Calibração e comparação de modelos de física de rocha com sensibilidade a pressão em rochas carbonáticas secas

Antonio Romero da C. Pinheiro*[1,2,3], Fernando S. Moraes[2,3], Matheus F. S. B. Guimarães[2], Viatcheslav I. Priimenko[2,3], Sérgio Adriano M. Oliveira[2,3], Igor B. de Oliveira[2], Dorival E. dos S. Junior[2], Nara M. de A. Boson[2], Marco A. R. de Ceia[2,3]

[1] GFISA/UFAC – Laboratório de Geofísica Aplicada, Universidade Federal do Acre
[2] GIR/LENEP/UENF – Grupo de Inferência de Reservatório, Universidade Estadual do Norte Fluminense
[3] INCT-GP/CNPq – Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia – Geofísica do Petróleo

Copyright 2024, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

Este texto foi preparado para a apresentação no IX Simpósio Brasileiro de Geofísica, Salvador, 08 a 10 de outubro de 2024. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do X SimBGf, mas não necessariamente representa a opinião da SBGf ou de seus associados. É proibida a reprodução total ou parcial deste material para propósitos comerciais sem prévia autorização da SBGf.

Resumo

O estudo de efeito de pressão na modelagem de física de rocha é importante em aplicações de sísmica-4D pois produz mudanças nos atributos sísmicos através dos módulos elásticos e porosidade. Desta forma, com um conjunto de medidas de velocidades ultrassônicas das ondas P e S obtidas em laboratório em função da pressão de amostras afloramento e de amostras padrão, os modelos de física de rocha de Vernik e MacBeth são calibrados. A partir da análise dos resultados é possível estabelecer uma correlação entre os parâmetros dos modelos, definir técnicas de controle de qualidade de medidas e estimativas do módulo mineral.

Introdução

Apesar das rochas carbonáticas representarem apenas 20% do registro de rocha sedimentar, os reservatórios carbonáticos são responsáveis por cerca de 60% das reservas mundiais de petróleo (Chang, 2022). No Brasil, existem os reservatórios gigantes do pré-sal, atualmente responsáveis por cerca de 80% da produção nacional, segundo dados da ANP. Diante de tamanha relevância, os esforços em pesquisa têm se concentrado no entendimento dos vários aspectos relacionados com a composição e fabrica dessas rochas, especialmente sua estrutura porosa e sua conexão com as propriedades petrofísicas relacionadas ao armazenamento e transporte de fluidos. Desse modo, do ponto de vista da petrofísica elástica a maior necessidade é obter uma boa descrição e parametrização da estrutura porosa das rochas carbonáticos com o objetivo de minimizar as limitações da modelagem de física de rocha de carbonatos.

Modelos desenvolvidos para rochas siliciclásticas, especialmente os que envolvem dupla porosidade como misturas de areia-folhelho, têm sido usados para a caracterização em rochas carbonáticas, mas sem uma descrição correta da geometria do espaço poroso pode levar a erros. Os modelos mais usados são os limites elásticos para os módulos de incompressibilidade e cisalhamento (Hashin, Shtrikman, 1963; Hill, 1963). A teoria de Kuster e Toksöz (1974) é usada para aproximar as velocidades de onda-P e S com a inclusão em pequenas frações dentro dos limites elásticos. Enquanto para inclusões infinitesimais o modelo mais usado é a teoria de meio efetivo diferencial - DEM (Berryman, 1980). Por fim, o método de Xu e Payne (2009) que se baseia no modelo teórico de Xu e White (1995) adaptado para rochas carbonáticas.

Os modelos anteriores são estabelecidos em uma pressão de referência específica. Em uma abordagem que incluem a sensibilidade a pressão nos módulos elásticos de rocha seca, o modelo de Macbeth (2004) é amplamente aplicado às rochas siliciclásticas, em que comprova que os módulos de incompressibilidade κ e de cisalhamento μ têm comportamento exponencial em função da pressão σ como empiricamente estabelecido por Zirmmerman (1991) e Eberhart-Phillips et al. (1989). O modelo é uma função sigmóide com relação a pressão σ

$$\kappa_{dry} = \frac{\kappa_\infty}{1 + E_\kappa e^{-\frac{\sigma}{\sigma_\kappa}}} \tag{1}$$

$$\mu_{dry} = \frac{\mu_\infty}{1 + E_\mu e^{-\frac{\sigma}{\sigma_\mu}}} \tag{2}$$

onde κ_∞ e μ_∞ são os módulos de incompressibilidade e cisalhamentos na assíntota de alta pressão, σ_κ e σ_μ são pressões características que estão associadas à geometria do poro, que descrevem a taxa na qual a pressão aumenta e a estrutura rochosa atinge um estado de relativa insensibilidade e E_κ e E_μ são constantes relacionadas a diferença relativa de pressão, dadas por

$$E_\kappa = \frac{\kappa_\infty - \kappa_0}{\kappa_0}$$

$$E_\mu = \frac{\mu_\infty - \mu_0}{\mu_0},$$

em que κ_0 e $\mu_0$são os módulos elásticos em $\sigma = 0$. Vernik e Kachanov (2010) reorganiza a formulação Eberhart-Phillips e colaboradores para permitir a interpretação física dos parâmetros para arenitos.

$$\kappa_{dry} = \kappa_m \left[1 + p\frac{\phi}{1-\phi} + \frac{A(\nu_m)}{1-\phi}\eta_0 e^{-\sigma d}\right] \tag{3}$$

$$\mu_{dry} = \mu_m \left[1 + q\frac{\phi}{1-\phi} + \frac{B(\nu_m)}{1-\phi}\eta_0 e^{-\sigma d}\right] \tag{4}$$

onde p e q são fatores de forma do poro, que podem ser dados pelas equações

$$p = \frac{1}{3}\sum_l v_l T_{iijj}(\alpha_l) \tag{5}$$

$$q = \frac{1}{5}\sum_l v_l F(\alpha_l)\,. \tag{6}$$

Em que v_l é a fração de volume da composição da rocha, T_{iijj} e F são as funções da razão de aspectos de poros α, dada pela razão entre o eixo maior e maior de um elipsoide e são encontradas na teoria de Kuster-Toksoz (1974) ou por David e Zimmerman (2011). η_0 é a densidade de crack

na pressão zero, d é o coeficiente de compactação e os termos $A(\nu_m)$ e $B(\nu_m)$ são funções da matriz dadas por

$$A(\nu_m) = \frac{16(1-\nu_m^2)}{9(1-2\nu_m)}$$

$$B(\nu_m) = \frac{32(1-\nu_m)(5-\nu_m)}{45(2-\nu_m)}.$$

Aqui, ν_m é a razão de Poisson do mineral.

Este modelo, equações 3 e 4, é adaptado para rochas carbonáticas por Mur e Vernik (2020), no qual eles separaram os cálculos das funções $p = p_{sphere} + b_p\phi$ e $q = q_{sphere} + b_q\phi$, que para arenito foi aproximado como $p \cong q$. Esta modelagem da rocha seca é baseada no método de aproximação não interagente de Kachanov (1993) combinado com a abordagem de Mori-Tanaka-Benveniste (Benveniste, 1987), colocando poros e fraturas na tensão efetiva média na matriz sólida. A diferença entre o modelo de MacBeth e Vernik (VERNIK) é que este último considera também a composição mineral, densidade mineralógica por meio dos módulos do mineral κ_m e μ_m, variação de porosidade ϕ e razão de aspecto de poro α que caracteriza a geometria do poro.

Portanto, este trabalho tem como objetivo calibrar os modelos de incompressibilidade e cisalhamento da rocha seca de MacBeth e Vernik com amostras de afloramento e carbonatos padrões. Outros modelos de função de pressão podem ser encontrados em Mavko, Mukerji, Dvorkin (2020). Limitamos nossa avaliação apenas aos modelos, porque eles fornecem bons ajustes dos valores medidos e uma base física consistente.

Metodologia

A metodologia petrofísica teórico-experimental tem como objetivo a obtenção de dados experimentais e cálculos para caracterizar as propriedades elásticas e mecânicas das rochas. Este processo envolve a realização de experimentos em laboratório para medir a velocidade de propagação das ondas sísmicas através de plugues de rocha, bem como outras propriedades físicas, como porosidade e densidade. Os resultados desses experimentos podem ser usados para desenvolver modelos que permitem inferir informações como a porosidade, incompressibilidade e cisalhamento das rochas em estudo. Foram realizadas medidas em doze amostras de afloramentos de rochas carbonáticas do Bacia Sergipe-Alagoas (Pinheiro et al. 2023) e cinco amostras de afloramento do Estados Unidos (Silva et al., 2019).

As análises de medições das velocidades das ondas P e S são realizadas para as amostras sob condições secas no regime de diferentes pressões diferenciais (2 MPa - 40 MPa), utilizando experimentos com o Sistema de equipamentos de Física e Mecânica das Rochas (ErgoTech) localizados no Laboratório de Física e Deformação de Rochas do Laboratório de Engenharia e Exploração de Petróleo – LENEP/UENF.

A partir dos dados de V_P e V_S obtém-se os módulos de incompressibilidade e de cisalhamento dinâmicos das amostras secas com verificação à sensibilidade a diferentes regimes de pressão de acordo com a equação

$$\kappa = \rho\left(V_P^2 - \frac{4}{3}V_S^2\right) \tag{9}$$

$$\mu = \rho V_S^2 \tag{10}$$

onde ρ é a densidade da fase sólida.

Para o conjunto de amostras em estudo, estimou-se o módulo da matriz com base na média de Voigt-Reuss-Hill (Hill, 1963), usando os valores da tabela 1 obtidos da literatura (Prasad et al., 2002; Wang et al ,1998; Katahara, 1996) conforme frações da mineralogia das amostras de acordo com os valores da tabela 2, após análise pelo método de difração de raios X (DRX).

Tabela 1: Propriedades elásticas dos minerais componentes das amostras selecionadas.

Mineral	ρ (g/cc)	κ_m (GPa)	μ_m (GPa)
Quartz	2,65	37,40	41,14
Illita	2,71	62,21	25,70
Calcita	2,71	71,63	25,77
Dolomita	2,85	82,15	43,13
Pirita	5,02	136,07	123,50

Nas amostras da sub-bacia de Sergipe, os carbonatos apresentam uma diversidade mineralógica composta principalmente por calcita e dolomita e, de forma secundária, por quartzo e argilominerais, incluindo ilita, conforme mostra a tabela 2, enquanto nas amostras de afloramento dos EUA, são predominantemente calcitas, exceto de uma que é um dolomito. Nas amostras da sub-bacia de Alagoas, a coquina é constituída principalmente por calcita. A média de Hill calcula a média entre o limite superior de Voigt e o limite inferior de Reuss, de acordo com as equações:

$$\kappa_m = \frac{1}{2}\left[\sum_l^N v_l\kappa_l + \sum_i^N \frac{v_l}{\kappa_l}\right] \tag{11}$$

$$\mu_m = \frac{1}{2}\left[\sum_l^N v_l\mu_l + \sum_l^N \frac{v_l}{\mu_l}\right] \tag{12}$$

onde o índice l representa as frações de cada mineral da tabela 2.

Tabela 2: Propriedades petrofísicas básicas medidas em laboratório de todos os plugues de amostra do estudo. A densidade é em g/cc e todas as frações em %.

Amostra	ϕ	ρ	Calcita	Dolomita	Quartzo	Illita	Pirita
4A1-SE	18,23	2,81	0	92,74	6,72	0,54	0
4A4-SE	18,54	2,8	0	97,45	2,28	0,27	0
4A5-SE	19,14	2,8	0	95,71	0,79	0,5	0
4A6-SE	19,53	2,8	0	92,41	4,73	0,07	0
4B-SE	18,93	2,81	1,88	80,25	14,41	3,45	0
4B6-SE	19,87	2,75	2,45	83,57	4,48	9,49	0
7B1-AL	12,37	2,69	96,57	0	3,42	0	0,01
7C-AL	18,77	2,68	71,77	0	18,28	0	9,72
9E-AL	21,01	2,67	88,9	0	11,06	0	0,04
10A-AL	19,7	2,68	82,97	0	13,76	0	0,07
10B-AL	15,15	2,68	87,59	0	10,56	0	0,01
10D-AL	23,93	2,64	81,45	0	13,28	0	0,17

Amostra	ϕ_0	ρ	Calcita	Quartzo	Dolomita	Silvina	Fluorita
AC-001	26,057	2,00	99,65	0	0	0,35	0

DP-001	26,805	2,69	99,61	0,02	0,12	0,09	0
EY-002	23,605	2,69	99,79	0	0	0	0,2
IL-001	15,269	2,63	99,45	0,51	0	0,04	0
SD-002	16,234	2,81	0	1,6	98,4	0	0

A metodologia teórica é baseada na estimativa dos parâmetros a partir da minimização da função residual entre os dados observados e calculados pelas equações de 1 a 4, usando um algoritmo de evolução diferencial. Desta forma, são seis parâmetros associados às equações 1 e 2, e no caso do modelo de Vernik, são quatro parâmetros, embora os fatores geométricos podem ser quantificados da análise de imagens de lâminas.

Na próxima seção apresentaremos os resultados do fluxo representado pela figura 1, com estatística dos parâmetros e eventuais correlações.

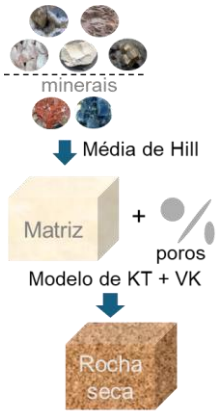
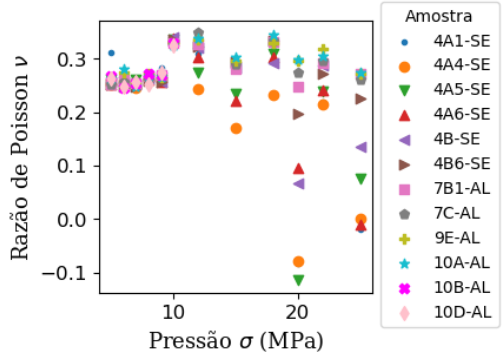


Figura 1: Fluxo de trabalho para alcançar os objetivos propostos.

Resultados

Para aplicações práticas na modelagem de viabilidade sísmica 4D, é recomendado derivar as curvas de razão de Poisson seca a partir das medições de velocidade e usá-las em conjunto com o valor da tensão, como mostra a figura 2, para os análogos de reservatório carbonáticos.



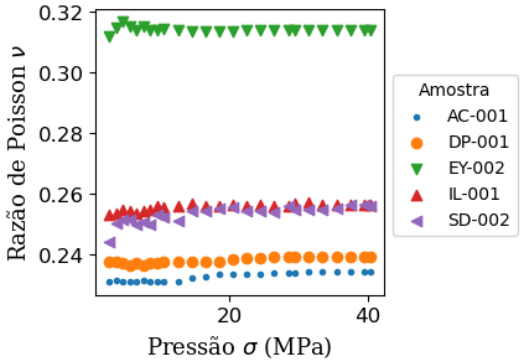


Figura 2: Conjunto de dados representados pela razão de Poisson.

A partir do gráfico superior, percebe-se que a razão de Poisson toma valores negativos para algumas amostras. Para estes tipos de rochas não é esperado valores negativos para a ν, isto é, pode ser um erro associado ao próprio método experimental dinâmico das medidas desse conjunto de amostra específico.
O modelo de Mur e Vernik (2020) foi calibrado com o conjunto de dados dos EUA. A figura 3 mostra esse ajuste dos módulos de rocha seca calculados e medidos. A tabela 3 mostra os valores dos parâmetros estimados associados ao modelo para cada amostra testada nesta metodologia.

Tabela 3: Parâmetros estimados que estão associados ao modelo de Vernik.

Amostra	p	q	η_0	d
AC-001	8,04	4,34	0,02	0,11
DP-001	5,76	3,01	0,01	0,10
EY-002	3,91	3,99	0,07	0,53
IL-001	6,56	3,38	0,05	0,28
SD-002	2,94	3,33	0,10	0,18

Os resultados da figura 3 e parâmetros da tabela 4, foram obtidos quando os termos p_{sphere} e q_{sphere} também são otimizados mesmos que podem ser calculados a partir do κ_m e μ_m, isto identifica que a estimativa do módulo mineral é uma aproximação e como nessa abordagem as suas expressões são baseadas na razão de Poisson da matriz, é mais prudente reconhecer como parâmetro de calibração.

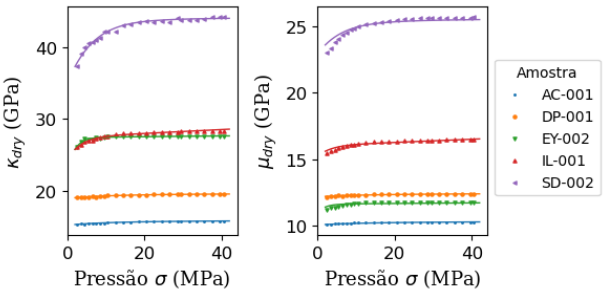


Figura 3: Calibração do modelo de Vernik utilizando as amostras padrões.

A figura 4 mostra uma espécie de "*template*" de física de rocha, a correspondência do modelo Vernik com as

médias das fases mineralógicas é alcançada ao longo das curvas modeladas. Isto mostra a versatilidade do modelo de observar diferentes propriedades. A razão de aspecto também foi estimada do modelo de Vernik, como mostra a tabela 4.

Tabela 4: Razão de aspecto calculada com modelo de Vernik e medida a partir da análise petrográfica.

Amostra	$\alpha_{calculada}$	$\alpha_{experimental}$
AC-001	0,58	0,54
DP-001	0,58	0,55
EY-002	0,58	0,53
IL-001	0,58	0,53
SD-002	0,57	0,53

Esta é uma das principais modelagens da rocha seca disponíveis na literatura, em que o dado de entrada é a variação de porosidade, quando ocorre devidos diversos fatores mecânicos do reservatório.

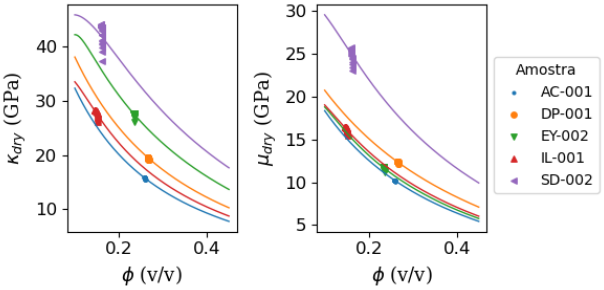


Figura 4: Modelo de Vernik para os módulos elásticos em função porosidade para as amostras padrão.

Por outro lado, o modelo de MacBeth, também foi calibrado com o conjunto de dados dos EUA, como mostra a figura 5. Os parâmetros estimados a partir do método global otimização evolução diferencial são apresentados na tabela 5. O ajuste para este modelo tem mais acurácia, tendo em vista que dependência única com a pressão.

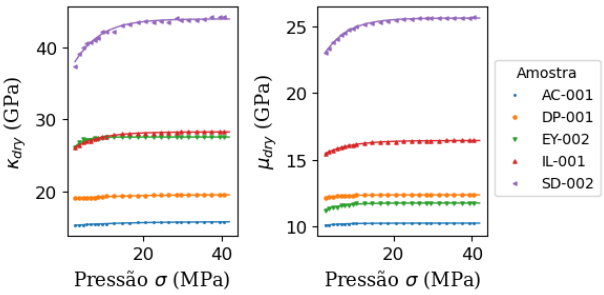


Figura 5: Calibração do modelo de Macbeth utilizando as amostras padrões.

Tabela 5: Parâmetros estimados que estão associados ao modelo de MacBeth.

Amostra	σ_κ	κ_∞	E_κ
AC-001	13.32	18.57	0.04
DP-001	13.07	22.94	0.03
EY-002	2.26	32.27	0.16
IL-001	6.33	33.10	0.12
SD-002	6.06	51.39	0.24

Amostra	σ_μ	μ_∞	E_μ
AC-001	4.64	11.97	0.03
DP-001	5.09	14.46	0.03
EY-002	4.16	13.74	0.09
IL-001	6.32	19.25	0.09
SD-002	5.55	30.04	0.18

Para o outro conjunto de amostras brasileiras, ambos modelos são calibrados com êxito. Mas uma vez, o modelo de pressão de MacBeth tem maior acurácia do que o modelo mais completo de Vernik. Estes resultados estão apresentados nas figuras 6 e 7.

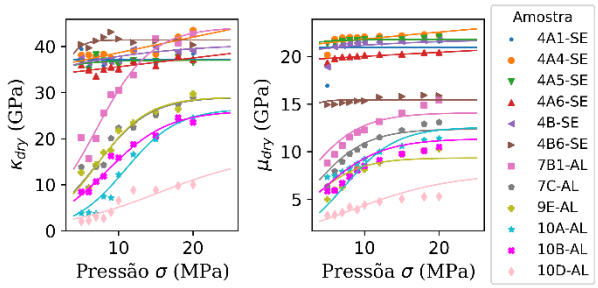


Figura 6: Calibração do modelo de Vernik utilizando as amostras de Sergipe-Alagoas.

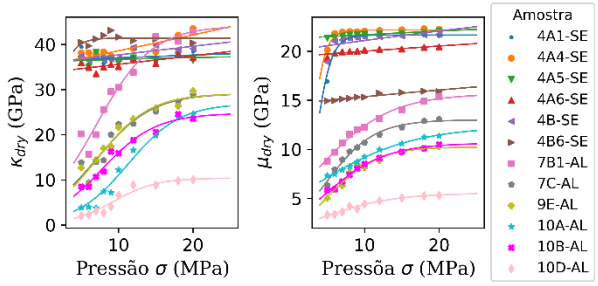
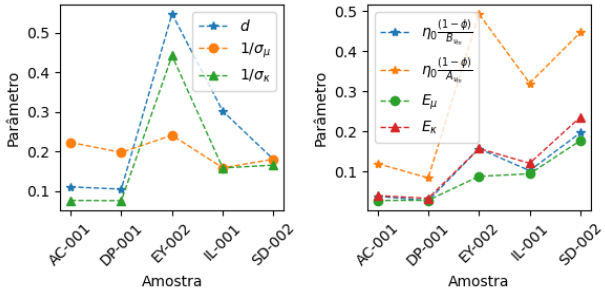


Figura 7: Calibração do modelo de Macbeth utilizando as amostras de Sergipe-Alagoas.

Após a calibração dos modelos com o conjunto de dados. Vamos apresentar as correlações entre os parâmetros dos modelos. A partir da figura 8 a pressão característica no módulo de incompressibilidade tem maior correlação com o parâmetro d de compactação, enquanto para o módulo cisalhante não é atingido, isto ocorre devido as incertezas na calibração da onda S, que é percebido no melhor ajuste para os módulos de incompressibilidade.



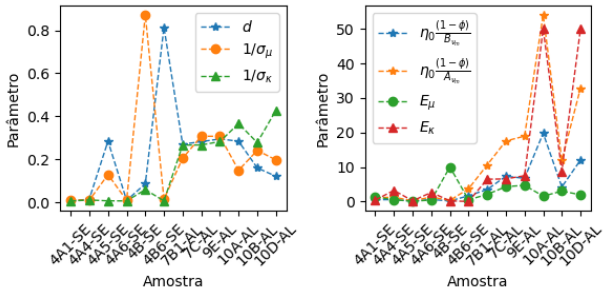


Figura 8: Gráficos da esquerda mostra a comparação entre d e $1/\sigma_{\kappa,\mu}$. Os da direita a relação entre $\eta_0(1-\phi)/A_{\nu_m}$, $\eta_0(1-\phi)/B_{\nu_m}$ e $E_{\kappa,\mu}$.

Dando continuidade à análise comparativa entre os parâmetros, a figura 9 mostra a relação entre o $(\kappa,\mu)_\infty$ e o módulo mineral $(\kappa,\mu)_m$ multiplicado pela função $f(\phi)$:

$$f(\phi) = \begin{cases} 1 + \dfrac{\phi}{1-\phi} p \leftrightarrow \kappa \\ 1 + \dfrac{\phi}{1-\phi} q, \leftrightarrow \mu \end{cases}$$

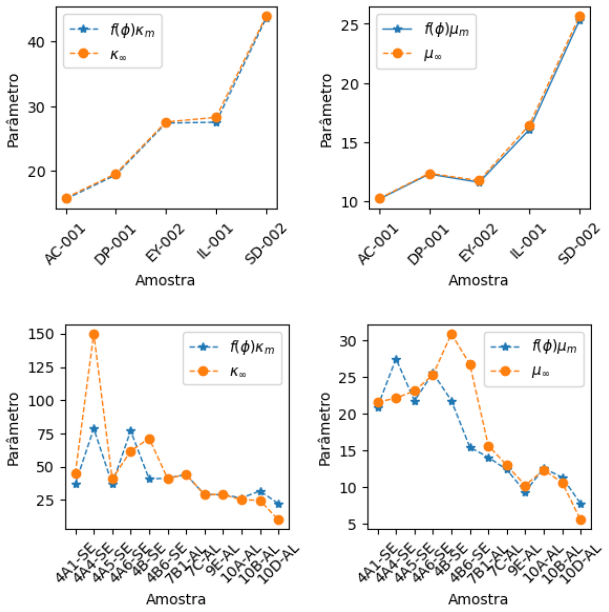


Figura 9: Gráficos superiores a correlação entre os $(\kappa,\mu)_\infty$ e os módulos minerais $(\kappa,\mu)_m$ multiplicados pela função $f(\phi)$.

Assim, a rocha seca foi modelada em ambos os modelos de física de rocha. Com a rocha seca caracterizada por duas abordagens distintas, é possível encontrar relação entre os parâmetros, como será discutido na próxima seção.

Discussão e Conclusões

O estudo neste trabalho mostrou a compatibilidade de dois modelos de física de rocha que foram esquematizados para rochas siliciclásticas com abordagens diferentes e podem ser usados no estudo de dinâmica sísmica no monitoramento de reservatório. O modelo de MacBeth tem maior ajuste aos dados do que o modelo de Vernik, porém o modelo de Vernik é um modelo mais completo do ponto de vista de propriedades físicas envolvidas, porém com maior sensibilidade na calibração.

A relação entre os parâmetros dos modelos é complexa, mas podemos sugerir algumas correlações, por exemplo, podemos considerar que o inverso da média da pressão característica $\sigma_{\kappa,\mu}$ é aproximadamente igual ao valor do coeficiente de compactação d, matematicamente isto já era perceptível, mas a partir da calibração e tomando os valores de acordo com a tabela 4 e 5, isto também é comprovado. Quanto ao termos relacionados à densidade de crack η_0 toma valores na mesma faixa dos valores de E_κ e E_μ com comportamentos semelhantes com a caracterização mineralógica de cada amostra. Como análise final dessas correlações, percebe-se que os parâmetros κ_∞ e μ_∞ são uma função da geometria do poro e porosidade, isto é, $\kappa_\infty = f(\phi)\kappa_m$ e $\mu_\infty = f(\phi)\mu_m$, respectivamente. Esse tipo de calibração é uma alternativa importante nas incertezas da caracterização dos módulos de incompressibilidade e cisalhamento do mineral, pois após ajustar o parâmetro κ_∞, usá-lo para testar se o κ_m dado pela média de Hill é compatível.

Portanto, a correlação mais forte apresentada é para o módulo mineral e módulo em altas pressões. A partir dessa correlação é possível estabelecer uma técnica de teste da estimativa do módulo mineral da amostra. Para o conjunto de amostra de Sergipe-Alagoas, a estimativa do módulo mineral, com base nessa análise, apresenta menor acurácia, para algumas amostras. Isto nos guia que é necessário usar mais de um método no cálculo do módulo mineral ou estabelecer um controle de medidas das velocidades.

Um passo posterior importante seria a análise de substituição de fluido (Gassmann, 1951) poroso altera os módulos elásticos e com o aumento da pressão diminui esta diferença entre o módulo seco e saturado. A substituição de fluidos (Batzle,1992, Mavko e Mukerji, 1995) é essencial para modelar e quantificar propriedades dos fluidos na análise AVO e sísmica 4D, para obter as mudanças nos parâmetros elásticos e amplitudes sísmicas quando alteramos o fluido de um determinado reservatório (Han, 2004; Dvorkin, 2007; Russell, 2013). Esta análise não foi realizada devido a indisponibilidade de medidas de velocidades das amostras sob a condição saturada.

Agradecimentos

Agradecemos à PETROBRAS pelo apoio financeiro para esta pesquisa. Os autores também agradecem o apoio técnico e financeiro do Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia: Geofísica do Petróleo (INCT–GP).

Referências

Batzle, M., Wang, Z. 1992. Seismic properties of pore fluids. Geophysics, 57(11), 1396-1408.

Benveniste, Y. 1987. A new approach to the application of Mori-Tanaka's theory in composite materials. Mechanics of materials, 6(2), 147-157.

Berryman J G. 1980. Long-wavelength propagation in composite elastic media II. Ellipsoidal inclusions.J. Acoust. Soc.Am., 68(6): 1820-1831.

Biot M. A., 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency range: Journal of the Acoustical Society of America 0001-4966, 28, 168–178.

Chang, F. F. (2022). Acid fracturing stimulation. In Fluid Chemistry, Drilling and Completion (pp. 387-419). Gulf Professional Publishing.

David, E. C., Zimmerman, R. W. 2011. Compressibility and shear compliance of spheroidal pores: Exact derivation via the Eshelby tensor, and asymptotic expressions in limiting cases. International Journal of Solids and Structures, 48(5), 680-686.

Dvorkin, J., MaVerniko, G., Gurevich, B. 2007. Fluid substitution in shaley sediment using effective porosity. Geophysics, 72(3), O1-O8.

Eberhart-Phillips, D., Han, D. H., Zoback, M. D. 1989. Empirical relationships among seismic velocity, effective pressure, porosity, and clay content in sandstone. Geophysics, 54(1), 82-89.

Gassmann F.,1951, Uber tem elasticidade média: Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft em Zurique, 96, 23.

Han, D. H., Batzle, M. L. 2004. Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities. Geophysics, 69(2), 398-405.

Hashin, Z., Shtrikman, S. 1963. A variational approach to the theory of the elastic behaviour of multiphase materials. Journal of the Mechanics and Physics of Solids, 11(2), 127-140.

Hill, R. 1963. Elastic properties of reinforced solids: some theoretical principles. Journal of the Mechanics and Physics of Solids, 11(5), 357-372.

Kachanov, M. 1993. Elastic solids with many cracks and related problems. Advances in applied mechanics, 30, 259-445.

Katahara, K. W. 1996. Clay mineral elastic properties. In SEG technical program expanded abstracts 1996 (pp. 1691-1694). Society of Exploration Geophysicists.

Kuster G. T. Toksöz M. N., 1974, Velocity and attenuation of seismic waves in two-phase media: Part I. Theoretical formulations: Geophysics 0016-8033, 39, 587–606.

MacBeth, C. 2004. A classification for the pressure-sensitivity properties of a sandstone rock frame. Geophysics, 69(2), 497-510.

MaVerniko G, Mukerji T, Dvorkin J. 1998. The Rock Physics Handbook: Tools for Seismic Analysis in Porous Media. New York: Cambridge University Press.

Mavko G. Mukerji T., 1995, Pore space compressibility and Gassmann's relation, Geophysics: 60, 1743–1749.

Mur, A., Vernik, L. 2020. Rock physics modeling of carbonates. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2020 (pp. 2479-2483). Society of Exploration Geophysicists.

Pinheiro, A. R. C., Moraes, F. S., Guimarães, M. F. S., Priimenko, V. I., Oliveira, S. A. M., de Oliveira, I. B., Ceia, M. A. 2023. The impact of pressure in parameters estimation of dry rock moduli calibration for carbonate rocks. In 18th International Congress of the Brazilian Geophysical Society. Rio de Janeiro, Brazil.

Prasad, M., et al. 2002. Measurement of Young's modulus of clay minerals using atomic force acoustic microscopy. Geophysical research letters, 29(8), 13-1.

Russell, B., Lines, L. 2013. A Gassmann-consistent rock physics template. CSEG Recorder, 38(6), 22-30.

Silva, R. A., Ceia, M., Missagia, R., Neto, I. A. L. 2019. Analysis of elastic velocities behavior and porosity in carbonates submitted to external pressure variation. Journal of Applied Geophysics, 166, 10-21.

Vernik, L., Kachanov, M. 2010. Modeling elastic properties of siliciclastic rocks. Geophysics, 75(6), E171-E182.

Wang, Z. et al, 1998. Elastic properties of solid clays. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 1998 (pp. 1045-1048). Society of Exploration Geophysicists.

Xu S Y, Payne M A. 2009. Modeling elastic properties in carbonate rocks. The Leading Edge, 28 (1): 66–74.

Xu S Y, White R E. 1995. A new velocity model for clay-sand mixtures. Geophys. Prospect., 43 (1): 91–118.

Zimmerman, R. W. 1991. Elastic moduli of a solid containing spherical inclusions. Mech. Materials, 12 (1): 17–24.