259.

VON, V.; LIEU, K. P. (2013). **Sediment Diagenesis and Characteristics of Grains and Pore Geometry in Sandstone Reservoir Rocks from a Well of the North German Basin**. Dissertation der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig-Maximilians, Universität München. München.

WANG, Z.; NUR, A. (2000). **Seismic and Acoustic Velocities in Reservoir Rocks**. Geophysics reprint series, Nº 19. Society of Exploration Geophysicists

ZUCATELI, P. J.; SALVALAIO, L.; MENEGUELO, A. P. (2016). **Estudo sobre a influência da permeabilidade no meio poroso em projetos de injeção e armazenamento geológico de CO₂**. Latin American Journal of Energy Research, Lajer.