



Extração de atributos de atenuação de ondas elásticas em rochas sedimentares

Zigma M. Moreira¹, José Agnelo Soares², Luiz Landau¹

¹COPPE/UFRJ, ²Universidade Federal de Campina Grande (UFCG)

Copyright 2009, SBGF - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation during the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society held in Salvador, Brazil, August 24-28, 2009.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 11th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and do not necessarily represent any position of the SBGF, its officers or members. Electronic reproduction or storage of any part of this paper for commercial purposes without the written consent of the Brazilian Geophysical Society is prohibited.

Abstract

This work presents practical results for extraction of P- and S-wave attenuation attributes in samples of badly selected sandstone and mature and immature shales. Laboratorial measurements in dry rock samples, under several levels of confining pressure, were done through ultrasonic transmission of pulses. The attenuation attributes had been extracted by the spectral ratio method. Results indicate that the procedure adopted for extraction of attenuation attributes was efficient in supplying compatible values with those presented in literature. For all samples, the factor Q, both for P and S waves, grows with the increase of the confining pressure. Samples of immature shale present low speeds and high values of factor Q. While Q_P is greater than Q_S for samples of immature shale, inverse relationship is observed for mature shales, suggesting a potential new method for distinction between oil generating and sealing shales.

Introdução

A propagação de ondas elásticas em um material qualquer transforma parte da energia original em calor, que é dissipado no meio. Esse fenômeno de perda de energia da onda por propagação é chamado de atenuação da onda. O fenômeno de atenuação das ondas supõe viscoelasticidade do meio e, por isso, é mais complexo de modelar que a propagação de ondas em meios considerados puramente elásticos. Os materiais geológicos presentes em bacias sedimentares são, em geral, fortes atenuadores das ondas elásticas. A quantidade e a qualidade dos contatos entre grãos minerais, bem como as interações rocha-fluido influenciam as propriedades de atenuação das ondas elásticas nas rochas (Toksöz & Johnston, 1981).

Os atributos de atenuação mais utilizados na literatura são o coeficiente de atenuação α , que representa a constante de decaimento exponencial na amplitude de uma onda plana propagando-se em um meio homogêneo, o fator de qualidade Q e o seu inverso Q^{-1} , conhecido como fator de fricção interna ou fator de dissipação, e o decremento logarítmico δ . Em um meio visco-elástico homogêneo estes atributos se relacionam entre si da seguinte forma:

$$\frac{1}{Q} = \frac{\alpha V}{\pi f} = \frac{\delta}{\pi} \quad (1)$$

onde V é a velocidade e f é a frequência. A unidade de α é o inverso da distância e Q é adimensional.

O fator Q pode ser relacionado a fenômenos petrofísicos importantes como saturação fluida, anisotropia elástica e deformação visco-elástica, este último de grande importância no estudo do comportamento mecânico de rochas evaporíticas (Toksöz *et al.*, 1979b). Deformações de grande extensão, como as que ocorrem em rochas salinas, são fenômenos basicamente inelásticos, podendo ser correlacionáveis ao fator Q, o qual representa a razão entre as energias conservada e dissipada durante a propagação da onda. Um alto fator Q corresponde a uma pequena perda de energia da onda durante a sua propagação, portanto, menor atenuação e maior amplitude da onda.

Está demonstrado na literatura (Toksöz & Johnston, 1981; Bourbié *et al.*, 1987) que em rochas secas o fator Q é um atributo independente da frequência. Um mecanismo que explica a maioria das observações realizadas a respeito da atenuação de ondas elásticas em rochas é a perda de energia por interação entre as fases constituintes: rocha (contatos grão-grão) e fluido (fluxo de fluidos em relação ao arcabouço mineral). Em rochas saturadas a atenuação pode variar com a frequência se a medição for realizada para baixas frequências devido ao mecanismo de fluxo relativo de fluido no espaço poroso. Para frequências ultra-sônicas, no entanto, o modelo de fator Q constante, independente da frequência, conforme proposto por Kjartansson (1979), é o modelo mais indicado para representar a realidade.

A medição acurada da atenuação intrínseca das ondas elásticas em rochas é uma tarefa não-trivial, pois essa importante propriedade sísmica é afetada por variáveis como divergência esférica, reflexão e difração, além da perda natural de energia durante o processo de propagação na rocha. Em laboratório, diversas técnicas são amplamente utilizadas para a medição da atenuação de ondas elásticas, como o método da barra ressonante, decaimento de reflexões múltiplas e métodos de transmissão de pulsos, como o método da razão espectral e o método do tempo de subida do pulso.

O método da razão espectral

O método mais amplamente empregado para a medição da atenuação de ondas elásticas em rochas é o método da razão espectral (Bourbié *et al.*, 1987). Embora de implementação relativamente simples, esse método requer uma preparação cuidadosa das amostras e um controle acurado das variáveis ambientais que podem

afetar os resultados dos ensaios. Essas variáveis ambientais são: pressão, saturação, potência de excitação da fonte, acoplamento, direção de polarização da fonte e do receptor (no caso da onda cisalhante) e temperatura. Outra variável que pode afetar a acurácia do método da razão espectral é a presença de heterogeneidade e anisotropia. Por outro lado, este método é pouco sensível à relação sinal/ruído, o que o torna bastante adequado para aplicações práticas.

Em laboratório a atenuação - ou seu inverso, o fator de qualidade Q - de uma rocha, pode ser medida diretamente pela comparação entre as ondas registradas em uma amostra de rocha e em uma amostra de referência de mesmo comprimento. A amostra de referência é composta por um material cuja atenuação seja desprezível, como o alumínio, por exemplo. Na prática, se computa os espectros de amplitude e de fase das duas ondas e se calcula o logaritmo natural da razão entre os espectros de amplitude. O coeficiente angular desse gráfico corresponde ao coeficiente de atenuação.

A teoria do método da razão espectral se baseia na definição dos espectros de amplitude das ondas para as amostras de referência e de rocha, subscritos 1 e 2, respectivamente:

$$A_1(f) = G_1(x) e^{-\alpha_1(f)x} e^{i(2\pi ft - k_1 x)} \quad (2)$$

e

$$A_2(f) = G_2(x) e^{-\alpha_2(f)x} e^{i(2\pi ft - k_2 x)} \quad (3)$$

onde A é a amplitude, f é a frequência, x é o comprimento da amostra, $k = 2\pi f/V$ é o número de onda, V é a velocidade da onda, $G(x)$ é um fator geométrico que representa os efeitos de reflexão, difração e divergência esférica, e $\alpha(f)$ é o coeficiente de atenuação em função da frequência. No caso de duas amostras de mesma geometria (como no caso das amostras de referência e de rocha) os fatores geométricos G_1 e G_2 são independentes da frequência. No intervalo das frequências utilizadas em laboratório (dezenas a centenas de KHz) o coeficiente de atenuação $\alpha(f)$ varia de forma linear com a frequência (Toksöz et al., 1979a):

$$\alpha(f) = \gamma f \quad (4)$$

onde γ é uma constante relacionada ao fator de qualidade Q por

$$Q = \frac{\pi}{\gamma V} \quad (5)$$

A razão entre os espectros de amplitude das ondas de referência e da rocha é dada por

$$\frac{A_1}{A_2} = \frac{G_1}{G_2} e^{-(\gamma_1 - \gamma_2) f x} \quad (6)$$

ou

$$\ln\left(\frac{A_1}{A_2}\right) = (\gamma_2 - \gamma_1) x f + \ln\left(\frac{G_1}{G_2}\right) \quad (7)$$

onde o último termo do lado direito é nulo pois G_1 e G_2 são independentes da frequência.

Assim $(\gamma_2 - \gamma_1)$ pode ser obtido do coeficiente angular do gráfico do logaritmo natural da razão espectral das amplitudes contra a frequência. Quando a amostra de referência possui um Q muito elevado (γ_1 desprezível, como no caso da amostra de alumínio), o coeficiente de atenuação da rocha é determinado diretamente do coeficiente angular desse gráfico.

Neste trabalho são apresentados atributos de atenuação das ondas elásticas medidos em amostras de rochas sedimentares brasileiras. As medições laboratoriais foram realizadas pelo método da transmissão de pulsos, em frequência ultra-sônica (250 KHz), com as amostras secas, sob temperatura ambiente, pressão de poros nula (ambiente) e pressão confinante variável.

Medições laboratoriais

As medições laboratoriais dos atributos de propagação de ondas elásticas (ondas compressional e cisalhante) foram efetuadas em oito amostras de rochas, sendo quatro de arenito mal selecionado (amostras ZAF19, ZP05, ZF13 e ZP28), de granulometria variada, e quatro amostras de folhelho, sendo duas de folhelho imaturo (ZF10 e ZF22) e duas de folhelho supermaturo (ZF01 e ZF17).

Em cada amostra foram registradas as ondas compressional (P) e cisalhante (S). Inicialmente essas ondas foram registradas na amostra de alumínio que serve como referência para o cálculo dos parâmetros de atenuação das demais amostras de rocha. As formas de onda foram registradas sob pressões confinantes efetivas de 1000psi, 2000psi, 3000psi, 4000psi e 5000psi.

A Figura 1 apresenta as ondas registradas para a amostra de referência (alumínio). Observa-se desta figura que no alumínio não há variação considerável nos tempos de chegada das ondas sob vários níveis de pressão confinante, ou seja, na amostra de alumínio não há variação considerável de velocidade com o aumento de pressão confinante. Entretanto, observa-se que as amplitudes das ondas são bastante diferentes, sendo que as ondas registradas com a amostra de alumínio sob pressões confinantes mais elevadas apresentam amplitudes também maiores, até atingir um máximo de amplitude além do qual, mesmo sob pressões crescentes, a amplitude da onda não aumenta. Esse máximo de amplitude, para a amostra de alumínio, está em torno de 4000psi a 5000psi, como pode ser visto na Figura 1.

Em seguida as formas de onda P e S são registradas nas amostras de rochas. A Figura 2 apresenta, como exemplo, as ondas registradas na amostra de arenito ZAF19. Duas características marcantes podem ser visualizadas desta figura: 1) as amplitudes das ondas são bem inferiores àquelas observadas na Figura 1, ou seja, a atenuação das ondas na amostra de arenito é muito superior à atenuação das ondas na amostra de alumínio, embora ambas as amostras tenham dimensões e formas idênticas; e 2) tanto a velocidade (tempo de chegada) quanto a amplitude das ondas variam consideravelmente

com a pressão confinante sob a qual a amostra de rocha se encontra submetida. As ondas registradas nas demais amostras de rocha apresentam comportamento semelhante.

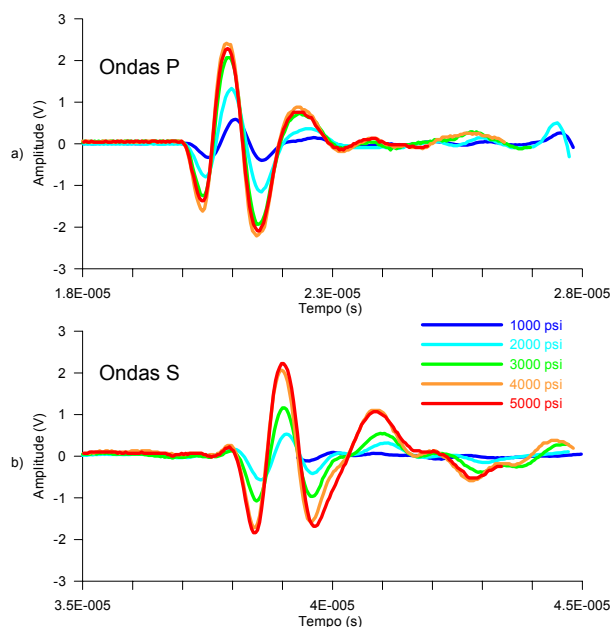


Figura 1 – Formas de onda registradas na amostra de referência de alumínio: a) ondas P e b) ondas S.

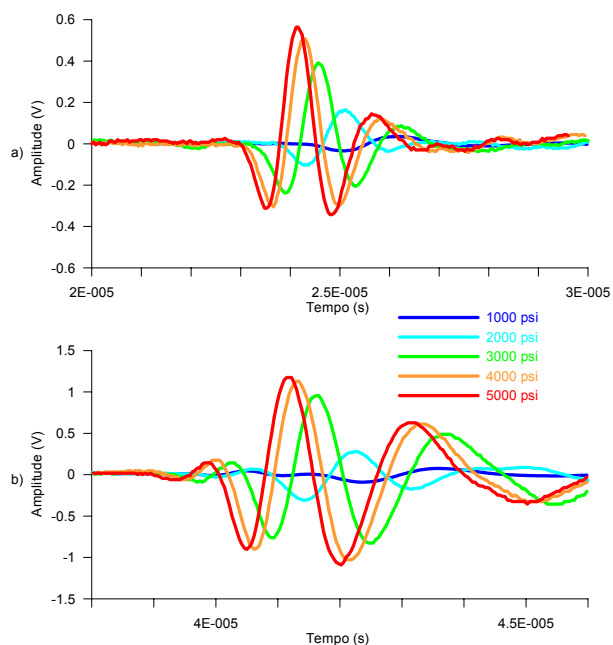


Figura 2 – Formas de onda registradas na amostra de arenito ZAF19: a) ondas P e b) ondas S.

As Figuras 3 e 4 apresentam mosaicos de fotos com as amostras de rocha utilizadas neste trabalho. A Figura 3 apresenta as fotografias das amostras de arenito e a

Figura 4 apresenta as fotografias das amostras de folhelho. A amostra de folhelho ZF17 é a única que foi cortada com seu eixo longitudinal paralelo ao plano de acamamento. As demais foram todas cortadas com o eixo longitudinal aproximadamente perpendicular ao plano de acamamento.

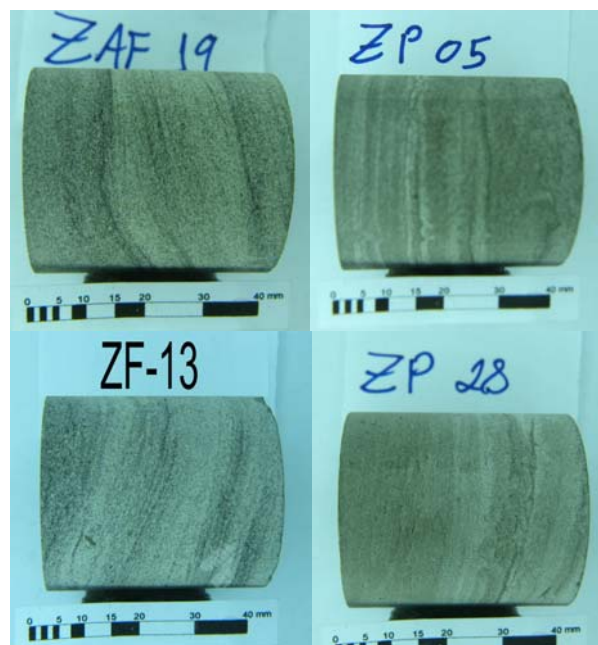


Figura 3 – Mosaico com as fotografias das mostras de arenito utilizadas neste trabalho.

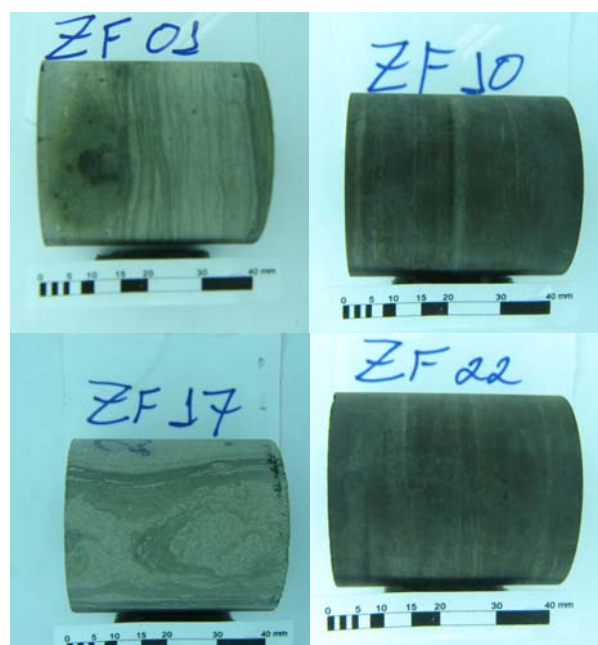


Figura 4 – Mosaico com as fotografias das mostras de folhelho utilizadas neste trabalho.

Extração dos atributos de atenuação

Para a extração dos atributos de atenuação em uma onda registrada numa dada amostra de rocha um procedimento de seis passos deve ser seguido:

1. Selecionar o trecho da onda correspondente ao primeiro comprimento de onda, tanto na onda da amostra de rocha, quanto na onda da amostra de referência.
2. Calcular os espectros de amplitude e de fase dos trechos de onda selecionados no primeiro passo. Esses espectros são obtidos pela aplicação da transformada de Fourier.
3. No intervalo de frequência de interesse, calcular o logaritmo neperiano da razão entre os espectros de amplitude da onda na amostra de rocha e na amostra de referência.
4. No gráfico do logaritmo neperiano da razão de espectros de amplitude contra frequência, ajustar uma função por regressão linear. De acordo com a equação (7) o coeficiente angular dessa função de ajuste corresponde ao produto entre a constante γ e o comprimento da amostra.
5. Calcular a velocidade de propagação da onda na amostra através da razão entre o comprimento da amostra e o tempo de propagação da onda na amostra. Esse tempo de propagação é dado pela diferença entre o tempo de chegada da onda registrado com a amostra e o tempo de chegada da onda registrado sem a amostra. Esse último tempo de chegada é chamado de "tempo do sistema" e corresponde ao tempo gasto pela onda no próprio sistema de medição.
6. Através da equação (5), calcular o fator de qualidade Q da onda.

Resultados

A Figura 5 apresenta os resultados alcançados pela aplicação dos passos 1 e 2 do procedimento para extração de atributos de atenuação da onda P na amostra ZAF19 sob pressão confinante de 1000psi. Por sua vez, a Figura 6 apresenta os resultados obtidos pela aplicação dos passos 3 e 4 para a mesma análise da Figura 5. Análises semelhantes foram efetuadas para todas as demais amostras.

A parte (a) da Figura 5 apresenta os primeiros comprimentos de onda P na amostra ZAF19 (curva azul) e na amostra de alumínio (curva vermelha), ambos medidos sob pressão confinante de 1000psi. Observa-se a localização na escala de tempo mais curta para a amostra de alumínio, pois a velocidade no alumínio é maior que na amostra de rocha, bem como a amplitude da onda na amostra de rocha é muito inferior à amplitude da onda na amostra de alumínio, devido à forte atenuação da onda na amostra de rocha. A parte (b) da Figura 5 apresenta os espectros de amplitude das ondas apresentadas na parte (a). A porção dos espectros sobreposta por uma linha verde indica o intervalo destes espectros utilizado para o ajuste entre o logaritmo da

razão dos espectros de amplitude e a frequência, procedimento ilustrado na Figura 6. A parte (c) da Figura 5 apresenta os espectros de fase das respectivas ondas.

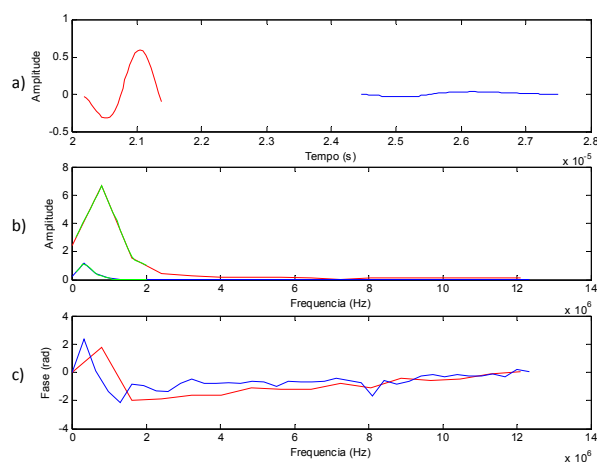


Figura 5 – Resultados obtidos pela aplicação dos passos 1 e 2 do procedimento para extração dos atributos de atenuação da onda P na amostra ZAF19 sob pressão confinante de 1000psi. a) Seleção dos trechos de análise da onda na amostra de referência (vermelho) e de rocha (azul); b) espectros de amplitude; c) espectros de fase.

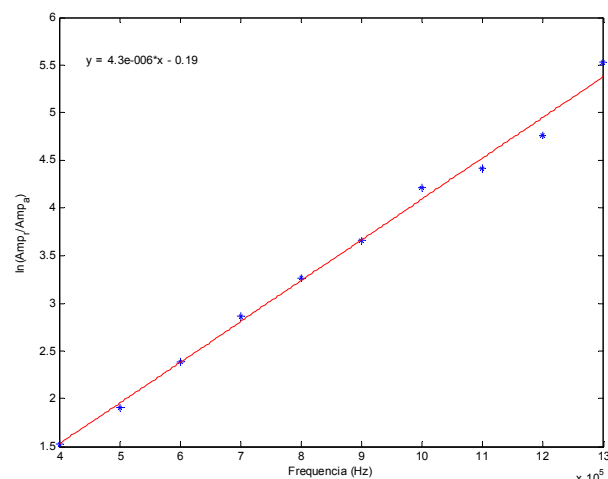


Figura 6 – Resultados obtidos pela aplicação dos passos 3 e 4 do procedimento para extração dos atributos de atenuação da onda P na amostra ZAF19 sob pressão confinante de 1000psi.

A Figura 7 apresenta as velocidades de propagação da onda P medidas em função da pressão confinante para todas as amostras de rocha analisadas neste trabalho. Desta figura vê-se que as amostras de arenito mal selecionado, por apresentarem um maior grau de heterogeneidade, exibem diferentes níveis de velocidade. Nota-se uma tendência daquelas amostras de arenito com maior participação de finos na sua composição (ZP28 e ZP05) de apresentarem velocidades mais baixas em relação àquelas amostras de arenitos com composição mais grosseira (ZF13 e ZAF19). Observa-se também uma separação importante entre as amostras de folhelho imaturo (ZF10 e ZF22) e as amostras de folhelho supermaturo (ZF01 e ZF17). O folhelho imaturo

apresenta velocidades de onda P muito inferiores em relação ao folhelho supermaturo. Esse comportamento é interpretado por Guimarães (2004) como sendo consequência da maior participação de matéria orgânica jovem na composição dos folhelhos imaturos.

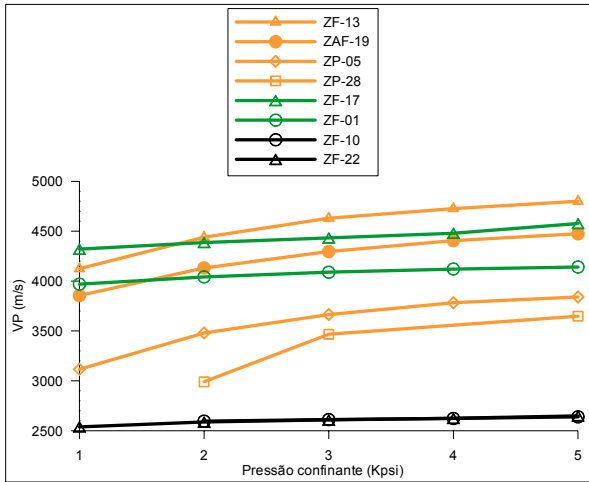


Figura 7 – Velocidade da onda P em função da pressão confinante para todas as amostras. A cor laranja indica amostras de arenito mal selecionado, a cor verde folhelhos supermaturos e a cor preta folhelhos imaturos.

A Figura 8 apresenta as velocidades de propagação da onda S também medidas em função da pressão confinante para todas as amostras. Observa-se um comportamento semelhante ao apresentado na Figura 7, com amostras de um mesmo tipo de rocha apresentando velocidades diferenciadas em relação às demais espécies, especialmente no caso dos folhelhos imaturos e supermaturos.

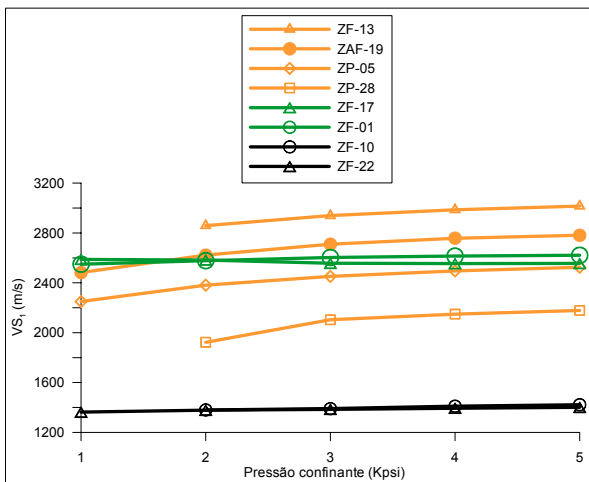


Figura 8 – Velocidade da onda S em função da pressão confinante para todas as amostras. As amostras indicadas com símbolos de cor laranja são de arenito mal selecionado, as amostras com símbolos na cor verde são de folhelhos supermaturos e as representadas por símbolos pretos são de folhelhos imaturos.

As Figuras 9 e 10 apresentam os resultados da extração dos atributos de atenuação das ondas P e S, respectivamente, como função da pressão confinante, para todas as amostras analisadas neste trabalho. Para a pressão de 1000psi quase sempre não foi possível extrair, de forma confiável, os atributos de atenuação devido a uma relação sinal/ruído desfavorável.

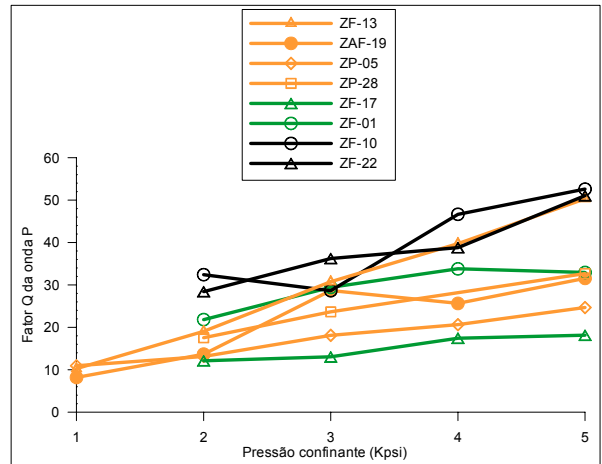


Figura 9 – Fator de qualidade Q da onda P em função da pressão confinante para todas as amostras. A cor laranja indica amostras de arenito mal selecionado, a cor verde folhelhos supermaturos e a cor preta folhelhos imaturos.

De modo geral os valores de fator Q, tanto para onda P quanto para onda S, crescem com o aumento da pressão confinante. Esse comportamento é esperado, uma vez que o aumento da pressão confinante impõe uma maior compactação às amostras, aproximando os contatos entre os grãos das amostras, o que resulta numa menor atenuação das ondas. Os valores de fator Q medidos neste trabalho são da mesma ordem de grandeza daqueles relatados por Toksöz et al. (1979a).

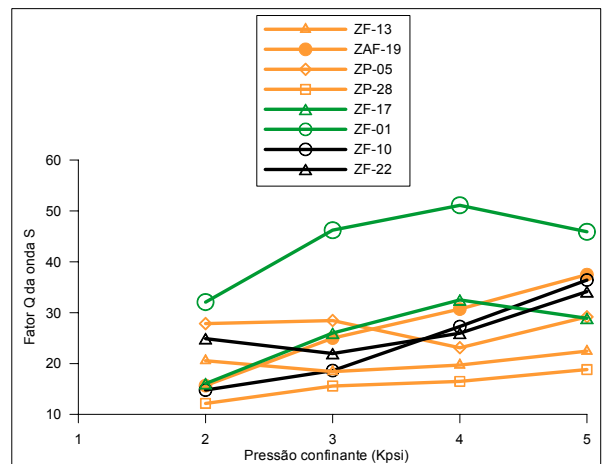


Figura 10 – Fator de qualidade Q da onda S em função da pressão confinante para todas as amostras. A cor laranja indica amostras de arenito mal selecionado, a cor verde folhelhos supermaturos e a cor preta folhelhos imaturos.

É interessante observar da Figura 9 que as amostras de folhelho imaturo apresentam um alto fator Q, indicando uma pequena atenuação da onda P em relação às demais rochas. O senso comum indicaria o contrário: rochas que apresentam velocidades mais baixas são consideradas como rochas mais friáveis, com maior tendência para amortecer o movimento ondulatório, portanto se esperaria dessas rochas um fator Q pequeno. Este resultado ilustra o quanto as velocidades e a atenuação são propriedades independentes do fenômeno de propagação de ondas elásticas no meio geológico. No caso do fator Q da onda S (Figura 10) esse fenômeno não se observa com a mesma intensidade.

As Figuras 11 e 12 indicam um comportamento distinto, em termos do fator Q das ondas P e S, entre as amostras de folhelho. A Figura 11 apresenta valores medidos de fator Q da onda P (linha cheia) e da onda S (tracejado) para as amostras de folhelho imaturo. Já a Figura 12 apresenta os mesmos dados para as amostras de folhelho supermaturo. Enquanto que nas amostras de folhelho imaturo $Q_P > Q_S$, para o folhelho supermaturo $Q_S > Q_P$. Para as amostras de arenito mal selecionado não se observou um comportamento uniforme: duas amostras (ZF13 e ZP28) apresentaram $Q_P > Q_S$ e outras duas amostras (ZAF19 e ZP05) exibiram $Q_S > Q_P$. Esta constatação sugere um método novo para distinção entre folhelho gerador (imaturo) e selante (maturo). Para isto, obviamente, a massa de dados precisa ser adensada.

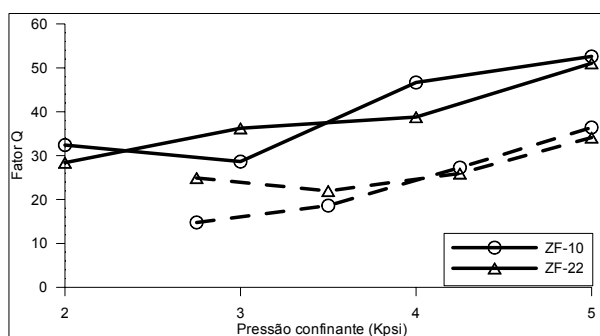


Figura 11 – Fator Q da onda P (linha cheia) e da onda S (tracejado) para as amostras de folhelho imaturo.

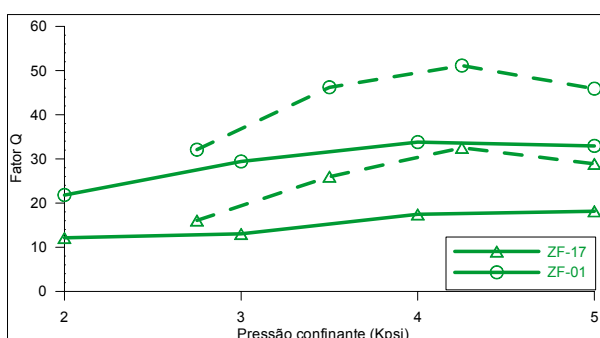


Figura 12 – Fator Q da onda P (linha cheia) e da onda S (tracejado) para as amostras de folhelho supermaturo.

Conclusões

O procedimento adotado para extração dos atributos de atenuação foi eficiente no sentido de fornecer valores para o fator Q compatíveis com os apresentados na literatura. As medições das ondas P e S nas amostras de rocha e de referência foram todas realizadas com uma só configuração do equipamento: mesma potência do sinal de entrada, mesma amplificação do sinal de saída, uso dos mesmos filtros de frequência. Essa configuração constante permite medições mais rápidas e confiáveis, mas, nos níveis de pressão confinante mais baixos a razão sinal/ruído torna-se desfavorável.

Para todas as amostras analisadas o fator Q das ondas P e S tende a aumentar com o aumento da pressão confinante. As amostras de folhelho imaturo apresentam baixas velocidades e altos valores para o fator Q, especialmente no caso da onda P. Em termos do fator Q das ondas P e S os folhelhos imaturos e supermaturos apresentam comportamentos díspares. Enquanto $Q_P > Q_S$ nos primeiros, relação inversa ocorre nos últimos. Isto sugere um potencial método para distinção entre folhelhos geradores e selantes. Para tanto se deve adensar a base de dados, bem como investigar o efeito da saturação fluida sobre os atributos de atenuação de tais litotipos.

Agradecimentos

Os autores agradecem ao Laboratório de Física de Rochas do CENPES (PETROBRAS) pela realização gratuita dos ensaios laboratoriais. A primeira autora agradece ao PRH-02 (COPPE/ANP) pela concessão de bolsa de estudos e suporte financeiro para a realização deste trabalho.

Referências

- Bourbié, T.; Coussy, O.; Zinsner, B. (1987)** Acoustics of Porous Media. Éditions Technip, 334 p.
- Guimarães, M.S.B. (2004)** Análise integrada de propriedades petrofísicas, petrográficas e geoquímicas de folhelhos. Dissertação de mestrado. Programa de Pós-graduação em Geologia da UFRJ.
- Kjartansson, E. (1979)** Constant Q-wave propagation and attenuation. Journal of Geophysical Research, v. 84, p. 4737-4748.
- Toksöz, M.N.; Johnston, D.H.; Timur, A. (1979a)** Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. Geophysics, v. 44, p. 681-690.
- Toksöz, M.N.; Johnston, D.H.; Timur, A. (1979b)** Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms. Geophysics, v. 44, pp. 691-711.
- Toksöz, M.N.; Johnston, D.H. (1981)** Seismic wave attenuation. Society of Exploration Geophysicists, Geophysical Reprint Series N° 2, 459 p.