



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

DETERMINAÇÃO DAS CONSTANTES ELÁSTICAS ESTÁTICAS E DINÂMICAS
DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO SOUSA,
BACIA DO RIO DO PEIXE, PB.

Karina Felícia Fischer Lima Santiago

Campina Grande
2015

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

DETERMINAÇÃO DAS CONSTANTES ELÁSTICAS ESTÁTICAS E DINÂMICAS
DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO SOUSA,
BACIA DO RIO DO PEIXE, PB.

Karina Felícia Fischer Lima Santiago

Dissertação apresentada a Universidade Federal de
Campina Grande para cumprimento dos requisitos
necessários à obtenção do grau de mestre em
Exploração Petrolífera e Mineral.

Orientador: Prof. Dr. José Agnelo Soares

Campina Grande
2015

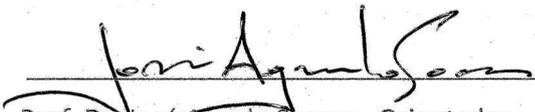
**DETERMINAÇÃO DAS CONSTANTES ELÁSTICAS ESTÁTICAS E DINÂMICAS
DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO SOUSA,
BACIA DO RIO DO PEIXE, PB.**

Karina Felícia Fischer Lima Santiago

Dissertação apresentada a Universidade Federal de Campina Grande para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de mestre em Exploração Petrolífera e Mineral.

Data de aprovação: 26 / 08 / 2015

Banca examinadora:


Prof. Dr. José Agnelo Soares - Orientador


Prof. Dr. Francisco César Costa Nogueira


Dr. Aarão de Andrade Lima

Aos meus pais Arlete e Antônio (in memoriam)

AGRADECIMENTOS

A Deus, o grande Mestre, por iluminar meus caminhos e me fortalecer para as batalhas da vida.

À minha querida mãe Arlete que está sempre por perto com muito amor e dedicação e que junto ao meu pai Antônio (in memoriam), me ensinou os verdadeiros valores da vida.

Ao meu orientador, Professor José Agnelo Soares, por seus ensinamentos, paciência e por me mostrar a nobreza que deve existir em um professor.

Ao Professor Francisco César Costa Nogueira, por sempre estar aberto a discussões que contribuíram para a execução deste trabalho.

Ao Professor Alexandre Buril que por sua preocupação e amizade, foi um dos grandes responsáveis por minha decisão em realizar o mestrado na Universidade Federal de Campina Grande.

À CAPES pelo apoio financeiro a esta pesquisa.

A toda equipe do Laboratório de Petrofísica da UFCG que contribuiu para a realização deste trabalho, em especial aos amigos Felipe Leal, Andrezza Silva e Franklin Macedo.

A Louis Dostoievsky, meu companheiro que torna meus dias mais leves e felizes com seu amor e sua amizade.

Ao Laboratório de Propriedades Mecânicas (LabEst) da COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, pela realização dos ensaios estáticos, responsáveis por grande parte dos resultados apresentados neste trabalho.

A Universidade Federal do Sul e Sudeste do Pará que mesmo com as dificuldades da Faculdade de Engenharia de Minas e Meio Ambiente, quanto a falta de professores, permitiu minha saída para qualificação.

Para pessoas importantes que fizeram parte da minha história de vida e que contribuíram fortemente para minha chegada até aqui...Muito Obrigada!

**`Aqueles que se enamoram da prática sem teoria são como navegadores que entram em um navio sem leme nem bússola, que jamais tem certeza para onde caminham. Sempre a prática deve ser edificada sobre a teoria. _
Leonardo da Vinci.**

**DETERMINAÇÃO DAS CONSTANTES ELÁSTICAS ESTÁTICAS E DINÂMICAS
DAS ROCHAS DA FORMAÇÃO SOUSA,
BACIA DO RIO DO PEIXE, PB.
(Dissertação de Mestrado: Agosto/2015)**

Karina Felícia Fischer Lima Santiago

Orientador: Dr. José Agnelo Soares

Universidade Federal de Campina Grande, Programa de Pós-graduação em Exploração
Petrolífera e Mineral, Campina Grande, Paraíba, Brasil.

RESUMO

Neste trabalho estudam-se as propriedades físicas e mecânicas das rochas da Bacia do Rio do Peixe (BRP), provenientes do furo stratigráfico 1-BSB01-PB. Esta bacia, localizada no extremo oeste do estado da Paraíba, tem se tornado alvo de estudos exploratórios, face à ocorrência de óleo próximo a superfície, à NW da cidade de Sousa. Em sua caracterização faciológica, identificam-se cinco fácies sedimentares: calcilito vermelho, calcilito cinza, arenito, folhelho negro e marga. Por meio de ensaios de propagação de ondas sísmicas, experimentos de petrofísica básica, e ensaios mecânicos de compressão uniaxial com o martelo de Schmidt, determinam-se para as amostras de rochas da BRP, a porosidade, as densidades total e de grão, as velocidades sísmicas, a resistência mecânica e as constantes elásticas estáticas e dinâmicas, destacando-se o módulo de Young. Os resultados obtidos mostram que as rochas em estudo apresentam valores de porosidade entre 0,5 e 20%, resistência à compressão uniaxial de 18 a 93 MPa, módulos de Young dinâmicos entre 9 a 58 GPa, desde 1,1 até 6 vezes maiores que os correspondentes módulos estáticos. As correlações observadas para as diferentes propriedades físicas e mecânicas mostram-se fortemente influenciadas por características como presença de material carbonático, matéria orgânica, óleo e estruturas sedimentares e tectônicas, evidenciando a complexidade das rochas analisadas.

Palavras-chave: Petrofísica, Mecânica das Rochas, Bacia do Rio do Peixe.

**DETERMINATION OF STATIC AND DYNAMICS ELASTIC CONSTANTS, OF
ROCKS FROM SOUSA FORMATION, RIO DO PEIXE BASIN, PB.**

(Master Thesis: August/2015)

Karina Felícia Fischer Lima

Adviser: Dr. José Agnelo Soares

Universidade Federal de Campina Grande, Programa de Pós-graduação em Exploração
Petrolífera e Mineral, Campina Grande, Paraíba, Brasil.

ABSTRACT

In this paper, studies on physical and mechanical properties of rocks from the stratigraphic hole 1-BSB01-PB, in the Rio do Peixe Basin (BRP), are performed. This basin, located in the far west of the state of Paraíba, has become the subject of exploration studies due to the occurrence of oil near the surface, in the NW of Sousa city. In his facies characterization is possible to identify five sedimentary facies: red calcilutite, gray calcilutite, sandstone, black shale and marl. From seismic wave propagation tests, experiments of basic petrophysics, mechanical tests on uniaxial compressive with Schmidt's hammer, are determined for samples of BRP rocks the porosity, the bulk and grain densities, the seismic velocities, the mechanical strength and the static and dynamic elastic constants, highlighting the Young's modulus. The results obtained show that the studied rocks have porosity values between 0.5 and 20%, uniaxial compressive strength from 18 to 93 MPa, dynamic Young's modulus between 9 and 58 GPa, from 1,1 to 6 times greater than the corresponding static modules . Correlations observed for the different physical and mechanical properties shows strongly influences by characteristics such as the presence of carbonate material, organic material, oil and sedimentary and tectonic structure, showing the complexity of the analyzed rocks.

Key-words: Petrophysics, Rock Mechanics, Rio do Peixe Basin.

SUMÁRIO

LISTA DE FIGURAS	xii
LISTA DE TABELAS	xviii
LISTA DE SÍMBOLOS	xix
1 INTRODUÇÃO	1
2 PROPRIEDADES FÍSICAS E O COMPORTAMENTO MECÂNICO DAS ROCHAS	3
2.1 DENSIDADE	3
2.2 POROSIDADE	4
2.3 RESISTÊNCIA À COMPRESSÃO UNIAXIAL	8
2.3.1 Resistência à compressão simples e o Martelo de Schmidt	13
2.3.2 Comportamento tensão-deformação e constantes elásticas estáticas	16
2.4 VELOCIDADE SÍSMICA E CONSTANTES ELÁSTICAS DINÂMICAS	23
2.4.1 Velocidade e porosidade	26
2.4.2 Velocidade e densidade	28
2.4.3 Velocidade e mineralogia	29
2.4.4 Velocidade e compactação	30
2.4.5 Velocidade e resistência à compressão uniaxial	31
2.5 PERFILAGEM	34
2.6 RELAÇÃO ENTRE MÓDULOS ELÁSTICOS ESTÁTICOS E DINÂMICOS	37

3 MATERIAIS DE ESTUDO E MEDIÇÕES	41
3.1 ENSAIOS PETROFÍSICOS E MEDIÇÕES DAS CONSTANTES ELÁSTICAS DINÂMICAS	46
3.1.1 Medição da porosidade	48
3.1.2 Medições da velocidade sônica e constantes elásticas dinâmicas	49
3.2 ENSAIOS MECÂNICOS COM A UTILIZAÇÃO DO MARTELO DE SCHMIDT	52
3.3 ENSAIOS DE RESISTÊNCIA A COMPRESSÃO UNIAXIAL E MEDIÇÕES DAS PROPRIEDADE ELÁSTICAS ESTÁTICAS	55
4 RESULTADOS E DISCUSSÕES	58
4.1 RESULTADOS PETROFÍSICOS: DENSIDADE, POROSIDADE E VELOCIDADE DE ONDAS ELÁSTICAS	58
4.2 CONSTANTES ELÁSTICAS DINÂMICAS	71
4.3 MARTELO DE SCHMIDT	77
4.4 ENSAIOS ESTÁTICOS: RESISTÊNCIA À COMPRESSÃO UNIAXIAL E MÓDULO DE DEFORMABILIDADE	81
4.5 CORRELAÇÃO DOS MÓDULOS ESTÁTICOS E DINÂMICOS	88
5 CONCLUSÕES	94
REFERÊNCIAS	96
1 ANEXO I	101
2 ANEXO II	106
3 ANEXO III	113

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Possíveis variações de empacotamento de partículas esféricas	5
Figura 2: Esfericidade e arredondamento de grãos minerais	6
Figura 3: Grau de seleção dos grãos minerais	6
Figura 4: (a) Carregamento arbitrário de qualquer forma de rocha. (b) Força normal e cisalhante atuando em pequena área da superfície rochosa	9
Figura 5: Representação de um estado de tensão tridimensional	9
Figura 6: Equilíbrio rotacional em torno do eixo z	10
Figura 7: Componentes de tensão principal	11
Figura 8: Elipsoide de tensões	11
Figura 9: Representação esquemática do ensaio de compressão uniaxial	12
Figura 10: Modelo do martelo patenteado pelo Eng. Ernst Schmidt	13
Figura 11: Martelo de Schmidt ou esclerômetro portátil: partes principais	14
Figura 12: Exemplificação da anatomia do martelo de Schmidt e as várias fases de preparação do martelo para a realização do ensaio	15
Figura 13: Ábaco de Miller para a estimativa da resistência a partir do martelo de Schmidt	16
Figura 14: Deformação normal e cisalhante	17
Figura 15: Comportamento tensão-deformação típico de materiais submetidos a carregamento compressivo: (a) deformação elástica, (b) deformação plástica inicial, (c) completa deformação plástica, (d) fraturamento devido a deformação plástica	18
Figura 16: Curva tensão-deformação típica em ensaios de compressão uniaxial e triaxial	19
Figura 17: Deformações produzidas por tensão compressiva	20
Figura 18: Curva tensão-deformação obtida do ensaio de compressão uniaxial	20
Figura 19: Módulo de elasticidade médio	21

Figura 20: Módulo de elasticidade tangente a 50% da tensão de ruptura	21
Figura 21: Módulo de elasticidade secante a 50% da tensão de ruptura	22
Figura 22: Deformações elásticas e movimentos de partículas associados à propagação das ondas P e S	24
Figura 23: Relação entre porosidade e velocidade compressional para arenitos. Comparação entre medidas de laboratório e a equação de Wyllie	27
Figura 24: Relação entre velocidade compressional e densidade para vários tipos de rochas sedimentares	29
Figura 25: Relação entre velocidade compressional e o conteúdo de argila como função da porosidade para rochas secas	30
Figura 26: Relação entre velocidade compressional e profundidade para diferentes séries geológicas	31
Figura 27: Relação entre V_p e resistência à compressão uniaxial	32
Figura 28: Relação entre Módulo de Young e resistência a compressão simples	32
Figura 29: Relação da resistência à compressão uniaxial com o intervalo do tempo de trânsito ou velocidade da onda P e com o Módulo de Young para arenitos	33
Figura 30: Relação da resistência à compressão uniaxial com o intervalo do tempo de trânsito ou velocidade da onda P e com o Módulo de Young para folhelhos	33
Figura 31: Relação da resistência à compressão uniaxial com o intervalo do tempo de trânsito ou velocidade da onda P e com o Módulo de Young para carbonatos	34
Figura 32: Arenitos e folhelhos destacados no perfil de raios gama	35
Figura 33: Esquema da ferramenta de perfilagem sônica	36
Figura 34: Curvas tensão-deformação em regimes dinâmico e estático e suas implicações termodinâmicas	38
Figura 35: Comparação dos módulos de Young estáticos e dinâmicos. Valores estáticos medidos com o aumento do carregamento axial	39
Figura 36: Comparação dos módulos de Young estáticos e dinâmicos. Valores estáticos medidos com o decréscimo do carregamento axial	39

Figura 37: Influência da litologia na relação entre módulos de incompressibilidade (bulk) estáticos e dinâmicos	40
Figura 38: a) Sonda montada no local do furo de sondagem 1-BS01-PB; b) Caixas com os testemunhos do furo de sondagem disponíveis no laboratório de petrofísica da UFCG.	41
Figura 39: Localização da Bacia do Rio do Peixe	42
Figura 40: Mapa geológico da BRP	43
Figura 41: Amostras (BRP A-N) selecionadas de acordo com os perfis geofísicos registrados no furo 1-BSB01-PB	44
Figura 42: Plugues confeccionados para a realização de ensaios petrofísicos: porosidade e velocidade de propagação de ondas elásticas. As amostras representam da esquerda para direita: calcilito vermelho, calcilito cinza, arenito e folhelho negro	47
Figura 43: Equipamentos utilizados para preparação das amostras: a) Serra; b) Plugadeira de bancada; c) Retificadora de plugues	47
Figura 44: Equipamento utilizado para a medição da porosidade: a) Permoporosímetro; b) <i>Matrix cup</i>	48
Figura 45: Equipamento utilizado para medição das propriedades elásticas: Autolab500 [®]	49
Figura 46: Esquema ilustrativo da parte mecânica do sistema de medidas de velocidades elásticas em amostras de rochas	50
Figura 47: Amostra inserida entre cabeçotes. Cabeçote de medida utilizado nos ensaios, no qual são geradas uma onda compressional e duas cisalhantes ortogonalmente polarizadas	50
Figura 48: Esquema ilustrativo da parte eletrônica básica do sistema de medidas de velocidades elásticas em amostras de rocha	51
Figura 49: Osciloscópio que registra os sinais das ondas P, S ₁ e S ₂	51

Figura 50: Formas de onda compressional (P) e de cisalhamento (S) capturadas no osciloscópio, correspondentes ao tempo do sistema (em vermelho) e de uma amostra submetida a uma pressão hidrostática de 40 MPa (em azul).	52
Figura 51: Amostras confeccionadas para a realização de ensaios com o martelo de Schmidt. As amostras representam da esquerda para direita: calcilito vermelho, calcilito cinza, arenito e folhelho negro	53
Figura 52: Recomendação para utilização do martelo de Schmidt em laboratório	53
Figura 53: a) amostra posicionada na base de aço; b) amostra recebendo o impacto do martelo de Schmidt	54
Figura 54: Corpos de prova confeccionados para a realização dos ensaios de compressão uniaxial. As amostras representam da esquerda para direita: calcilito vermelho, calcilito cinza, arenito e folhelho negro.	55
Figura 55: Equipamento para realização do ensaio de compressão uniaxial: prensa Shimadzu	56
Figura 56: Montagem da amostra com centralizador e medidores de deformação	56
Figura 57: (a) Amostra pronta para o carregamento; (b) Amostra rompida após atingir a resistência máxima	57
Figura 58: Obtenção da resistência máxima e módulo de Young através da curva tensão/deformação	57
Figura 59: Densidade de grãos das amostras da Bacia do Rio do Peixe	59
Figura 60: Fotografias de fragmentos de testemunhos com indícios de hidrocarbonetos em zona densamente fraturada. Lâmina de material negro que preenche as fraturas é posta em combustão, testando assim sua composição orgânica	60
Figura 61: Relação entre densidade de grãos e porosidade das amostras da Bacia do Rio do Peixe	61

Figura 62: Intervalos próximos de onde foram retiradas amostras para análises: (a) Arenito falhado pertencente a fácies LTF3, com a presença de falhas formando barreiras à migração de fluidos internamente a rocha; (b) e (c) Migração de óleo ao longo dos planos de ruptura identificados ao longo da fácies LTF4; (d) Plano de falha preenchido por óleo de elevada viscosidade, presente na fácies LTF4	62
Figura 63: Relação da densidade total com a porosidade	63
Figura 64: Relação da densidade total com a densidade de grãos	64
Figura 65: Relação de velocidade de propagação da onda P com a porosidade	66
Figura 66: Relação da velocidade de propagação da onda P com a densidade de grãos	66
Figura 67: Relação da velocidade de propagação da onda P com a profundidade a 40 MPa	67
Figura 68: Relação da velocidade de propagação da onda P com a profundidade a 5 MPa	68
Figura 69: Relação do valor médio das velocidades V_{S1} e V_{S2} com a porosidade	70
Figura 70: Relação do valor médio das velocidades V_{S1} e V_{S2} com a densidade de grãos	70
Figura 71: Razão V_{S1}/V_{S2} indicando a condição de anisotropia das amostras	71
Figura 72: Relação entre o módulo de Young (E) e a porosidade	73
Figura 73: Relação entre o módulo de Young (E) e densidade de grãos	74
Figura 74: Módulo de incompressibilidades versus porosidade	75
Figura 75: Módulo de cisalhamento versus porosidade	76
Figura 76: Razão de Poisson versus porosidade	76
Figura 77: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e porosidade das rochas da Bacia do Rio do Peixe	78
Figura 78: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e a densidade de grãos das rochas da Bacia do Rio do Peixe	79

Figura 79: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e velocidade de propagação das ondas compressoriais	80
Figura 80: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e módulo de Young dinâmico	80
Figura 81: Relação da resistência à compressão uniaxial com a porosidade	82
Figura 82: Relação da resistência à compressão uniaxial com a densidade de grãos	83
Figura 83: Relação da resistência à compressão uniaxial com velocidade da onda P	84
Figura 84: Relação da resistência à compressão uniaxial com o módulo de Young dinâmico	84
Figura 85: Relação do módulo de Young estático com a porosidade	86
Figura 86: Relação do módulo de Young estático com a densidade de grãos	86
Figura 87: Relação dos módulos de Young estáticos com a resistência uniaxial obtida em ensaios estáticos	87
Figura 88: Relação dos módulos estáticos com os valores de velocidade compressional	88
Figura 89: Relação entre os módulos de Young dinâmicos e estáticos	89
Figura 90: Relação da razão entre módulos dinâmicos e estáticos com a porosidade	90
Figura 91: Relação da razão dos módulos estáticos e dinâmicos com a densidade de grãos	91
Figura 92: Relação da razão dos módulos estáticos e dinâmicos com a resistência à compressão	92

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores típicos de peso específico para as rochas	4
Tabela 2: Valores de resistência à compressão uniaxial	13
Tabela 3: Valores de módulos de elasticidade estáticos	22
Tabela 4: Relações entre os parâmetros elásticos	26
Tabela 5: Velocidades compressivas na matriz rochosa	27
Tabela 6: Valores médios: densidade total e de grãos, porosidade e velocidade de ondas elásticas	64
Tabela 7: Valores médios das constantes elásticas dinâmicas	71
Tabela 8: Valores médios dos valores do rebote do martelo e dos respectivos valores de resistência (UCS)	77
Tabela 9: Valores médios de resistência à compressão uniaxial (UCS) e módulo de Young (E) obtidos através dos ensaios estáticos	81
Tabela 10: Valores dos módulos de Young e seus correspondentes valores RMR	93

LISTA DE SÍMBOLOS

a	idade dos sedimentos
A	área
c	compressibilidade
C_{sh}	conteúdo volumétrico de argila
∇	variação
D	profundidade
d	diâmetro da amostra
E	módulo de Young
	deformação
F	força
F_c	força compressiva
\varnothing	porosidade
G	módulo de cisalhamento
K	módulo de volume
L	comprimento da amostra
ν	razão de Poisson
p	pressão hidrostática
ρ	densidade
ρ_t	densidade total
ρ_g	densidade de grãos
	tensão
σ_c	resistência à compressão uniaxial

t	tempo de trânsito
t_{ma}	tempo de trânsito na matriz rochosa
t_{fl}	tempo de trânsito no fluido
-	tensão de cisalhamento
UCS	resistência à compressão uniaxial
V	volume
V_p	velocidade da onda compressional na rocha
V_s	velocidade da onda cisalhante na rocha

1 INTRODUÇÃO

O estudo do comportamento mecânico e deformacional das rochas torna-se complexo devido à grande variedade de características e propriedades que apresentam. Estas propriedades são influenciadas por fatores como tamanho e arranjo espacial dos grãos minerais, como também, pela forma, quantidade e distribuição das descontinuidades ou vazios. Aspectos como a orientação preferencial de minerais, a dureza ou até a estrutura cristalina podem determinar a reação ou resposta mecânica da rocha diante de forças externas.

O estudo do seu comportamento mecânico, apesar de complexo, é de grande importância para diversas operações de engenharia, entre elas desmonte de rochas, planejamento de lavra, dimensionamento de equipamentos de perfuração, análise de estabilidade de estruturas como galerias, túneis e poços, controle de fraturamento hidráulico, dentre outras.

Algumas propriedades físicas são de extrema relevância, já que estão diretamente relacionadas às características resistentes e deformacionais das rochas. Estas propriedades são a porosidade, densidade ou peso específico, permeabilidade, alterabilidade, resistência e a velocidade de propagação de ondas elásticas, podendo ser determinadas em laboratório ou *in situ*, como por exemplo, a velocidade de propagação de ondas sísmicas que pode ser obtida por meio de ensaios sônicos no laboratório, assim como através da perfilagem de poços.

O ensaio em laboratório que consiste na propagação de pulsos elásticos através da rocha, fornece a velocidade de ondas sísmicas compressivas e cisalhantes e a partir delas, como também a partir da densidade da rocha, podem ser obtidas as constantes elásticas dinâmicas, como o módulo de Young (E), módulo de cisalhamento (G), o coeficiente de Poisson (ν) e a compressibilidade (c), ou o seu inverso, o módulo de volume (K).

A resistência, assim como as velocidades elásticas, é um indicativo da qualidade da rocha e pode ser obtida através da aplicação de uma tensão compressiva em cilindro de rocha, como por exemplo no ensaio de compressão uniaxial.

O resultado deste tipo de ensaio é uma curva típica tensão-deformação, a qual fornece além do valor de resistência máxima, as propriedades elásticas estáticas, como o coeficiente de proporcionalidade entre a tensão e a deformação ou módulo de Young (E) e a razão entre as deformações perpendicular e paralela à tensão, chamada coeficiente de Poisson.

As constantes elásticas estáticas e dinâmicas, como o módulo de Young, caracterizam o comportamento mecânico das rochas e como mostrado por diversos autores (Bloch et al,

1993; Dillon et al, 1995; Soares & Dillon, 2000; Soares & Soares, 2001), não apresentam valores semelhantes, já que são obtidas por diferentes métodos.

Módulos dinâmicos apresentam valores mais elevados que seus correspondentes estáticos, o que torna seu uso direto perigoso para cálculos de engenharia, uma vez que módulos elásticos maiores estão associados a materiais mais resistentes quando submetidos a tensões.

Por outro lado, a aquisição de módulos dinâmicos é mais rápida, não destrutiva, fácil e econômica em relação aos módulos estáticos, podendo amostrar rochas representativas de uma grande área em um relativamente pequeno intervalo de tempo. Estas características fazem dos módulos dinâmicos os parâmetros ideais para a caracterização mecânica dos materiais rochosos.

A diferença existente entre os módulos estáticos e dinâmicos faz com que seja importante e necessário, para diversos estudos, buscar uma correlação entre eles, na tentativa de calibrar, para cada tipo de rocha, a relação entre estes módulos, de modo que, uma vez conhecidos os módulos dinâmicos de uma rocha, se possa estimar os seus correspondentes módulos estáticos.

A Bacia do Rio do Peixe (BRP), localizada no limite dos estados da Paraíba e do Ceará, tem se tornado alvo de estudos, por ser considerada uma fronteira exploratória de hidrocarboneto em território brasileiro, visto a ocorrência da exsudação de óleo em um sítio na sub-bacia de Sousa.

Com o intuito de compreender as características das rochas pertencentes a esta bacia, um furo estratigráfico foi realizado na BRP, com a extração de trezentos metros de testemunhos, os quais se encontram disponíveis para análise no Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal de Campina Grande.

Partindo da importância do estudo para estes materiais rochosos, classificados geologicamente como folhelhos, calcilutitos e arenitos, o objetivo deste trabalho consiste na obtenção dos módulos elásticos estáticos e dinâmicos, como também de propriedades físicas como porosidade, densidade e resistência à compressão uniaxial, as quais estão associadas ao comportamento deformacional destas rochas.

Este trabalho propõe além da medição das propriedades citadas, buscar possíveis correlações entre elas, tal como a correlação entre os módulos de Young estáticos e dinâmicos, com o intuito de possibilitar o conhecimento de alguns aspectos físicos e mecânicos das rochas da Bacia do Rio do Peixe.

2 PROPRIEDADES FÍSICAS E O COMPORTAMENTO MECÂNICO DAS ROCHAS

De acordo com Vallejo et al. (2002), as propriedades físicas das rochas são o resultado de sua composição mineralógica, origem e história geológica, deformacional e ambiental, incluindo os processos de alteração. A grande variabilidade destas propriedades está refletida nos diferentes comportamentos mecânicos diante das forças que se aplicam sobre as rochas, comportamentos que são definidos pela resistência do material e por seu modelo de deformação. Assim, enquanto um granito sem alteração física ou química se comporta de forma elástica e frágil perante elevadas cargas, um folhelho pode apresentar um comportamento dúctil diante esforços moderados ou baixos.

As propriedades físicas ou propriedades índice como porosidade, peso específico, permeabilidade, alterabilidade, resistência e a velocidade de propagação das ondas sônicas, podem ser determinadas em laboratório. Algumas destas propriedades, além de servir para sua classificação, estão diretamente relacionadas com as características resistentes e deformacionais das rochas (Azevedo & Marques, 2006).

No caso de rochas sedimentares, o estudo de algumas propriedades como a porosidade e a resistência à compressão uniaxial, é de extrema importância. A porosidade é a propriedade que mais afeta as características resistentes e mecânicas, sendo inversamente proporcional à resistência e à densidade e diretamente proporcional à deformabilidade, já que a existência de vazios pode dar lugar a zonas de fraqueza (Vallejo et al. 2002). Zorlu et al. (2007) afirmam que a resistência à compressão simples ou uniaxial é o principal parâmetro usado em muitos projetos de engenharia e com base em seu valor se estabelecem classificações geomecânicas.

A velocidade sônica é outra propriedade física de grande relevância, sendo seu valor indicativo da qualidade da rocha, correlacionando-se linearmente com a resistência à compressão simples. Estas duas propriedades são determinadas através de ensaios dinâmicos e estáticos respectivamente, os quais também fornecem constantes elásticas que possibilitam a compreensão do comportamento deformacional das rochas.

2.1 DENSIDADE

A densidade ou peso específico é uma propriedade física que está relacionada diretamente ao estado de tensões verticais da crosta terrestre e fornece informações sobre a

mineralogia, já que cada grão mineral apresenta sua densidade específica, como também, o grau de alteração químico ou físico das rochas, pois quanto maior o grau de alteração, menor o peso específico (Azevedo & Marques, 2006).

A rocha é um meio que consiste de três fases: sólido, líquido e gasoso. A densidade total ρ_r é a razão da massa total das três fases, denotadas por ρ_s , ρ_l e ρ_g , respectivamente, pelo volume total destas fases (Thiel, 1989):

$$\rho_r = \frac{\rho_s V_s + \rho_l V_l + \rho_g V_g}{V_s + V_l + V_g} \quad (1)$$

Esta é uma propriedade importante na engenharia, já que tem influência direta na resistência e deformabilidade das rochas, assumindo um comportamento linear com a resistência à compressão simples e com os módulos de elasticidade, parâmetros físicos que serão abordados nos próximos tópicos. A Tabela 1 apresenta os valores médios de peso específico para algumas rochas.

Tabela 1: Valores típicos de peso específico para as rochas

Rocha	Peso específico (g/cm ³)
Granito	2,6 - 2,7
Diorito	2,7 - 2,85
Basalto	2,7 - 2,9
Arenito	2,3 - 2,6
Folhelho	1,8 - 2,75
Calcário	2,3 - 2,8
Dolomita	2,5 - 2,6
Quartzito	2,6 - 2,7
Gnaise	2,7 - 3,0

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

2.2 POROSIDADE

De acordo com Tiab & Donaldson (2004), grãos de areia e partículas de materiais carbonáticos que compõem reservatórios de calcário e arenitos, raramente encontram-se perfeitamente arranjados, devido à irregularidade na forma destes grãos e partículas. O espaço

vazio criado entre os grãos, chamado espaço poroso ou interstício, é ocupado por fluidos (líquidos e/ou gases). A porosidade é a relação entre o volume ocupado por vazios ou poros na rocha, V_v e o volume total V_t .

$$P = V_v / V_t \quad (2)$$

Seu valor pode variar entre 0% e 90%, com valores normais entre 15% e 30%. As rochas sedimentares carbonatadas e as rochas vulcânicas podem apresentar valores muito elevados de porosidade, tais como as rochas alteradas (Vallejo et al. 2002).

Os valores de porosidade de reservatórios de petróleo estão entre 5% a 40%, porém, os valores mais frequentes estão entre 10% e 20%. Os fatores que governam a magnitude da porosidade em sedimentos clásticos são a uniformidade do tamanho do grão, grau de cimentação ou consolidação, a compactação durante e após a deposição de sedimentos e o método de empacotamento dos grãos minerais (Tiab & Donaldson, 2004).

Conforme visto na Figura 1, a variação no empacotamento de partículas pode alterar significativamente o valor da porosidade, podendo variar de 47,6% (caso 1), quando as esferas (grãos) se encontram em uma disposição espacial aberta ou cúbica, a 25,9% (caso 6) quando os grãos se dispõem de maneira ortorrômbica ou fechada.

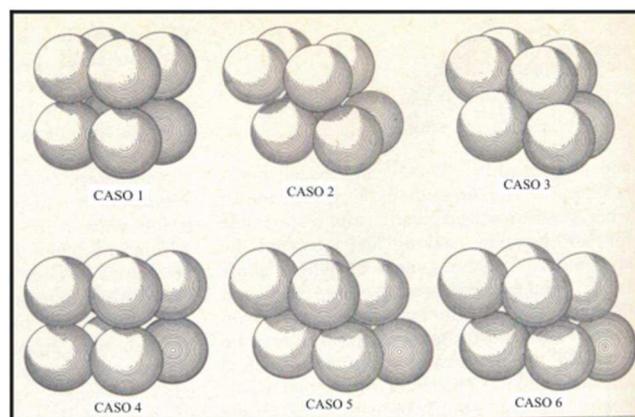


Figura 1: Possíveis variações de empacotamento de partículas esféricas (Dias, 2008).

A esfericidade e o arredondamento dos grãos afetam a porosidade intergranular, ou seja, quanto maior a esfericidade e o arredondamento, menores são os valores de porosidade (Figura 2). Já quanto a seletividade destes grãos, quanto maior for a seleção da rocha, maior será a porosidade, pois em uma rocha mal selecionada, os grãos menores ocupam os espaços existentes entre os maiores, ocupando os espaços vazios (Figura 3).



Figura 2: Esfericidade e arredondamento de grãos minerais (Dias, 2008).

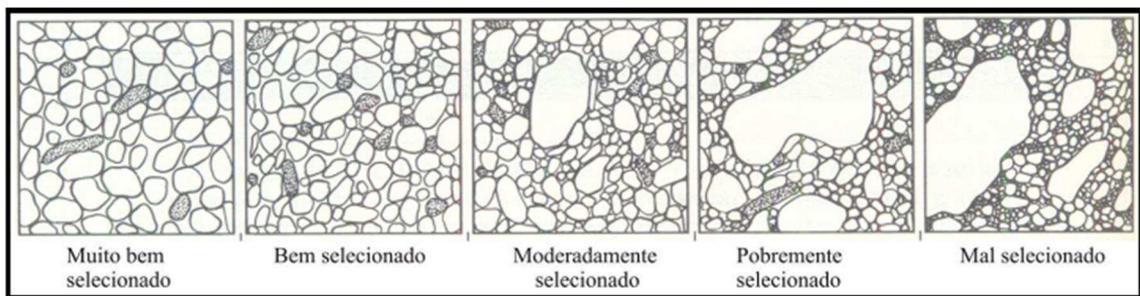


Figura 3: Grau de seleção dos grãos minerais (Dias, 2008).

De acordo com Dias (2008) a compactação diminui o volume e a porosidade de rochas, devido ao esforço de compressão exercido por materiais superpostos, que envolvem a deformação de intraclastos e de minerais lamelares, fraturamento e rotação dos grãos, ocorrendo assim, o rearranjo das partículas sedimentares e perda de fluidos intersticiais, como no caso de sedimentos pelíticos.

Com o aumento da profundidade o número de contatos entre os grãos aumenta e a natureza dos contatos muda progressivamente de tangencial para curvilíneo (côncavo-convexo) até os grãos apresentarem-se suturados. É possível que o efeito da compactação é muito mais acentuado sobre sedimento argiloso que sobre sedimento arenoso, pois a porosidade das areias diminui pouco com a compactação, sendo a maior parte da perda devido à cimentação, diferente do que ocorre em sedimentos argilosos, em que a perda inicial da porosidade ocorre principalmente devido à compactação.

A cimentação corresponde ao processo diagenético associado à precipitação química de diversas substâncias que preenchem os poros de sedimentos, diminuindo os valores de porosidade. Como materiais cimentantes, os mais comuns são a sílica, cimentos calcínicos, limoníticos e hematíticos (Dias, 2008).

Durante a sedimentação e litificação, espaços porosos inicialmente desenvolvidos ficam isolados de outros espaços porosos, devido a variados processos diagenéticos e catagênicos, como a cimentação e compactação, fazendo com que muitos poros fiquem interconectados, enquanto outros, completamente isolados. Desta forma, a porosidade apresenta-se em duas distintas categorias, total (absoluta) e efetiva (Rosa et al. 2006).

A porosidade absoluta é a razão do espaço vazio total na amostra pelo seu volume total e a porosidade efetiva é a relação entre o volume de poros interconectados e o volume da amostra. Nas rochas é frequente que os poros não estejam interconectados, por isso que a porosidade real será maior que a efetiva.

Uma rocha pode apresentar considerável porosidade absoluta e ainda assim, não apresentar condutividade de fluidos devido à baixa interconectividade dos poros, como por exemplo, as rochas que apresentam porosidade vesicular.

A porosidade das rochas ainda pode ser classificada como primária e secundária (Tiab & Donaldson, 2004). Considera-se como porosidade primária:

Intercristalina: vazios entre os planos de clivagem de cristais e os vazios entre cristais individuais, também conhecida como micro porosidade;

Intergranular ou interpartículas: espaço vazio entre grãos, isto é, vazios intersticiais em vários tipos de rochas, que podem apresentar-se maiores que 0,5 milímetros em diâmetro.

Planos de acamamento: vazios concentrados paralelamente a planos de acamamento. Este tipo de porosidade é proveniente da deposição de diferentes sedimentos, variando de acordo com o tamanho e arranjo das partículas.

Vazios sedimentares variados: porosidade causada pelos vazios resultantes da acumulação de fragmentos fósseis, como também pela presença de organismos no período da deposição dos sedimentos.

Quanto a porosidade secundária, esta resulta de processos geológicos (diagênese e catagênese) após a deposição de sedimentos. A magnitude, forma, tamanho e interconexão de poros pode não ter relação direta com a forma das partículas sedimentares originais. A porosidade secundária ou induzida é baseada no processo geológico dominante, podendo ocorrer pela dissolução das rochas, através da circulação de soluções quentes e aberturas causadas por intemperismo, pelo processo de dolomitização, no qual, o calcário é transformado em dolomita e ainda, aberturas criadas por processos estruturais, como atividades tectônicas que geram juntas, fissuras e fraturas.

2.3 RESISTÊNCIA À COMPRESSÃO UNIAXIAL

Resistência é a habilidade da rocha em resistir a tensões sem fraturar. Esta capacidade de resistência é influenciada pela mineralogia da rocha, como também, pelas características dos contatos das partículas minerais. Estas propriedades resultam de vários processos como deposição e diagênese, que formam a rocha e por processos posteriores que a modificam por dobramento, faturamento e falhamento. Desta forma, a resistência dos materiais rochosos reflete sua história geológica (Tiab & Donaldson, 2004).

Além das características intrínsecas das rochas, o estado de esforços ao qual está submetida, também contribui para a definição dos seus parâmetros resistentes e deformacionais. O estado tensional de um sistema é consequência das forças que atuam sobre ele e, portanto, com a alteração destas forças, varia o estado de tensões associado aos planos considerados. As forças são as primeiras responsáveis pelo estado e comportamento mecânico de um sistema.

De acordo com Aadnoy & Looyeh (2010), dois elementos importantes da mecânica dos sólidos são a resistência interna de um objeto sólido, a qual tem a função de balancear os efeitos causados pela imposição de forças externas, representada pela tensão e a mudança na forma ou deformação do objeto sólido em resposta as mesmas forças externas.

Em geral, tensão é definida como uma força média atuando sobre uma área, podendo ser uma superfície, ou um plano imaginário qualquer de um material. Ao se considerar uma área infinitesimal ΔA em um corpo rochoso em equilíbrio, a magnitude do esforço resultante será (Vallejo et al. 2002):

$$\sigma = \lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A} \quad (3)$$

A Figura 4(a) mostra o carregamento estático de um corpo, representando neste contexto um fragmento de rocha intacta carregado por forças F_1, F_2, \dots, F_n . Ao considerar a Figura 4(b), as forças necessárias para manter em equilíbrio uma pequena área da superfície criada por um corte através da rocha, são denominadas como forças normais e cisalhantes. Desta forma, as tensões normais e cisalhantes podem ser formalmente definidas como (Hudson & Harrison, 1997):

(4)

$$\lim_{\Delta A \rightarrow 0} \frac{\Delta F}{\Delta A} \tag{5}$$

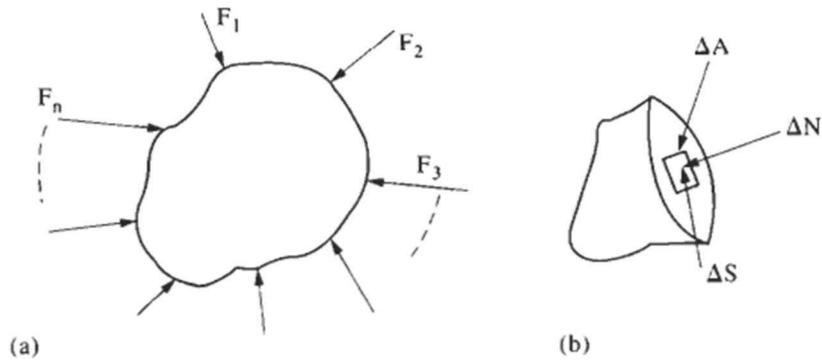


Figura 4: (a) Carregamento arbitrário de qualquer forma de rocha. (b) Força normal e cisalhante atuando em pequena área da superfície rochosa (Hudson & Harrison, 1997).

A Figura 5 mostra um estado de esforços tridimensional, onde os componentes de tensão agem nas faces de um cubo. Estes componentes são agrupados em duas categorias: σ_x , σ_y e σ_z como tensões normais, e τ_{xy} , τ_{yx} , τ_{xz} , τ_{zx} , τ_{yz} e τ_{zy} como tensões cisalhantes.

Os índices dos componentes de tensão estão relacionados ao sistema de coordenadas cartesianas. O primeiro índice define o eixo normal ao plano, no qual age a tensão e o segundo índice define a direção do componente de tensão.

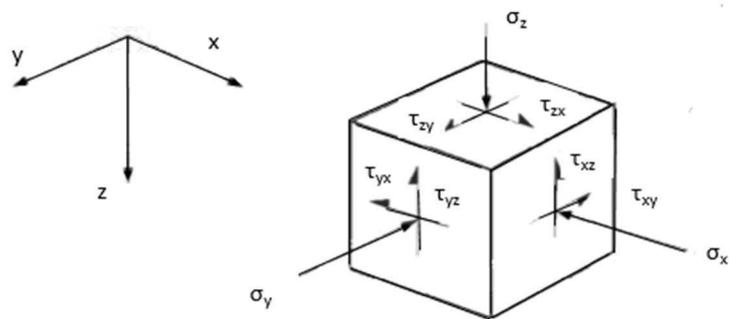


Figura 5: Representação de um estado de tensão tridimensional de tensões (Hudson & Harrison, 1997).

De acordo com Aadnoy & Looyeh (2010), as equações 6, 7 e 8 demonstram o equilíbrio rotacional do cubo em torno do eixo z, ocorrendo assim, um equilíbrio de forças e momentos em todos os pontos ao longo do corpo (Figura 6):

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & 0 \\ \tau_{yx} & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta l \\ \Delta l \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_x \Delta l + \tau_{yx} \Delta l \\ \tau_{xy} \Delta l + \sigma_y \Delta l \\ 0 \end{bmatrix} \quad (6)$$

Ou

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & 0 \\ \tau_{yx} & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta l \\ \Delta l \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_x \Delta l + \tau_{yx} \Delta l \\ \tau_{xy} \Delta l + \sigma_y \Delta l \\ 0 \end{bmatrix} \quad (7)$$

Ou

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & 0 \\ \tau_{yx} & \sigma_y & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \Delta l \\ \Delta l \\ 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \sigma_x \Delta l + \tau_{yx} \Delta l \\ \tau_{xy} \Delta l + \sigma_y \Delta l \\ 0 \end{bmatrix} \quad (8)$$

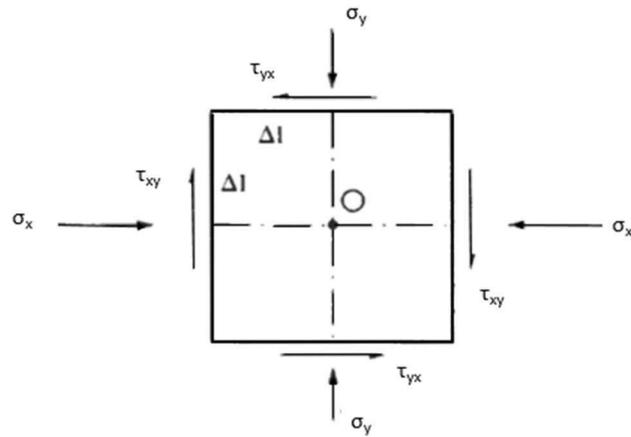


Figura 6: Equilíbrio rotacional em torno do eixo z (Hudson & Harrison, 1997).

Ao considerar o equilíbrio do cubo, o estado de tensão pode ser definido por três componentes de tensão normal e três cisalhantes, como mostrado pela seguinte matriz de tensão (Aadnoy & Looyeh, 2010):

$$\begin{bmatrix} \sigma_x & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_y & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_z \end{bmatrix}$$

As tensões principais são definidas como aqueles componentes normais de tensão que agem nos planos, onde os componentes de tensão cisalhante apresentam magnitude zero. Essas tensões são representadas por $\sigma_1, \sigma_2, \sigma_3$, podendo admitir que $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$ (Figura 7).

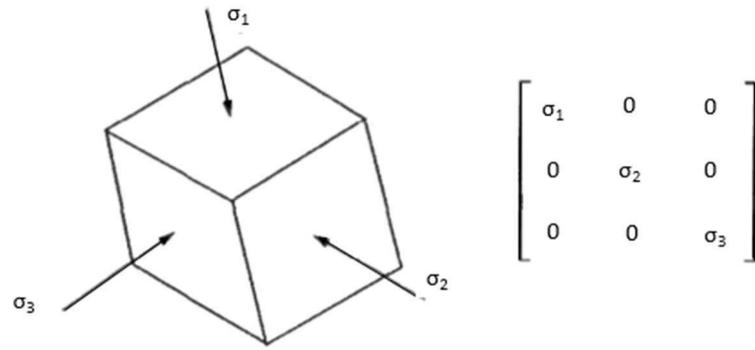


Figura 7: Componentes de tensão principal (Hudson & Harrison, 1997).

Como apresentado na Figura 8, as tensões principais podem ser representadas por um elipsóide. Os diferentes estados de esforços podem ser definidos pela forma do elipsóide como pelos valores relativos dos esforços atuando sobre um ponto no centro do mesmo.

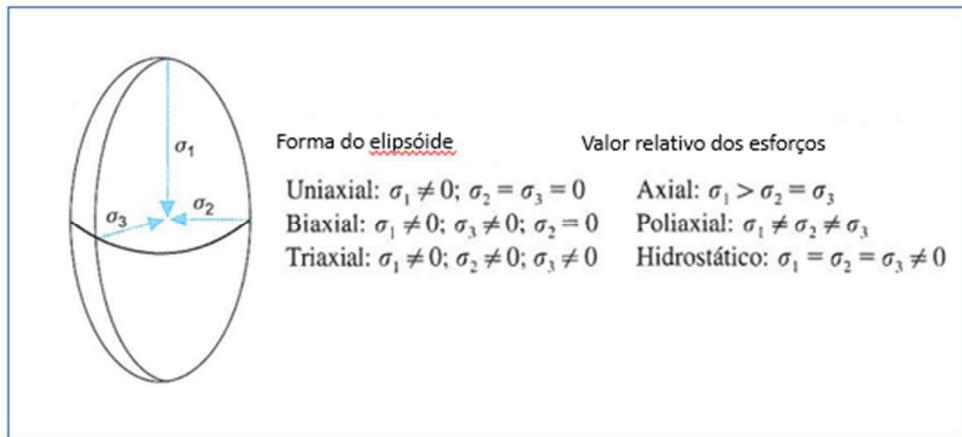


Figura 8: Elipsóide de tensões (Adaptado de Vallejo et al. 2002).

A resistência à compressão simples σ_{cm} é o máximo esforço que suporta a rocha submetida à compressão uniaxial $\sigma_2 = \sigma_3 = 0; \sigma_1 \neq 0$, geralmente determinada em laboratório, a partir de uma amostra cilíndrica, sem confinamento e dada por (Vallejo et al. 2002):

$$\sigma_{cm} = \frac{F_{max}}{A_0} \tag{9}$$

O ensaio se realiza sobre um cilindro de rocha, no qual se aplica gradualmente força axial até que ocorra a ruptura (Figura 9). Na máquina de ensaios convencionais, a variável de

controle é a força, cuja magnitude e velocidade de aplicação pode ser controlada e as deformações axiais e transversais são medidas por sensores ajustados nos corpos de prova.

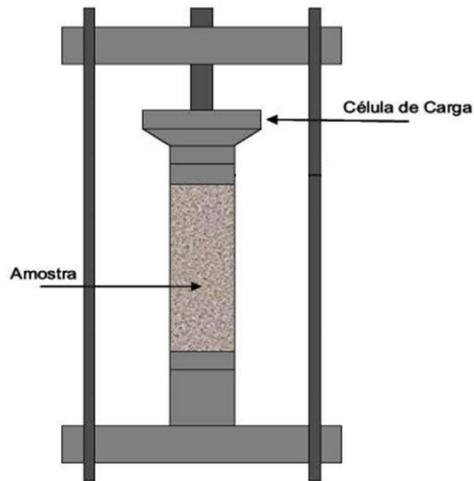


Figura 9: Representação esquemática do ensaio de compressão uniaxial (Adaptado de Silva, 2013).

Os resultados obtidos em ensaios de compressão uniaxial são influenciados por vários fatores como tamanho e forma das amostras, taxa de carregamento, porosidade e planos de fraqueza, quantidades e tipos de fluidos presentes na amostra, mineralogia, tamanho, forma e seleção dos grãos. A forma dos poros é considerada por Bourbié et al. (1987), a propriedade mais importante na determinação das propriedades elásticas das rochas, pois poros esféricos serão mais resistentes à tensão uniaxial do que poros que assumem uma forma planar.

Alguns destes fatores podem ser minimizados com algumas precauções: a relação comprimento/diâmetro da amostra de rocha deverá ser de aproximadamente 2 para 1; as bases da amostra devem ser planas e paralelas e perpendiculares ao eixo do cilindro; altas taxas de carregamento deverão ser evitadas, pois elas tendem a fornecer valores de resistência a compressão anormalmente elevados, taxas de carregamento na faixa de 0,5 a 3 MPa/s são consideradas normais e geralmente causam mudanças insignificantes nos resultados (Tiab & Donaldson, 2004). A Tabela 2 apresenta alguns valores aproximados de resistência a compressão simples para diferentes tipos de rochas.

Tabela 2: Valores de resistência a compressão uniaxial

Rocha	Resistência a compressão uniaxial σ_c (MPa)
Granito	100 - 300
Diorito	120 - 335
Basalto	80 - 350
Arenito	30 - 235
Folhelho	20 - 160
Calcário	60 - 200
Dolomita	65 - 350
Quartzito	100 - 500
Gnaisse	85 - 250

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

2.3.1 Resistência à compressão simples e o Martelo de Schmidt

O esclerômetro portátil (Figura 10) foi desenvolvido em 1948, pelo Engenheiro Suíço Ernst Schmidt, como ensaio de natureza não destrutiva da dureza superficial do concreto, como também, para avaliar a resistência de material rochoso (Ramos, 2009).

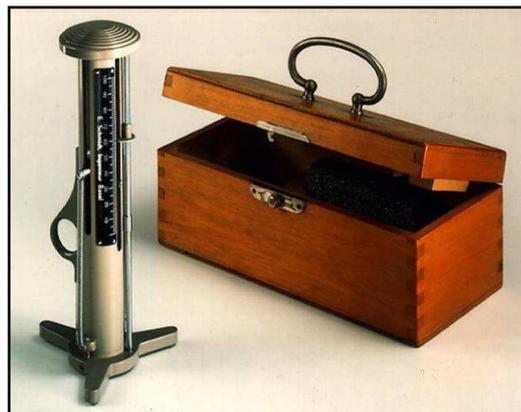


Figura 10: Modelo do martelo patenteado pelo Eng. Ernst Schmidt (Ramos, 2009).

Desta forma, a resistência à compressão simples das rochas pode ser correlacionada com a sua dureza, chamada dureza de Schmidt, conceito diferente daquele considerado nos minerais, sendo determinada através do ensaio esclerométrico.

O martelo de Schmidt ou esclerômetro (Figura 11), desenvolvido na década de 40, como um aparato para ensaios não destrutivos de concreto, vem sendo utilizado em práticas de mecânica das rochas desde 1960, principalmente para estimar valores de resistência à compressão uniaxial e módulo de Young de materiais rochosos (Aydin & Basu, 2005).

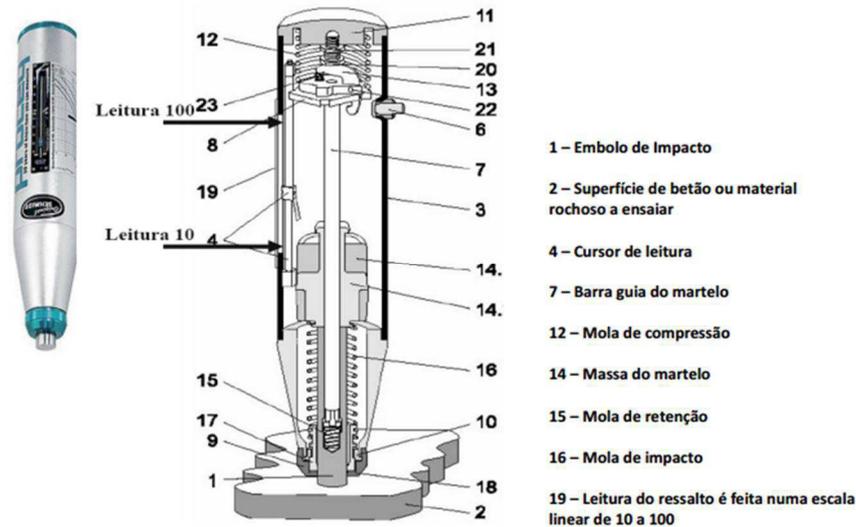


Figura 11: Martelo de Schmidt ou esclerômetro portátil: partes principais (Ramos, 2009).

O martelo de Schmidt é recomendado, por ser o ensaio índice mais simples e rápido na caracterização de materiais. Este ensaio deve ser efetuado numa superfície lisa do material, e afastado de discontinuidades, pois estas podem causar dispersão nos resultados. Pinho (2003) afirma que a grande desvantagem deste método de ensaio está relacionada com a sua falta de sensibilidade em rochas muito brandas (com o valor do rebote inferior a 10).

De acordo com Pernetá (2010), o martelo de Schmidt é um equipamento portátil que permite a medição do ressalto por aplicação de uma determinada energia à superfície do material a ensaiar. O êmbolo do martelo é colocado contra a superfície e pressionado, assim a energia que é armazenada numa mola se liberta automaticamente, originando o ressalto no martelo. Este ressalto é medido instantaneamente numa escala existente no próprio aparato, que pode ir de 10 a 100, tida como a medida da dureza (Figura 12).

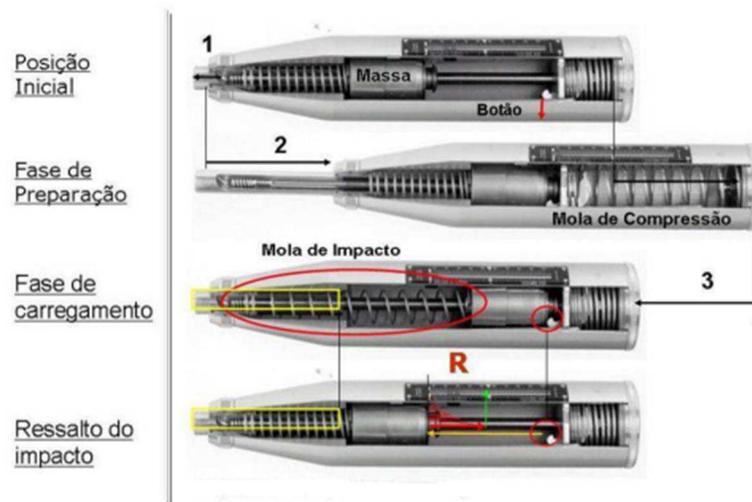


Figura 12: Exemplificação da anatomia do martelo de Schmidt e as várias fases de preparação do martelo para a realização do ensaio (Ramos, 2009).

Os modelos do martelo de Schmidt, adotados para a determinação das propriedades dos materiais rochosos, são os modelos L e N que se diferenciam por seus diferentes níveis de energia de impacto. O tipo L tem uma energia de impacto de $0,735 \text{ N/mm}^2$, sendo o martelo mais utilizado em estudos de maciços rochosos, enquanto o tipo N tem uma energia de 10 a 70 N/mm^2 , sendo mais utilizado em estudos de resistência do concreto.

Este ensaio permite estimar de forma aproximada a resistência à compressão simples, sendo aplicado fundamentalmente à matriz rochosa e também às discontinuidades e sua aplicabilidade é bastante elevada devido a sua simplicidade, não destrutibilidade, rapidez e fácil portabilidade.

A medição do ressaltado correlaciona-se com a resistência da rocha, mediante o designado ábaco de Miller, levando em conta a densidade da rocha e a orientação do martelo em relação à superfície ensaiada (Figura 13).

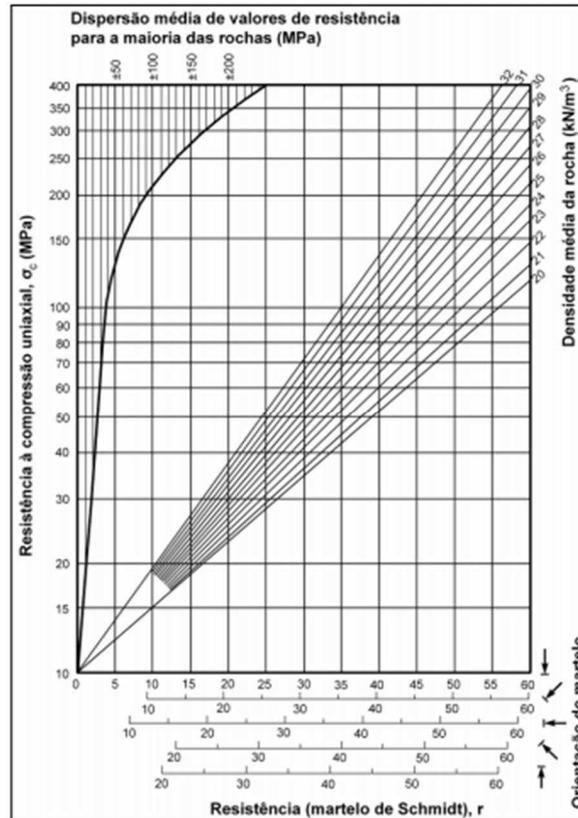


Figura 13: Ábaco de Miller para a estimativa da resistência a partir do martelo de Schmidt (Ramos, 2009).

2.3.2 Comportamento tensão-deformação e constantes elásticas estáticas

Quando um corpo é submetido ao carregamento, este sofrerá deslocamento ou deformação, o que significa que qualquer ponto no corpo será alterado para outra posição. Deformação é normalmente quantificada a partir da dimensão original e pode ser definida como (Aadnoy & Looyeh, 2010):

$$\epsilon = \frac{\Delta L}{L_0} \quad (10)$$

Onde ϵ é a deformação, ΔL é a dimensão deformada e L_0 é a dimensão inicial.

A magnitude da deformação depende tanto da estrutura a ser deformada, quanto da magnitude da tensão aplicada, podendo ocorrer a deformação normal e/ou cisalhante (Figura 14). No primeiro caso, a deformação ocorre ao longo de um eixo, já a deformação cisalhante envolve dois ou três eixos cartesianos, isto é, promove uma interação entre os eixos.

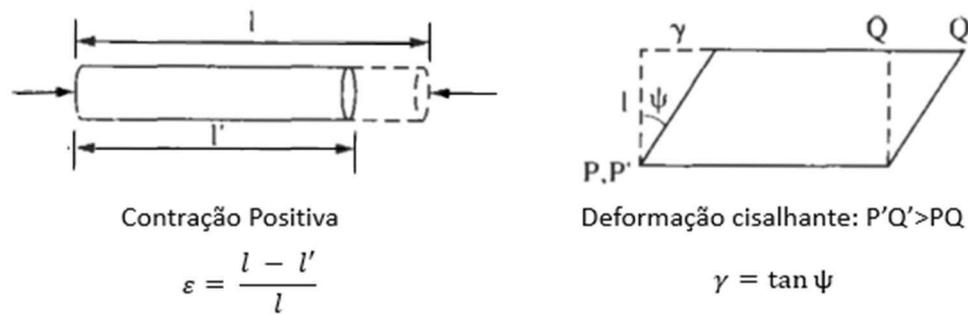


Figura 14: Deformação normal e cisalhante (Hudson & Harrison, 1997).

A teoria da elasticidade é uma metodologia que cria uma relação linear entre a força imposta (tensão) e a deformação resultante para a maioria dos materiais que sejam totalmente ou parcialmente elásticos. A aplicação desta teoria é de grande importância no design de estruturas feitas por ação humana, como também, para manter a integridade e a estabilidade de sistemas naturais perturbados pelo homem (Aadnoy & Looyeh, 2010).

De acordo com Tiab & Donaldson (2004), a relação entre tensão () e deformação () para rochas em reservatórios de petróleo é influenciada por vários fatores, como a composição e litologia das rochas, grau de cimentação e alteração, tipo de material cimentante, quantidade e tipos de fluidos nos espaços porosos, compressibilidade da matriz rochosa e fluidos, porosidade, permeabilidade, temperatura e pressão nos reservatórios.

O comportamento tensão-deformação de um corpo é definido pela relação entre os esforços aplicados e as deformações produzidas e faz referência a como se deforma e como varia o comportamento do material rochoso, ao longo da aplicação da carga ou, de outra forma, como varia a resistência do material para determinados níveis de deformações, ou seja, o comportamento antes de chegar à ruptura, a forma em que se produz a ruptura e o comportamento após a ruptura. Seu estudo é conduzido a partir de ensaios, em que se aplicam forças compressivas e se registram as curvas esforço-deformação ao longo das diferentes etapas do processo.

O comportamento antes de chegar a ruptura, ou seja, antes de alcançar a resistência de pico ou esforço máximo, apresenta-se nas curvas tensão-deformação, como uma parte ascendente, o que representa um comportamento linear ou elástico para a maior parte das rochas, como observado na Figura 15 (a). No campo de deformações elásticas, ao se retirar a força aplicada, se recuperam as deformações e a amostra volta a sua configuração inicial. A partir de determinado nível de deformações, a rocha não pode manter o comportamento elástico, chegando ao ponto em que começa a produzir deformações dúcteis ou plásticas, onde

se abandona a relação linear entre o esforço e a deformação. Este ponto, caracterizado por uma inflexão da curva esforço-deformação, é denominado como limite de elasticidade e a resistência correspondente se denota σ_y . A partir deste ponto, a rocha pode manter deformações importantes antes de chegar ao limite de sua resistência (σ_p)

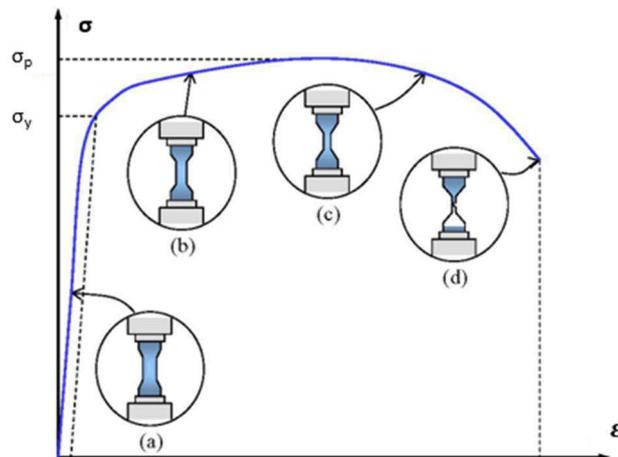


Figura 15: Comportamento tensão-deformação típico de materiais submetidos a carregamento compressivo: (a) deformação elástica, (b) deformação plástica inicial, (c) completa deformação plástica, (d) fraturamento devido a deformação plástica (Adaptado de Aadnoy & Looyeh, 2010).

Para determinada carga ou força, os esforços gerados superam a resistência do material rochoso, se alcançam deformações inadmissíveis e então, ocorre a ruptura, sendo possível neste ponto, registrar o valor da máxima resistência à compressão simples ou uniaxial σ_{p1} . Em função da resistência da rocha e das relações entre os esforços aplicados e as deformações produzidas, a ruptura pode responder a diferentes modelos, como uma ruptura frágil (instantânea ou violenta) ou ruptura dúctil (progressiva).

A Figura 16 mostra o comportamento tensão-deformação de uma rocha submetida à compressão uniaxial, em que se distinguem cinco regiões (Silva, 2013):

Região I) região de comportamento inelástico, onde as deformações plásticas predominam sobre as deformações elásticas, ocorrendo o fechamento das microfissuras e de alguns poros. Há rearranjo dos grãos com a diminuição do volume da amostra;

Região II) fase de comportamento elástico, ocorrendo deformação dos poros e compressão dos grãos em uma razão aproximadamente linear;

Região III) fase de propagação estável da fissura. O volume do corpo de prova, inicialmente reduzido pelo fechamento de poros e fissuras e pelo rearranjo dos grãos, começa

a aumentar devido a formação e ao desenvolvimento de novas fissuras. As relações tensão-deformação passam a ser não lineares;

Região IV) o ponto C corresponde ao ponto de escoamento da rocha, em um nível correspondente a este ponto, a amostra pode apresentar volume maior que o volume inicial (dilatância). A partir do ponto C, as fissuras são consideradas instáveis, ou seja, continuam a se propagar, cessado o carregamento. O ponto D corresponde ao ponto de tensão máxima (de ruptura);

Região V) desenvolvimento contínuo de fraturas.

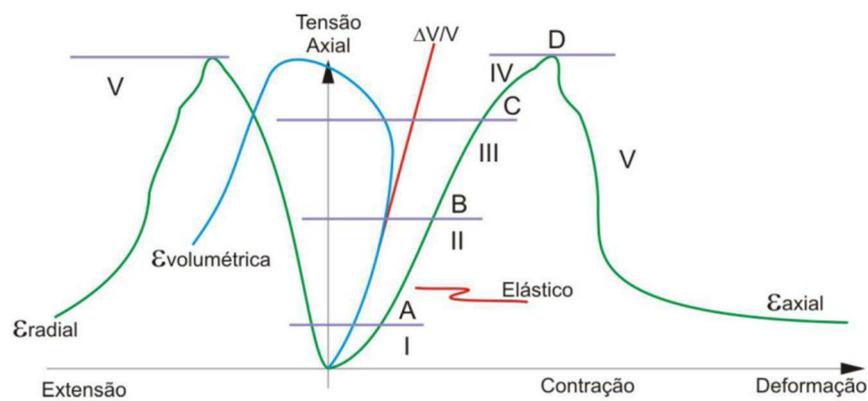


Figura 16: Curva tensão-deformação típica em ensaios de compressão uniaxial e triaxial (Silva, 2013).

De acordo com Jaeger et al. (2007), o comportamento no qual a deformação aumenta linearmente com a tensão, pode ser representado pela seguinte equação:

$$\sigma = E \epsilon \quad (11)$$

Esta equação define a Lei de Hooke onde E , conhecido como Módulo de Young, pode ser entendido como uma medida da oposição da rocha à deformação linear causada pela tensão aplicada (Soares, 1992).

A aplicação de tensão distensiva sobre um corpo em certa direção, provoca expansão da amostra na direção da tensão aplicada e contração nas direções perpendiculares, já se a tensão aplicada for compressiva σ_c , ocorre uma contração da amostra na direção da tensão aplicada e expansão nas direções perpendiculares (Figura 17).

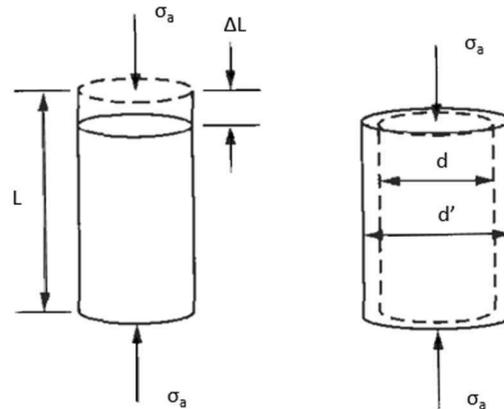


Figura 17: Deformações produzidas por tensão compressiva (Hudson & Harrison, 1997).

De acordo com Hudson & Harrison (1997) o coeficiente de Poisson (ν) é uma constante elástica definida como a razão entre a deformação sofrida pelo corpo na direção perpendicular à tensão aplicada, ou deformação transversal (Δd) e a deformação ao longo da direção paralela à tensão aplicada, ou deformação axial (ΔL):

$$\nu = \frac{\Delta d}{\Delta L} \quad (12)$$

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

As constantes elásticas, módulo de Young e coeficiente de Poisson, definem as características de deformação elástica estática da rocha e podem ser obtidas por meio das curvas tensão-deformação resultantes do ensaio de compressão simples (Figura 18).

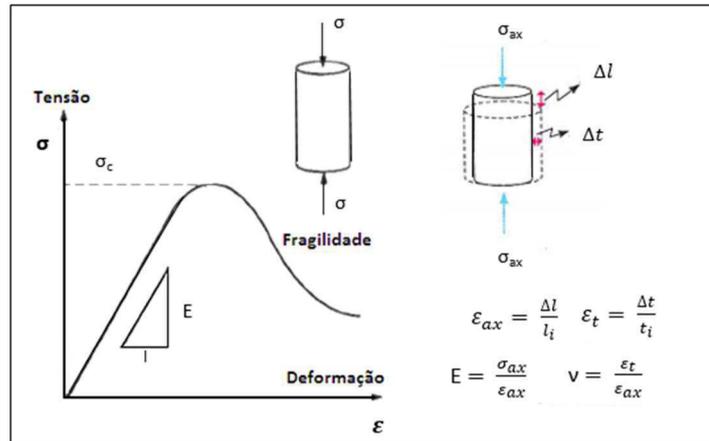


Figura 18: Curva tensão-deformação obtida do ensaio de compressão uniaxial (Adaptado de Vallejo et al. 2002).

Como comentado por Silva (2013), a Sociedade Internacional de Mecânica das Rochas (International Society for Rock Mechanics - ISRM) recomenda três métodos para obtenção do Módulo de Young (Figura 19 a 21): Módulo médio ou inclinação da porção reta da curva; Módulo tangente ou inclinação da curva em um ponto determinado da mesma (geralmente a 50% da resistência de pico); Módulo secante ou inclinação da linha reta que une a origem da curva com a resistência máxima.

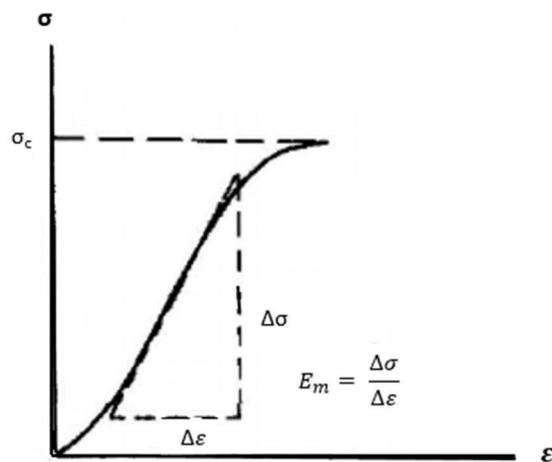


Figura 19: Módulo de elasticidade médio (Adaptado de Silva, 2013).

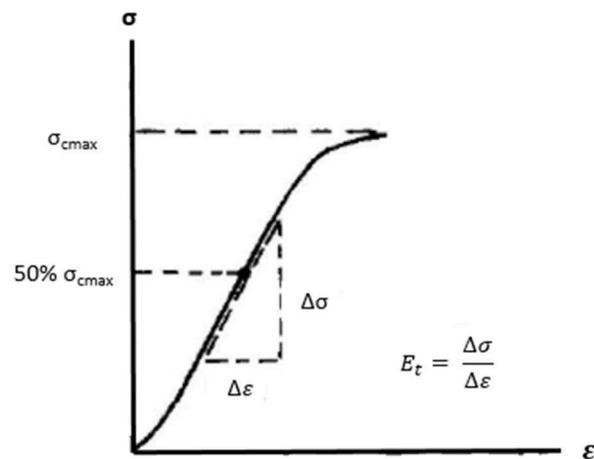


Figura 20: Módulo de elasticidade tangente a 50% da tensão de ruptura (Adaptado de Silva, 2013).

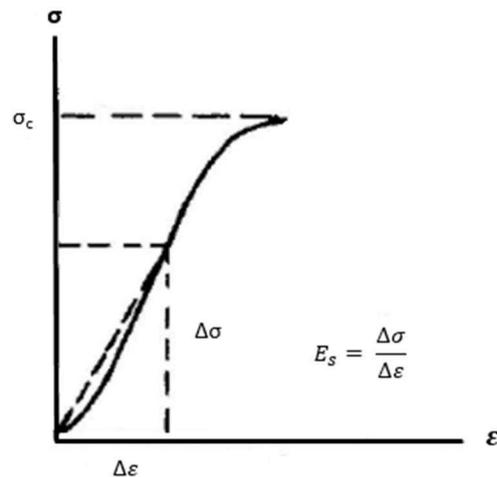


Figura 21: Módulo de elasticidade secante a 50% da tensão de ruptura (Adaptado de Silva, 2013).

Na Tabela 3, observam-se valores do módulo estático para diferentes rochas que se apresentam em faixas mais frequentes, quanto a sua variação devido às diversas propriedades físicas (porosidade, estrutura mineral, cimentação, dentre outras) e ao caráter anisotrópico de algumas rochas.

Tabela 3: Valores de módulos de elasticidade estáticos.

Rocha	Módulo de Young (10^4 MPa)
Granito	2 - 8
Diorito	0,2 - 2
Basalto	3 - 10

Arenito	0,3 - 6
Folhelho	0,6 - 4
Calcário	1,5 - 9
Dolomita	0,4 - 5,1
Quartzito	2,2 - 10
Gnaisse	1,7 - 8,1

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

Além do módulo de Young e da razão de Poisson, há ainda como parâmetro elástico, o módulo de rigidez ou cisalhante G , o qual é uma medida da resistência que um corpo apresenta à deformação angular quando submetido a tensão cisalhante ou tangencial (Soares, 1992):

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} = \frac{E}{2} \quad (13)$$

Mais uma importante constante elástica das rochas é o módulo de incompressibilidade K , também chamado de módulo de volume ou módulo *bulk*, o qual está relacionado à tensão necessária para provocar a deformação volumétrica sobre o corpo e pode ser definido como (Soares, 1992):

$$K = \frac{\Delta p}{\Delta V / V_0} \quad (14)$$

Onde Δp é a variação na pressão hidrostática, ΔV a variação no volume e V_0 é o volume original.

Os módulos de rigidez e de volume estão relacionados com o módulo de Young e com a razão de Poisson por (Hawkes & Mellor, 1969):

$$G = \frac{E}{2(1 + \nu)} \quad (15)$$

$$K = \frac{E}{3(1 - 2\nu)} \quad (16)$$

2.4 VELOCIDADE SÍSMICA E CONSTANTES ELÁSTICAS DINÂMICAS

Quando um elemento infinitesimal de um meio sofre uma deformação, este distúrbio é transmitido aos outros elementos da sua vizinhança e a continuidade deste efeito permite a propagação de ondas no meio. Estas ondas se caracterizam pelo transporte de energia através da vibração das partículas do meio em torno de suas posições de equilíbrio.

Como apresentado por Soares (1992), há dois mecanismos principais de transmissão de energia através das ondas elásticas, a onda compressional P, que se propaga através de deslocamentos das partículas do meio na mesma direção da sua propagação, ou seja, por movimentos de compressão-dilatação e a onda cisalhante S, na qual as partículas se deslocam perpendicularmente à direção de sua propagação, ou por cisalhamento (Figura 22).

As propriedades elásticas dinâmicas são determinadas com a propagação de um pulso através das rochas, que pode ser feito em laboratório ou in situ.

A velocidade com que as ondas compressoriais V_p e cisalhantes V_s se propagam em uma amostra de rocha seca ou saturada é medida em laboratório, através do ensaio de velocidade sônica. O ensaio consiste em transmitir ondas longitudinais e transversais por meio de compressão ultrassônica e pulsos sônicos respectivamente e medir as velocidades correspondentes a partir dos tempos de chegada de cada onda.

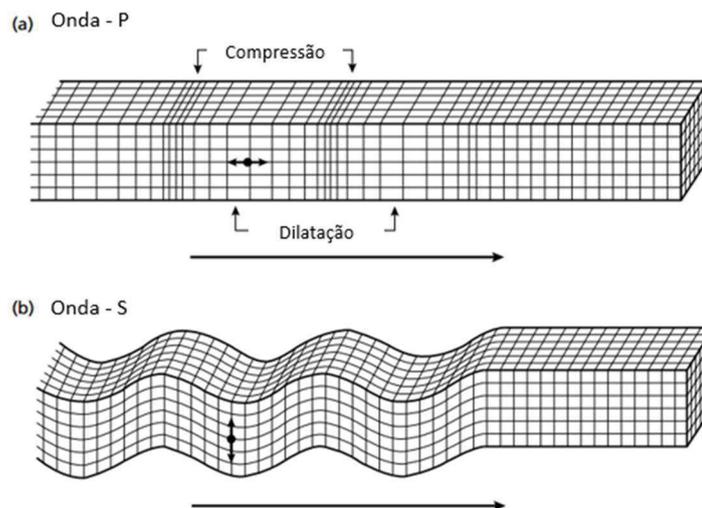


Figura 22: Deformações elásticas e movimentos de partículas associados à propagação das ondas P e S (Adaptado de Kearey et al., 2002).

Considerando a propagação de ondas em meio elástico linear isotrópico, as equações 17 e 18 definem as velocidades de propagação das ondas elásticas (Bourbié et al. 1987):

$$\rho_b = \frac{\rho(1 + 2\nu)}{1 - \nu} \quad (17)$$

$$\rho_b = \rho(1 + \nu)/[1 - 2\nu] \quad (18)$$

Onde ν e ρ denominam-se coeficientes de Lamé ($\nu = \nu$) e definem o comportamento de sólidos isotrópicos (Bourbié et al. 1987):

$$\nu = \frac{\rho}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)} \quad (19)$$

$$\rho = \frac{\rho}{2(1 + \nu)} \quad (20)$$

As constantes elásticas dinâmicas, coeficiente de Poisson (ν), módulo de Young (E), módulo volumétrico (K) e módulo de cisalhamento (G), podem ser calculados a partir das velocidades V_p e V_s e a partir da densidade total da amostra, ρ_b , de acordo com a teoria da elasticidade (Bloch et al. 1994):

$$\nu = \frac{\rho_b/V_p^2 - 2}{2\rho_b/V_p^2 - 1} \quad (21)$$

$$\rho = \frac{\rho_b^2/V_p^2 - 4\rho_b^2/V_s^2}{\rho_b^2/V_p^2 - \rho_b^2/V_s^2} \quad (22)$$

$$\rho = \frac{1}{3} \rho_b^2 - \frac{4}{3} \rho_b^2/V_s^2 \quad (23)$$

$$\rho = \frac{1}{3} \rho_b^2 \quad (24)$$

A velocidade das ondas sísmicas está relacionada com as características mecânicas do material, sua resistência e deformabilidade. O valor de V_p , além de correlacionar-se

linearmente com a deformabilidade da rocha, é indicativo de sua qualidade, ao estar associado com propriedades como a porosidade e a resistência à compressão simples. Para as rochas, esta velocidade varia entre 1000 e 6000 m/s, sendo que para rochas alteradas é possível obter valores menores que 900 m/s (Vallejo et al. 2002).

A Tabela 4 mostra as relações mais comuns entre os parâmetros elásticos e sua relação com as velocidades compressionais e cisalhantes.

Tabela 4: Relações entre os parâmetros elásticos.

Parâmetro	Conhecidos		
	ν, α	ν, β	$\alpha_{ct}, \beta_h, \beta_c$
ν	ν	$\frac{9\alpha\beta}{(\alpha + 3\beta)}$	$\frac{\alpha_{ct}\beta_c^2(3\beta_h^2 - 4\beta_c^2)}{\beta_h^2 - \beta_c^2}$
α	$\frac{\nu}{3(1 - 2\nu)}$	α	$\alpha_{ct}(\beta_h^2 - \frac{4}{3}\beta_c^2)$
β	$\frac{\nu}{2(1 + \nu)}$	β	$\alpha_{ct}\beta_c^2$
β_h	ν	$\frac{3\alpha - 2\beta}{2(3\alpha + \beta)}$	$\frac{\beta_h^2 - 2\beta_c^2}{2(\beta_h^2 - \beta_c^2)}$
β_c	$\frac{\nu(1 - \nu)}{\alpha(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	$\frac{(\alpha + \frac{4}{3}\beta)}{\alpha_{ct}}$	β_c^2
β_{ct}	$\frac{\nu}{2\alpha(1 + \nu)}$	$\frac{\nu}{\alpha_{ct}}$	β_{ct}^2

Fonte: Adaptado de Mavko et al. (1998)

2.4.1 Velocidade e porosidade

A equação de Wyllie revela uma simples relação entre velocidade e porosidade para amostras saturadas, direcionada principalmente, para arenitos e rochas sedimentares (Bourbié et al., 1987):

$$\frac{1}{\alpha} = \frac{\alpha}{\alpha_{fl}} + \frac{1 - \alpha}{\alpha_{ro}} \quad (25)$$

Onde α é a porosidade, α_{ro} a velocidade de rochas saturadas, α_{fl} a velocidade no fluido e α_{ro} a velocidade na matriz rochosa. Esta equação indica que se for conhecido o tipo de rocha, o fluido saturante e a medida de velocidade, a porosidade poderá ser calculada. A Tabela 5 mostra valores de velocidades na matriz para as três maiores famílias de rochas.

Tabela 5: Velocidades compressivas na matriz rochosa.

	α_{ro} (m/s)
Arenitos	5480 - 5950
Calcários	6400 - 7000
Dolomitos	7000 - 7925

Fonte: Adaptado de Bourbié et al., 1987.

A relação mostrada na equação 25 não leva em conta a geometria de poros e aplica-se em arenitos consolidados, mas não se ajusta bem a arenitos não consolidados. Desta forma, como citado por Ushirobira (2004) foi proposta uma nova equação que supera essa limitação e que é dada por:

$$\alpha = (1 - \alpha)^2 \alpha_{fl} + \alpha \alpha_{ro} \quad \alpha_{ro} < 35\% \quad (26)$$

Na Figura 23, observa-se a redução no tempo de viagem da onda P com o decréscimo da porosidade, o que indica, portanto, que a velocidade de propagação da onda diminui com a presença de espaços vazios na rocha.

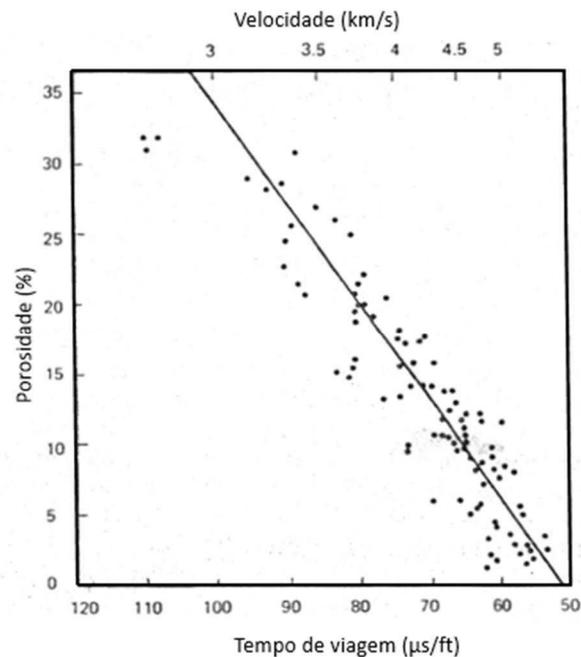


Figura 23: Relação entre porosidade e velocidade compressional para arenitos. Comparação entre medidas de laboratório e a equação de Wyllie (Adaptado de Bourbié et al., 1987).

Quando uma amostra de rocha se encontra completamente saturada, torna-se mais difícil a compressão dos poros, causando o aumento da velocidade da onda P, o que não ocorre com as ondas S, já que o líquido não apresenta influência em suas velocidades (Bourbié et al., 1987).

A geometria dos poros é também muito importante quanto à influência na velocidade de propagação das ondas elásticas. Uma porosidade pequena constituída de fissuras finas e chatas pode exercer grande efeito sobre as velocidades, pois tais fraturas são muito sensíveis a tensões normais em suas faces, deformando-se facilmente nesta direção. Se a mesma quantidade de porosidade é contida em poros esferoidais, o efeito sobre a velocidade é mínimo devido à rigidez que esta geometria confere ao espaço poroso. De acordo com Vasquez (2000), muitos modelos descrevem o comportamento sísmico de rochas baseando-se em distribuições de razão de achatamento dos poros ou em parâmetros de distribuição de fraturas.

2.4.2 Velocidade e densidade

As densidades das rochas encontradas em bacias sedimentares variam relativamente pouco em comparação com as velocidades. A Figura 24 mostra uma relação experimental

entre velocidade da onda P para amostras saturadas e densidades, onde é possível observar que a velocidade de propagação da onda se eleva com o aumento da densidade da rocha.

A curva observada na Figura 24, pode ser aproximada através da seguinte equação (Bourbié et al., 1987):

$$V_p = 0.31 \rho^{0.25} \quad (27)$$

Onde ρ é a densidade em g/cm^3 e, V_p a velocidade da onda P em m/s.

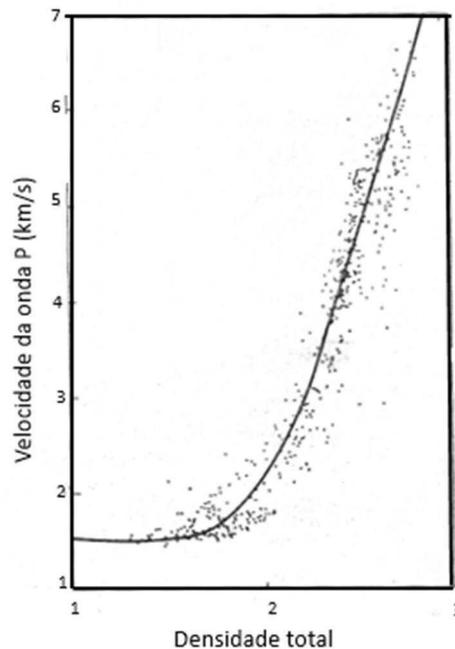


Figura 24: Relação entre velocidade compressional e densidade para vários tipos de rochas sedimentares (Adaptado de Bourbié et al., 1987).

2.4.3 Velocidade e mineralogia

De acordo com Vasquez (2000), a mineralogia afeta as velocidades através dos módulos de incompressibilidade e de cisalhamento da matriz (parte sólida) da rocha como também, através da cimentação e estrutura dos seus poros. Cimentos de quartzo e carbonatos, materiais com altos valores de densidade em torno de $2,65$ e $2,7 \text{ g/cm}^3$, produzem maiores velocidades que cimentos de argilas, pois estas atuam como `amortecedores` devido a sua menor rigidez.

De acordo com dados experimentais, as relações entre V_p , V_s , porosidade ϕ e conteúdo volumétrico de argila ω são (Bourbié et al., 1987):

$$\frac{V_p}{V_s} = 2.4 - 8.6\phi - 5.8\omega \quad (28)$$

$$\frac{V_p}{V_s} = 2.1 - 6.3\phi - 3.7\omega \quad (29)$$

Na Figura 25, é possível observar a redução da velocidade da onda P com o aumento da porosidade e do conteúdo de argila presente em uma amostra de rocha.

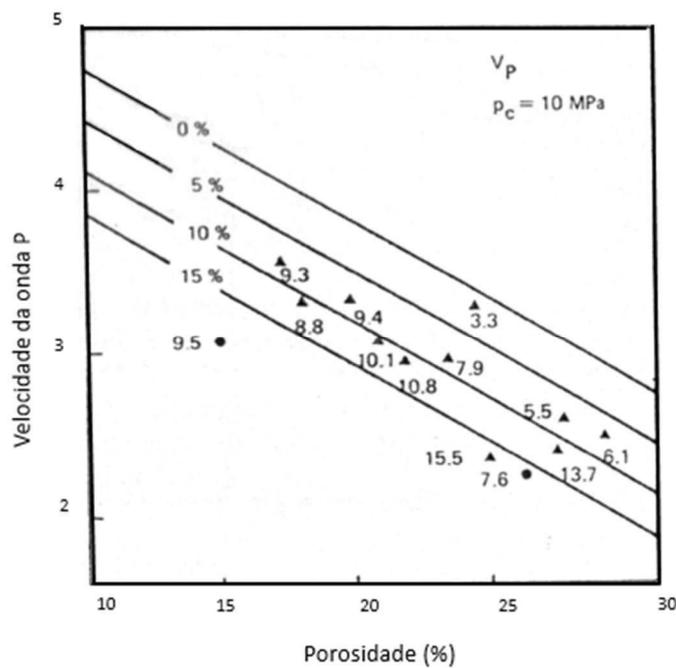


Figura 25: Relação entre velocidade compressional e o conteúdo de argila como função da porosidade para rochas secas (Adaptado de Bourbié et al., 1987).

A relação entre as velocidades compressional e cisalhante, costuma ser utilizada como indicador de litologia, tanto que algumas pesquisas, baseando-se em rochas consolidadas de diversas porosidades, concluíram que arenitos limpos apresentam razão V_p/V_s entre 1,6 e 1,7 enquanto calcários apresentam o valor de 1,9 e dolomitas 1,8 (Vasquez, 2000).

2.4.4 Velocidade e compactação

Segundo Bourbié et al. (1987), a deposição das rochas em bacias sedimentares gera processos de compactação devido à pressão litostática. Compactação é o decréscimo na

porosidade devido ao efeito da pressão de soterramento. O conhecimento do processo de compactação e as variações das medidas de velocidade com a profundidade fornece uma ideia das características geológicas de uma camada ou um grupo de camadas investigadas. A equação 30 define uma lei empírica desenvolvida a partir da análise de algumas medidas de velocidades em amostras de seções de folhelhos e areias, mostrando a relação entre velocidade compressiva e profundidade (Figura 26).

$$V_p = 2.5 \sqrt{Z} + 1.5 \tag{30}$$

Onde, Z é a profundidade em metros; V_p , constante igual a 46.6 para as amostras analisadas; V , velocidade das ondas compressivas em m/s e T , a idade dos sedimentos em anos.

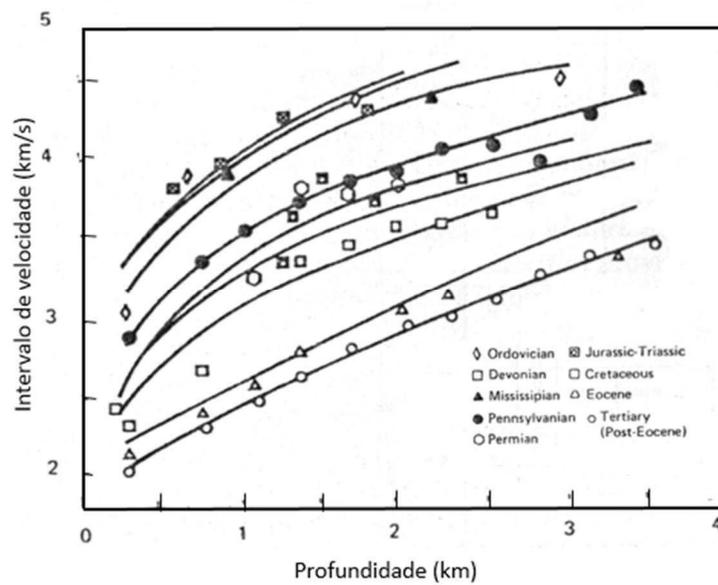


Figura 26: Relação entre velocidade compressional e profundidade para diferentes séries geológicas (Adaptado de Bourbié et al., 1987).

2.4.5 Velocidade e resistência à compressão uniaxial

De acordo com alguns estudos desenvolvidos por Ohkubo & Terasaki (1977) foi estabelecida uma relação entre velocidade e resistência à compressão uniaxial (σ_1) representada pela seguinte equação:

$$\sigma_1 = 10 V_p^2 / 2.5 \tag{31}$$

Ao estabelecer esta relação e estimar a resistência das rochas com base em suas medidas de velocidades, é importante considerar o tipo de rocha e as estruturas presentes, tais como falhas, juntas e poros, pois como é possível observar na Figura 27, ocorre maior dispersão dos resultados em determinada faixa do gráfico, principalmente na região que abrange as rochas com maior resistência, como rochas ígneas, o que pode ser justificado pela maior influência de juntas latentes ou planos de cisalhamento nos valores de resistência à compressão uniaxial.

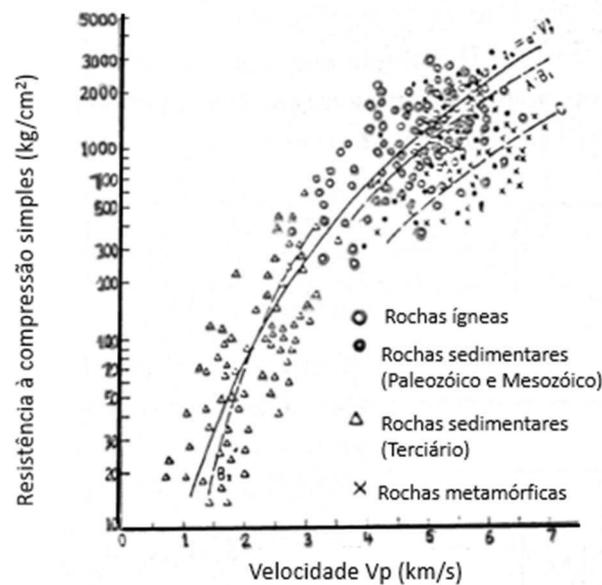


Figura 27: Relação entre V_p e resistência à compressão uniaxial (Adaptado de Ohkubo & Terasaki, 1977).

A Figura 28 fornece uma primeira impressão da correlação entre propriedades elásticas e a resistência à aplicação de uma força (Schön, 2011).

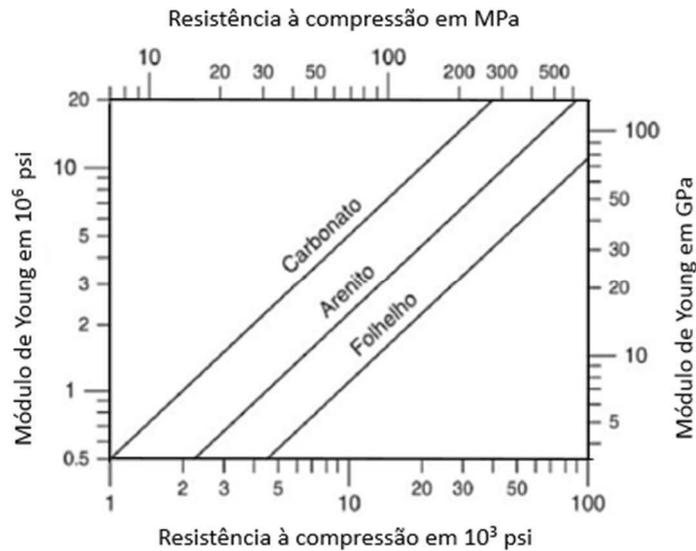


Figura 28: Relação entre Módulo de Young e resistência a compressão simples (Schön, 2011).

Chang et al. (2006) realizaram uma análise comparativa de diferentes correlações entre resistência à compressão uniaxial (UCS) e intervalo de trânsito de ondas elásticas, módulo de Young e porosidade, obtidas de ensaios de laboratório em amostras de arenito, folhelho e carbonato. As Figuras 29 a 31 mostram a relação estabelecida entre resistência uniaxial com o intervalo de trânsito de ondas elásticas e com o módulo de Young derivado das velocidades elásticas para as três litologias citadas, onde observa-se que apesar da considerável dispersão, a resistência à compressão uniaxial apresenta relação direta com o módulo de Young e inversa com o tempo de trânsito.

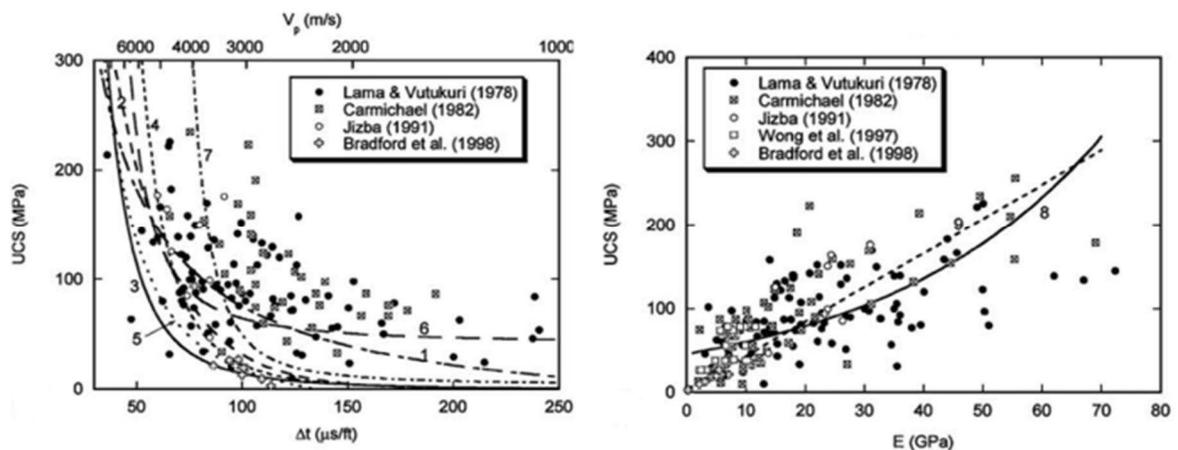


Figura 29: Relação da resistência à compressão uniaxial com o intervalo do tempo de trânsito ou velocidade da onda P e com o Módulo de Young para arenitos (Chang et al. 2006).

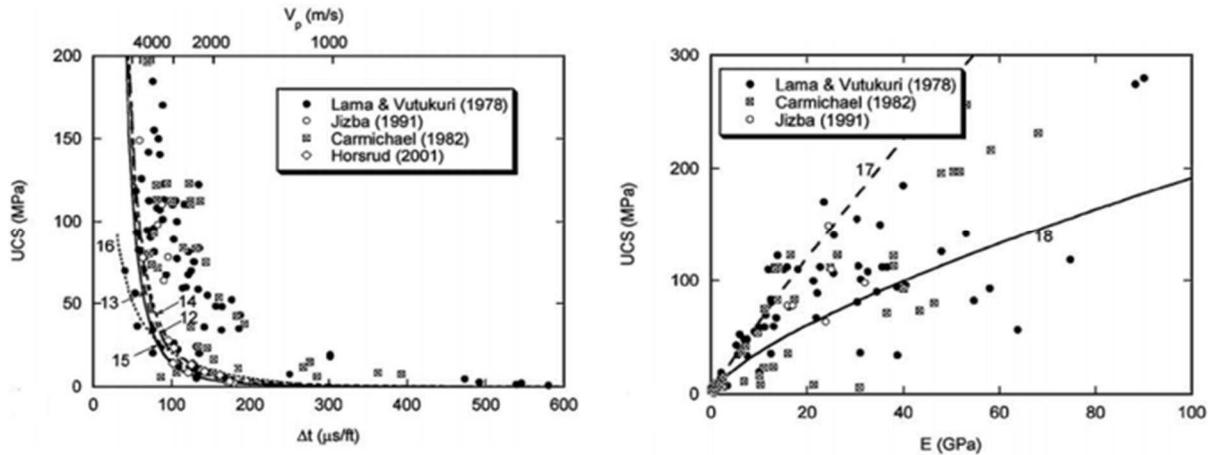


Figura 30: Relação da resistência à compressão uniaxial com o intervalo do tempo de trânsito ou velocidade da onda P e com o Módulo de Young para folhelhos (Chang et al. 2006).

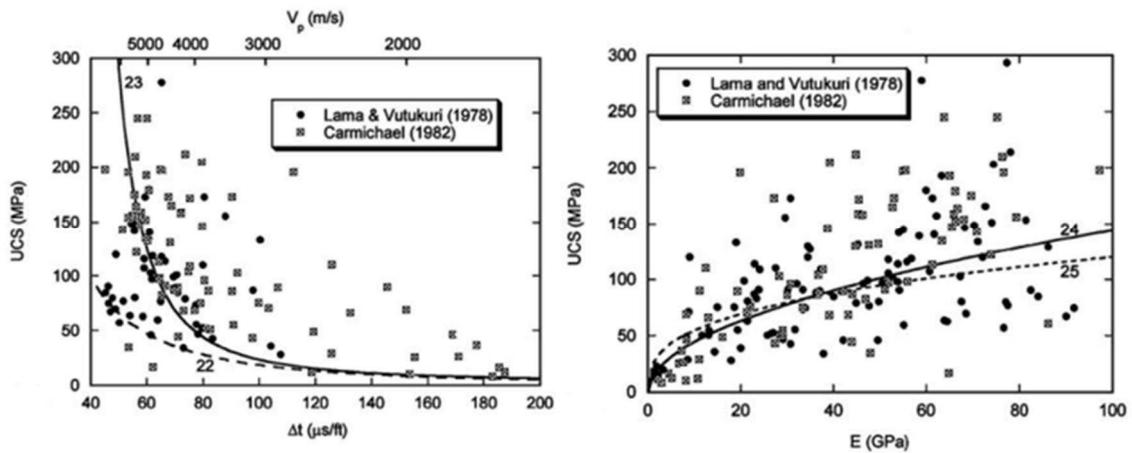


Figura 31: Relação da resistência à compressão uniaxial com o intervalo do tempo de trânsito ou velocidade da onda P e com o Módulo de Young para carbonatos (Chang et al. 2006).

2.5 PERFILAGEM

De acordo com Silva (2013), a perfilagem geofísica de poço pode ser usada para investigar as propriedades mecânicas das rochas, permitindo identificar problemas de estabilidade de poço, produção de areia, fraturamento hidráulico e reativação de falha.

Os perfis de poços definem as rochas em função das propriedades elétricas (resistividade elétrica ou potencial elétrico natural), acústicas (velocidade de propagação ou tempo de trânsito das ondas sonoras) e radioativas (radioatividade natural ou induzida). Os perfis mais utilizados são baseados na resistividade, no potencial espontâneo, na radioatividade e nas velocidades sônicas (Kearey et al., 2002).

As técnicas de perfilagem são empregadas na investigação de poços perfurados para a exploração de hidrocarbonetos, pois fornecem importantes propriedades *in situ* de possíveis rochas-reservatório, como também, na exploração hidrogeológica.

As propriedades geológicas que podem ser obtidas por perfilagem de poços são espessura e litologia da formação, porosidade, saturação de água ou hidrocarbonetos, mergulho das camadas e temperatura.

De acordo com Bloch et al. (1994), a perfilagem geofísica fornece as velocidades de propagação das ondas elásticas P e S, nas rochas que circundam o poço de petróleo. O processamento dos tempos de trânsito dessas ondas permite a obtenção dos parâmetros de elasticidade das rochas, como o módulo de Young e a razão de Poisson. As vantagens da obtenção dos parâmetros elásticos através da perfilagem são a rapidez e economicidade do método, a alta taxa de amostragem em profundidade, além do fato da medida ocorrer *in situ*.

Dentre as técnicas de perfilagem citadas, duas são relevantes para esta pesquisa, tais como a perfilagem por radiação gama natural e a perfilagem sônica, já que através destes perfis, algumas amostras de folhelhos e arenitos para análise petrofísica e geomecânica foram selecionadas.

A ferramenta de raios gama mede a radioatividade natural das formações, com base no decaimento dos átomos entre isótopos, acompanhada por emissão de partículas α , β e γ e geração de calor (Flores et al., 2003). Desta forma, o perfil de raios gama mede a radioatividade natural das formações, revelando o conteúdo de sequências argilosas devido à concentração de elementos radioativos presentes nos minerais argilosos dos folhelhos, já que estas rochas sedimentares apresentam uma concentração relativamente elevada.

Minerais de argila tem grande afinidade para absorver esses elementos liberados do decaimento radioativo, enquanto que areias limpas e carbonatos tem concentrações muito menores de elementos radioativos, fazendo com que folhelhos sejam diferenciados de outros tipos de rochas por causa das diferenças no nível de radioatividade (Figura 32).

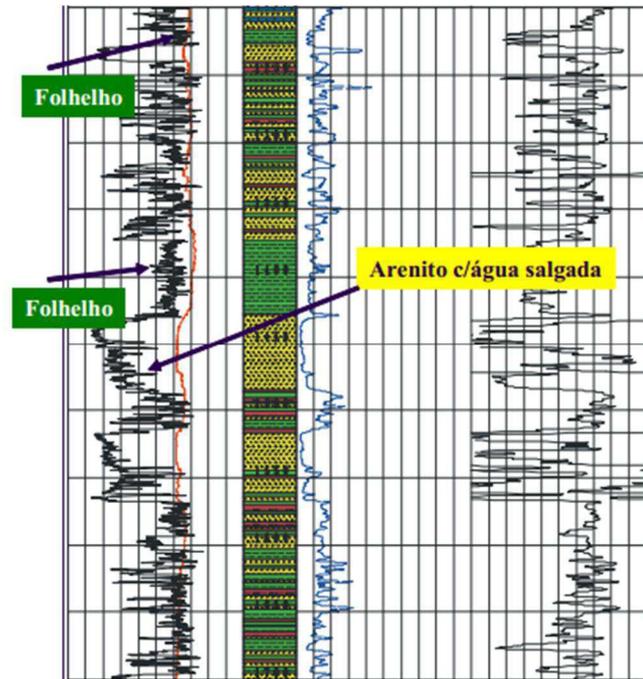


Figura 32: Arenitos e folhelhos destacados no perfil de raios gama (Flores et al., 2003).

A perfilagem sônica ou acústica determina o tempo gasto pelo som para percorrer determinado espaço da formação e a propagação das ondas acústicas nas rochas depende da porosidade, grau de compactação da rocha na matriz e do fluido dos poros, composição, tensão, temperatura, composição do fluido e textura dos grãos e poros (Silva, 2013).

A ferramenta da perfilagem sônica consiste de um transmissor de pulso sonoro e dois receptores que gravam o pulso no momento da sua passagem, dessa forma grava-se o tempo requerido para o pulso atravessar determinado trecho da formação (Figura 33).

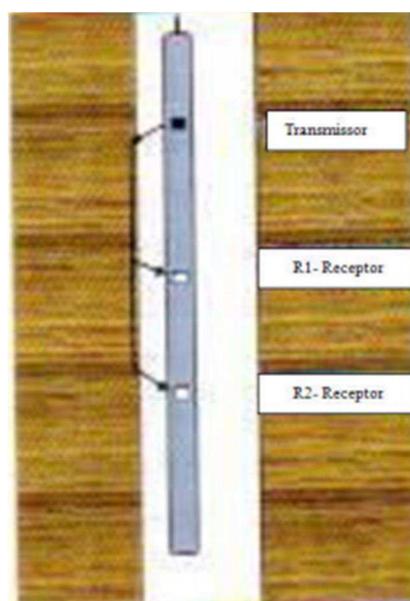


Figura 33: Esquema da ferramenta de perfilagem sônica (Silva, 2013).

De acordo com Ushirobira (2004), o tempo de trânsito depende da litologia e da porosidade da rocha, a qual pode ser estimada a partir das medições sônicas como mostrado na equação 32:

$$\phi = (\Delta T - \Delta T_{\text{fl}}) / (\Delta T_{\text{m}} - \Delta T_{\text{fl}}) \quad (32)$$

Onde,

ΔT : tempo de trânsito medido;

ΔT_{fl} : tempo de trânsito no fluido;

ΔT_{m} : tempo de trânsito na matriz rochosa.

Além de dados de porosidade e atenuação, a propagação de ondas elásticas em um poço também possibilita a interpretação sísmica e geológica, determinações de teor de hidrocarbonetos, pressão de poros, qualidade da cimentação, constantes elásticas dinâmicas e estimativa da permeabilidade (Silva, 2013).

2.6 RELAÇÃO ENTRE MÓDULOS ELÁSTICOS ESTÁTICOS E DINÂMICOS

Para o projeto e avaliação de estruturas, como abertura de túneis, perfuração de poços, fraturamento hidráulico, dentre outras, a determinação do módulo de Young torna-se indispensável para estimar a deformação da rocha e prever, portanto, seu comportamento diante dos esforços a que é submetida.

Os valores dos módulos de Young podem ser obtidos por perfilagem de poços, ensaios em laboratório com a propagação de pulsos elásticos e através de ensaios nos quais avalia-se o comportamento tensão-deformação de amostras de rochas submetidas a compressão. Estes três métodos se baseiam na teoria da elasticidade linear.

Para os dois métodos acústicos, sinais ultrasônicos são usados para o carregamento da rocha, resultando em medidas dinâmicas, pois utiliza-se de um sinal de alta frequência. Já quando os resultados são obtidos em laboratório de mecânica de rochas, por meio do comportamento tensão-deformação de uma amostra de rocha ao ser lentamente carregada, similar ao que ocorre em obras de engenharia, obtém-se medidas estáticas (Wolhart, 1992).

Normalmente os valores estáticos são diferentes dos resultados dinâmicos, sendo comum, o módulo de deformabilidade dinâmico apresentar-se maior em até dez vezes que seu correspondente estático (Ohkubo & Terasaki, 1977), o que torna seu uso direto perigoso para cálculos de engenharia, uma vez que módulos elásticos maiores estão associados a materiais mais resistentes quando submetidos a tensões. Desta forma, o módulo estático é preferido por sua maior representatividade, contudo, medidas dinâmicas são frequentemente utilizadas por serem facilmente obtidas em ensaios não destrutivos.

Uma das explicações para a diferença entre os valores estáticos e dinâmicos salienta a importância da mais fraca ligação na estrutura rochosa, a qual, no caso de grandes velocidades de aplicação de tensões, pode acabar por não participar no processo deformacional do material, aumentando assim a sua resistência. Em situações dinâmicas, as tensões são altamente localizadas, o que faz realçar a resistência da rocha numa região muito limitada do seu volume, já nas situações de carga estática, todas as partes do material rochoso participam no processo de ruptura, de modo que o mais fraco dos elementos é fator decisivo para o processo, o que acarreta uma redução no valor da resistência (Dinis et al., 2000).

Nas rochas as deformações sucedem-se sempre com determinado atraso após as tensões, já que os movimentos intergranulares e ao longo das descontinuidades não são instantâneos, o que causa as dissipações energéticas sob a forma de calor, sendo altamente dependente da velocidade de aplicação das solicitações.

Nos ensaios estáticos o volume de rocha sofre expansão e contração, causando perda ou ganho de calor, respectivamente, o que será equilibrado por transferência térmica em relação ao meio circundante. Assim, a temperatura irá se manter constante durante a solicitação estática e a deformação será isotérmica. Se a solicitação for dinâmica a expansão ou contração da rocha passa a ser adiabática e nessas mesmas condições, para a mesma tensão aplicada, existirá uma deformação menor, a qual, se a carga for retirada instantaneamente, voltará a zero pelo mesmo percurso (Figura 34).

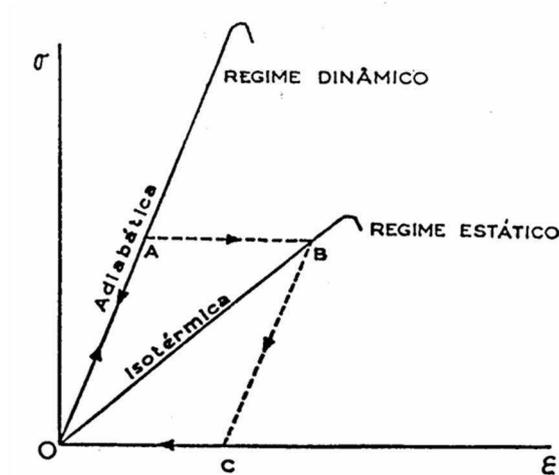


Figura 34: Curvas tensão-deformação em regimes dinâmico e estático e suas implicações termodinâmicas (Dinis et al. 2000).

Partindo da teoria da elasticidade a diferença entre módulos estáticos e dinâmicos pode ser atribuída à influência de poros e fraturas no comportamento deformacional das rochas ao serem submetidas a um carregamento axial. A dependência dos módulos com a pressão sugere que os módulos dinâmicos e estáticos mostram diferentes sensibilidades a microfissuras, as quais se encontram abertas a baixas pressões e fechadas a altas pressões.

Alguns estudos mostram que sob baixas tensões de carregamento o valor do módulo estático é geralmente muito menor que o módulo dinâmico, devido à presença de microfissuras nas rochas afetarem a deformação estática de forma diferenciada com que afetam os resultados dinâmicos, os quais são menos afetados. Já com o aumento do carregamento axial e, portanto, com o fechamento de poros e microfissuras, a diferença entre os módulos tende a diminuir.

A Figura 35 apresenta uma comparação dos módulos de Young dinâmicos e estáticos medidos para amostras provenientes da formação Travis Peak no Texas (Wolhart, 1992), sob a condição de incremento do carregamento axial. Nota-se para esta condição, o aumento no módulo estático, reduzindo assim, a sua diferença quanto aos valores do módulo dinâmico.

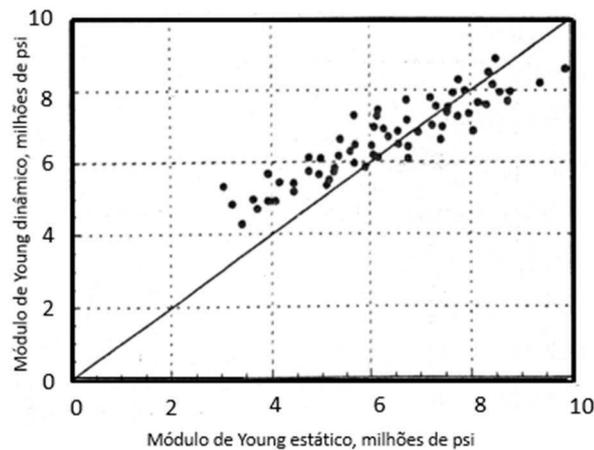


Figura 35: Comparação dos módulos de Young estáticos e dinâmicos. Valores estáticos medidos com o aumento do carregamento axial (Adaptado de Wolhart, 1992).

A Figura 36 apresenta dados medidos para as mesmas amostras da situação anterior, sob o decréscimo do carregamento axial, onde observa-se grande discrepância entre os módulos de Young estáticos e dinâmicos.

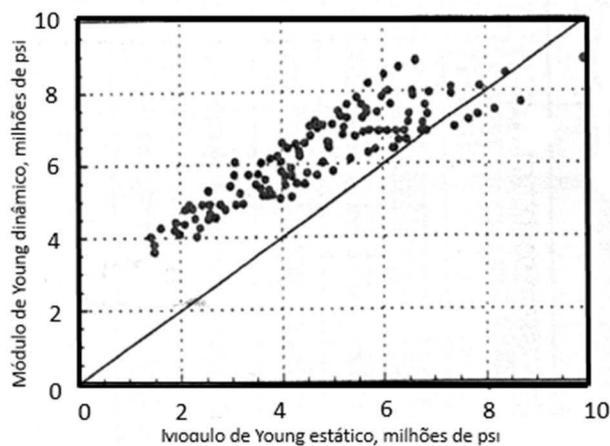


Figura 36: Comparação dos módulos de Young estáticos e dinâmicos. Valores estáticos medidos com o decréscimo do carregamento axial (Adaptado de Wolhart, 1992).

As microfissuras são consideradas contatos intergranulares de grande dimensão. Sendo cada contato constituído por vários pontos de aspereza, haveria uma viscoelasticidade intrínseca a este mecanismo de fricção. Assim, o mecanismo de fechamento e abertura dessas microfissuras explica a dependência dos módulos elásticos com a pressão. Como sob baixa pressão o número desses contatos ásperos é pequeno, os módulos também são pequenos, se comparados com os módulos obtidos à alta pressão. Essa variação com a pressão é especialmente importante no caso dos módulos estáticos, pois a amplitude de deslocamento

das partículas é muito mais relevante quando comparada ao caso dos módulos dinâmicos (Bloch et al., 1994).

A diferença também pode ser atribuída a litologia das rochas, pois em algumas análises realizadas em arenitos, sob altas tensões compressivas, os módulos são praticamente idênticos, enquanto que para amostras de folhelhos, sob mesmas condições de tensão, a discrepância entre os módulos estáticos e dinâmicos ainda é alta. Isso pode ser justificado pela presença de micro poros encontrados em amostras de folhelhos (Figura 37).

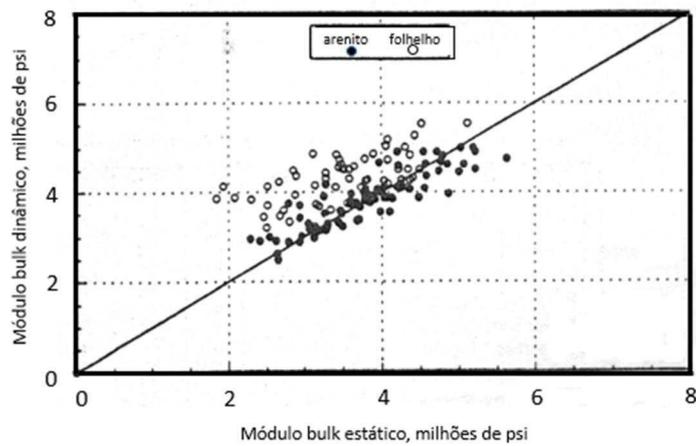


Figura 37: Influência da litologia na relação entre módulos de incompressibilidade (bulk) estáticos e dinâmicos (Adaptado de Wolhart, 1992).

3 MATERIAIS DE ESTUDO E MEDIÇÕES

Os materiais utilizados para esta pesquisa foram amostras obtidas a partir de testemunhos de sondagem, disponíveis no Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal de Campina Grande e provenientes do furo estratigráfico 1-BSB01-PB, realizado pela empresa GEOSOL, na Formação Sousa da Bacia do Rio do Peixe, com 300 metros de testemunhagem contínua vertical (Figura 38). O Anexo I apresenta mosaicos com as fotografias das oitenta e uma caixas de testemunhos recuperadas do furo 1-BSB01-PB.



Figura 38: a) Sonda montada no local do furo de sondagem 1-BSB01-PB; b) Caixas com os testemunhos do furo de sondagem disponíveis no laboratório de petrofísica da UFCG.

A locação do furo de sondagem visou testar a hipótese de que a exsudação de petróleo registrada em um sítio que se encontra na porção central da sub-bacia de Sousa, na localidade Barra de São Bento, no município de São João do Rio do Peixe, é proveniente de um reservatório localizado a sudoeste desta localidade, havendo migrado até o ponto de exsudação através de uma falha regional que corta o centro da sub-bacia de Sousa no sentido sudoeste-nordeste.

Devido a ocorrência da exsudação de petróleo e por apresentar sedimentos siliciclásticos depositados durante sua formação, a Bacia do Rio do Peixe é considerada uma fronteira exploratória de hidrocarbonetos em território brasileiro.

A Bacia do Rio do Peixe (BRP) está situada no limite dos estados da Paraíba e do Ceará, a norte do Lineamento Patos (Figura 39), com área de aproximadamente 1.315 km², fazendo parte do conjunto de Bacias Interiores do Nordeste, que compreendem um conjunto de grábem e semi-grábens originados por reativações de descontinuidades estruturais presentes no embasamento pré-cambriano (Silva, 2009).

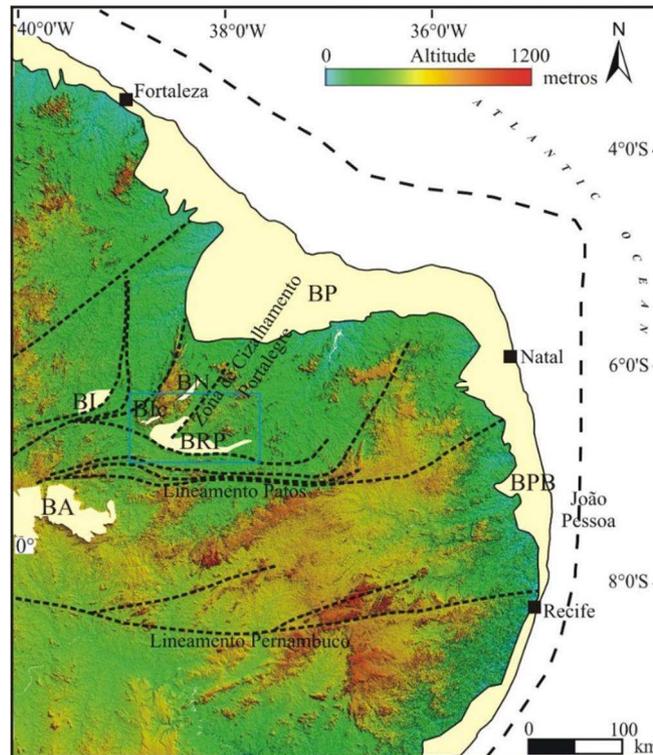


Figura 39: Localização da Bacia do Rio do Peixe.

As Bacias Interiores do Nordeste do Brasil correspondem a um conjunto de bacias sedimentares que tiveram origem a partir do preenchimento de depressões geradas pelo evento que separou os continentes Africano e Sul-americano. Nos vários modelos tectônicos propostos para gênese das bacias interiores (Szatmari et al., 1987; Conceição et al., 1988; Sénant & Popoff, 1991; Ponte & Ponte Filho, 1996), as mesmas definem o chamado trend Cariri-Potiguar, demarcando um eixo de rifteamento de direção NE-SW de idade neocomiana a barremiana, como sendo a principal estruturação responsável pela abertura e evolução destas bacias riftes.

A BRP é descrita de um modo simplificado como sendo constituída por três semi-grabens basculados para sul, representados pelas sub-bacias de Brejo das Freiras, Sousa e Pombal, controlado por três falhas principais: Malta, Portalegre e Rio Piranhas (Sénant & Popoff, 1991; Françolin et al., 1994). Estas sub-bacias são compostas por rochas sedimentares de origem terrígena a partir do Cretáceo Inferior, representadas pelas formações, do topo para a base, Rio Piranhas, Sousa e Antenor Navarro, compondo o Grupo Rio do Peixe (Figura 40).

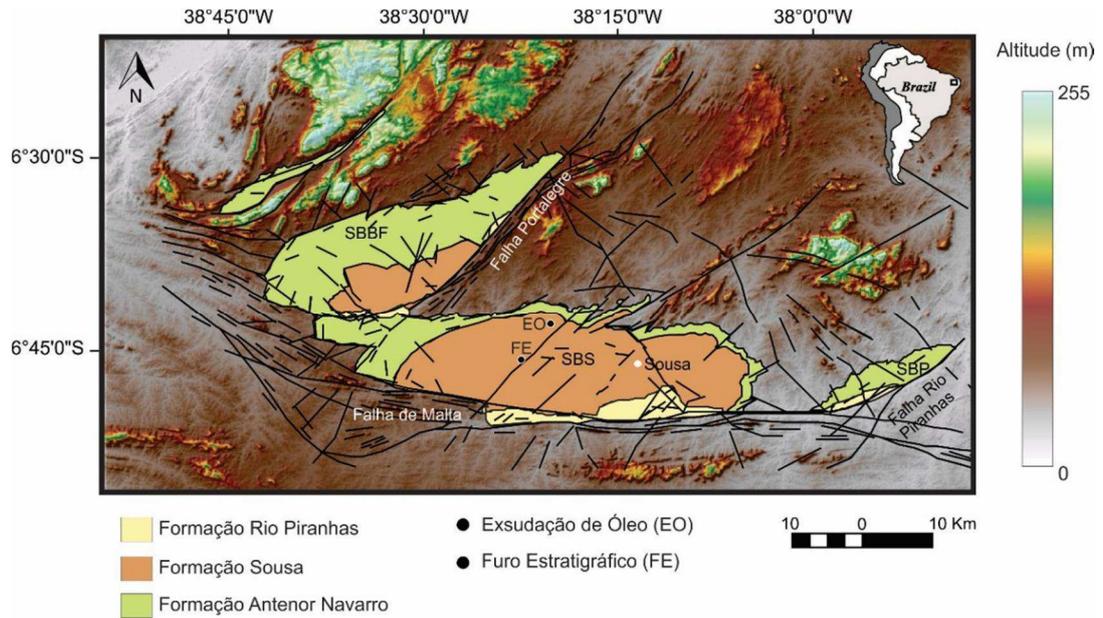


Figura 40: Mapa geológico da BRP (Silva et al., 2014).

De acordo com estudos realizados por Silva (2009) a Formação Sousa, na qual foi realizado o furo estratigráfico 1-BSB01-PB, é dominada por camadas de folhelhos vermelhos a verdes, e siltitos vermelhos intercalados com camadas de arenitos, em geral finos a médios, com níveis carbonáticos ocorrendo localmente.

Considerando a importância do estudo das rochas desta bacia sedimentar, mais especificamente da sub-bacia de Sousa, foram selecionadas amostras em 52 intervalos distribuídos ao longo dos 300 metros de testemunhos, provenientes do furo estratigráfico para análise petrofísica, como também para realizar ensaios com o martelo de Schmidt e ensaios de resistência à compressão uniaxial, visando a partir deles, obter os parâmetros deformacionais e resistentes destas rochas.

As amostras foram selecionadas de acordo com os perfis geofísicos do furo 1-BSB01-PB, realizado pela equipe de perfilagem de poços do Laboratório de Petrofísica da Universidade Federal do Rio de Janeiro, como também, baseando-se na descrição geológica dos testemunhos.

A Figura 41 mostra a suíte de perfis corridos no furo, composta das seguintes curvas:

- CAL: Caliper (diâmetro do furo em milímetros);
- GR: Raios Gama (em cps ⁻ contagens por segundo);
- LN: Resistividade normal longa (em ohm.m);
- SN: Resistividade normal curta (em ohm.m);
- SPR: Resistência pontual (em ohm);

- VP: Velocidade da onda compressional (em m/s).

Embora o furo possua profundidade máxima aproximada de 300 metros, as ferramentas de perfilagem registraram apenas até a profundidade de 212 metros. Isto provavelmente ocorreu devido ao intervalo de tempo (2 semanas) decorrido entre o término da perfuração e o início da perfilagem, causando a deformação natural que ocorre em poços abertos, ou seja, a redução de seu diâmetro em profundidade e, eventualmente, impedindo a passagem da ferramenta de perfilagem.

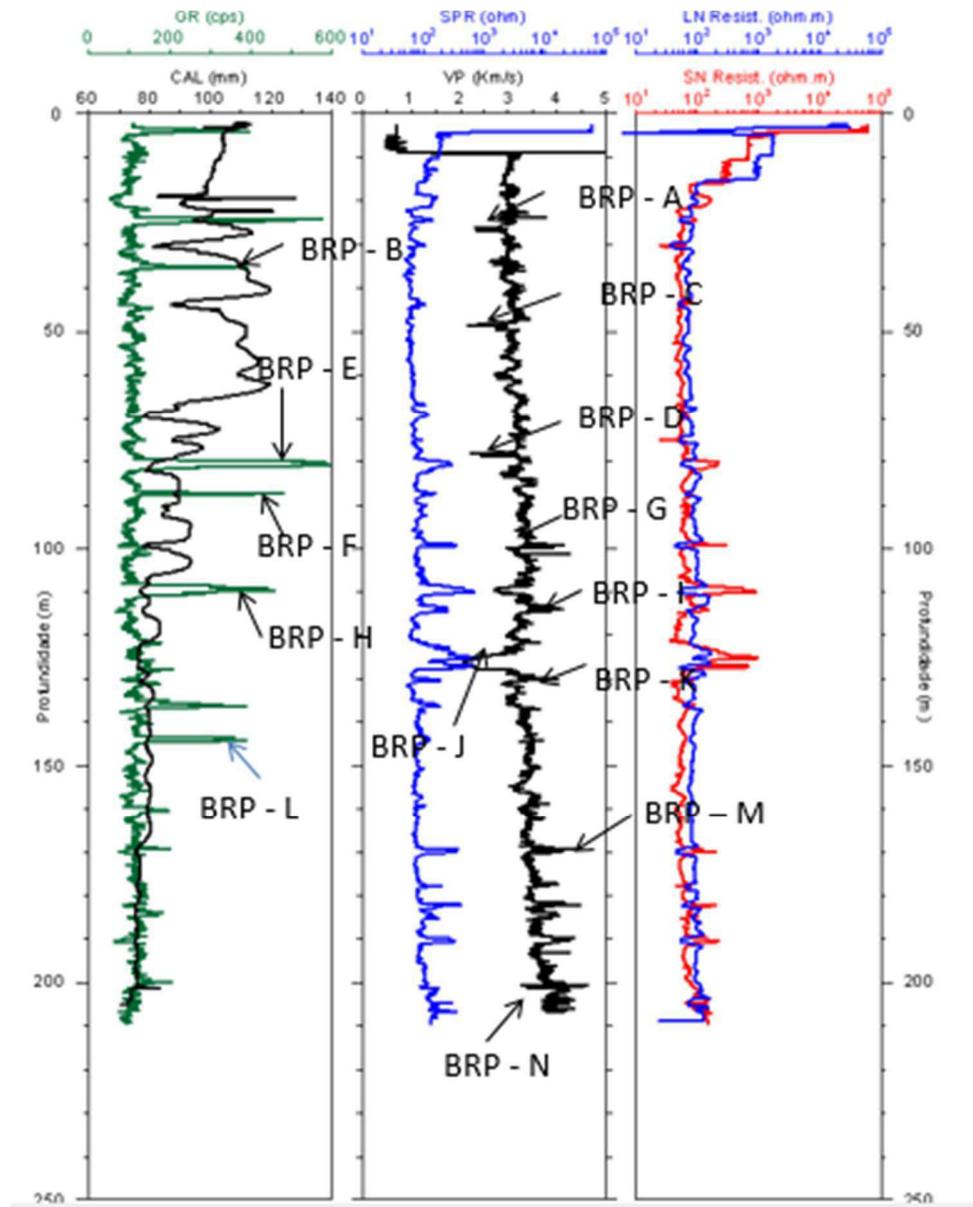


Figura 41: Amostras (BRP A-N) selecionadas de acordo com os perfis geofísicos registrados no furo 1-BSB01-PB.

Dentre os perfis mostrados na Figura 41, a seleção das amostras baseou-se nos perfis de raios gama (GR) e de velocidade da onda compressional (V_p). Estes perfis apresentam algumas características importantes como:

- O perfil de raios gama natural apresenta, em geral, baixa radioatividade em todo intervalo perfilado, o que sugere baixo teor de argila. Porém, ocorrem picos de radioatividade que sugerem a presença de níveis compactos de elevada argilosidade;
- O perfil sônico de velocidade de onda compressional apresenta valores médios crescendo com a profundidade, entre 3 e 4 km/s, o que é compatível com rochas siliciclásticas bem consolidadas e com presença de cimentação carbonática. Observam-se picos de aumento de V_p que sugerem níveis mais cimentados e picos de redução de V_p que são indicativos de níveis de maior porosidade.

Como comentado anteriormente, a seleção dos intervalos também seguiu a descrição geológica dos testemunhos realizada por Silva et al. (2014), através da qual, foram identificadas cinco fácies representadas em geral por calcilutitos (calcários argilosos consolidados), arenitos, folhelhos e marga:

- A fácies calcilutito vermelho (LTF1) é proveniente da decantação de material pelítico, arenoso e químico/biogênico em corpo aquoso raso, oxidante e salino. Em termos de estruturas sedimentares, identificou-se estrutura maciça ou microbrechada, com ocorrência de faces polidas, gretas de ressecamento e nódulos carbonáticos, algumas vezes concentrados ao longo de fraturas distensivas.
- A fácies calcilutito cinza (LTF2) possui origem deposicional relacionada à decantação de material pelítico e químico/biogênico em ambiente redutor, anóxico e de baixa energia. Como estruturas sedimentares, se observam camadas intercaladas siltico/arenosas e calcilutito vermelho, com laminações cruzadas e marcas de ondulação.
- A fácies LTF3 é caracterizada pela presença de camadas de arenito fino intercaladas aos calcilutitos cinza e vermelho, formadas por eventos deposicionais como correntes torrenciais e depósitos de inundação fluvial, apresentando como principais estruturas sedimentares estratificações cruzadas acanaladas, estruturas de liquefação e estruturas de sobrecarga. Além disso,

nesta fácies são encontradas regiões nas quais há saturação de óleo, como também bandas de deformação que barram a passagem de fluidos.

- A fácies LTF4 compreende folhelhos negros, por vezes calcíferos e rochas ricas em fósseis e matéria orgânica. Alguns intervalos correspondentes a esta fácies apresentam fraturas que permitem o fluxo de óleo, onde o mesmo se encontra como betume.
- A fácies LTF5, ou marga, consiste em carbonato argiloso, onde são observadas lâminas de argilito intercaladas com carbonato na direção de acamamento, porosidade secundária proveniente de dissolução, como também fraturas e poros com preenchimento carbonático.

Apesar de terem sido selecionadas 52 amostras, apenas 34 seguiram para os ensaios petrofísicos e geomecânicos. Isto ocorreu por alguns problemas operacionais na preparação das amostras, visto que a grande maioria são rochas argilosas, extremamente delicadas quanto ao seu manuseio.

Vale salientar que não foi possível utilizar uma mesma amostra para todos os ensaios realizados, já que cada ensaio apresenta suas condições específicas, principalmente no que diz respeito às dimensões dos corpos de prova. Mas visando não prejudicar a comparação entre os resultados obtidos, a seleção de amostras para cada ensaio foi feita em intervalos bem próximos, mantendo assim, as mesmas características faciológicas comentadas anteriormente.

3.1 ENSAIOS PETROFÍSICOS E MEDIÇÕES DAS CONSTANTES ELÁSTICAS DINÂMICAS

Para medições de porosidade e de densidade e para ensaios de propagação de ondas sísmicas, realizados no Laboratório de Petrofísica da UFCG, foram utilizados plugues cilíndricos com uma polegada e meia de diâmetro e cerca de 5 centímetros de comprimento, aproximadamente (Figura 42).

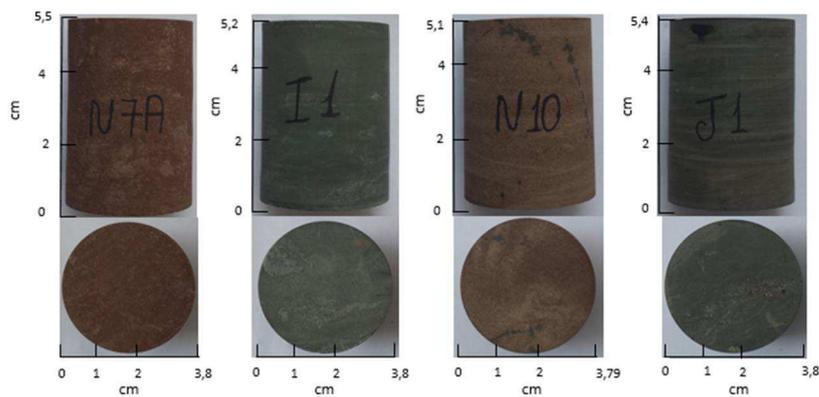


Figura 42: Plugues confeccionados para a realização de ensaios petrofísicos: porosidade e velocidade de propagação de ondas elásticas. As amostras representam da esquerda para direita: calcilito vermelho, calcilito cinza, arenito e folhelho negro.

Na preparação dos plugues, foram utilizados equipamentos tais como serra (Figura 43.a), plugadeira de bancada (Figura 43.b), usada para obter plugues no diâmetro adequado e retificadora (Figura 43.c) para o acabamento final das extremidades das amostras, deixando-as com faces planas e paralelas.

As extremidades das amostras de rocha recebem este acabamento a fim de atingir o perfeito acoplamento dos plugues aos cabeçotes metálicos dos equipamentos de análise. Na câmara de propagação de ondas elásticas, com o perfeito acoplamento, evita-se a ocorrência de perda de amplitude das ondas causadas por acoplamento irregular. Já no permoporosímetro, o bom acabamento dos plugues é necessário para medições precisas de volume de poros e, portanto, da porosidade e da densidade de grãos.



Figura 43: Equipamentos utilizados para preparação das amostras: a) Serra; b) Plugadeira de bancada; c) Retificadora de plugues.

Após o preparo os plugues são submetidos à secagem em estufa a uma temperatura de 80°C por 24 horas, pesados em uma balança eletrônica semi analítica e, em seguida, medidos o comprimento e o diâmetro com paquímetro digital.

3.1.1 Medição da porosidade

As medições de porosidade foram realizadas no permoporosímetro a gás Ultraporperm500, equipamento que utiliza do método da porosimetria por expansão gasosa e com o auxílio de um *matrix cup* foi possível estimar a porosidade, sob pressão ambiente, a partir da medição do volume de grãos da amostra (Figura 44).



Figura 44: Equipamento utilizado para a medição da porosidade: a) Permoporosímetro; b) *Matrix cup*.

O volume de grãos é medido pela expansão do nitrogênio contido em uma câmara no interior do permoporosímetro. Nesta câmara, de volume conhecido V_1 , mede-se a pressão P_1 na qual o gás se encontra comprimido. Em seguida permite-se que o gás se expanda através de uma conexão ao copo matriz, de volume V_2 também conhecido, o qual contém o plugue. Após a estabilização da expansão do gás, mede-se a pressão P_2 . A queda de pressão dada pela diferença $P_1 - P_2$ é proporcional ao volume V ocupado pelo gás: $V = V_1 + V_2 - V_G$, onde V_G é o volume de grãos do plugue. Aplicando a Lei de Boyle e considerando que V_G é a única incógnita, este parâmetro pode ser determinado de forma direta.

A diferença entre o volume de grãos e o volume total do plugue, consiste no seu volume de vazios. Para calcular a porosidade basta determinar a razão entre o volume de vazios e o volume total.

Uma vez que a amostra se encontra seca, pode-se assumir que a massa de sua fase sólida corresponde à massa medida, sendo a densidade de grãos dada pela razão entre a massa da amostra e o seu volume de grãos. Com a porosidade e a densidade de grãos pode-se estimar a densidade total desprezando a densidade do ar que preenche os poros da rocha. Alternativamente pode-se calcular a densidade total simplesmente como a razão entre a massa e o volume total da amostra.

3.1.2 Medições da velocidade sônica e constantes elásticas dinâmicas

Os ensaios de propriedades elásticas foram realizados utilizando o equipamento Autolab500[®] que determina os valores de velocidades de propagação das ondas P e S pela medição do tempo de trânsito ao longo do comprimento axial dos plugues.

Com este equipamento é possível realizar ensaios sob condições controladas de pressão confinante, de poros, temperatura e saturação fluida. Neste trabalho, o sistema de pressão de poros foi mantido aberto para pressão ambiente, assim como a temperatura e a pressão confinante variou entre 5 e 40 MPa, em passos de 5 MPa.

O sistema de medida das velocidades da onda P (V_P) e ondas S (V_{S1} e V_{S2}) consiste basicamente de uma parte mecânica e uma parte eletrônica (Figura 45).

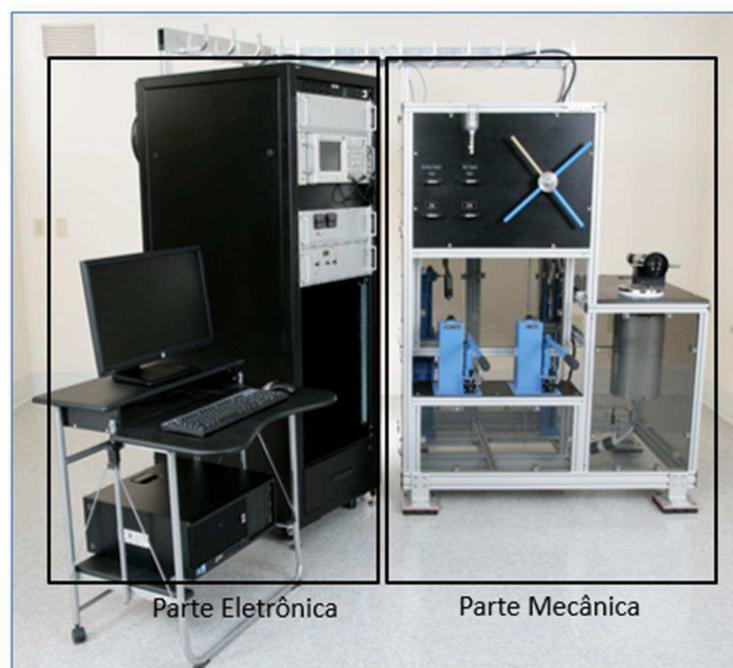


Figura 45: Equipamento utilizado para medição das propriedades elásticas: Autolab500[®].

A parte mecânica é composta por um sistema de bombeamento hidráulico e por um recipiente de medida, o vaso hidráulico, no qual são montados os cabeçotes metálicos de medida que fazem a ligação com a parte eletrônica do sistema. Dentro dos cabeçotes há transdutores para a emissão e recepção do sinal elétrico, e entre os quais a amostra é inserida (Figura 46).

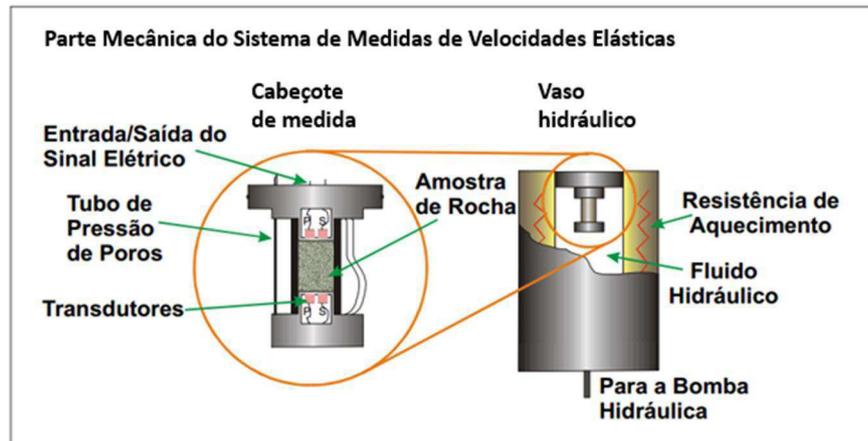


Figura 46: Esquema ilustrativo da parte mecânica do sistema de medidas de velocidades elásticas em amostras de rochas. Modificado de Abreu (2010).

Os transdutores que se encontram no cabeçote geram, separadamente, uma onda compressional P e duas ondas cisalhantes S1 e S2, com direções de polarização mutuamente ortogonais e perpendiculares ao eixo do plugue, a uma frequência central de 750 kHz (Figura 47).

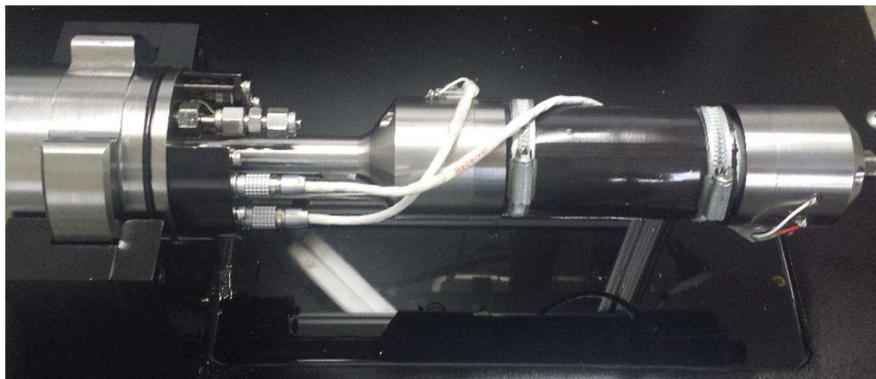


Figura 47: Amostra inserida entre cabeçotes. Cabeçote de medida utilizado nos ensaios, no qual são geradas uma onda compressional e duas cisalhantes ortogonalmente polarizadas.

A parte eletrônica (Figura 48) possui um gerador de funções e um amplificador de potência que fornece um sinal elétrico para um transdutor, o qual transforma o sinal eletrônico

em vibração mecânica, compressional ou cisalhante. Após percorrer a amostra de rocha, a vibração mecânica é recebida por outro transdutor, que a converte em sinal elétrico. O sinal elétrico do receptor é analisado em um osciloscópio (Figura 49), de onde as formas de onda são armazenadas em computador para análises posteriores.

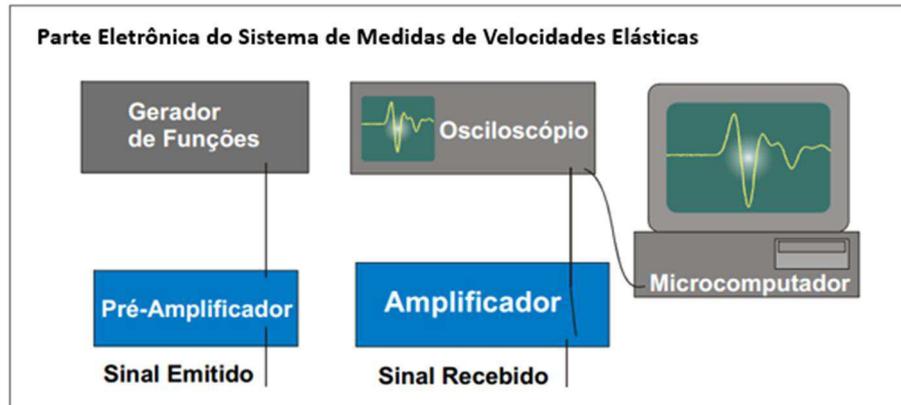


Figura 48: Esquema ilustrativo da parte eletrônica básica do sistema de medidas de velocidades elásticas em amostras de rocha. Modificado de Abreu (2010).

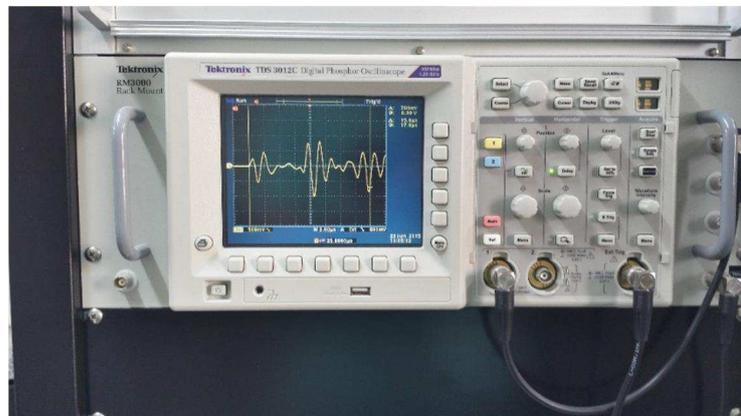


Figura 49: Osciloscópio que registra os sinais das ondas P, S₁ e S₂.

Com os comprimentos e tempos de trânsito das amostras, as velocidades de propagação das ondas são obtidas pela divisão entre estes parâmetros. O tempo efetivamente gasto pela onda para percorrer apenas a amostra Δt é igual ao tempo observado no osciloscópio diminuído do tempo do sistema ou tempo de atraso $t_{\text{intrínseco}}$, onde $t_{\text{intrínseco}}$ é o tempo gasto pelo sinal na parte eletrônica e nos cabeçotes metálicos quando não há nenhuma amostra inserida no sistema, ou seja, é o tempo intrínseco ao sistema (Figura 50).

A medida do tempo de trânsito foi realizada através da leitura do tempo da primeira quebra, evento que ocorre no início do primeiro pico ou vale da onda. Este é o tempo da primeira energia oscilatória que atravessa a amostra.

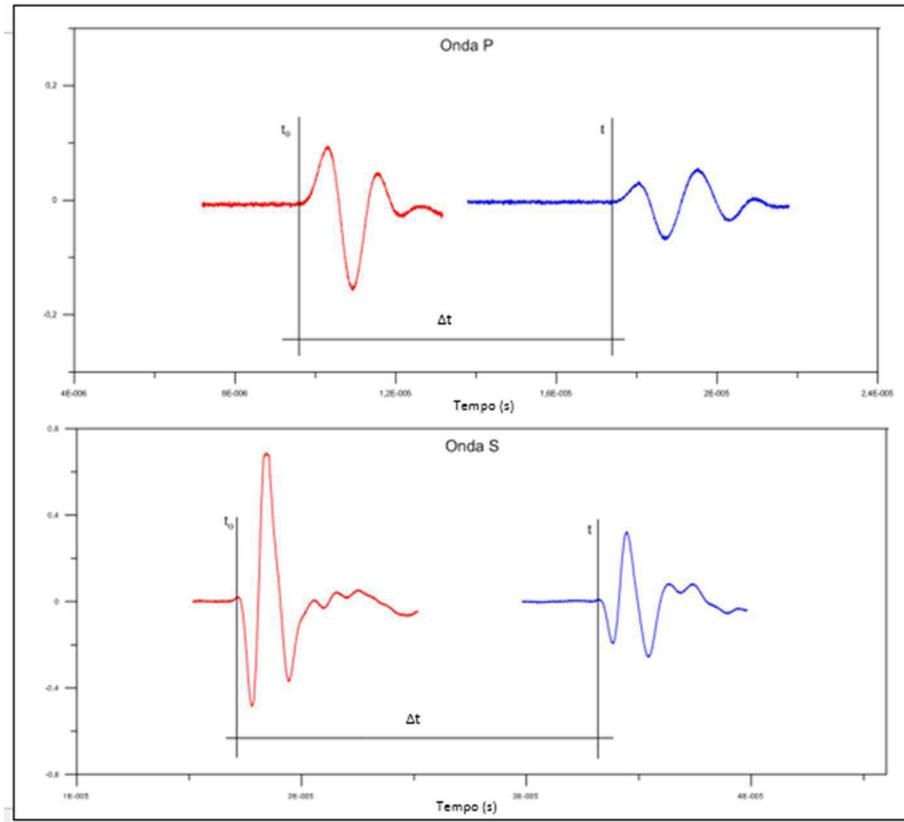


Figura 50: Formas de onda compressional (P) e de cisalhamento (S) capturadas no osciloscópio, correspondentes ao tempo do sistema (em vermelho) e de uma amostra submetida a uma pressão hidrostática de 40 Mpa (em azul).

A partir das velocidades de propagação das ondas e da densidade total dos plugues são calculados os módulos elásticos, como módulo de elasticidade (E), módulo de cisalhamento (G), incompressibilidade (K) e razão de Poisson (ν), de acordo com as equações 21 a 24.

3.2 ENSAIOS MECÂNICOS COM A UTILIZAÇÃO DO MARTELO DE SCHMIDT

Os corpos de prova utilizados nos ensaios com o martelo de Schmidt foram preparados utilizando apenas a serra, equipamento mostrado na Figura 43.a, deixando-os com comprimento de aproximadamente 3 centímetros e mantendo o diâmetro de 5 centímetros dos testemunhos de sondagem (Figura 51).

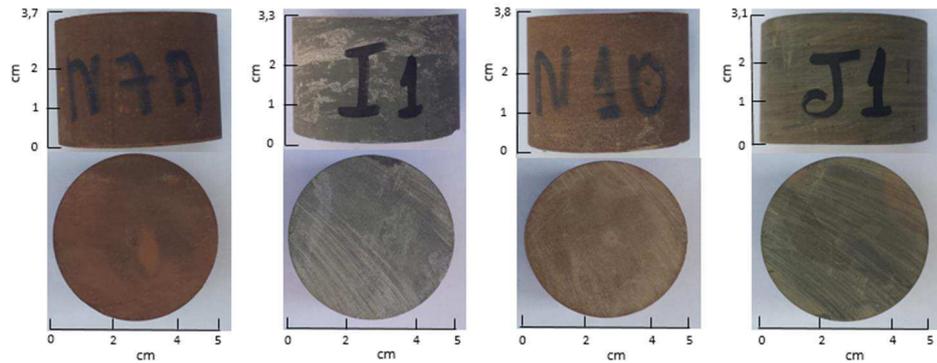


Figura 51: Amostras confeccionadas para a realização de ensaios com o martelo de Schmidt. As amostras representam da esquerda para direita: calcilutito vermelho, calcilutito cinza, arenito e folhelho negro.

Como comentado por Aydin & Basu (2005), algumas normas sugerem que quando os ensaios forem realizados em testemunhos, estes devem apresentar um diâmetro de 54,7 milímetros ou mais e que os impactos sejam efetuados com distância entre eles, de no mínimo uma vez o diâmetro do êmbolo do martelo, a mesma distância que deve ser mantida das bordas da amostra, evitando desta forma a dissipação da energia do impacto.

Recomenda-se ainda que a amostra seja firmemente fixada ao longo de uma ranhura, em uma base de aço, com no mínimo 20 kg e que sejam realizados pelo menos 10 impactos ao longo de todo o cilindro de rocha (Figura 52).

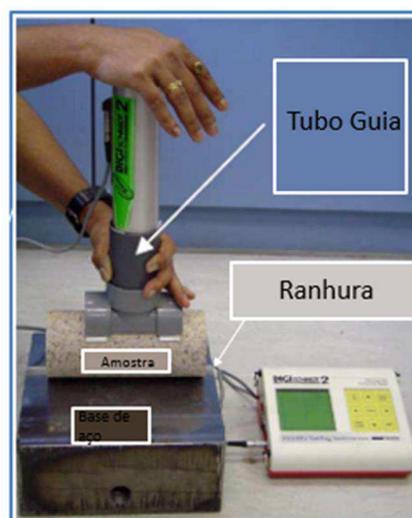


Figura 52: Recomendação para utilização do martelo de Schmidt em laboratório (Aydin & Basu, 2005).

Buscando seguir as recomendações estabelecidas, na primeira tentativa foram realizados ensaios seguindo estas recomendações, porém, como grande parte das rochas

analisadas neste trabalho apresentam estruturas planares, os valores obtidos pelo rebote do martelo não foram significativos, ou melhor, os resultados obtidos foram nulos, já que o impacto foi realizado na mesma direção do plano de fraqueza da amostra.

A fim de evitar este problema, novas amostras foram preparadas com diâmetro e comprimento em torno de 5 e 3 centímetros respectivamente, para que pudessem então, receber o impacto perpendicularmente ao plano de fraqueza quando colocadas em uma base de aço com aproximadamente 20 kg (Figura 53).



Figura 53: a) amostra posicionada na base de aço; b) amostra recebendo o impacto do martelo de Schmidt.

Foi selecionado um intervalo dos testemunhos de sondagem e a partir deste, foram confeccionados em média 10 plugues que representavam uma amostra, ou seja, 34 intervalos foram selecionados, representando o número de amostras analisadas nesta pesquisa, totalizando um número aproximado de 340 plugues submetidos ao impacto do martelo, permitindo desta forma, realizar os dez impactos recomendados para cada intervalo.

Como o valor estimado a partir do martelo de Schmidt dever ser obtido estatisticamente, de tal maneira que seja um valor representativo da resistência em causa, seguindo algumas recomendações também citadas por Aydin & Basu (2005), partindo das dez leituras feitas em cada intervalo, realizou-se uma média e os valores de rebote diferentes em sete unidades foram eliminados e então uma nova média foi calculada com os valores restantes. Assim, foi possível determinar o valor de rebote ou dureza de Schmidt, que

juntamente com a densidade total e utilizando do ábaco de Miller (Figura 13), pôde-se estimar a resistência à compressão uniaxial de cada amostra.

3.3 ENSAIOS DE RESISTÊNCIA À COMPRESSÃO UNIAXIAL E MEDIÇÕES DAS PROPRIEDADE ELÁSTICAS ESTÁTICAS

Os corpos de prova utilizados nos ensaios de resistência à compressão uniaxial mantiveram o diâmetro dos testemunhos em 5 centímetros e utilizando a serra, foram confeccionados com comprimento de aproximadamente 10 centímetros, respeitando a relação altura/diâmetro 2:1 (Figura 54). Para que as bases ficassem perfeitamente planas e paralelas, as amostras foram retificadas para então seguirem para estufa por 24 horas à 80°C.

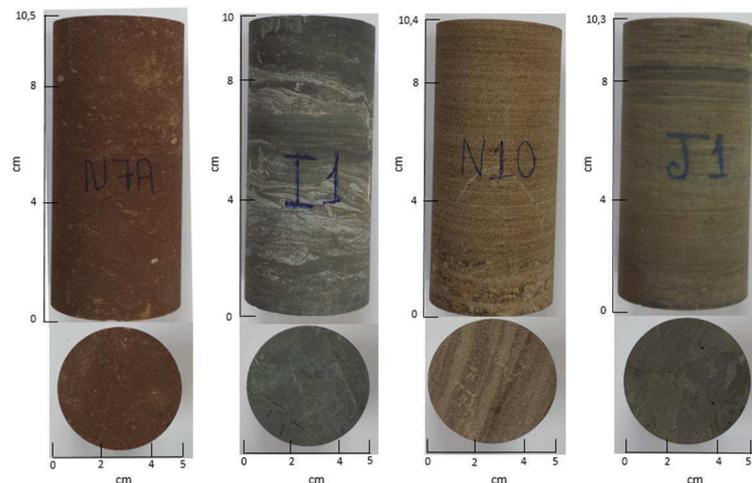


Figura 54: Corpos de prova confeccionados para a realização dos ensaios de compressão uniaxial. As amostras representam da esquerda para direita: calcilutito vermelho, calcilutito cinza, arenito e folhelho negro.

Os ensaios foram realizados na prensa Shimadzu do Laboratório de Propriedades Mecânicas (LabEst), COPPE - Universidade Federal do Rio de Janeiro (Figura 55).

Como se sabe, por meio de ensaios de compressão uniaxial é possível obter tanto o módulo de Young, como o coeficiente de Poisson, porém, esta última constante elástica não foi obtida devido não terem sido utilizados sensores de deformação lateral.



Figura 55: Equipamento para realização do ensaio de compressão uniaxial: prensa Shimadzu.

Para medir a resistência à compressão, como também os módulos de Young, o corpo de prova foi montado em um centralizador, no qual foram acoplados dois transdutores de deslocamento, que permitiram registrar a deformação axial que a amostra sofre durante seu carregamento (Figura 56).

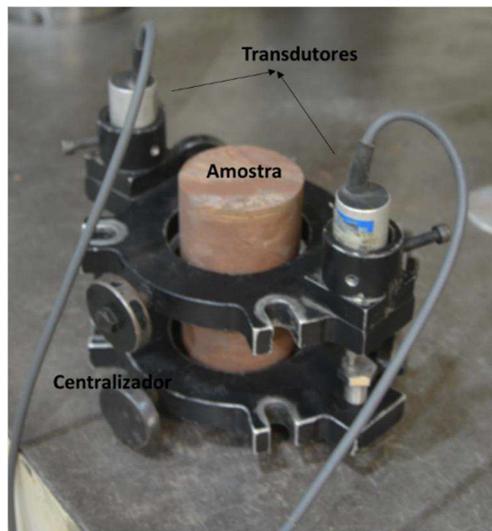


Figura 56: Montagem da amostra com centralizador e medidores de deformação.

Em seguida, a amostra foi centrada na máquina de ensaio e a placa superior ajustada, de modo a ficar em contato perfeito com o corpo de prova, para então ser aplicada uma carga contínua, a uma taxa de tensão constante de 2 MPa/min até a ruptura. Optou-se por esta velocidade de aplicação de carga, devido ser esperado um tempo em torno de 30 minutos até a ruptura da amostra, o que é considerado um tempo adequado para a medição do comportamento resistente e deformacional das rochas (Figura 57).

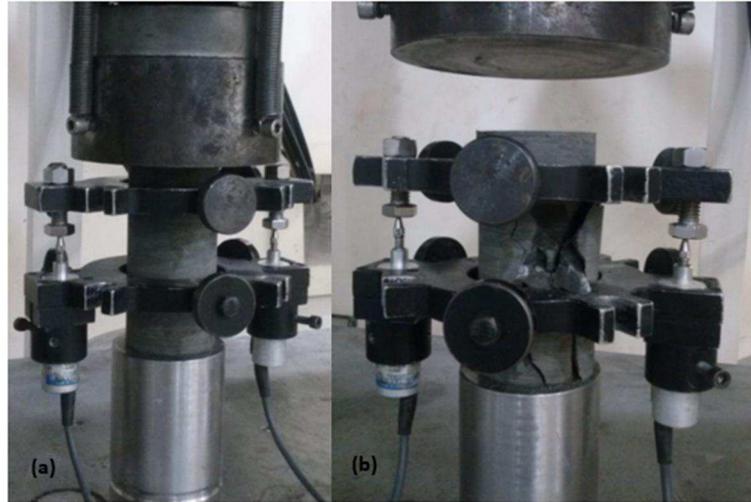


Figura 57: (a) Amostra pronta para o carregamento; (b) Amostra rompida após atingir a resistência máxima.

Desta forma, foi possível obter as curvas representativas do comportamento deformacional das rochas através do registro dos pontos de tensão e deformação que as amostras sofreram durante o carregamento axial. Com as curvas tensão/deformação foram determinados os valores de resistência à compressão simples, como também os módulos de elasticidade através da inclinação da porção reta da curva, ou módulo médio (Figura 58).

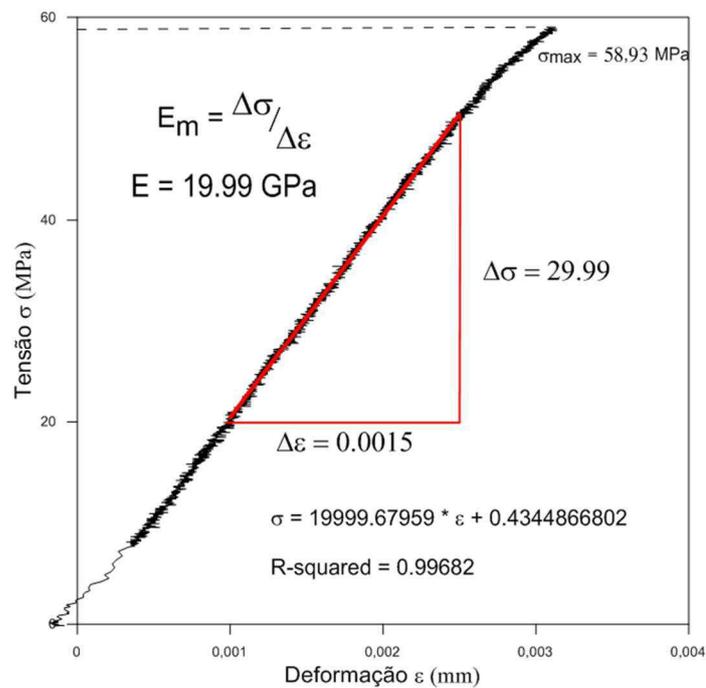


Figura 58: Obtenção da resistência máxima e módulo de Young através da curva tensão/deformação.

4 RESULTADOS E DISCUSSÕES

A lista de amostras estudadas neste trabalho, juntamente com a profundidade dos respectivos intervalos em que foram selecionadas, e as litofácies correspondentes, encontra-se no Anexo I.

Buscou-se selecionar as amostras baseando-se na descrição geológica e nos perfis sônicos tentando, o quanto possível, selecioná-las uniformemente ao longo da profundidade do furo estratigráfico. As amostras representam quatro litofácies sendo elas, calcilutito vermelho (LTF1), calcilutito cinza (LTF2), arenito (LTF3) e folhelho negro (LTF4) e seus resultados petrofísicos e geomecânicos são apresentados nos tópicos seguintes.

4.1 RESULTADOS PETROFÍSICOS: DENSIDADE, POROSIDADE E VELOCIDADE DE ONDAS ELÁSTICAS

O Anexo II apresenta tabelas com os valores de densidade de grãos, densidade total, porosidade, velocidade de propagação de ondas elásticas e módulos elásticos dinâmicos para as amostras de rochas da Bacia do Rio do Peixe.

A Figura 59 apresenta os valores de densidade de grãos das amostras analisadas, na qual pode-se observar que, para a maior parte delas, a densidade de grãos está entre 2,5 a 2,7 g/cm³, diferente do que ocorre para as amostras que representam a fácies folhelho negro, as quais apresentam densidade de grãos variando em um intervalo de 2,43 a 1,88 g/cm³.

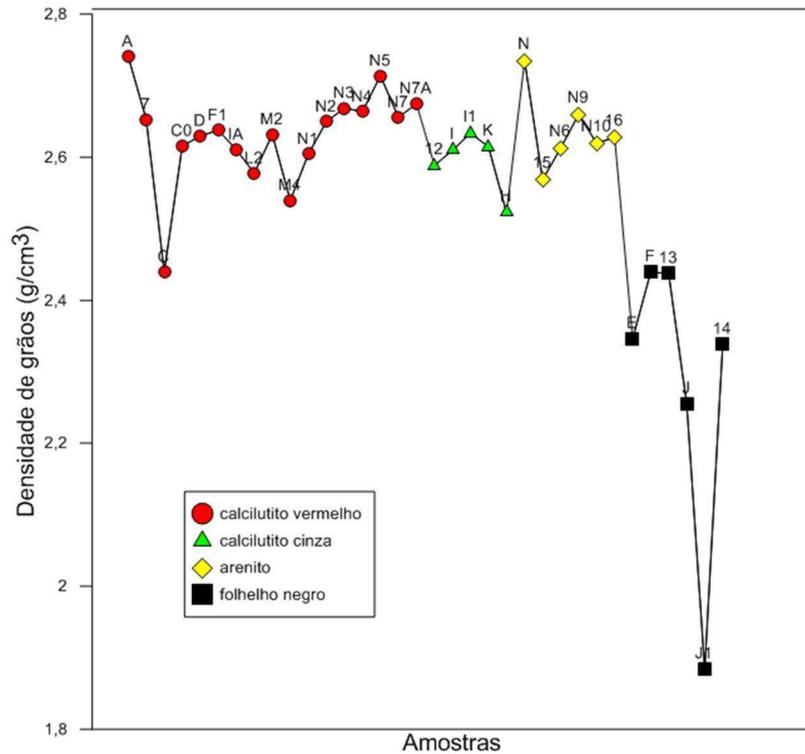


Figura 59: Densidade de grãos das amostras da Bacia do Rio do Peixe.

De acordo com a análise petrográfica realizada em algumas amostras obtidas do furo estratigráfico (1-BSB01-PB), apresentada nos estudos de Rego (2015), como também de acordo com os estudos de Costa (2010), as rochas da Bacia do Rio do Peixe são constituídas basicamente por grãos de quartzo, feldspato, biotita, moscovita, sulfetos como a pirita e matéria orgânica, variando em alguns constituintes minerais de acordo com a litofácies que representam, mas em geral, todas elas apresentando sua matriz constituída por argilominerais deposicionais. Além disso, as litofácies também apresentaram cimentação carbonática preenchendo espaços intersticiais e fraturas ou ainda substituindo grãos de quartzo e feldspato.

Desta forma, a maior densidade de grãos para algumas amostras pode ocorrer devido a presença de material calcítico e os valores que diferem da densidade média apresentada para calcilitos e arenitos ($2,62 \text{ g/cm}^3$), podem indicar maior ou menor concentração de carbonato nas amostras. Isso pode ser observado ao colocá-las em contato com ácido clorídrico, onde umas apresentam reações mais intensas que outras.

Já o grupo de folhelhos negros apresenta menores valores de densidade de grãos, o que pode ser justificado pela possível presença de matéria orgânica. Podem ser observados ainda neste grupo, alguns valores mais elevados, fato este que pode decorrer de material carbonático, também observado nestas amostras.

Um estudo realizado por Soares et al. (2012) para amostras de superfície de folhelhos e arenitos da Bacia do Rio do Peixe apresentou resultados semelhantes quanto à possível variação composicional destas rochas, sugerindo três níveis: folhelhos mais ricos em cimentação carbonática, arenitos de matriz predominantemente quartzosa e folhelhos mais ricos em matéria orgânica.

A Figura 60 apresenta um mosaico de fotos com fragmentos de testemunhos retirados de trechos do furo e que representam a fácies folhelho negro. Através das imagens, pode-se verificar que o petróleo ocorre principalmente ao longo de planos de fraturas ou em zonas densamente fraturadas e que provavelmente, devido à pequena profundidade, o petróleo encontra-se degradado na forma de lâminas sólidas (betume), como a que é mostrada na Figura 60.d, em processo de combustão para comprovar sua composição orgânica.

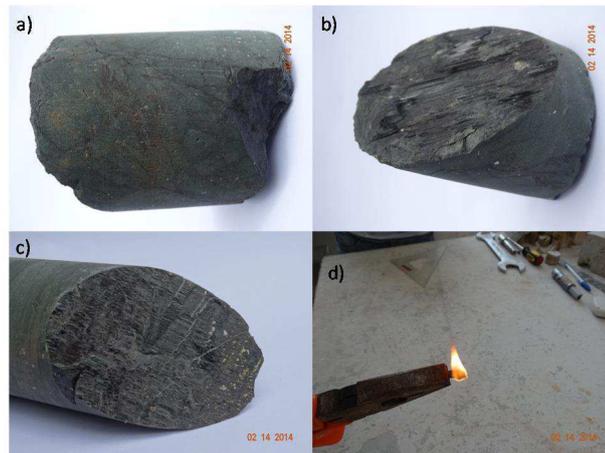


Figura 60: Fotografias de fragmentos de testemunho com indícios de hidrocarbonetos em zona densamente fraturada. Lâmina de material negro que preenche as fraturas é posta em combustão, testando assim sua composição orgânica.

Na Figura 61 observa-se considerável variação da porosidade, entre 0,48% a 19,56%. Boa parte das amostras correspondentes às fácies calcilito vermelho (LTF 1) e arenito (LTF 3) apresentam os maiores valores, enquanto os menores valores de porosidade estão associados aos folhelhos negros (LTF 4).

A redução na porosidade pode ser justificada por fatores como a presença de cimentação carbonática e matéria orgânica preenchendo os espaços vazios dos calcilitos e folhelhos respectivamente, enquanto que processos de dissolução nas rochas carbonatadas ou até mesmo o tipo, forma e arranjo dos grãos, no caso dos arenitos, justificam o aumento dos valores desta propriedade física.

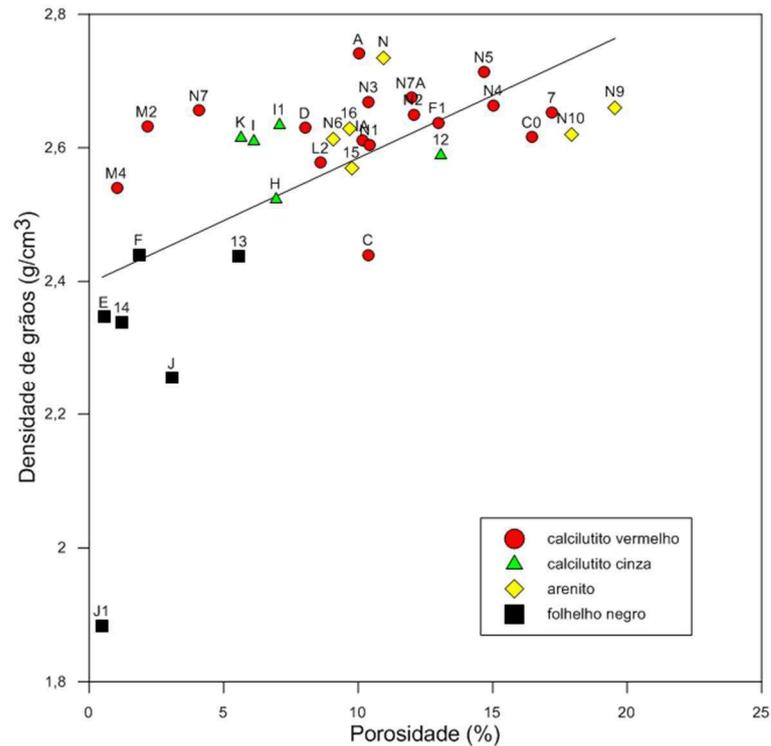


Figura 61: Relação entre densidade de grãos e porosidade das amostras da Bacia do Rio do Peixe.

Ainda na Figura 61 é possível notar a tendência do aumento da densidade de grãos com a porosidade, a qual pode ocorrer devido a dissolução do cimento carbonático presente nestas rochas, indicando assim, uma porosidade secundária.

Neste momento, é importante considerar os processos diagenéticos que possam ter ocorrido após a litificação das rochas da Formação Sousa, sendo eles (Rego, 2015): infiltração mecânica de argilas, compactação mecânica, compactação química, cimentação, dissolução, alteração de grãos para argilominerais, precipitação de minerais opacos, oxidação e fraturamento.

Portanto, de acordo com as análises de Rego (2015), assim como foi observada a cimentação calcítica em todas as litofácies estudadas, preenchendo fraturas, espaço intersticial e substituindo os grãos do arcabouço, foi observado também o processo de dissolução em todas elas, exceto na LTF2, gerando desta forma, a porosidade secundária para estas rochas, como resultado da dissolução total ou parcial dos grãos do arcabouço e de seus constituintes diagenéticos.

Como ilustrado na Figura 61, o aumento da densidade de grãos com a porosidade para algumas amostras de calcilutitos e arenitos, pode ser justificado pelo processo de dissolução carbonática.

Este comportamento apresenta-se mais acentuado para o grupo dos folhelhos negros, que apresentam uma reduzida porosidade, para considerável variação em seus valores de densidade, o que pode ser justificado pela presença de matéria orgânica nestas amostras. Arenitos podem apresentar um comportamento semelhante, devido a presença de óleo detectada nestas rochas (Figura 62), de acordo com a análise faciológica realizada por Silva et al. (2014).

Como as amostras não passaram por processo de limpeza antes de seguirem para a análise petrofísica, é possível que o óleo, assim como a matéria orgânica atue na redução da porosidade, como também na densidade dos grãos.

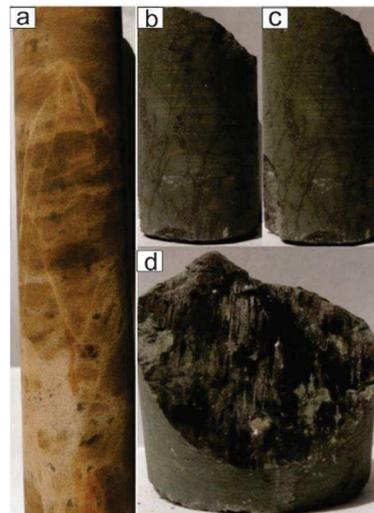


Figura 62: Intervalos próximos de onde foram retiradas amostras para análises: (a) Arenito falhado pertencente a fácies LTF3, com a presença de falhas formando barreiras à migração de fluidos internamente a rocha; (b) e (c) Migração de óleo ao longo dos planos de ruptura identificados ao longo da fácies LTF4; (d) Plano de falha preenchido por óleo de elevada viscosidade, presente na fácies LTF4 (Silva et al., 2014).

Na Figura 63 ilustra-se o comportamento da densidade total em função da porosidade. Para os grupos de calcilutitos e arenitos (equação 33), aos maiores valores de porosidade, ocorrem baixos valores de densidade total. Isto ocorre devido os poros presentes nas amostras estarem ocupados por ar, sendo assim, quanto maior a porosidade, maior será a influência da densidade do ar na redução da densidade total.

$$\rho_p \rho 2,59 \rho 0,023 \rho \rho \rho \rho \rho \rho \rho 0,79 \quad (33)$$

Como ainda observado na Figura 63, os folhelhos (LTF4) se diferenciam quanto a este comportamento.

Para os folhelhos ocorre o aumento da densidade total com o aumento da porosidade. Este comportamento é inesperado e deve ser causado pela presença de matéria orgânica (betume), principalmente na amostra J1, a qual se for excluída da análise, resulta em uma curva de ajuste aproximadamente paralela à das outras fácies.

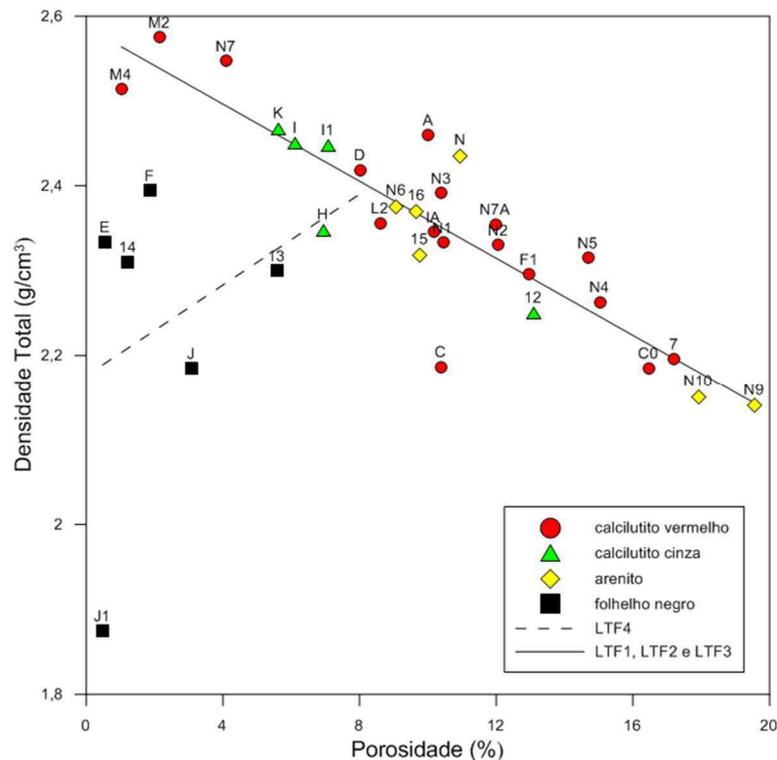


Figura 63: Relação da densidade total com a porosidade.

A densidade total está também associada à composição mineral, ocorrendo geralmente um aumento com a densidade dos grãos constituintes das rochas. Este é o comportamento observado para as amostras analisadas, porém com grande dispersão principalmente para os grupos de arenitos e calcilutitos (Figura 64). Nestes grupos, observa-se pequena variação da densidade de grãos para valores de densidade total que variam de 2,14 a 2,57 g/cm³. Isto pode decorrer da cimentação e dissolução carbonática nestas rochas, como também do arranjo dos grãos constituintes e da presença de óleo. Os folhelhos (LTF4) apresentam sua densidade total melhor associada à densidade de grãos.

A equação 34 corresponde à relação obtida entre densidade total e densidade de grãos para os folhelhos negros.

$$\rho_p = 0,22 \rho_s + 0,88 \rho_r \quad (34)$$

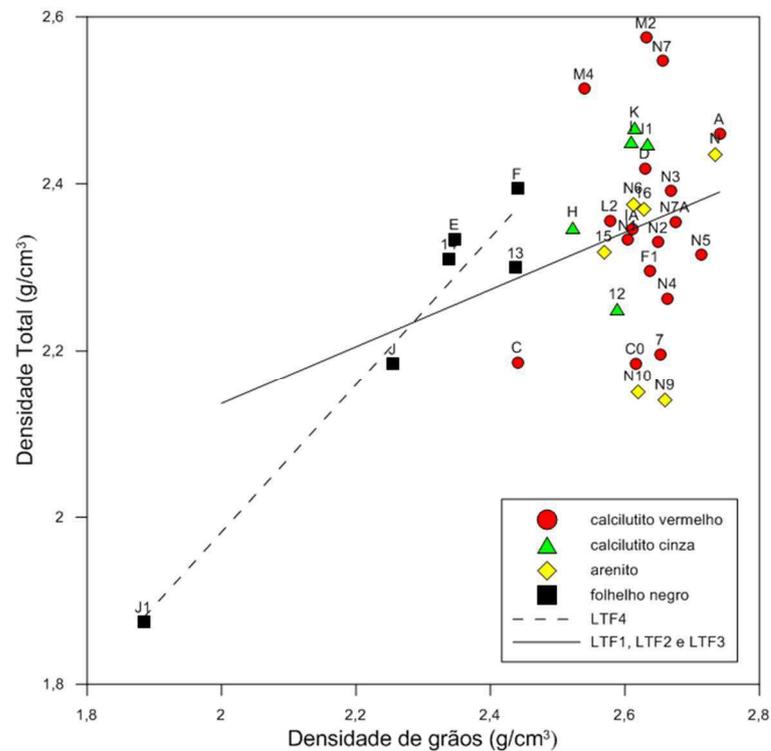


Figura 64: Relação da densidade total com a densidade de grãos.

A Tabela 6 apresenta os valores médios de densidade total ρ_p , porosidade (ϕ) e velocidades de propagação das ondas P, S_1 e S_2 para os quatro grupos de amostras analisadas.

Tabela 6: Valores médios: densidade total e de grãos, porosidade e velocidade de ondas elásticas.

Litofácies	ρ_p [g/cm³] / [g/cm³]	ϕ (%)	ρ_r [g/cm³] / [g/cm³]	V_p [m/s] / [m/s]	V_{S1} [m/s] / [m/s]	V_{S2} [m/s] / [m/s]
LTF1	2,36	10,34	3932	2466	2474	
LTF2	2,39	7,77	3687	2388	2394	
LTF3	2,30	12,82	4208	2641	2642	
LTF4	2,23	2,132	3360	2081	2082	

De acordo com Azevedo & Marques (2006), a velocidade de propagação da onda diminui com o aumento da porosidade e se eleva com o aumento da densidade da rocha, com o nível da tensão aplicada e saturação.

Pode-se considerar que os valores de velocidades mais elevados refletem porosidades baixas e presença de cimentação carbonática, pois como citado por Bourbié et al. (1987), a presença de carbonatos eleva a densidade e, portanto, a velocidade de propagação de ondas

elásticas, enquanto que os valores mais baixos podem estar associados à presença de matéria orgânica, menor conteúdo de material carbonático, como também, maiores valores de porosidade. Ainda de acordo com alguns estudos realizados por Vasquez (2000), quanto maior o teor de material calcítico, melhor o `acoplamento elástico_ do arcabouço, daí maiores velocidades.

É importante ressaltar que, assim como os valores de velocidade da onda P, as velocidades de propagação das ondas S_1 e S_2 e as constantes elásticas foram registradas a uma pressão confinante de 40 MPa.

Os gráficos das Figuras 65 e 66 mostram a relação da velocidade da onda P com a porosidade e com a densidade de grãos. Como ilustrado na Figura 65, com exceção dos folhelhos, todos os outros grupos apresentam o comportamento esperado, o decréscimo da velocidade com o aumento da porosidade. Já no gráfico da Figura 66, nota-se que de modo geral, ocorre o aumento dos valores de velocidade compressional com a densidade dos grãos.

A equação 35 mostra a relação obtida, para o grupo de calcilitos e arenitos (LTF1, LTF2 e LTF3), dos valores de velocidade de propagação da onda P com a porosidade.

$$V_p = 4553 - 58,18 \phi = 0,26 \quad (35)$$

No gráfico da Figura 65 ocorre o aumento na velocidade dos folhelhos com seus valores de porosidade, o que pode ocorrer devido a fatores já citados, como a redução de matéria orgânica nestas rochas, ou o aumento da porosidade pela dissolução de material calcítico em seu arcabouço.

As equações 36 e 37 apresentam as relações encontradas para o grupo dos folhelhos (LTF4), de suas velocidades com os valores de porosidade e densidade de grãos.

$$V_p = 2460 + 2835 \rho = 0,45 \quad (36)$$

$$V_p = 2991 \phi - 3471 \rho = 0,77 \quad (37)$$

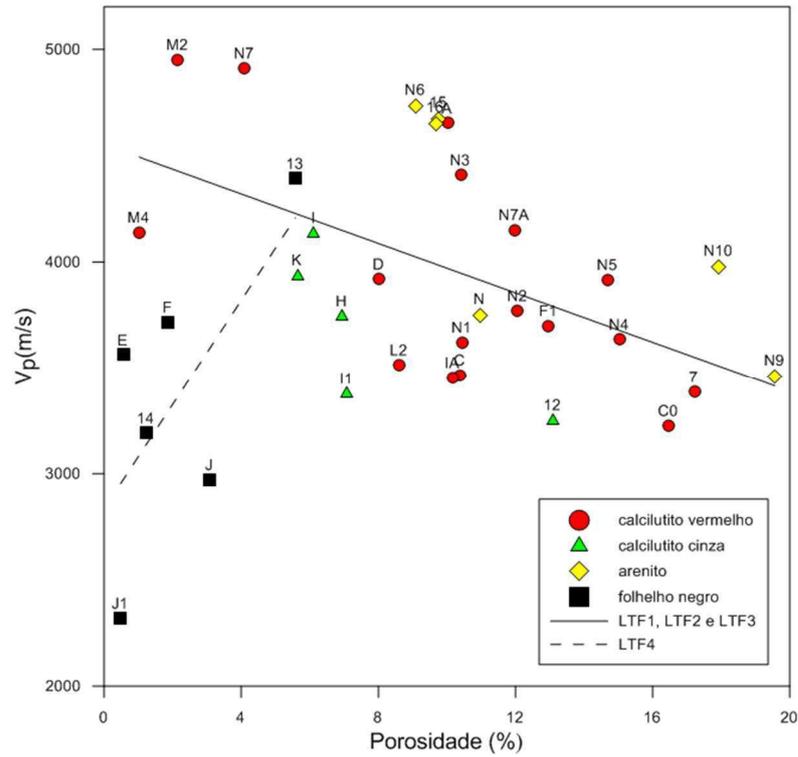


Figura 65: Relação de velocidade de propagação da onda P com a porosidade.

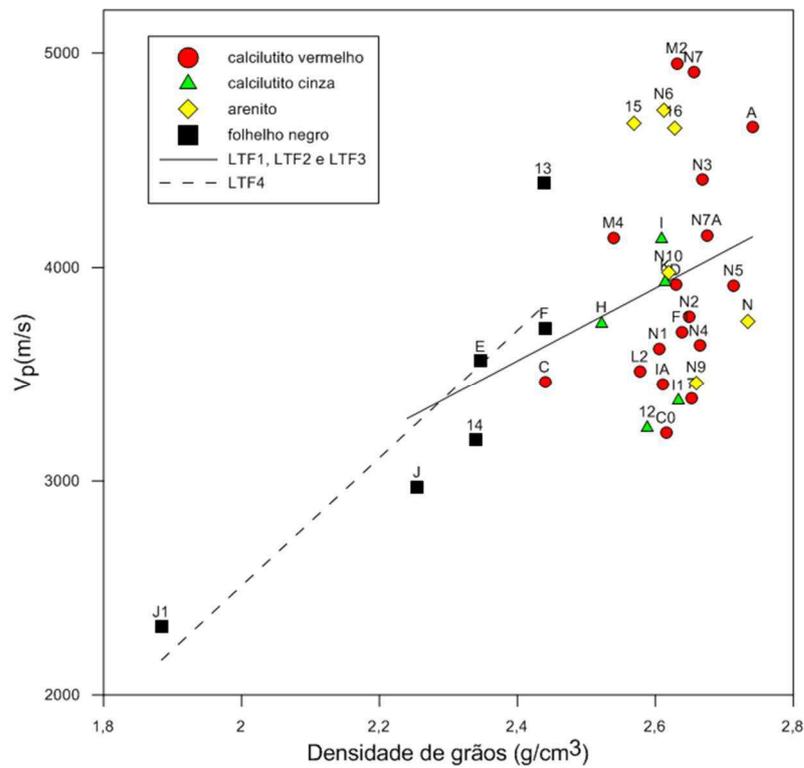


Figura 66: Relação da velocidade de propagação da onda P com a densidade de grãos.

Por meio dos gráficos mostrados nas figuras 65 e 66, é possível notar que algumas amostras, principalmente aquelas correspondentes a LTF1, apresentam seus valores de

velocidade, às vezes melhor relacionados à porosidade, já em outras vezes com a densidade de grãos, mas ainda assim, existe uma grande dispersão dos valores nas duas relações apresentadas, que além de poder ocorrer devido à heterogeneidade composicional que apresentam, deixa também subentendido que a velocidade compressional das rochas da Bacia do Rio do Peixe pode também estar associada à presença de estruturas como falhas e fissuras e à outras estruturas sedimentares e tectônicas, citadas na descrição geológica de Silva (2014).

No caso dos arenitos os altos valores de velocidade da onda P podem estar relacionados à presença de óleo preenchendo os poros e fraturas, além do seu próprio arcabouço mineral.

Bourbié et al. (1987) afirma que a compactação é o decréscimo na porosidade devido ao efeito da pressão de soterramento, o que leva ao aumento de V_p com a profundidade. Este é o comportamento geral apresentado pelas amostras da Bacia do Rio do Peixe, vide Figura 41, porém, o que se observa na Figura 67 é a grande variação nos valores de velocidade em uma mesma profundidade, o que indica que esta variação não ocorre necessariamente devido ao fechamento dos poros, mas principalmente pela heterogeneidade composicional destas rochas. Para a relação entre a velocidade de propagação da onda P, obtida em laboratório e a profundidade em que as amostras se encontram, tem-se que:

$$V_p = 2,89 \cdot \sqrt{D} + 3370,777 \quad (38)$$

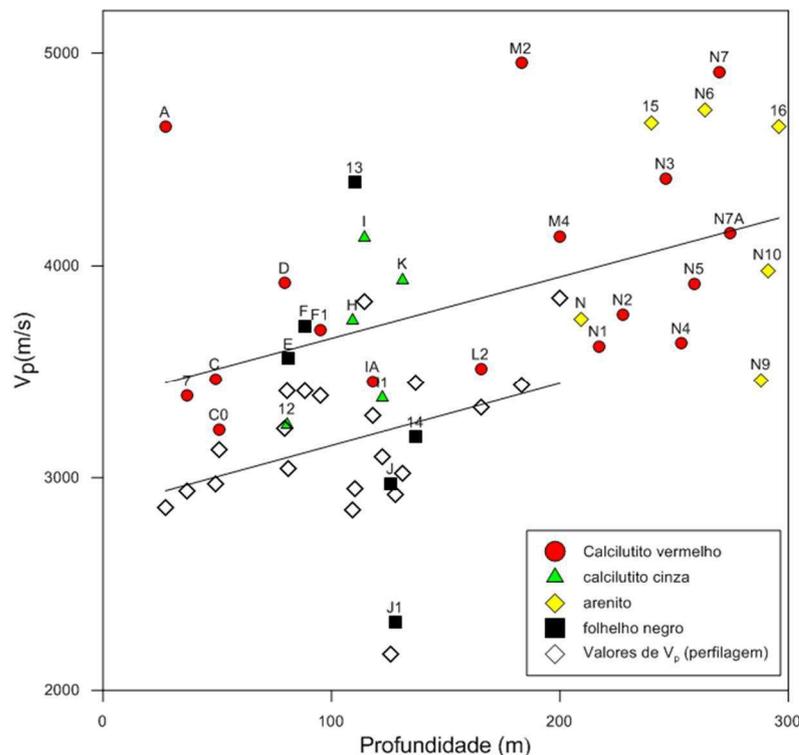


Figura 67: Relação da velocidade de propagação da onda P com a profundidade a 40MPa.

A relação apresentada na equação 38 é válida para rochas secas e sob pressão confinante de 40 MPa, condições pertinentes aos ensaios realizados em laboratório. Assim, também é ilustrada na Figura 67 a relação semelhante de alguns valores de V_p obtidos através dos perfis sônicos com a profundidade, porém, em diferentes e desconhecidas condições de pressão e saturação, tendo-se que:

$$V_p = 2,94 \cdot \sqrt{Z} + 2858 \quad (39)$$

Nota-se no gráfico da Figura 67 que as velocidades obtidas na perfilagem são menores que as velocidades obtidas em ensaios de laboratório, o que pode-se justificar principalmente pela pressão confinante utilizada nestes ensaios. A Figura 68 ilustra a mesma relação apresentada na Figura 67, porém com os valores de V_p obtidos em laboratório a uma pressão confinante de 5 MPa, observando-se assim, maior aproximação com os valores da perfilagem sônica.

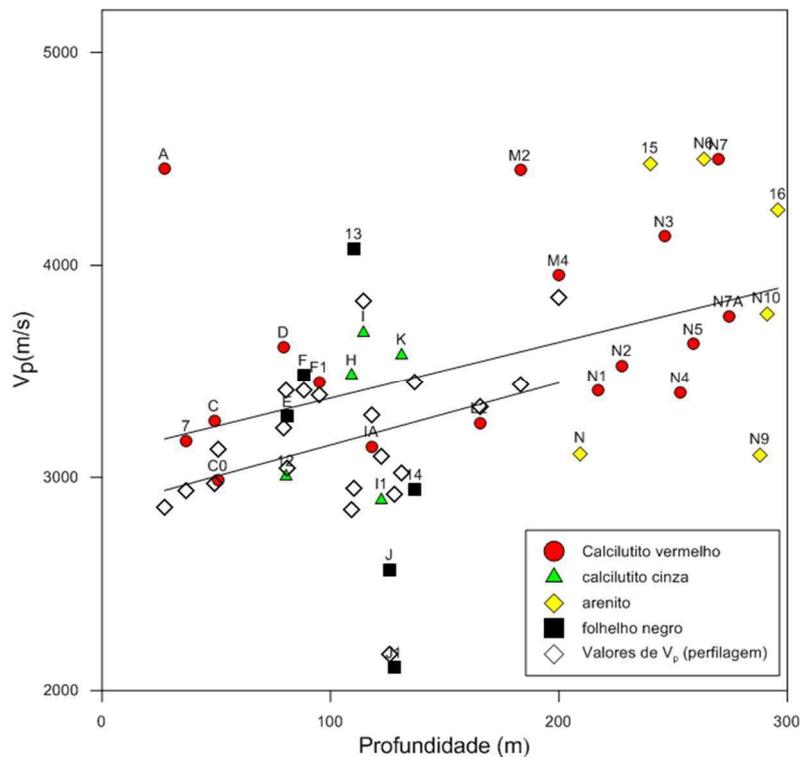


Figura 68: Relação da velocidade de propagação da onda P com a profundidade a 5MPa.

Como a seleção das amostras utilizadas para este estudo foi realizada através da descrição geológica e por meio de alguns perfis, como o de velocidade de propagação de ondas elásticas, no Anexo II encontra-se o gráfico apresentando a relação entre os dados de velocidades obtidos na perfilagem e os valores obtidos em laboratório.

Foram também medidas as velocidades das ondas cisalhantes V_{S1} e V_{S2} , com valores de 2084 a 3064 m/s e de 2073 a 3061 m/s, respectivamente. Assim como observado para V_p , a velocidade da onda cisalhante (considerando a média de V_{S1} e V_{S2}) aumenta com o decréscimo da porosidade (com exceção dos folhelhos), como também com o aumento da densidade dos grãos (Figuras 69 e 70).

Pode-se considerar que as mesmas variáveis que afetam a velocidade de ondas compressoriais, também afetam a velocidade de ondas cisalhantes, com exceção da presença de óleo em alguns arenitos e folhelhos, o qual não apresenta interferência na propagação das ondas S_1 e S_2 .

A equação 40 apresenta a relação da velocidade de propagação das ondas cisalhantes com a porosidade para os grupos de arenitos e calcilutitos.

$$V_p = 2837 - 330P = 0,27 \quad (40)$$

Já as equações 41 e 42 correspondem às relações obtidas para os folhelhos.

$$V_p = 1380 + 1786P = 0,39 \quad (41)$$

$$V_p = 1854P - 2154P^2 = 0,80 \quad (42)$$

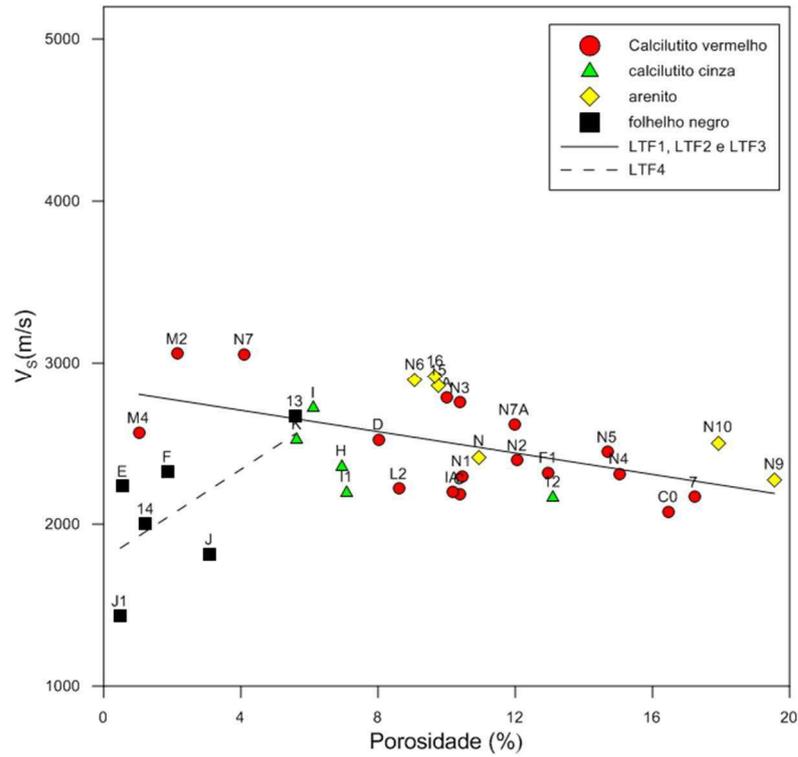


Figura 69: Relação do valor médio das velocidades V_{S1} e V_{S2} com a porosidade.

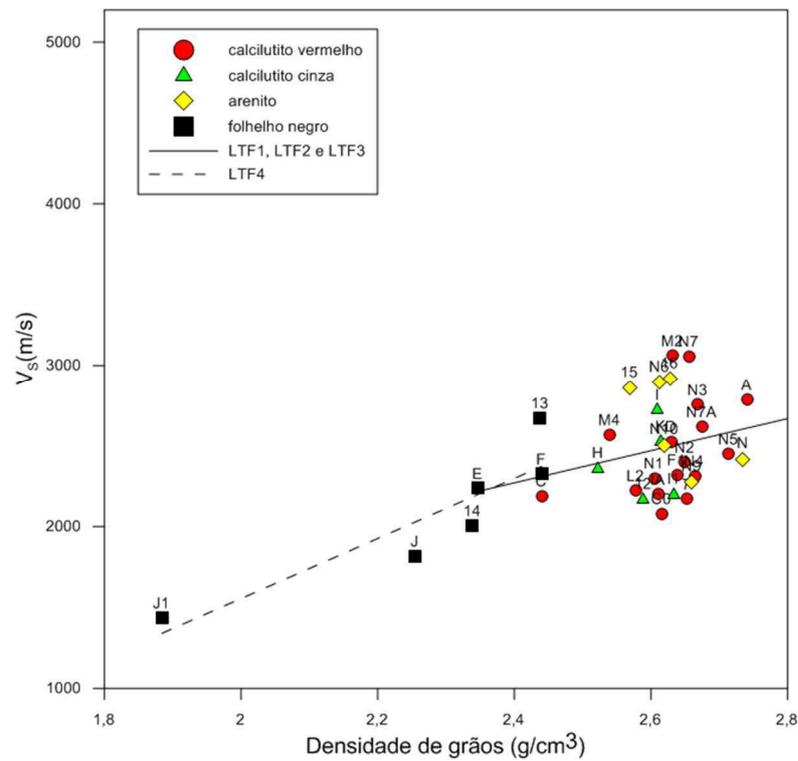


Figura 70: Relação do valor médio das velocidades V_{S1} e V_{S2} com a densidade de grãos.

A Figura 71 apresenta a razão entre as velocidades das ondas cisalhantes V_{S1}/V_{S2} das amostras em estudo. Esta razão indica a ocorrência de anisotropia elástica, pois quanto maior

a anisotropia, mais esta razão se afasta da unidade. Assim, as amostras analisadas apresentam um comportamento isotrópico, já que o grau de anisotropia observado é inferior a 5%.

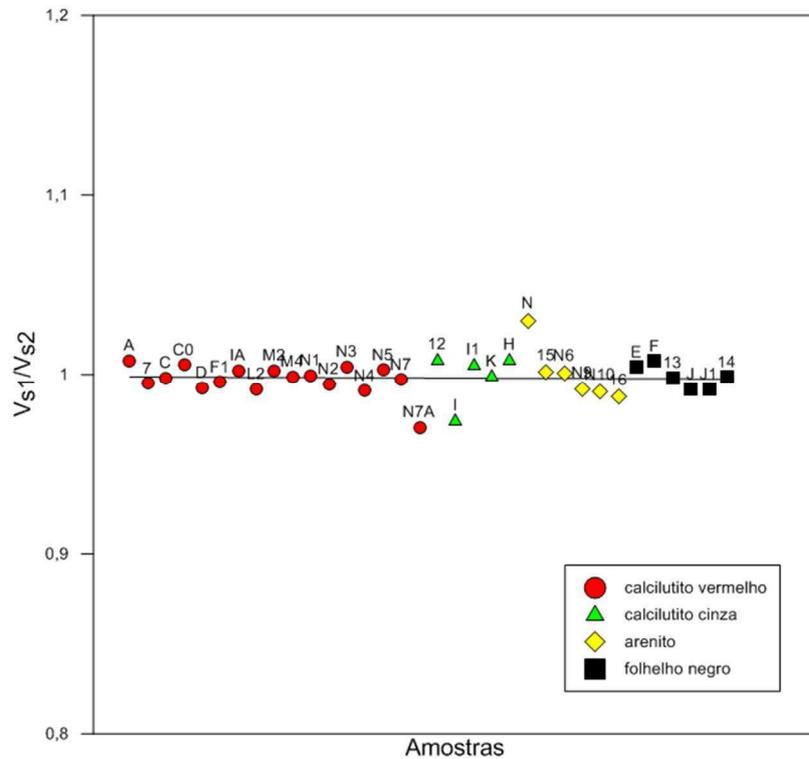


Figura 71: Razão V_{S1}/V_{S2} indicando a condição de anisotropia das amostras.

4.2 CONSTANTES ELÁSTICAS DINÂMICAS

Os valores médios das constantes elásticas dinâmicas, obtidos através do ensaio de propagação de ondas elásticas, como módulo de Young (E), coeficiente de Poisson (ν), módulo de incompressibilidade (K) e cisalhante (G), são apresentados na Tabela 7.

Tabela 7: Valores médios das constantes elásticas dinâmicas.

Litofácies	$\frac{E}{GPa}$	$\frac{K}{GPa}$	$\frac{G}{GPa}$	ν
LTF1	34,63	17,85	14,73	0,17
LTF2	32,73	15,14	14,39	0,14
LTF3	38,23	19,82	16,26	0,17
LTF4	24,31	13,04	10,22	0,19

O módulo de Young dinâmico para as rochas da Bacia do Rio do Peixe encontra-se entre 9,19 e 57,46 GPa. Os menores valores estão associados aos folhelhos (LTF4), enquanto que arenitos e calcilutitos apresentam os valores mais elevados (Figura 72).

Observa-se na Figura 72 a redução do módulo elástico com o aumento da porosidade. Da mesma forma como apresentado em relações anteriores, as amostras referentes a LTF4 não apresentam o comportamento esperado.

As equações 43 e 44 mostram as relações obtidas do módulo de Young dinâmico com a porosidade para os grupos dos arenitos e calcilutitos (LTF1, LTF2 e LTF3) e para o grupo dos folhelhos (LTF4), respectivamente.

$$E_{p(20)} = 49,35 - 1,370 P(20) = 0,39 \quad (43)$$

$$E_{p(20)} = 3,540 + 16,76 P(20) = 0,42 \quad (44)$$

Os calcilutitos e arenitos com módulos mais elevados provavelmente correspondem às amostras com maior conteúdo de material carbonático, além da própria composição mineral de arenitos, por exemplo, que apresenta maior rigidez à deformação, o que eleva a velocidade de propagação de ondas compressivas. A variação dos módulos para amostras com porosidades semelhantes, pode decorrer da maior densidade de grãos para algumas, como também, devido à possível existência de planos de fraqueza que acabam por dissipar a energia de propagação das ondas elásticas.

Como já discutido, provavelmente os folhelhos tem sua porosidade elevada com a redução do conteúdo de matéria orgânica, e possivelmente com a dissolução de material carbonático, ocorrendo desta forma, o aumento na densidade de grãos e conseqüentemente o aumento de V_p e do módulo de Young.

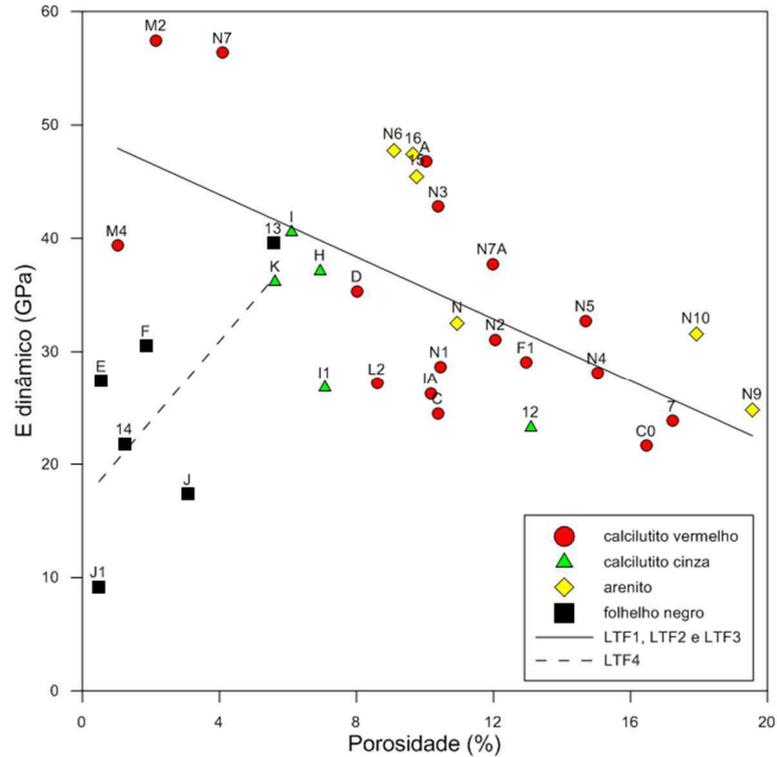


Figura 72: Relação entre o módulo de Young (E) e a porosidade.

O gráfico da Figura 73 mostra o aumento do módulo de Young com a densidade de grãos. Nota-se grande dispersão, tanto pela pequena variação nos valores de densidade em relação aos módulos dinâmicos, quanto a influência de outros parâmetros já citados, como a porosidade, presença de óleo e matéria orgânica e descontinuidades em algumas amostras. A equação 45 apresenta a relação do módulo de Young com a densidade de grãos para folhelhos.

$$E_{\text{dinâmico}} = 44,60 \rho_{\text{grãos}}^{0,76} - 77,54 \quad (45)$$

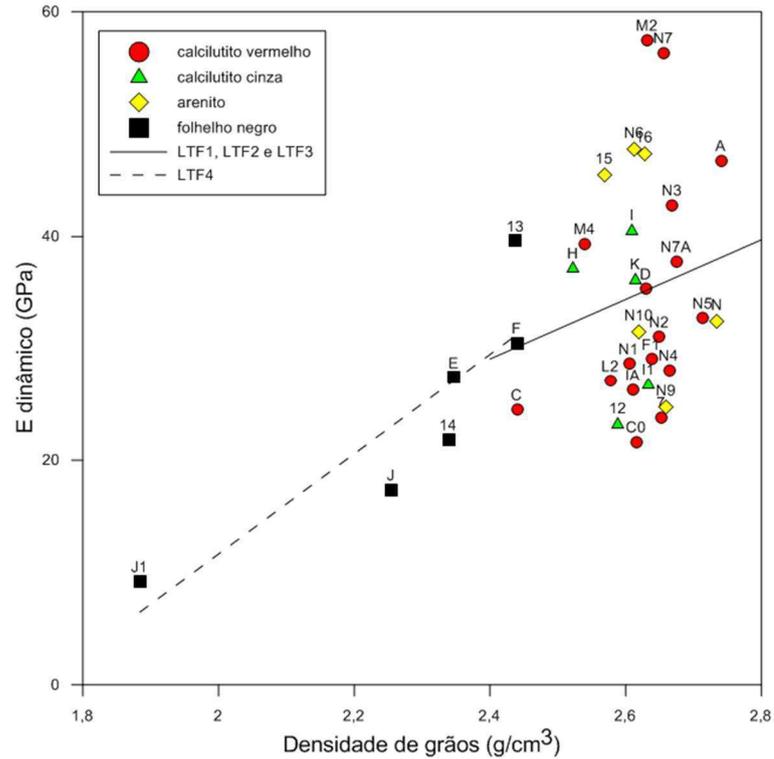


Figura 73: Relação entre o módulo de Young (E) e densidade de grãos.

As Figuras 74 e 75 apresentam o decréscimo dos módulos de incompressibilidade e cisalhante, medidos sob pressão confinante efetiva de 40 MPa, com o aumento da porosidade, excetuando-se os folhelhos.

As equações 46 e 47 apresentam as relações obtidas dos módulos de incompressibilidade e cisalhante com a porosidade para calcilutitos e arenitos (LTF1, LTF2 e LTF3).

$$K = 25,88 - 0,780 \cdot P \quad (46)$$

$$G = 20,90 - 0,570 \cdot P \quad (47)$$

Já as equações 48 e 49 apresentam as mesmas relações para o grupo dos folhelhos (LTF4).

$$K = 2,240 - 8,27 \cdot P \quad (48)$$

$$G = 1,420 - 7,19 \cdot P \quad (49)$$

Para a razão de Poisson (ν), observa-se em todos os grupos (Figura 76), o decréscimo do seu valor, partindo de 0,19 para porosidades muito baixas até 0,15 para as porosidades mais elevadas (equação 50).

$$\nu = 0,19 - 0,0020 \cdot P \quad (50)$$

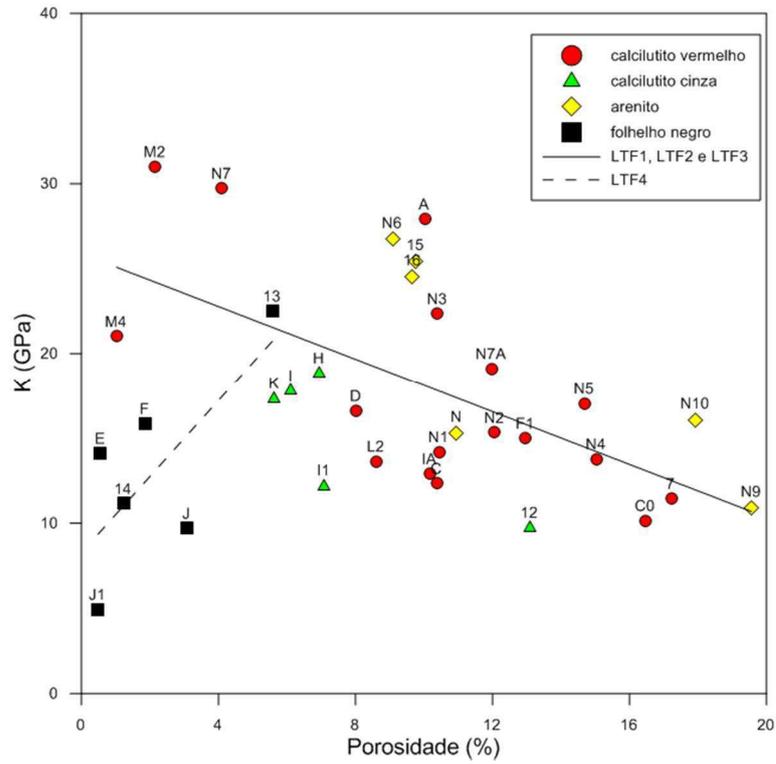


Figura 74: Módulo de incompressibilidades versus porosidade.

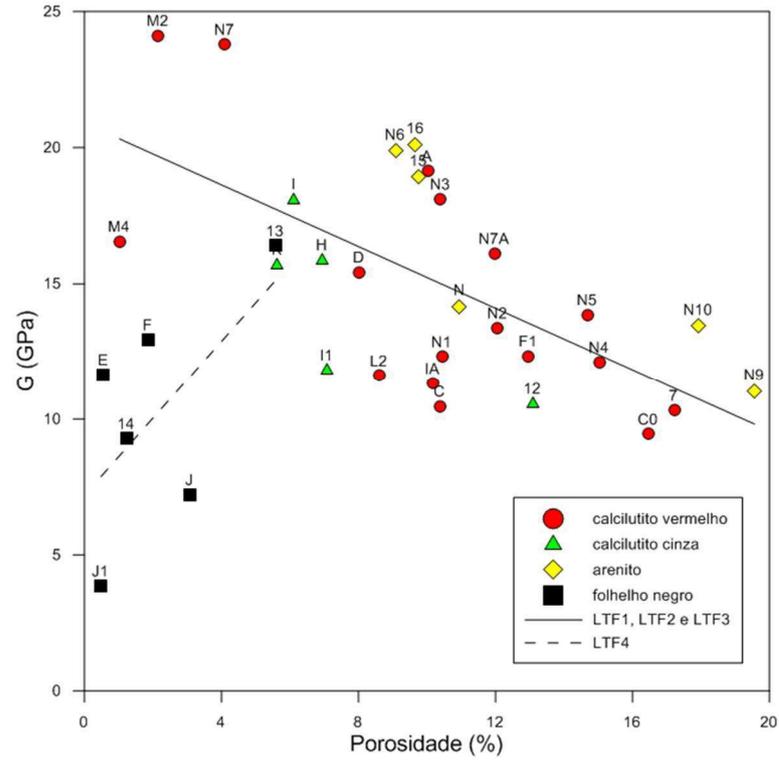


Figura 75: Módulo de cisalhamento versus porosidade.

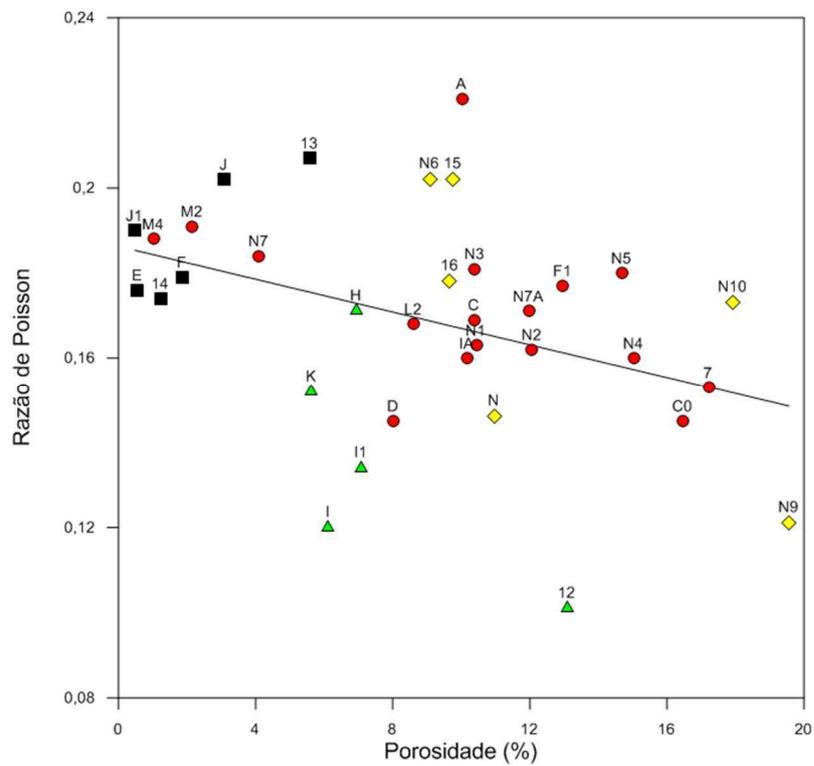


Figura 76: Razão de Poisson versus porosidade.

4.3 MARTELO DE SCHMIDT

A Tabela 8 apresenta os valores médios do ressalto ou rebote do martelo e os valores correspondentes de resistência à compressão uniaxial (UCS) para cada grupo de amostras.

Tabela 8: Valores médios dos valores do rebote do martelo e dos respectivos valores de resistência (UCS).

Litofácies	\bar{R}_m	UCS (MPa)
LTF1	36,64	58,70
LTF2	36,92	62,60
LTF3	35,24	51,50
LTF4	37,70	57,17

Os valores de resistência à compressão uniaxial obtidos com o ábaco de Miller, utilizando das medidas dos rebotes e da densidade total das rochas, encontram-se entre 42 a 95 MPa. De acordo com o sistema de classificação geomecânica (RMR - *Rock Mass Rating*) proposto por Bieniawski (1988), estes valores indicam uma resistência moderada da rocha intacta.

Apesar dos folhelhos apresentarem a menor densidade total, quando comparados aos outros grupos de amostras, o maior valor médio do rebote do martelo foi obtido para estas rochas, que juntamente com os calcilitos, apresentaram os maiores valores de resistência à compressão uniaxial.

Como já comentado, a resistência é uma propriedade que apresenta relação inversa com a porosidade. As rochas em estudo apresentaram a relação esperada (Figura 77), porém, com grande dispersão nos valores, que pode ocorrer devido a heterogeneidade composicional destas amostras (equação 51).

$$\sigma_{cm} = 63,78 - 0,680 R_m^2 = 0,096 \quad (51)$$

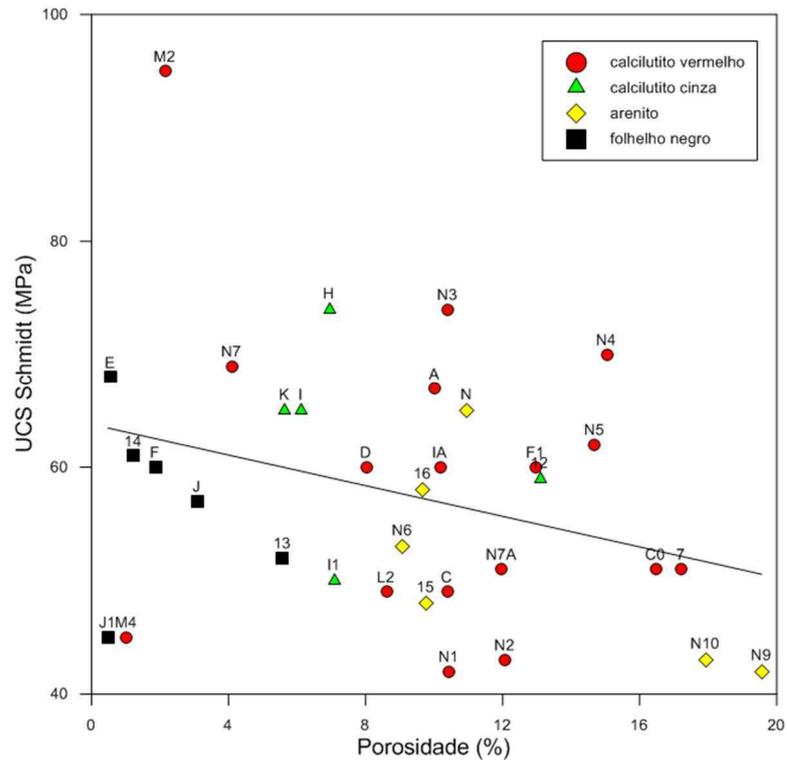


Figura 77: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e porosidade das rochas da Bacia do Rio do Peixe.

Porém, ao observar o gráfico da Figura 78, o qual apresenta a relação direta da resistência à compressão com a densidade de grãos (equação 52), nota-se que há também grande dispersão, o que indica a influência de outros parâmetros nestes resultados, como por exemplo, a presença de descontinuidade em algumas amostras.

$$\sigma_c = 12,74 \rho^{0,75} - 25,06 \rho^{0,75} + 0,03 \quad (52)$$

Várias normas recomendam que os corpos de prova submetidos a este tipo de ensaio, estejam livres de fissuras e fraturas, para que não ocorra a dissipação da energia do impacto, não comprometendo, portanto, os resultados. Porém, as amostras em estudo são provenientes de um furo estratigráfico realizado em uma zona de falha, como já comentado, o que torna inevitável a presença de planos de fraqueza.

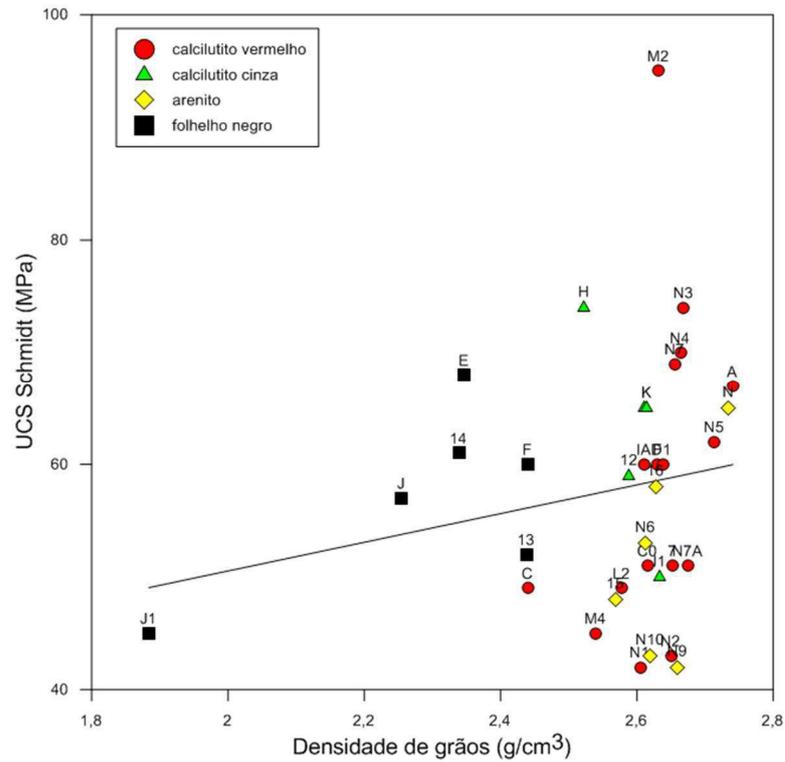


Figura 78: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e a densidade de grãos das rochas da Bacia do Rio do Peixe.

As Figuras 79 e 80 apresentam a relação da resistência à compressão uniaxial com os resultados de velocidade de onda compressional (equação 53) e com os módulos de elasticidade dinâmicos (equação 54). Observa-se que mesmo com dispersão nos valores, ocorre o aumento na resistência das amostras com os valores de V_p e módulo de Young (E).

$$\sigma_c = 0,007 V_p^{2,29} - 29,15 \quad (53)$$

$$\sigma_c = 0,51 E^{0,41} - 41 \quad (54)$$

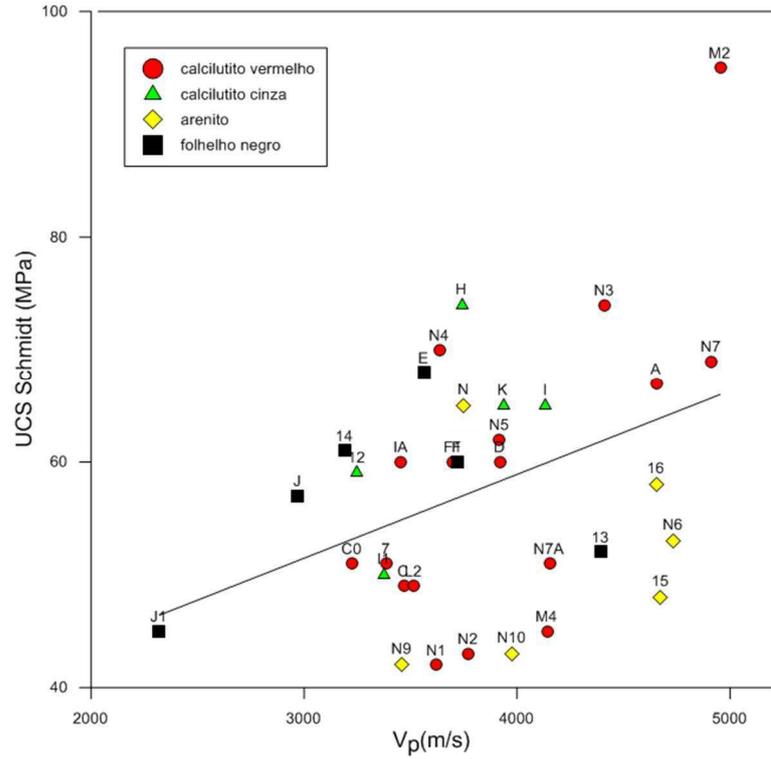


Figura 79: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e velocidade de propagação das ondas compressoriais.

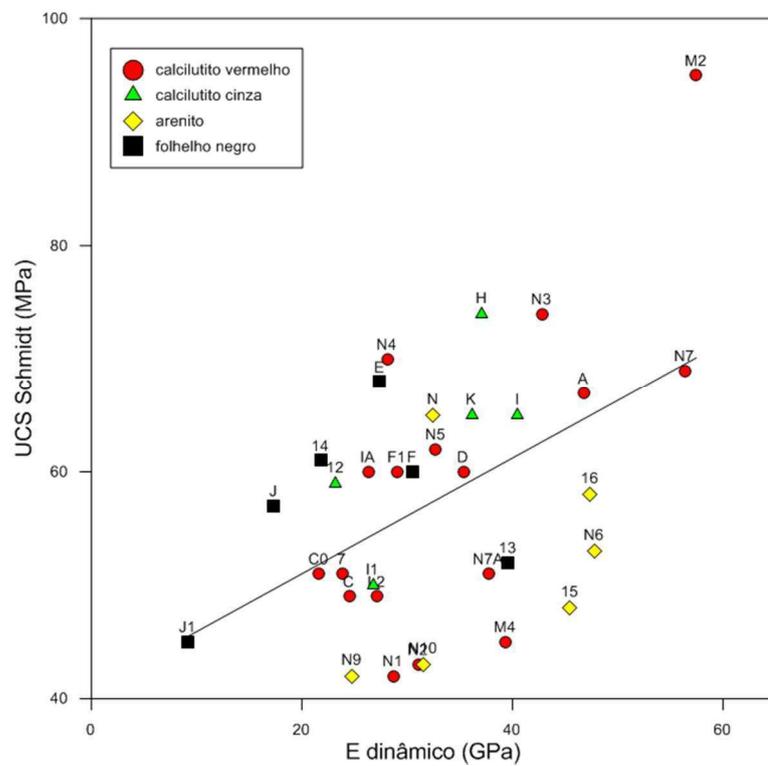


Figura 80: Relação da resistência à compressão uniaxial obtida com o martelo de Schmidt e módulo de Young dinâmico.

4.4 ENSAIOS ESTÁTICOS: RESISTÊNCIA À COMPRESSÃO UNIAXIAL E MÓDULO DE DEFORMABILIDADE

Os resultados obtidos nos ensaios de compressão uniaxial realizados no Laboratório de Propriedades Mecânicas da UFRJ, como os valores médios de resistência à compressão uniaxial (UCS) e os módulos de Young (E) para as amostras da Bacia do Rio do Peixe, seguem na Tabela 9.

Tabela 9: Valores médios de resistência à compressão uniaxial (UCS) e módulo de Young (E) obtidos através dos ensaios estáticos.

Litofácies	$\sigma_c(\text{MPa})$	$E(\text{GPa})$
LTF1	51,49	14,85
LTF2	62,79	16,78
LTF3	68,83	23,73
LTF4	55,49	6,86

Na Figura 81, é possível notar suave redução da resistência à compressão uniaxial com o aumento da porosidade para arenitos e calcilutitos vermelhos. A resistência destas rochas pode estar relacionada ao seu próprio arcabouço mineral, presença de material carbonático, como também devido a fraturas que podem reduzir a resistência.

Ainda no gráfico da Figura 81, folhelhos e calcilutitos cinzas apresentam o comportamento oposto, ocorrendo o aumento da resistência com a porosidade. Na verdade, as porosidades variam relativamente pouco quando comparadas aos valores de resistência, os quais podem estar melhor associados à composição destas amostras ou até mesmo, à presença de descontinuidades.

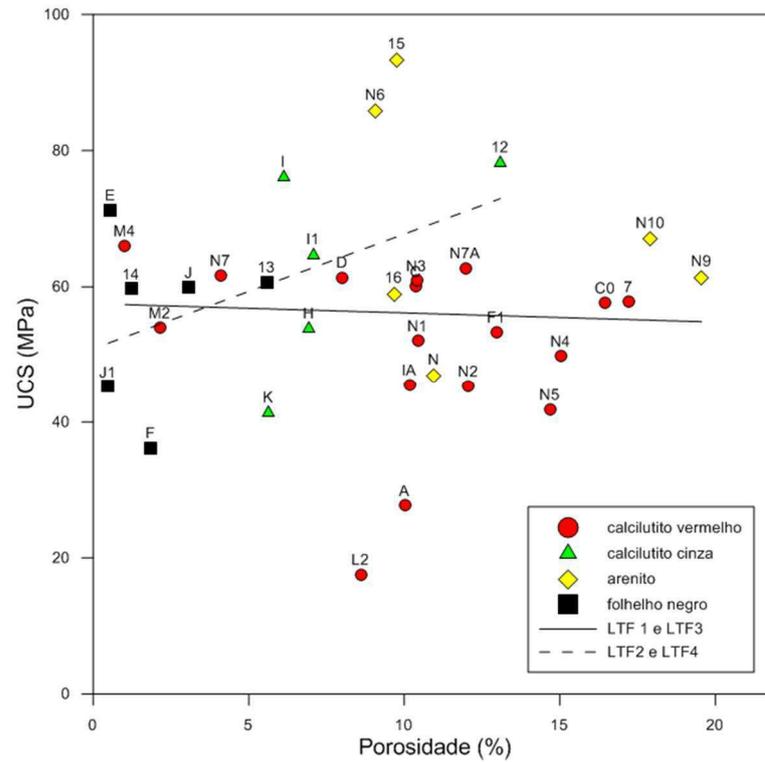


Figura 81: Relação da resistência à compressão uniaxial com a porosidade.

Já na Figura 82, enquanto folhelhos e calcilutitos cinzas tem seus valores de resistência aumentando com a densidade de grãos, arenitos e calcilutitos vermelhos não seguem o comportamento esperado. Para este último grupo (LTF1 e LTF3) a tendência observada pode decorrer da presença de descontinuidades, como também do aumento da porosidade possivelmente causada por processos de dissolução carbonática.

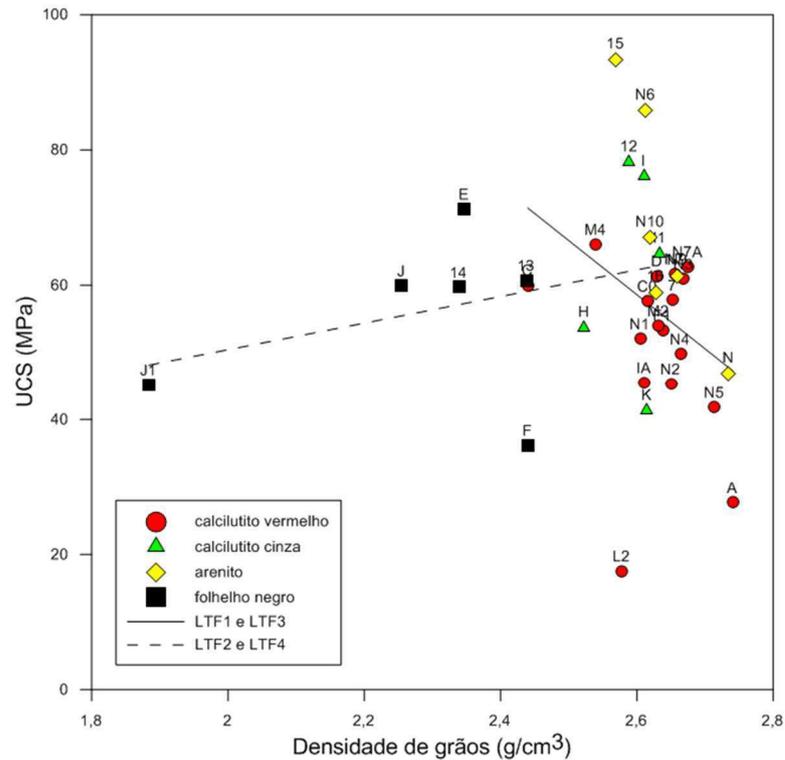


Figura 82: Relação da resistência à compressão uniaxial com a densidade de grãos.

Como discutido por Hawkes & Mellor (1969) diversos fatores interferem nos resultados obtidos em ensaios de resistência à compressão uniaxial, como densidade de grãos, porosidade, descontinuidades, forma, tamanho e arranjo dos grãos minerais, como também o formato e disposição dos poros, dentre outros, o que pode justificar, portanto, a dispersão observada nos gráficos das Figuras 81 e 82.

Como já comentado em capítulos anteriores, tanto a resistência à compressão uniaxial, quanto a velocidade de propagação de ondas elásticas compressionais estão associadas à qualidade das rochas, desta forma se espera uma relação diretamente proporcional entre estes parâmetros. Nas Figuras 83 e 84 é possível notar que as amostras seguem a tendência esperada, onde mesmo com grande dispersão, ocorre o aumento da resistência uniaxial com a velocidade de propagação da onda P e o módulo de Young.

Além de alguns parâmetros terem influências diferentes em ensaios estáticos e dinâmicos, vale lembrar que as amostras que sofreram o carregamento estático, não foram as mesmas utilizadas nos ensaios dinâmicos, assim, qualquer diferença entre elas, como por exemplo a existência de planos de fraqueza, pode justificar a dispersão dos valores apresentados.

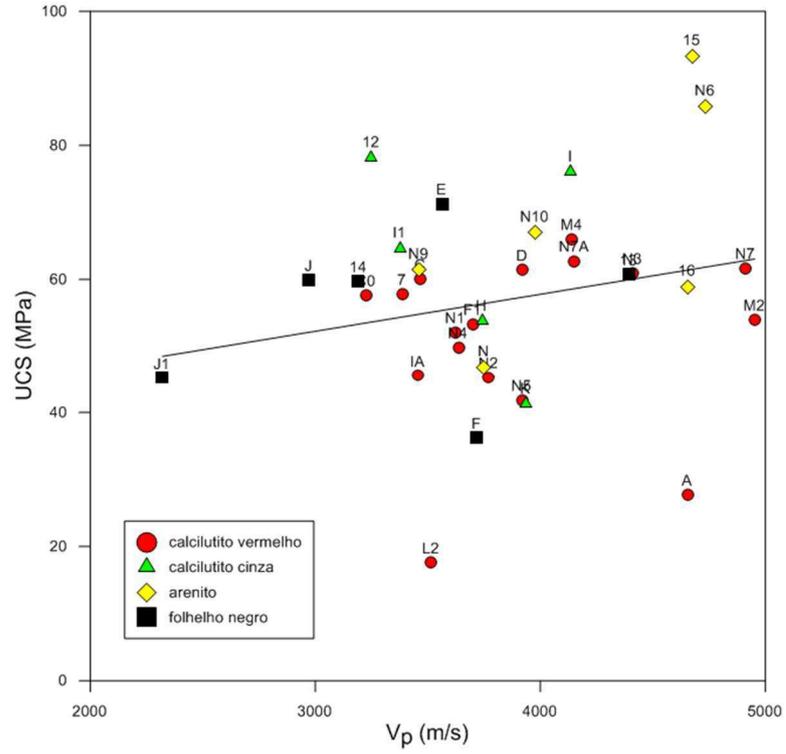


Figura 83: Relação da resistência à compressão uniaxial com velocidade da onda P.

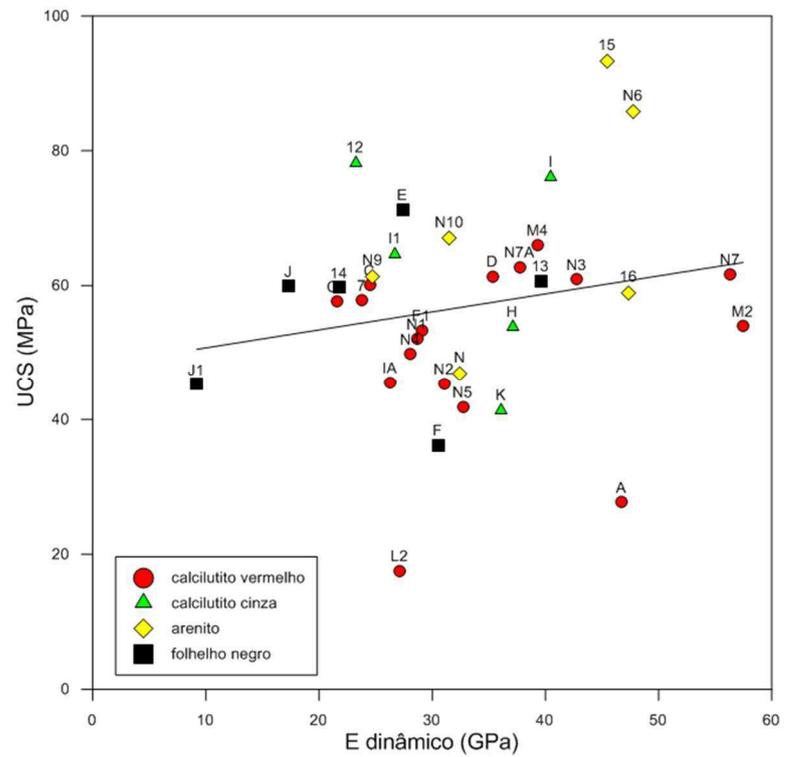


Figura 84: Relação da resistência à compressão uniaxial com o módulo de Young dinâmico.

De acordo com valores experimentais de módulos elásticos estáticos apresentados por Bourbié et al. (1987), rochas carbonáticas costumam apresentar maiores módulos do que arenitos e folhelhos.

Para as amostras analisadas, os arenitos apresentaram os maiores módulos de Young, provavelmente devido a algumas particularidades deste tipo de rocha, como sua composição mineral, forma e arranjo dos grãos, o que pode proporcionar maior resistência à deformação para este grupo, além do fato de ocorrer ampla cimentação carbonática.

Os calcilutitos, apesar de indicarem forte presença de material carbonático, que faz com que o arcabouço destes materiais rochosos se torne muito mais rígido, também apresentam argilominerais em sua matriz, como também, a presença de porosidade secundária, que leva à redução dos módulos. Já os folhelhos compõem o grupo de rochas com o menor valor do módulo de Young, indicando menor rigidez à deformação, possivelmente causada por sua matriz argilosa e matéria orgânica preenchendo os espaços porosos.

Desta forma, no gráfico da Figura 85, o qual apresenta a relação entre módulo estático e porosidade, distinguem-se arenitos com os maiores módulos; calcilutitos com menor porosidade e com elevados módulos; calcilutitos com maiores porosidades e menores módulos; e por fim, folhelhos negros assumindo os menores valores dos módulos de Young.

Nas Figuras 85 e 86 nota-se que de forma geral, ocorre a redução do módulo de Young com o aumento da porosidade e seu aumento com a densidade de grãos para calcilutitos e arenitos. Já os folhelhos (LTF4) tem seus módulos de Young aumentando com a porosidade e com a densidade de grãos.

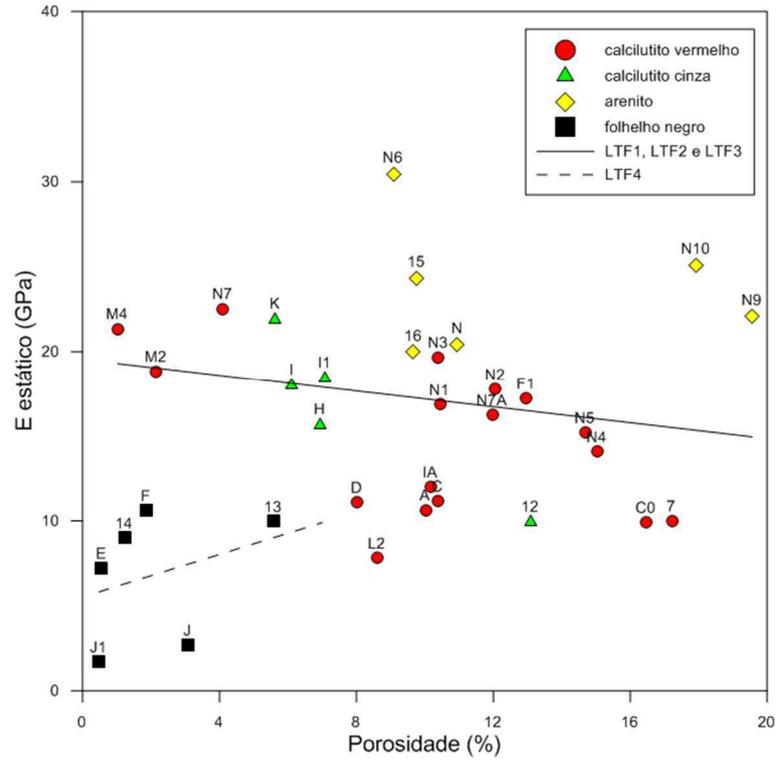


Figura 85: Relação do módulo de Young estático com a porosidade.

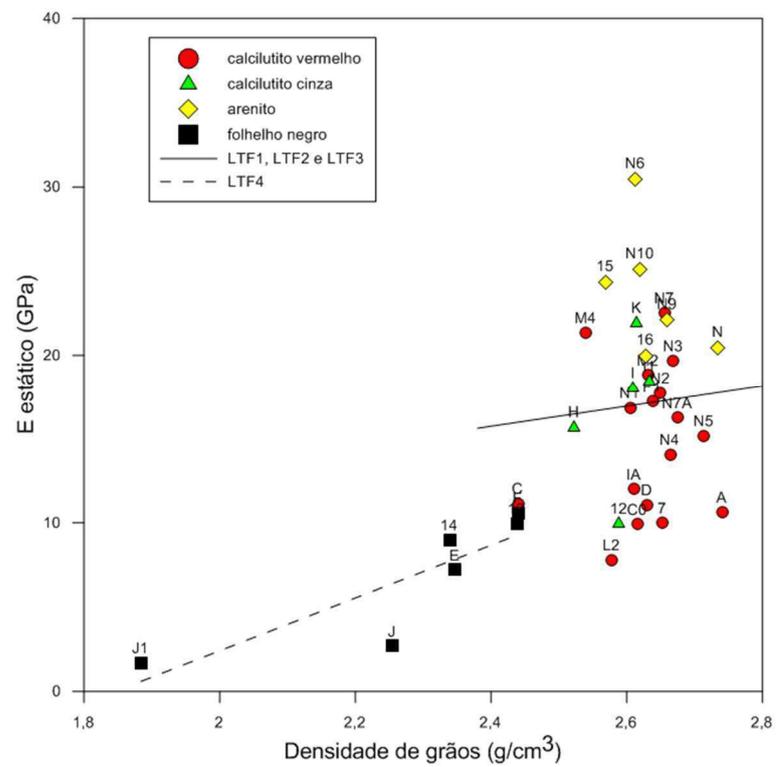


Figura 86: Relação do módulo de Young estático com a densidade de grãos.

Através do gráfico da Figura 87 observa-se o aumento do módulo de Young com a resistência (equação 55), onde arenitos apresentam valores mais elevados que calcilutitos e folhelhos. Para este último grupo o que se observa são resistências tão elevadas quanto as de outras amostras, porém com módulos mais baixos, o que remete à plasticidade destas rochas.

$$E_{estático} = 0,17 UCS + 5,6 \tag{55}$$

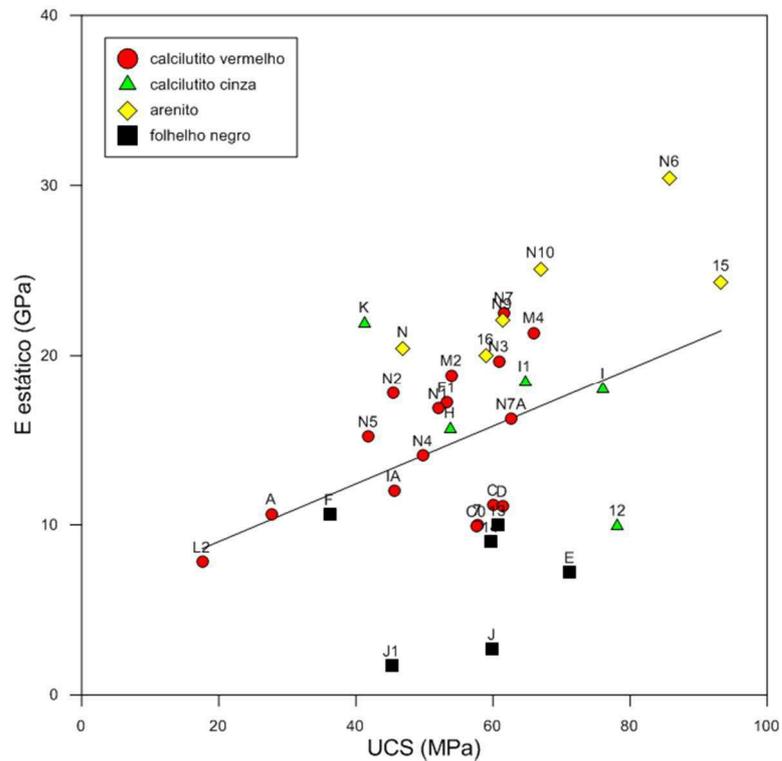


Figura 87: Relação dos módulos de Young estáticos com a resistência uniaxial obtida em ensaios estáticos.

Como mostrado no gráfico da Figura 88, o módulo de Young aumenta com a velocidade compressional (equação 56). Arenitos apresentam os maiores módulos estáticos, com altos valores de velocidade, enquanto calcilutitos apresentam velocidades ainda mais elevadas, porém, com maior variação e módulos mais baixos.

Os folhelhos chegam a apresentar velocidade de até 4000 m/s aproximadamente, mas sempre com módulos mais baixos, quando comparados aos outros grupos.

$$E_{estático} = 0,0073 v_c + 12,85 \tag{56}$$

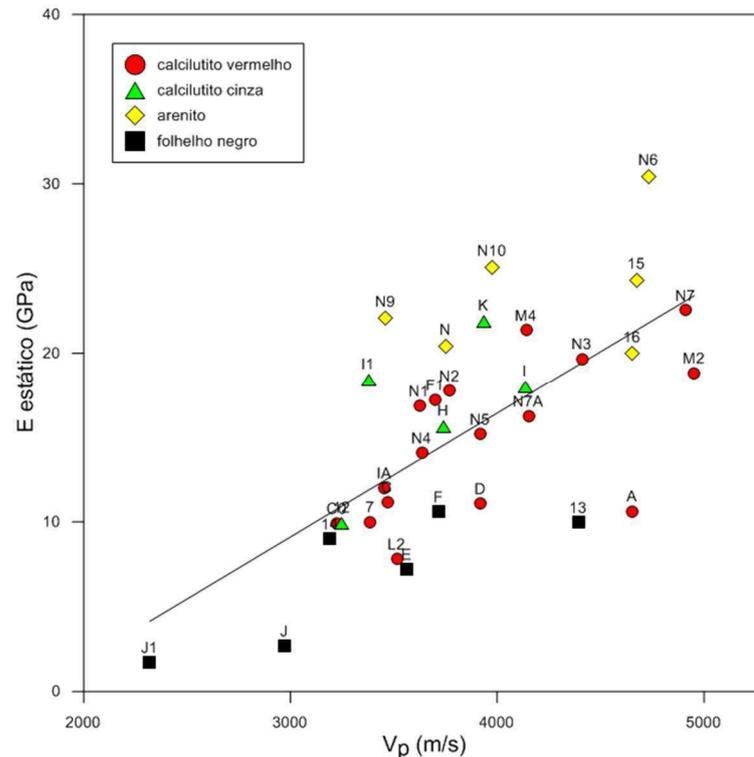


Figura 88: Relação dos módulos estáticos com os valores de velocidade compressional.

4.5 CORRELAÇÃO DOS MÓDULOS ESTÁTICOS E DINÂMICOS

Como o módulo de Young dinâmico é maior que o determinado a partir de ensaios de compressão uniaxial, já que a rápida aplicação de esforços de baixa magnitude faz que a rocha tenha um comportamento puramente elástico, pode-se considerar que aspectos das amostras de rochas em estudo, como a presença de material carbonático, óleo, matéria orgânica, matriz argilosa, descontinuidades, dentre outros acentuem a diferença entre os módulos de Young estáticos e dinâmicos.

Em arenitos, por exemplo, é provável que a presença de óleo em algumas amostras, aumente a velocidade de propagação das ondas, elevando o módulo dinâmico, enquanto possam influenciar na redução da resistência à deformação em ensaios estáticos.

Em calcilutitos o material carbonático destas rochas pode ter maior influência em ensaios dinâmicos, enquanto que a matriz argilosa, característica destas amostras, como também descontinuidades, possam ter maior influência em ensaios estáticos.

É importante lembrar que as amostras que sofreram o carregamento estático, não foram as mesmas utilizadas nos ensaios dinâmicos, desta forma, estas amostras podem se diferenciar quanto à presença de material carbonático, descontinuidades, dentre outros aspectos que possam influenciar nestes resultados.

Desta forma, os módulos dinâmicos para as rochas da Bacia do Rio do Peixe se apresentam em até 6,5 vezes mais elevados que seus correspondentes módulos estáticos (Figura 89).

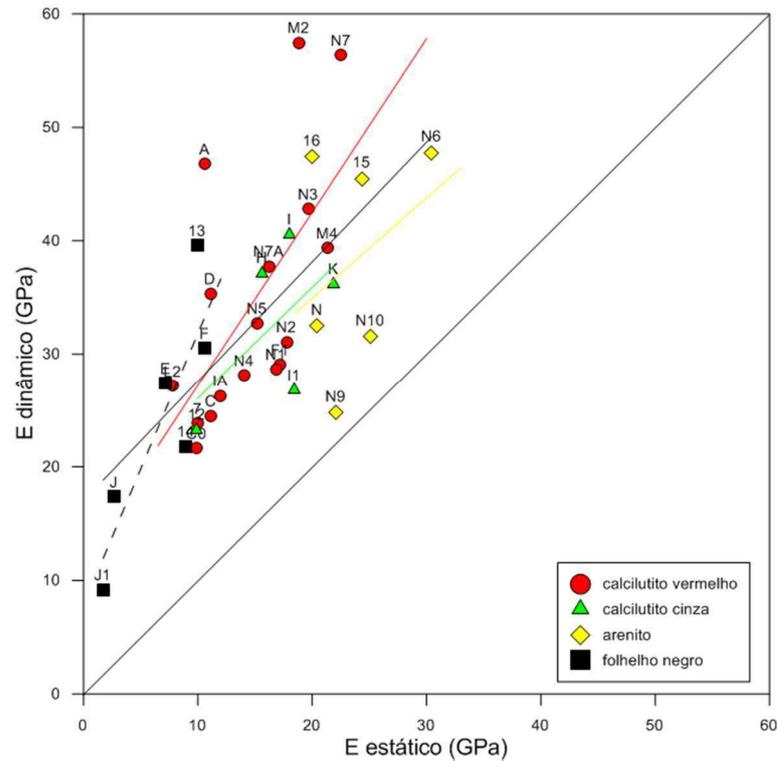


Figura 89: Relação entre os módulos de Young dinâmicos e estáticos.

A equação 57 corresponde à correlação geral encontrada, e as equações 58 a 61 correspondem às correlações obtidas para cada grupo de amostras, como observado na Figura 89. Os coeficientes de correlação indicam a dificuldade em estabelecer uma calibragem adequada entre os módulos estáticos e dinâmicos para as rochas da Bacia do Rio do Peixe.

$$E_{dinâmico} = 1,06 * E_{estático} + 17,02 \quad r = 0,41 \quad (57)$$

$$E_{dinâmico} = 1,53 * E_{estático} + 11,91 \quad r = 0,39 \quad (58)$$

$$E_{dinâmico} = 0,98 * E_{estático} + 16,24 \quad r = 0,35 \quad (59)$$

$$E_{dinâmico} = 0,88 * E_{estático} + 17,25 \quad r = 0,12 \quad (60)$$

$$E_{dinâmico} = 2,4 * E_{estático} + 7,83 \quad r = 0,74 \quad (61)$$

De maneira geral, nota-se a redução na diferença entre os módulos à medida que aumenta o módulo estático. Como observado no gráfico da Figura 89, nota-se que a menor e a maior diferença entre os módulos corresponde ao grupo de arenitos e folhelhos respectivamente.

Na Figura 90, observa-se suave redução da razão entre os módulos com o aumento da porosidade. O mesmo não ocorre para os folhelhos, os quais tem a diferença entre seus módulos elevada com a porosidade e reduzida com o aumento da densidade de grãos, como observado na Figura 91.

O gráfico da Figura 91 apresenta suave aumento da diferença entre os módulos estáticos e dinâmicos com o aumento da densidade de grãos para calcilitos e arenitos, pois como observado em análises anteriores, a tendência do aumento do módulo dinâmico com a densidade de grãos é mais acentuada do que a tendência observada para módulos estáticos.

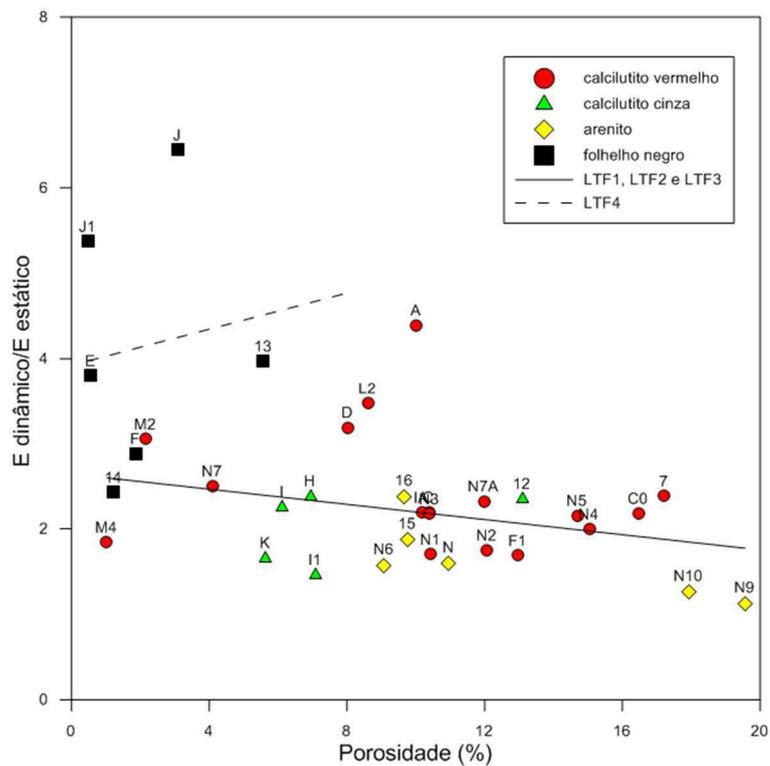


Figura 90: Relação da razão entre módulos dinâmicos e estáticos com a porosidade.

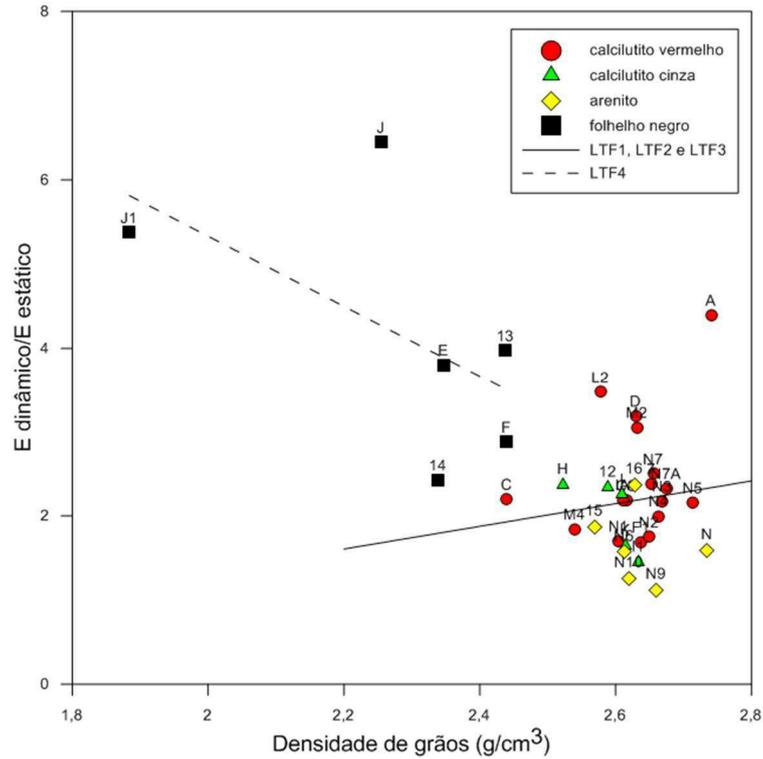


Figura 91: Relação da razão dos módulos estáticos e dinâmicos com a densidade de grãos.

Outra relação importante a considerar é a razão entre os módulos com a resistência à compressão uniaxial, como apresentada no gráfico da Figura 92. Para calcilutitos e arenitos ocorre a redução da diferença entre os módulos com o aumento da resistência. Já os folhelhos apresentam um comportamento diferenciado, o qual pode ocorrer devido aos módulos dinâmicos serem muito maiores, como também, devido aos folhelhos apresentarem resistências relativamente altas para baixos valores de módulos de Young estáticos.

Tabela 10: Valores dos módulos de Young e seus correspondentes valores RMR.

Litofácies	E_d (GPa)	E_s (GPa)	f_{ct} (MPa)	RMR
LTF1	34,63	67,31	14,85	57,42
LTF2	32,73	66,36	16,78	58,39
LTF3	38,23	69,12	23,73	61,86
LTF4	24,31	62,15	6,86	53,43

De acordo com este sistema de classificação, os valores de RMR encontrados para os módulos dinâmicos estão associados a um maciço rochoso bom (classe de maciço II), enquanto que os valores encontrados para os módulos estáticos correspondem a um maciço rochoso razoável (classe de maciço III). Como estas classificações se diferenciam ao proporem diferentes métodos de escavação, como também, na indicação do tempo de auto sustentação para as obras (ausência de qualquer método de suporte ou contenção para o maciço rochoso), ao considerar o módulo estático pode-se seguir com um cenário mais real, minimizando riscos.

5 CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Este trabalho consiste na obtenção dos módulos elásticos estáticos e dinâmicos das rochas da Bacia do Rio do Peixe, como também no levantamento de propriedades físicas como porosidade, densidade e resistência à compressão uniaxial, as quais estão associadas ao comportamento deformacional destas rochas. O estudo explorou a possibilidade de se estabelecer correlações entre estas propriedades, buscando o conhecimento físico e mecânico destes materiais rochosos.

Foram utilizadas amostras preparadas a partir de testemunhos de sondagem provenientes do furo estratigráfico (1-BSB01-PB), na Formação Sousa da Bacia do Rio do Peixe, com 300 metros de testemunhagem contínua vertical.

Os estudos foram desenvolvidos considerando ensaios não destrutivos de propagação de ondas sísmicas para o levantamento das velocidades das ondas compressivas e cisalhantes, assim como as constantes elásticas dinâmicas; ensaio de porosidade, o qual também fornece a densidade de grãos; ensaios mecânicos não destrutivos com a utilização do martelo de Schmidt e destrutivos a partir da aplicação do carregamento estático em amostras de rochas cilíndricas, os quais fornecem os valores de resistência à compressão uniaxial e os módulos de Young estáticos.

Através dos ensaios de porosidade, pôde-se obter a densidade de grãos de 2,5 a 2,7 g/cm³ aproximadamente para calcilitos e arenitos e para folhelhos, densidade de grãos de 2,43 a 1,88 g/cm³. Os valores mais elevados podem estar associados à presença de material carbonático em algumas amostras e os valores mais baixos à presença de matéria orgânica.

Em geral as amostras apresentaram baixa porosidade, onde arenitos e calcilitos apresentam os maiores valores de porosidade, com valor médio de 10,31%, enquanto as porosidades mais reduzidas correspondem aos folhelhos negros (2%). Provavelmente devido à baixa porosidade, os folhelhos apresentam uma correlação mais consistente de sua densidade total com a densidade de grãos.

Calcilitos e arenitos apresentam os valores de V_p em torno de 3809 e 4208 m/s, respectivamente. Já os folhelhos apresentam-se com os menores valores, em torno de 3360 m/s. Os valores mais elevados podem estar associados à presença de material carbonático e os menores, como o caso de folhelhos, devido à presença de matéria orgânica. O mesmo ocorre para as velocidades cisalhantes (V_{S1} e V_{S2}), com valores médios de 2430 e 2641 m/s para calcilitos e arenitos e 2081 m/s para folhelhos.

As amostras apresentam módulos de Young dinâmico entre 9,19 e 57,46 GPa e a razão de Poisson entre 0,22 para porosidades mais baixas, e 0,10, para porosidades mais elevadas.

Os valores de resistência à compressão uniaxial obtidos com o martelo de Schmidt encontram-se entre 42 a 95 MPa, onde os maiores valores correspondem aos calcilutitos e folhelhos negros. Já os valores de resistência uniaxial obtidos por meio de ensaios de compressão variam de 17,57 a 93,32 MPa e os módulos de Young, também obtidos por estes ensaios, se apresentam entre 1,71 e 30,45 GPa.

Os calcilutitos apresentam os maiores módulos dinâmicos, enquanto que os módulos estáticos mais elevados correspondem aos arenitos. Estas rochas apresentam módulos de Young mais elevados, assim como maiores valores de resistência à compressão uniaxial e ainda menores coeficientes de Poisson. Já os folhelhos negros apresentam módulos menores, porém, com resistências relativamente elevadas e também, maiores coeficientes de Poisson, o que remete ao caráter plástico deste grupo de rochas.

Parâmetros resistentes e deformacionais, como a resistência à compressão e o módulo de Young estático e dinâmico, de forma geral tem seus valores reduzidos com o aumento da porosidade e aumentam com a densidade de grãos. Em algumas destas relações, os folhelhos e calcilutitos cinzas apresentam comportamento contrário, possivelmente influenciado pela variação composicional que apresentam e aspectos estruturais.

Os módulos dinâmicos apresentam-se em até 6,5 vezes mais elevados que seus correspondentes estáticos, com a maior e menor diferença entre estes valores observada para folhelhos e arenitos, respectivamente. Pôde-se assim observar, que a diferença entre os módulos diminui com o aumento da resistência e do módulo estático.

Como discutido, é importante a calibragem entre os módulos, porém, as rochas estudadas neste trabalho apresentaram correlações fracas de seus módulos dinâmicos com os correspondentes estáticos, assim como as relações analisadas entre os outros parâmetros físicos e mecânicos, o que indica a complexidade destas amostras devido a fatores observados, como a variedade faciológica, material carbonático, matéria orgânica, óleo e descontinuidades.

Assim, é importante que sejam realizados estudos mais detalhados, voltados principalmente para a caracterização mineral destes materiais rochosos, a fim de se ter além de uma descrição qualitativa, uma possível análise quantitativa de seus constituintes. Além disso, torna-se também interessante investigar as características geológicas estruturais destas rochas e o estudo da influência das descontinuidades presentes na propagação de ondas sísmicas.

Recomenda-se ainda avaliar o efeito da pressão confinante e da saturação fluida sobre a relação entre os módulos elásticos estáticos e dinâmicos.

REFERÊNCIAS

AADNOY B. S.; LOOYEH R. *Petroleum Rock Mechanics: Drilling Operations and Well Design*. Oxford: Elsevier, 2010. 350p.

ABREU, E. S. *Modelagens Teóricas e Empíricas Aplicadas à Investigação da Conexão entre as Propriedades Petrofísicas e Elásticas em Rochas Carbonáticas*. 142 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2010.

AYDIN A.; BASU, A. *The Schmidt hammer in rock material characterization*. Department of Earth Sciences, The University of Hong Kong, Hong Kong, China: Engineering Geology. Elsevier, 2005. 14p.

AZEVEDO, I. C. D.; MARQUES, E. A. G. *Introdução à Mecânica das Rochas*. Viçosa: UFV, 2006. 363p.

BIENIAWSKI, Z. T. *The Rock Mass Rating (RMR) System (Geomechanics Classification) in Engineering Practice*, Rock Classification Systems for Engineering Purposes, ASTM STP 984, Louis Kirkaldie, Philadelphia: American Society for Testing and Materials, 1988. pp. 17-34.

BLOCH, M.; DILLON, L.D.; SOARES, J.A. *Obtenção simultânea de parâmetros elásticos dinâmicos e estáticos*. In: Terceiro Congresso Internacional da SBGf, Rio de Janeiro, 1993.

BLOCH, M.; SOARES, J. A.; DILLON, L. D. *Obtenção dos Módulos Elásticos de Rochas Através da Propagação de Ondas P e S*. In: Primeiro Simpósio Brasileiro de Mecânica de Rochas, Paraná, 1994.

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

CHANG, C.; ZOBACK, M. D.; KHAKSAR, A. Empirical relations between rock strength and physical properties in sedimentary rocks. *Journal of Petroleum Science & Engineering*, Elsevier, 2006, p. 223-237.

CONCEIÇÃO, J. C. J.; ZALÁN, P. V.; WOLFF, S. *Mecanismo, Evolução e cronologia do rift sul-atlântico*, Boletim de Geociências da Petrobrás, 1998, v.2, p. 255-265.

COSTA, A. B. S. *Diagênese e Proveniência dos Arenitos da Tectonossequência Rife nas Bacias do Rio do Peixe e do Araripe, NE do Brasil*. 117 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2010.

DIAS, G. P. *Determinação do Efeito de Escala na Porosidade de Arenitos Artificiais não Consolidados e Projeto de um Porosímetro a Gás para Amostras com Diferentes Diâmetros*. 113 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008.

DILLON, L.D.; SOARES, J.A.; BLOCH, M. *Implementação de banco de dados de constantes elásticas estáticas e dinâmicas*. Relatório interno. Centro de Pesquisas da Petrobras. 1995.

DINIS, C. A.; COSTA, S. M.; CARANHOLA, P.H. *Correlação entre Módulos Estáticos e Dinâmicos para Mármore*. In: Sétimo Congresso Nacional de Geotecnia, Porto, 2000.

FLORES, A.C. C.; DUPUY, I. S. S.; FORBRIG, L. C.; CAMPINHO, V. S. *Perfilagem: Conceitos e Aplicações*. Apostila interna. Centro de Pesquisas da Petrobras. 2003.

FRANÇOLIN, J. B. L.; COBBOLD, P. R.; SZATMARI, P. Faulting in the Early Cretaceous Rio do Peixe basin (NE Brazil) and its significance for the opening of the Atlantic. *Journal of Structural Geology*, 1994, v.16, n. 5, p. 647-661.

HAWKES; MELLOR, M. *Uniaxial Testing in Rock Mechanics Laboratories*. University of Sheffield, Amsterdam: Engineering Geology, Elsevier, 1969. 107p.

HUDSON, J. A.; HARRISON, J. P. *Engineering Rock Mechanics: An Introduction to the Principles*. Oxford: Elsevier Science, 1997, v.1. 458p.

JAEGER, J. C.; COOK, N. G. W.; ZIMMERMAN, R. W. *Fundamentals of Rock Mechanics*. Blackwell Publishing, 2007, 489p.

KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Oxford: Blackwell Science, 2002, 281p.

MAVKO, G., MUKERJI, T., DVORKIN, J. *The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis in Porous Media*. Cambridge University Press, Cambridge, New York, USA, 1998, 329 p.

OHKUBO, T.; TERASAKI, A. *Physical Property and Seismic Wave Velocity of Rock*. Oyo Technical Note. Japan, 1977.

PERNETA, J. P. S. *Caracterização Geológica e Geotécnica dos Complexos Vulcânicos Antigo e Intermédio da Ilha da Madeira*. 127 p. Dissertação de Mestrado - Universidade da Madeira, Funchal, Portugal, 2010.

PINHO, A. B. *Caracterização Geotécnica de Maciços Rochosos de Baixa Resistência*. 283 p. Tese de Doutorado - Universidade de Évora, Évora, Portugal, 2003.

PONTE, F.C.; PONTE FILHO, F.C. *Estrutura geológica e evolução tectônica da Bacia do Araripe*. Recife, PE, DNPM/DMME (Pernambuco e Ceará), 1996.

RAMOS, T. M. M. A. *Ensaio geomecânicos em rochas metassedimentares do maciço da Mina das Aveliras (Mosteiro de Tibães): comparação, potencialidades e limitações*. 241 p. Dissertação de Mestrado - Instituto Superior de Engenharia do Porto, Departamento de Engenharia Geotécnica, Porto, Portugal, 2009.

REGO, T. C. *Faciologia, Petrografia e Diagênese das Rochas do Poço 1-BSB-01-PB, Formação Sousa da Bacia do Rio do Peixe-PB*. 83 p. Relatório de Graduação - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2015.

ROSA, A. J.; CARVALHO, R. S.; XAVIER, J. A. D. *Engenharia de Reservatórios de Petróleo*. Interciência, 2006.

SCHON, J. H. *Propriedades Físicas das Rochas Aplicadas à Engenharia de Petróleo: Fundamentos Teóricos e Práticos*. Elsevier, 2011, 583p.

SÉNANT, J.; POPOFF, M. Early Cretaceous extension in northeast Brazil related to the South Atlantic opening. *Tectonophysics*, 1991, p. 35-46.

SILVA, A. N. *Arquitetura, Litofácies e Evolução Tectono-Estratigráfica da Bacia do Rio do Peixe, Nordeste do Brasil*. 128 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2009.

SILVA, G. A. F. *Correlações Dinâmico-Estáticas de Resistência de Arenitos do Reservatório de Chicontepec-México*. 160 p. Dissertação de Mestrado - COPPE, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

SILVA, A. S.; XAVIER JÚNIOR, J. R. B.; S.; SANTIAGO, K. F. F. L.; SOUZA, F. M.; CAVALCANTI, B. M.; NOGUEIRA, F. C. C.; SOARES, J. A. *Controle Faciológico na Migração e Acúmulo de Fluidos em Folhelhos da Formação Sousa - Bacia do Rio do Peixe*. In: Rio Oil & Gas Expo and Conference 2014, Rio de Janeiro, 2014.

SOARES, J. A. *Um estudo da estabilidade mecânica de poços a partir de perfis geofísicos em formações pouco consolidadas*. 160 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Federal do Pará, Belém, 1992.

SOARES, J.A.; DILLON, L.D. *Deriving cohesion and angle of friction from well logs*. In: 31st International Geological Congress, 2000, Rio de Janeiro, 2000.

SOARES, J.A.; SOARES, A.C. *Identifying rock failure mechanisms through shear wave velocity measurements*. In: Sétimo Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 2001, Salvador. Anais do Sétimo Congresso da SBGf, 2001. v. 1. p. 911-914.

SOARES, J.A.; NOGUEIRA, F. C. C.; TABOSA, L. D. G.; ALMEIDA, H. A.; CAVALCANTI, B. M.; SOUZA, F. M.; GURJÃO, K. G. R.; FREIRE, L. A.; RIBEIRO, G. A. V.; SOUSA, W. B.; DIAS, C. H.; LIMA, P. H. A.; ARAÚJO, A. M. M. *Petrofísica da Bacia do Rio do Peixe: resultados preliminares*. In: V Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salvador, 2012.

SZATMARI, P.; FRANÇOLIN, J. B. L.; ZANOTTO, O.; WOLFF, S. *Evolução tectônica da margem equatorial brasileira*. *Revista Brasileira de Geociências*, 1987, v.17, n.2, p. 180-188.

THIEL, K. *Rock Mechanics in Hydroengineering*. Amsterdam: Elsevier, 1989.

TIAB, D. ; DONALDSON, E. C. *Petrophysics: Theory and Practice of Measuring Reservoir Rock and Fluid Transport Properties*. Oxford: Elsevier, 2004, v.1. 926p.

USHIROBIRA, C. A. *Construção de modelo de porosidade de reservatório com dados reais através de inferência bayesiana*. 105 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, 2004.

VALLEJO, L. I. G.; FERRER, M.; ORTUÑO, L.; OTEO, C. *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson Educación, 2002, 744p.

VASQUEZ, G. F. *Comportamento Viscoelástico do Arenito Namorado e suas Relações com Atributos Faciológicos*. 237 p. Dissertação de Mestrado - Universidade Estadual de Campinas, Campinas, 2000.

WOLHART, S. *Static vs. Dynamic Modulus: Tight Gas Sands Research Program*. Chicago: Gas Research Institute, 1992.

ZORLU, K.; GOKCEOGLU, C.; OCAKOGLU, F.; NEFESLIOGLU, H. A.; ACIKALIN, S. *Prediction of uniaxial compressive strength of sandstones using petrography-based models*. Turquia: Engineering Geology, Elsevier, 2007.

1 ANEXO I

As Figuras A1.1 a A1.2 apresentam mosaicos com as fotografias das oitenta e uma caixas de testemunhos recuperadas do furo estratigráfico 1-BSB01-PB.

As Figuras A1.3 a A1.4 apresentam a distribuição das fácies do furo estratigráfico juntamente com todas as amostras selecionadas para a realização deste trabalho e os perfis de raio gama natural e de velocidade de onda compressional.

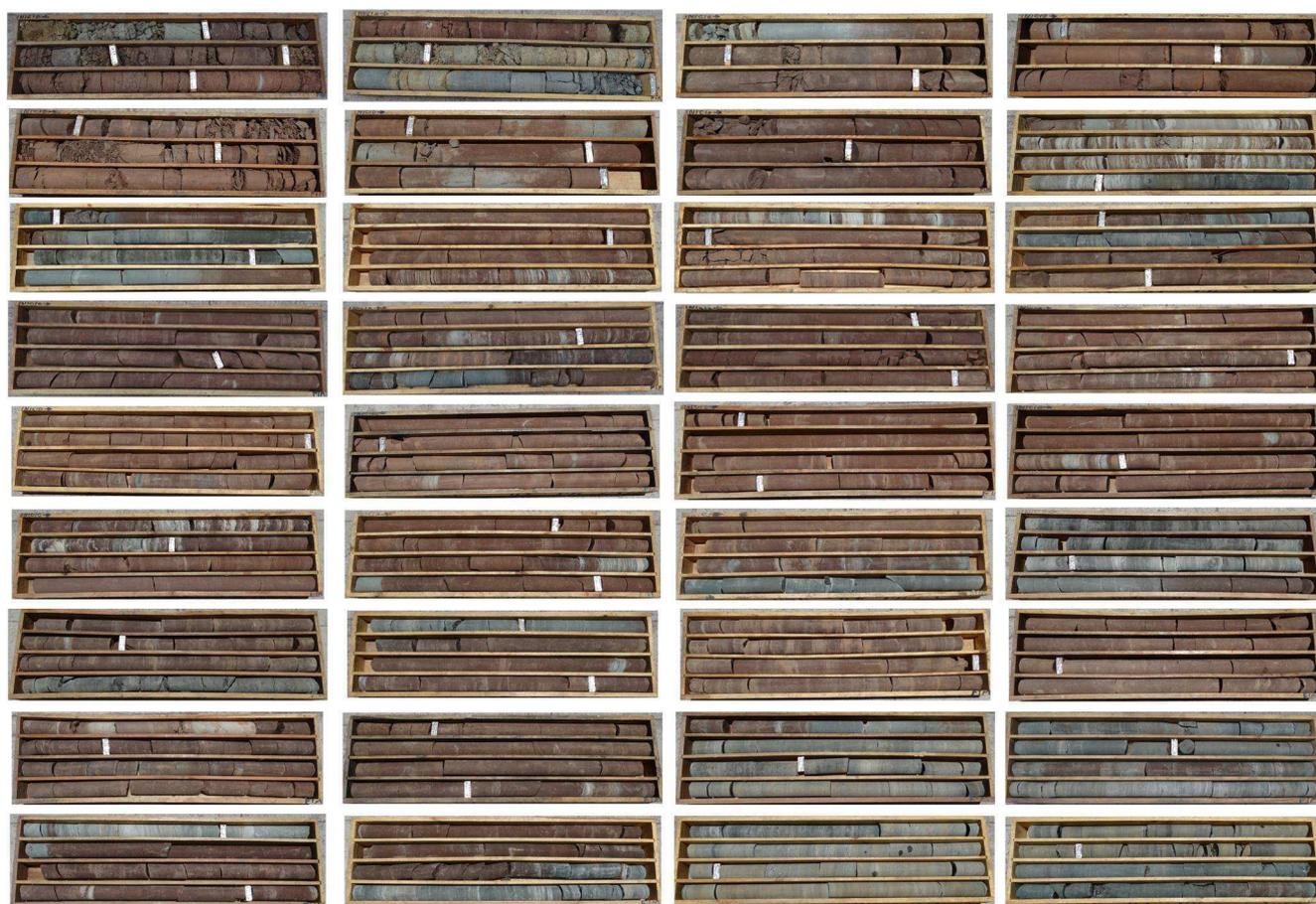


Figura A1.1: Mosaico fotográfico com as 36 primeiras caixas de testemunhos do furo 1BSB01-PB, ordenadas em linha e da esquerda para a direita.



Figura A1.2: Mosaico fotográfico com a 37^a à 81^a caixa de testemunhos do furo 1BSB01-PB, ordenadas em linha e da esquerda para a direita.

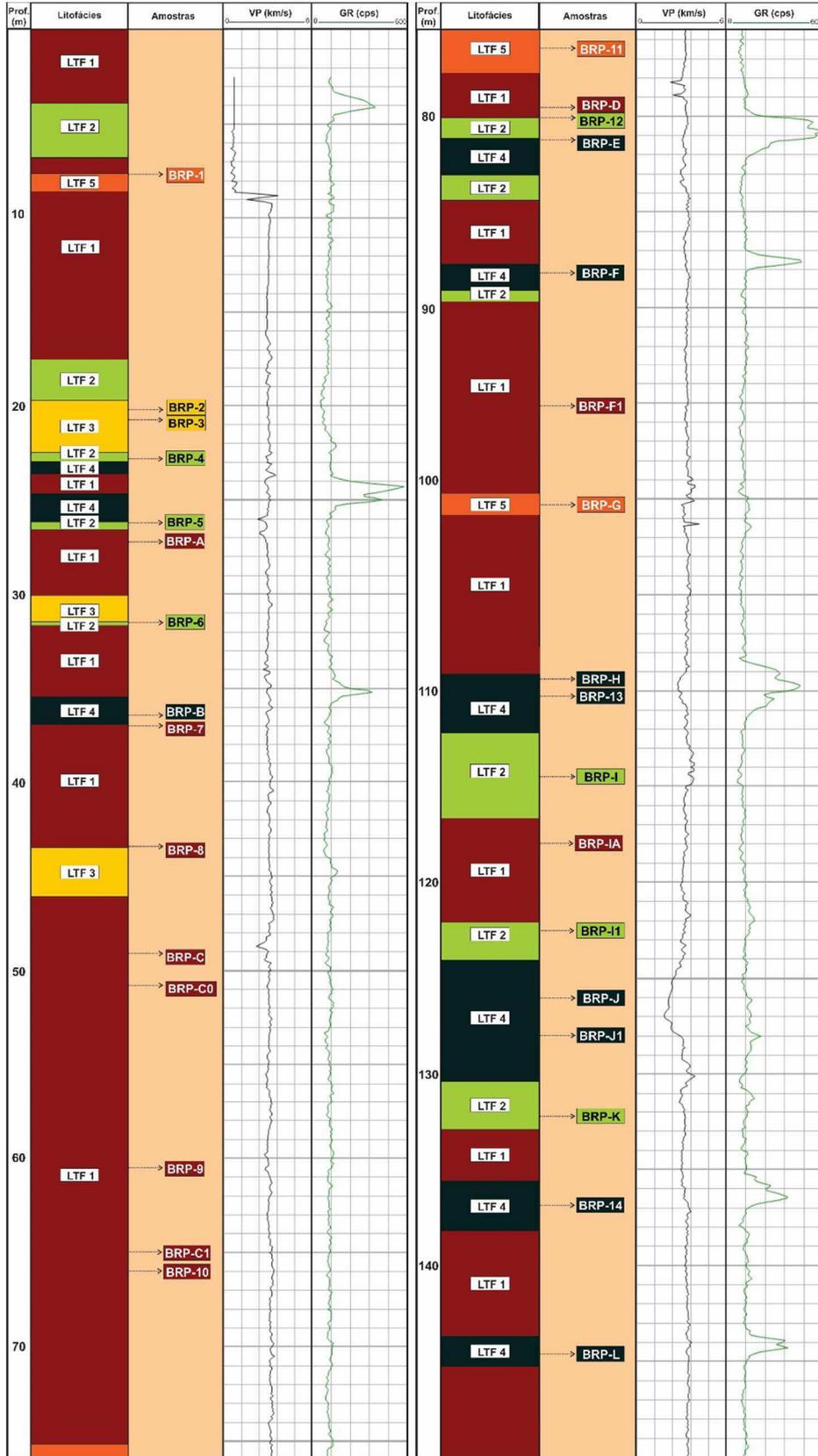


Figura A1.3: Colunas representando o furo estratigráfico 1BSB01-PB na profundidade de 0-150 metros.

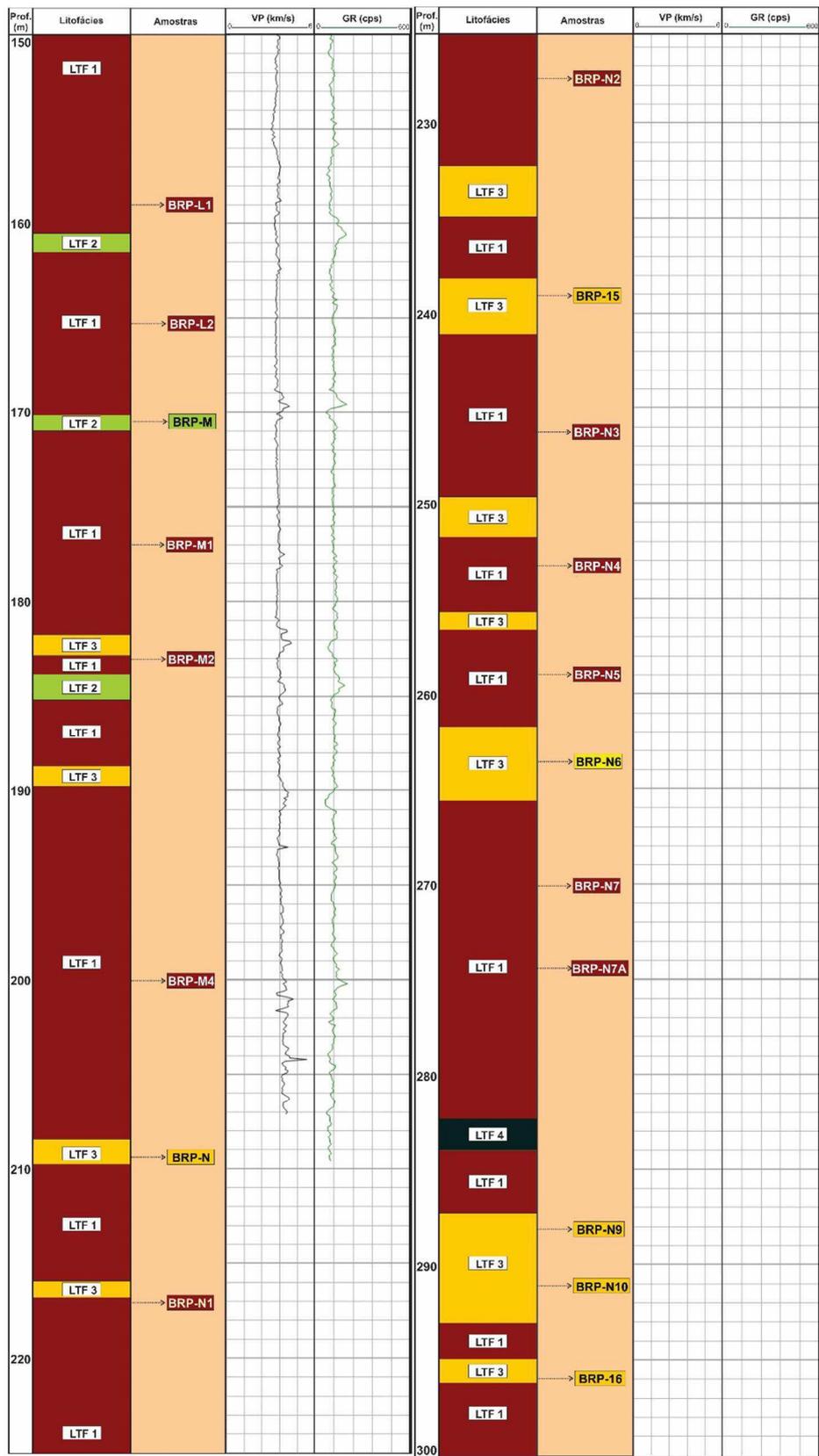


Figura A1.4: Colunas representando o furo estratigráfico 1BSB01-PB na profundidade de 150-300 metros.

Na Tabela AI.1 apresenta a classificação faciológica e a profundidade das amostras estudadas neste trabalho.

Tabela AI.1: Amostras BRP com suas respectivas litofácies e profundidades em que se localizam no furo 1BSB01-PB.

BRP	Litofácies	Profundidade (m)
A	Calcilutito vermelho	27,28
7	Calcilutito vermelho	36,95
C	Calcilutito vermelho	49,12
C0	Calcilutito vermelho	50,80
D	Calcilutito vermelho	79,53
12	Calcilutito cinza	80,50
E	Folhelho negro	81,23
F	Folhelho negro	88,19
F1	Calcilutito vermelho	95,16
H	Calcilutito cinza	109,37
13	Folhelho negro	110,25
I	Calcilutito cinza	114,50
IA	Calcilutito vermelho	118,00
I1	Calcilutito cinza	122,52
J	Folhelho negro	126,00
J1	Folhelho negro	128,00
K	Calcilutito cinza	131,20
14	Folhelho negro	136,83
L2	Calcilutito vermelho	165,30
M2	Calcilutito vermelho	183,00
M4	Calcilutito vermelho	200,00
N	Arenito	209,35
N1	Calcilutito vermelho	217,00
N2	Calcilutito vermelho	227,61
15	Arenito	239,83
N3	Calcilutito vermelho	246,20
N4	Calcilutito vermelho	253,20
N5	Calcilutito vermelho	258,90
N6	Arenito	263,50
N7	Calcilutito vermelho	270,00
N7A	Calcilutito vermelho	274,30
N9	Arenito	288,00
N10	Arenito	291,00
16	Arenito	295,90

2 ANEXO II

As Tabelas AII.1 a AII.2 apresentam os resultados obtidos através dos ensaios petrofísicos, como porosidade, densidade de grãos, densidade total, velocidades sísmicas e constantes elásticas dinâmicas.

Tabela AII.1: Resultados de porosidade, densidade de grãos e densidade total para as amostras BRP.

BRP	Porosidade (%)	Densidade de grãos (g/cm³)	Densidade total (g/cm³)
A	10,02	2,74	2,46
7	17,22	2,65	2,20
C	10,38	2,44	2,19
C0	16,47	2,62	2,19
D	8,02	2,63	2,42
12	13,09	2,59	2,25
E	0,56	2,35	2,33
F	1,86	2,44	2,39
F1	12,97	2,64	2,30
H	6,94	2,52	2,35
13	5,58	2,44	2,30
I	6,12	2,61	2,45
IA	10,17	2,61	2,35
II	7,08	2,63	2,45
J	3,08	2,26	2,19
J1	0,48	1,88	1,87
K	5,64	2,62	2,47
14	1,23	2,34	2,31
L2	8,61	2,58	2,36
M2	2,15	2,63	2,58
M4	1,02	2,54	2,51
N	10,96	2,74	2,44
N1	10,44	2,61	2,33
N2	12,07	2,65	2,33
15	9,76	2,57	2,32
N3	10,40	2,67	2,39
N4	15,04	2,66	2,26
N5	14,69	2,71	2,32
N6	9,08	2,61	2,38
N7	4,10	2,66	2,55
N7A	11,97	2,68	2,35
N9	19,56	2,66	2,14
N10	17,92	2,62	2,15
16	9,67	2,63	2,37

Tabela AII.2: Resultados de velocidades sísmicas e constantes elásticas dinâmicas para as amostras BRP.

BRP	V_P (m/s)	V_{S1} (m/s)	V_{S2} (m/s)	E (GPa)	Coef. Poisson (ν)	G (GPa)	K (GPa)
A	4654	2797	2775	46,75	0,22	19,14	27,93
7	3387	2163	2174	23,81	0,15	10,33	11,44
C	3468	2186	2190	24,49	0,17	10,47	12,33
C0	3226	2084	2073	21,62	0,15	9,44	10,15
D	3920	2516	2535	35,34	0,15	15,43	16,59
12	3249	2173	2156	23,21	0,10	10,54	9,70
E	3563	2239	2230	27,41	0,18	11,65	14,10
F	3718	2333	2316	30,51	0,18	12,94	15,84
F1	3701	2314	2324	29,06	0,18	12,34	14,99
H	3741	2365	2347	37,10	0,17	15,84	18,79
13	4393	2668	2673	39,59	0,21	16,40	22,52
I	4134	2680	2753	40,50	0,12	18,08	17,76
IA	3456	2201	2196	26,30	0,16	11,34	12,89
I1	3376	2201	2190	26,74	0,13	11,79	12,18
J	2972	1809	1824	17,34	0,20	7,21	9,70
J1	2320	1429	1441	9,19	0,19	3,86	4,94
K	3935	2519	2523	36,12	0,15	15,68	17,30
14	3192	2003	2006	21,80	0,17	9,28	11,15
L2	3515	2212	2230	27,14	0,17	11,62	13,62
M2	4953	3064	3057	57,46	0,19	24,12	30,99
M4	4141	2565	2568	39,35	0,19	16,56	21,02
N	3750	2451	2379	32,47	0,15	14,17	15,29
N1	3623	2298	2299	28,67	0,16	12,33	14,18
N2	3771	2389	2402	31,07	0,16	13,37	15,32
15	4674	2859	2855	45,48	0,20	18,92	25,44
N3	4410	2759	2747	42,79	0,18	18,12	22,36
N4	3636	2303	2324	28,10	0,16	12,11	13,77
N5	3918	2450	2444	32,72	0,18	13,86	17,04
N6	4733	2893	2890	47,77	0,20	19,87	26,72
N7	4912	3052	3061	56,35	0,18	23,80	29,72
N7A	4152	2577	2656	37,75	0,17	16,12	19,12
N9	3460	2262	2281	24,76	0,12	11,04	10,89
N10	3976	2489	2513	31,54	0,17	13,44	16,08
16	4653	2895	2932	47,38	0,18	20,11	24,52

Abaixo é apresentado um exemplo de relatório fornecido pelo sistema AutoLab correspondente ao ensaio de propagação de ondas elásticas para cada amostra analisada. Neste relatório constam os dados de velocidades, módulos de Young e razão de Poisson, registrados nas pressões de 40 a 5 Mpa. São apresentadas também as formas de onda P, S_1 e S_2 com suas respectivas marcações, que indicam o tempo de chegada de cada onda, permitindo assim, o cálculo das velocidades.

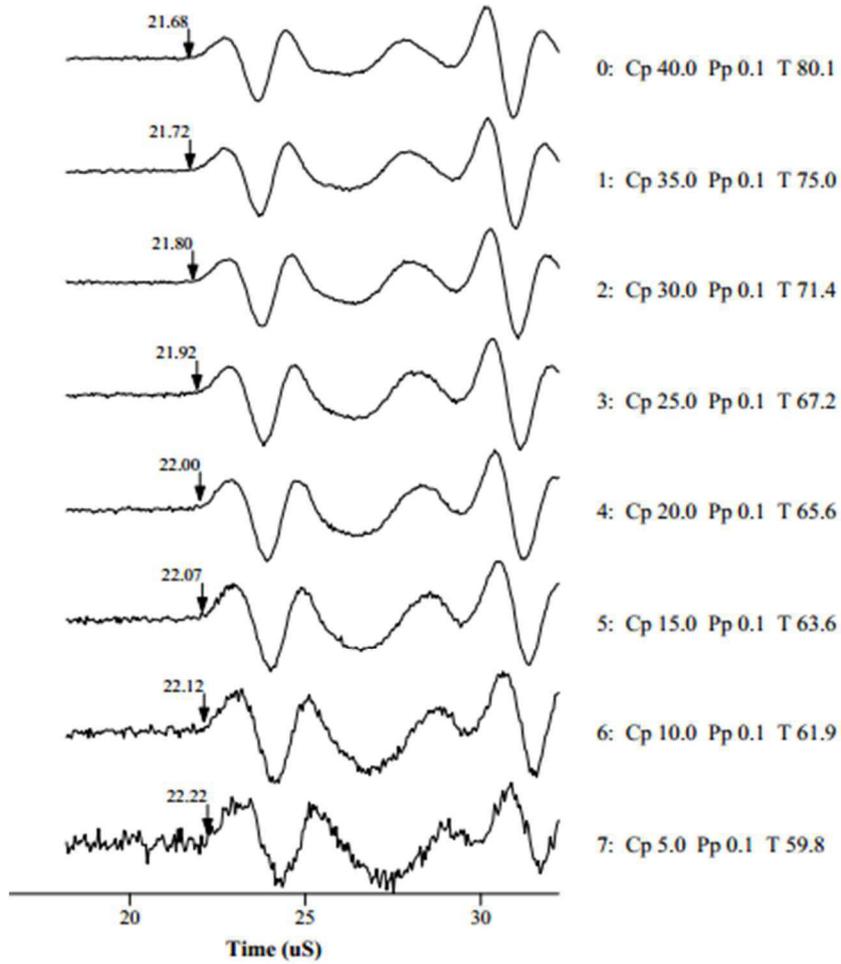
Ultrasonic Velocity Measurement Report

Sample and Experiment Information for File Karina_BPR-A			
Well:	1BSB01PB	Organization:	UFCG
Depth:	27.3 m	Transducer:	Vel_A
Formation:	Sousa	Rock type:	
Dry bulk density:	2.467 gm/cm ³	Porosity:	10.0%
Sat. bulk density:		Pore fluids:	Air
Diameter:	35.53 mm	Entered Length:	55.35 mm

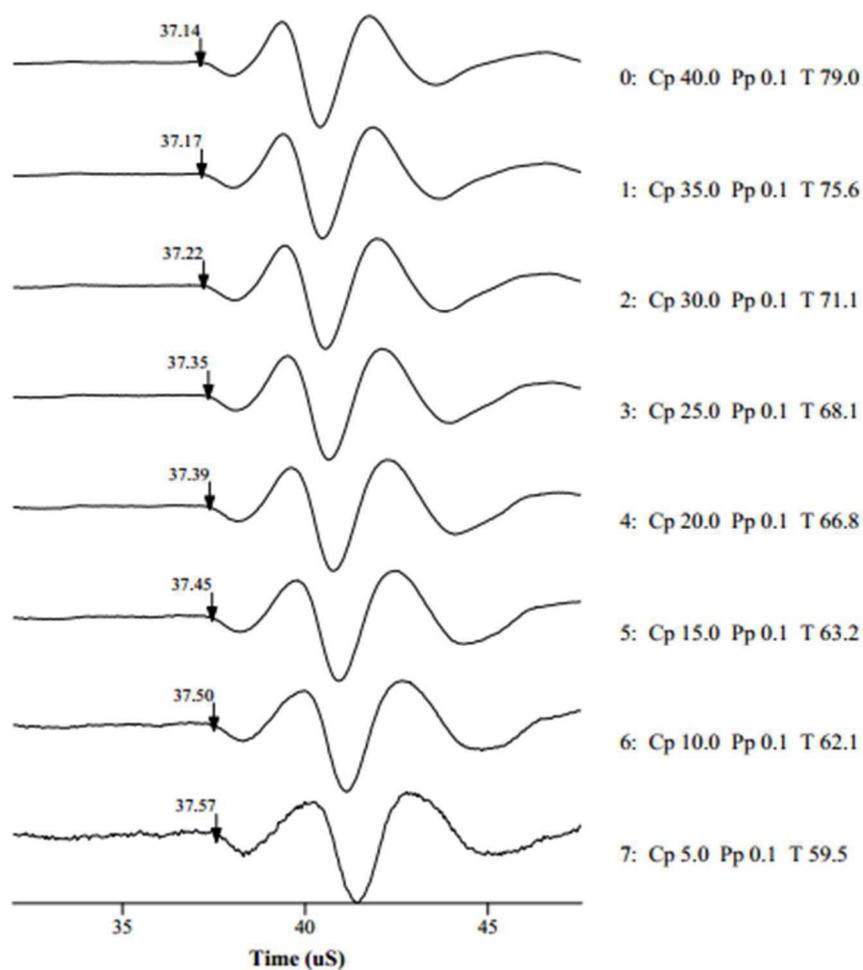
Comments: Obtencao dos modulos de elasticidade - Ensaios
 Expt name: Karina_BPR-A
 Expt date: Mon Aug 25 08:44:37 2014
 Print date: Mon Aug 25 17:20:25 2014
 A2D File:

Observed Velocities and Moduli for File Karina_BPR-A									
Event	Conf	Pore	Diff	Temp	V_p	$V_s^{(1)}$	$V_s^{(2)}$	Young's Modulus	Poisson's Ratio
	MPa	MPa	kN	°C	m/s	m/s	m/s	GPa	
0	40.0	0.1	—	79.3	4654	2797	2775	46.75	0.221
1	35.0	0.1	—	75.1	4641	2792	2766	46.51	0.221
2	30.0	0.1	—	70.5	4609	2785	2759	46.13	0.217
3	25.0	0.1	—	67.6	4564	2767	2752	45.53	0.212
4	20.0	0.1	—	66.5	4533	2762	2741	45.14	0.208
5	15.0	0.1	—	63.2	4508	2753	2725	44.69	0.207
6	10.0	0.1	—	62.3	4490	2746	2721	44.45	0.206
7	5.0	0.1	—	59.5	4454	2737	2719	44.06	0.200

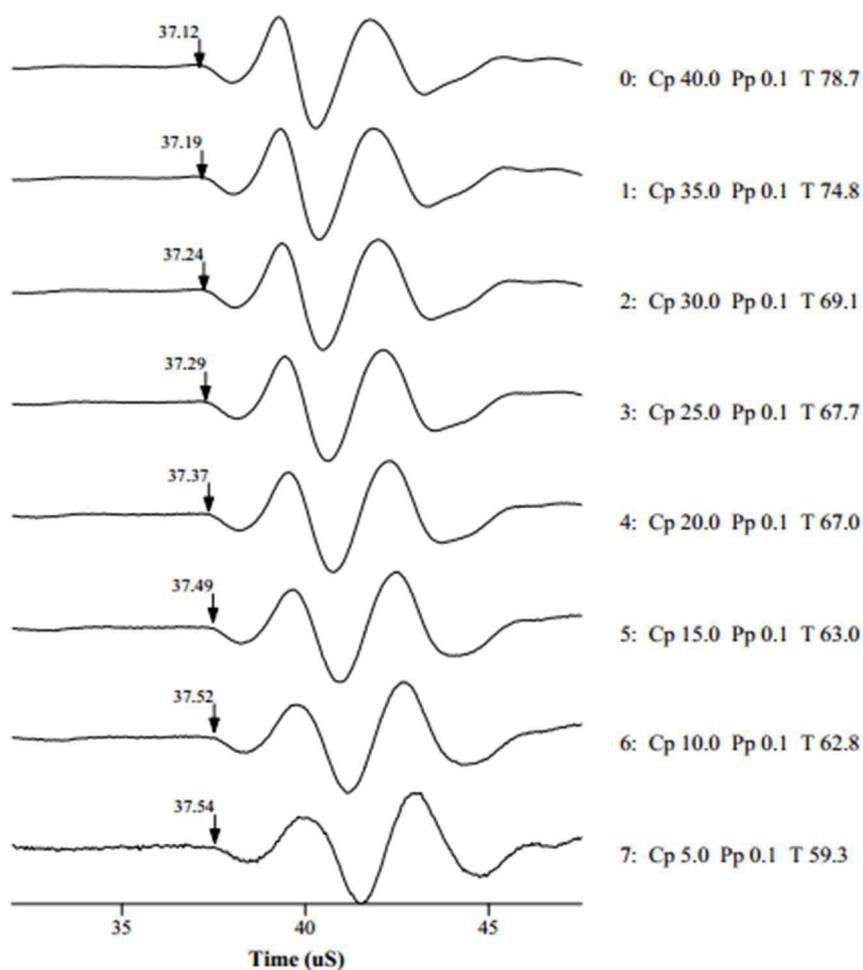
Waveform waterfall for p arrivals	
Experiment:	Karina_BPR-A
Well:	1BSB01PB
Depth:	27.3 m
File name:	Karina_BPR-A



Waveform waterfall for s1 arrivals	
Experiment:	Karina_BPR-A
Well:	1BSB01PB
Depth:	27.3 m
File name:	Karina_BPR-A



Waveform waterfall for s2 arrivals	
Experiment:	Karina_BPR-A
Well:	1BSB01PB
Depth:	27.3 m
File name:	Karina_BPR-A



Como a seleção das amostras utilizadas para este estudo foi realizada através da descrição geológica e por meio de alguns perfis, como o de velocidade de propagação de ondas elásticas, o gráfico da Figura A2.1 apresenta a relação entre os dados de velocidades obtidos na perfilagem e os valores obtidos em laboratório.

Observa-se que alguns resultados obtidos em laboratório são coerentes com os valores levantados na perfilagem sônica, porém mais elevados, provavelmente devido à pressão confinante de 40 MPa utilizada nos ensaios laboratoriais.

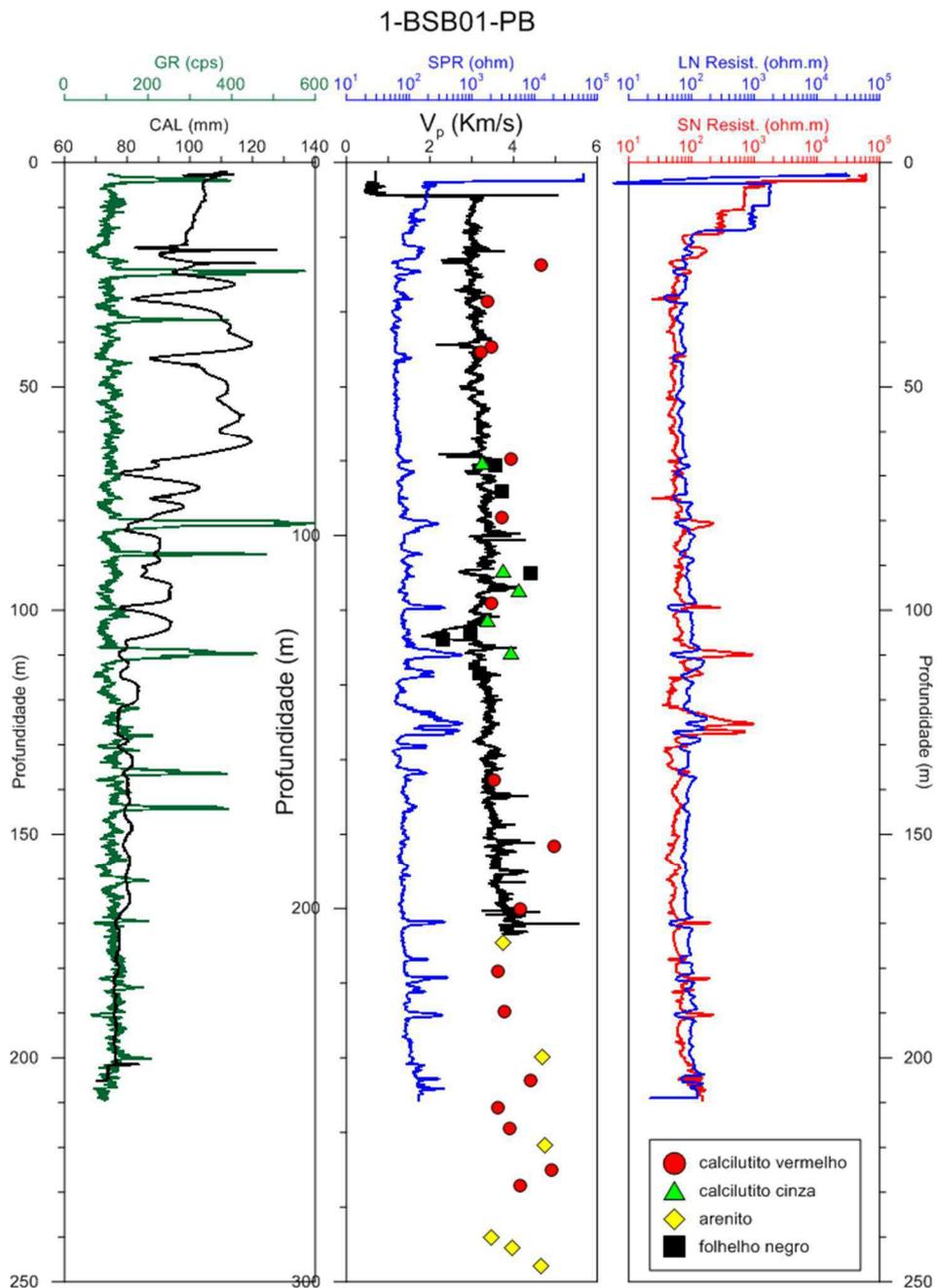


Figura A2.1: Comparação dos valores de V_p obtidos em laboratório com os valores provenientes da perfilagem do furo 1BSB01-PB.

3 ANEXO III

A Tabela AIII.1 apresenta os resultados obtidos através dos ensaios mecânicos com a utilização do Martelo de Schmidt, como o valor do rebote (R), resistência ($UCS_{Schmidt}$) e os resultados obtidos por meio dos ensaios estáticos de compressão uniaxial, como resistência (UCS) e os módulos de Young estáticos (E).

Tabela AIII.1: Resultados de resistência à compressão uniaxial e módulo de Young estático.

BRP	Rebote (R)	$UCS_{Schmidt}$ (MPa)	UCS (Mpa)	E (GPa)
A	37,79	67,00	27,70	10,64
7	36,34	51,00	57,78	10,00
C	35,40	49,00	60,02	11,16
C0	37,20	51,00	57,62	9,91
D	36,33	60,00	61,38	11,09
12	37,50	59,00	78,19	9,92
E	40,69	68,00	71,25	7,21
F	36,62	60,00	36,18	10,60
F1	37,81	60,00	53,31	17,22
H	42,40	74,00	53,75	15,65
13	34,78	52,00	60,70	9,96
I	37,08	65,00	76,06	18,01
IA	37,25	60,00	45,56	12,00
II	31,25	50,00	64,66	18,43
J	39,20	57,00	59,88	2,69
J1	37,21	45,00	45,24	1,71
K	36,36	65,00	41,29	21,90
14	37,69	61,00	59,68	8,98
L2	33,00	49,00	17,57	7,81
M2	44,00	95,00	53,97	18,84
M4	29,50	45,00	66,02	21,36
N	37,35	65,00	46,89	20,43
N1	30,67	42,00	52,07	16,85
N2	33,50	43,00	45,36	17,77
15	33,66	48,00	93,32	24,34
N3	41,29	74,00	60,90	19,68
N4	42,69	70,00	49,82	14,07
N5	38,64	62,00	41,83	15,19
N6	34,83	53,00	85,79	30,45
N7	37,00	69,00	61,67	22,54
N7A	34,50	51,00	62,73	16,24
N9	34,68	42,00	61,38	22,09
N10	34,86	43,00	66,99	25,10
16	36,04	58,00	58,93	19,99

As Figuras A3.1 e A3.2 apresentam algumas das curvas tensão-deformação que foram geradas nos ensaios de compressão uniaxial e possibilitaram a determinação do módulo de Young para as amostras BRP. A linha marcada em vermelho, representa a porção da curva usada para o cálculo do módulo de Young.

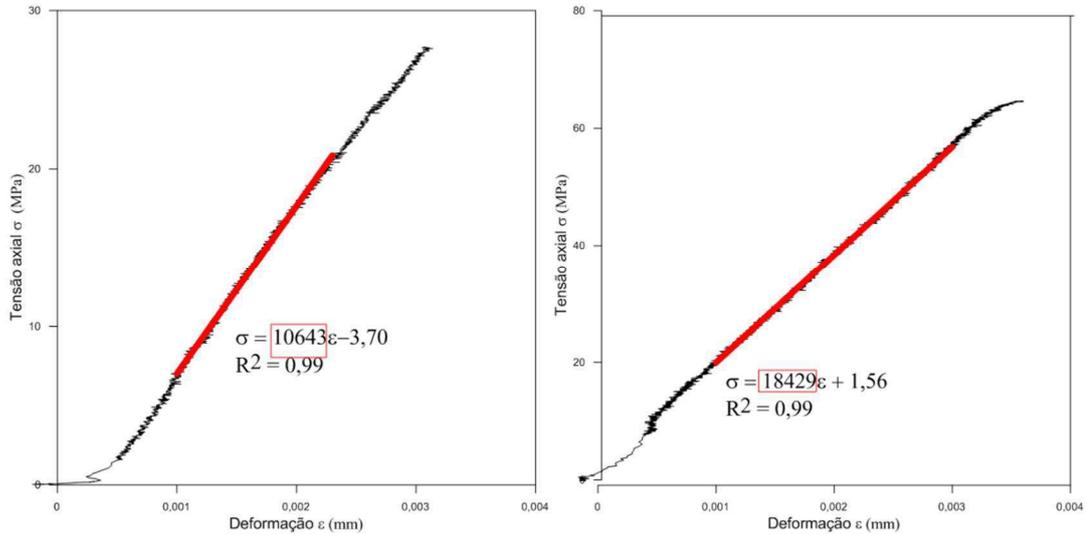


Figura A3.1: Curvas tensão-deformação das amostras BRP-A e BRP-I1.

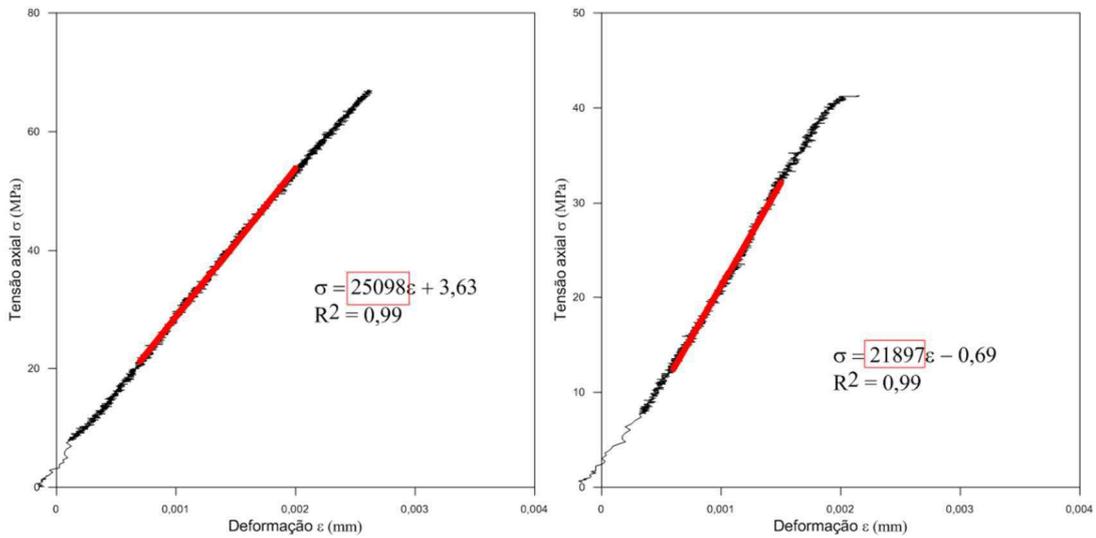


Figura A3.2: Curvas tensão-deformação das amostras BRP-N10 e BRP-K.