

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
BACHARELADO EM GEOLOGIA

RODRIGO SOARES MONTEIRO DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA E PETROFÍSICA DE COQUINAS DA
FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

Trabalho Final de Curso



RIO DE JANEIRO
2013

RODRIGO SOARES MONTEIRO DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA E PETROFÍSICA DE COQUINAS DA
FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

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

Orientador:
D.Sc. Emílio Velloso Barroso

Co-orientador:
D.Sc. Patrick Corbett



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO – UFRJ
MARÇO DE 2013

SILVA, Rodrigo Soares Monteiro da, 1988-
Caracterização Geomecânica e Petrofísica de
Coquinas da Formação Morro do Chaves, Seção Rifte da
Bacia de Sergipe-Alagoas : Rodrigo Soares Monteiro da
Silva. – 2013
67p. : il. color. ; 30cm

Orientador: Emílio Velloso Barroso
Co-orientador: Patrick Corbett
Trabalho Final de Curso (Geologia) – Universidade
Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências,
Departamento de Geologia, 2013.

1. Geologia. 2. Geomecânica. 3. Petrologia. I. Barroso,
Emílio Velloso. II. Corbett, Patrick. III. Universidade
Federal do Rio de Janeiro. Geologia. IV. Caracterização
Geomecânica de Coquinas da Formação Morro do Chaves,
Seção Rifte da Bacia de Sergipe-Alagoas.

RODRIGO SOARES MONTEIRO DA SILVA

**CARACTERIZAÇÃO GEOMECÂNICA E PETROFÍSICA DE COQUINAS DA
FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES, SEÇÃO RIFTE DA BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS**

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

Orientador:
D.Sc. Emílio Velloso Barroso

Co-orientador:
D.Sc. Patrick Corbett

Aprovada em 17 de Maio de 2013, por:

Orientador: D.Sc. Emílio Velloso Barroso (UFRJ)

Co-orientador: D.Sc. Patrick Corbett (Heriot-Watt University)

D.Sc. Andrea Ferreira Borges (UFRJ)

AGRADECIMENTOS

Aos professores Emílio Barroso e Patrick Corbett, por toda a ajuda e confiança, indispensáveis às conquistas que aqui me trouxeram.

Aos professores Ismar Carvalho e Helena Polivanov, pela amizade e paciência, com que me guiaram para a vida profissional.

Aos professores Aristóteles Netto e José Seoane, por toda força e inspiração, que me impulsionaram pela vida acadêmica.

Ao professor Leonardo Borghi e companheiros de trabalho do LAGESED, pelas oportunidades e pelo apoio com que me acolheram.

Ao projeto COPPETEC IGEO 15.981 (SACL), coordenado pelo Prof Leonardo Borghi, no suporte da atividade de campo para obtenção das amostras, confecção de lâminas petrográficas e pela bolsa de Iniciação Científica recebida.

Ao amigo Raphael Nóbrega Câmara, geólogo do projeto COPPETEC IGEO 15.981 (SACL) e mestrando do Programa de Pós-graduação em Geologia da UFRJ, pela cessão das figuras 12, 13, 14 e 15, e descrição petrográfica das amostras 1 e 2.

Aos professores Helen Lewis, Emmanuel Lecomte, James Somerville e demais colaboradores da Universidade de Heriot-Watt, por me orientarem e auxiliarem na realização dos ensaios geomecânicos no Laboratório de Física de Rochas da universidade.

À CIMPOR BRASIL, pela recepção e colaboração com os projetos de pesquisa na unidade de Alagoas.

RESUMO

A descoberta de importantes campos petrolíferos na seção rifte das bacias marginais brasileiras impulsionou, particularmente, o avanço da investigação geológica dessas unidades e suas aplicações à engenharia de reservatórios, em função de seus complexos sistemas permo-porosos. Assim, neste trabalho é analisado o comportamento geomecânico das coquinas da Formação Morro do Chaves associado à caracterização de sua petrotrama, uma vez que constituam singulares análogos aflorantes desses reservatórios de hidrocarbonetos. Este estudo foi realizado com amostras coletadas na mina CIMPOR, município de São Miguel dos Campos, Alagoas. A partir das mesmas: foram confeccionadas lâminas delgadas, para a identificação de aspectos diagenéticos e estimativa de propriedades petrofísicas; e foram preparados corpos de prova, submetidos a ensaios acústicos e de compressão triaxial, a fim de caracterizar comparativamente os diferentes litotipos coquinóides, quanto aos seus parâmetros de resistência e elásticos. As envoltórias de resistência produzidas para os diferentes corpos de prova sugerem forte influência diagenética, notadamente a concentração de porções micríticas, na resposta mecânica dessas rochas. A análise dos módulos elásticos estáticos fornece valores significativamente maiores do que os esperados, o que aponta para a inadequação das premissas teóricas de elasticidade dos corpos ao procedimento metodológico, que não excluiu as deformações plásticas nos experimentos realizados. Nos gráficos de ondas sísmicas compressivas e cisalhantes produzidos, verifica-se a subjetividade na determinação dos tempos de trânsito das ondas em razão da interferência de ruídos e, logo, a limitada acurácia nos cálculos de velocidades de onda e parâmetros elásticos dinâmicos subsequentes. Portanto, são aqui identificadas variáveis petrofísicas pré-deformacionais preponderantes na resposta geomecânica dessas coquinas, bem como os principais fatores limitantes à reprodução das condições ótimas desses experimentos em laboratório.

Palavras-chave: geomecânica; petrofísica; Formação Morro do Chaves; Bacia de Sergipe-Alagoas.

ABSTRACT

The discovery of important oil fields in the rift section of Brazilian coastal basins has particularly stimulated the geological investigation of these units and its applications in reservoir engineering, due to their complex porous system. Therefore, this report analyses the geomechanical behaviour of coquinas from Morro do Chaves Formation associated to their petrofabrics characterization, since they comprehend unique outcropping analogues of such hydrocarbon reservoirs. This study was based on samples collected at the CIMPOR mine, São Miguel dos Campos city, Alagoas state. Those samples provided: thin sections to identify diagenetic aspects and estimate petrophysical properties; and also core plugs, which were used in both acoustic tests and triaxial compression tests, in order to characterize different coquina lithotypes comparatively, regarding rock strength and elastic parameters. The produced strength envelopes together suggest strong diagenetic influence – notoriously, of micritic zones – on the mechanical response of those rocks. The analyses of the static elastic moduli result in significantly higher values than those expected, which points out the inadequacy between the theoretical assumptions on elasticity and the methodological procedure, for not excluding residual strain effects during the experiments. On the produced compressive and shear seismic wave graphs, determining wave travel time is clearly subjective, due to noise interference, hence wave velocity calculations and dynamic elastic parameters get limited accuracy. That way, this study identifies the main pre-deformational petrophysical variables controlling the geomechanical behaviour of these coquinas, and the constraining factors to reproducing optimal conditions for those experiments in the lab.

Key words: geomechanics; petrophysics; Morro do Chaves Formation; Sergipe-Alagoas Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas.....	12
Figura 2 – Mapa tectônico esquemático do segmento nordeste da margem continental divergente Brasileira.....	13
Figura 3 – Arcabouço estrutural da bacia Sergipe-Alagoas.....	14
Figura 4 – Perfil geológico da Formação Morro do Chaves.....	18
Figura 5 – Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas.....	19
Figura 6 – Mapa de localização da mina CIMPOR.....	20
Figura 7 – Mosaico de fotos do afloramento da Formação Morro do Chaves.....	21
Figura 8 – Bloco amostral coletado e respectivo corpo de prova, referentes à "amostra 1"	23
Figura 9 – Corpos de prova "A2P1" e "A2P2", referentes ao bloco da "amostra 2"	24
Figura 10 – Bloco amostral e processo de "plugagem" da "amostra 3"	24
Figura 11 – Diferentes técnicas analíticas para investigação de heterogeneidades geológicas em várias escalas.....	25
Figura 12 – Fotomicrografia de lâmina paralela ao acamamento da "amostra 1" (A1).....	27
Figura 13 – Digitalização e processamento de imagem da lâmina delgada (amostra 1).....	27
Figura 14 – Fotomicrografia representativa da "amostra 2" (A2).....	29
Figura 15 – Digitalização e processamento de imagem da lâmina delgada (amostra 2).....	29
Figura 16 – Procedimentos para medição de massa seca de plugs da "amostra 3" (A3).....	30
Figura 17 – Medição de massa saturada submersa, pelo método de empuxo, de plugs da amostra 3.....	31
Figura 18 – Fotomicrografia de A3, evidenciando o alto grau de compactação pela presença de estilólitos e fraturas.....	34
Figura 19 – Fotomicrografia de A3, retratando a concentração de microporosidade em porções micríticas.....	35
Figura 20 – Fotomicrografia de A3, ilustrando a ocorrência de poros em fraturas, poros intragranulares e poros móldicos.....	36
Figura 21 – Descrição petrográfica das feições de porosidade da amostra 1 e validação das medidas.....	37
Figura 22 – Célula triaxial e dispositivos de monitoramento.....	38
Figura 23 – Gráfico "tensão axial - deformação axial", para o ensaio de ruptura em múltiplos estágios.....	39
Figura 24 – Gráfico "tensão axial - pressão confinante", representando uma envoltória de resistência tangente aos pontos de iminência de ruptura.....	40

Figura 25 – Relação entre velocidade de onda sísmica e módulos elásticos da rocha.....	41
Figura 26 – Típico comportamento plástico de um corpo rochoso e comparação das ordens de grandeza entre deformações dinâmicas e (quase) estáticas.....	42
Figura 27 – Gráfico "tensão axial - deformação axial" de A1P1.....	44
Figura 28 – Gráfico "tensão axial - tensão confinante" e envoltória de resistência de Mohr- Coulomb para A1P1.....	45
Figura 29 – Estados pré-deformacionais e pós-deformacionais do corpo de prova A1P1.....	46
Figura 30 – Gráfico "tensão axial - deformação axial" de A2P1.....	47
Figura 31 – Gráfico "tensão axial - tensão confinante" e envoltória de resistência de Mohr- Coulomb para A2P1.....	48
Figura 32 – Estados pré-deformacionais e pós-deformacionais do corpo de prova A2P1.....	49
Figura 33 – Gráfico "tensão axial - deformação axial" de A2P2.....	50
Figura 34 – Gráfico "tensão axial - tensão confinante" e envoltória de resistência de Mohr- Coulomb para A2P2.....	51
Figura 35 – Estados pré-deformacionais e pós-deformacionais do corpo de prova A2P2.....	52
Figura 36 – Representação gráfica das ondas P e S para o corpo de prova A1P1, sob tensões confinantes de 10MPa.....	53
Figura 37 – Gráfico comparativo entre parâmetros dinâmicos e estáticos para A1P1.....	54
Figura 38 – Representação gráfica das ondas P e S para o corpo de prova A2P1, sob tensões confinantes de 5MPa.....	55
Figura 39 – Gráfico comparativo entre parâmetros dinâmicos e estáticos para A2P1.....	56
Figura 40 – Representação gráfica das ondas P e S para o corpo de prova A2P2, sob tensões confinantes de 5MPa.....	57
Figura 41 – Gráfico comparativo entre parâmetros dinâmicos e estáticos para A2P2.....	58
Figura 42 – Gráfico esquemático das envoltórias lineares de resistência para os 3 corpos de prova.....	60
Figura 43 – Compilação dos parâmetros estáticos e dinâmicos comparados.....	61
Figura 44 – Carregamento e descarregamento estático em regimes elasto-plásticos não- lineares e lineares.....	62

LISTA DE TABELAS

Tabela 1– Relação de amostragem e ensaios já realizados.....	21
Tabela 2– Propriedades físicas do corpo de prova A1P1.....	26
Tabela 3– Propriedades físicas dos corpos de prova A2P1 e A2P2.....	28
Tabela 4– Cálculo de porosidade e peso específico da "amostra 3" (A3).....	32
Tabela 5– Verificação dos volumes totais, com paquímetro, de A3.....	33
Tabela 6– Parâmetros elásticos estáticos do corpo de prova A1P1.....	44
Tabela 7– Variação da tensão desviadora com a tensão confinante nos respectivos pontos de ruptura iminente para A1P1.....	45
Tabela 8– Parâmetros elásticos estáticos do corpo de prova A2P1.....	46
Tabela 9– Variação da tensão desviadora com a tensão confinante nos respectivos pontos de ruptura iminente para A2P1.....	48
Tabela 10– Parâmetros elásticos estáticos do corpo de prova A2P1.....	49
Tabela 11– Variação da tensão desviadora com a tensão confinante nos respectivos pontos de ruptura iminente para A2P2.....	51
Tabela 12– Parâmetros elásticos dinâmicos do corpo de prova A1P1.....	53
Tabela 13– Parâmetros elásticos dinâmicos do corpo de prova A2P1.....	55
Tabela 14– Parâmetros elásticos dinâmicos do corpo de prova A2P2.....	57
Tabela 15– Envoltórias de Mohr-Coulomb para diferentes litotipos.....	59
Tabela 16– Quadro comparativo de parâmetros elásticos e velocidades sísmicas para diferentes litotipos.....	60

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	11
2 CONTEXTO GEOLÓGICO.....	12
2.1 BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS: ASPECTOS GERAIS.....	12
2.2 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA.....	14
2.3 ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR.....	15
2.4 FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES.....	17
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	20
3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS.....	20
3.2 COLETA E PREPARO DAS AMOSTRAS.....	21
3.3 AQUISIÇÃO DE DADOS LABORATORIAIS.....	25
3.3.1 Determinação de parâmetros físicos.....	26
3.3.1.1 Amostra 1 (A1).....	26
3.3.1.2 Amostra 2 (A2).....	28
3.3.1.3 Amostra 3 (A3).....	30
3.3.2 Ensaio Geomecânicos.....	38
4 RESULTADOS.....	43
4.1 ENSAIOS DE RUPTURA EM MÚLTIPLOS ESTÁGIOS.....	43
4.1.1 Corpo de prova A1P1.....	43
4.1.2 Corpo de prova A2P1.....	46
4.1.3 Corpo de prova A2P2.....	49
4.2 CÁLCULO DE VELOCIDADES SÍSMICAS E PARÂMETROS DINÂMICOS.....	52
4.2.1 Corpo de Prova A1P1.....	53
4.2.2 Corpo de prova A2P1.....	55
4.2.3 Corpo de prova A2P2.....	57
5 INTERPRETAÇÃO E CONCLUSÃO.....	59
BIBLIOGRAFIA.....	64

1 INTRODUÇÃO

A descoberta de importantes reservatórios petrolíferos em rochas carbonáticas Albianas, na seção rifte das bacias marginais brasileiras, justifica o crescente interesse da comunidade científica no estudo de coquinas, em função de seus complexos sistemas permo-porosos, e a despeito de seu limitado registro geológico.

O melhor entendimento da rápida variação espacial em termos de fácies e de qualidade de reservatório nesses *plays* carbonáticos, bem como da própria história evolutiva das mesmas bacias, requer a investigação de análogos aflorantes dessas unidades. Logo, são necessários tanto a observação direta de feições geológicas em diferentes escalas, quanto ensaios de laboratório sobre rochas que compartilham com aquelas: mesmas idades de formação, mesmos processos sedimentológicos e diagenéticos.

Na bacia de Sergipe-Alagoas, encontram-se afloramentos exemplares da Formação Morro-do-Chaves, constituída por coquinas de moluscos bivalves, ostracodes e alguns gastrópodes, intercaladas com calcilitos e folhelhos fossilíferos, ricos em matéria orgânica. Essa unidade está contida no andar local Jiquiá (fim do Barremiano ao início do Aptiano), seção rifte da bacia. Portanto, esses afloramentos hospedam raros análogos das rochas-reservatório das bacias marginais brasileiras e de seus correlatos africanos.

Dessa forma, o presente trabalho objetiva analisar o comportamento geomecânico das coquinas da Formação Morro do Chaves, associando-o à caracterização de sua petrotrama, com foco na relação entre parâmetros de resistência e elásticos de diferentes litotipos coquinóides e suas propriedades petrofísicas pré-deformacionais. Assim, intenciona-se prover uma base conceitual útil à construção de geomodelos para reservatórios dessa natureza, no sentido de identificar relações entre parâmetros físicos prontamente observáveis e a resposta mecânica dessas rochas, frente a diferentes graus de compactação.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS: ASPECTOS GERAIS

Localizada na região nordeste do Brasil, entre as latitudes 9° S e 11° 30' S e longitudes 35° 30' O e 37° O, a Bacia de Sergipe-Alagoas compreende uma área de aproximadamente 36.000 Km², onde um terço desta é área emersa e outros dois terços, submersa (Figura 1). Ocupando uma faixa alongada de orientação N45E, a Bacia é limitada a norte pelo alto de Maragogi, com a Bacia de Pernambuco-Paraíba, e ao sudoeste, com a Bacia de Jacuípe, onde seus limites são indefinidos – posto que alguns autores admitem a Bacia de Jacuípe como uma sub-bacia de Sergipe-Alagoas, logo, considerando o sistema de falhas de Itapuã como seu limite Sul (NETO *et al.*, 2007).



Figura 1 – Mapa de localização da bacia de Sergipe-Alagoas (LANA, 1990)

De acordo com NETO *et al.* (2007), o Alto de Japoatã-Penedo não constitui um divisor de bacias, uma vez que se restringe à porção emersa e de águas rasas da Bacia, não se prolongando até o bloco baixo da charneira Eoalagoas. No entanto, dadas as particularidades quanto ao preenchimento e evolução tectono-sedimentar entre as porções Sergipanas e Alagoanas (Figura 2), consideram-se duas diferentes cartas estratigráficas.

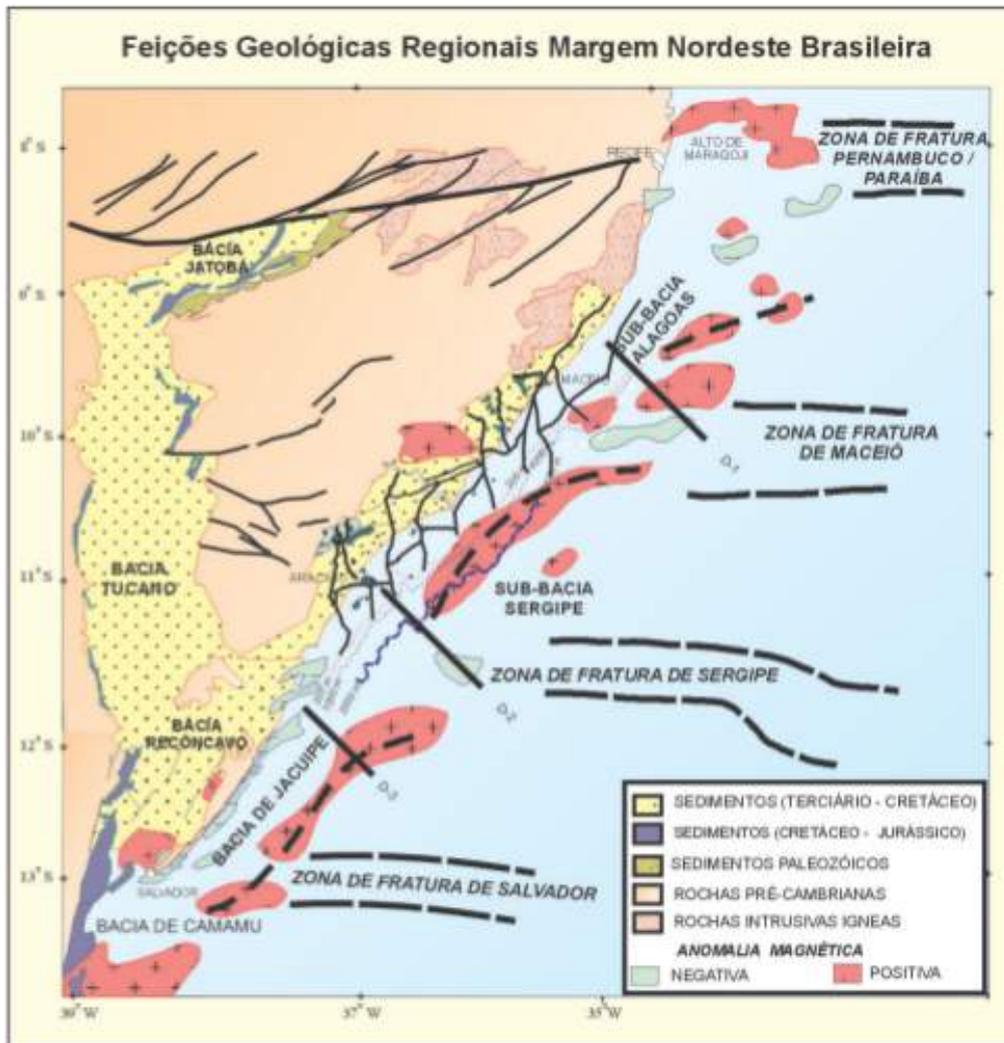


Figura 2 – Mapa tectônico esquemático do segmento nordeste da margem continental divergente Brasileira (BIZZI *et al.*, 2003).

2.2 EVOLUÇÃO GEOTECTÔNICA



A origem da Bacia de Sergipe-Alagoas está diretamente ligada ao rifteamento do paleocontinente Gondwana e, por conseguinte, à abertura do Atlântico Sul (processo iniciado no Jurássico) e à estabilização da Plataforma Sul-Americana. Segundo LANA (1990), a bacia de Sergipe-Alagoas desenvolveu-se na borda leste de um grande bloco crustal conhecido como Microplaca Sergipana, cuja movimentação durante o Eocretáceo foi praticamente independente daquela dos continentes africano e sulamericano, durante a separação continental.

Efetivamente, o rifteamento no nordeste brasileiro começa no início do Eocretáceo, devido a uma rotação no sentido anti-horário da África em relação à América do Sul. Esse mesmo movimento é transferido à Microplaca Sergipana em igual orientação, mas em menores velocidades, o que resulta num regime de tensões que culminariam em sistemas de falhas transcorrentes sinistrais ao longo da borda leste da microplaca. Dessa forma, os esforços transtensionais gerados no sul da microplaca criaram hemigrábens de orientação N-S em forma escalonada (*en échelon*), conectados por longas falhas transcorrentes de orientação NE-SW (Figura 3) – configuram conjuntamente os principais depocentros durante o início Eocretáceo. Nesse ínterim, o regime transpressional vigente no norte da microplaca produziu estruturas *pop-up*, levando assim ao soerguimento e erosão crustal (LANA, 1990).

Figura 3 – Arcabouço estrutural da bacia Sergipe-Alagoas (SOUZA-LIMA *et. al.*, 2002).

Ao fim do Eocretáceo, acréscimos da componente extensional foram capazes de reativar falhas transcorrentes NE-SW, como falhas normais com linhas de charneira mergulhando para SE, caracterizando o contexto tectônico de deposição das coquinas da Formação Morro do Chaves: um rifte compartimentado com hemigrábens de orientação N-S, onde desenvolveram-se ambientes lacustres.

Assim, estrutura-se a futura margem continental: com o aparecimento da linha de charneira Alagoas, de novos depocentros e pela separação de um bloco alto a NW (trazendo o embasamento mais próximo à superfície) e um bloco baixo a SE (com embasamento em uma posição mais profunda e maiores espessuras das seções transicionais e drifte).

2.3 ESTRATIGRAFIA E EVOLUÇÃO TECTONO-SEDIMENTAR

A revisão estratigráfica de NETO *et al.* (2007) estabelece a divisão em cinco supersequências deposicionais (Paleozoica, Pré-rifte, Rifte, Pós-rifte e Drifte) com base na identificação de para-sequências e limites temporais de regimes tectônicos, próprios da evolução tectono-sedimentar de cada sub-bacia (Figura 5).

A partir da implantação da bacia, a Supersequência Paleozóica foi depositada sobre o embasamento pré-cambriano e representa o registro sedimentar de antigas bacias de interior cratônico (sinéclises), em contextos paleoambientais predominantemente fluviais sobre extensas áreas do paleocontinente Gondwana, do Neocarbonífero ao Eopermiano. O registro carbonífero inclui a deposição dos conglomerados, arenitos e folhelhos da Formação Batinga, em ambiente glacial subaquoso, sotopostos de forma discordante por folhelhos, arenitos e calcários da Formação Aracaré, em ambientes desértico, litorâneo e deltaico, durante o Permiano.

Em resposta a um soerguimento crustal no Neojurássico, a Supersequência Pré-rifte foi depositada em depressões rasas e longas na bacia, pertencentes a um dos segmentos da depressão Afro-Brasileira, preenchidas pela sedimentação dos folhelhos vermelhos da Formação Bananeiras, que ocorreu em lagos rasos, *paripassu* à deposição dos arenitos flúvio-deltaicos da Formação Candeeiro. Posteriormente, sistemas fluviais com reelaboração eólica assoreiam a bacia e depositam os arenitos da Formação Serraria, mesmo além dos limites da bacia (SOUZA-LIMA *et al.* 2002).

O registro da Supersequência Rifte caracteriza-se por um estiramento inicial da crosta que resultou em intensos falhamentos N-S do rifteamento continental. Logo foi gerada uma série de meio-grábens antitéticos onde depositaram-se sequências continentais e lacustres, numa faixa de idades neocomiana-barremiana, marcadas por grandes variações laterais e verticais de fácies e de

espessura, devido à forte influência da tectônica na sedimentação. Nessa fase, há desenvolvimento e modificação dos depocentros e altos estruturais, que compartimentam a bacia segundo estilos tectônicos e padrões deposicionais distintos.

O estiramento inicial do rifte ocorre na idade Rio da Serra, criando um sistema lacustre-deltáico com deposição dos folhelhos verdes e arenitos da Formação Feliz Deserto. Já durante as idades Aratu, Buracica e Jiquiá, sucede o primeiro pulso tectônico do rifte, quando as grandes falhas ainda restringem-se à sub-bacia de Sergipe e, na sub-bacia de Alagoas, a sedimentação fluvial da Formação Penedo é contemporânea à sedimentação lacustre-deltaica da Formação Barra de Itiúba. Logo, na idade Buracica, ocorre o nível máximo da fase lago, com sedimentação predominantemente lamítica e, a partir do início do Jiquiá, o lago é comaltado por sedimentos das formações Rio Pitanga e Penedo, nas quais se incluem as coquinas da Formação Morro do Chaves, na sub-bacia de Sergipe, sobre áreas rasas e de pouco aporte terrígeno.

Entre o final do andar Jiquiá e início do Alagoas, um segundo pulso tectônico do rifte provocou falhamentos por toda a bacia e aumento nas taxas de subsidência. Nesse intervalo estratigráfico, a sub-bacia de Alagoas registra unidades de origem alúvio-deltaica e lacustre da Formação Coqueiro Seco, que predominam sobre os conglomerados aluviais da Formação Poção e coquinas e folhelhos lacustres da Formação Morro do Chaves. O prolongamento deste último pulso, previamente à ruptura continental definitiva entre África e América do Sul, é responsável por gerar a linha de charneira Alagoas – limite entre um bloco alto a NW e um bloco baixo a SE, em que o registro sedimentar de então engloba os conglomerados aluviais das formações Rio Pitanga e Poção, assim como arenitos, folhelhos, evaporitos e calcilitos da Formação Maceió, sobretudo nos blocos baixos das falhas que a definem.

A Superseqüência Pós-rifte, ao final do Alagoas, inicia o processo de subsidência térmica da bacia, com seu basculamento para SE e sobrecarga sedimentar, que permitiram a primeira grande incursão marinha. Nesse intervalo, a sedimentação inicialmente continental, evoluindo para depósitos de mar restrito na sub-bacia de Alagoas, limita-se ao bloco baixo. A deposição da Formação Muribeca, então, engloba conglomerados e arenitos de leques aluviais; evaporitos, carbonatos microbiais e folhelhos de sabkhas costeiros; e calcilitos e folhelhos de mares rasos.

Com a continuidade do processo de subsidência térmica da bacia, são instaladas as condições de mar aberto, do Albiano ao Santoniano, em ciclos transgressivos-regressivos, que permitem o desenvolvimento de uma rampa carbonática da Formação Riachuelo. Do fim do Cenomaniano ao Coniaciano, ocorre um grande evento transgressivo, em que se depositam os calcilitos e folhelhos da Formação Cotinguiba, enquanto em áreas tectonicamente ativas, depositam-se conglomerados aluviais. A partir do Santoniano até o Recente, registram-se os

folhelhos da Formação Calumbi associados a parasequências progradantes, resultando na deposição dos arenitos plataformais da Formação Marituba e dos calcarenitos bioclásticos da Formação Mosqueiro. No Plioceno ocorre uma pequena regressão que possibilitou a deposição dos sedimentos costeiros da Formação Barreiras, na porção emersa da bacia.

2.4 FORMAÇÃO MORRO DO CHAVES

De acordo com a interpretação de Figueiredo (1981), as coquinas da Formação Morro do Chaves representam depósitos de plataformas carbonáticas, em ambientes rasos, com pouco aporte terrígeno e de alta energia, pertencentes a um grande lago de rifte. Essa sedimentação foi contemporânea àquela siliciclástica da Formação Coqueiro Seco, de origem flúvio-deltaica e de leque deltaico, próxima às áreas-fonte tectonicamente reativadas. Esta unidade também compreende folhelhos ricos em matéria orgânica e margas, depositados sob condições de baixa oxigenação, em lago profundo.

O pacote sedimentar de coquinóides, ainda segundo a análise de Figueiredo (1981), envolve a intercalação de *grainstones*, *packstones* e *wackestones* de bivalves com *mudstones* (dificilmente dolomitizados), posto que os primeiros sugerem uma sedimentação em ambiente rasos, de alta energia e expressiva produtividade orgânica. Apenas localmente na bacia, há reiteradas intercalações de sedimentos terrígenos, arenosos e pelíticos, comprovando o aporte sedimentar intermitente a partir de leques deltaicos sobre uma plataforma carbonática em águas rasas. Nas porções mais internas do lago, essa associação faciológica grada para margas e folhelhos calcíferos depositados após a quebra de plataforma, interpretados como influxos hiperpicnais seguidos de decantação pelágica.

O autor também afirma que o contato inferior da Formação Morro do Chaves, com a Formação Penedo, é gradativo – evidencia o desenvolvimento de bancos carbonáticos sobre sedimentos siliciclásticos grossos de origem flúvio-deltaica, em momentos de baixas taxas de subsidência. Já o contato superior, também gradacional, com a Formação Coqueiro Seco, indica uma progressiva entrada de terrígenos na bacia com o estabelecimento de sistemas flúvio-deltaicos e aluviais.

A Figura 4 representa o empilhamento vertical das fácies da Formação Morro do Chaves, produzida a partir dos testemunhos da sondagem S-217 (KINOSHITA, 2007), que amostrou continuamente todo o pacote sedimentar da formação (cerca de 120 metros) na mina CIMPOR. A notável predominância de *grainstones* atesta as condições paleoambientais de águas rasas, limpas e

agitadas. Por outro lado, os *mudstones* e folhelhos pretos, apesar de recorrentes, ocorrem mais restritamente a determinados intervalos estratigráficos, com espessuras centimétricas.

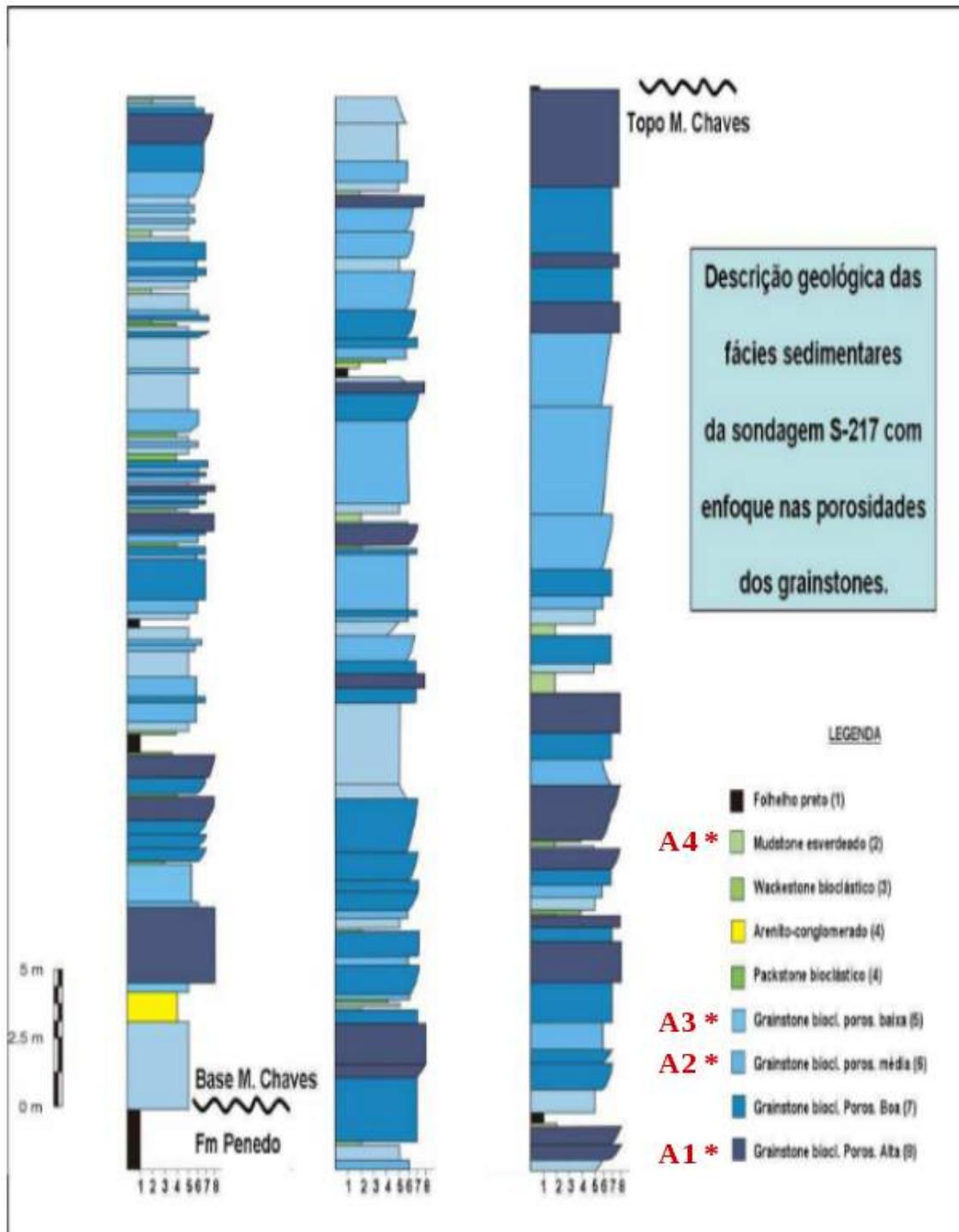


Figura 4 – Perfil geológico da Formação Morro do Chaves, produzido a partir do furo de sondagem S-217 (adaptado de KINOSHITA, 2007). Os símbolos A1 a A4 referem-se às unidades amostradas, como explicado a seguir, no capítulo de MATERIAIS E MÉTODOS.

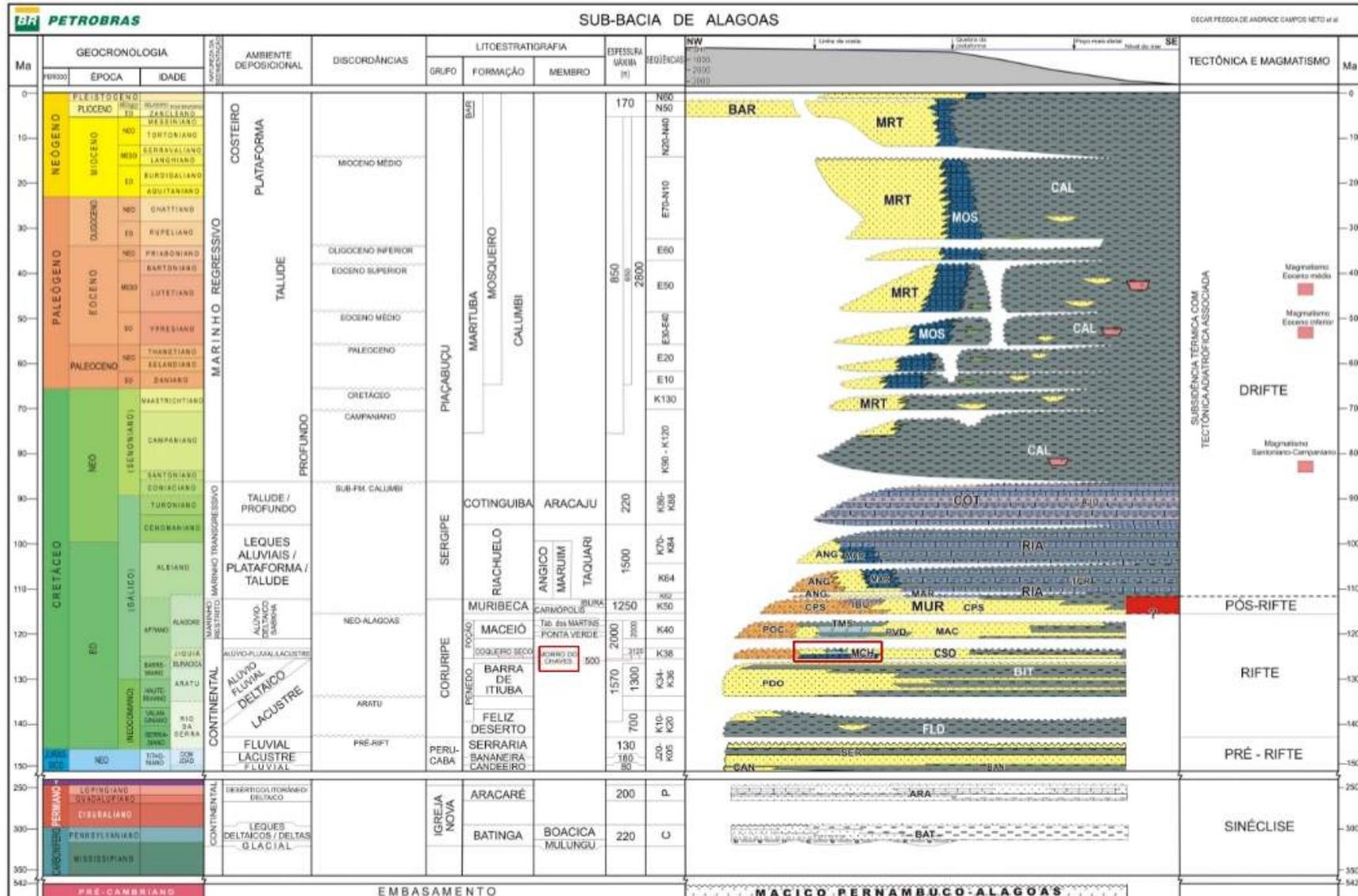


Figura 5 – Diagrama estratigráfico da sub-bacia de Alagoas, com destaque à Formação Morro do Chaves (NETO et al., 2007).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSOS

A área de estudo localiza-se numa mina de calcário, previamente conhecida como "Pedreira Atol", atualmente administrada pela Companhia Cimentos de Portugal (CIMPOR), no Município de São Miguel dos Campos (AL), a 5 Km oeste da BR-101 no Estado de Alagoas, ligada pela estrada secundária não pavimentada que leva à Fazenda São Sebastião (Figura 6).

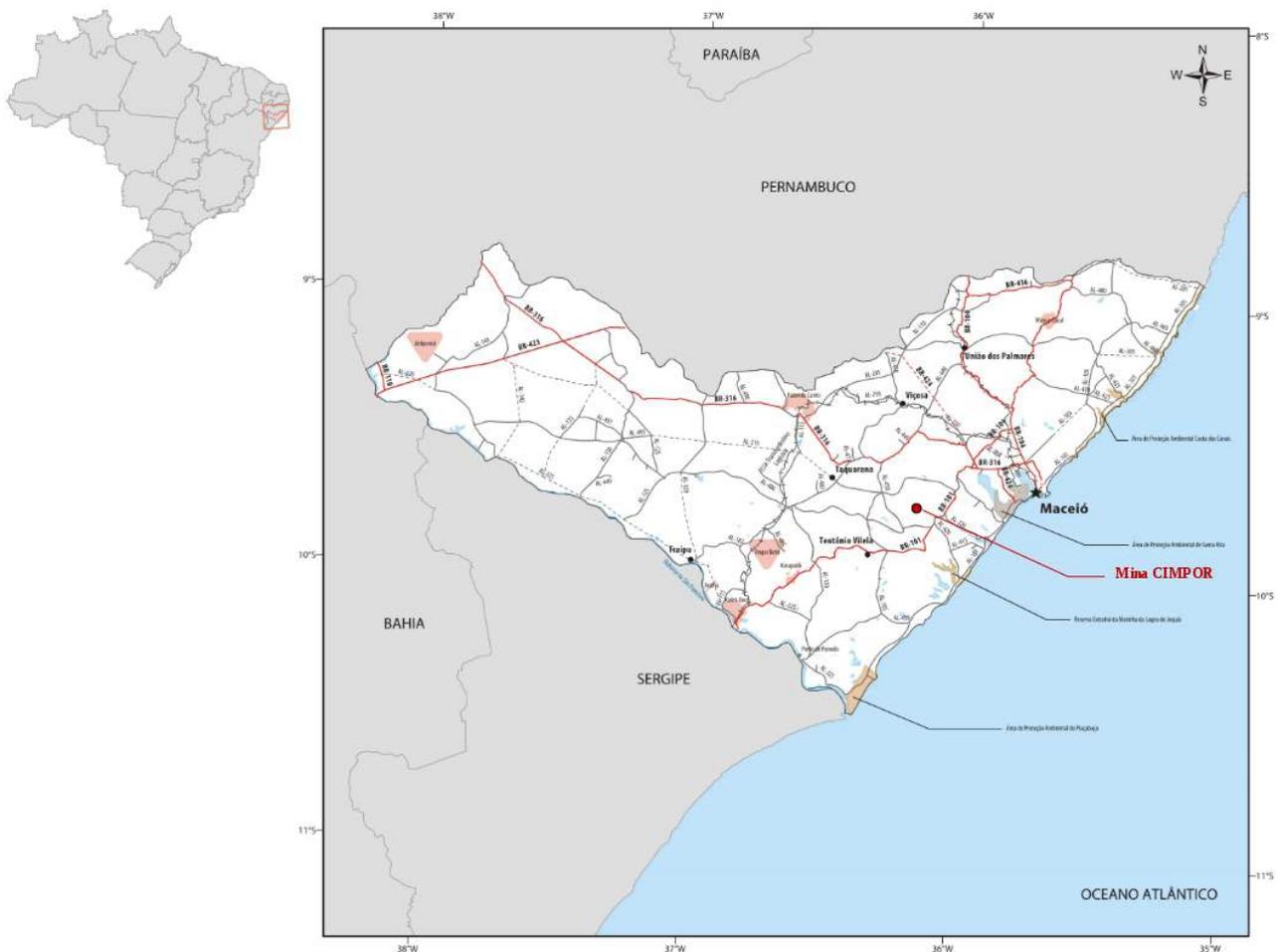


Figura 6 – Mapa de localização da mina CIMPOR (adaptado de <http://www.dnit.gov.br/mapas-multimodais/atlas-multimodal/atlas.pdf> , acessado em 20/03/2013).

A dita mina CIMPOR, inserida entre as coordenadas UTM 0812214 e 8920028, apresenta frentes de lavra que atingem cerca de 70m de altura e aproximadamente 700m de extensão, onde aflora a Formação Morro do Chaves, que atinge espessuras de até 210m, verificadas em poços do Campo de Furado, segundo NOGUEIRA *et al.* (2003) (Figura 7).



Figura 7 – Mosaico de fotos do afloramento da Formação Morro do Chaves, frente à face leste da cava da mina CIMPOR. Ao longo dos 70m (aproximadamente) de perfil do afloramento, intercalam-se pacotes métricos de coquinas, com níveis centimétricos de *mudstones* e lamitos. As linhas laranjas delimitam pacotes sedimentares (A, B, C, D e E) e as amarelas tracejadas, rampas de acesso na frente de lavra (fonte pessoal).

3.2 COLETA E PREPARO DAS AMOSTRAS

Com o propósito de representar os diferentes litotipos coquinóides que afloram na área de estudo, foram coletados: três blocos de coquinas, que apresentam diferentes feições macroscópicas entre si, em termos de porosidade, granulometria, maturidade textural e grau de empacotamento – aqui identificados por: "amostra 1" (A1), "amostra 2" (A2) e "amostra 3" (A3); assim como blocos de *mudstone* (A4), para futuros ensaios que visam a modelagem em escala de reservatório, como indicado na Figura 4.

A tabela abaixo lista as amostras coletadas e ensaios já realizados, servindo de guia para os próximos passos da presente linha de pesquisa (Tabela 1).

Tabela 1– Relação de amostragem e ensaios já realizados

	Calcirrudito de média porosidade (A1)	Calcirrudito de alta porosidade (A2)	Calcirrudito de baixa porosidade (A3)	<i>Mudstone</i> (A4)
Amostragem	sim	sim	sim	sim
Plugagem	1 <i>plug</i> (Schlumberger)	2 <i>plugs</i> (Schlumberger)	4 <i>plugs</i> (UFRJ)	não
Laminação	sim	sim	sim	não
Ensaio Geomecânicos	sim	sim	não	não

Cabe ressaltar os fatores limitantes na obtenção de amostras e de suas análises laboratoriais. Considerada a grande distância entre a universidade e a área de estudo, ficam justificados os elevados custos de excursão e coleta das amostras em campo, assim como o transporte das mesmas, procurando atender diferentes projetos de pesquisa com quantidades restritas de material amostral. Além disso, os ensaios geomecânicos envolvidos requerem um aparato laboratorial específico e operadores especializados, o que também restringe o processamento das amostras e a obtenção de dados, em função da disponibilidade de um centro de pesquisa apropriado.

Macroscopicamente, o calcirrudito fino da "amostra 1" (Figura 8) apresenta seleção fraca a moderada, moderado empacotamento, com bioclastos (essencialmente, bivalves) fragmentados e desorientados em seu arcabouço, e matriz de areia bioclástica grossa e areia terrígena fina, em menor proporção. A rocha é entrecortada por filmes argilosos sub-centimétricos (possivelmente, planos de cisalhamento internos). Essa unidade está inserida em camadas métricas de geometria tabular e de contatos basais regulares.

Nessa mesma escala de análise, a "amostra 2" (Figura 9) é qualificada como um calcarenito grosso, moderadamente selecionado, com grãos bioclásticos sub-arredondados de tamanho areia grossa e, subordinadamente, grânulos e seixos finos de conchas de bivalve, formando seu arcabouço. Apresenta baixo grau de compactação, podendo ter pontualmente níveis mosqueados. Ocorre em camadas tabulares métricas, de contatos basais regulares e, localmente, níveis com estratificação plano-paralela.

Uma diagnose macroscópica da "amostra 3" (Figura 10) a caracteriza como um calcirrudito grosso, mal selecionado, de estrutura maciça e elevado grau de compactação, com um arcabouço predominantemente bioclástico (sobretudo, bivalves fragmentados) em tamanho grânulo a seixo fino, sem aparente orientação dos mesmos, e matriz fina de areia bioclástica com pequeno percentual de areia terrígena. A amostra representa camadas tabulares decimétricas a métricas, de contato basal plano.

A partir dos blocos de cada amostra, foram obtidos corpos de prova (diâmetros entre 2" e 1,5") com uma perfuratriz manual, usinados a fim de manter uma proporção aproximada de 2 para 1 em relação à altura dos cilindros (*plugs*), necessária à realização de ensaios geomecânicos. As amostras 1 e 2 passaram pelo procedimento de "plugagem" com uso de água, no laboratório de mecânica de rochas da Schlumberger – a partir da "amostra 1", foi preparado 1 corpo de prova transversalmente à sua laminação interna; e da "amostra 2", foram preparados 2 corpos de prova em direções ortogonais entre si (*plugs* na vertical e na horizontal). A "amostra 3" foi igualmente "plugada", cortada com serra diamantada e, posteriormente, usinada em torno mecânico no Laboratório de Mecânica e Tecnologia das Rochas (LEMETRO) na UFRJ, produzindo 4 corpos de

prova com igual orientação referente ao bloco (Tabela 1).

Adicionalmente, a partir dos fragmentos produzidos na confecção dos corpos de prova, retirados da "amostra 3" (Figura 9), foram também confeccionadas 8 lâminas delgadas, sem lamínulas. Associadas a cada um dos corpos de prova, foram feitas lâminas com preenchimento dos poros por resina azul, para descrição petrográfica e estimativa de porosidade comparativa. Os demais corpos de prova, obtidos das amostras 1 e 2, foram utilizados tão somente para ensaios geomecânicos realizados no laboratório de física de rochas da Universidade de Heriot-Watt (Escócia), e possuem associados dados petrofísicos produzidos das mesmas amostras, em projetos de pesquisa paralelos, também inseridos no núcleo de pesquisa de carbonatos (SACL – *Sergipe-Alagoas Carbonate Laboratory*) do Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESED), na Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ).

O presente trabalho encerra, portanto, o processamento e interpretação de dados sobre as amostras 1 e 2 (ensaiadas na Universidade de Heriot-Watt) e o preparo e descrição da amostra 3 (feitos da Universidade Federal do Rio de Janeiro). Este relatório representa os primeiros avanços na pesquisa de geomecânica para as rochas bioclásticas da Fm. Morro-do-Chaves, pelo núcleo de pesquisa SACL, e visa também evidenciar as dificuldades de implementação da prática laboratorial e adequação às escassas referências a dados experimentais sobre o comportamento geomecânico de coquinas, na literatura científica.



(a) Bloco coletado "A1"



(b) Corpo de prova "A1P1"

Figura 8 – Bloco amostral coletado e respectivo corpo de prova, referentes à "amostra 1" (A1)



Figura 9 – Corpos de prova "A2P1" (acima) e "A2P2" (à esquerda), produzidos ortogonal e paralelamente ao bloco da "amostra 2" (A2), respectivamente



(a) Equipamento de *plugagem* da "amostra 3"



(b) "Amostra 3" (A3)



(c) Preparo dos 4 corpos de prova

Figura 10 – Bloco amostral e processo de "plugagem" da "amostra 3" (A3)

3.3 AQUISIÇÃO DE DADOS LABORATORIAIS

Rochas carbonáticas, assim como arenitos, de maneira geral apresentam amplos intervalos de porosidades, o que reflete diretamente sobre o comportamento mecânico das mesmas. A presença de poros na trama de um material rochoso tende a diminuir sua resistência e aumentar sua deformabilidade. Dado que materiais rochosos normalmente apresentam grãos de densidade similar, verifica-se que porosidade e valores de massa específica seca estão intimamente ligados e, logo, também faz-se necessária uma descrição microscópica da geometria de poros e grãos (ISRM, 2006).

Para tanto, corpos de prova cilíndricos (*core samples*) são submetidos a diversas técnicas analíticas, capazes de reconhecer heterogeneidades em múltiplas escalas: desde as de maior detalhe, examinando granulometria, distribuição e geometria de poros em lâminas delgadas; até escalas métricas, em que estudos geomecânicos podem fornecer informações a respeito das relações entre tensão e deformação da rocha e outros parâmetros indispensáveis à avaliação do campo de tensões de um reservatório – ambos exemplos contemplados neste trabalho (Figura 11). Desse modo, é de suma importância que a amostragem seja feita apropriadamente, a fim de entender e comparar as diferentes escalas de heterogeneidades.

Descrição de testemunho

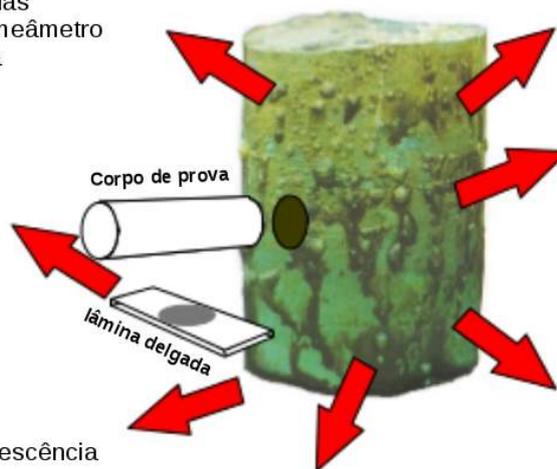
- textura
- fauna, flora
- sedimentologia
- estratigrafia de sequências
- medições com mini-permeômetro
- datação bioestratigráfica
- feições estruturais

Petrografia de lâmina delgada

- tipos de poros
- microfauna e flora
- aspectos diagenéticos
- catodoluminescência
- textura, petrotrama e composição

Mineralogia

- difração de raio-X, fluorescência
- análises isotópicas
- análises SEM
- microssonda



Perfis sísmicos

- calibração de dados de perfis
- calibração de resposta sísmica

Corpos de prova

- porosidade, permeabilidade
- densidade de grãos
- saturação de fluidos
- injeção de mercúrio para tamanho de poros

Análises especiais

- permeabilidade relativa
- pressão capilar
- imageamento CT

Análises geomecânicas

- parâmetros de resistência
- módulos elásticos
- propriedades acústicas
- análises de fraturas e campos de tensões

Figura 11 – Diferentes técnicas analíticas para investigação de heterogeneidades geológicas em várias escalas (modificado de: http://www.scaweb.org/assets/pdf/scal-2000_carbonates.pdf, acessado em 20/03/2012)

3.3.1 Determinação de parâmetros físicos

Como método alternativo à estimativa de porosidade por contagem de pontos, nesse trabalho é utilizado o pacote de ferramentas gráficas **jPOR**, que opera através do *software* livre de processamento de imagens **ImageJ**. Além da praticidade, essa técnica oferece maior controle sobre erro de contagem, minimizando a subjetividade do operador.

Em posse de imagens de alta qualidade de lâminas delgadas impregnadas com resina azul, é necessário um pré-processamento das mesmas, aplicando uma paleta de cores padrão do programa, que associa a porosidade a um intervalo espectral de cor azul. Assim, é possível uma delimitação dos poros na imagem e, por conseguinte, um cálculo de porcentagem sobre a área total.

A acurácia desse cálculo é comparável ao método da contagem de pontos, embora um mau ajuste focal quando da aquisição da imagem possa aumentar o erro na determinação de valores limites de *pixels*.

3.3.1.1 Amostra 1 (A1)

Com auxílio de balança eletrônica e paquímetro, as propriedades físicas da A1 foram obtidas sobre seu respectivo corpo de prova, representativo do litotipo, A1P1. A seguir, estão indicados os resultados de medições físicas sobre o mesmo (Tabela 2).

Tabela 2– Propriedades físicas do corpo de prova A1P1

	Comprimento (mm)	Diâmetro (mm)	Massa (g)	Volume (cm³)	Massa específica (g/cm³)
A1P1	77,38	37,92	204,78	87,34	2,34

Através da descrição microscópica de lâminas delgadas produzidas de A1, torna-se possível uma qualificação mais acurada de sua petrotrama. O calcirrudito em análise apresenta granulometria entre seixo fino e grânulo, mal selecionado, densamente empacotado, com clastos pouco fragmentados e subarredondados, em contatos longitudinais, pontuais e suturados. Cerca de 70% da composição de seu arcabouço compreende conchas de bivalves, associada subordinadamente a quartzo, óxidos e hidróxidos que conferem uma laminação plano-paralela à amostra, pontualmente bioerodida.

Seus principais aspectos diagenéticos, em ordem de sucessão de eventos, englobam: cimentação em franja prismática; dissolução não-seletiva; compactação mecânica; compactação

química; e nemorfismo. Conjuntamente, resultam num sistema poroso predominantemente móldico, vulgular e intragranular (Figura 12).

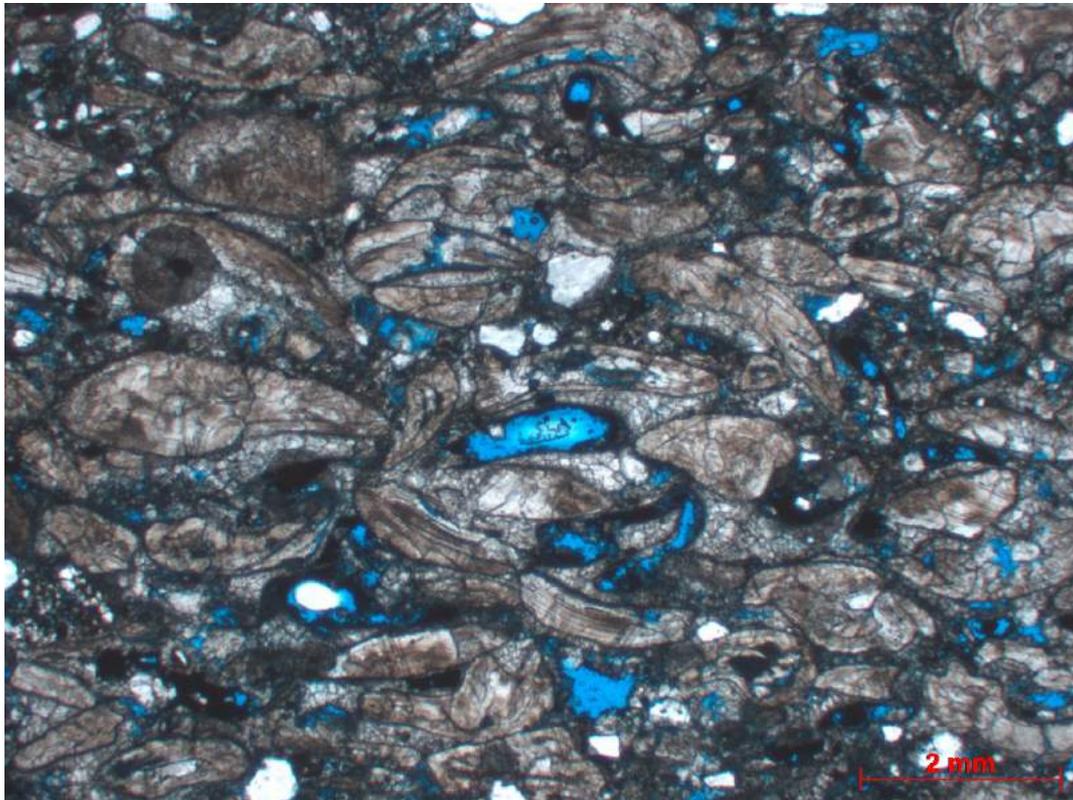
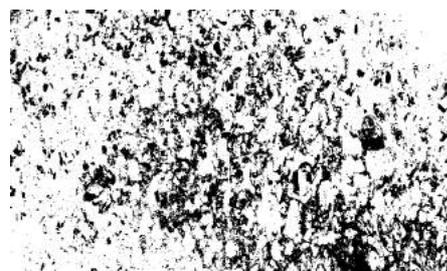


Figura 12 – Fotomicrografia de lâmina paralela ao acamamento da "amostra 1"

Para realizar uma estimativa de porosidade de A1, foi feita digitalização de uma lâmina delgada representativa e posterior processamento da imagem, realçando o contraste de cor entre a resina azul impregnada nos poros e o arcabouço da rocha. Desse modo, um cálculo de percentagem em área fornece uma estimativa de porosidade de aproximadamente 22% (Figura 13).



(a) Imagem escaneada da lâmina



(b) Poros realçados em contraste

Figura 13 – Digitalização e processamento de imagem da lâmina delgada (amostra 1)

3.3.1.2 Amostra 2 (A2)

Seguindo o procedimento anteriormente descrito, as propriedades físicas de A2 foram igualmente obtidas a partir dos corpos de prova A2P1 e A2P2 (horizontal e vertical), representativos do litotipo sob análise. Estão listados abaixo os resultados das medições físicas dos mesmos (Tabela 3).

Tabela 3– Propriedades físicas dos corpos de prova A2P1 e A2P2

	Comprimento (mm)	Diâmetro (mm)	Massa (g)	Volume (cm³)	Massa específica (g/cm³)
A2P1	75,06	37,86	178,56	84,46	2,11
A2P2	76,82	37,83	177,60	86,30	2,06

Novamente, o detalhamento da petrografia pertinente a A2 foi realizado a partir de análise petrográfica das lâminas delgadas produzidas da referida amostra, evidenciando aspectos texturais, composicionais e diagenéticos.

O litotipo calcirrudítico em questão apresenta arcabouço composto predominantemente de conchas de bivalves, com granulometria essencialmente de seixo fino, grãos subarredondados e mal selecionados. Devido ao baixo grau de empacotamento da rocha, e em função de intensa dissolução, os contatos entre bioclastos são limitados e, normalmente, longitudinais. Também em escala microscópica, não são reconhecidas quaisquer feições de orientação da trama, conferindo à rocha, localmente, certo nível de isotropia (Figura 14).

Assim, é determinada a seguinte sucessão de eventos diagenéticos: leve micritização nos bioclastos; cimentação tardia (com prováveis fases anteriores de cimentação); compactação mecânica; dissolução não-seletiva muito pronunciada; e brando neomorfismo. Dessa maneira, resulta um complexo sistema poroso em formas móldica, vugular, intragranular e de fraturas intragranulares (Figura 14).

Em concordância com o roteiro metodológico, foi processado o produto da digitalização de uma fotomicrografia representativa da amostra, reforçando o contraste de cor entre a resina azul impregnada nos poros e o arcabouço da rocha. Logo, um cálculo percentual de área de poros sobre a área total da imagem provê uma estimativa de porosidade da rocha da ordem de **29%** (Figura 15).

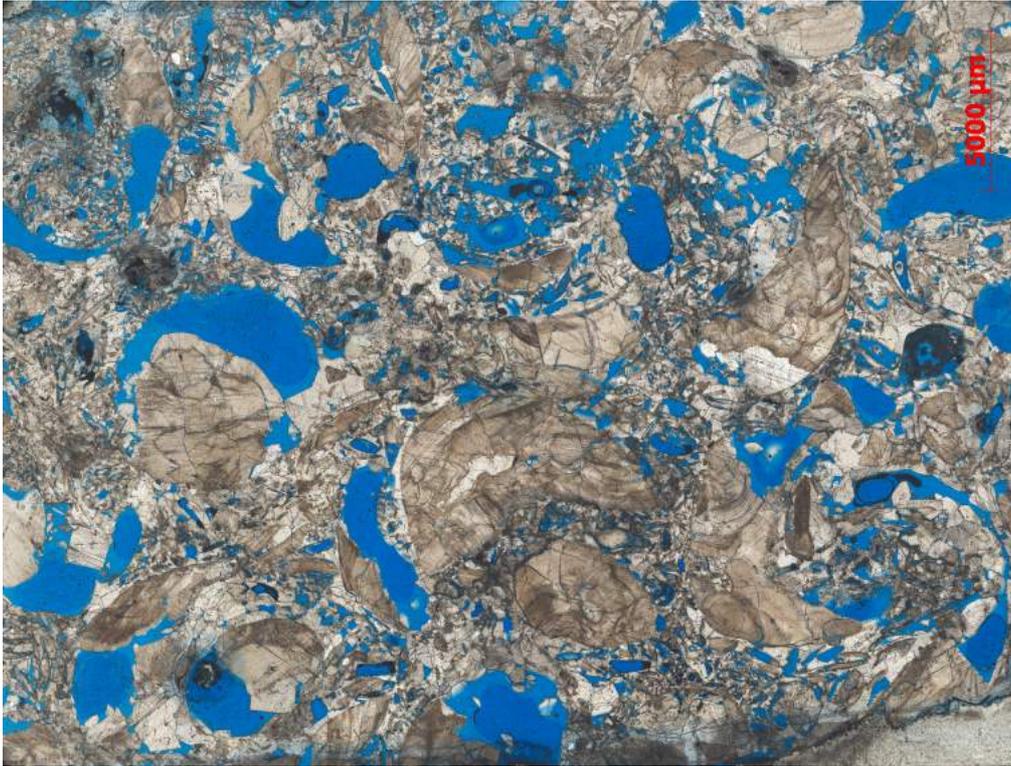


Figura 14 – Fotomicrografia representativa da "amostra 2", ressaltando as feições de dissolução

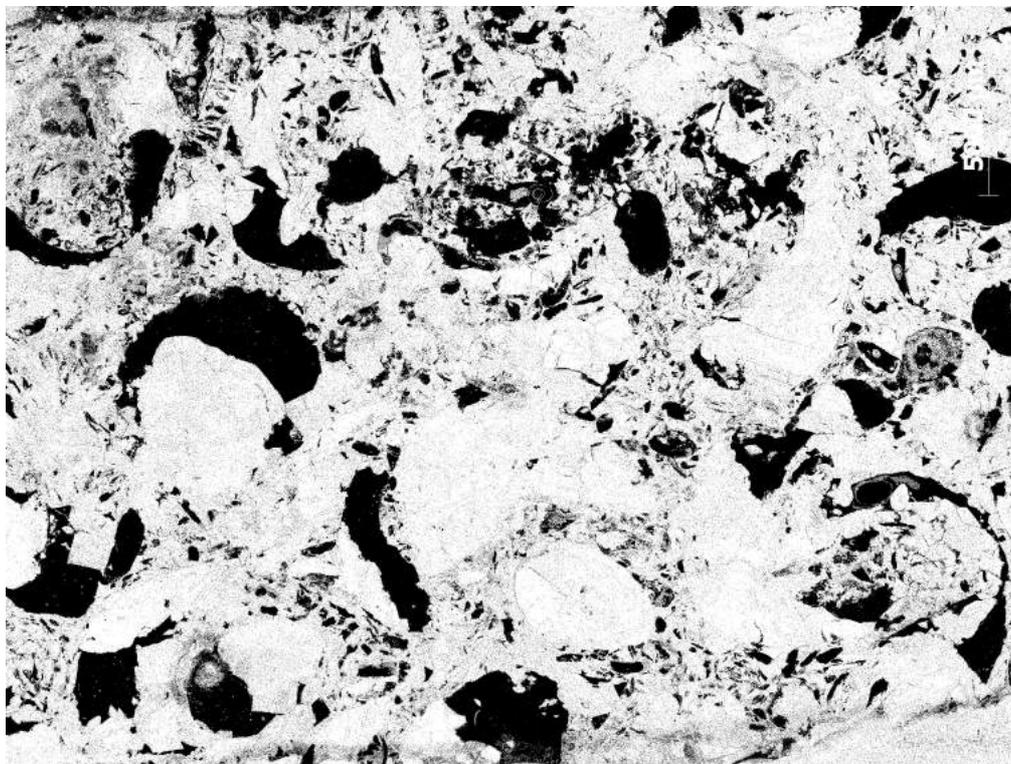


Figura 15 – Digitalização e processamento de imagem da lâmina delgada (amostra 2)

3.3.1.3 Amostra 3 (A3)

Adotamos os métodos sugeridos pela Sociedade Internacional de Mecânica de Rochas (ISRM, 2006) para determinação de porosidade, peso específico e correlatos, com base nas técnicas de saturação e empuxo, para a "amostra 3" (por não dilatar ou fragmentar-se, durante o processo).

Inicialmente, para a medição da massa de grãos (M_s), os corpos de prova permanecem numa estufa termostaticamente controlada, capaz de manter a temperatura a 105°C ($\pm 3^{\circ}\text{C}$) num período de 24h. Os *plugs*, então, não devem ter qualquer contato com água no intervalo entre a secagem e a determinação de sua massa seca e, portanto, são resfriados num dessecador hermeticamente fechado, com sílica gel na base para absorção de umidade interna ao sistema. Após a medição de M_s para cada corpo de prova, estes são, então, transferidos para imersão em água destilada num recipiente hermeticamente fechado para saturação, por mais 24h (Figura 16).



(a) Secagem em estufa a 105°C , por 24h.



(b) Resfriamento isento de umidade por 1h.



(c) Medição de M_s para cada corpo de prova.



(d) Imersão em água destilada por 24h.

Figura 16 – Procedimentos para medição de massa seca de *plugs* da amostra 3.

Em seguida, a determinação do volume total da amostra (V) é feita através do método de Empuxo, que utiliza o princípio de Arquimedes, pela diferença entre o peso de amostra saturada superficialmente seca (M_{sat}) e o peso da amostra saturada submersa (M_{sub}), contanto que o material rochoso não seja friável, nem dilate ou se fragmente durante o procedimento.

Com auxílio de um suporte vazado, cada corpo de prova é livremente suspenso pelo gancho da balança a fim de determinar M_{sub} , pela diferença entre as massas do recipiente com a amostra submersa e do recipiente apenas, com uma precisão de 0,1g.

Uma vez saturadas, as amostras são removidas do meio aquoso e enxutas superficialmente com um pano úmido, tomadas as precauções de remover somente água superficial e de garantir que nenhum fragmento se perca. Logo, a massa da amostra saturada superficialmente seca (M_{sat}) é determinada com uma acurácia de 0,1g (Figura 17).



Figura 17 – Medição de massa saturada submersa, pelo método de empuxo, de *plugs* da amostra 3.

De posse dos parâmetros físicos acima descritos, é possível, portanto, determinar os valores de porosidade e densidade da rocha através de equações de interdependência dessas variáveis, apresentados a seguir na Tabela 4, oficialmente adotados por conta dos menores erros sistemáticos associados:

Tabela 4– Cálculo de porosidade e peso específico da "amostra 3"

	<i>Plug 1</i>	<i>Plug 2</i>	<i>Plug 3</i>	<i>Plug 4</i>
Ms (g)	605,11	574,57	283,27	277,35
Msat (g)	618,30	586,46	291,92	285,60
Msub (g)	380,43	361,12	177,18	173,45
V (ml)	237,87	225,34	114,74	112,15
Vv (ml)	13,19	11,89	8,65	8,25
η (%)	5,55	5,28	7,54	7,36
ρd (g/ml)	2,54	2,55	2,47	2,47
γ [kg/(m².s²)]	24,96	25,01	24,22	24,26

onde, o volume total é:

$$V = (Msat - Msub) / \rho_w \quad (i)$$

e ρ_w é a densidade da água (convencionado como valor absoluto 1,0). Então, segue que o volume de vazios é determinado por:

$$V_v = (Msat - Ms) / \rho_w \quad (ii)$$

Logo, a massa específica da rocha é calculada da seguinte maneira:

$$\rho_d = Ms / V \quad (iii)$$

Portanto, determina-se a porosidade percentual através da relação:

$$\eta = V_v / V \cdot 100 \quad (iv)$$

E, dessa forma, o peso específico é calculado como segue:

$$\gamma = \rho_d \cdot g \quad (v)$$

sendo g o módulo da aceleração da gravidade na superfície terrestre (9,81).

No intuito de verificar as medições de volume total dos *plugs*, foram feitas medidas prévias das dimensões dos corpos de prova, com auxílio de um paquímetro (Tabela 5):

Tabela 5– Verificação dos volumes totais, com paquímetro, de A3

	<i>Plug 1</i>	<i>Plug 2</i>	<i>Plug 3</i>	<i>Plug 4</i>
Diâmetro [mm]	53,50	53,74	41,40	41,70
Altura [mm]	107,78	101,90	86,38	83,94
*Volume [ml]	242,17	231,01	116,22	114,58

Assim, garante-se que os valores estão numa mesma ordem de grandeza, onde ***Volume** é o volume de um cilindro ($V = \pi \cdot r^2 \cdot h$, para r igual à metade do diâmetro e h igual à altura).

A análise petrográfica das lâminas delgadas da "amostra 3" visa identificar e descrever a petrotrama dessa litofácies, suas feições diagenéticas e, sobretudo, uma melhor caracterização da geometria e distribuição de poros, grãos e cimento: parâmetros controladores do comportamento geomecânico de rochas carbonáticas (VAJDOVA, 2004).

Segundo Grabau (1904), a litofácies A3 pode ser classificada como um calcirrudito médio a grosso, cujo arcabouço constitui-se de bioclastos de bivalves (e, raramente, ostracodes) mal selecionados, de tamanho grânulo a seixo fino, intercalando fragmentos mais arredondados e clastos mais sub-angulosos (pouco retrabalhados) – o que sugere uma mistura de fontes sedimentares. São reconhecidas diferentes fases de cimentação, que chegam a obliterar a trama primária da rocha, classificando-a ainda como *cementstone* (TUCKER e WRIGHT, 1990).

A Figura 18 retrata como um bioclasto de bivalve preserva parcialmente suas linhas de crescimento frente à dissolução parcial da rocha, o que ocorre prioritariamente com conchas de composição calcítica. Na fotomicrografia, observa-se que o grão está fraturado, provavelmente por compactação – possibilidade ratificada pela presença não rara de estilólitos, indicando que a rocha pode ter atingido grandes profundidades, a ponto de sofrer dissolução por pressão.

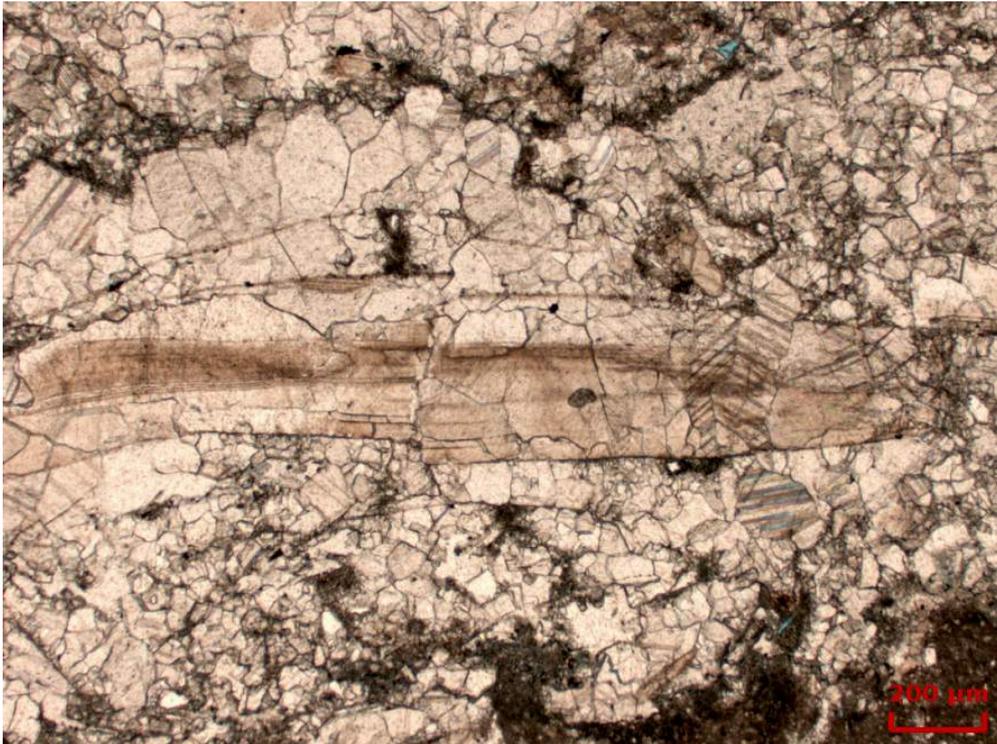


Figura 18 – Fotomicrografia de A3, evidenciando o alto grau de compactação pela presença de estilólitos e fraturas.

Verificam-se ainda nesta amostra traços de material terrígeno (menos que 5% da composição total), principalmente materiais pouco solúveis como quartzo e muscovita (resistatos), em tamanho areia muito fina ($< 0,1$ mm), associados a micro-estilólitos. Também associada a estes, ocorre micrita piritizada, com microporosidade (Figura 19). A presença de pirita indica ao menos uma fase tardia de substituição, em ambientes redutores e ácidos. Desse modo, essas zonas microcristalinas com concentração de opacos e terrígenos proveem uma certa heterogeneidade na distribuição dos constituintes da rocha, cuja relevância às premissas de Mohr-Coulomb é testada neste trabalho (LABUZ e ZANG, 2012).

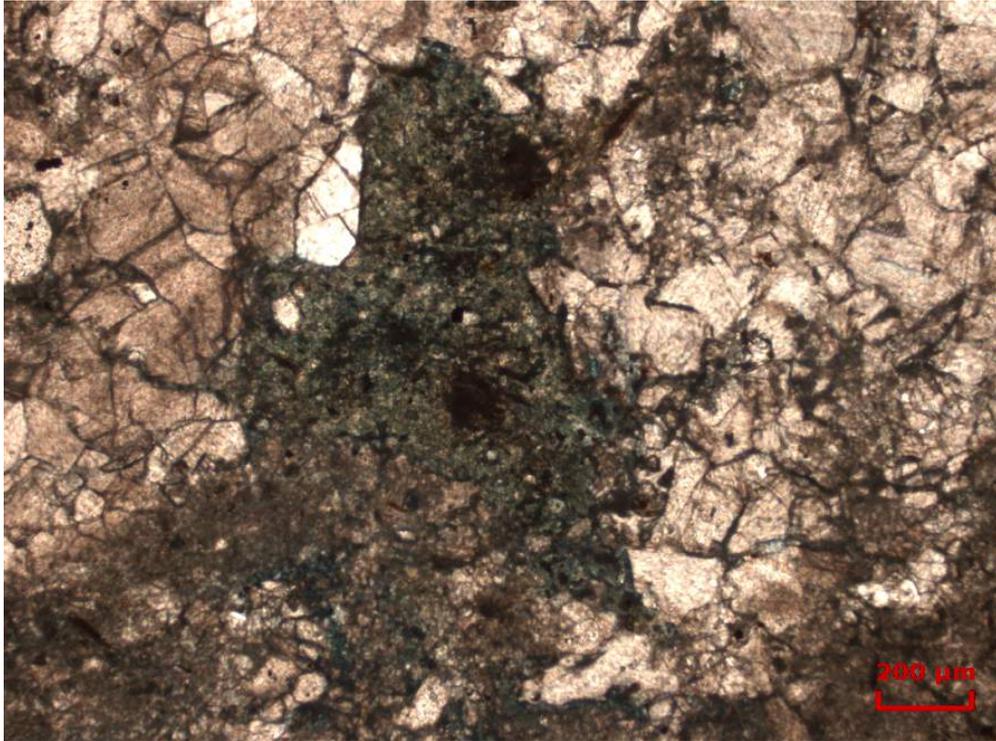


Figura 19 – Fotomicrografia de A3, retratando a concentração de microporosidade em porções micríticas

Assim, a evolução diagenética da litofácies representada por A3 envolve intenso neomorfismo e cimentação: inicialmente, uma fraca micritização das conchas, formando envelopes ao redor das mesmas; logo, uma fase principal de cimentação meteórica, produzindo expressivamente calcita espática blocosa; em seguida, geração de fraturas sub-verticais naturais; com o aumento da profundidade de soterramento, formação de micro-estilólitos; e, enfim, processos de dolomitização e dedolomitização podem ter ocorrido, como sugerem algumas feições mineralógicas identificadas. Nesta última fase é que se desenvolveram as microporosidades: tipo mais recorrente de geometria de poros. No entanto, são reconhecidos outras formas de poros (notadamente, poros intragranulares, porosidade móldica – criados com a dissolução preferencial de cristais isolados – e poros em fraturas), com diferentes distribuições e, logo, há que se verificar qual o grau de contribuição de cada uma destas (Figura 20).

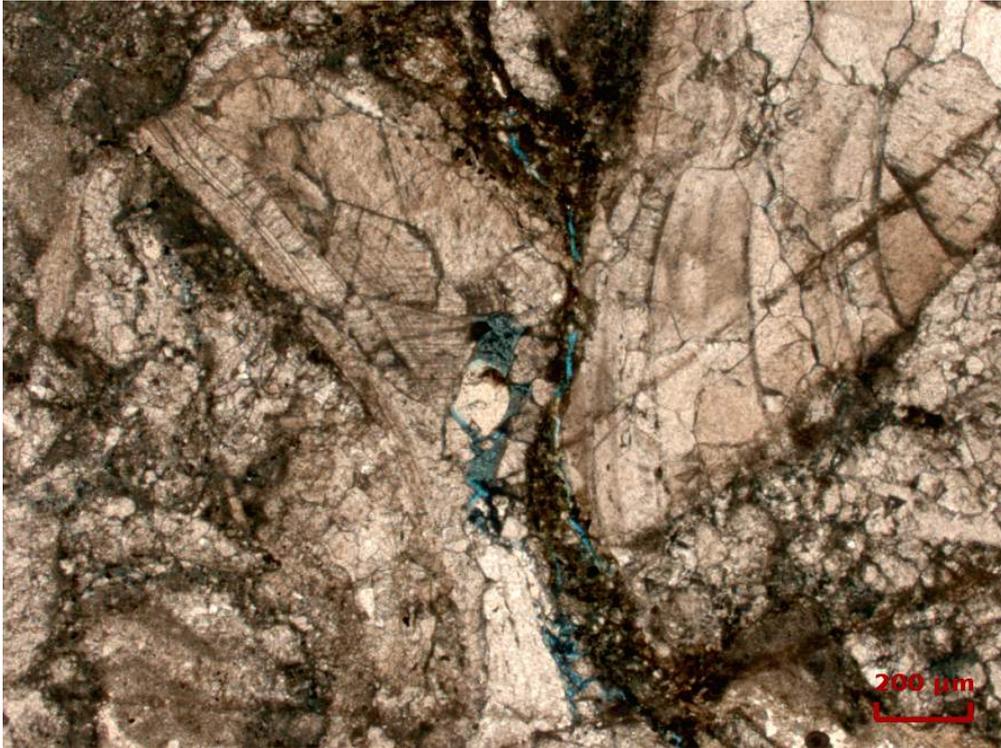


Figura 20 – Fotomicrografia de A3, ilustrando a ocorrência de poros em fraturas, poros intragranulares e poros m6ldicos.

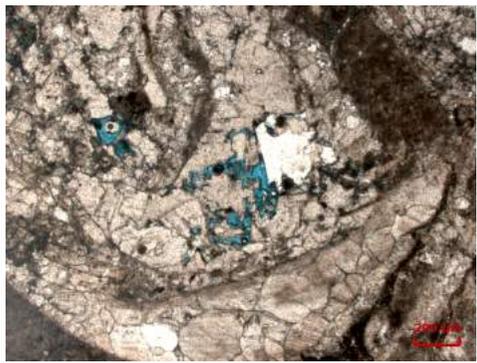
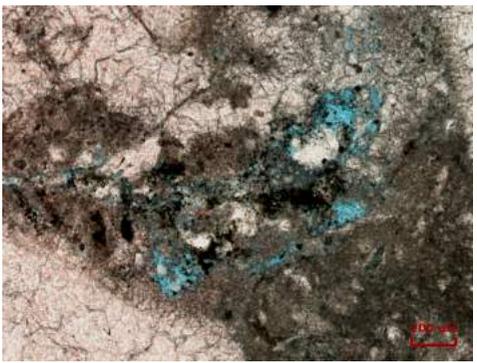
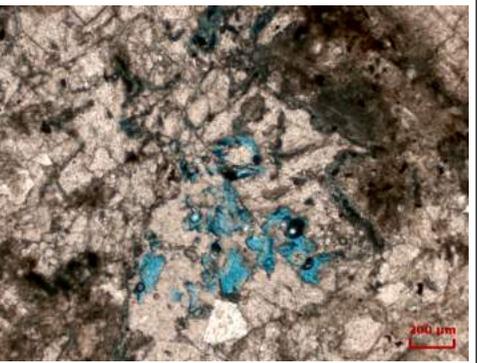
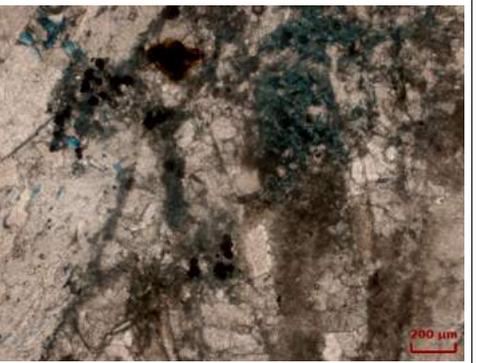
			
Fotomicrografia do plug 1	Fotomicrografia do plug 2	Fotomicrografia do plug 3	Fotomicrografia do plug 4
Porosidade estimada na imagem: 1,5%	Porosidade estimada na imagem: 2,4%	Porosidade estimada na imagem: 2,3%	Porosidade estimada na imagem: 0,2%
Porosidade real da amostra: $\eta_1 = 5,6\%$	Porosidade real da amostra: $\eta_2 = 5,3\%$	Porosidade real da amostra: $\eta_3 = 7,5\%$	Porosidade real da amostra: $\eta_4 = 7,4\%$
Reconhecimento de porosidade móldica (dissolução preferencial de cristais) e intragranular e a contribuição dessas feições ao percentual total de poros.	Apenas a fração porosa intergranular parece ser reconhecida em meio à zona micrítica piritizada, com níveis microporosos.	Parcela representativa de feições com dissolução de grãos, em torno de cristais de pirita.	Ineficácia no reconhecimento de microporosidade (padrão mais abundante na amostra), subestimando o valor total, por conta de porosidade móldica.

Figura 21 – Descrição petrográfica das feições de porosidade da amostra 1 e validação das medidas

Como esperado, em casos de expressiva contribuição da microporosidade na amostra (Figura 21), tornam-se necessários ajustes de resolução e manipulação da paleta de cores do programa, o que em contrapartida introduziria erros no cálculo, por critérios visuais do usuário. A transição de azul a cinza torna esse limiar sujeito ao julgamento do operador (o que é evitado com a paleta padrão, que deliberadamente separa valores de cor comuns a minerais formadores de rocha). Em todo caso, as demais feições de porosidade identificadas proveem percentuais da mesma ordem de grandeza do valor de porosidade total medido, permitindo interpretar o grau de representatividade de cada uma associada à sua abundância relativa.

3.3.2 Ensaio Geomecânicos

O ensaio de compressão triaxial propõe a medição da resistência e das deformações de corpos de prova rochosos, em função da pressão confinante a que são submetidos. Visando otimizar a quantidade de informação obtida de um número limitado de amostras, neste trabalho adota-se o ensaio de ruptura em estágios múltiplos, de modo a gerar envoltórias de resistência em testes individuais, empregando procedimento reiterado (ISRM, 2006).

Sabe-se que o Campo Petrolífero de Pilar compreende os carbonatos da Fm. Morro-do-Chaves na porção terrestre da bacia e que apresenta uma profundidade máxima de transição entre as seqüências aptianas e barremianas em torno de 1000 m (BIZZI *et al.*, 2003). Uma vez assumido esse valor como máxima profundidade de soterramento a que as amostras tenham sido submetidas, e considerado um valor médio de peso específico das amostras em cerca de 25 (kN/m³), temos que a pressão confinante máxima sofrida por essas unidades em sua história de compactação é da ordem de 25 MPa (descartadas possíveis influências compressionais, dada a evolução tectônica regional): $\sigma = \gamma \cdot Z = 25 \text{ MPa}$; onde σ é a pressão confinante máxima, γ é o valor médio de peso específico das amostras, e Z é a máxima profundidade de soterramento. Assim, fica estimado um valor de referência para máximas pressões confinantes aplicadas nas amostras em análise.

Os procedimentos de ajuste inicial envolvem: a calibração dos transdutores de pressão e deformação (deformações axiais monitoradas pelo deslocamento vertical do pistão e, as volumétricas, pela variação de volume de fluido na célula triaxial); o posicionamento do corpo de prova e da membrana na célula triaxial; o preenchimento da célula com óleo, para remoção de ar; e a determinação da pressão confinante inicial (Figura 22).



Figura 22 – Célula triaxial e dispositivos de monitoramento (Foto: Helen Lewis)

Então, aplica-se sobre o corpo de prova tensões radiais e axiais de forma simultânea, até que a pressão hidrostática atinja o valor inicial de tensão confinante pré-determinado. Em seguida, mantendo a pressão confinante constante, a carga axial é aumentada, a taxas constantes até imediatamente antes da tensão correspondente ao pico de resistência, observado no gráfico "tensão axial - deformação axial" (Figura 23).

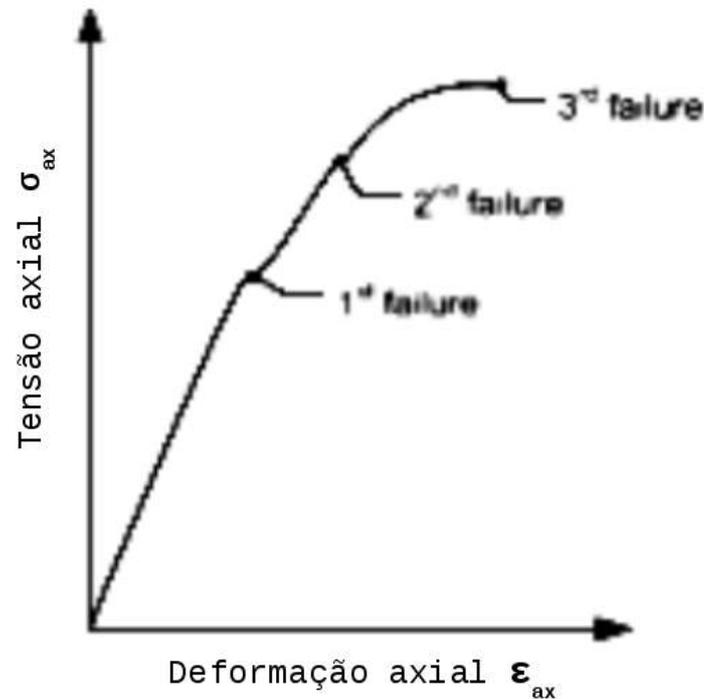


Figura 23 – Gráfico "tensão axial - deformação axial", para o ensaio de ruptura em múltiplos estágios (modificado de YOUN e TONON, 2010)

A pressão confinante é então aumentada manualmente na etapa seguinte. O que é seguido por novos acréscimos de tensão axial, seguindo o processo anterior de modo iterativo. Os consecutivos aumentos de pressão confinante e tensão axial, mantida a primeira constante, até alcançar os respectivos pontos de inflexão na curva (que representam iminência de ruptura), são repetidos até a pressão confinante máxima anteriormente estimada. A partir de então, a pressão confinante é mantida constante, enquanto o carregamento axial prossegue. Consequentemente, o corpo de prova sofrerá ruptura e a tensão axial cairá para seu valor residual. Assim, a pressão confinante é gradualmente reduzida, até que toda a carga seja removida da amostra. A curva "tensão axial - pressão confinante" segue, então, a envoltória de resistência residual. Portanto, essa técnica oferece a vantagem de produzir uma porção substancial da envoltória de resistência com um único ensaio (Figura 24).

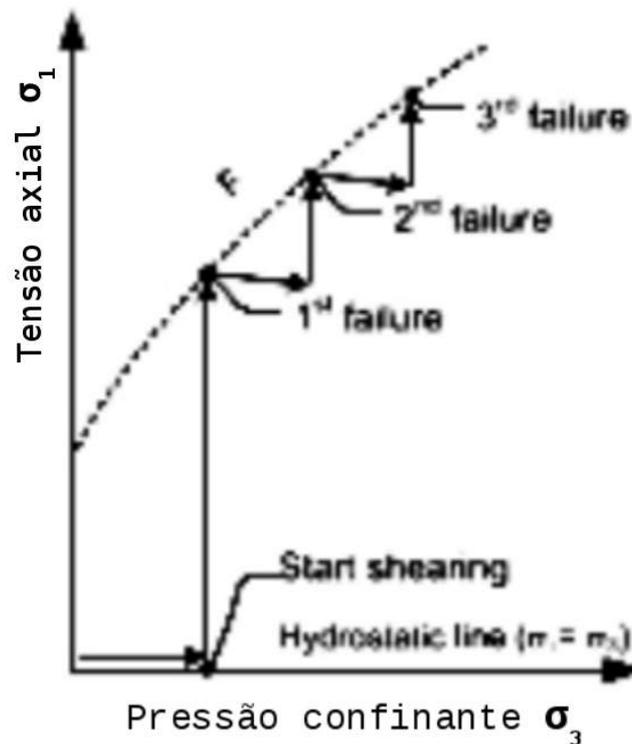


Figura 24 – Gráfico "tensão axial - pressão confinante", representando uma envolvente de resistência tangente aos pontos de iminência de ruptura (modificado de YOUN e TONON, 2010)

Em adição aos ensaios de ruptura, e previamente aos mesmos, foram realizadas medições de velocidade de ondas sísmicas. Acopla-se à célula triaxial um aparato de transmissão de ondas mecânicas, com cristais que vibram ortogonal ou transversalmente às superfícies de topo e base do corpo de prova, e dispositivos de leitura e monitoramento do tempo de trânsito dessas ondas pelo corpo, amplificadas e depois registradas num osciloscópio. Devido à dificuldade de manter contato constante durante o ensaio, sob pressão atmosférica, o mesmo foi realizado para cada corpo de prova a diferentes pressões confinantes. Para tanto, elevam-se as tensões isotrópicas a níveis seguros, que não ofereçam risco de dano ao corpo de prova.

Uma onda elástica pode propagar-se por um corpo elástico e gerar perturbações tensionais e deformacionais (Figura 25). A magnitude da deformação gerada pela onda propagada é normalmente muito pequena, da ordem de 10^{-7} . Como resultado, essa perturbação é também diminuta, muito menor que o campo de tensões do sistema. A velocidade de uma onda elástica relaciona-se com os parâmetros elásticos através da equação de onda (ZOBACK, 2007):

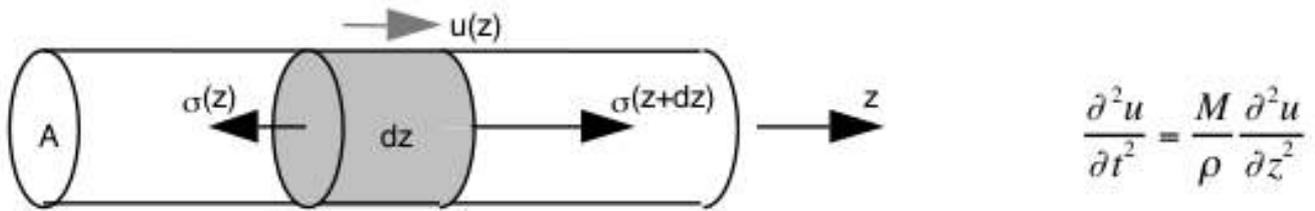


Figura 25 – Relação entre velocidade de onda sísmica e módulos elásticos da rocha (adaptado de http://pangea.stanford.edu/~jack/JD_Course_2008b.pdf, acessado em 20/03/2013).

onde u é o deslocamento, t é o tempo, z é a coordenada espacial, M é o módulo elástico (aqui representado como E) e ρ é a massa específica. Logo, segue da equação de onda que o módulo compressional é:

$$E_d = \rho \cdot V_p^2 \quad (\text{vi})$$

E o módulo cisalhante é dado por:

$$G_d = \rho \cdot V_s^2 \quad (\text{vii})$$

Então, temos que o módulo volumétrico é:

$$K_d = \rho \cdot (V_p^2 - 4 \cdot V_s^2 / 3) \quad (\text{viii})$$

E, logo, razão de Poisson é determinada por:

$$\nu_d = 1/2[(V_p/V_s)^2 - 2]/[(V_p/V_s)^2 - 1] \quad (\text{ix})$$

Dessa forma, todos esses módulos são obtidos a partir das velocidades de onda compressional (V_p) e cisalhante (V_s) e, portanto, chamados "parâmetros elásticos dinâmicos".

O presente objetivo dessas medições é permitir traçar um quadro comparativo entre os parâmetros elásticos dinâmicos e estáticos, diretamente medidos num experimento de compressão triaxial. Os módulos dinâmicos e estáticos de uma mesma rocha podem variar significativamente entre si. A principal razão para tal advém da diferença de amplitude das deformações entre cada experimento: na propagação de onda dinâmica, a deformação é da ordem de 10^{-7} ; enquanto deformações (quase) estáticas podem alcançar ordem de 10^{-2} (Figura 26).

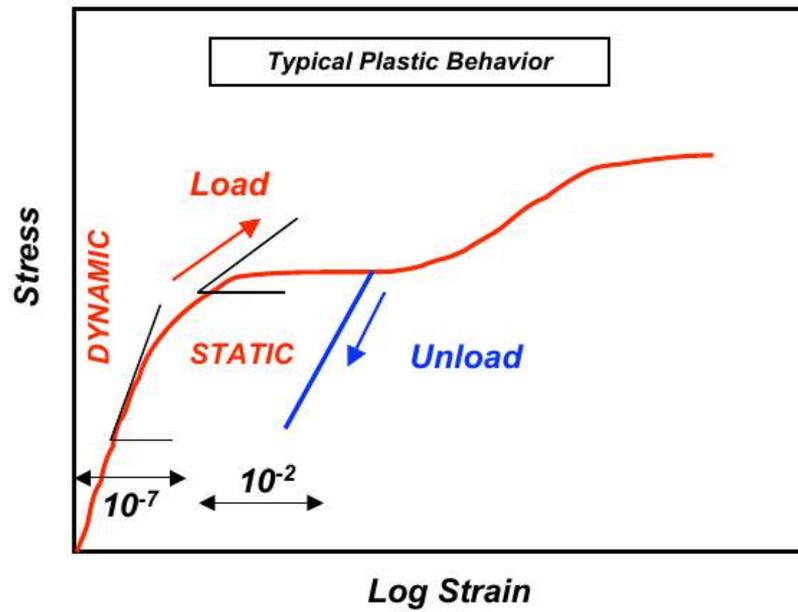


Figura 26 – Típico comportamento plástico de um corpo rochoso e comparação das ordens de grandeza entre deformações dinâmicas e (quase) estáticas (adaptado de http://pangea.stanford.edu/~jack/JD_Course_2008b.pdf, acessado em 20/03/2013).

4 RESULTADOS

O presente trabalho propõe a avaliação comparativa da resistência de diferentes litotipos coquinóides da Fm. Morro-do-Chaves, segundo as propriedades petrofísicas pertinentes, intrínsecas ao material. Portanto, é necessária a adoção de critérios de ruptura, que parametrizam e descrevem as relações entre as tensões que ocorrem no corpo de prova, no instante de ruptura da rocha.

O critério de ruptura de Mohr-Coulomb é representado por um conjunto de equações lineares no espaço de tensões principais, que descrevem as condições para que um material rochoso rompa, desprezados quaisquer efeitos de tensões intermediárias. Esse tipo de representação matemática é bem aceita para resultados experimentais produzidos por carregamento axissimétrico, devido à sua simplicidade e claro significado físico dos parâmetros materiais (LABUZ e ZANG, 2012).

4.1 ENSAIOS DE RUPTURA EM MÚLTIPLOS ESTÁGIOS

4.1.1 Corpo de prova A1P1

Na Figura 27, verificam-se os pontos de inflexão da curva "tensão axial - deformação axial", que representam estágios de ruptura iminente, em condições de pressão confinante progressivamente maiores. Considerando que o carregamento aplicado na fase de comportamento elástico da rocha (admitido como o trecho retilíneo anterior ao primeiro ponto de inflexão) não seja suficientemente grande para produzir tensões que promovam o aparecimento de fraturas, então pode-se assumir que haja proporcionalidade entre tensões e deformações, ou seja, considera-se que a rocha está em regime elástico linear – válida a Lei de Hooke:

$$\sigma_{axial} = E \cdot \epsilon_{axial} \quad (x)$$

onde **E** é o módulo de elasticidade longitudinal (módulo de Young).

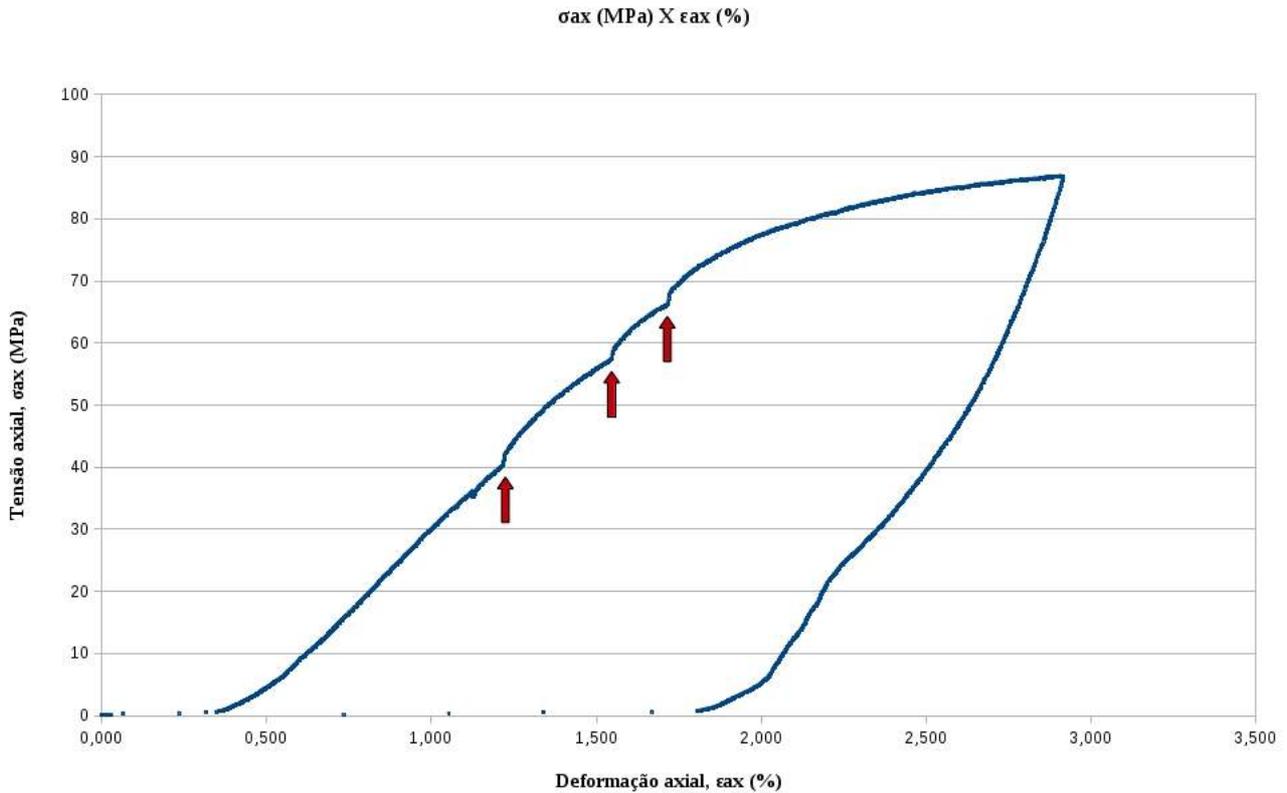


Figura 27 – Gráfico "tensão axial - deformação axial" de A1P1 (setas vermelhas indicam os pontos de inflexão da curva)

Ainda variando apenas a tensão axial, pode-se também admitir uma constante de proporcionalidade entre as deformações axiais e diametraes: o coeficiente de Poisson (ν). Dessa forma, conhecidas as tensões aplicadas e medidas as deformações neste trecho de compressão desviadora, é possível determinar experimentalmente E e ν , a partir dos quais são calculados os demais parâmetros elásticos estáticos da rocha (Tabela 6):

$$K = E/3(1-2\nu) \quad (\text{xi})$$

$$G = E/2(1+\nu) \quad (\text{xii})$$

Tabela 6– Parâmetros elásticos estáticos do corpo de prova A1P1

E (MPa)	ν	G (MPa)	K (MPa)
52351,6	0,5	52449,1	8717,2

Verifica-se na Figura 28 a envoltória de resistência de Mohr-Coulomb, ajustada por regressão linear (R^2 é o coeficiente de determinação da reta) sobre as tensões de pico segundo: $\sigma_1 = a.\sigma_3 + b$, onde: $a = (1+\text{sen}\Phi)/1-\text{sen}\Phi$ e $b = 2.c.\text{cos}\Phi/(1-\text{sen}\Phi)$. De modo que o ângulo de atrito

interno $\Phi \cong 29,9^\circ$ e a coesão $c \cong 2,91$ MPa. O trecho retilíneo inferior do gráfico representa a envoltória de resistência residual, após a ruptura efetiva da amostra.

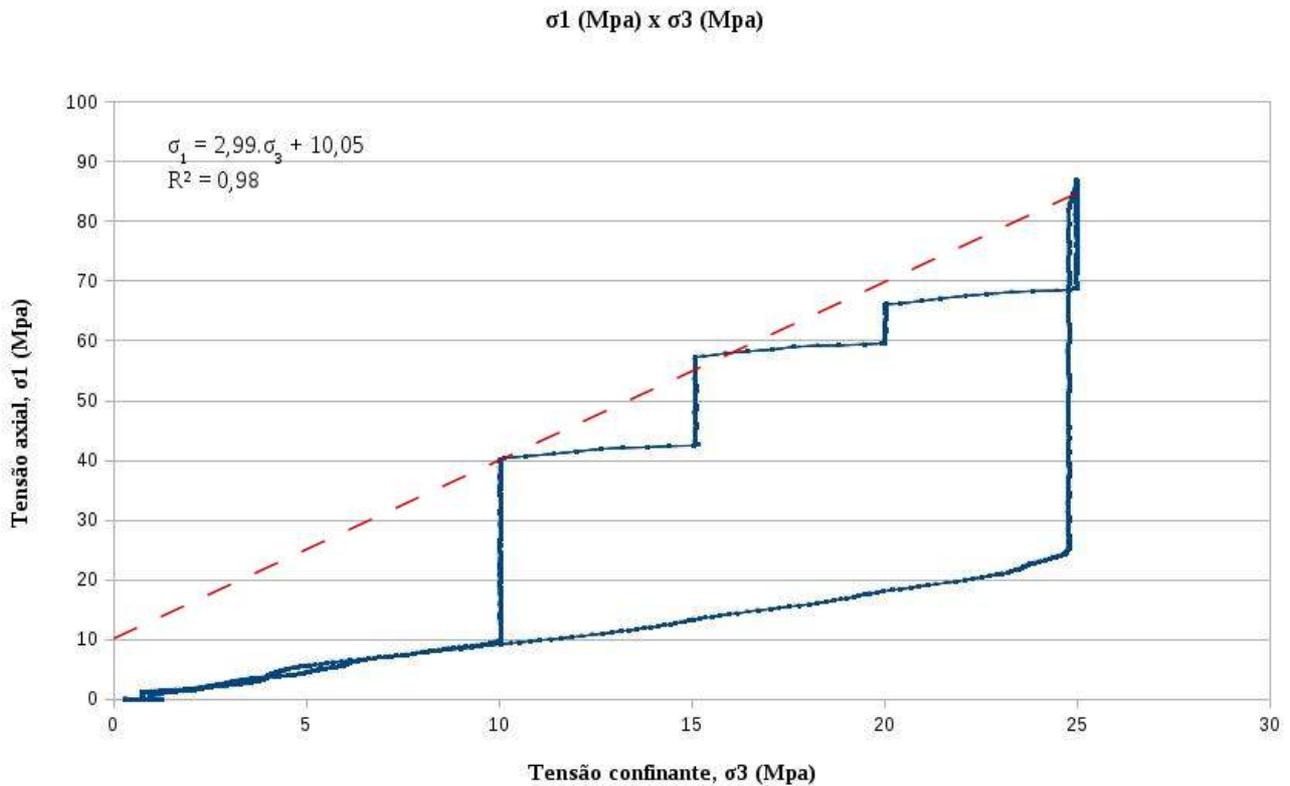


Figura 28 – Gráfico "tensão axial - tensão confinante" e envoltória de resistência para A1P1

Além disso, nos picos de ruptura iminente, a tensão desviadora $\sigma_d = \sigma_1 - \sigma_3$ varia da seguinte maneira (Tabela 7):

Tabela 7– Variação da tensão desviadora com a tensão confinante nos respectivos pontos de ruptura iminente para A1P1

σ_3 (Mpa)	10	15	20	25
σ_d (Mpa)	30,1	42,0	46,0	62,0

Ao final do ensaio, o corpo de prova A1P1 apresentava-se ligeiramente abarrilhado, embora não mostrasse feições macroscópicas de deformação, como ilustrado na Figura 29.



(a) Estado pré-deformacional



(b) Estado pós-deformacional

Figura 29 – Estados pré-deformacionais e pós-deformacionais do corpo de prova A1P1

4.1.2 Corpo de prova A2P1

Em concordância com o procedimento anterior, admite-se as mesmas premissas de validade da Teoria de Elasticidade para o trecho retilíneo anterior ao primeiro ponto de inflexão na curva (Figura 30). Dessa forma, a partir do coeficiente de Poisson ν determinado experimentalmente, e do módulo de Young E obtido graficamente, também temos por solução analítica os seguintes valores para os módulos elásticos de A2P1 (Tabela 8):

Tabela 8– Parâmetros elásticos estáticos do corpo de prova A2P1

E (MPa)	ν	G (MPa)	K (MPa)
10285,7	0,5	10253,3	1717,0

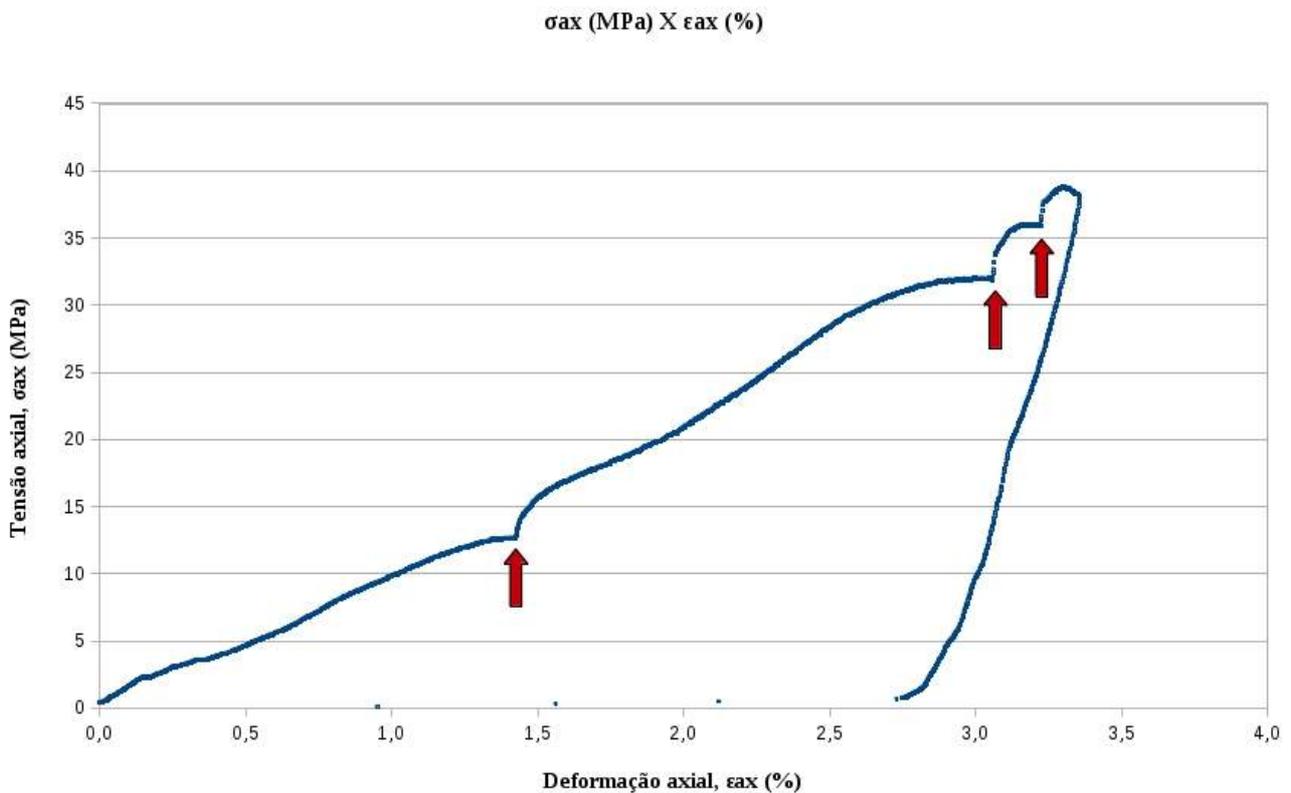


Figura 30 – Gráfico "tensão axial - deformação axial" de A2P1 (setas vermelhas indicam os pontos de inflexão da curva)

Nota-se na Figura 31 que a faixa de tensões confinantes representada já se mostra suficientemente grande para que a envoltória de resistência tome forma curva, além de apresentar curvatura em forma não-convencional, fazendo com que a regressão linear apresentada não se adeque a todo esse intervalo. Nesse caso, é necessário especificar um intervalo menor de tensões confinantes sob análise, de modo que uma regressão linear se ajuste tangencialmente à envoltória real. Mas em todo caso, e para fins comparativos, adota-se essa parametrização linear da envoltória de resistência, que confere valores de ângulo de atrito interno $\Phi \cong 14,3^\circ$, e coesão $c \cong 3,53$ MPa.

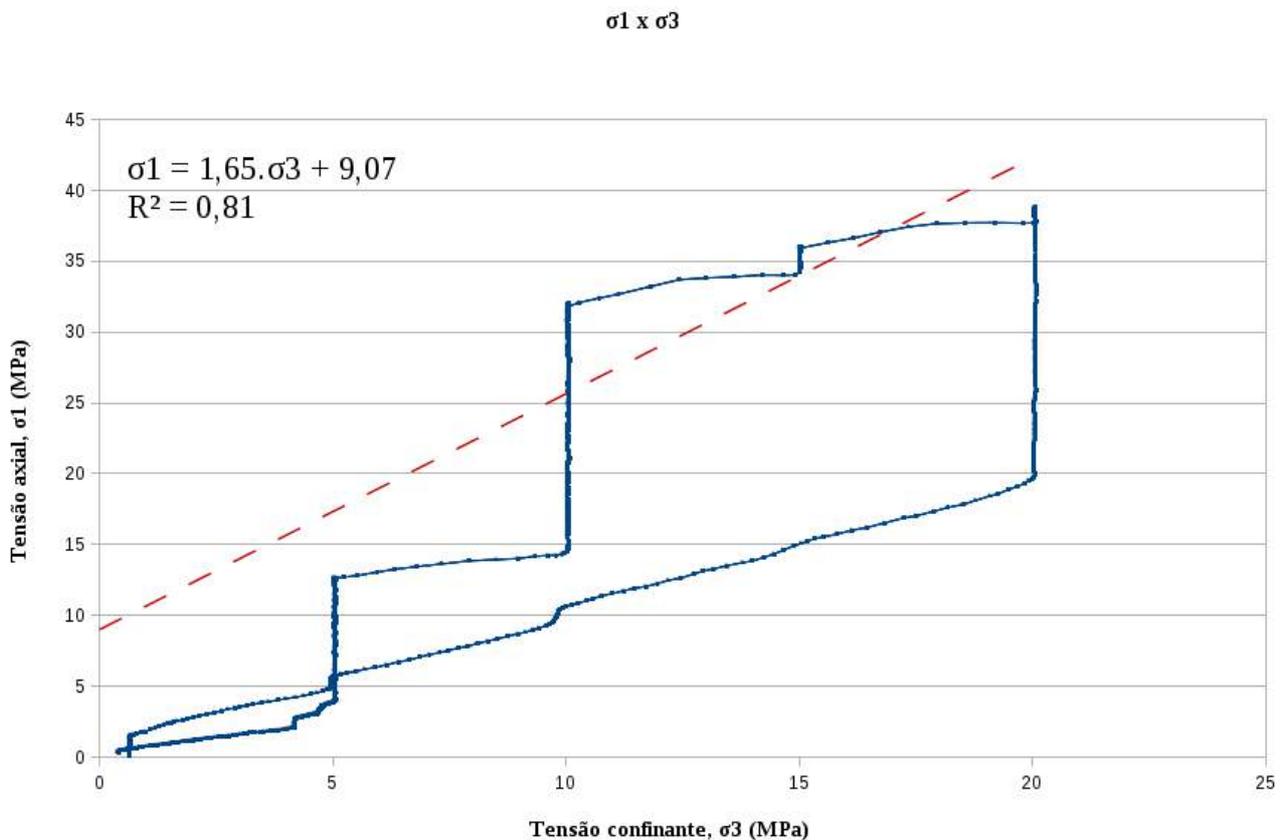


Figura 31 – Gráfico "tensão axial - tensão confinante" e envolvente de resistência para A2P1

Adicionalmente, observa-se certa mudança na distribuição dos picos de ruptura iminente, no que diz respeito à variação das tensões desviadoras coordenadas às respectivas tensões confinantes, em comparação com o litotipo de A1 (Tabela 9):

Tabela 9– Variação da tensão desviadora com a tensão confinante nos respectivos pontos de ruptura iminente para A2P1

σ_3 (Mpa)	5	10	15	20
σ_d (Mpa)	7,5	22,0	21,0	18,7

Sob análise apenas qualitativa, foram reconhecidas feições macroscópicas de quebra de grãos e colapso de poros na amostra A2P1 após o ensaio, como ilustrado a seguir (Figura 32).



(a) Estado pré-deformacional



(b) Estado pós-deformacional

Figura 32 – Estados pré-deformacionais e pós-deformacionais do corpo de prova A2P1

4.1.3 Corpo de prova A2P2

O gráfico da Figura 33 representa a evolução do ensaio de compressão triaxial em multi-estágios do corpo de prova horizontal A2P2. O ensaio dessa amostra foi interrompido inesperadamente, devido a uma falha no sistema de resfriamento do equipamento e, logo, a pressão confinante caiu a zero repentinamente. Entretanto, foi possível a determinação dos parâmetros estáticos como segue (Tabela 10):

Tabela 10– Parâmetros elásticos estáticos do corpo de prova A2P1

E (MPa)	ν	G (MPa)	K (MPa)
42592,4	0,5	41132,9	7227,0

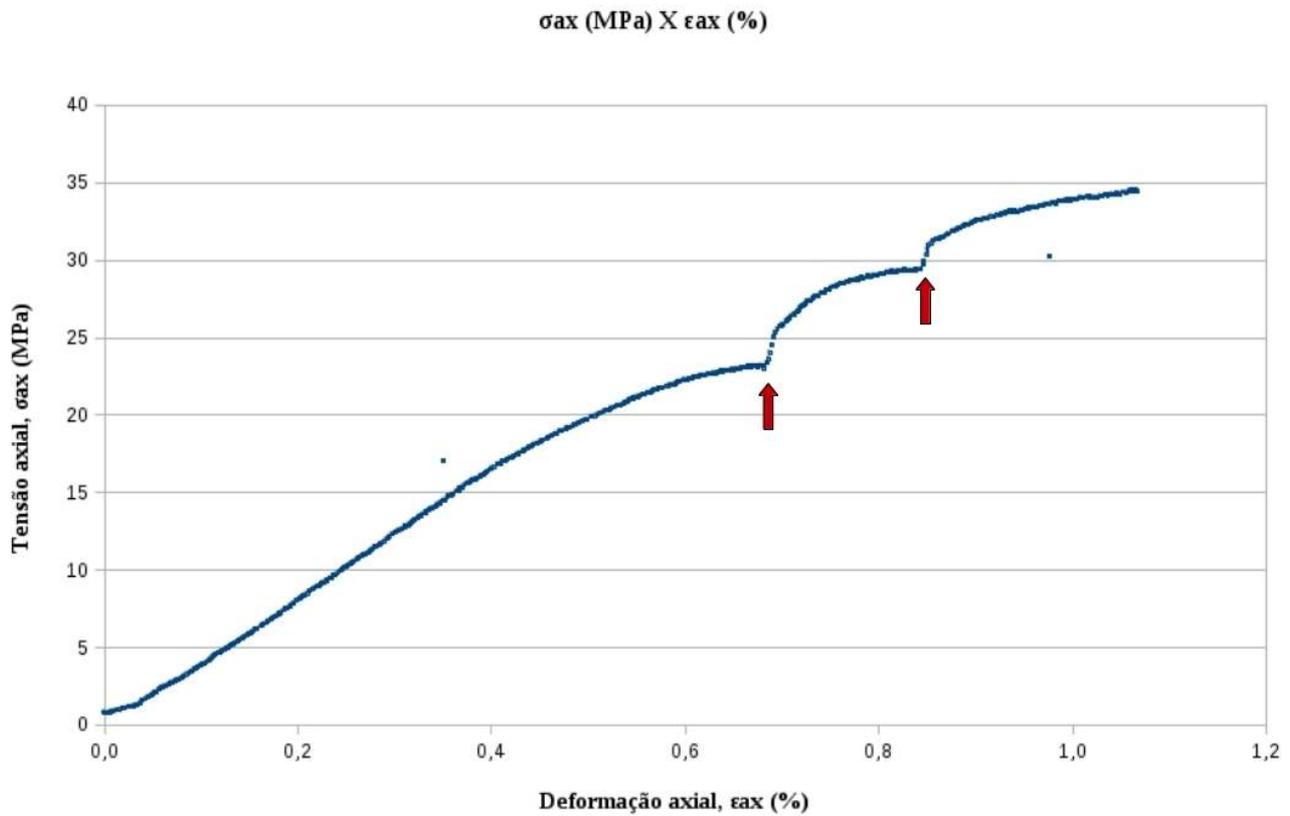


Figura 33 – Gráfico "tensão axial - deformação axial" de A2P2 (setas vermelhas indicam os pontos de inflexão da curva)

Em função do imprevisto citado, o corpo de prova A2P2 foi submetido a pressões confinantes apenas até 15MPa, e teve esta última removida rapidamente, o que resultou em rápido aumento da tensão desviadora. Contudo, o intervalo de pressões confinantes contemplado é notadamente bem adequado à regressão linear dos pontos de ruptura iminente (Figura 34), fornecendo valores de: ângulo de atrito interno $\Phi \cong 3,5^\circ$, e coesão $c \cong 8,32$ MPa.

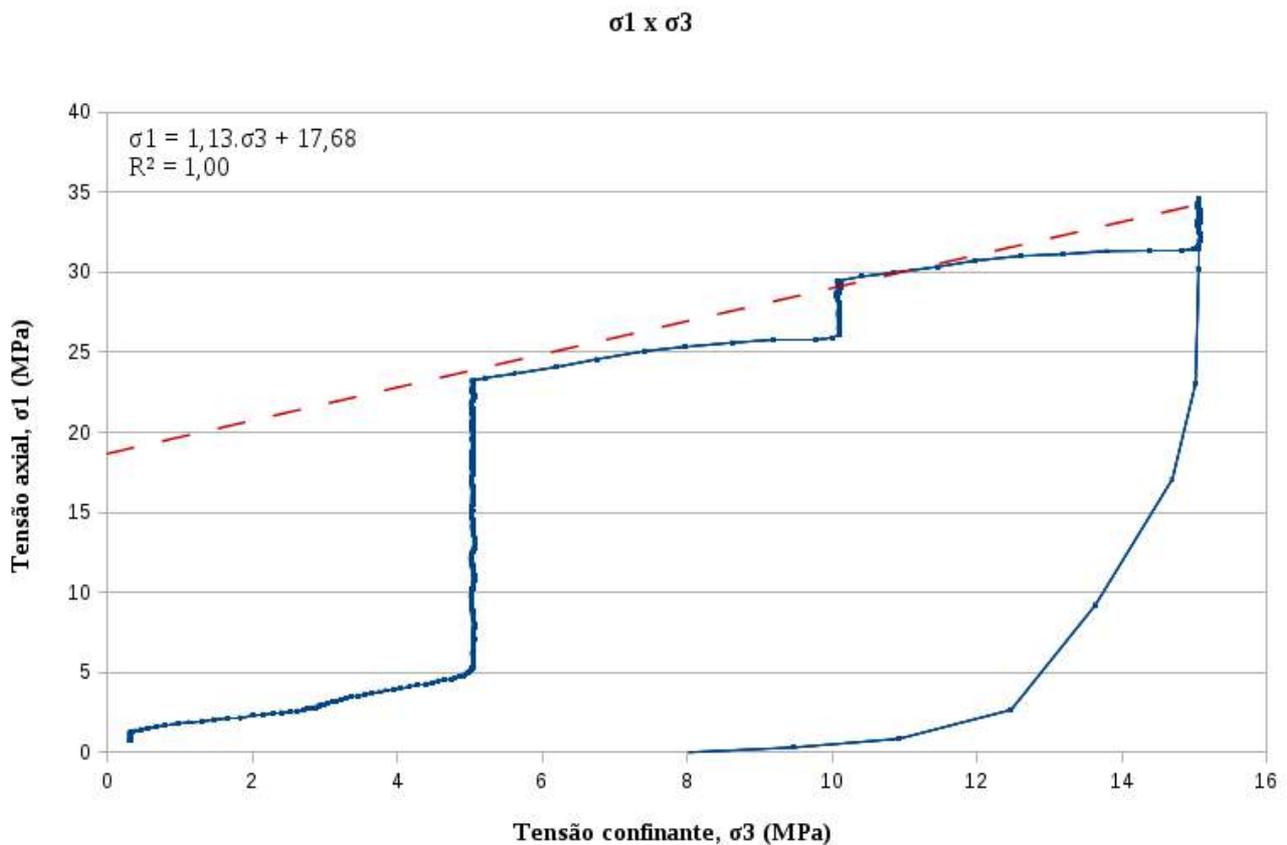


Figura 34 – Gráfico "tensão axial - tensão confinante" e envolvente de resistência para A2P2

Além disso, é analisada a evolução das tensões desviadoras sob diferentes condições de tensões confinantes, nos picos de ruptura iminente, para A2P2, esquematizado na Tabela 11, abaixo:

Tabela 11– Variação da tensão desviadora com a tensão confinante nos respectivos pontos de ruptura iminente para A2P2

σ_3 (MPa)	5	10	15
σ_1 (MPa)	18,2	19,3	19,4

Consequentemente, o topo da amostra A2P2 foi parcialmente quebrado e, dado o rompimento da membrana da célula triaxial, o corpo foi saturado de óleo, como segue (Figura 35).

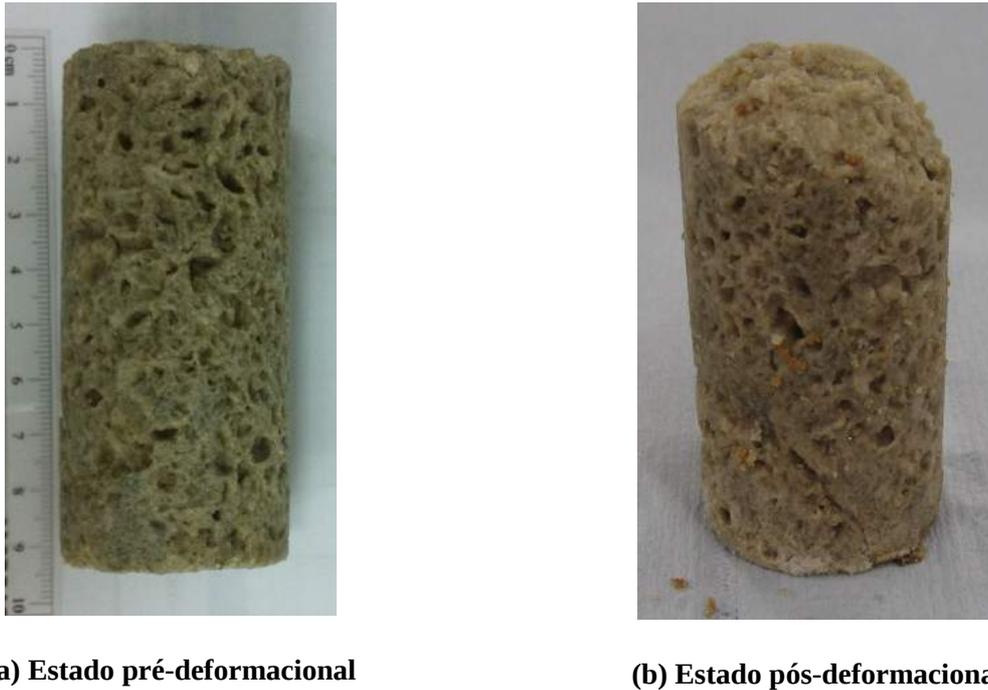


Figura 35 – Estados pré-deformacionais e pós-deformacionais do corpo de prova A2P2

4.2 CÁLCULO DE VELOCIDADES SÍSMICAS E PARÂMETROS DINÂMICOS

Para os corpos de prova A1P1, A2P1 e A2P2, foram realizadas medidas de tempo de trânsito de ondas sísmicas (compressionais e cisalhantes), em diferentes estados de tensões isotrópicas. A determinação do tempo de primeira chegada da onda, que parte do transdutor para o receptor, é sujeita a erros de interpretação, quando a relação sinal/ruído é baixa.

Em posse das dimensões de cada corpo de prova, calcula-se então as velocidades de onda primária (V_p) e secundária (V_s) que, juntamente à medida de densidade da rocha seca, permitem quantificar as variáveis elásticas dinâmicas. No entanto, as equações que correlacionam essas variáveis assumem tratar-se de um meio isotrópico, linear e elástico: premissas que podem distanciar os valores estimados da realidade (ZOBACK, 2007).

4.2.1 Corpo de Prova A1P1

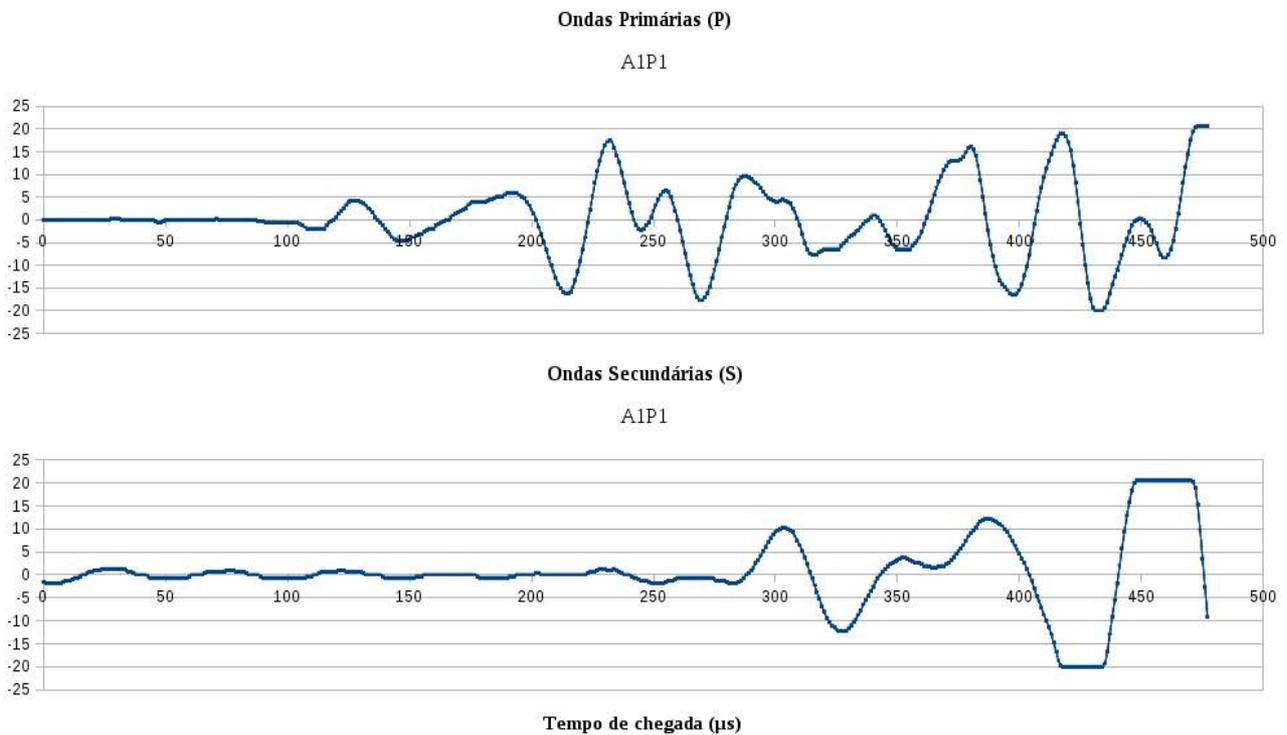


Figura 36 – Representação gráfica das ondas P e S para o corpo de prova A1P1, sob tensões confinantes de 10MPa

Uma vez determinado graficamente (Figura 36) o tempo de primeira chegada da onda ($T_p = 40\mu s$ e $T_s = 58\mu s$ – onde T_p refere-se às ondas compressivas e T_s , às cisalhantes), divide-se o comprimento do corpo rochoso por esse valor, permitindo estimar as velocidades de ondas sísmicas em $V_p = 3624 \text{ m/s}$ e $V_s = 2496 \text{ m/s}$. Assim, utilizando as equações (vi) a (ix), temos a determinação dos parâmetros elásticos dinâmicos (Tabela 12):

Tabela 12– Parâmetros elásticos dinâmicos do corpo de prova A1P1

E (MPa)	G (MPa)	K (MPa)	ν
30642,9	14607,9	11320,3	0,05

Logo, pode-se estabelecer uma comparação gráfica entre os valores dos módulos de elasticidade longitudinal, cisalhante e volumétrico como apresentado (Figura 37).

Corpo de prova A1P1

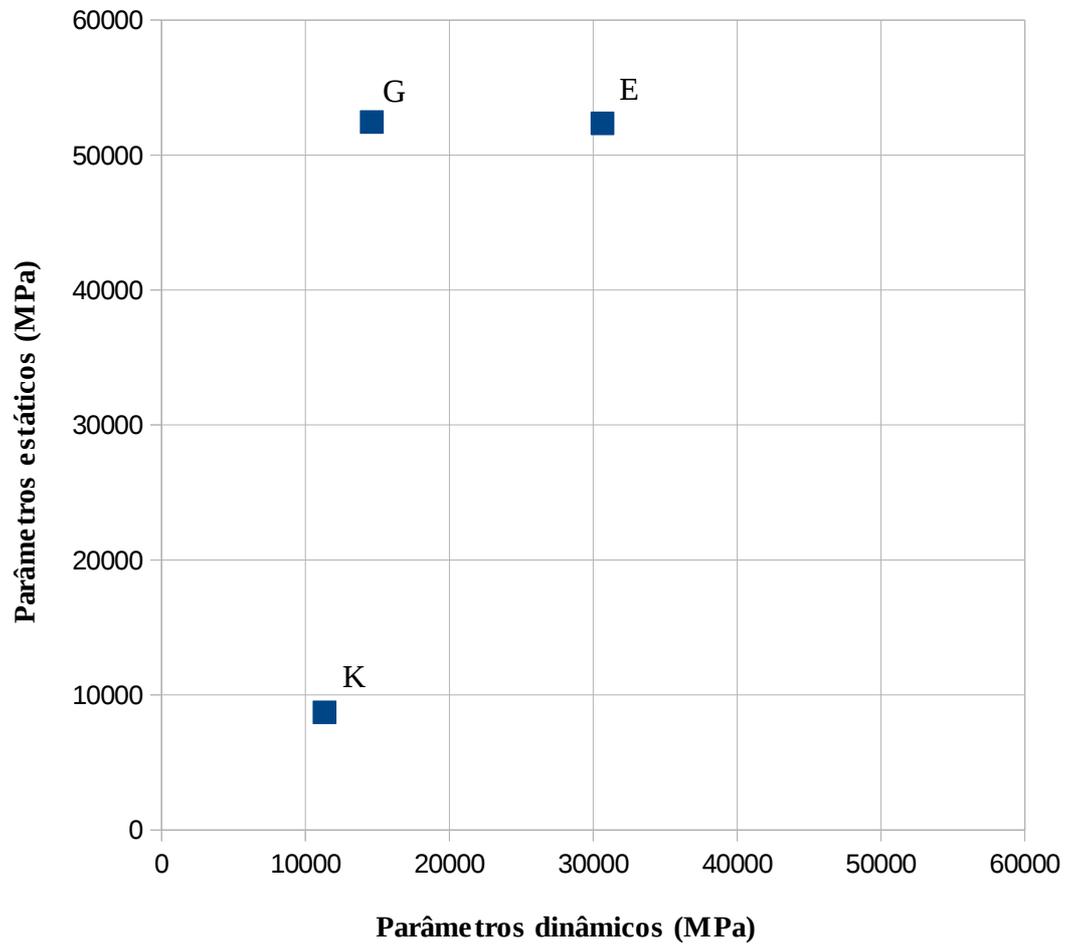


Figura 37 – Gráfico comparativo entre parâmetros dinâmicos e estáticos para A1P1

4.2.2 Corpo de prova A2P1

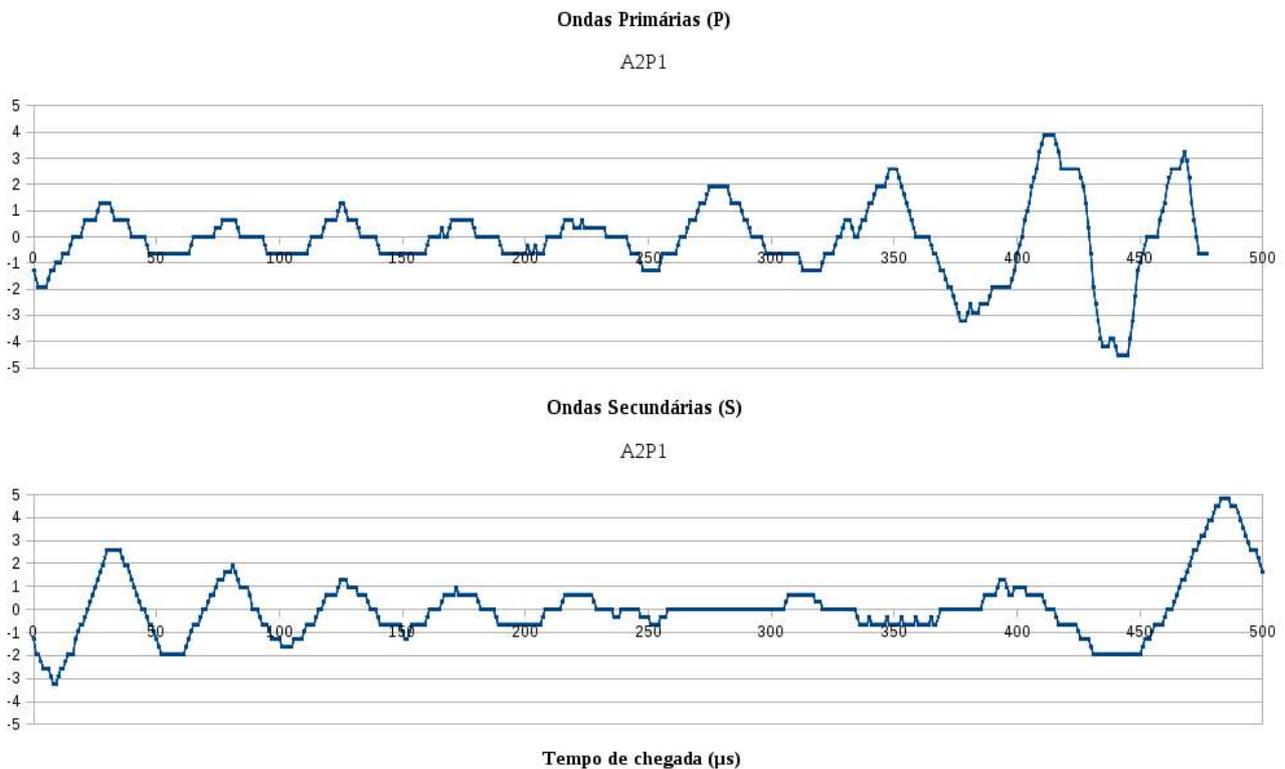


Figura 38 – Representação gráfica das ondas P e S para o corpo de prova A2P1, sob tensões confinantes de 5MPa

A partir da identificação dos ruídos no gráfico (Figura 38), procede a determinação do tempo de primeira chegada da onda ($T_p = 48\mu s$ e $T_s = 66\mu s$) e cálculo das velocidades, tal qual anteriormente descrito, fornecendo valores de $V_p = 2532m/s$ e $V_s = 1925 m/s$ e permitindo estimar as variáveis elásticas a seguir (Tabela 13).

Tabela 13– Parâmetros elásticos dinâmicos do corpo de prova A2P1

E (MPa)	G (MPa)	K (MPa)	ν
12768,0	7831,3	3107,5	0,18

Dessa maneira, estabelece-se a comparação entre os parâmetros estáticos e dinâmicos do corpo, representada no gráfico abaixo (Figura 39).

Corpo de prova A2P1

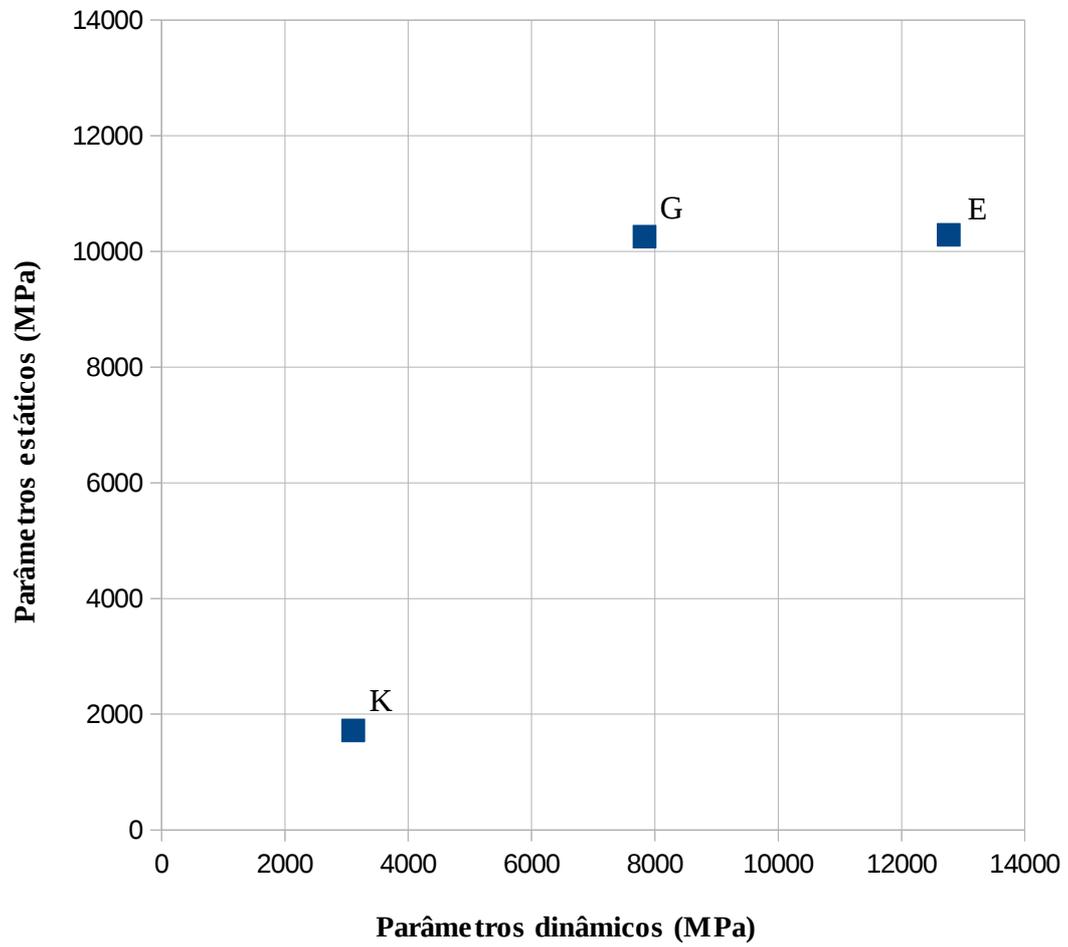


Figura 39 – Gráfico comparativo entre parâmetros dinâmicos e estáticos para A2P1

4.2.3 Corpo de prova A2P2

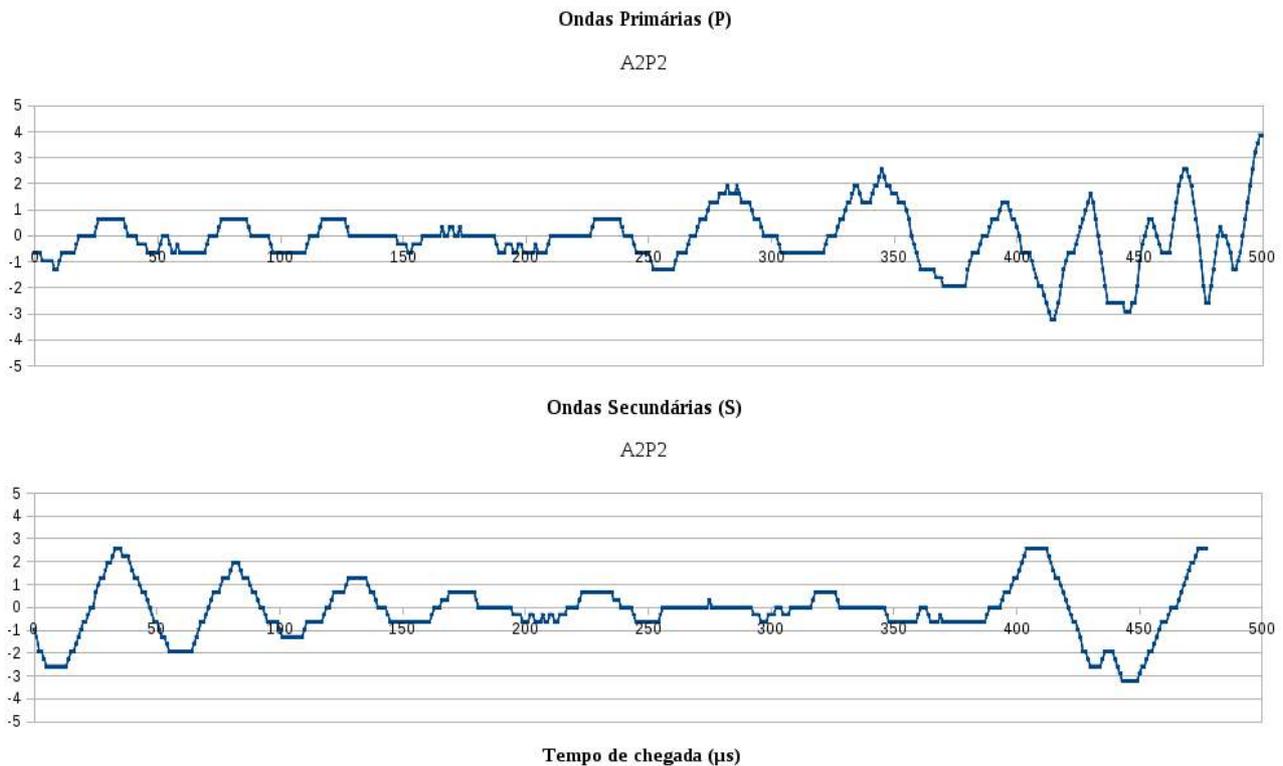


Figura 40 – Representação gráfica das ondas P e S para o corpo de prova A2P2, sob tensões confinantes de 5MPa

Em concordância com os demais experimentos, busca-se excluir os efeitos de ruído (Figura 40) e, para $T_p = 47\mu\text{s}$ e $T_s = 68\mu\text{s}$, calcula-se as velocidades sísmicas $V_p = 2691\text{ m/s}$ e $V_s = 1901\text{ m/s}$. Assim, determinam-se os parâmetros elásticos a seguir (Tabela 14).

Tabela 14– Parâmetros elásticos dinâmicos do corpo de prova A2P2

E (MPa)	G (MPa)	K (MPa)	ν
14899,2	7440,7	4978,3	0,001

Enfim, são comparados graficamente as respectivas variáveis elásticas e dinâmicas, a fim de precisar as diferenças em ordem de grandeza (Figura 41).

Corpo de prova A2P2

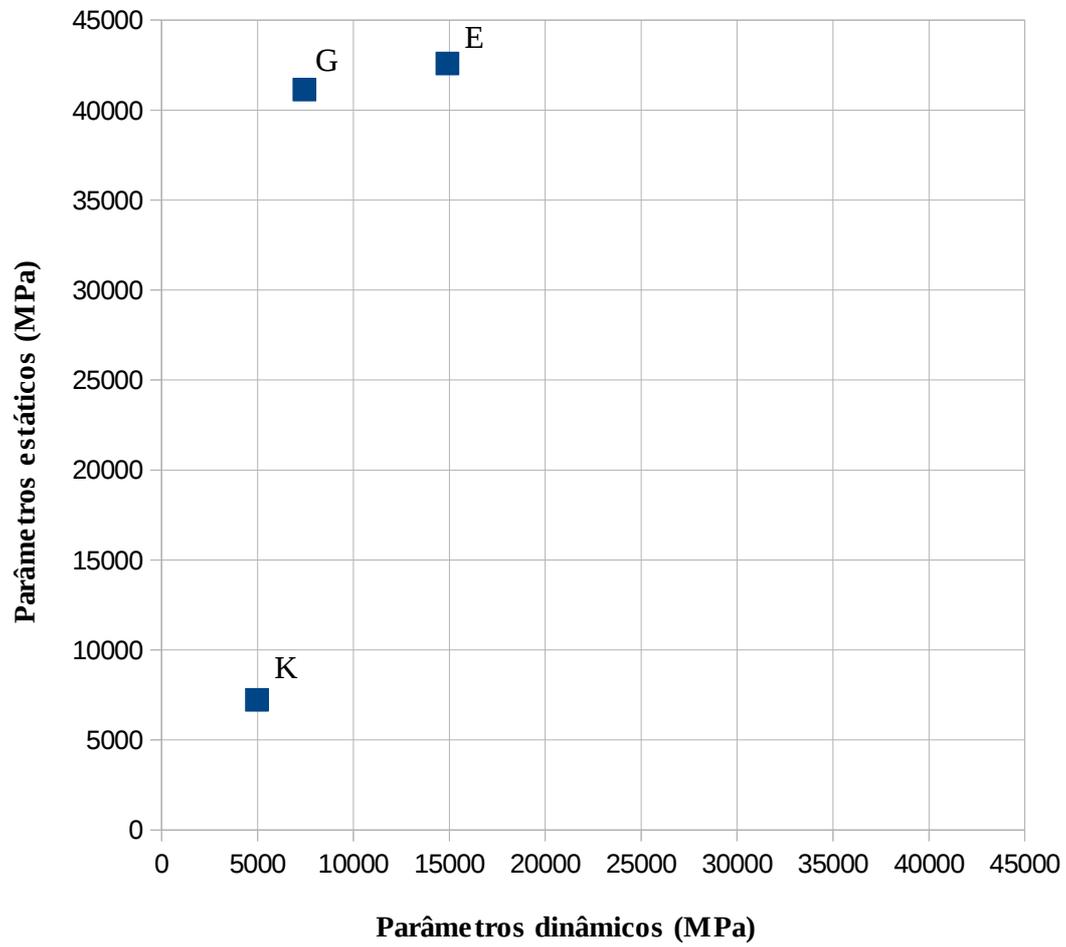


Figura 41 – Gráfico comparativo entre parâmetros dinâmicos e estáticos para A2P2

5 INTERPRETAÇÃO E CONCLUSÃO

A tabela a seguir (Tabela 15) contém valores representativos de coesão (onde a envoltória de Mohr-Coulomb intercepta o eixo de tensões cisalhantes), de porosidade e ângulo de atrito interno para determinadas rochas (GOODMAN, 1989), em comparação com os resultados aqui obtidos.

Tabela 15– Envoltórias de Mohr-Coulomb para diferentes litotipos (GOODMAN, 1989)

Descrição	Porosidade η (%)	Coesão C (MPa)	Ângulo de atrito interno Φ	Pressões Confinantes (MPa)
Calcáreo <i>Wolf Camp</i>		23,6	34,8°	0 – 203
Calcáreo <i>Indiana</i>	19,4	6,7	42,0°	0 – 9,6
Dolomito <i>Hasmark</i>	3,5	22,8	35,5°	0,8 – 5,9
Greda (giz)	40,0	0	31,5°	10 – 90
Arenito <i>Berea</i>	18,2	27,2	27,8°	0 – 200
Arenito <i>Bartlesville</i>		8,0	37,2°	0 – 203
Arenito <i>Pottsville</i>	14,0	14,9	45,2°	0 – 68,9
A1P1	22	2,9	29,9°	0 – 25
A2P1	29	3,5	14,3°	0 – 20
A2P2	29	8,3	3,5°	0 – 15

É notória a incongruência entre os parâmetros das envoltórias calculados para as coquinas das amostra 1 e 2, comparados com aqueles da literatura. A própria diferença numérica entre os dados obtidos para A2P1 e A2P2 deve-se, parcialmente, à consideração de diferentes intervalos de pressões confinantes nos cálculos de parametrização da curva (uma vez que é desprezada qualquer influência de anisotropia), indicando significativa não-linearidade da envoltória de resistência, ao menos para este litotipo.

Essa constatação nos obriga, portanto, a rever as premissas teóricas, que consideram a reprodução de um regime elástico linear nos ensaios realizados (Lei de Hooke). Todavia, considerados apenas os resultados destas amostras coquinóides, verifica-se certa tendência de aumento de valores de coesão, para menores valores de ângulo de atrito interno, em rochas com maiores valores de porosidade (Figura 42).

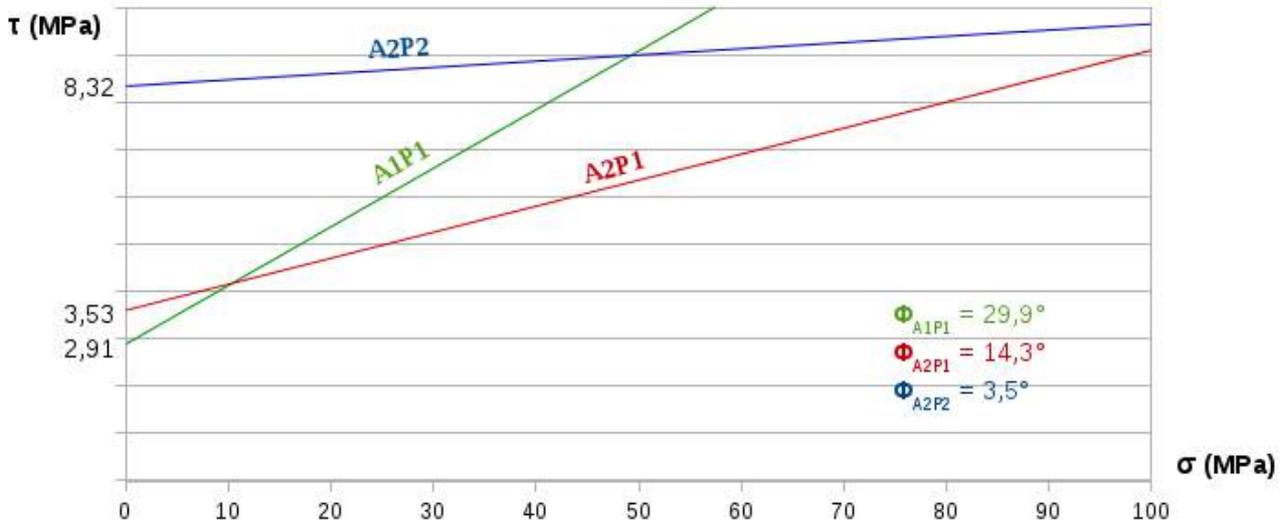


Figura 42 – Gráfico esquemático das envoltórias lineares de resistência para os 3 corpos de prova

Esse comportamento mecânico é uma resposta típica de rochas sujeitas a diferentes níveis de alteração (por exemplo, quando há expressiva formação de argilo-minerais). Nesse caso, é possível que a tendência observada seja um efeito de micritização, uma vez que o percentual modal de terrígenos nessas amostras seja de baixa contribuição.

Na tabela que segue (Tabela 16), são comparados os valores de módulos elásticos e velocidades sísmicas medidos neste trabalho com valores gerais registrados na literatura.

Tabela 16– Quadro comparativo de parâmetros elásticos e velocidades sísmicas para diferentes litotipos (fonte: <http://www.stanford.edu/~tyzhu/Documents/Some%20Useful%20Numbers.pdf>, acessado em 01/05/2013)

	E (Gpa)	G (Gpa)	K (Gpa)	Vp (m/s)	Vs (m/s)
A1P1	52,4	52,5	87,2	3624	2496
A2P1	10,3	10,3	1,7	2532	1925
A2P2	42,6	41,1	7,2	2691	1901
Calcários	15 – 55	10 – 50	65	2500 – 6000	3100
Arenitos	1 – 20	8 – 40	0,7	1400 – 4000	2400

Apesar da relativamente abrangente faixa de valores dos litotipos listados, os corpos A1P1 (com valores determinados a pressão confinante de 10 MPa), A2P1 e A2P2 (com variáveis calculadas a 5 MPa de pressão confinante) fornecem dados aproximadamente da mesma ordem de grandeza que os calcários aqui generalizados.

GRÁFICO SUMÁRIO

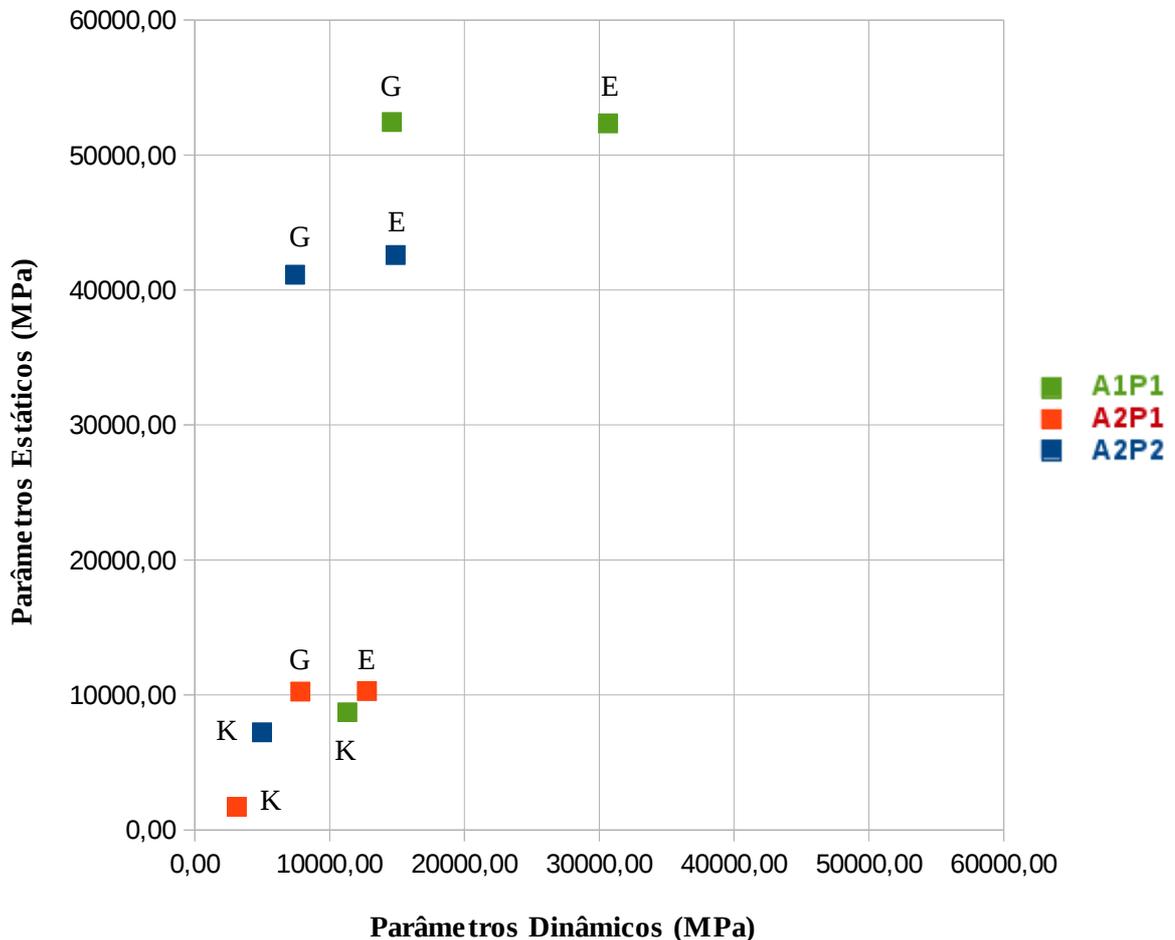


Figura 43 – Compilação dos parâmetros estáticos e dinâmicos comparados

Entretanto, na Figura 43 verifica-se outra incongruência comum aos resultados dos 3 ensaios: os parâmetros elásticos estáticos são sensivelmente maiores que os dinâmicos – o que contradiz as expectativas com base teórica. A amplitude de deformação de ondas dinâmicas é da ordem de 10^{-7} , enquanto as deformações (quase) estáticas atingem a ordem de 10^{-2} . Assim, esperaríamos encontrar parâmetros dinâmicos maiores que os estáticos.

A leitura dos gráficos de ondas sísmicas (Figuras 36, 38 e 40) enfrenta as dificuldades de identificação do início do sinal (devido ao ruído muito alto), bem como da influência de outras componentes de onda, isto é: as ondas compressivas emitidas do transdutor são contaminadas por componente cisalhante da vibração dos cristais piezoelétricos e, principalmente, o sinal de V_s contaminado por componentes primárias. Dessa forma, a explicação para a não-conformidade tanto das variáveis elásticas como das de resistência é apresentada a seguir (Figura 44).

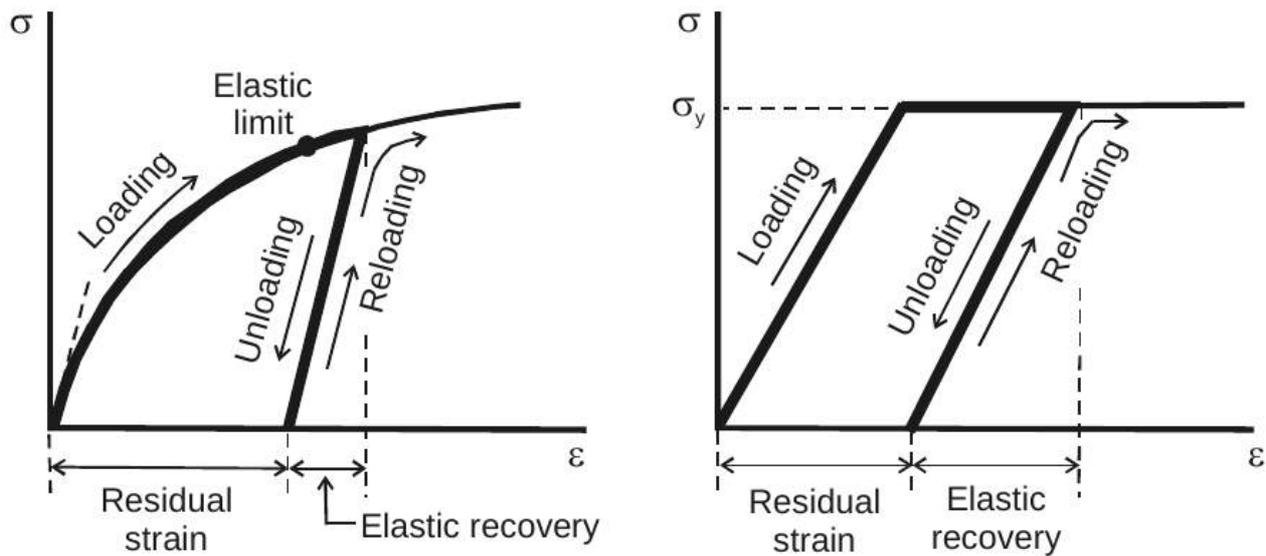


Figura 44 – Carregamento e descarregamento estático em regimes elasto-plásticos não-lineares e lineares (fonte: http://www.eng.ox.ac.uk/~kneabz/teaching/seh/Stress1_mt07.pdf, acessado em 05/01/2013)

Uma vez que o carregamento estático tenha ultrapassado o limite elástico, as curvas de carregamento inicial e de descarregamento tornam-se diferentes (aproximadamente paralelas), seja para comportamentos lineares ou não. Após o descarregamento, há certa parcela de restituição elástica e outra de deformação residual – ou seja, um encurtamento permanente da amostra. Se novamente carregada a partir deste ponto, a trajetória de tensão-deformação segue a curva de descarregamento e pode-se contemplar tão somente a componente elástica da deformação, onde é plenamente válida a "Teoria de Elasticidade".

Verifica-se que os módulos elásticos calculados estão subestimados, pois levam em conta esta componente de deformação plástica e, assim, retifica-se a inadequação das premissas teóricas, posto que as amostras reagiram sob regime elasto-plástico nos experimentos. Desse modo, é mais adequado o referido procedimento de descarregamento e recarregamento nos ensaios de compressão triaxial, para uma melhor caracterização mecânica da rocha sob regime elástico linear, como pressuposto no tratamento de dados deste trabalho – a ser seguido nos próximos ensaios da presente linha de pesquisa.

Portanto, são reconhecidas como principais fontes de erro: nos resultados estáticos, o método de monitoramento de deformações da amostra, superestimadas por considerá-las equivalentes àquelas dos pistões (no caso das deformações axiais, uma vez que os pistões não são perfeitamente incompressíveis, e a medida fica sujeita aos efeitos de borda do corpo de prova) e do fluido na célula (posto que o óleo possui compressibilidade considerável e a deformação do corpo

de prova pode não corresponder adequadamente à do corpo fluido); e nos resultados dinâmicos, a determinação dos tempos de trânsito da onda é prejudicada pela baixa relação sinal/ruído, que advém, sobretudo, de erros sistemáticos, como a influência do sinal de outros pulsos de onda e a contaminação de componentes compressionais em onda cisalhantes e vice-versa. Então, a fim de melhorar o sinal nos corpos A2P1 e A2P2, sugere-se um ensaio com cristais a frequências mais baixas e/ou com amostras menores, para diminuir os efeitos de atenuação do sinal. E, assim, o somatório desses fatores implica na incongruência dos resultados obtidos e deve ser observado nos futuros experimentos.

BIBLIOGRAFIA

BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M. et al. Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil: texto, mapas e SIG. Brasília: CPRM, 674 p., 2003.

FIGUEIREDO, A. M. F. Depositional Systems in the Lower Cretaceous Morro do Chaves and Coqueiro Seco Formations, and their Relationship to Petroleum Accumulations, Middle Rift Sequence, Sergipe–Alagoas Basin, Brazil. 275 p. Austin. Tese de Doutorado – The university of Texas in Austin, 1981.

GOODMAN, R.E. Introduction to Rock Mechanics, Second Edition. John Wiley and Sons, 1989.

GRABAU, A. W. On The Classification of Sedimentary Rocks. American Geologist, v. 33, p. 228–247, 1904.

KINOSHITA, Eliseu Massaaki. MODELAGEM SÍSMICA-GEOMÉTRICA DE FÁCIES DOS CARBONATOS LACUSTRES DO MB MORRO DO CHAVES, BACIA DE SERGIPE-ALAGOAS. 2007. 97 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

LABUZ, J., ZANG, A.: Mohr-Coulomb Failure Criterion. - Rock Mechanics and Rock Engineering, 45, 6, 975-979 DOI: 10.1007/s00603-012-0281-7, 2012.

LANA, M. C. Bacia de Sergipe–Alagoas: Uma Hipótese de Evolução Tectono–Sedimentar. In: GABAGLIA, G. P. R.; MILANI, E. J. Origem e Evolução de Bacias Sedimentares. Rio de Janeiro: Editora Gávea, 415p., 1990.

MELLO, M. R.; KATZ, B. J. Petroleum Systems of South Atlantic Margins: AAPG Memoir 73, p.341–360., 2000.

NETO, O. P. A. C.; LIMA, W. S.; CRUZ, F. E. G. Bacia de Sergipe–Alagoas. Boletim de Geociências PETROBRÁS, Rio de Janeiro, v. 15, n. 2, p. 405–415. 2007.

NOGUEIRA, Márcia Dos Santos; LEMOS, Valesca Brasil; TERRA, Gerson José S.. AS "COQUINAS" DO MEMBRO MORRO DO CHAVES, CRETÁCIO INFERIOR DA BACIA DE ALAGOAS, E SEU POTENCIAL PARA RESERVATÓRIO DE PETRÓLEO. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO & GÁS, 2., 2003, Rio de Janeiro. Artigo. Rio de Janeiro: Ufrj, 2003.

SOUZA-LIMA, W.; ANDRADE, E. J.; BENGTON, P.; GALM, P. C. A Bacia de Sergipe-Alagoas: Evolução geológica, estratigráfica e conteúdo fóssil. Aracaju: Fundação Paleontológica Phoenix, 34 p. Edição especial 1., 2002.

"The Complete ISRM Suggested Methods for Rock Characterization, Testing and Monitoring: 1974-2006", Edited by R. Ulusay and J.A. Hudson, 2006.

TUCKER, M. E.; WRIGHT, V. P. Carbonate Sedimentology. Blackwell Science, 482 p., 1990.

VAJDOVA, V., P. BAUD, T.-F. WONG. Compaction, dilatancy and failure in porous rocks, J. Geophys. Res., 109, B10406, 1-16., 2004.

YOUN, Heejung; TONON, Fulvio. Multi-stage triaxial test on brittle rock. International Journal Of Rock Mechanics & Mining Sciences, [s. L.], n. , p.678-684, 22 jan. 2010.

ZOBACK, Mark D. Reservoir Geomechanics. Cambridge, UK: Cambridge University Press, 2007.