

## O comportamento das velocidades de fase em meios poroelásticos saturados

José Sampaio de Oliveira<sup>1</sup> & Jorge Leonardo Martins<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Observatório Nacional (ON)/Instituto Federal de Educação Ciência e Tecnologia (IFRJ)

<sup>2</sup> Observatório Nacional (ON)

*Copyright 2014, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica Este texto foi preparado para a apresentação no VI Simpósio Brasileiro de Geofísica, Porto Alegre, 14 a 16 de outubro de 2014. Seu conteúdo foi revisado pelo Comitê Técnico do VI 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.*

### ABSTRACT

We estimate seismic phase velocities and the degree of wave attenuation by using the poroelastic theory. The model for the sedimentary rock is formed by the solid matrix and a fluid phase filling the porous fraction. Both the porosity index and the fluid content can affect significantly the wave propagation and give a dispersive character to the medium under study. In the proposed model, we assume quartz as the predominant mineral of the solid matrix, while the saturation occurs by three different fluid types (i.e., oil, water and/or gas). The poroelastic approximation to the sedimentary rock model reveals responses unpredicted under use of the classical elastic theory.

### INTRODUÇÃO

Na fase pré-exploratória de reservatórios de petróleo e gás, um dos desafios do método sísmico é compreender a influência dos atributos petrofísicos sobre os fenômenos ondulatórios envolvidos no imageamento da subsuperfície. Nesse contexto, a etapa de processamento, e posteriormente, a interpretação estrutural e litológica do pacote sedimentar, tornam mais fidedignas a construção do modelo geológico, revelando tendências e formações de interesse para a indústria.

A caracterização das velocidades sísmicas assim como a interpretação conjunta com outras propriedades é realizada por alguns autores na literatura considerando os mais diferentes aspectos. Toksöz et al. (1976) introduziu na estimativa de velocidades fatores como: forma dos poros e diferentes condições de saturação. A comparação teórica com dados obtidos em medidas de laboratório mostra que o tipo de fluido saturante pode ser avaliado indiretamente a partir das velocidades sísmicas. A influência da presença de fluido sobre a propagação de ondas em ambientes porosos e permeáveis, sobretudo em rochas carbonáticas, foi descrita por Biot (1956).

Em seu trabalho é mostrado uma formulação teórica para o mecanismo de produção de ondas de compressão com

velocidade inferior as ondas de compressão clássicas. Essas ondas são chamadas de ondas de compressão lentas, ou, ondas de *Biot*, e somente são produzidas dentro de um limite de frequências características estimado a partir das propriedades do meio. O deslocamento relativo entre os grãos da matriz rochosa e o fluido, além de coeficientes de massas acoplados incorporaram a teoria da poroelasticidade linear uma descrição mais realista sobre a propagação de ondas em ambientes porosos saturados. Um dos efeitos previstos pela poroelasticidade é a degradação da energia contida nas ondas sísmicas a medida que ela se propaga. Essa degradação se manifesta pela diminuição da amplitude dos deslocamentos de partículas provocados pelas ondas. Baseado no modelo proposto por White (1975), Dutta & Ode (1979) propuseram uma maneira de estimar o coeficiente de atenuação das ondas. Uma análise da dependência desses coeficiente com a frequência de investigação revela que ondas de cisalhamento podem se tornar rapidamente evanescentes para frequências dentro do limite de frequências da tomografia ultrassônica.

Neste trabalho apresentamos uma análise das estimativas das velocidades elásticas e avaliamos o impacto da porosidade sobre os coeficientes de atenuação de ondas em ambientes poroelásticos com diferentes tipos de saturação de fluido. Consideramos a propagação das ondas sísmicas em rochas sedimentares e, para a estimativa das velocidades sísmicas, usamos as equações de Biot (1956) para propagação de ondas de baixas frequências combinadas com as equações de Gassmann. Avaliamos a atenuação das ondas a partir do modelo proposto por Dutta & Ode (1979). A saturação por diferentes tipos de fluidos (i.e., água, óleo e/ou gás), determina a influência da presença do fluido sobre as velocidades elásticas. A depender do modo ondulatório da onda que se propaga e do tipo de fluido que satura os poros da rocha, diferentes comportamentos podem ser observados.

### METODOLOGIA

O desenvolvimento deste trabalho está organizado em duas partes: (1) estimativa das velocidades elásticas em rochas detríticas saturadas a partir de atributos petrofísicos, e (2) análise da atenuação das ondas sísmicas.

### Estimativa das velocidades de fase

Para a estimativa das velocidades de fase das ondas sísmicas, aplicamos a abordagem poroelástica para baixas frequências proposta por Biot (1956). O sistema de

equações acopladas

$$\rho_b \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + \rho_f \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla(\nabla \cdot u) + \mu \nabla^2 u + 2\gamma D \nabla(\nabla \cdot w) \quad (1)$$

e

$$\rho_f \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} + m \frac{\partial^2 w}{\partial t^2} + \frac{\eta}{k} \frac{\partial w}{\partial t} = +2\gamma D \nabla(\nabla \cdot u) + 2D \nabla(\nabla \cdot w), \quad (2)$$

descreve a propagação das ondas existentes, a partir do deslocamento de partículas  $u$ , dos grãos minerais que constituem a matriz rochosa, e deslocamento relativo  $w$ , entre a fase sólida e fluida da rocha saturada. Quando desacopladas, as equações de propagação prevêem a existência de três ondas elásticas. Uma das ondas possui modo de vibração transversal - onda secundária - e duas ondas modo de vibração longitudinal a direção de propagação - ondas primárias. Uma das ondas longitudinais correspondente a onda de compressão clássica de interesse para aquisição sísmica, e a outra, que possui velocidade inferior a onda clássica, é conhecida como onda de compressão lenta ou onda de *Biot*. Para os fins deste trabalho analisaremos apenas a onda de compressão clássica e a onda de cisalhamento.

Algumas quantidades apresentadas nas equações acima são listadas e discutidas em outros trabalhos na literatura, como o coeficiente de massa acoplada  $m$ , viscosidade  $\eta$  e permeabilidade  $k$ . A densidade efetiva  $\rho_b$  do ambiente de reservatórios pode ser escrita em função das contribuições das densidades dos grãos constituintes da matriz rochosa  $\rho_{ma}$ , e do fluido saturante  $\rho_f$ . Para os casos em que a matriz pode ser considerada monomineralógica, a densidade efetiva  $\rho_b$  pode ser determinada conforme apresentado por *Wyllie, et al. (1958)*:

$$\rho_b = (1 - \phi)\rho_{ma} + \phi\rho_f. \quad (3)$$

Consideramos que o percentual de poros da matriz rochosa  $\phi$ , são interconectados e que se encontram completamente saturados. Os termos  $\gamma$  e  $D$  são constantes poroelásticas introduzidas na teoria. Sua avaliação é realizada por meio dos módulos de compressão da matriz rochosa,  $K_{ma}$ , dos grãos constituintes,  $K_s$ , e do fluido de saturação,  $K_f$ , além da porosidade  $\phi$ , conforme apresentado nas equações:

$$\gamma = 1 - \frac{K_{ma}}{K_s} \quad (4)$$

e

$$D = \frac{K_s}{2} \left[ \gamma + \frac{\phi}{K_f} (K_s - K_f) \right]^{-1}. \quad (5)$$

onde  $\lambda$  e  $\mu$  representam os parâmetros de *Lamé* para rochas saturadas por fluidos. O módulo de cisalhamento  $\mu$  assume praticamente os mesmos valores para rochas secas ou saturadas conforme já apresentados em trabalhos na literatura (*Toksöz et al., 1976*). Esse valor pode ser estimado, de forma simplificada, a partir da velocidade da onda de cisalhamento na rocha seca. Um desenvolvimento equivalente pode ser feito para a estimativa do módulo de compressão  $K$ . Porém, deve-se

utilizar a velocidade da onda de compressão. A fim de incluir os efeitos da saturação de fluido no módulo de compressão, utilizamos as equações de *Gassmann (1951)*:

$$K = K_s \left( \frac{K_{ma} + Q}{K_s + Q} \right), \quad (6)$$

onde

$$Q = \frac{K_s}{\phi} \left( \frac{K_s - K_{ma}}{K_s - K_f} \right). \quad (7)$$

As expressões para as estimativas das velocidades das ondas de compressão clássica,  $V_P$ , e cisalhante,  $V_S$ , obtidas por intermédio de um tratamento matemático adequado (*Biot 1956*) dado as equações (1) e (2) são:

$$V_P = W \sqrt{\frac{\rho_f(H\sigma_P + 2\gamma D) - \rho_b(2\gamma D\sigma_P + 2D)}{4\gamma^2 D^2 - 2DH}} \quad (8)$$

e

$$V_S = W \sqrt{\frac{\rho}{\mu} \left( 1 + \frac{\rho_f}{\rho_b \sigma_S} \right)} \quad (9)$$

onde as quantidades  $\sigma_P$  e  $\sigma_S$  surgem do desacoplamento do sistema de equações. Elas são descritas pelas seguintes expressões:

$$\begin{aligned} \sigma_P = & -(-H\rho_f kW + H\eta\phi + 2D\rho_b\phi kW + \\ & (H^2\rho_f^2 k^2 W^2 - 2H^2\rho_f kW\eta\phi - 4H\rho_f k^2 W^2 D\rho_b\phi + \\ & H^2 i^2 \eta^2 \phi^2 + 4H\eta\phi^2 D\rho_b kW + 4D^2 \rho_b^2 \phi^2 k^2 W^2 - \\ & 8\phi k^2 W^2 H\rho_f^2 \gamma D + 8\phi^2 kW H\rho_f \gamma D\eta + 8\phi^2 k^2 W^2 H\rho_f^2 D + \\ & 16\phi k^2 W^2 \gamma^2 D^2 \rho_b \rho_f - 16\phi^2 kW \gamma^2 D^2 \rho_b \eta \\ & - 16\phi^2 k^2 W^2 \gamma D^2 \rho_b \rho_f)^{1/2} / \\ & (2\phi kW (-H\rho_f + 2\gamma D\rho_b)) \end{aligned} \quad (10)$$

e

$$\sigma_S = \frac{1}{\rho_f} \left( \frac{i\eta}{kW} - m \right). \quad (11)$$

A partir dessa breve descrição sobre a determinação das velocidades de propagação das ondas sísmicas na teoria da poroelasticidade, podemos avaliar a dependência das ondas sísmicas sobre parâmetros petrofísicos característicos do meio.

### Análise dos coeficientes de atenuação

Considerando a formulação para estimativa das velocidades de propagação das ondas sísmicas descrita na seção anterior pode-se analisar diversos fatores que afetam sua propagação. O coeficiente de atenuação  $\alpha$ , das ondas elásticas determina a dispersão da onda a medida que ela se propaga. Esse fator pode ser estimado a partir da parte imaginária  $y$  do vetor número de ondas e da velocidade de propagação da onda de interesse. O coeficiente de atenuação desenvolvido por *Dutta & Ode (1979)* baseado no modelo de *White (1975)* é dado pela expressão:

$$\alpha_l = 8.686 \frac{y_l V_l}{f}, \quad (12)$$

onde  $l = P, S$ . O índice  $l$  distingue as quantidades relacionadas a atenuação das ondas de compressão e cisalhamento, e o termo  $f$  é a frequência de investigação da fonte sísmica.

**RESULTADOS**

Com intuito de analisar a estimativa das velocidades e os níveis de atenuação das ondas elásticas, consideramos um ambiente sedimentar formado por rochas clásticas saturadas por fluido. Essa suposição visa manter uma compatibilidade da realidade geológica com a teoria da poroelasticidade. O modelo proposto para análise é de uma matrix rochosa monomineralógica formada por grãos de quartzo. Consideramos três situações distintas para o preenchimento dos poros por fluido. As saturações consideradas simulam reservatórios de água, óleo e gás. Os valores das propriedades físicas dos fluidos saturantes, assim como, do grão constituinte da matrix da rocha seca necessárias para análise proposta, são apresentados nas tabelas 1 e 2, respectivamente. Para tornar os resultados mais factuais supomos uma frequência de investigação característica da sísmica, 100Hz. O coeficiente de massa acoplado  $m$  foi determinado por uma relação empírica entre a densidade efetiva e a porosidade conforme apresentado por Biot (1956). Esse fator assumiu o valor médio de 150.

Tipo	$\rho(kg/m^3)$	$K_f(GPa)$	$\eta(Pa.s \times 10^{-5})$
Água	1000	2.4	10
Óleo	850	1.3	6000
Gás	100	0.022	1.5

Tabela 1: Propriedades dos fluidos saturantes: densidade  $\rho$ , incompressibilidade  $K_f$  e viscosidade  $\eta$ .

$V_P(m/s)$	$V_S(m/s)$	$\rho(kg/m^3)$	$K_g(GPa)$	$k(m^2)$
3000	1800	2650	30	$10^{-10}$

Tabela 2: Propriedades da rocha seca formada somente por grãos de quartzo: velocidades das ondas de compressão  $V_P$  e cisalhamento  $V_S$ , densidade  $\rho$ , incompressibilidade  $K_g$  e permeabilidade  $k$

Neste resumo apresentaremos as velocidades de propagação e os coeficientes de atenuação como dependentes somente da porosidade  $\phi$  do ambiente sedimentar de exploração. Assumiremos que os valores de  $\phi$  são considerados efetivos. Vale ressaltar que, visto a formulação de Biot e Gassmann, outros parâmetros petrofísicos também são dependentes da porosidade, porém, não serão discutidos neste resumo.

A figura 1 apresenta as velocidades de fase das ondas de compressão  $V_P$  e cisalhantes  $V_S$  estimadas a partir das equações (8) e (9). Supomos, desde porosidades baixas (1%), até valores com grande potencial para volume *in situ* (30%). Verifica-se que as velocidades das ondas de compressão  $V_P$  são mais afetadas

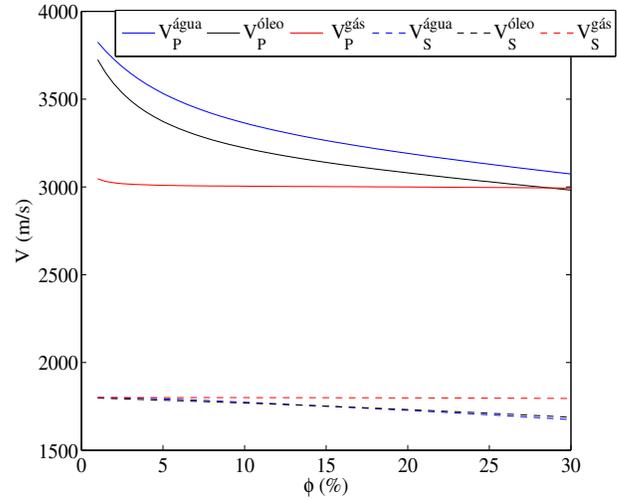


Figura 1: Velocidades de fase das ondas de compressão  $V_P$ , representado pelas linhas sólidas, e cisalhamento  $V_S$ , representado pelas linhas tracejadas. As linhas: preta, azul e vermelha correspondem as velocidades de fase em rochas saturadas por óleo, água e gás, respectivamente.

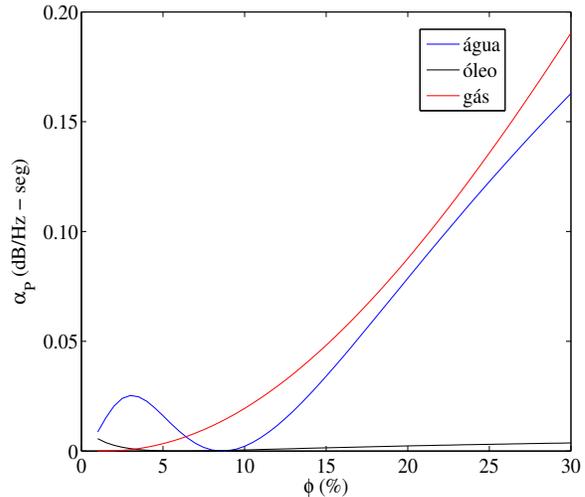


Figura 2: Coeficientes de atenuação das ondas de compressão  $V_P$  como da dependência da porosidade. As cores: preta, azul e vermelha correspondem aos coeficientes de atenuação em rochas saturadas por óleo, água e gás, respectivamente.

pela porosidade  $\phi$  que as cisalhantes  $V_S$ , que variam muito pouco. Dentre os diferentes tipos de saturação por fluido, aquele que exerce a menor influência sobre as velocidades, tanto de compressão como de cisalhamento, é a saturação por gás, cuja variação é desprezível dentro dos limites de porosidade avaliados.

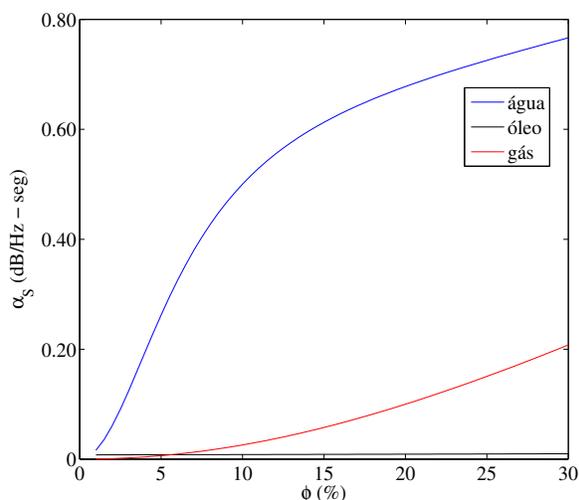


Figura 3: Coeficientes de atenuação das ondas de cisalhamento  $V_S$  como da dependência da porosidade. As cores: preta, azul e vermelha correspondem aos coeficientes de atenuação em rochas saturadas por óleo, água e gás, respectivamente.

Os coeficientes de atenuação das ondas de compressão e cisalhantes estimados segundo Dutta & Ode (1979) podem ser vistos nas figuras 2 e 3, respectivamente. O comportamento crescente do coeficiente de atenuação das ondas com a porosidade ocorre por causa da saturação de fluido. Sobretudo, a magnitude do fator de atenuação das ondas cisalhantes chega a assumir valores até quatro vezes maior que das ondas de compressão. Como é conhecimento geral, meios fluidos não sustentam cisalhamento, logo, quanto maior a parcela fluida do meio de propagação da onda, maior também será sua atenuação.

O combinação das propriedades físicas de cada um dos diferentes fluidos de saturação pode tornar os ambientes mais dissipativos. Rochas porosas preenchidas por óleo, por exemplo, praticamente não dissipam a energia carregada pelas ondas sísmicas. Por outro lado, zonas de gás promovem altos níveis de atenuação das ondas de compressão. A mesma tendência é verificada acerca da influência da saturação por água na propagação das ondas de cisalhamento.

## DISCUSSÃO E CONCLUSÕES

As estimativas das velocidades das ondas de compressão, a partir da correção proposta pela teoria da poroelasticidade, assumem valor superior ao modelo da rocha sólida (composta somente por grãos de quartzo), para baixos valores de porosidade. Esse resultado independe do tipo de fluido saturante, porém, é pouco notável para saturação por gás. Essa superestimativa dos valores de velocidade não é observada para as ondas de cisalhamento. Juntamente com a energia carregada

pelas ondas elásticas, a estimativa das velocidades de fase pode ser aplicada em correções do sinal sísmico na fase pré-empilhamento por meio dos coeficientes de atenuação. A partir desses fatores pode-se determinar a razão com que a amplitude sísmica decai ou a distância que pode percorrer, considerando constantes os parâmetros petrofísicos, até que a onda se torne evanescente. Por fim, apontamos a importância da inclusão dos efeitos da poroelasticidade em modelos que visem a avaliação e desenvolvimento de reservatórios em ambientes sedimentares. Alguns comportamentos ou efeitos inerentes ao meio em estudo podem ser imperceptíveis pela teoria de elasticidade linear clássica.

## REFERÊNCIAS

- BIOT, M. A., 1956, Theory of propagation of elastic waves in a fluid-saturated porous solid. I. Low-frequency Range, J. Appl. Phys. 27, 459-467.
- DUTTA, N. C., and ODE, H., 1979, Attenuation and dispersion of compressional waves in fluid-filled porous rocks with partial gas saturation (White model): Geophysics, v. 44. p. 1777-1788, p. 1789-1805.
- GASSMANN, F., 1951, Elasticity of porous media: Vierteljahrsschr der Naturforschenden Gessellschaft, v.96, p. 1-23.
- TOKSÖZ, M., CHENG, C., and TIMUR, A., 1976, Velocities of seismic waves in porous rocks, Geophysics, 41, 621-645.
- WHITE, J. E., 1975, Computed seismic speeds and attenuation in rocks with partial gas saturation: Geophysics, 40, no. 2, 224-232.
- WYLLIE, M. R. J., Gregory, A. R., and Gardner, L. W., 1958, An experimental investigation of factors affecting elastic wave velocities in porous media: Geophysics, 23, 459-493.