



Análise das estimativas do fator de qualidade usando redatumação com correção NMO

lury Charles da S. Araujo (Faculdade de Geofísica-UFFA), Francisco de S. Oliveira (Faculdade de Meteorologia-UFFA), Jose J.S. de Figueiredo (Faculdade de Geofísica-UFFA/INCT-GP) e Andrei G. Oliveira (Faculdade de Geofísica-UFFA)

Copyright 2016, SBGf - Sociedade Brasileira de Geofísica

This paper was prepared for presentation at the 7th Brazilian Symposium of Geophysics, held in Ouro Preto, Brazil, October 25-27 2016.

Contents of this paper were reviewed by the Technical Committee of the 7th Brazilian Symposium of Geophysics 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.

Resumo

The earth has inelastic and heterogeneity properties which causes loss of high-frequency with increasing of propagation of wave field. The estimation of the Quality Factor (Q) is important to the signal seismic compensation. When the Quality factor is known, the Q compensation is used to perform an improve in the high frequency content of the seismic signal, improving the resolution in seismic data. In this paper we will perform the normal moveout NMO correction into a seismic section (CDP gather) with moveout and then perform the estimative of quality factor. We will use the redatuming operator to correct the estimated travel time within the layers iteratively. The quality factor will be calculated in a synthetic data with long offset generated in a model with flat multilayers and with lateral velocity variation.

Introduction

Atenuação sísmica é um fenômeno já esperado em uma aquisição levando em consideração as propriedades de inelasticidade e heterogeneidade do meio (Ricker, 1953; Futterman, 1962; White, 1983; Kneib and Shapiro, 1995). Quando a onda sísmica se propaga na terra ocorre perda das altas frequências, resultando em atenuação e distorção do pulso sísmico conforme o aumento do tempo de viagem da wavelet. Vários fatores podem causar perdas de altas-frequências, tais como grandes distância dos offsets e propriedades geológicas do meio (falhas ou lentes de gás), etc. A estimativa e a compensação da absorção de ondas sísmicas são de extrema importância para a recuperação das altas-frequências (resolução) e consequentemente possibilitar a obtenção de imagens de seções sísmicas com melhor qualidade, permitindo uma melhor interpretação dos efeitos de AVO. Para compensar a atenuação é preciso calcular o fator-Q. Uma vez estimado o fator de qualidade e quantificada a atenuação, podemos obter informações sobre litologias, saturação, pressão de poro, permeabilidade (Best et al., 1994) além de informações sobre heterogeneidade de reservatórios e sutis estruturas geológicas (Parra and Hackert, 2002; Korneev et al., 2004). Para a obtenção do fator-Q, métodos baseados em informações de amplitudes sísmicas tem sido desenvolvidos, a partir de perfis sísmicos verticais (VSP) (Dasgupta and Clark, 1998; Hauge, 1981) e

crosswell data (Tonn, 1991). Porém métodos baseados em amplitude são inexatos pois há fatores como ruído e espalhamento geométrico que podem provocar erros na estimativa. Métodos baseados no domínio da frequência também tem sido desenvolvidos:

spectral ratio (SR) (Raikes and White, 1984; Sams, 1990; White, 1992), *central frequency shift* (CFS) (Quan and Harris, 1997), *peak frequency shift* (PFS) (Zhang and Ulrych, 2002), melhorado método PFS (IPFS), (Hu et al., 2013) e *Gabor-Morlet joint time frequency analysis* (JTFA) (Singleton et al., 2006). Todos esses métodos baseados na transformada tempo-frequência para calcular o espectro de frequência. Neste trabalho, iremos apresentar a utilização do método PFS combinado com o operador de redatumação para o cálculo do fator de qualidade Q. Será usado o processo de redatumação para correção do tempo em cada camada de forma iterativa para afastamentos mais longos (Oliveira et al., 2015b). Correções de sobre-tempo normal (NMO) serão feitas em cada CMP analisado. As velocidades utilizadas no operador de redatumação e para correção NMO serão obtidas através da análise de velocidade. As equações de Dix (1955) serão usadas para o cálculo da conversão das velocidades.

Theory

Conforme as ondas sísmicas se propagam no interior da terra, há três variáveis que podem ser analisadas para definir o sinal obtido pelos receptores, que é resultado da convolução de uma função absorção do meio com o sinal sísmico gerado pela fonte (Hargreaves and Calvert (1991); Varela and Ulrych (1991)). Essas variáveis são: tempo de propagação, frequência e absorção. O tempo de propagação do sinal sísmico aumenta para offsets maiores e a absorção geralmente aumenta com a profundidade. As maiores frequências são perdidas conforme a onda se propaga no meio causando assim atenuação no sinal sísmico, esse fenômeno pode ser descrito pela equação

$$B(f,t) = B(f)e^{-\frac{\pi ft}{Q}}, \quad (1)$$

Sendo $B(f)$ a amplitude do sinal gerado pela fonte, $B(f,t)$ a amplitude do sinal de saída, f a frequência, t o tempo de propagação e Q a absorção que é propriedade intrínseca do meio (coeficiente de anelasticidade do meio). O sinal de saída é gerado pela variação da frequência, tempo e absorção. Conforme o sinal sísmico se propaga no meio, a absorção diminui a resolução do sinal sísmico, em outras palavras, há perdas de altas frequências (Figura 1).

Meio com uma camada

O espectro de amplitude do sinal de uma onda sísmica que se propaga em um semi-espaco em um determinado tempo com um Q definido é dado por

$$B(f, t) = A(t)B(f)e^{-\frac{\pi ft}{Q}}, \quad (2)$$

em que $A(t)$ é o fator de amplitude que independe da frequência e absorção. Visto que a amplitude da fonte pode ser representado por uma wavelet de Ricker (Ricker, 1953), o espectro de frequência pode então ser expresso pela equação

$$B(f) = \frac{2}{\pi} \frac{f_m^2}{f_m^3} e^{-\frac{f^2}{f_m^2}}, \quad (3)$$

onde f_m é a frequência dominante, e as frequências de maiores amplitudes são definidas como f_p . Para a função Ricker no seu estado inicial a frequência pico é igual a frequência dominante. A determinação de uma equação para estimar as frequências de pico é obtida através da primeira derivada da equação (2) e igualada a zero (Zhang and Ulrych, 2002). Esta equação é descrita por

$$f_p = f_m^2 \left[\sqrt{\left(\frac{\pi t}{4Q}\right)^2 + \left(\frac{1}{f_m}\right)^2} - \frac{\pi t}{4Q} \right]. \quad (4)$$

Após a reorganização da equação 4, foi obtido uma relação entre fator de qualidade, frequência dominante e frequência pico

$$Q = \frac{\pi t f_p f_m^2}{2(f_m^2 - f_p^2)}. \quad (5)$$

Considerando traços consecutivos de um evento com frequências pico f_{p1} e f_{p2} e tempos t_1 e t_2 respectivamente (Zhang and Ulrych, 2002)

$$Q = \frac{\pi t_1 f_{p1} f_m^2}{2(f_m^2 - f_{p1}^2)} = \frac{\pi t_2 f_{p2} f_m^2}{2(f_m^2 - f_{p2}^2)}. \quad (6)$$

Assim a partir dos tempo t_1 e t_2 e das frequências f_{p1} e f_{p2} é possível encontrar uma relação para a frequência dominante da wavelet de Ricker (usando equação 6) que depende apenas da frequências de pico e do tempo de dois traços distintos

$$f_m = \sqrt{\frac{f_{p1} f_{p2} (t_2 f_{p1} - t_1 f_{p2})}{t_2 f_{p2} - t_1 f_{p1}}}. \quad (7)$$

Correção do Tempo de Trânsito Usando o Operador de Redatumação Kirchhoff

Este operador é comumente usado para simular o reposicionamento de um sistema de aquisição fonte-receptor para outro nível de profundidade de maneira iterativa, permitindo desta forma realizar as correções nos tempos de trânsito (Schneider, 1978; Berryhill, 1984; Pila et al., 2014; Oliveira et al., 2015a). O operador de redatumação no domínio da frequência é definido por

$$P(r_s, \omega) = \int_x \frac{\partial R}{\partial n} \sqrt{i\omega} P(r, \omega) \frac{e^{i\omega r}}{\sqrt{r}} dx, \quad (8)$$

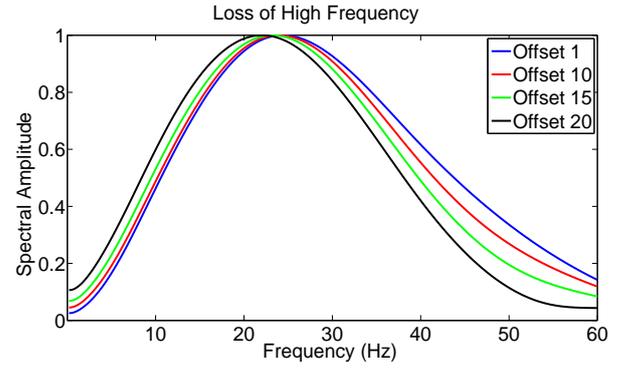


Figura 1: Deslocamento da frequência pico com o afastamento (curvas normalizadas).

onde $P(r, \omega)$ é campo de entrada e $P(r_s, \omega)$ é o campo simulado em um novo nível, ω é a frequência e r é o vetor de distância entre a posição original e a posição de saída no novo nível. Usando o operador de redatumação, pode-se eliminar as camadas uma por vez, usando o tempo redatulado na nova camada de acordo com a equação 5.

Análise de Velocidade

Para a realização da estimativa da velocidade de um modelo geológico, o método sísmico utiliza várias medidas indiretas para tentar encontrar a velocidade que mais se ajuste ao modelo estudado: velocidade intervalar, velocidade NMO, velocidade instantânea, velocidade média, velocidade aparente, etc (Yilmaz, 2001). A determinação de cada uma dessas velocidades depende da etapa do processamento que se faz para tentar encontrar a melhor velocidade que se adapte ao modelo em uso. A velocidade intervalar é a velocidade da onda sísmica em uma camada geológica. Ela é definida como a média da velocidade da frente da onda sísmica em uma camada sendo a mais importante, pois com ela podemos realizar o imageamento sísmico, isto é, o posicionamento dos refletores em suas corretas posições em subsuperfície. A velocidade intervalar é porém obtida de forma indireta, e será a velocidade usada para o reposicionamento dos refletores em cada camada no processo de redatumação. Ela é calculada à partir da velocidade RMS (Root Mean Squares), que para o caso de camadas horizontais pode ser considerada a velocidade normal *move-out* NMO. A relação entre velocidade intervalar e RMS é dada pelo par de equações de Dix (1955), descrita mais adiante. O aumento dos offsets em uma aquisição com mesmo tempo inicial (ponto médio comum), causa em uma seção CMP curva semelhante a uma hipérbole, pois conforme a distância entre os pares de fontes e receptores aumenta, mais tempo a onda passa viajando dentro das camadas, gerando um atraso nos eventos sísmicos. Esse atraso da chegada dos eventos pode ser retirado, redesenhando a forma hiperbólica do CMP para uma forma horizontalizada (seção zero-offset). Para redesenhar tal configuração é preciso calcular uma velocidade em que o *move-out* é removido de cada evento da curva hiperbólica conforme o aumento dos offsets. A equação abaixo faz uma

aproximação razoável para o cálculo das diferenças entre o tempo de chegada do primeiro evento e o tempo dos eventos subsequentes:

$$t^2 - t_o^2 = \Delta t = \frac{x^2}{V_{NMO}^2}, \quad (9)$$

em que t_o é o tempo de chegada com afastamento fonte-receptor mínimo (zero-offset), t é o tempo de chegada para os demais eventos e x o afastamento entre os offsets. Para um dado CMP, a diferença Δt e o afastamento já são conhecidas, basta agora determinar a melhor velocidade que se ajuste a equação (9) para um determinado modelo. Os Δt serão subtraídos de cada traço com seu respectivo afastamento, resultando em uma seção zero-offset. Esta seção será usada para o cálculo do fator de qualidade das camadas e será feita uma comparação com as estimativas realizadas em uma seção CMP com *move-out*. Para determinar as velocidades de NMO é usado o painel de semblance. O painel de semblance relaciona velocidade *versus* tempo e mostra as medidas de coerência referente ao empilhamento dos traços sísmicos em uma seção zero-offset. Com o tempo e velocidade de NMO ajustados, o painel mostra a comparação da energia do traço empilhado com a soma das energias dos traços. O tempo usado no painel é pequeno, referente ao tempo de chegada do pulso sísmico. O semblance é dado pela equação 10 e a Figura 4 nos mostra um exemplo do processo de Picking

$$S = \frac{\sum_{t=\tau-L/2}^{t=\tau+L/2} [\sum_j^M a(t, j)]^2}{M \sum_t \sum_j a(t, j)^2}, \quad (10)$$

onde a_j é a função amplitude em cada amostra de traço dado por t , sendo j a amostra de tempo desejada e M o total de traços do CMP.

Uma vez disposto o painel de semblance, será realizado o picking, que é a retirada dos pontos de máxima coerência para a obtenção das velocidades e tempos para correção NMO que melhor correspondem ao empilhamento dos traços em uma seção horizontalizada. Considerando um modelo extratificado plano horizontal de velocidades intervalares em cada camada, a velocidade NMO em um refletor é o valor médio quadrático das velocidades intervalares do meio. A RMS é dada pela seguinte equações:

$$V_{RMS} = \sqrt{\frac{1}{t_n} \sum_{i=1}^n V_i^2 \Delta t_i^2}, \quad (11)$$

conforme descrito anteriormente V_{RMS} é a própria V_{NMO} , V_i é a velocidade intervalar, Δt_i o tempo de propagação da onda em cada camada e t_n é a soma de todos os tempos intervalares. Reorganizando a equação acima e isolando a velocidade intervalar temos

$$V_i = \sqrt{\frac{V_{RMSn}^2 t_n - V_{RMSn-1}^2 t_{n-1}}{\Delta t_n}}. \quad (12)$$

Esta inversão foi realizada por Dix (1955), sendo uma boa aproximação para camadas horizontais, homogêneas e isotrópicas.

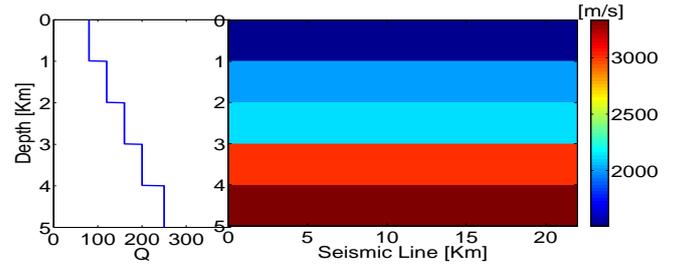


Figura 2: Modelo sintético gerado no primeiro experimento.

Numerical Experiments

Modelo com Multicamadas Plano Horizontais

No primeiro experimento consideramos um modelo plano horizontal (Figura 2) constituído de 5 camadas de velocidades $v_1 = 1508 \text{ m/s}$, $v_2 = 2000 \text{ m/s}$, $v_3 = 2132 \text{ m/s}$, $v_4 = 3015 \text{ m/s}$ and $v_5 = 3333 \text{ m/s}$. Os fatores de atenuação usados em cada camada são $Q_1 = 80$, $Q_2 = 120$, $Q_3 = 160$ and $Q_4 = 200$. O dado sísmico sintético foi gerado a partir de uma aquisição em tiro comum e depois reorganizado em famílias de CDPs usando o pacote Seismic Unix (SU). Os geofones reorganizados totalizaram 50, espaçados a cada 25 m e o CDP 501 foi selecionado para as análises (Figura 3). A etapa posterior consiste em realizar as redatumações iterativamente para calcular os tempos de trânsito em cada camada, com o CDP de entrada o processo de picking foi realizado e as velocidades e tempos de NMO foram obtidas pelo processo de Picking (Figura 4), após este processo, realizamos a inversão usando as equações de Dix (1955) e calculamos as velocidades intervalares. As velocidades intervalares obtidas foram: $v_1 = 1542 \text{ m/s}$, $v_2 = 2026 \text{ m/s}$, $v_3 = 2100 \text{ m/s}$ e $v_4 = 3420 \text{ m/s}$. Essas quatro velocidades intervalares foram usadas no processo de redatumação. A etapa posterior consiste em realizar a estimativa do Fator de qualidade dos dados atenuados (com e sem correção de NMO). Utilizamos o dado atenuado com os tempos de chegada corrigidos pelo processo de Redatumação e usando a equação 5 estimamos os fatores de qualidade de cada camada. Uma das principais análises deste artigo foi estudar o erro do fator de qualidade para diferentes janelas, ou seja, conforme o número de janelas aumenta, eventos de offsets maiores foram usados para estimar o fator, para posteriormente calcular a média desse conjunto de eventos (Figuras 5 e 6). Para realizar essa análise, assumimos que os valores do fator Q em cada camada eram conhecidos.

Realizando as estimativas usando o dado hiperbólico (sem correção NMO) observamos na Figura 5 que para o primeiro evento (em azul) os valores estimados estavam com erro em torno de 5%, o segundo evento (em vermelho) considerando todos os traços alcançam um erro de 18%, o terceiro evento (em verde) considerando todos os traços alcançou um erro de 10% e o quarto evento (em preto) um erro de 20%.

Nas estimativas realizadas no dado com correção NMO observamos na Figura 6 que os erros em todos os eventos, considerando toda a janela de dados, são maiores que os do dado sem correção NMO, mas cada evento apresenta

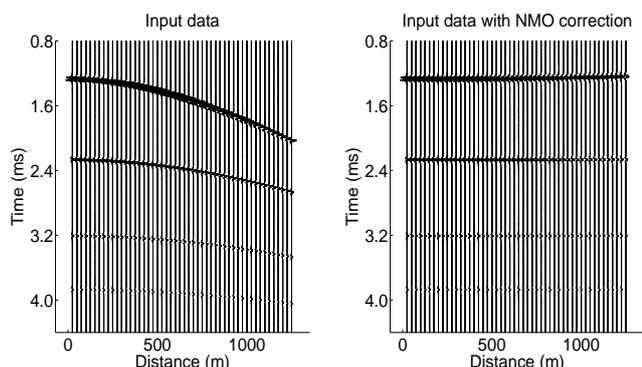


Figura 3: Dado atenuado de entrada e dado de entrada com correção NMO para redatumação e posterior estimativa dos fatores de qualidade.

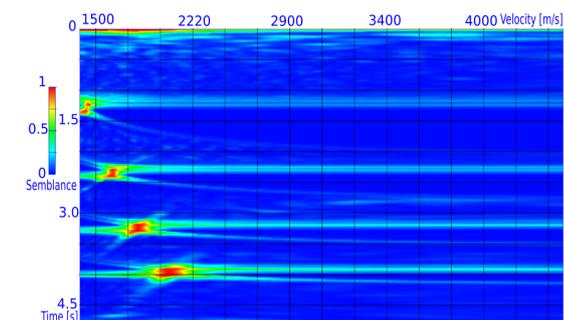


Figura 4: Painel de semblance usado no primeiro experimento. Velocidade versus Tempo.

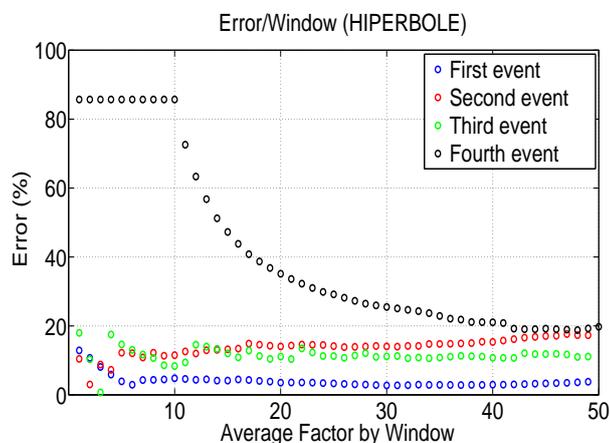


Figura 5: Média das estimativas dos fatores de qualidade por janela do evento Hiperbólico.

um ponto ótimo (erro aproximadamente igual a zero) para a estimativa dos valores do fator de qualidade. Desta forma a etapa posterior consiste em como determinar esta janela com os valores considerados ótimos.

Para determinarmos as janelas de dados utilizamos a relação entre as variações das frequências de pico para os eventos de 4%. O resultado foi que os pontos identificados ficaram localizados próximos dos valores considerados ótimos, desta forma os valores estimados usando todos os

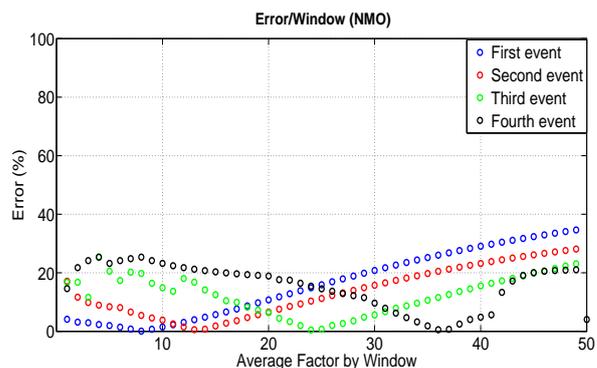


Figura 6: Média das estimativas dos fatores de qualidade por janela do evento com correção de NMO.

pontos da janela de dados para caso hiperbólico e usando os dados com correção NMO podem ser vistos na Tabela 1.

	Exact	Q Hiperbole	Q NMO	Erro 1	Erro 2
Q_1	80	77	79.99	3.8%	0.004%
Q_2	120	99.24	119.15	17.3%	0.71%
Q_3	160	142.40	146.82	11.11	8.24%
Q_4	200	161.40	173.38	19.30	13.31%

Tabela 1: Na primeira coluna o valor exato do fator de qualidade, na segunda e terceira coluna os valores obtidos com dado hiperbólico e com correção de NMO respectivamente, na quarta e quinta coluna os respectivos erros relativos.

Desta forma observamos que usando o dado com correção de NMO e a relação de variação de frequências pico para a determinação dos valores ótimos, foi possível realizar melhores aproximações do Fator-Q, em comparação aos valores estimados com os dados da seção em CMP sem correção NMO para longos afastamentos.

Modelo com Variação Lateral de Velocidade

No segundo experimento sintético foi considerado um modelo com variação de velocidades com 5 camadas, as velocidades foram $v_1 = 2000 \text{ m/s}$, $v_2 = 3162 \text{ m/s}$, $v_3 = 2236 \text{ m/s}$, $v_4 = 3015 \text{ m/s}$ e $v_5 = 3333 \text{ m/s}$ e os fatores de atenuação usados no modelo para cada camada foram $Q_1 = 70$, $Q_2 = 120$, $Q_3 = 50$ e $Q_4 = 160$ (Figura 7). Neste segundo experimento, foi considerado um modelo com variação negativa no fator-Q simulado por uma lente de gás em uma falha geológica sinclinal.

Os dados foram gerados e organizados em famílias CDP usando o pacote Seismic Unix (SU). O CDP 600 foi escolhido para a estimativa dos fatores de qualidade. Foi realizada uma análise de velocidade para determinar as velocidades intervalares, assim como descrito no experimento anterior. O painel de semblance para este experimento é mostrado na Figura 9. As velocidades intervalares obtidas foram: $v_1 = 1920 \text{ m/s}$, $v_2 = 3268 \text{ m/s}$,

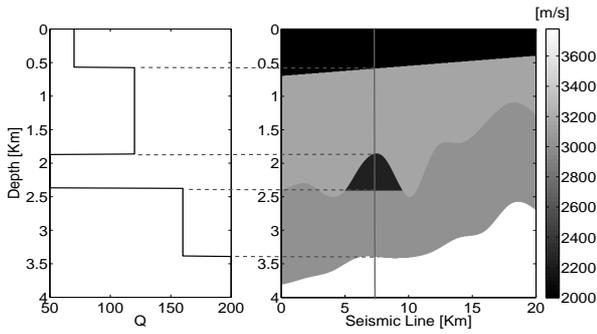


Figura 7: Modelo sintético criado para o segundo experimento.

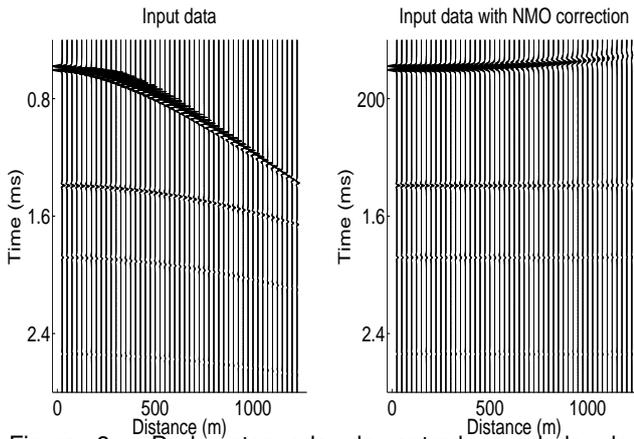


Figura 8: Dado atenuado de entrada e dado de entrada com correção NMO para redatuação e posterior estimativa dos fatores de qualidade.

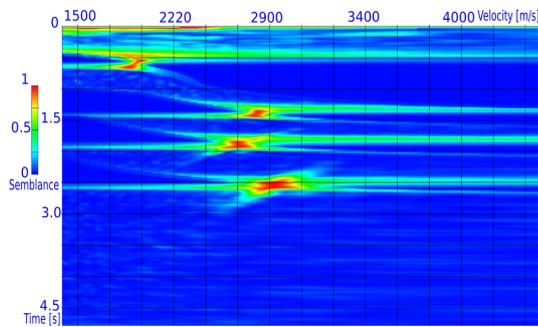


Figura 9: Painel de semblance usado no segundo experimento. Velocidade versus Tempo.

$v_3 = 2213 \text{ m/s}$ e $v_4 = 3509 \text{ m/s}$. Essas velocidades também foram usadas no processamento para realizar a redatuação que realizou a correção do tempo de trânsito em cada camada. Assim como no experimento 1, faremos as estimativas para os dados com e sem *moveout*. Da mesma maneira que realizamos no experimento anterior usaremos a equação (5).

Similar ao que fizemos no experimento 1, mostramos os erros relativos a cada janelamento para o evento hiperbólico (Figura 10) e com correção de NMO (Figura

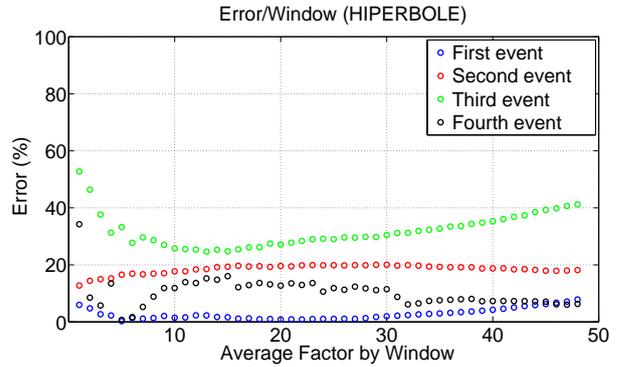


Figura 10: Média das estimativas dos fatores de qualidade por janela do evento Hiperbólico.

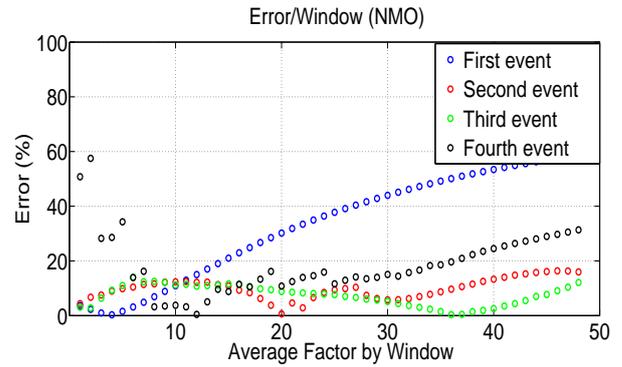


Figura 11: Média das estimativas dos fatores de qualidade por janela do evento com correção de NMO.

11). Podemos perceber que para o primeiro evento, o erro calculado em relação ao valor verdadeiro do fator-Q analisado está em torno de 10% para todos os offsets. Para o segundo evento foi percebido uma boa correlação em relação ao experimento 1, o erro está em torno de 18%. O terceiro evento é o evento que corresponde as reflexões no evento geológico da lente de gás, apresenta maior variação de erro, o erro está em torno de 40%. Para o quarto evento o erro apresenta uma variação em torno de 10%.

É possível observar que, assim como no primeiro experimento, a variação do erro para a estimativa do fator de qualidade para eventos hiperbólicos é menor, em relação ao dado de NMO, e os eventos tendem a ficar mais estáveis quando aumentamos o número de janelas. Porém, as estimativas realizadas com o dado após a correção de NMO, apresentam um valor ótimo, para cada evento.

Para encontrar os pontos ótimos observados na Figura 11, usaremos uma variação de frequências pico de 4% para os quatro eventos. A tabela 2 mostra os resultados obtidos.

Podemos perceber que os valores estimados usando o dado com correção de NMO possuem melhores

	Exact	Q Hiperbole	Q NMO	Erro 1	Erro 2
Q_1	70	70.8	66.57	1.1%	4.9%
Q_2	120	96	112.50	20%	6.25%
Q_3	50	75.8	44.75	51.6%	10.52%
Q_4	160	141.9	143.20	11.3%	10.50%

Tabela 2: Na primeira coluna o valor exato do fator de qualidade, na segunda e terceira coluna os valores obtidos com dado hiperbólico e com correção de NMO respectivamente, na quarta e quinta coluna os respectivos erros relativos.

estimativas, exceto para a primeira valor de Q.

Conclusions

Estimar o fator de qualidade das camadas é importante para a compensação do sinal sísmico, pois em uma etapa posterior podemos aplicar os filtros inversos de compensação e recuperar as altas frequências perdidas, assim possibilitando um ganho de resolução e amplitude do sinal sísmico.

A correção de NMO em um CDP e a estimativa do Fator de Qualidade nas seções com e sem *moveout*, usando as velocidades intervalares no processo de redatuação para a correção dos tempos de trânsito nas camadas de modo iterativo, foi o nosso alvo de estudo nesse trabalho. Observamos que para eventos com camadas horizontais (experimento 1) o dado com correção de NMO apresentou boas estimativas, utilizando uma determinada faixa de frequências pico.

Utilizando a mesma faixa de frequência pico, para o modelo com variação lateral de velocidade (experimento 2) as estimativas usando o dado com correção de NMO apresentam melhor coerência, exceto na primeira reflexão.

Um fato interessante a ser levar em consideração é que os dados com correção de NMO, apresentaram um ponto ótimo do fator de qualidade, quando analisamos a média dos fatores por janela. Determinar uma faixa de frequência pico para estimar esses pontos foi a maior dificuldade encontrada nesse trabalho, porém para a faixa de frequências pico escolhida, foram obtidas estimativas satisfatórias.

Acknowledgments

Este trabalho tem sido parcialmente financiado pela Universidade Federal do Pará (UFPA), O Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), Brasil, assim como a Petrobras, CAPES, INCT-GP e pelo grupo do PET-GEOFISICA da Universidade Federal do Pará. Agradecemos especialmente a Professora Carolina Barros da FAGEOF-UFPA pela sua colaboração.

Referências

Berryhill, J. R., 1984, Wave equation datuming before stack: *Geophysics*, **49**, 2064–2067.
 Best, A. I., C. McCann, and J. Sothcott, 1994, The relationships between the velocities, attenuations and petrophysical properties of reservoir sedimentary rocks: *Geophysical Prospecting*, **42**, 151–178.
 Dasgupta, R., and R. A. Clark, 1998, Estimation of q from surface seismic reflection data: *Geophysics*, **63**, 2120–

2128.
 Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements: *Geophysics*, **20**, 68–86.
 Futterman, W. I., 1962, Dispersive body waves: *Geophysics*, **67**, 279–5291.
 Hargreaves, N. D., and A. J. Calvert, 1991, Inverse q-filtering by fourier transform: *Geophysics*, **56**, 519–527.
 Hauge, P. S., 1981, Measurements of attenuation from vertical seismic profiles: *Geophysics*, **46**, 1548–1558.
 Hu, C., N. Tu, and W. Lu, 2013, Seismic attenuation estimation using an improved frequency shift method: *Geoscience And Remote Sensing Letters*, **10**, 1026–1030.
 Kneib, G., and S. A. Shapiro, 1995, Viscoacoustic wave propagation in 2-d random media and separation of absorption and scattering attenuation: *Geophysics*, **56**, 459–467.
 Korneev, V., Goloshubin, T. M. G., Daley, and D. B. Silin, 2004, Seismic low-frequency effects in monitoring fluid-saturated reservoirs: *Geophysics*, **69**, 522–532.
 Oliveira, F. S., J. J. S. Figueiredo, and L. Freitas, 2015a, Redatuning operators analysis in homogeneous media: *ACTA Geophysics*, 1–17.
 Oliveira, F. S., J. J. S. Figueiredo, and A. G. Oliveira, 2015b, Quality factor estimation based on the redatuning operator: application on real dataset: Society of Exploration Geophysicists, 2015 SEG Annual Meeting, 18-23 October, New Orleans, Louisiana.
 Parra, J., and Hackert, 2002, Wave attenuation attributes as flow unit indicators: *Leading Edge*, 564–572.
 Pila, M. F., Schleicher, A. J. Novais, and T. A. Coimbra, 2014, True-amplitude single-stack redatuning: *Journal of Applied Geophysics*, **105**, 95–111.
 Quan, Y., and J. M. Harris, 1997, Seismic attenuation tomography using the frequency shift method: *Geophysics*, **62**, 895–905.
 Raikes, S., and R. White, 1984, Measurements of earth attenuation from downhole and surface seismic recordings: *Geophysical Prospecting*, **32**, 892–919.
 Ricker, N., 1953, The form and laws of propagation of seismic wavelets: *Geophysics*, **18**, 10–40.
 Sams, M., D. G., 1990, The validity of q estimates from borehole data using spectral ratios: *Geophysics*, **55**, 97–101.
 Schneider, W., 1978, Integral formulation for kirchhoff migration: *Geophysics*, **43**, 49–76.
 Singleton, S., M. T. Taner, and S. Treitel, 2006, Q estimation using gaborâmorlet joint timeâfrequency analysis techniques: SEG Technical Program Expanded Abstracts, 1610–1614.
 Tonn, R., 1991, The determination of the seismic quality factor q from vsp data: *Geophysical Prospecting*, **39**, 1–27.
 Varela, C. L., R. A. L., and T. J. Ulrych, 1991, Modeling of attenuation and dispersion: *Geophysics*, **58**, 1167–1173.
 White, J. E., 1983, Underground sound application of seismic waves: Elsevier Science Publ, 83–137.
 White, R., 1992, The accuracy of estimating q from seismic data: *Geophysics*, 892–919.
 Yilmaz, O., 2001, Seismic data analysis: Processing, inversion and interpretation of seismic data Logging Handbook: 2nd ed. Society of Exploration Geophysics.
 Zhang, Z., and T. J. Ulrych, 2002, Estimation of quality factors from cmp records: *Geophysics*, **67**, 1542–1547.