



UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

PEDRO HENRIQUE CUNHA DE MACEDO

**MODELAGEM E CORREÇÃO DO EFEITO DE ATENUAÇÃO
SÍSMICA USANDO O FATOR Q**

Niterói, RJ

2019

PEDRO HENRIQUE CUNHA DE MACEDO

MODELAGEM E CORREÇÃO DO EFEITO DE ATENUAÇÃO SÍSMICA USANDO O FATOR Q

Projeto Final II em geofísica apresentado à
Universidade Federal Fluminense, como
requisito para obtenção do título de Bacharel em
Geofísica.

Universidade Federal Fluminense - UFF
Instituto de Geociências

Orientador: Prof. D. Sc. Wagner Moreira Lupinacci

Coorientador: M. Sc. Fernando Vizeu Santos

Niterói
Dezembro de 2019

Ficha catalográfica automática - SDC/BIG
Gerada com informações fornecidas pelo autor

M141m Macedo, Pedro Henrique Cunha de
Modelagem e correção do efeito de atenuação sísmica
usando o fator Q / Pedro Henrique Cunha de Macedo ; Wagner
Moreira Lupinacci, orientador ; Fernando Vizeu Santos,
coorientador. Niterói, 2019.
72 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)-
Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências,
Niterói, 2019.

1. Fator Q. 2. Atenuação. 3. Dispersão. 4. Filtro inverso-
Q. 5. Produção intelectual. I. Lupinacci, Wagner Moreira,
orientador. II. Santos, Fernando Vizeu, coorientador. III.
Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências.
IV. Título.

CDD -

Bibliotecária responsável: Yolle Vacariuc Bittencourt - CRB7/6040

PEDRO HENRIQUE CUNHA DE MACEDO

MODELAGEM E CORREÇÃO DO EFEITO DE ATENUAÇÃO SÍSMICA USANDO O FATOR Q

Projeto Final II em geofísica apresentado à
Universidade Federal Fluminense, como
requisito para obtenção do título de Bacharel em
Geofísica.

Trabalho aprovado em 13 de dezembro de 2019.

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Wagner Moreira Lupinacci – Orientador (GIECAR/GGO/UFF)

M. Sc. Fernando Vizeu Santos – Coorientador (GIECAR/GGO/UFF)

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (GISIS/GGO/UFF)

Prof. Dr. Rodrigo Bijani Santos (GGO/UFF)

Niterói

Dezembro de 2019

AGRADECIMENTOS

Agradeço primeiramente ao meu professor e orientador, Wagner Moreira Lupinacci, pelo apoio, dedicação, paciência e cuidado. Obrigado por acreditar em mim!

Aos meus colegas que me ajudaram no desenvolvimento deste trabalho, principalmente ao meu coorientador Fernando Vizeu Santos. Sem vocês esse trabalho não seria o mesmo! Muito obrigado!

A todos os professores do Departamento de Geologia e Geofísica que contribuíram com a minha formação, levarei comigo para sempre seus ensinamentos!

À Agência Nacional do Petróleo pela concessão dos dados utilizados neste projeto, muito obrigado!

Aos presentes mais queridos que a UFF me deu, Cintia Queiroz e Thábata Bragutti. A experiência de passar pela faculdade durante todos esses anos não seria a mesma sem vocês. Obrigado por estarem sempre por perto quando mais precisei! O carinho e apoio de vocês foram fundamentais para eu chegar até aqui!

À minha família, meu pai, minhas irmãs, minha tia e minha madrinha. Muito obrigado pelo carinho e por acreditarem sempre em mim. Amo vocês!

E à minha mãe e minha vó, que sei que estão sempre comigo.

RESUMO

O conceito de absorção sísmica consiste em um fenômeno que atua durante a propagação de ondas em um meio inelástico. A absorção é subdividida em dois efeitos, denominados de atenuação e dispersão. A atenuação causa queda na amplitude, enquanto a dispersão provoca mudança na forma do pulso sísmico. As implicações da atenuação e dispersão na sísmica são perda de resolução e consequente aumento de incerteza do dado. Estes efeitos dispersivos, que podem ser quantificados através do fator qualidade do meio, o fator Q; necessitam de tratamento específico para produzir imagens com uma resolução melhorada. Existem diferentes estratégias para a aplicação do fator Q na sísmica de reflexão como, por exemplo, efetuar modelagens para estudo do sinal e compensar, posteriormente, os efeitos de atenuação e dispersão no dado sísmico durante etapas de pré-condicionamento, utilizando um filtro inverso-Q. Este trabalho teve como objetivo avaliar o efeito de atenuação em amplitudes sísmicas em dados sintéticos e reais, além do desenvolvimento de um filtro inverso-Q para correção dos efeitos prejudiciais da atenuação, tanto em dados sintéticos modelados quanto em uma seção sísmica real. Também foi avaliado os impactos que diferentes escolhas de parâmetros durante a aplicação do filtro e os diferentes métodos de estabilização do problema podem ocasionar no resultado final.

Palavras-chave: Fator Qualidade; Atenuação e dispersão; Filtro inverso-Q.

ABSTRACT

The concept of seismic absorption consists of a phenomenon that acts during the propagation of waves in an inelastic medium. Absorption is subdivided into two effects, called attenuation and dispersion. Seismic attenuation causes loss energy and dispersion change in wavelet shape. The implications of attenuation and dispersion in seismic are loss of resolution and consequent increase of data uncertainty. These absorption effects, which can be quantified through the medium quality factor, the Q-factor; require specific treatment to produce images with improved resolution. There are different strategies for application of the Q-factor in reflection seismic, such as data modeling to study the signal and later compensating for the attenuation and dispersion effects in the seismic data during preconditioning with the application of an inverse Q filter. This work aimed to evaluate the attenuation effect on seismic amplitudes in synthetic data, besides the development of an inverse-Q filter for correction of attenuation effects in modeled synthetic and real data. It also evaluates the impacts that different parameter choices during the filter application and the different problem stabilization methods may have on the result.

Keywords: Q factor; Attenuation and dispersion; Inverse Q filtering.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Direção de compressão e deslocamento de uma onda-P. Modificado de Kearey <i>et al.</i> (2002).	5
Figura 2: Esquema de perturbação perpendicular a direção de propagação da onda-S. Modificado de Kearey <i>et al.</i> (2002).	5
Figura 3: Decaimento da amplitude e distorção do pulso sísmico devido aos efeitos de absorção do fator Q Modificada de Zhang (2014).	7
Figura 4: Esquema para o problema direto e o inverso.	23
Figura 5: Traços sintéticos com ruído e resultados das aplicações de filtragem inversa-Q.	28
Figura 6: Esquema de eventos e reflexões primárias devido à incidência de uma onda sobre um pacote de camadas plano-paralelas. A impedância acústica ZK de cada camada é resultado da multiplicação da densidade ρK pela velocidade VK , enquanto r_k é o coeficiente de reflexão das interfaces k	33
Figura 7: Modelo geológico com presença de <i>pinch out</i>	34
Figura 8: Esquema do modelo convolucional. Impedância acústica (a), refletividade (b), <i>wavelet</i> ou pulso sísmico (c), e o traço sísmico (d).	35
Figura 9: Pulsos sísmicos presentes em literatura, com ênfase para o pulso de Ricker utilizado para a modelagem sísmica (Simm & Bacon, 2014).	36
Figura 10: Mapa de localização da Bacia de Pelotas e adjacências. Mapa modificado de Fontana (1996).	40
Figura 11: Exemplo de um mapeamento de BSR (<i>Bottom simulating reflector</i>) e a zona de <i>blanking</i> . Região do Xisha Trough no mar do Sul da China. Modificado de Wu et al. (2005).	40
Figura 12: Traço sísmico sintético de referência (a) e traço sintético após sofrer o efeito de atenuação (b), causando queda da amplitude. O fator Q utilizado na modelagem foi igual a 150.	42
Figura 13: Traço sintético após uso do filtro inverso-Q para recuperação da amplitude. O fator Q utilizado foi de 150. Destaque para a amplitude, atingindo o mesmo patamar que o traço original após a utilização da filtragem inversa-Q.	43

Figura 14: Sismograma sintético gerado a partir do modelo geológico de <i>pinch out</i>	43
Figura 15: Sismograma sintético gerado a partir do modelo geológico de <i>pinch out</i> com aplicação do efeito de atenuação com Q constante de 150 ao longo de todo o modelo.	44
Figura 16: Sismograma recuperado após aplicação do filtro Q, onde todas as amplitudes foram totalmente recuperadas.	44
Figura 17: Sismograma atenuado e com a presença de ruído.	45
Figura 18: Resultado da filtragem inversa Q com o surgimento de artefatos.	45
Figura 19: Resultados para filtro Q inverso com limite de ganho em 15Hz (a) e 30Hz (b). Indicação com um retângulo vermelho como desvantagem para o incremento de ruídos em maiores tempos de propagação em (b).	46
Figura 20: Resultados para filtro Q inverso com operador de estabilização. Em (a) é possível verificar menos eficiência na supressão de ruídos, mas melhor recuperação de amplitude. Em (b) pode-se notar menor presença de ruído para maiores valores do operador, mas menos eficiência na recuperação das amplitudes. Destaques em azul para vantagens e vermelho para desvantagens.	47
Figura 21: Seção sísmica da Bacia de Pelotas. Dado concedido pela Agência Nacional do Petróleo.	48
Figura 22: Resultado para ganho limitado em Q = 150. Em (a) ocorre melhor resultado para os parâmetros escolhidos devido à maior estabilidade numérica em grandes profundidades, quando comparado a (b). Em (c) o ruído local aumentado. Destaques em azul para as vantagens e em vermelho para desvantagens.	50
Figura 23: (a) Resultado para ganho limitado em Q = 75. Bons resultados para os parâmetros escolhidos em relação ao ganho de amplitude e definição de estruturas (b), entretanto houve aumento de ruído nas profundidades maiores. Destaques em azul para as vantagens e em vermelho para desvantagens.	51
Figura 24: (a) Dado real para comparação. (b) Resultado para operador de estabilização $\sigma^2 = 1$ e Q = 75: Elevado ganho de amplitude e boa definição de estruturas, com pequeno aumento de ruído em profundidade. (c) Resultado para operador de estabilização $\sigma^2 = 3$ e Q = 75: Ganho de amplitudes eficiente com menor intensidade, sobretudo em grandes profundidades. Destaques em azul para as vantagens. Em amarelo, a comparação em subsuperfície onde houve menos ganho de amplitude e maior supressão de ruídos.	53

Figura 25: (a) Dado real para comparação. (b) Resultado para operador de estabilização $\sigma^2 = 1$ e $Q = 75$ 53

Figura 26: Comparação entre as bandas de frequência para a seção sísmica original (a) e a seção sísmica após filtro Q inverso com operador de estabilização $\sigma^2=1$ e $Q = 75$ (b). Destaque em azul para o ganho nas altas frequências. 54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Diferentes litologias e seus respectivos valores para o fator de qualidade Q (Sheriff e Geldart, 1995).	18
Tabela 2: Camadas e valores das propriedades do modelo de cunha.	34
Tabela 3: Controle de parâmetros inseridos durante o filtro inverso-Q com uso do ganho limitado. Destaque em azul para os dois melhores resultados e vermelho para o pior resultado após a filtragem.	49
Tabela 4: Controle de parâmetros inseridos durante o filtro inverso-Q com uso do operador de estabilização. Destaque em azul para o melhor resultado.	52

Sumário

1. Introdução	1
2. Conceitos Teóricos.....	4
2.1. Sísmica de Reflexão.....	4
2.2. Mecanismos de absorção: atenuação e dispersão.....	6
2.2.1. Atenuação intrínseca e atenuação devido ao espalhamento geométrico.....	10
2.2.2. Coeficiente de atenuação	11
2.2.3. Variação na frequência e relação entre atenuação e dispersão	13
2.3. Meio viscoacústico	14
2.3.1. Equação da onda em meio viscoacústico	15
2.4. Fator Q	16
2.4.1. Modelos do Fator Q.....	19
2.4.2. Modelagem e o problema inverso	22
2.4.3. Filtragem inversa-Q.....	24
2.4.4. Estabilidade do filtro inverso-Q	27
2.4.5. Pré-condicionamento de dados sísmicos.....	30
3. Metodologia.....	32
3.1. Criação do dado sintético.....	32
3.2. Aplicação do filtro inverso-Q em dado sintético	38
3.3. Aplicações do filtro inverso-Q em dado real.....	38
4. Resultados e discussões	41
4.1. Aplicação do filtro inverso-Q em dado sintético	41
4.2. Aplicação do filtro inverso-Q em dado real	48
4.2.1. Aplicação do filtro inverso-Q com ganho limitado.....	49
4.2.2. Aplicação do filtro inverso-Q com operador de estabilização.....	52
5. Conclusões.....	55

1. Introdução

A Geofísica é definida como o estudo da física da Terra, seu interior, espaço e superfícies. Para avaliações dos comportamentos físicos da Terra e obter informações do interior do Planeta são realizadas ao longo da história humana inúmeros procedimentos investigativos com cunho científico, dentre eles as medidas geofísicas, que não consistem necessariamente de medidas diretas, uma vez que o estudo de subsuperfície é realizado através de estudos indiretos.

A linha de estudo geofísico presente neste trabalho consiste no que é chamado de Sismologia de acordo com Telford, Geldart e Sheriff (1990), que representa o estudo sobre a estruturação do interior da Terra através do uso de ondas sísmicas, que podem ser empregadas para estudos exploratórios na indústria de óleo e gás. O então chamado de método sísmico, vem sendo cada vez mais desenvolvido ao longo dos anos em virtude da crescente demanda por novas áreas de potencial exploratório. Uma das adaptações que o método sísmico incluiu para a garantia de dados com maior qualidade é a execução de procedimentos computacionais responsáveis pela eliminação de efeitos indesejados durante a propagação de ondas. Tendo isso em mente, uma das etapas do processamento de dados é a eliminação dos efeitos causados pelo fenômeno de absorção sísmica, que compreende o foco deste trabalho.

Uma onda sísmica ao propagar em um meio viscoacústico tem a energia gradativamente absorvida pelo meio. Os efeitos da atenuação provocam queda de amplitude e perda do conteúdo de altas frequências do dado, o que pode resultar em dados com baixa resolução e baixa razão sinal-ruído. De acordo com o princípio da causalidade, a presença da atenuação é uma condição suficiente para a presença da dispersão (Aki e Richards, 1980).

A dispersão acontece quando a velocidade de propagação da onda é dependente da frequência. Nas ondas compressionais, as componentes de alta frequência tendem a viajar mais rapidamente que as componentes de baixa frequência. Como consequência, a forma da onda se modifica devido à defasagem do sinal original ao se propagar no meio (Sheriff e Geldart, 1995).

Os efeitos da atenuação e da dispersão em conjunto estabelecem a definição de absorção sísmica e corroboram para o problema de não-estacionariedade do sinal sísmico, de tal forma que necessitam de tratamento adequado para produzir uma imagem da função refletividade da subsuperfície com uma maior resolução, uma vez que melhorias na resolução dos dados ajudam a obter mais informações das velocidades e densidades nas inversões

sísmicas. Com as inversões e os perfis de poços, as velocidades e densidades podem ser correlacionadas com o tipo de litologia, porosidade, pressão de poro e saturação, obtendo assim mais detalhes para a caracterização de reservatório (Wang, 2008).

Corrigir os efeitos de atenuação é um passo não trivial no processamento sísmico. A principal dificuldade relacionada a essa tarefa consiste em restaurar a energia dos componentes de alta frequência sem degradar a relação sinal/ruído (S/N). As rotinas convencionais, como o branqueamento espectral (Yilmaz, 2000), alcançam sucesso parcial, pois exigem limitações de largura de banda para evitar “rajadas” de ruído de alta frequência. Assim, essas rotinas são tipicamente evitadas durante o processamento sísmico. Mais recentemente, novos métodos foram propostos para resolver esse problema. Eles são baseados na propagação de ondas em meios viscoelásticos, e incluem estratégias específicas de estabilização (ver, por exemplo, Wang, 2002, 2006; Braga e Moraes, 2013; Oliveira e Lupinacci, 2013); podendo também ser utilizados em meios viscoacústicos.

A maioria dos novos métodos requer conhecimento do fator Q, o fator de qualidade do meio. Este fator pode ser estimado a partir de dados do perfil sísmico vertical (VSP) (Tonn, 1991; Wang, 2014), mas essa abordagem é dispendiosa e raramente disponível. Além disso, estas informações estão disponíveis apenas nas proximidades do poço, enquanto o fator Q pode variar ao longo das linhas sísmicas. Alguns estudos recentes mostraram a possibilidade de estimar o fator qualidade a partir de dados sísmicos de superfície (Dasgupta e Clark, 1998; Wang, 2004; Nunes et al., 2011). Tipicamente, estes estudos estimam o fator Q através da representação do sinal sísmico no domínio da frequência (ver, por exemplo, Wang, 2004; Zhang e Ulrych, 2007; Lupinacci e Oliveira, 2015).

Lupinacci e Oliveira (2015) apresentaram três estratégias diferentes para derivar o fator Q a partir do espectro de amplitude de tempo-frequência do traço sísmico. Estas estratégias são baseadas nas análises das curvas de tendência de decaimento de amplitude, que podem ser medidas ao longo do tempo, ao longo da frequência ou ao longo de uma variável composta obtida a partir do produto da frequência e do tempo. Com os valores do fator Q estimados, podemos usá-los para guiar a parametrização da correção da atenuação por meio da filtragem Q inversa. Lupinacci et al. (2017) desenvolveram um fluxo de trabalho de três estágios, orientado para correção de atenuação em seções empilhadas. No primeiro estágio, é realizada uma estimativa do fator Q traço a traço variando com a profundidade. O segundo estágio consiste em preparar os dados para a compensação de atenuação, que é realizada por meio de uma estratégia especial de filtragem para a remoção eficiente de ruídos, a fim de remover ruídos aleatórios e coerentes. O último estágio é a aplicação de uma filtragem Q

inversa estável. Eles demonstraram que a preparação cuidadosa dos dados provou ser um fator chave para alcançar uma compensação de atenuação bem-sucedida.

O trabalho proposto consiste na correção do efeito de atenuação através da aplicação de um filtro Q inverso estável em um dado sintético; e após o estudo do comportamento do sinal e a validação da eficiência do filtro Q inverso, sua aplicação em um dado sísmico real para comparação. Contudo, não é utilizado no trabalho nenhum método de estimativa para o fator Q. Todas as referências citadas acima demonstram a importância de compreender os efeitos de atenuação e dispersão em dados sísmicos.

2. Conceitos Teóricos

Este capítulo engloba os conceitos fundamentais a serem conhecidos para entendimento do método de filtragem inversa-Q, que utiliza o fator de qualidade (fator Q) como ferramenta principal de correção dos efeitos prejudiciais de atenuação; além de uma breve explicação sobre o método sísmico e a teoria de propagação de ondas. São descritos o modelo convolucional, sendo este a base para modelagem e inversão acústica, os objetivos de um pré-condicionamento voltado para a inversão acústica.

2.1. Sísmica de Reflexão

O método sísmico, elaborado para extração de informações da natureza a partir de levantamentos sísmicos, consiste em uma série de procedimentos realizados para obtenção de informações a respeito da subsuperfície da Terra. A sísmica é considerada como um dos métodos mais utilizados devido à sua resolução, aproveitamento, potencial e acurácia durante as investigações de subsuperfície para reconhecimento de regiões de interesse.

Tendo em vista a contínua busca por locais com potencial exploratório de hidrocarbonetos e suas diferentes geologias relacionadas, é cada vez mais necessária a otimização de técnicas que garantem melhorias na aquisição de dados, processamento e interpretação.

O método sísmico é baseado na emissão de uma onda acústica, que ao se propagar pela subsuperfície, sofre perturbações, reflexões e refrações, e após um intervalo de tempo esses sinais são captados por receptores. O tempo de trânsito medido nos receptores, assim como a amplitude da onda, são informações-chave para desenvolvimento de técnicas para extrair o maior número de informações a partir desses dados sísmicos.

Utilizando a teoria de propagação de ondas, as ondas de corpo, amplamente utilizadas para estudo da geologia de subsuperfície, se consolidam como um fundamental alvo de estudos, devido à sua relevância na geofísica. As ondas de corpo são divididas em ondas compressoriais(ou ondas P) e ondas cisalhantes (ou ondas S).

As ondas compressoriais são as primeiras a realizarem o trajeto de tempo completo e chegar aos receptores durante a medição de um evento sísmico. Estas ondas possuem natureza compressiva, isto é, seu eixo de compressão é paralelo ao deslocamento de forma a comprimir e dilatar o meio durante sua passagem (Figura 1).

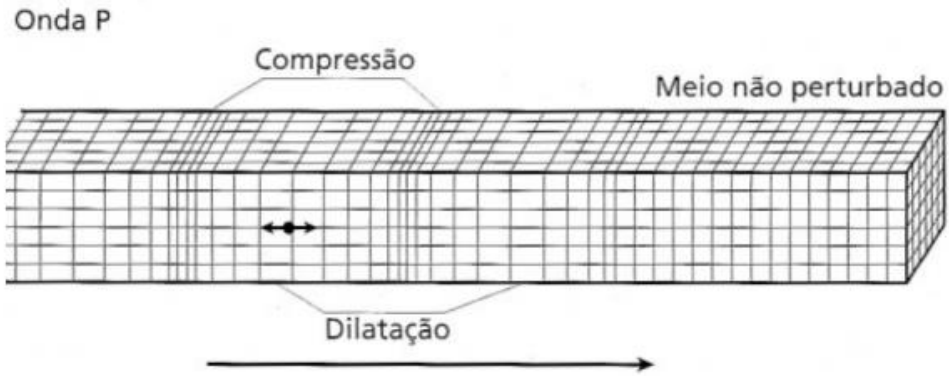


Figura 1: Direção de compressão e deslocamento de uma onda-P. Modificado de Kearey *et al.* (2002).

A velocidade de propagação da onda P, v_p , pode ser expressa utilizando as constantes elásticas:

$$v_p = \frac{\sqrt{k + \frac{4}{3}\mu}}{\rho}, \quad (2.1)$$

no qual μ é o módulo de rigidez (resistência à deformação); k é o módulo de incompressibilidade (resistência à variação de volume) e ρ é a densidade do meio.

As ondas cisalhantes possuem a característica de perturbar o meio perpendicularmente a sua direção de propagação (Figura 2), e pode ser utilizada em conjunto com as ondas P para diferenciar litologias, caracterização de fluidos, inversão elástica e análise AVO.

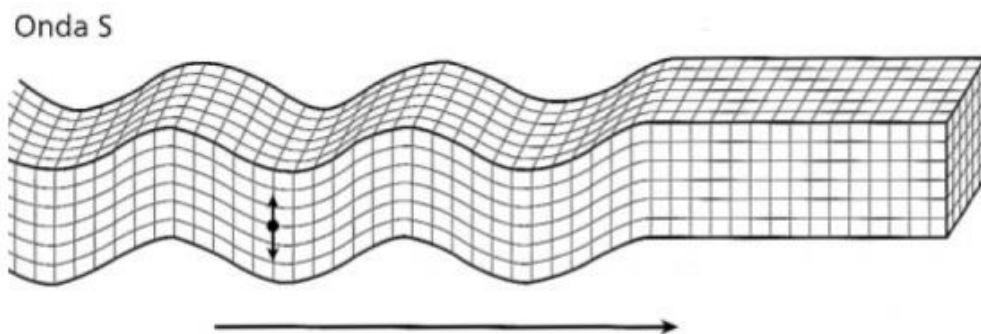


Figura 2: Esquema de perturbação perpendicular a direção de propagação da onda-S. Modificado de Kearey *et al.* (2002).

A velocidade cisalhante, v_s , pode ser obtida a partir da seguinte relação:

$$v_s = \frac{\sqrt{\mu}}{\rho}. \quad (2.2)$$

Para a sismica, a compreensão do campo de ondas de corpo e suas respectivas características são fundamentais, pois a refletividade em um meio elástico depende das velocidades compressoriais, velocidades cisalhantes, densidade dos meios e do ângulo de incidência da onda.

2.2. Mecanismos de absorção: atenuação e dispersão

A propagação de uma onda em um meio elástico respeita a lei de Hooke, ou seja, a onda retorna ao ponto de origem após a deformação do meio durante sua propagação, sem ocorrência de dissipação de energia. Nesse caso de “Terra perfeita” espera-se que o conteúdo de frequência e fase do sinal permaneçam inalterados, independente da distância percorrida.

Através da sismica é possível verificar que a Terra não é perfeitamente elástica, ou seja, as ondas sísmicas são atenuadas com a distância e sua energia decai de acordo com o tempo de propagação (Liu *et al.*, 1976). Por conta disso, considerar um modelo Terra mais próximo da realidade é muito importante quando se espera obter novos conhecimentos a respeito dos mecanismos de dissipação de energia.

De acordo com O’Doherty e Anstey (1971), após uma onda ser gerada através de uma fonte e cumprir uma viagem descendente em direção a um refletor e retornar a um receptor em viagem ascendente, esta onda deve ter sua amplitude diminuída como resultado de três fatores principais: espalhamento geométrico, partições de energia e atenuação.

O espalhamento geométrico em geral atua em pequenas distâncias durante a propagação da onda e resulta na diminuição de energia em cerca de -42 dB/Km. Em contraposição, em grandes profundidades mais afastadas da região de tiro, essa diminuição de energia causada pelo espalhamento é de apenas -2 dB/Km.

Em um meio viscoacústico, o sinal sofre deformação contínua devido à perda do conteúdo de frequência (preferencialmente as altas frequências). Também ocorre alteração na forma da *wavelet* por causa da diferença das velocidades de fase para cada frequência, que viajam em tempos diferentes (Kolsky, 1964). Esses dois efeitos são os que constituem os efeitos de absorção de energia e são chamados, respectivamente, de atenuação e dispersão.

A dispersão retrata a diferença de velocidade de propagação proveniente de cada frequência, onde com o tempo de propagação aumentando, essas diferenças entre as velocidades se tornam mais expressivas e causam distorção no pulso devido à alteração de fase.

Na faixa de frequência da sismica, rochas saturadas com óleo geram efeitos dispersivos de cerca de duas vezes maiores que os observados em rochas saturadas com água.

De acordo com Wei *et al.* (2018), a velocidade compressional em meio saturado com água, e na banda de frequência do dado sísmico (1 - 10Hz), pode sofrer uma variação dispersiva de cerca de 4,3%. Quando a rocha se encontra saturada com óleo, o comportamento diferencial dos hidrocarbonetos eleva essa taxa de dispersão para um valor próximo de 8%.

O outro fator que influencia o comportamento do sinal em relação à sua defasagem de sinal é o ambiente em que foi realizado a aquisição sísmica. Na aquisição sísmica terrestre, as velocidades possuem comportamento mais dispersivo do que na aquisição sísmica marinha, sobretudo por causa da configuração de acamamento das fácies sedimentares (Liner, 2012) e por conta da zona de intemperismo com grande contraste de velocidades.

Embora seja um efeito bastante prejudicial para a sísmica, o efeito de dispersão não será corrigido no trabalho proposto.

Os efeitos da atenuação, como foco do trabalho, provocam a perda de amplitude do pulso sísmico no meio durante o tempo de propagação, ocasionando uma redução no conteúdo de frequência no sinal em profundidade. Dessa forma, a resolução de imagens como produto da sísmica é prejudicada. O objetivo principal deste trabalho é a correção dos efeitos indesejados da atenuação.

A Figura 3 (a) mostra a ilustração de um meio contínuo, homogêneo e isotrópico, no qual não se consideram efeitos de atenuação e dispersão. Na Figura 3 (b), o pulso sísmico se encontra distorcido e atenuado devido à interação da onda com um meio inelástico.

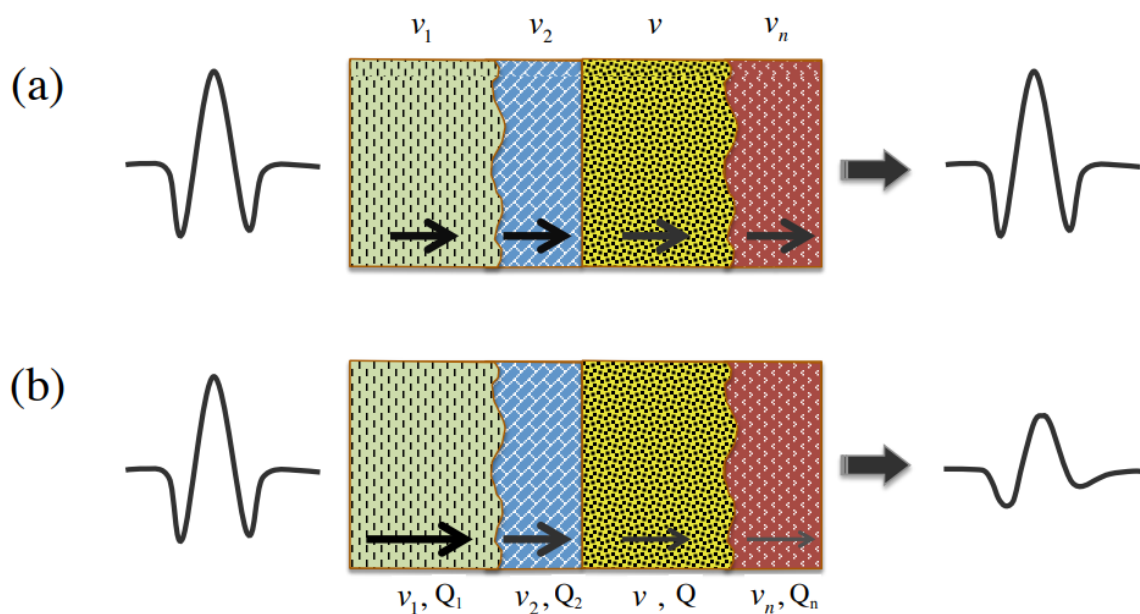


Figura 3: Decaimento da amplitude e distorção do pulso sísmico devido aos efeitos de absorção do fator Q
Modificada de Zhang (2008).

Born (1941) afirma que a amplitude de uma onda plana viajante em meio atenuativo diminui de forma exponencial e dependente da distância:

$$A_x = A_0 \exp(-\alpha x), \quad (2.3)$$

no qual A_x é a amplitude numa distância x , A_0 é a amplitude inicial da onda e α o coeficiente de atenuação. A equação 2.3 prediz a perda fixa da amplitude de forma percentual, a depender da unidade de distância percorrida x pela onda. O coeficiente de atenuação é amplamente utilizado para caracterizar o material de acordo com sua atuação na dissipação de energia e será abordado na seção 2.2.2. A equação 2.3 em função de α resulta na seguinte equação:

$$\alpha = - \frac{\partial \ln A}{\partial x} \cong - \frac{1}{\Delta x} \ln \frac{A_{x2}}{A_{x1}}, \quad (2.4)$$

no qual é utilizada por alguns métodos de estimativa de fator Q, por exemplo o método de razão espectral (Tonn, 1991), que é um método que funciona muito bem quando existe a possibilidade de destacar de forma satisfatória os eventos na sísmica (Moumouni, 2014), como os resultados obtidos através dos dados de VSP.

O fenômeno de atenuação é complexo, pois apesar da propagação de ondas em meio acústico ser em geral bem conhecida, ainda existem muitos desafios para corrigir os efeitos da propagação de ondas em meios viscoacústicos. Consequentemente, o efeito da atenuação se torna difícil de ser explicado a partir de um só modelo ou mecanismo.

Para uma onda monocromática, isto é, uma onda de frequência única, e plana $u_1(x, t)$ de número de onda k_1 e frequência angular ω_1 pode ser representada pela equação:

$$u_1(x, t) = \cos(\omega_1 t - k_1 x), \quad (2.5)$$

cuja velocidade pode ser dada pela próxima expressão, seguida das expressões para frequência angular e número de onda:

$$v_1 = \lambda \cdot f,$$

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}, \quad (2.6)$$

$$k = \frac{2\pi}{T\lambda}.$$

A velocidade de propagação pode ser descrita através da relação:

$$v_1 = \frac{\omega_1}{k_1} = v_{phase} = v_{group}. \quad (2.7)$$

A velocidade de fase e velocidade de grupo são equivalentes na equação acima pelo fato de o sinal exemplificado ser composto apenas por uma única onda e frequência correspondente.

Ao realizar a soma entre $u_1(x, t)$ com outra onda plana de mesmas características $u_2(x, t)$, com alteração apenas em sua frequência angular $\omega_2 = \omega_1 + d\omega$ e número de onda $k_2 = k_1 + dk$, obtém-se:

$$U(\omega t - kx) = A(t, x) \cdot \cos(\bar{\omega}t - \bar{k}x). \quad (2.8)$$

A equação 2.8 caracteriza um pacote de onda (*wavepacket*), considerado como uma superposição de ondas harmônicas, equivalente a uma série ou integral de Fourier, cuja amplitude do pacote é a resposta da equação para $A(t, x)$:

$$A(t, x) = 2\cos\left(\frac{\Delta\omega}{2}t - \frac{\Delta k}{2}x\right), \quad (2.9)$$

com $\bar{\omega} = \frac{\omega_1 + \omega_2}{2}$; $\bar{k} = \frac{k_1 + k_2}{2}$; $\Delta k = k_1 - k_2$; $\Delta\omega = \omega_1 - \omega_2$.

A expressão para a velocidade de grupo v_{group} do envelope é:

$$v_{group} = \frac{\frac{\Delta\omega}{2}}{\frac{\Delta k}{2}} = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} = \frac{d\omega}{dk}. \quad (2.10)$$

A onda u_1 , ao viajar no pacote de onda, possui velocidade de fase, enquanto o pacote de onda possui a velocidade estabelecida como velocidade de grupo e age como uma onda de baixa frequência.

É possível definir o fenômeno da dispersão levando em consideração a diferença entre velocidade de fase e velocidade de grupo em um pacote de onda, e tendo consciência de que uma onda monocromática viaja com uma determinada velocidade de fase, enquanto o pacote de onda se propaga com a velocidade de grupo.

A partir das relações entre o número de onda, velocidade, frequência angular e coeficiente de atenuação, é possível obter a definição de velocidade de fase:

$$\frac{1}{v(\omega)^2} - \frac{i2\alpha}{\omega v(\omega)} - \frac{\alpha^2}{\omega^2} = \frac{\rho}{|M^2|} [M_{Re} - M_{Im}]. \quad (2.11)$$

De onde é possível obter a separação entre as partes reais (M_{Re}) e imaginárias (M_{Im}) do módulo elástico:

$$M_{Re} = \left(\frac{1}{v(\omega)^2} - \frac{\alpha^2}{\omega^2} \right) \frac{|M^2|}{\rho},$$

$$M_{Im} = \frac{i2\alpha}{\omega v(\omega)} \frac{|M^2|}{\rho}. \quad (2.12)$$

Uma vez que estudos sobre os mecanismos de atenuação ainda são inconclusivos, pode-se afirmar o quão importante se faz o estudo (inúmeros modelos matemáticos para efeitos de absorção, tipos de dados, métodos de estimativa para o fator Q, procedimentos de compensação Q e etapas de pré-condicionamento) nessa área de grande relevância para a exploração de óleo e gás.

2.2.1. Atenuação intrínseca e atenuação devido ao espalhamento geométrico

Segundo Zhang (2008), existem dois mecanismos diferentes para a atenuação: atenuação intrínseca e a atenuação devido ao espalhamento geométrico. A atenuação intrínseca envolve as próprias propriedades de rocha como maior fonte de perda de energia, sobretudo o efeito dos fluidos contidos nos poros e a fricção interna pelo contato entre grãos, que causam a conversão da energia em calor. Já o espalhamento geométrico faz com que a energia da onda seja redistribuída ao longo de sua propagação através do comprimento de onda, onde ocorre também a partição de energia através da transmissão e reflexão nas várias direções à medida que a onda viaja por diferentes interfaces (Robinson *et al.*, 2008).

Por conta da complexidade de sua natureza, a investigação do comportamento do fator Q para compensação de efeitos de atenuação segue duas linhas de pesquisa. A primeira tenta explicar a natureza da atenuação em termos de uma equação linear de elasticidade (Lei de Hooke) e outras equações com linearidades modificadas. Como essa primeira linha de pesquisa não proporciona tantas informações a respeito de propriedades microscópicas das rochas, foi desenvolvida uma segunda linha de pesquisa.

A segunda abordagem utiliza descrições físicas e matemáticas de possíveis efeitos de atenuação, onde muitos mecanismos têm sido propostos, como matrizes de inelasticidade, dissipação por fricção, atenuação por fluidos, dissipação em rochas saturadas, efeitos de atenuação em rochas saturadas com gases, energia absorvida em sistemas durante mudança de fase, além de inúmeros efeitos geométricos.

É possível listar ainda alguns exemplos de estudos em literatura, como Winkler *et al.* (1982), que dizem que nas amplitudes de baixa tensão a fricção não é um fator relevante para os efeitos de atenuação. Savage (1966) propôs que em rochas fraturadas os efeitos da

atenuação diminuem caso a pressão aumente, além de presumir que Q aumente para as baixas frequências. Já para o mecanismo de atenuação proposto por White (1965), diferenças de pressão em rochas saturadas com gás podem aumentar consideravelmente o fluxo de fluido, podendo resultar em efeitos consideráveis de atenuação nas frequências da sísmica.

Contudo, apesar dos inúmeros mecanismos de atenuação propostos em literatura, é necessário ter o conhecimento de que qualquer que seja a técnica utilizada para compensar perdas de energia por atenuação, essa escolha deve ser a mais precisa possível para não piorar a relação sinal-ruído.

2.2.2. Coeficiente de atenuação

A Lei de Hooke diz que uma força tensora \mathbf{F} é proporcional ao deslocamento x das partículas formadoras do material. A essa constante K de proporcionalidade dá-se o nome de constante elástica do material (expressa em N/m):

$$\mathbf{F} = Kx. \quad (2.13)$$

A equação de Hooke pode ser escrita com o intuito de relacionar o módulo de Young (E) de um material com a tensão aplicada (σ) em função da deformação (ϵ):

$$\sigma = E\epsilon. \quad (2.14)$$

Teoricamente, para determinar as características de um sólido, seja ele elástico ou não, podemos analisar se ele segue o comportamento das equações de Hooke; onde, em caso negativo, obtemos uma relação tensão-deformação não linear ou uma taxa de deformação influenciando na relação tensão deformação, como o observado em materiais viscoelásticos. Em um meio perfeitamente elástico e sem efeitos de absorção, a tensão e a deformação se apresentam em fase, logo, não existe perda de energia intrínseca para o meio.

De acordo com Kolsky (1964), existem muitas formas de se descrever matematicamente o comportamento de matérias viscoelásticos e viscoacústicos, como por exemplo, modelos que utilizam módulos elásticos complexos e que permitem o estudo de atrasos de fase (Rosa, 2018).

Para as variáveis de tensão e deformação, escrevendo-as como um comportamento senoidal obtemos:

$$\sigma = \sigma_0 \exp(i\omega t), \quad (2.15)$$

$$\epsilon = \epsilon_0 \exp(i\omega t - i\delta), \quad (2.16)$$

no qual σ é o *stress*; ϵ o *strain*; ω a frequência angular e δ é o atraso de fase, ou o ângulo de perda.

A razão entre essas variáveis, ou seja, a razão entre tensão e deformação, origina a definição do módulo elástico da onda compressional P (M):

$$\frac{\sigma}{\epsilon} = M = \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} \exp(i\delta). \quad (2.17)$$

Simplificando a igualdade acima, obtém-se a relação:

$$\begin{aligned} M &= \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} (\cos\delta + i \operatorname{sen}\delta), \\ &= \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} \cos\delta (1 + i \tan\delta), \\ &= M_{Re} (1 + i \tan\delta). \end{aligned} \quad (2.18)$$

Ao observar que M_{Re} é a componente real do módulo elástico, tem-se que:

$$M = M_{Re} + M_{Im}, \quad (2.19)$$

que pode ser reescrita como:

$$\sigma = (M_{Re} + M_{Im})\epsilon.$$

Para $\delta = 0$, ou seja, sem perdas de energia para o meio, a parte imaginária se torna nula e o módulo elástico da onda M se iguala sua componente real M_{Re} e é obtido:

$$M_{Re} = v_p \rho^2 \quad (2.20)$$

no qual v_p é a velocidade da onda P e ρ a densidade. Uma consequência das equações de deformação e módulo elástico é que para $\delta > 0$, a velocidade depende do ângulo de perda, ou seja, as contribuições da dispersão se tornam presentes (Lima, 2017).

A partir das equações para o módulo elástico M é possível a obtenção da velocidade complexa c :

$$c = \sqrt{\frac{M}{\rho}}, \quad (2.21)$$

$$c = \sqrt{\frac{M_{Re} + M_{Im}}{\rho}} = \sqrt{\frac{M_{Re}(1 + i \tan\delta)}{\rho}}.$$

A equação para número de onda vertical unidimensional pode então ser escrita como:

$$\begin{aligned}
k(\omega) &= \frac{\omega}{c}, \\
&= \omega \sqrt{\frac{\rho}{M_{Re}(1+i \tan\delta)}}, \\
&= \omega \sqrt{\frac{\rho}{\rho v^2(1+i \tan\delta)}} = \frac{\omega}{v(\omega)\sqrt{1+i \tan\delta}}.
\end{aligned} \tag{2.22}$$

Sob a suposição de que o sistema opera com perdas pequenas, com $\tan\delta$ próxima de zero, válido para casos geofísicos em geral, a equação para o número de onda $k(\omega)$ pode ser aproximada a partir de seu polinômio de Taylor de segunda ordem:

$$k(\omega) \cong \frac{\omega}{v(\omega)} \left(1 - \frac{i \tan\delta}{2}\right). \tag{2.23}$$

A equação 2.23 para a definição de número de onda é de muito interesse para a geofísica, pois permite o estudo de propagação de ondas em meios com perda de energia, sendo, sobretudo utilizada em trabalhos que lidam com compensação de efeitos de absorção e fator Q.

De acordo com Wang (2008), para incorporação dos efeitos de perda de energia na propagação de onda é necessário igualar o número de onda a um valor complexo, isto é, de forma a compreender tanto o número de onda dispersivo k quanto o coeficiente de atenuação α :

$$k(\omega) = k(\omega) - i\alpha(\omega). \tag{2.24}$$

Desse modo, relacionando as equações para número de onda complexo, obtemos a seguinte relação para definir o coeficiente de atenuação:

$$\alpha(\omega) = \frac{\omega \tan\delta}{2v(\omega)}. \tag{2.25}$$

Ao observar a equação para o coeficiente de atenuação $\alpha(\omega)$ é possível verificar sua condição de caracterizar a perda de energia referente a cada frequência, além de exibir um comportamento linear com a frequência angular ω .

2.2.3. Variação na frequência e relação entre atenuação e dispersão

De acordo com Yilmaz (2001), o estudo do sinal no domínio da frequência é de grande interesse geofísico, uma vez que a própria Transformada de Fourier, ferramenta de

extrema importância no contexto de dados sísmicos, utiliza a abordagem da frequência ao lidar com filtragem e inúmeras etapas do processamento de dados, modelagem e migração.

Para a propagação de ondas no meio, a influência exercida pela frequência necessita de muita atenção, embora muitos conceitos fundamentais na geofísica são independentes da frequência, como a teoria das ondas P e S, que presume a velocidade não dependente da frequência em meios não dispersivos. Nesses casos, se a frequência f , vista como propriedade da fonte, aumenta, observa-se a diminuição do comprimento de onda λ , e assim a velocidade de propagação da onda se mantém.

A sísmica de exploração utiliza geralmente uma banda de frequência limitada na faixa de 1 a 200 Hz, cujo conteúdo é de baixa frequência. Para essa faixa de frequência, alguns estudos indicam que a velocidade aparente não é dependente da frequência de acordo com a tolerância indicada para cada caso. Já para maiores faixas de frequência entre 10^3 e 10^6 Hz, as velocidades se tornam dispersivas.

Em relação ao fator Q e sua variação na frequência, o fator qualidade possui comportamento dispersivo, mas na banda de frequência da sísmica, o Q constante torna-se aceitável, sendo a base para a estratégia proposta neste trabalho. O fator Q considerado constante possibilita a validação do princípio da superposição de ondas durante a propagação, além de permitir mais facilmente manipulações matemáticas que não confrontam a teoria para absorção. Como consequência da admissão de Q constante, Kjartansson (1979) diz que para a teoria de propagação de ondas que levam em consideração meios com absorção, o fator Q constante constitui uma ótima abordagem.

2.3. Meio viscoacústico

Na natureza inúmeros processos causam perda de energia durante a propagação de uma onda. O fluxo interno do fluido nos poros de uma rocha fraturada e saturada é um exemplo de uma das causas de perda de energia, onde devido a essa realidade, a análise do meio para determinado estudo deve seguir um comportamento elástico ou viscoacústico para atingir os objetivos esperados.

As equações elásticas não levam em consideração os efeitos de absorção de energia do meio. As equações viscoacústicas aproximam o problema matemático à realidade, pois consideram os fenômenos de atenuação e dispersão durante a propagação do campo de ondas compressoriais, levando em consideração que a Terra atua como um filtro dispersivo durante a propagação das ondas sísmicas devido à conversão irreversível da energia da onda em

calor. Tendo como objetivo a redução de erros nos resultados atingidos e com o intuito de aproximá-los da realidade em nível de estudo, este trabalho considera o meio como sendo viscoacústico durante o percurso das ondas sísmicas.

2.3.1. Equação da onda em meio viscoacústico

Ao considerar o deslocamento de uma onda plana descrita pela equação:

$$u(x, t) = A_0 \cdot \exp[i(\omega t - kx)], \quad (2.26)$$

no qual $u(x, t)$ é o campo de onda, k o número de onda complexo, A_0 a amplitude, x a distância percorrida e t o período; o campo de onda $u(x, t)$ é solução da equação da onda em um meio 1D, onde a deformação, compressional ou tração devem ser uniaxiais, tais que:

$$\frac{\partial \sigma}{\partial x} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (2.27)$$

$$\sigma = M \frac{\partial u}{\partial x}, \quad (2.28)$$

$$M \frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}, \quad (2.29)$$

sendo σ a tensão, ρ a densidade e M o módulo de elasticidade.

Substituindo os termos na equação da onda, temos:

$$Mk^2 = \rho\omega^2, \quad (2.30)$$

$$k(\omega) = \omega \sqrt{\frac{\rho}{M(\omega)}} = \frac{\omega}{v_p(\omega)} - i\alpha(\omega), \quad (2.31)$$

no qual $\alpha(\omega)$ é coeficiente de absorção.

Ao se tratar de casos perfeitamente elásticos, k é real e v_p não depende da frequência. Em contraposição, para o caso inelástico (onde ocorre perda de energia para o meio), o comportamento entre tensão e deformação do modelo que lida com os efeitos de absorção de uma forma linear produz uma variação da velocidade de fase com a frequência, isto é, a onda possui sua propagação dispersiva.

Para um meio inelástico, a propagação da onda pode ser representada pelas duas formas a seguir:

$$u(x, t) = A_0 \exp[-\alpha(\omega)x] \exp\{i\omega[t - x/v_p(\omega)]\}, \quad (2.32)$$

$$u(x, t) = A(x, \omega) \exp\{i\omega[t - x/v_p(\omega)]\}. \quad (2.33)$$

A amplitude da onda $A(x, \omega)$ é dada por:

$$A(x, \omega) = A_0 \exp[-\alpha(\omega)x]. \quad (2.34)$$

É possível observar pela equação acima que a amplitude varia em função da distância e da frequência, onde a queda de amplitude com a distância pode ser derivada da amplitude em função da distância x percorrida, como as duas formas a seguir:

$$\frac{\partial A}{\partial x} = -\alpha A,$$

$$\frac{\partial A/A}{\partial x} = -\alpha. \quad (2.35)$$

O sinal negativo em 2.35 mostra o decaimento da amplitude concomitante ao acréscimo da distância percorrida.

O pico de amplitude é proporcional a raiz quadrada do pico de energia, ou seja, o pico de amplitude deve ocorrer onde acontece o pico de energia. É importante ainda, ter em mente que ao se tratar de um modelo matemático, em meios viscoacústicos são utilizadas apenas as frequências positivas durante a aplicação da inversão em traços sísmicos, enquanto o número de onda se torna uma função complexa.

2.4. Fator Q

O conceito de fator de qualidade, ou fator Q, é proveniente dos efeitos de perda de energia de um sinal sísmico em um meio, sendo esta uma variável adimensional, sendo utilizado para quantificar os efeitos de absorção na sísmica.

Na literatura são conhecidos diversos modelos para caracterizar a forma como a atenuação e a dispersão atuam em um meio geológico. Alguns modelos descrevem apenas o efeito da atenuação, enquanto outros lidam com a junção dos efeitos de atenuação e dispersão.

De forma geral, os modelos para o fator qualidade partem da expressão de Knopoff e McDonald's (1958) deduzida para ondas senoidais:

$$Q = 2\pi \frac{E_0}{\Delta E}, \quad (2.36)$$

no qual E_0 é a energia máxima por ciclo, ΔE é a perda de energia por ciclo da onda durante sua propagação e Q é o fator qualidade do meio. Essa definição é dada como o inverso da razão entre a perda de energia por ciclo (ΔE) e a energia total (E_0). Uma abordagem bastante comum é a utilização do inverso do fator Q , denominado fator de dissipação Q^{-1} .

A equação de 2.36 raramente apresenta uso direto, devido à indispensabilidade de experimentos muito bem controlados para submeter os materiais a perturbações sem mudança de amplitude e período (Aki e Richards, 1980). Além disso, é válido ressaltar que a equação 2.36 consiste em uma simples forma de expressar a perda de energia e não possui grande definição física.

O fator qualidade também pode ser definido em termos da amplitude no domínio da frequência:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = - \frac{\Delta A(\omega)}{\pi A(\omega)}. \quad (2.37)$$

É possível escrever duas expressões para a amplitude da onda, que mostram duas importantes informações: a perda de energia é maior para grandes frequências e que a atenuação da amplitude é maior com o aumento do tempo de trânsito, devido ao maior número de oscilações ao longo do percurso:

$$A(x, \omega) = \exp\left(-\frac{\pi f x}{Q v_p}\right), \quad (2.38)$$

$$A(x, \omega) = \exp\left(-\frac{\pi f t}{Q}\right). \quad (2.39)$$

Ao definir a energia E em função da amplitude e conceber que a perda de energia ocorra em um ciclo para cada distância percorrida, temos a equivalência dessa distância com o valor do comprimento de onda:

$$\Delta x = \lambda = \frac{v(\omega)}{f} = \frac{2\pi v(\omega)}{\omega}. \quad (2.40)$$

Outra consideração importante a ser feita é a expressão que relaciona o coeficiente de atenuação α com o fator de qualidade Q , que pode gerar a definição de Q em função do coeficiente de atenuação e vice-versa:

$$Q = \frac{\omega}{2\alpha v(\omega)},$$

$$\alpha = \frac{\omega \tan \delta}{2v(\omega)} = \frac{\omega}{2v(\omega)Q} = \frac{\pi}{\lambda Q}, \quad (2.41)$$

sendo δ o atraso de fase.

É importante ressaltar que o fator Q é independente da frequência e pode ser considerado constante dentro da faixa de frequência utilizada no método sísmico (geralmente menor que 200 Hz), embora o coeficiente de atenuação α apresente dependência linear com a frequência angular ω .

Além dos parâmetros da onda viajante, a geologia da região também influencia diretamente na perda de energia do sinal, onde para maiores valores de Q o sinal tende a ser menos atenuado. Alguns valores genéricos de Q para litologias específicas são mostrados na Tabela 1, obtidos através de observações e testes em laboratório.

Tabela 1: Diferentes litologias e seus respectivos valores para o fator de qualidade Q (Sheriff e Geldart, 1995).

Litologia	Q
Rochas sedimentares	20-200
Arenitos	70-130
Argila/xisto	20-70
Calcário	50-200
Chalk(giz)	135
Dolomitas	190
Rochas preenchidas com gás	5-50
Rochas metamórficas	200-400
Rochas ígneas	75-300

É interessante notar a abrangência da faixa de valores de Q para algumas litologias, como no caso de rochas sedimentares. Essa dificuldade de determinar valores com pouca variação para uma geologia específica provém do comportamento complexo da perda de energia, que está ligada às propriedades intrínsecas do material além de ser sensível a temperatura, pressão, presença de fluidos e porosidade; contribuindo para a complexidade de informações mais precisas do fator Q.

Informações diretas sobre o valor de Q podem ser obtidas a partir de alguns procedimentos, como é o caso do *Vertical Seismic Profile* (Tonn, 1991), ou VSP, que realiza uma comparação do pulso sísmico transmitido com um pulso de referência. Contudo esta

técnica possui um custo bastante elevado e por isso muitas vezes é necessário recorrer a uma estratégia de estimativa do fator Q.

Alguns métodos de estimativa do fator Q em literatura utilizam o espectro de amplitude em tempo-frequência do traço sísmico. Lupinacci e Oliveira (2015) avaliaram três maneiras de estimar o fator Q: avaliar a curva ao longo do tempo para um valor de frequência constante (decaimento da amplitude *versus* tempo), ao longo da frequência para um tempo constante (método baseado na razão espectral) e ao longo da variável composta $\chi^{1/4} \omega \tau$ (Wang, 2004) dada pelo produto tempo x frequência.

Contudo, neste trabalho são utilizados modelos matemáticos com valores de Q constante pré-estabelecidos.

2.4.1. Modelos do Fator Q

O modelo do fator Q como representação de atenuação e dispersão pode ser escrito matematicamente de acordo com algumas expressões baseadas nas diferentes definições de Q. Vários modelos são utilizados para compensar os efeitos inelásticos observados durante a propagação de ondas, sendo necessária a garantia de que a causalidade do problema seja mantida.

Para a primeira parte do trabalho foram escolhidos dois modelos matemáticos com o intuito de verificar os resultados obtidos e compará-los quanto seus benefícios, sendo os modelos escolhidos: o modelo de Kolsky (Kolsky, 1956) e modelo Q constante de Kjartansson (Kjartansson, 1979).

Modelo de Kolsky (Kolsky, 1956)

A escolha do modelo Kolsky foi devido ao seu uso recorrente em processamento sísmico por causa de sua simplicidade, uma vez que os parâmetros envolvidos são facilmente estimados a partir dos dados, onde o Kolsky *modificado* é adotado para solucionar o critério de atraso mínimo da Terra, cooperando para que o filtro Q corrija o efeito da dispersão na velocidade. Kolsky reescreveu a velocidade de fase como diferenciação de uma frequência de referência para que os erros de fase durante a filtragem inversa sejam diminuídos, além de não representar somente o efeito de atenuação, mas também o efeito de dispersão com sua alteração.

Este modelo assume ainda que a atenuação seja linear com a frequência sob a faixa de medição, onde o modelo de atenuação de Kolsky é estabelecido como:

$$\alpha(\omega) = \frac{|\omega|}{2v_r Q_r}. \quad (2.42)$$

De acordo com Kolsky (1956), a velocidade de fase pode ser escrita como:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left(1 + \frac{1}{\pi Q_r} \ln \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right| \right). \quad (2.43)$$

Os termos v_r e Q_r são a velocidade de fase e o valor de fator qualidade, respectivamente, para uma frequência de referência ω_r . Para um valor de Q_r muito maior que 1, isto é, $Q_r \gg 1$, é possível aproximar a velocidade de fase através da seguinte relação:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right|^{-\frac{1}{\pi Q_r}}. \quad (2.44)$$

Ao reescrever utilizando β como o termo do expoente $\beta = \frac{1}{\pi Q_r}$ é possível chegar à seguinte expressão:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right|^{-\beta} \quad (2.45)$$

O componente para atenuação e da velocidade de fase podem ser expressos com o intuito de descrever a velocidade complexa do meio, dada por $c(\omega)$ (Toverud e Ursin, 2005):

$$\frac{1}{c(\omega)} = \frac{1}{v(\omega)} + i \frac{\alpha(\omega)}{\omega}. \quad (2.46)$$

A partir dessa expressão chega-se à velocidade complexa do modelo de Kolsky, a seguir:

$$\frac{1}{c(\omega)} = \frac{1}{v_r} + \left(1 + \frac{1}{\pi Q_r} \ln \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right| \right) + i \frac{\text{sgn}(\omega)}{2v_r Q_r}, \quad (2.47)$$

$$\text{sgn}(\omega) = \begin{cases} 1, & \omega > 0 \\ -1, & \omega < 0 \end{cases}.$$

Apesar de o modelo Kolsky assumir a atenuação sendo linearmente proporcional à frequência, na teoria é necessário que a frequência de referência seja finita e menor do que a frequência medida no material. Entretanto, de acordo com Kolsky (1956) e Futterman (1962), a escolha dessa frequência de referência pode ser feita de forma livre todas as vezes que $Q_r \gg 1$ como condição.

É importante ter o conhecimento de que o modelo Kolsky não satisfaz a condição de fase mínima em meio dispersivo para a dispersão, quando são consideradas frequências muito

baixas. Dessa forma, a condição de Kramer-Kronig, que é a condição garantia de causalidade da propagação da onda (Krönig, 1926; Kramer, 1927), não é cumprida, em contraposição aos modelos de atenuação que geralmente a satisfazem. Uma solução dada por Wang (2006) para que a causalidade seja garantida é uma modificação no modelo da velocidade de fase, isto é, fazer com que a frequência de referência não seja a mais baixa frequência, mas sim a mais alta no dado.

Modelo Q constante de Kjartansson (Kjartansson, 1979)

Este modelo descreve um comportamento linear para a atenuação das ondas e não dependente de frequência dentro dos limites da sísmica de reflexão (5 - 200 Hz), de tal forma que a propagação da onda seja descrita pelo próprio fator Q e da velocidade de fase, respectivos de uma frequência de referência. O comportamento linear da atenuação durante a propagação da onda é justificado ao assumir o fator Q como sendo a porção de energia perdida durante um ciclo independente da frequência.

Além disso, o modelo de Q constante proporciona uma boa parametrização da atenuação sísmica nas rochas, sendo bastante utilizado por ser de simples tratamento ao utilizar derivadas fracionárias no domínio do tempo, gerar bons resultados no geral, e sobretudo devido aos poucos parâmetros necessários para sua implementação, em contraposição à um modelo que utiliza Q dependendo da frequência, por exemplo.

Para o modelo Q constante, através da expressão:

$$Q(\omega) = \frac{1}{2} + \left(\frac{|\omega|}{\alpha(\omega)v(\omega)} - \frac{\alpha(\omega)v(\omega)}{|\omega|} \right), \quad (2.48)$$

é possível reduzir Q como não sendo dependente da frequência através de:

$$Q = \frac{1}{2} + \left(\cot\left(\frac{\pi}{2}\beta\right) - \tan\left(\frac{\pi}{2}\beta\right) \right). \quad (2.49)$$

A atenuação $\alpha(\omega)$ para este modelo é definida por:

$$\alpha(\omega) = \alpha_1 |\omega|^{1-\beta}. \quad (2.50)$$

A velocidade de fase $v(\omega)$ é definida por:

$$\frac{1}{v(\omega)} = \alpha_1 |\omega|^{1-\beta} \cot\left(\frac{\pi}{2}\beta\right). \quad (2.51)$$

A velocidade complexa $c(\omega)$ como resultado é definida por:

$$\frac{1}{c(\omega)} = \alpha_1 |\omega|^{1-\beta} \cot\left(\frac{\pi}{2}\beta\right) + i \frac{\alpha_1 |\omega|^{1-\beta}}{\omega}. \quad (2.52)$$

Os parâmetros α_1 e β devem ser escolhidos de forma adequada para que a resolução do problema forneça bons resultados, sendo as expressões para α_1 e β as seguintes (Toverud e Ursin, 2005):

$$\beta = \frac{1}{\ln\left(\frac{\omega}{\omega_r}\right)}, \quad \alpha_1 = \frac{\omega_r^\beta}{v_r} \tan\left(\frac{\pi}{2}\beta\right). \quad (2.53)$$

É importante levar em consideração para o sistema proposto que, seja qual for o modelo de fator Q utilizado, este deve satisfazer a relação de Kramers-Kronig para que a Terra seja tida como um sistema causal.

2.4.2. Modelagem e o problema inverso

O problema inverso geofísico é consiste em uma série de métodos matemáticos utilizados para retirar informações físicas importantes de um determinado conjunto de dados observados. Essas informações são produto de coletas de dados geofísicos na natureza (denominados \mathbf{d}) e que seguem teoricamente um conjunto de regras físicas determinadas pelos parâmetros do modelo (denominados \mathbf{m}). A partir dessas duas contribuições físicas para a montagem do problema, uma função \mathbf{G} deve estabelecer uma conexão entre \mathbf{m} e \mathbf{d} de acordo com suas características para o caso de um problema linear:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}\mathbf{m}. \quad (2.54)$$

Assume-se que as observações formam um problema discreto cujos dados são finitos, além de apresentar um conteúdo ruidoso por causa da precisão instrumental e aproximações devido às limitações matemáticas. Como consequência, a equação (2.51) é reescrita como um experimento ideal \mathbf{d}_{TRUE} somado a uma componente que representa o ruído Ψ (Aster; Borchers; Thurber, 2005). O problema direto pode ser relatado como a tentativa de encontrar um determinado dado \mathbf{d} a partir de um determinado \mathbf{m} . Em contraposição, o problema inverso consiste em encontrar os parâmetros \mathbf{m} a partir dos dados observados \mathbf{d} e da matriz \mathbf{G} , chamada de matriz de modelagem, que é independente dos parâmetros para o caso linear:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}_{\text{TRUE}}) = \mathbf{d}_{\text{TRUE}} + \Psi. \quad (2.55)$$

Para o problema inverso não linear, ou seja, quando \mathbf{G} depende de \mathbf{m} , a equação deve ser escrita da seguinte forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{G}(\mathbf{m}). \quad (2.56)$$

Para esse caso, que representa a maioria dos problemas geofísicos reais, é necessário adquirir uma solução modelo \mathbf{m} que deve buscar a minimização da diferença entre os dados observados \mathbf{d}_{obs} e os dados calculados \mathbf{d}_{calc} , essa diferença é chamada de resíduo \mathbf{r} .

$$\begin{aligned} \mathbf{r} &= \mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{G}\mathbf{m}, \\ &= \mathbf{d}_{\text{obs}} - \mathbf{d}_{\text{calc}}. \end{aligned} \quad (2.57)$$

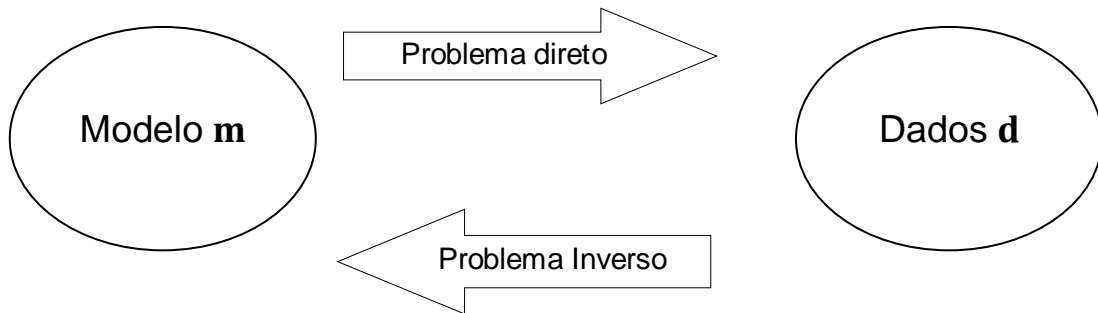


Figura 4: Esquema para o problema direto e o inverso.

Para a resolução de um problema inverso, existem em literatura soluções que são baseadas no comportamento do resíduo, procurando sempre minimizar a diferença entre os dados calculados e observados. A norma do resíduo (comprimento do resíduo) é então utilizada para atribuir peso aos elementos de r , onde quanto maior a norma, maior deve ser a precisão das medidas. Por outro lado, menores ordens de normas devem ser escolhidas para os casos que apresentam valores espúrios nos dados, como é o caso da norma L_1 por exemplo. Seja qual for a escolha da norma, o objetivo é sempre o mesmo: encontrar os parâmetros do modelo que melhor se adequam aos dados observados.

Na prática, o geofísico deve estar atento à natureza do problema assim como a escolha de uma norma adequada para a execução da inversão e, sobretudo, às três condições necessárias (Aster; Borchers; Thurber, 2005) para que o problema seja considerado viável:

- Existência
- Unicidade
- Estabilidade

Soluções ditas únicas e estáveis caracterizam um problema como sendo bem-posto, embora na natureza a maioria dos problemas é mal-posto (Tikhonov, 1977) em consequência

de ambiguidade, ruídos e restrição de informações. Para transformar um problema mal-posto em bem-posto é necessária uma regularização durante o processo de modelagem, que constitui a inserção de informações a priori à solução. Durante o processo de inversão e todos os procedimentos empregados que constituem muitas vezes de algoritmos iterativos, o geofísico deve ter bastante cuidado ao fornecer os critérios de entrada para garantir bons resultados.

2.4.3. Filtragem inversa-Q

O filtro inverso-Q tem por objetivo compensar a perda do conteúdo de amplitude e frequência causados pela absorção do sinal em subsuperfície. O princípio desta filtragem é reverter o processo de atenuação através da aplicação de um fator exponencial para cada componente de onda harmônica. Um grande benefício da aplicação do filtro inverso-Q é adquirir uma melhor resolução da imagem sísmica.

Para a aplicação do filtro se faz necessária a realização da análise dos espectros dos dados originais ou sintéticos, para então adquirir alguns parâmetros como banda de frequência do dado e frequência de referência, que serão necessários na implementação deste filtro para comparação e controle de qualidade durante o procedimento.

De acordo com Wang (2008), a construção do filtro Q pode ser feita a partir da equação da onda unidimensional e sua solução analítica:

$$\frac{\partial U(x, \omega)}{\partial x} = -ik(\omega)U(x, \omega),$$

$$U(x + \Delta x, \omega) = U(x, \omega) \exp[-ik(\omega)\Delta x]. \quad (2.58)$$

no qual $U(x, \omega)$ é a onda plana de frequência angular ω que viaja através da distância Δx , $k(\omega)$ é o número de onda complexo e i é a unidade imaginária necessária. Através da equação para o número de onda complexo, $k(\omega) = k(\omega) - i\alpha(\omega)$, é possível escrever a seguinte relação:

$$U(x + \Delta x, \omega) = U(x, \omega) \exp[-\alpha(\omega)\Delta x] \exp[-ik(\omega)\Delta x]. \quad (2.59)$$

O resultado da equação supracitada é importante devido à separação dos dois termos responsáveis pelos efeitos de atenuação e dispersão, respectivamente:

Termo para a atenuação: $\exp[-\alpha(\omega)\Delta x],$ (2.60)

Termo para a dispersão: $\exp[-ik(\omega)\Delta x].$ (2.61)

O termo responsável pela atenuação possui o coeficiente de atenuação $\alpha(\omega)$, enquanto o termo responsável pela dispersão leva em consideração o número de onda dispersivo $k(\omega)$. Esses dois parâmetros que condicionam o comportamento do filtro Q, tanto o número de onda dispersivo $k(\omega)$ quanto o coeficiente de atenuação $\alpha(\omega)$, são os parâmetros que pontuam as diferenças entre os variados modelos matemáticos Q existentes em literatura, a depender de suas definições.

Para o método de filtragem ser considerado como ideal, ele deve constar das duas componentes, a responsável pela correção da fase e outra para correção da amplitude (Wang, 2008). A aplicação dos dois componentes durante a implementação do filtro pode ser feita de forma separada ou simultaneamente, dependendo do caso, memória utilizada e tempo de execução.

Para o caso de as correções serem feitas separadamente, a fase é corrigida e após alguns processos é feita a correção de amplitude, ou vice-versa. Normalmente, a correção de fase é feita antes, uma vez que esta é considerada como incondicionalmente estável. Já a correção de amplitude é mais complicada devido aos artefatos numéricos que podem ser gerados durante o processo, contribuindo para o aumento de ruídos. Os dois componentes do filtro são definidos pelo método Q utilizado, isto é, a expressão usada para definir os efeitos de absorção e a expressão para velocidade de fase.

Em geral, qualquer melhoria na continuidade dos eventos de uma seção sísmica após a filtragem pode ser confiável, porque o algoritmo de filtragem inversa-Q funciona puramente traço-a-traço.

Para um filtro Q básico construído com o modelo de Kolsky, tem-se que sismogramas gravam a reflexão da onda durante a propagação no caminho Δx , desde a fonte até o refletor e de volta à superfície, e sua definição seguida da equação para este filtro são apresentadas a seguir:

$$\alpha(\omega) = \frac{|\omega|}{2v_r Q},$$

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left(1 - \frac{1}{\pi Q} \ln \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right| \right). \quad (2.62)$$

no qual ω_r é a frequência de referência e v_r é a velocidade de fase correspondente. Ao escrever a variável $\Delta\tau = \Delta x/v$, obtém-se através do modelo de Kolsky a equação para o filtro Q:

$$U(\tau + \Delta\tau, \omega) = U(\tau, \omega) \exp \left[-\frac{\omega \Delta\tau}{2Q} \right]$$

$$\times \exp \left[-\frac{i\omega\Delta\tau}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right] \quad (2.63)$$

no qual $U(\tau + \Delta\tau, \omega)$ consiste na expressão para o filtro Q básico utilizada em trabalhos que lidam com meios com absorção, τ é tempo duplo de viagem vertical e ω_r é a frequência angular de referência.

Para o filtro inverso-Q, onde os dois operadores exponenciais compensam e corrigem o efeito de amplitude e a correção de fase, a equação é mostrada no domínio da frequência para todas as ondas planas, onde o somatório de todas essas ondas gera o sinal sísmico no domínio do tempo. Esse somatório é a então denominada condição de imagem na migração sísmica (Wang, 2008).

Descrivendo os termos de amplitude e fase separadamente, o filtro inverso-Q pode ser implementado ao inverter o sinal das funções exponenciais (Ribeiro; Lewiner; Duarte, 2015):

Termo de amplitude:

$$\Gamma(\tau + \Delta\tau) = \exp \left[-\frac{\pi f \Delta\tau}{Q} \right], \quad (2.64)$$

Termo de fase:

$$\Phi(\tau + \Delta\tau) = \exp \left[-\frac{i\omega\Delta\tau}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right]. \quad (2.65)$$

Ao realizar a inversão de sinal das funções exponenciais:

$$U(\tau + \Delta\tau, \omega) = U(\tau, \omega) \frac{1}{\Gamma(\tau + \Delta\tau)} \frac{1}{\Phi(\tau + \Delta\tau)}. \quad (2.66)$$

Inversão das funções

Existem algumas formas de gerar um filtro inverso uma vez que sua aplicação é diversa, onde para a elaboração de um filtro Q, três métodos são mais utilizados: Método de Hale (1982), que usa deconvolução e depois aplica uma inversão incluindo o fator Q; o método que usa um operador pseudo-diferencial (Margrave, 1998); e o método de continuação para baixo de Wang (2002). Os resultados do trabalho apresentarão apenas o uso do termo de amplitude (equação 2.64), uma vez que serão corrigidos apenas os efeitos de atenuação.

2.4.4. Estabilidade do filtro inverso-Q

Durante o processo de filtragem Q, alguns problemas podem ocorrer e, por isso, é necessário tomar todas as precauções para que não ocorra contaminação do dado com a criação de artefatos, chamada instabilidade numérica do filtro Q (Aldridge, 1990). Ruídos podem aparecer eventualmente na saída da filtragem do sinal, devido ao efeito de propagação vertical da onda, que durante sua propagação é atenuada, e em certa distância, o sinal possui intensidade menor que o ruído local. Como consequência, a amplificação requerida para recuperar o sinal acaba amplificando muito o ruído.

Quando no filtro aplicado há correção apenas de fase não ocorre esse efeito, uma vez que a correção de fase é um processo estável. A criação de artefatos, que se concentram principalmente nos maiores tempos de trânsito, está ligada a correção da amplitude. Uma maneira de eliminar esse efeito é a utilização de filtros passa-baixa ou aplicar técnicas de limite de ganho (Wang, 2008). A questão da estabilidade do filtro é importante, pois é o que vai garantir seu melhor desempenho, sendo necessária a escolha de um fator de estabilização que possibilite a discretização do filtro.

O filtro Q não estabilizado danifica a razão sinal-ruído ao incrementar o ruído ambiente, enquanto o filtro Q estabilizado pela técnica de ganho limitado produz um resultado superior de saída sem danificar tanto a relação sinal-ruído, o que proporciona chances de melhor interpretação da seção sísmica. Este efeito pode ser visualizado na Figura 5, que mostra o processo de recuperação das amplitudes de traços sintéticos com diferentes valores de Q. Na Figura 5 (a) é possível verificar os efeitos de absorção nos traços sintéticos com adição de um ruído aleatório, a queda de amplitude e surgimento de fase no sinal; na Figura 5 (b) é possível visualizar a aplicação de um filtro Q inverso sem estabilização e o surgimento de artefatos; e finalmente na Figura 5 (c) é possível verificar a aplicação de uma filtragem Q inversa estabilizada através da técnica de ganho limitado, onde o sinal foi parcialmente recuperado e sem gerar artefatos.

Outra estratégia de estabilização do filtro inverso-Q é a partir da derivação da fórmula de correção de amplitude durante a inversão, onde é procurado um operador constante, real e positivo que estabilize a solução. Em suma, a grande diferença entre as técnicas de estabilização citadas, é que o ganho limitado aplica um filtro passa-banda para suprimir o ruído causado pela inversão (o que causa perda de conteúdo de frequência), enquanto a estabilização por operador não acarreta em perda de conteúdo de frequência e tende a ser mais potente em garantir maior qualidade nos resultados (Wang, 2008).

Neste trabalho, a estabilização do filtro Q será feita tanto com o uso do ganho limitado quanto da aplicação do operador de estabilização. Segundo Wang (2008), a condição de estabilidade restrita pode ser definida como:

$$\Lambda(\omega) \cong \exp \left[\frac{\omega \Delta \tau}{2Q} \right] \leq 1. \quad (2.67)$$

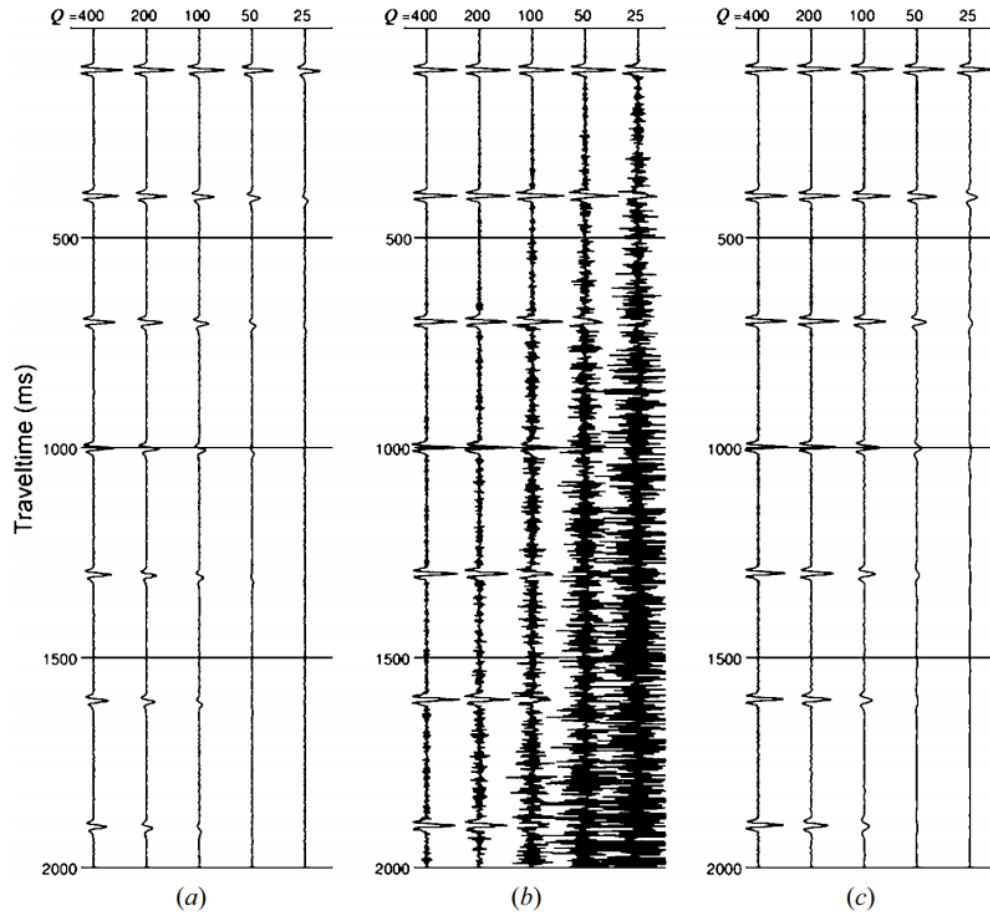


Figura 5: Traços sintéticos com ruído e resultados das aplicações de filtragem inversa-Q.

(a) efeitos de absorção nos traços sintéticos com adição de ruído aleatório, com queda de amplitude e surgimento de fase no sinal; (b) aplicação de um filtro Q inverso convencional e a presença de artefatos; (c) aplicação de uma filtragem Q inversa estabilizada através da técnica de ganho limitado, onde o sinal foi parcialmente recuperado e sem criação de artefatos. Modificado de Wang (2008).

A partir dessa abordagem, o valor do expoente que representa o fator para a amplitude durante a filtragem inversa-Q não deve ser maior que 1. Uma forma de restringir o limite superior no conteúdo de frequências é através da fórmula empírica para a condição de estabilidade:

$$\exp \left[\sum_{\tau} \frac{\omega \Delta \tau}{2Q(\tau)} \right] \leq e. \quad (2.68)$$

Para realizar o filtro passa-banda e cortar as frequências que estão fora do limite de estabilização, basta utilizar a seguinte relação:

$$\omega \leq \frac{2Q}{\tau} \equiv \omega_q. \quad (2.69)$$

no qual $\tau = \sum \Delta\tau$ e ω_q é o limite de frequência variante no tempo.

Para aplicação do filtro passa-banda é possível realizar os três métodos a seguir:

- 1) Aplicar o corte na frequência ω_q , tanto na compensação de amplitude quanto na compensação de fase;
- 2) Aplicar o corte na frequência $(0, \omega_q)$ apenas na compensação de amplitude e realizar a compensação de fase em toda a faixa de frequência;
- 3) Aplicar a compensação de fase e amplitude com todo o conteúdo de frequência, fazendo uso do operador para a amplitude definido por:

$$\Lambda(\omega) = \begin{cases} \exp\left[\frac{\omega\Delta\tau}{2Q}\right] & , \omega \leq \omega_q \\ \Lambda(\omega_q) & , \omega > \omega_q \end{cases} \quad (2.70)$$

A abordagem utilizada para aplicação do limite de ganho foi simplificada, devido à utilização do filtro inverso-Q somente para a correção de amplitude.

Para aplicação da estabilização a partir do operador σ , e melhorar o desempenho do filtro inverso-Q é proposta a seguinte abordagem:

$$U(\tau, \omega) = U(0, \omega) \exp\left[\int_0^\tau \frac{\omega}{2Q(\tau')} \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')} d\tau'\right] \\ \times \exp\left[i \int_0^\tau \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')} \omega d\tau'\right], \quad (2.71)$$

$$\gamma(\tau) = \frac{1}{\pi Q(\tau)}. \quad (2.72)$$

no qual τ_0 é o tempo em subsuperfície e τ é o tempo encontrado em profundidade.

Para estabilizar o procedimento, a equação 2.71 pode ser reescrita:

$$\beta(\tau, \omega)U(\tau, \omega) = U(0, \omega) \exp\left[i \int_0^\tau \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')} \omega d\tau'\right], \quad (2.73)$$

com:

$$\beta(\tau, \omega) = \exp\left[-\int_0^\tau \frac{\omega}{2Q(\tau')} \left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')} d\tau'\right]. \quad (2.74)$$

Ao solucionar a equação 2.73 como um problema inverso estável, é possível obter por derivação a seguinte fórmula:

$$u(\tau) = U(0, \omega)\Lambda(\tau, \omega)\exp\left[i\int_0^\tau\left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')}\omega d\tau'\right], \quad (2.75)$$

com:

$$\Lambda(\tau, \omega) = \frac{\beta(\tau, \omega) + \sigma^2}{\beta^2(\tau, \omega) + \sigma^2}, \quad (2.76)$$

e σ^2 é o fator de estabilização, real, positivo e constante para a solução. Em seguida, é realizado o somatório de ondas para produzir o sinal sísmico no domínio do tempo:

$$u(\tau) = \frac{1}{\pi}\int_0^\infty U(0, \omega)\Lambda(\tau, \omega)\exp\left[i\int_0^\tau\left(\frac{\omega}{\omega_h}\right)^{-\gamma(\tau')}\omega d\tau'\right]d\omega. \quad (2.77)$$

A equação (2.77) é a expressão matemática para o filtro inverso-Q estabilizado (Wang 2008).

2.4.5. Pré-condicionamento de dados sísmicos

O pré-condicionamento sísmico tem por finalidade tratar o dado sísmico, normalmente, durante as etapas finais do processamento de dados, antes de ser realizada a etapa de inversão sísmica e possui a finalidade de melhorar a relação sinal/ruído do dado, além de aumentar o conteúdo de frequência para garantir uma melhoria na resolução do produto da inversão. O pré-condicionamento deve remover efeitos indesejáveis remanescentes no dado, atribuídos às etapas da aquisição sísmica.

De acordo com Yilmaz (2001) os principais efeitos prejudiciais para análise dos dados que podem ser eliminados durante o pré-condicionamento são: efeitos de propagação (atenuação e dispersão), ruídos coerentes (múltiplas, que podem comprometer a informação sísmica) e ruídos gerados durante o processamento (NMO residual ou difrações não colapsadas pela migração).

O foco deste trabalho será na correção dos efeitos de propagação (atenuação) com o uso do filtro inverso-Q, consistindo numa das principais ferramentas para compensação de amplitude do dado durante as etapas do pré-condicionamento. Para sua aplicação, o dado deve estar livre de ruídos e múltiplas, preferencialmente, estar com fase zero para que os eventos estejam centrados e conter uma banda de frequência ampla, para que os resultados dos procedimentos realizados na frequência possam ser bem identificados.

Tendo em vista que o filtro Q é aplicado no domínio da frequência, é necessário que os dados que estejam em profundidade sejam migrados para tempo, para que o estudo espectral seja realizado.

É válido destacar que para a aplicação do filtro inverso-Q é desejável que não tenha se aplicado ao dado nenhum tipo de filtragem variando no tempo (*time-variant filtering* TVF) ou *scalling* de amplitudes como em casos de ganhos automáticos (AGC) de amplitude, uma vez que buscamos conservar o espectro e as relações com a amplitude.

3. Metodologia

3.1. Criação do dado sintético

A criação de traços sísmicos sintéticos é uma técnica utilizada muitas vezes para estudar e validar um modelo geológico e o comportamento das propriedades de um meio. O traço sintético então pode ser comparado com o traço real registrado em levantamento ou simulado do processamento sísmico, onde quanto maior a concordância entre o sintético e o real, melhor a qualidade do modelo em relação à representatividade dos dados.

Em relação à comparação de traços sísmicos sintéticos derivados de poço com traços sísmicos gravados em superfície, temos que traços provenientes de tiros em superfície sofrem mais com os efeitos da dispersão devido à propagação da onda em meio real em profundidade, onde os componentes de altas frequências são atenuados mais rapidamente que os componentes de baixa frequência, causando alterações na forma da *wavelet*. Dessa forma, pode-se dizer que um dos motivos para melhorar os algoritmos de filtragem inversa-Q é a comparação entre dados de poço e sísmica.

O traço sísmico pode ser modelado a partir da combinação da resposta da função refletividade do meio com o pulso da fonte sísmica utilizada. Para isto, é necessário determinar a forma do pulso sísmico e a função refletividade criada. Esta função pode ser considerada como a resposta impulsiva do meio sob forma de uma série de *spikes*, cada um deles com a amplitude relacionada aos contrastes entre as propriedades do meio de cada interface, situado no tempo de trânsito de ida e volta, correspondendo ao tempo de reflexão da superfície à interface. Contudo, é preciso ter cuidado durante essa etapa, pois os pulsos sísmicos com a mesma banda de frequência podem gerar diferentes traços sísmicos, com diferentes resoluções.

O modelo adotado assume que a subsuperfície sendo constituída por camadas plano-paralelas de maneira em que a propriedades físicas sejam consideradas constantes, ou seja, velocidade e densidade, como mostrado na Figura 6.

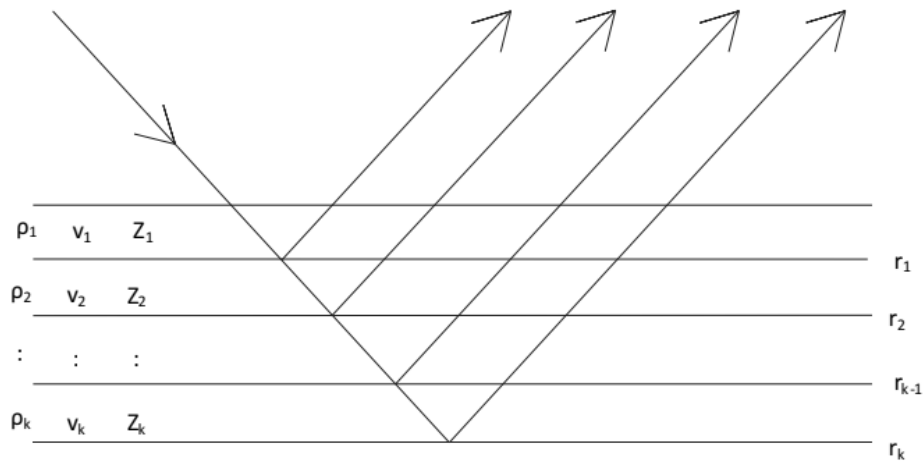


Figura 6: Esquema de eventos e reflexões primárias devido à incidência de uma onda sobre um pacote de camadas plano-paralelas. A impedância acústica Z_k de cada camada é resultado da multiplicação da densidade ρ_k pela velocidade V_k , enquanto r_k é o coeficiente de reflexão das interfaces k .

Além disso, foi utilizado um modelo geológico caracterizado pela presença de acunhamento (Figura 7). Sabendo que o hidrocarboneto contido em uma rocha reservatório pode estar confinado de formas diferentes, seja por feições estratigráficas, estruturais ou por fatores físicos (contato óleo-água e variação lateral de porosidade e permeabilidade); o acunhamento inserido, ou *pinch-out*, representa um aprisionamento estratigráfico, que é uma característica de zonas de borda de bacia. Esse modelo foi inserido para aproximar os resultados do dado sintético à realidade encontrada numa zona de exploração. Embora o modelo de cunha seja considerado simples, ele representa uma das maneiras mais diretas para se analisar efeitos do sinal sísmico.

As camadas do modelo em cunha criado estão separadas pelas nomenclaturas C1, C2, C3 e C4, com propriedades distintas. As camadas C2 e C3 funcionam em conjunto como uma trapa estratigráfica, aprisionando o hidrocarboneto no acunhamento. Os parâmetros escolhidos para a modelagem de cada camada, velocidade da onda compressional e densidade, seguem valores encontrados em literatura e estão listados na Tabela 2.

Para a criação do traço sísmico sintético, a maneira mais simples de realizar sua construção é no domínio do tempo, uma vez que neste domínio existe a possibilidade de utilizar um pulso sísmico conhecido e uma função refletividade definida. A série de coeficientes de reflexão é a resposta impulsiva do meio geológico, que tem a capacidade de revelar as discontinuidades das formações em subsuperfície. A função que contém os valores dos coeficientes de reflexão é denominada função refletividade, sendo esta utilizada na

sísmica, onde as camadas geológicas são geralmente consideradas homogêneas, isotrópicas e plano-paralelas em modelagens matemáticas.

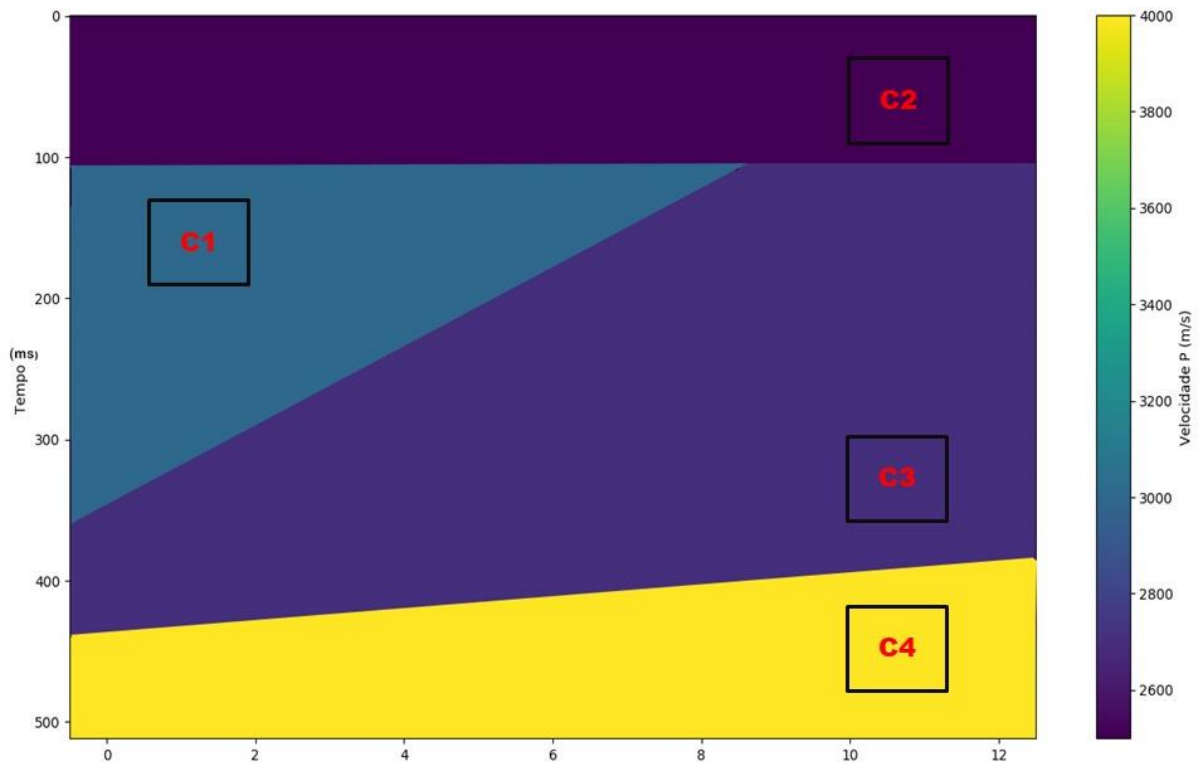


Figura 7: Modelo geológico com presença de *pinch out*.

Tabela 2: Camadas e valores das propriedades do modelo de cunha.

Propriedades	Camada 1	Camada 2	Camada 3	Camada 4
v_p (m/s)	3000	2500	2700	4000
ρ (g/cm ³)	2,6	2,5	2,5	2,8

Uma forma de modelar o traço é utilizar um modelo convolucional, tal que no domínio do tempo, se o pulso emitido por uma fonte é representado por $s(t)$, o traço registrado é a superposição de infinitos eventos de reflexão, onde cada evento possui uma determinada amplitude (Figura 8). O traço é então construído através da convolução entre o pulso sísmico $w(t)$ e a série de coeficientes de reflexão $r(t)$:

$$s(t) = w(t) * r(t). \quad (3.1)$$

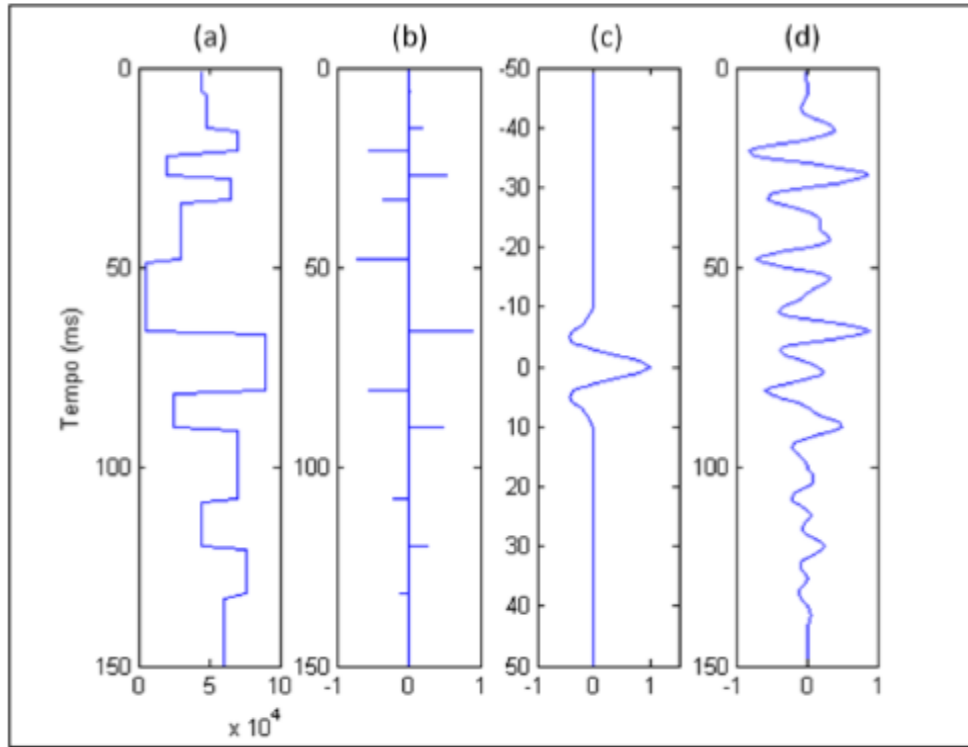


Figura 8: Esquema do modelo convolucional. Impedância acústica (a), refletividade (b), *wavelet* ou pulso sísmico (c), e o traço sísmico (d).

Para determinação dos coeficientes de reflexão é utilizada a Lei de Snell, onde v_p é a velocidade da onda P, θ é o ângulo formado de acordo com a incidência com a onda P:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{v_{p1}} = \frac{\text{sen}\theta_2}{v_{p2}}. \quad (3.2)$$

Ao considerar a incidência normal de uma onda compressional, o coeficiente de reflexão é obtido pelo contraste de impedância Z entre duas interfaces, cuja relação é:

$$r(t) = \frac{Z_{n+1} - Z_n}{Z_{n+1} + Z_n}. \quad (3.3)$$

A impedância acústica Z é o resultado das propriedades físicas da rocha de acordo com as interfaces (n), e é definida a partir do produto da velocidade de onda compressional (v_p) com a densidade (ρ):

$$Z(n) = \rho(n) \cdot v_p(n). \quad (3.4)$$

Os valores de impedância acústica foram calculados tendo como base o modelo geológico sintético (Figura 7). Em seguida, a função refletividade sintética foi criada a partir dos valores de impedância gerados.

Apesar da diversidade de pulsos sísmicos que podem ser representados, o exemplo mais citado em literatura é o pulso de Ricker (Figura 9). O pulso de Ricker consiste da energia representada durante a propagação da onda no modelo, em que ao ser convolvida com a série refletividade, modela o traço sísmico. A importância de se conhecer o pulso sísmico está no fato de que as ondas geradas a partir do instrumento de aquisição sísmica podem ser descritos por diferentes modelos.

O pulso de Ricker, $R(t)$, utilizado para avaliação dos efeitos de atenuação neste trabalho, possui fase zero, é não causal e ele pode ser modela como:

$$R(t) = (1 - 2\pi^2 f^2 t^2) e^{-\pi^2 f^2 t^2} \quad (3.5)$$

no qual f é frequência no tempo t . Esse pulso sísmico foi utilizado devido a sua simetria, que permite a análise visual da mudança de fase do sinal depois da aplicação do filtro Q. De todo modo, um pulso sísmico de fase mínima e mais realístico também poderia ser utilizada no processo.

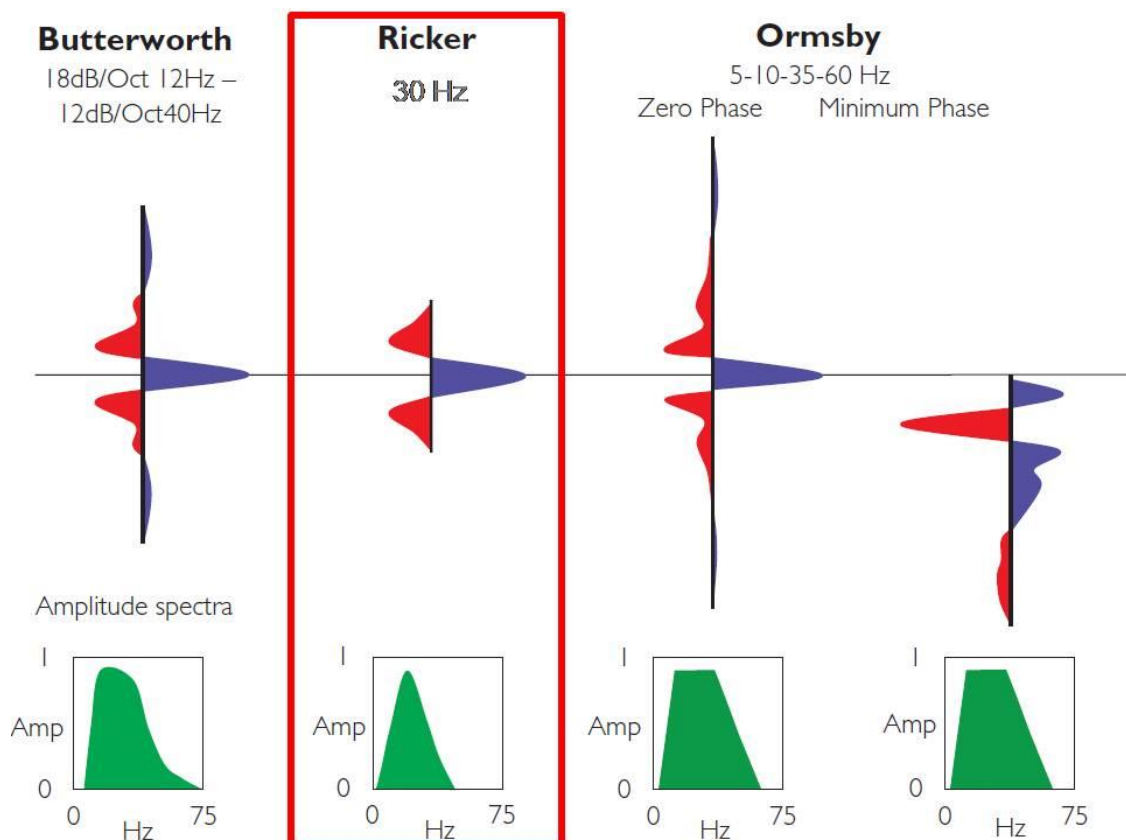


Figura 9: Pulsos sísmicos presentes em literatura, com ênfase para o pulso de Ricker utilizado para a modelagem sísmica. Modificado de Simm e Bacon (2014).

Como na sísmica a presença de ruído   inevitável, a componente $n(t)$ que o representa   somada à equação, que adquire a seguinte forma no modelo convolucional:

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t). \quad (3.6)$$

O ruído sísmico é a ocorrência de qualquer evento no sismograma que não represente os refletores sísmicos verdadeiros (Russel, 1988), podendo ser caracterizado como ruído aleatório ou ruído coerente. O ruído aleatório não possui semelhança com os traços sísmicos e geralmente é proveniente de fatores ambientais ou efeitos de equipamentos. Uma maneira de minimizar ruídos aleatórios   através do empilhamento do dado sísmico.

Já o ruído coerente está intimamente relacionado com o dado sísmico, e tem como exemplos mais citados o *groundroll* e as múltiplas. O *groundroll*   um ruído que ocorre em aquisições terrestres e pode ser retirado durante o processamento sísmico, com a utilização da transformada F-K, por exemplo, enquanto as reflexões múltiplas consistem de ondas que já foram refletidas mais de uma vez e ocasionam repetições de refletores no sismograma de forma a piorar a resolução da imagem e a interpretação sísmica. Para o trabalho, uma componente que representa a presença de ruídos no dado sintético foi adicionada, com o intuito de aproximar o modelo da realidade durante a avaliação do filtro inverso-Q.

Outra maneira de se representar o modelo de convolução é no domínio da frequência, no qual a convolução é substituída por uma multiplicação:

$$S(f) = W(f).R(f). \quad (3.7)$$

sendo $S(f)$, $W(f)$ e $R(f)$, respectivamente, as transformadas de Fourier do traço sísmico, do pulso sísmico e da refletividade.

O domínio da frequência auxilia na modelagem e correção do problema do pulso sísmico não ser estacionário, uma vez que o decaimento da amplitude e a mudança na forma do pulso ocorrem durante a propagação da onda em meio viscoacústico, sendo necessário estabelecer a velocidade com variável complexa.

Para a modelagem dos efeitos de absorção pode-se utilizar a relação $\mathbf{S} = \mathbf{M} \cdot \mathbf{r}$, sendo \mathbf{r} o vetor de coeficientes de reflexão do meio e \mathbf{M} o operador de modelagem direta:

$$S(\omega) = F(\omega) \sum_{k=1}^N r_k e^{-ki\omega\tau + \theta_k(\omega)}, \quad (3.8)$$

com $S(\omega)$ é o vetor com as informações dos dados, sendo estes os traços sísmicos sintéticos gerados, no qual τ é o tempo duplo de viagem vertical, N o número de camadas e θ a componente que leva em consideração os efeitos de atenuação e dispersão:

$$\theta_k(\omega) = \omega\tau \left[i \ln \left(\frac{\omega_0}{\omega} \right) - 1 \right] \sum_{k=1}^N \frac{1}{q_k}, \quad (3.9)$$

Na igualdade para $\theta_k(\omega)$, a parte imaginária diz respeito à dispersão enquanto a parte real diz respeito à atenuação. Para o trabalho, foi realizado apenas a aplicação do termo para atenuação, desconsiderando o efeito de dispersão.

A forma matricial de $\mathbf{S} = \mathbf{M} \cdot \mathbf{r}$ é representada pela seguinte igualdade (Lupinacci, 2010):

$$\begin{pmatrix} S_1 \\ \vdots \\ S_t \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} F_1 e^{-i\omega_1 \Delta t + \theta_1(\omega_1)} & \dots & F_1 e^{-ki\omega_1 \Delta t + \theta_k(\omega_k)} \\ \vdots & \ddots & \vdots \\ F_l e^{-i\omega_l \Delta t + \theta_1(\omega_1)} & \dots & F_l e^{-ki\omega_l \Delta t + \theta_k(\omega_k)} \end{pmatrix} \times \begin{pmatrix} r_1 \\ \vdots \\ r_k \end{pmatrix}. \quad (3.10)$$

3.2. Aplicação do filtro inverso-Q em dado sintético

Inicialmente, a metodologia de filtragem inversa-Q foi realizada em dados sintéticos, a partir de testes sob condições controladas. Como a resposta é conhecida, o desempenho do filtro pode ser avaliado sob diversas circunstâncias, além de ser possível observar as condições em que o procedimento apresenta melhores e piores resultados.

Os testes realizados consideram a situação ideal, mesmo sabendo que na realidade a situação imposta não é encontrada. Os testes são importantes para investigar a complexidade do problema, verificar possíveis ambiguidades na determinação dos parâmetros do modelo e avaliar a influência de elementos que afetam os dados reais. Dessa forma, pode-se comparar o efeito causado por esses elementos com os resultados obtidos com a situação ideal controlada.

3.3. Aplicações do filtro inverso-Q em dado real

Após a utilização do fator Q e filtragem em um modelo sintético, com o objetivo de determinar o melhor modelo para os efeitos de atenuação, o procedimento foi realizado em uma seção sísmica real de águas profundas, proveniente da Bacia de Pelotas.

Uma das motivações de estudos atuais da região no quesito estrutural é sua completa diferença genética das bacias em que as empresas de petróleo possuem maior sucesso comercial. Entretanto, levando em consideração o contexto deste trabalho, a escolha da bacia foi devido à presença de hidratos de gás, cuja característica é de interferir no sinal sísmico causando fortes eventos de atenuação. Além disso, é importante ressaltar que a bacia possui potencial exploratório restrito para hidrocarbonetos gasosos e hidratos de gás e que atualmente os depósitos de hidratos de gás são considerados pela comunidade científica como a principal reserva de hidrocarboneto para o próximo século, com recursos representativos de 50% de todo carbono orgânico na Terra (Grauls, 2000).

A Bacia de Pelotas está localizada no extremo sul do litoral brasileiro e começou a ser explorada a partir de 1958, a partir de um poço *onshore*, e com um poço *offshore* apenas 15 anos depois. O limite norte é formado pelo Alto de Florianópolis (com a Bacia de Santos), enquanto o limite Sul está em contato com a fronteira com o Uruguai (Figura 10), uma vez que ao sul da Bacia de Pelotas acontece o contato com a Bacia do Rio Salgado (Edwiget *al.*, 1963) e, por fim, sua contraparte africana seria a Bacia de Walvis-Namibe (*offshore* da Namíbia).

Em relação ao comportamento do sinal obtido com a passagem do pulso sísmico numa região saturada por gás, espera-se a observação do efeito de *blanking*, que corresponde a uma redução no contraste de impedância acústica provavelmente devido à cimentação dos hidratos (Diaconescu *et al.*, 2000). Como consequência ocorre a redução da amplitude sísmica dentro da camada de hidrato, resultando em um “apagamento” do sinal sísmico, como é mostrado na Figura 11.

Os resultados da aplicação do filtro inverso-Q para correção dos efeitos de atenuação do modelo sintético e dado real são comparados e apresentados no próximo capítulo: Resultados e discussões.

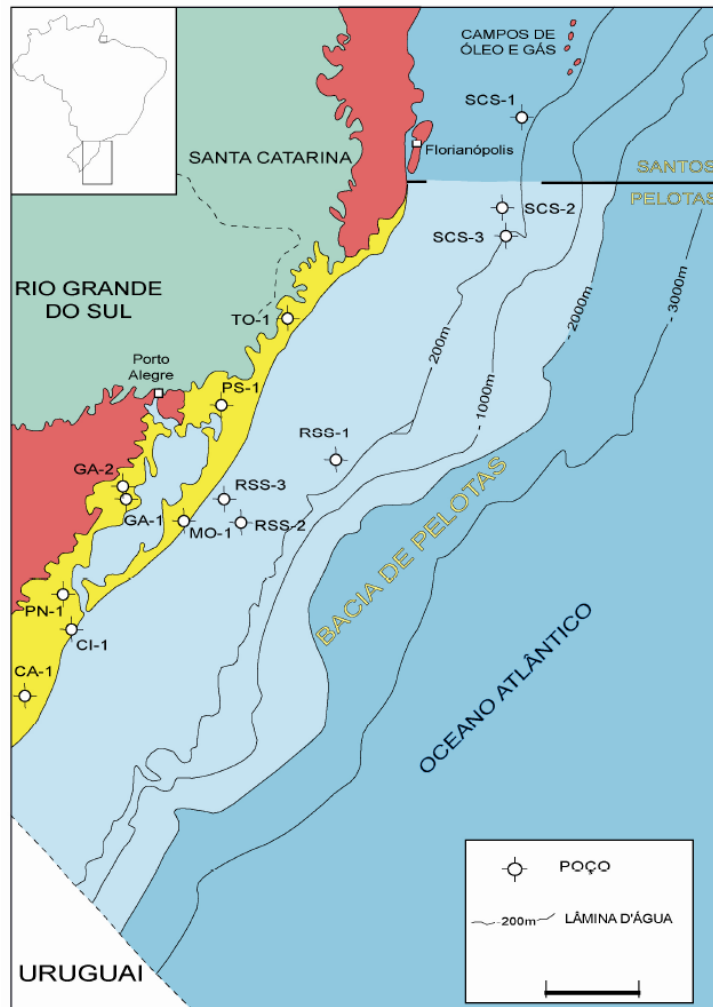


Figura 10: Mapa de localização da Bacia de Pelotas e adjacências. Mapa modificado de Fontana (1996).

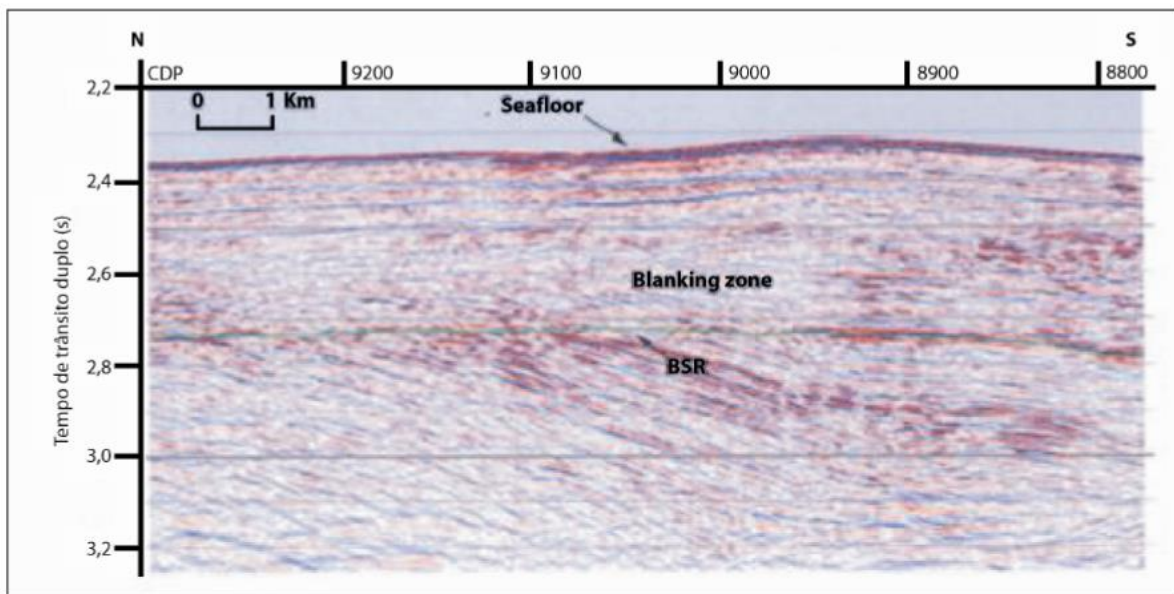


Figura 11: Exemplo de um mapeamento de BSR (*Bottom simulating reflector*) e a zona de *blinking*. Região do Xisha Trough no mar do Sul da China. Modificado de Wu *et al.* (2005).

4. Resultados e discussões

Como visto no decorrer do trabalho, a qualidade da técnica de filtro inverso-Q está diretamente ligada ao modelo de atenuação inicial escolhido para a implementação do problema. Esperava-se, como visto na literatura, que o modelo de Q constante de Kjartansson apresente resultados mais satisfatórios para um meio viscoacústico ao levar em consideração algumas informações que aproximam melhor o problema da realidade.

Primeiramente, foi realizada a aplicação do filtro inverso-Q em dados sintéticos: traços sísmicos, sismograma sintético e sismograma sintético com a presença de um ruído. Em seguida, foi realizada a aplicação de duas formas de estabilização para o filtro inverso Q.

Após verificação do que houve com o sinal imposto e com a validação do filtro inverso-Q para correção de amplitude do sinal sintético, o filtro foi aplicado em uma seção sísmica real de águas profundas da Bacia de Pelotas, concedido pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (ANP).

Para a aplicação dos procedimentos com o fator Q na seção sísmica, alguns procedimentos foram realizados com o intuito de preparar o dado para contribuir para um melhor desempenho do filtro Q. O dado sísmico utilizado foi processado usando as seguintes etapas: correção de espalhamento geométrico, deconvolução, análise de velocidades, aplicação de uma *demultipleRadon*, DMO e migração *pre-stack* (Stolt).

4.1. Aplicação do filtro inverso-Q em dado sintético

A Figura 12 mostra um traço sísmico sintético que foi modelado usando o modelo convolucional de uma série de coeficientes de refletividade aleatória com um pulso de Ricker. O intuito inicial foi verificar a execução do modelo de Q constante igual 150 e avaliar o efeito da atenuação na amplitude do traço original livre de ruídos, de acordo com o tempo de propagação. Na Figura 12 (b) pode-se ver que a medida que o pulso sísmico se propagou o efeito de atenuação diminuiu a sua amplitude e o deixou mais “alargado”, diminuindo assim o seu conteúdo de frequência.

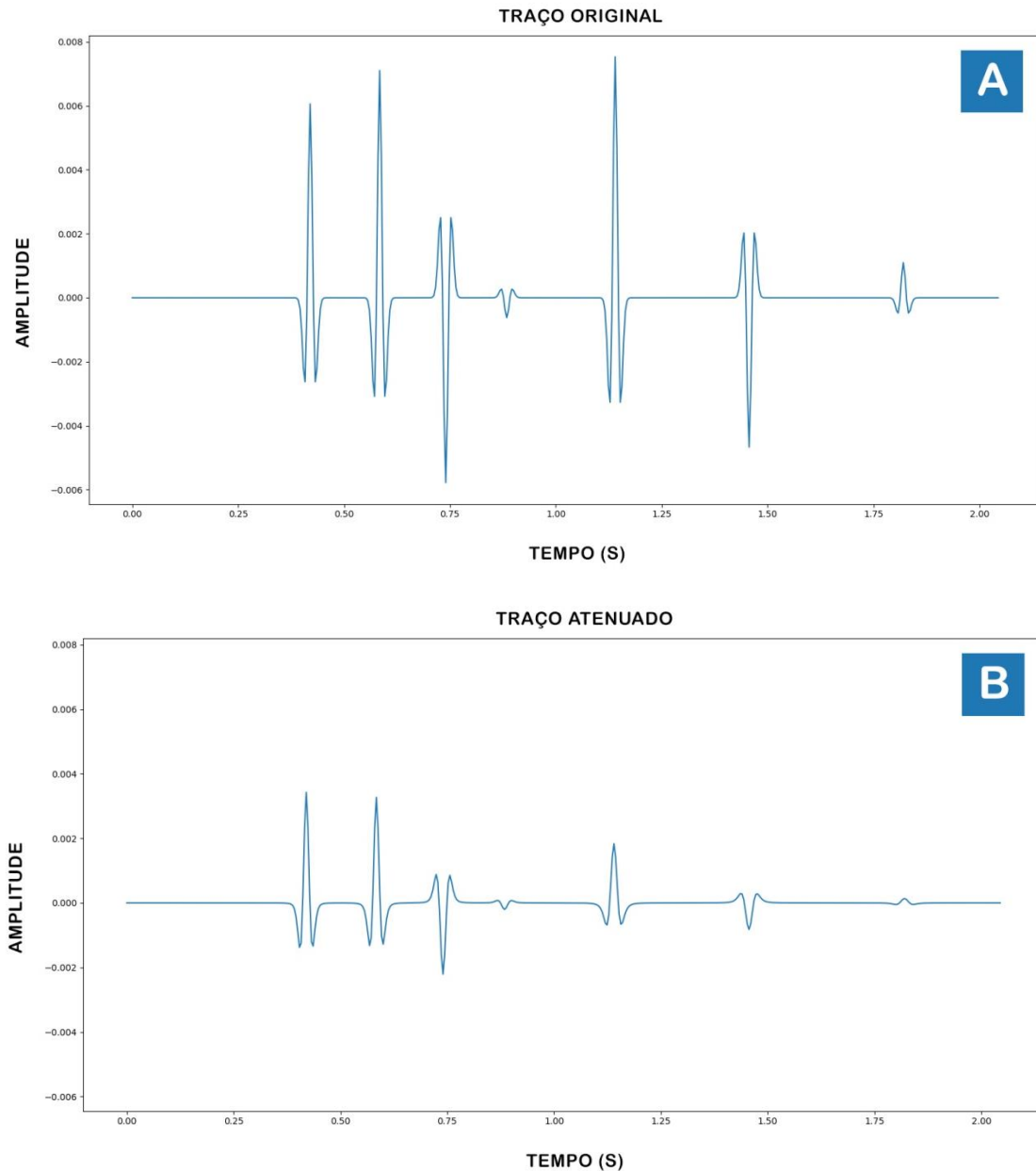


Figura 12: Traço sísmico sintético de referência (a) e traço sintético após sofrer o efeito de atenuação (b), causando queda da amplitude. O fator Q utilizado na modelagem foi igual a 150.

A Figura 13 mostra a resposta obtida após a aplicação do filtro inverso-Q no traço atenuado, Figura 12 (b). Para o dado livre de ruído, o filtro se mostrou extremamente eficaz ao retornar com uma resposta idêntica ao traço original, Figura 12 (a), com uma total recuperação da amplitude.

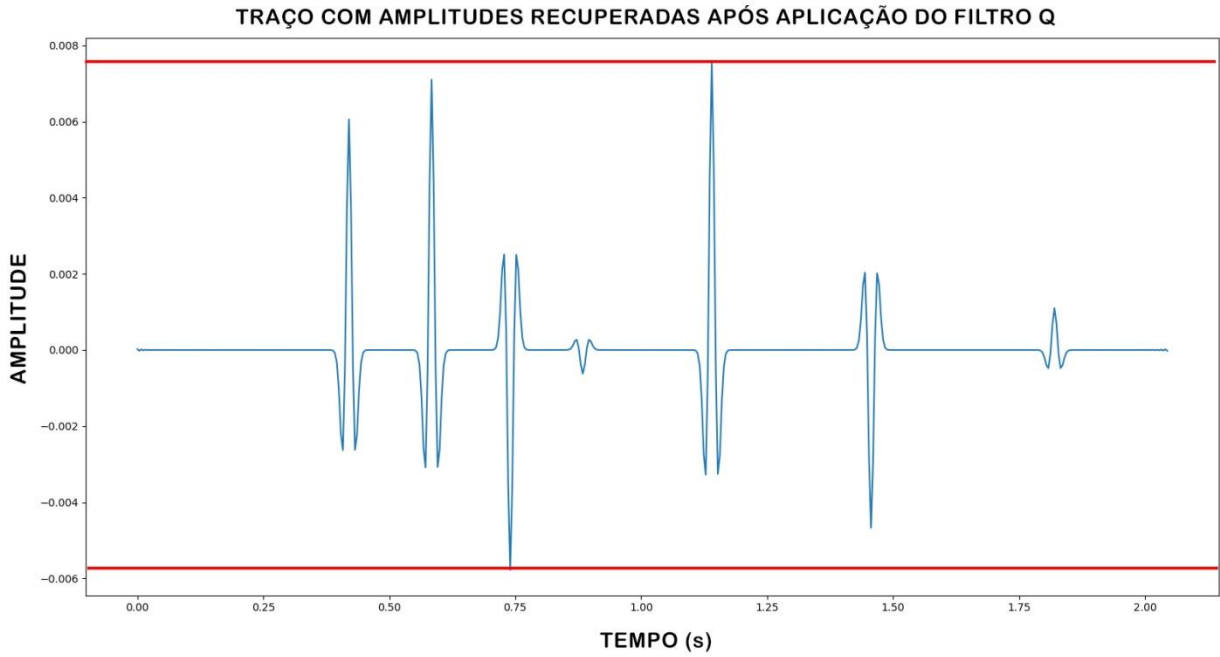


Figura 13: Traço sintético após uso do filtro inverso-Q para recuperação da amplitude. O fator Q utilizado foi de 150. Destaque para a amplitude, atingindo o mesmo patamar que o traço original após a utilização da filtragem inversa-Q.

Após verificar a efetividade do filtro inverso-Q para um traço livre de ruídos, foi experimentada sua aplicação em um sismograma sintético. O sismograma foi obtido através do modelo geológico proposto com a presença de *pinch-out* (Figura 14).

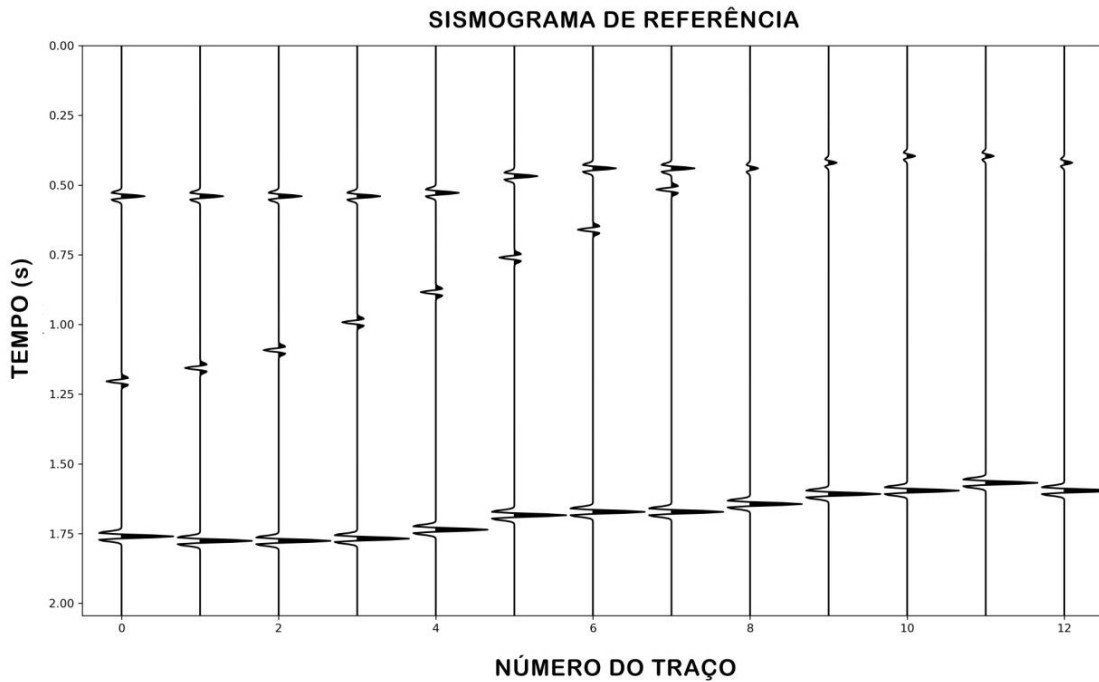


Figura 14: Sismograma sintético gerado a partir do modelo geológico de *pinch out*.

A partir da realização da filtragem inversa-Q com o sismograma sintético atenuado (Figura 15) foi possível recuperar as amplitudes corretas do sismograma original e garantir a correção do efeito de atenuação que a onda sofreu durante a propagação (Figura 16). É importante notar que com a ausência de qualquer tipo de ruído as amplitudes são completamente recuperadas.



Figura 15: Sismograma sintético gerado a partir do modelo geológico de *pinch out* com aplicação do efeito de atenuação com Q constante de 150 ao longo de todo o modelo.

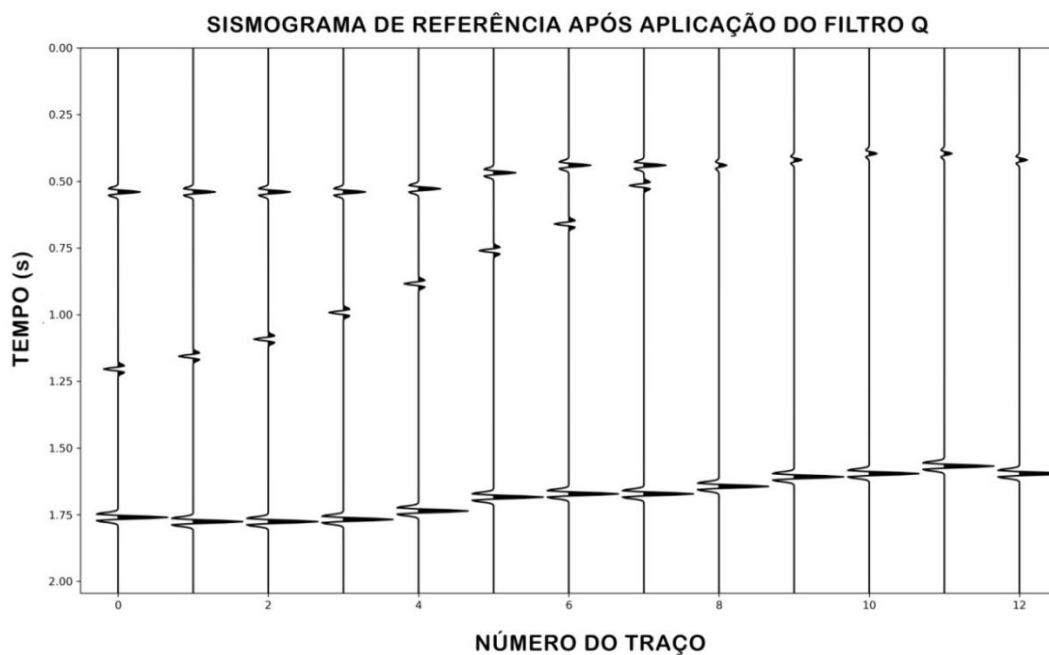


Figura 16: Sismograma recuperado após aplicação do filtro Q, onde todas as amplitudes foram totalmente recuperadas.

Em seguida, para testar a presença da instabilidade numérica intrínseca presente durante o processo do filtro inverso-Q foi adicionado ao dado sintético atenuado um ruído com o mesmo conteúdo de frequência do pulso sísmico (Figura 17). Na Figura 18 mostra como ficou a seção sísmica após a aplicação do filtro inverso-Q, onde pode ser notado o surgimento de artefatos, demonstrando a necessidade da aplicação de uma estabilização posteriormente.

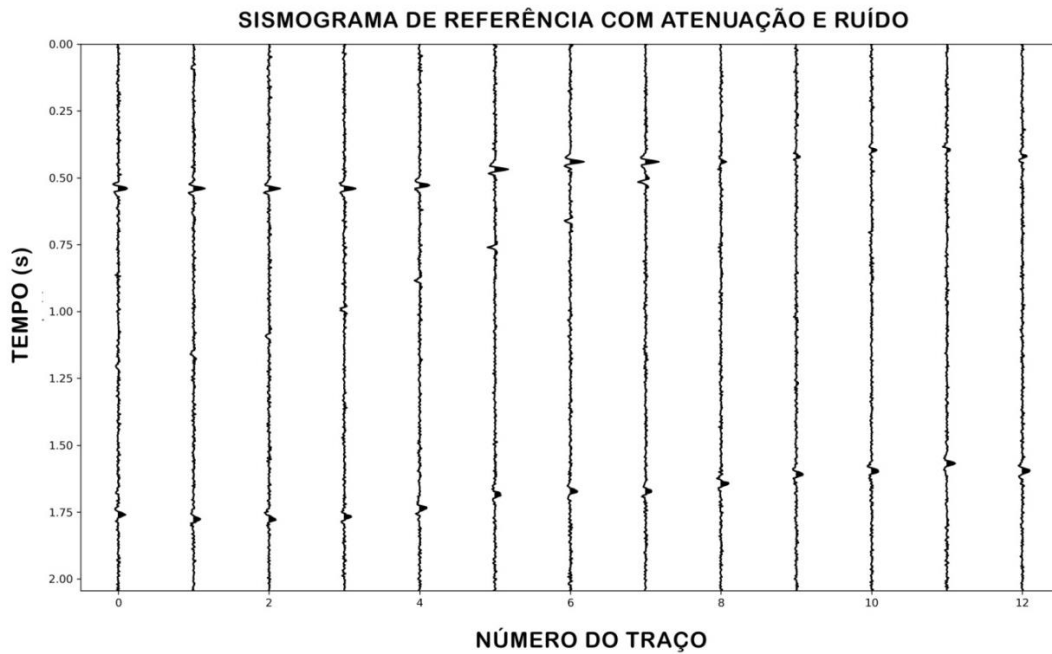


Figura 17: Sismograma atenuado e com a presença de ruído.

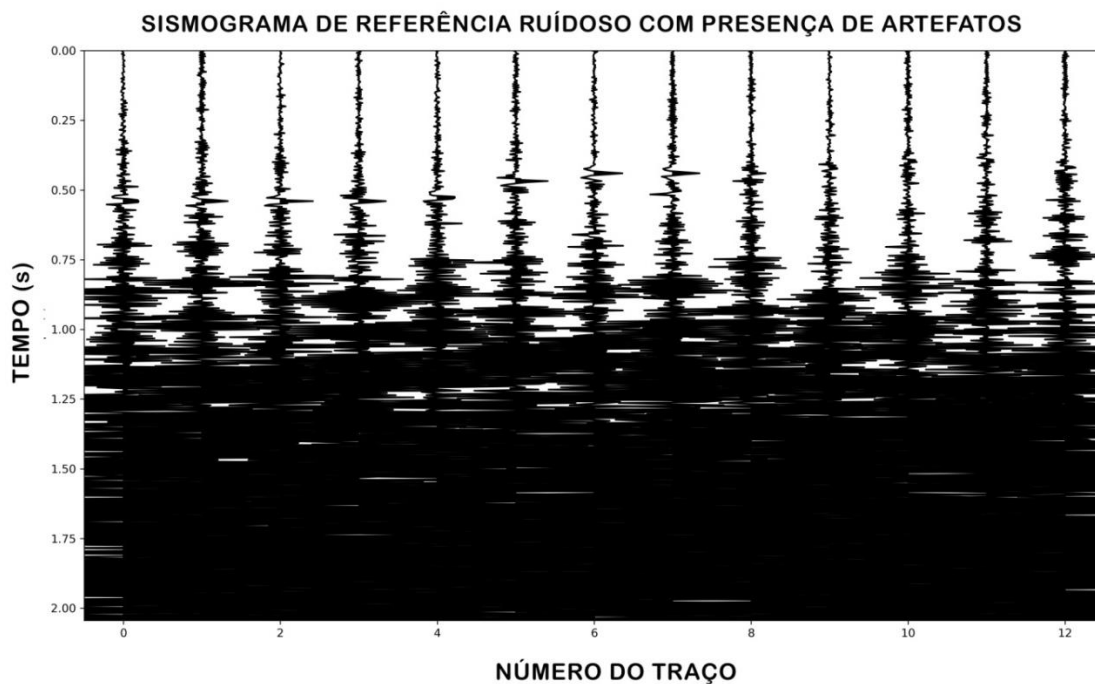


Figura 18: Resultado da filtragem inversa Q com o surgimento de artefatos.

Após a utilização da primeira estabilização através do uso de um corte na frequênciano filtro inverso-Q, houve a melhoria da resposta do sinal para a recuperação das amplitudes com a correção de parte do efeito de atenuação. Na Figura 19 é possível verificar que a recuperação de amplitudes foi eficiente para um corte em 15Hz (a), enquanto que para um corte de 30Hz, por mais que as amplitudes sejam melhor recuperadas, ocorre o efeito negativo de ampliação do ruído no sinal para maiores tempos de propagação (b), indicado com um retângulo vermelho.

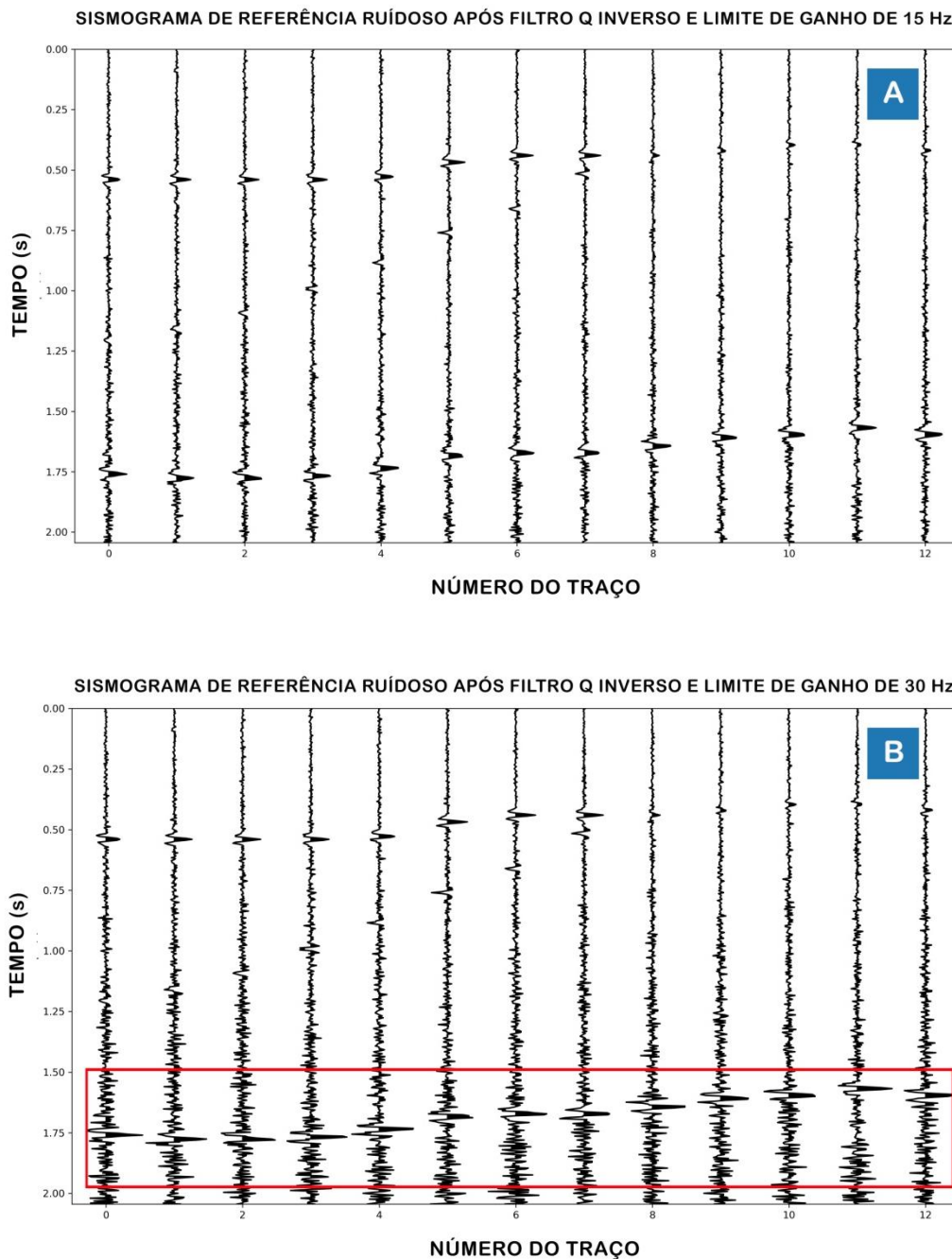


Figura 19: Resultados para filtro Q inverso com limite de ganho em 15Hz (a) e 30Hz (b). Indicação com um retângulo vermelho como desvantagem para o incremento de ruídos em maiores tempos de propagação em (b).

Para a segunda forma de estabilização, houve uma melhoria da resposta do sinal corrigido durante a filtragem inversa-Q, onde as amplitudes se assemelham mais ao dado original sem incremento marcante do ruído em maiores tempos de propagação, representando maior estabilidade numérica (Figura 20).

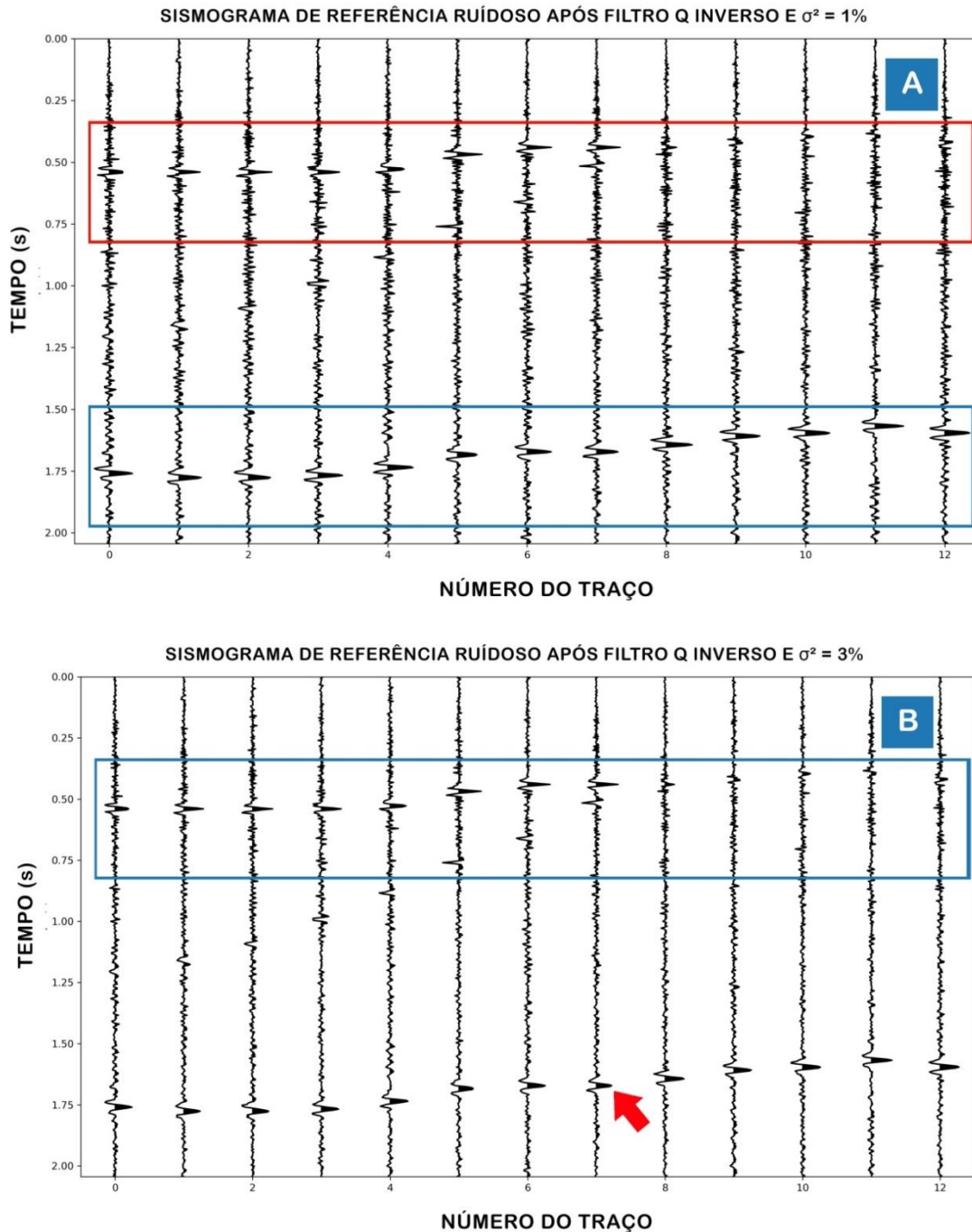


Figura 20: Resultados para filtro Q inverso com operador de estabilização. Em (a) é possível verificar menos eficiência na supressão de ruídos, mas melhor recuperação de amplitude. Em (b) pode-se notar menor presença de ruído para maiores valores do operador, mas menos eficiência na recuperação das amplitudes. Destaques em azul para vantagens e vermelho para desvantagens.

Para a estabilização usando o operador (equação 2.73) foi possível notar que para menores valores de σ^2 , Figura 20 (a), as amplitudes são bem recuperadas, mas não há supressão tão eficaz dos ruídos. Já para maiores valores de σ^2 , Figura 20 (b), a recuperação das amplitudes é menos efetiva, porém o ruído possui menor intensidade no resultado. Dessa forma é necessário ter em mente que a escolha de um bom operador de estabilização se faz necessário e depende muito do resultado que se pretende alcançar.

4.2. Aplicação do filtro inverso-Q em dado real

Para a aplicação do filtro inverso-Q em um dado real foi escolhida uma seção sísmica da Bacia de Pelotas, cuja característica principal é a presença de zonas com acumulação de gás, que tem como característica um fator qualidade baixo e causar reduções drásticas na amplitude do sinal sísmico (Figura 21).

O contraste de impedância devido à presença do gás pode ser identificado uma vez que reflexões com amplitudes brilhantes são vistas logo abaixo do *bottom simulating reflector* (BSR), refletor forte com amplitude oposta ao do fundo do mar. Além disso, assinaturas fortes de anomalia espectral sugerem a presença de acúmulos substanciais de gás livre nesta região (ver Oliveira, Vilhena e Da Costa, 2010), o que torna a interessante a aplicação de procedimentos para recuperação de amplitude através do fator Q.

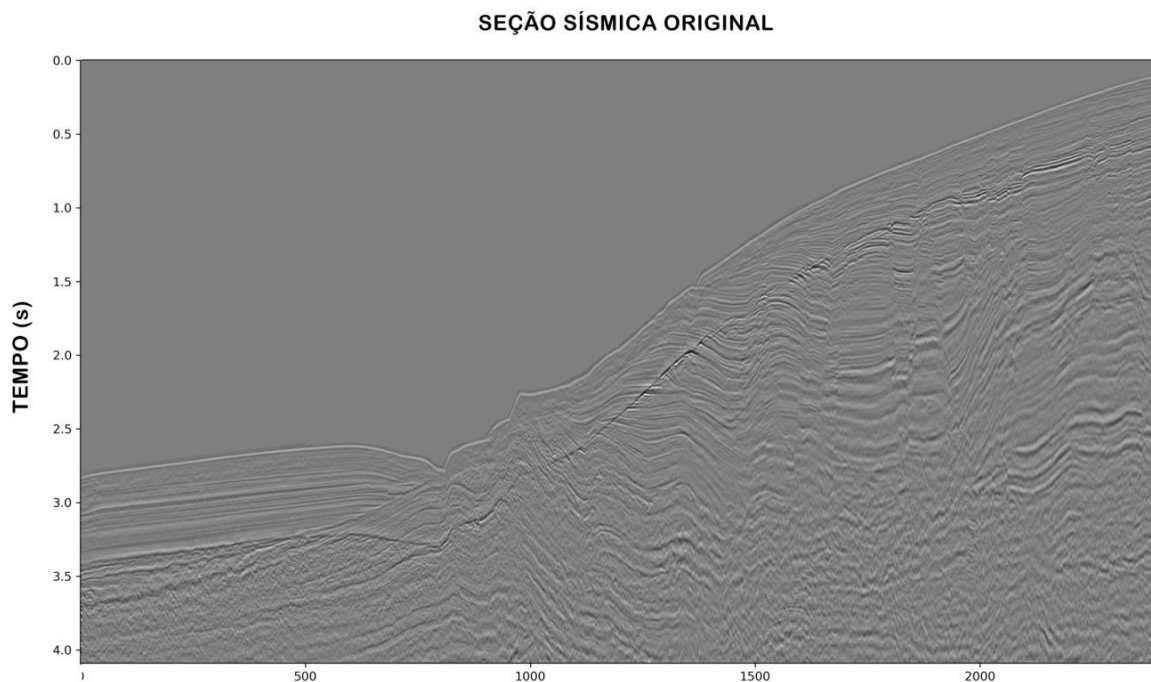


Figura 21: Seção sísmica da Bacia de Pelotas. Dado concedido pela Agência Nacional do Petróleo.

4.2.1. Aplicação do filtro inverso-Q com ganho limitado

Para avaliação do desempenho do filtro inverso-Q utilizando o ganho limitado foram realizados alguns testes na seção sísmica de acordo com a Tabela 3, que exhibe os parâmetros de corte na frequência e os dois valores do fator Q utilizados. Os resultados foram denominados da seguinte forma: “S” + “número do teste”.

Tabela 3: Controle de parâmetros inseridos durante o filtro inverso-Q com uso do ganho limitado. Destaque em azul para os dois melhores resultados e vermelho para o pior resultado após a filtragem.

Seção filtrada	Fator Q	Frequência de corte
S1	150	15
S2	150	20
S3	150	30
S4	150	45
S5	75	15
S6	75	30

Para os procedimentos realizados com $Q = 150$, o resultado para o corte na frequência em 15 Hz (Figura 22 – A) se mostrou o melhor em comparação aos outros, pois demonstrou uma boa recuperação das amplitudes do dado, permitiu melhor visualização de estruturas e falhas e não levantou ruídos em maiores profundidades. O limite de ganho realizado em 45Hz (Figura 22– B) se mostrou ineficaz devido à grande amplificação dos ruídos na seção sísmica (Figura 22– C), em detrimento do objetivo de recuperação das amplitudes do dado, de maneira a prejudicar, posteriormente, o trabalho de interpretação sísmica.

Pela estratégia de ganho limitado, após comparação entre as respostas para os dois valores de fator Q utilizados, para $Q = 75$ e corte em 15 Hz, existe maior ganho de amplitudes bastante colaborativas até $t = 3,0s$, sendo este o limite para o uso desses parâmetros para a interpretação. Para $Q = 150$ ocorre menos ganho de amplitude no dado, entretanto, é vantajoso quando se tem a intenção de avaliar a seção para maiores tempos de propagação, devido à maior estabilidade numérica.

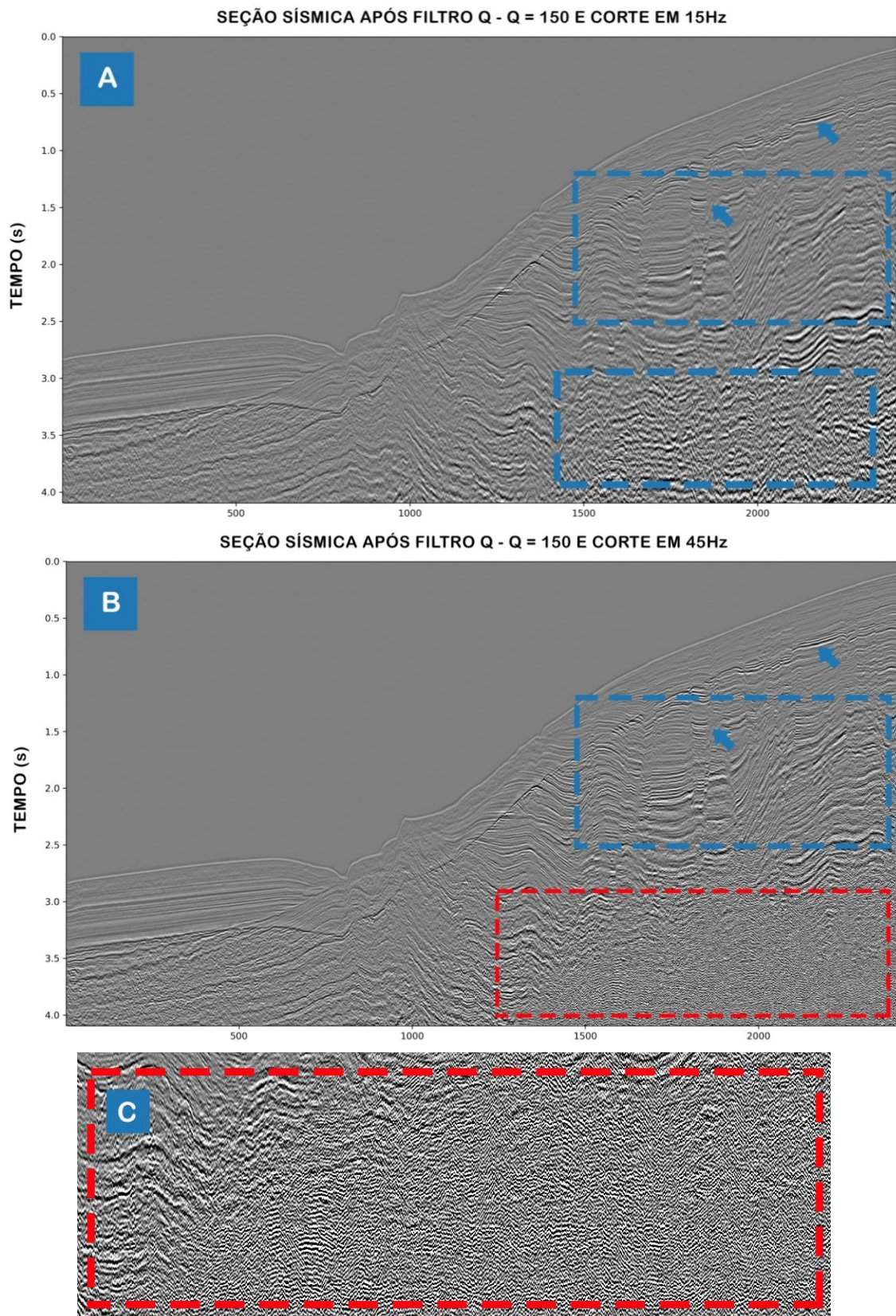


Figura 22: Resultado para ganho limitado em $Q = 150$. Em (a) ocorre melhor resultado para os parâmetros escolhidos devido à maior estabilidade numérica em grandes profundidades, quando comparado a (b). Em (c) o ruído local aumentado. Destaques em azul para as vantagens e em vermelho para desvantagens.

Com $Q = 75$ o corte na frequência se mostrou bastante eficaz para os horizontes mais rasos, elevando as amplitudes de maneira mais eficiente em comparação com o fator $Q = 150$. Em contraposição, para $Q = 75$, há menos estabilidade numérica em maiores profundidades, corroborando para elevação de ruído em maiores tempos, sobretudo após $t = 3,0$ segundos (Figura 23).

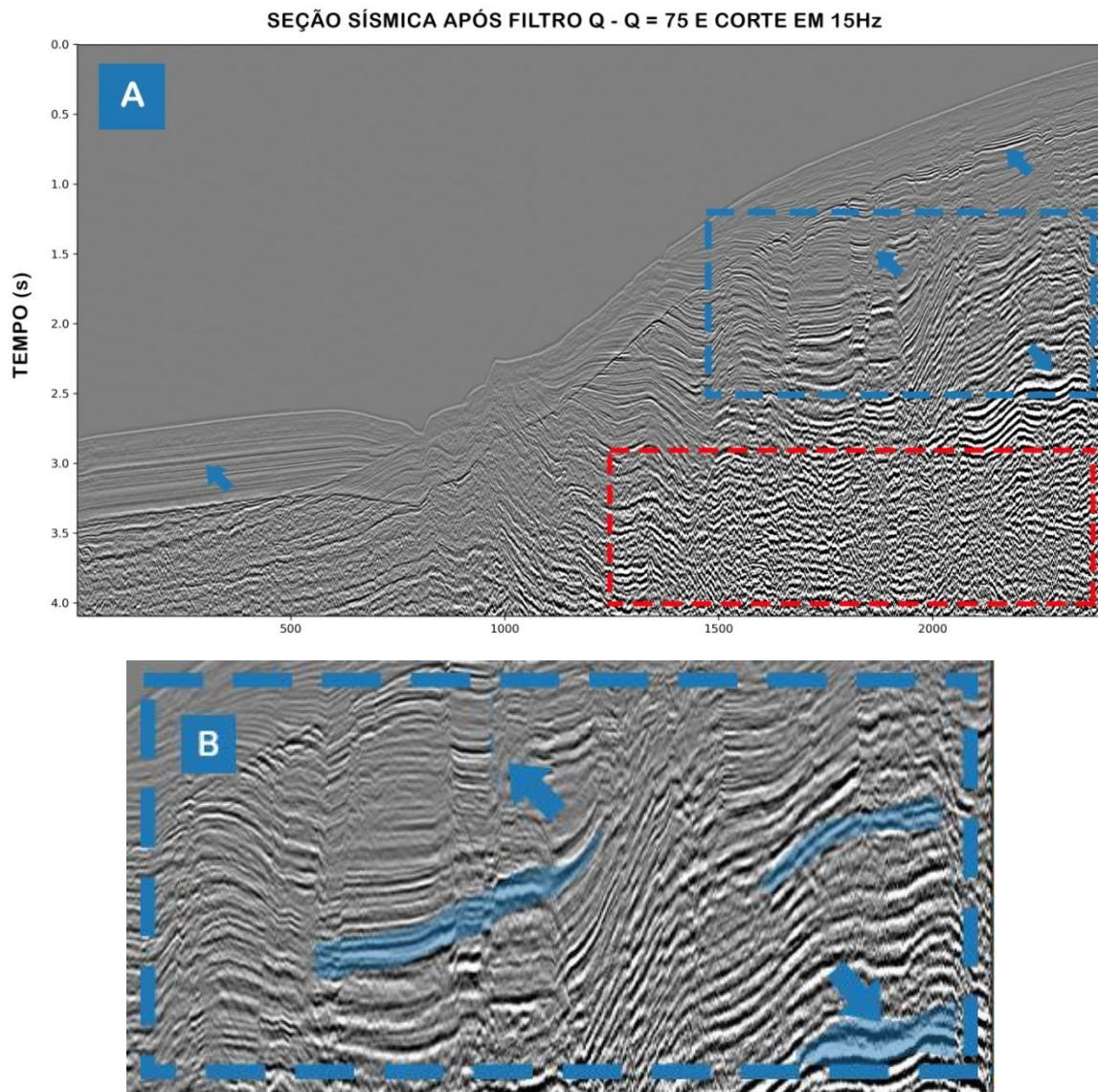


Figura 23: (a) Resultado para ganho limitado em $Q = 75$. Bons resultados para os parâmetros escolhidos em relação ao ganho de amplitude e definição de estruturas (b), entretanto houve aumento de ruído nas profundidades maiores. Destaques em azul para as vantagens e em vermelho para desvantagens.

4.2.2. Aplicação do filtro inverso-Q com operador de estabilização

Para avaliação do desempenho do filtro inverso-Q utilizando o fator de estabilização σ^2 , foram realizados alguns testes na seção sísmica de acordo com a Tabela 4, que exibe os valores de σ^2 e os dois valores para Q constante utilizados. Os resultados foram denominados da seguinte forma: “S” + “número do teste”.

Tabela 4: Controle de parâmetros inseridos durante o filtro inverso-Q com uso do operador de estabilização.

Destaque em azul para o melhor resultado.

Seção filtrada	Fator Q	σ^2 (%)
S7	150	1
S8	150	2
S9	150	3
S10	75	1
S11	75	2
S12	75	3

Usando o fator $Q = 150$ as respostas foram bem similares. Os três resultados (S7, S8 e S9) mostraram eficiência ao recuperar as amplitudes durante a filtragem inversa-Q. Entretanto, para menor valor de σ^2 , houve maior recuperação de amplitudes com pequeno aumento de ruído em maiores profundidades. Em contraposição, quanto maior o valor de σ^2 , o processo se mostrou mais estável em relação ao aumento de ruído local, equivalente aos resultados para a aplicação do filtro Q em dado sintético (seção 4.1).

Para os procedimentos realizados com $Q = 75$ (Figura 24), as amplitudes da seção sísmica foram recuperadas com eficiência para os três valores de σ^2 . Com essa escolha de fator Q, os resultados obtidos foram melhores do que para $Q = 150$; sobretudo em regiões mais rasas do dado, onde houve eficiente aumento de amplitude.

Da mesma forma, o processo se mostrou mais estável em relação ao aumento de ruído local para maiores valores de σ^2 , equivalente aos resultados para a aplicação do filtro Q em dado sintético (seção 4.1).

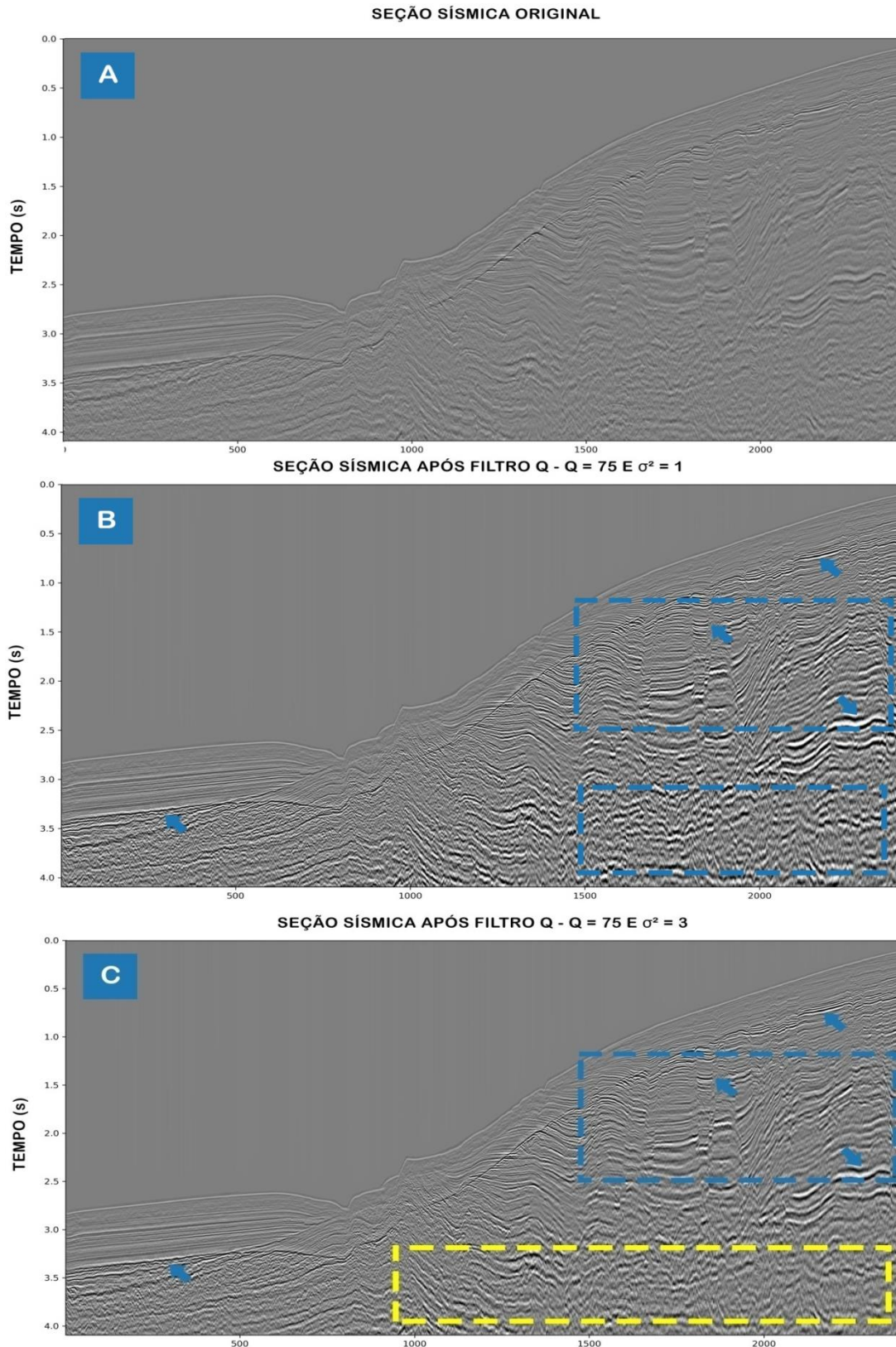


Figura 24: (a) Dado real para comparação. (b) Resultado para operador de estabilização $\sigma^2 = 1$ e $Q = 75$: Elevado ganho de amplitude e boa definição de estruturas, com pequeno aumento de ruído em profundidade. (c) Resultado para operador de estabilização $\sigma^2 = 3$ e $Q = 75$: Ganho de amplitudes eficiente com menor intensidade, sobretudo em grandes profundidades. Destaques em azul para as vantagens. Em amarelo, a comparação em subsuperfície onde houve menos ganho de amplitude e maior supressão de ruídos.

Apesar de um pequeno aumento de ruído para os maiores tempos na seção sísmica, o procedimento com escolha de $\sigma^2 = 1$ e $Q = 75$ se mostrou como sendo o melhor resultado para a filtragem inversa-Q (Figura 25), provavelmente devido à compensação através de um fator Q mais apropriado para a seção sísmica, que apresenta alto grau de efeitos de absorção em virtude da presença de zonas saturadas com gás na região.

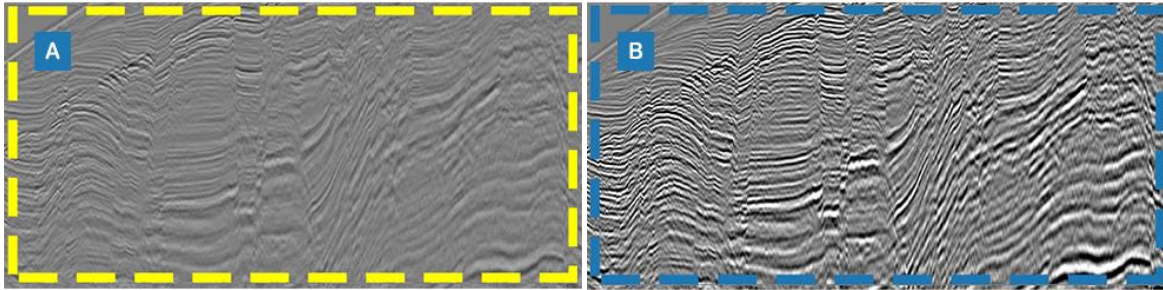


Figura 25: (a) Dado real para comparação. (b) Resultado para operador de estabilização $\sigma^2 = 1$ e $Q = 75$.

Outro resultado positivo após o uso do filtro inverso-Q no dado real foi o aumento da banda de frequências, principalmente as altas frequências contidas no dado, que ajudam a garantir melhorias na resolução da imagem final (Figura).

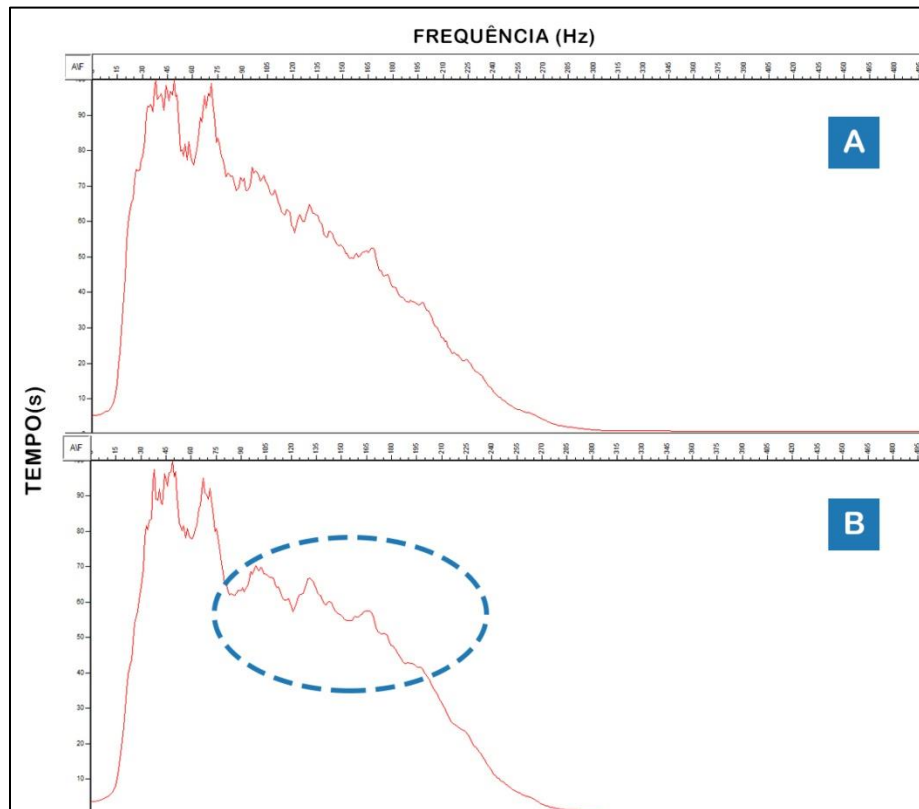


Figura 26: Comparação entre as bandas de frequência para a seção sísmica original (a) e a seção sísmica após filtro inverso-Q com operador de estabilização $\sigma^2=1$ e $Q = 75$ (b). Destaque em azul para o ganho nas altas frequências.

5. Conclusões

A aplicação do filtro inverso-Q em dados sintéticos e no dado real se mostrou eficiente ao corrigir os efeitos de atenuação, proporcionando um dado com maior resolução vertical, amplitudes corrigidas, aumento na banda de frequências e maiores contrastes entre as estruturas e continuidade lateral melhorada.

O filtro inverso-Q inverso utilizado em seção sísmica pós-empilhamento da Bacia de Pelotas com $\sigma = 1\%$ e $Q = 75$ apresentou uma melhora expressiva quando comparado ao dado original, tendo como melhor resultado as correções realizadas usando a estratégia de ganho limitado. A melhoria da aplicação do filtro Q para a correção da atenuação com um valor de Q relativamente baixo já era esperado, devido à natureza da seção sísmica, que apresenta zonas de acumulação de gás, o que provoca uma alta atenuação sísmica.

É possível verificar que um fator Q constante para o modelo geológico não é o ideal, devido a mudanças das propriedades das rochas, como compactação e saturação, ao longo da seção sísmica. Embora, mesmo assim, tenha corrigido de forma eficaz o efeito de atenuação do meio, promovendo aumento de resolução, principalmente, para as regiões mais rasas.

Algumas áreas na seção sísmica não foram possíveis corrigir todo o efeito de atenuação, o que está ligado a presença de ruído e ao fato de que o sinal pode ter sido atenuado além da faixa de recuperação. Existem outras estratégias para uma melhor correção desse efeito como, por exemplo, utilizar um modelo de fator Q variando lateralmente e com a profundidade, sendo uma sugestão de trabalhos futuros.

Para a continuidade do trabalho outros pontos que podem ser abordados são: a correção do efeito de dispersão em conjunto com a correção de amplitude e a avaliação de métodos de estimativa para o fator Q, gerando assim resultados ainda mais precisos para a correção dos efeitos de absorção.

Referências

- Aki, K., AND P. RICHARDS, 2002, Quantitative seismology, 2nd ed.: University Science Book.
- Aldridge D. F. 1990.The Berlage wavelet.Geophysics 55, 150811.
- Aster, R. C.; Borchers, B.; Thurber, C. H. Parameter Estimation and Inverse Problems. [S.l.]: Elsevier Academic Press, 2005.
- Azimi S. A., A. V. Kalinin, V. V. Kalinin, and B. L. Pivovarov, 1968, Impulse and transient characteristics of media with linear and quadratic absorption laws.Izvestiya - Physics of the Solid Earth 2, 88-93.
- Braga, I. L. S., and F. S. Moraes, 2013, High-resolution gathers by inverse Q filtering in the wavelet domain: Geophysics, 78, no. 2, V53–V61.
- Born, W. T.The Attenuation Constant of Earth Materials.GEOPHYSICS, v. 6, n. 2, p.132–148, apr 1941.ISSN 0016-8033.
- Diaconescu, C.C., Kieckhefer, R.M., Knapp, J.H., 2000. Geophysical evidence for gashdrates in the deep water of South Caspian Basin, Azerbaijan.Marine andPetroleum Geology 18, 209-221.
- Ewing, M.; Ludwig, W.J. & Ewing, J.I. 1963.Geophysical investigation in the submerged argentine coastal plain.pt. 1.Buenos Aires to Peninsula Valdez.Bulletin of the Geological Society of America, New York, N.Y., v. 74, p.275-292.
- Fontana, R.L. 1996. Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataformade Florianópolis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutoradoem Geociências. Porto Alegre, RS. 2 vols. 214p.
- Futterman, W. I. Dispersive body waves.Journal of Geophysical Research, v. 67, n. 13, p. 5279–5291, dec 1962.
- Grauls, D., 2000. Gas hydrates: importance and applications in petroleum exploration.Marine and Petroleum Geology 18, 519-523.
- Hale D. 1982.Q-adaptive deconvolution.Stanford Exploration Project Report 30, 133-58.
- Kearey, P., Brooks M. and Hill I. (2002) “An Introduction to Geophysical Exploration,” 3rd edition, Blackwell Science, pp 183-203.

- Kjartansson, E., 1979, Constant Q wave propagation and attenuation. *J. Geophys. Res.* 84, 4737–4748.
- Knopoff, L., and Macdonald, J. F., 1958. Attenuation of small amplitude stress waves in solid. *Reviews of Modern Physics*, 30, 1178.
- Kolsky H., 1953, *Stress Waves in Solids*. Clarendon Press, Oxford.
- Kolsky, H. Stress waves in solids. *Journal of Sound and Vibration*, v. 1, n. 1, p. 88–110, jan 1964.
- Kramers H. A. 1927. Le diffusion de lalumiere par lesatomes. Attidel CongressoInternazionale deifisica (Como, Italy) 2, 545-57.
- Krönig R. 1926. On the theory of the dispersion of X-rays. *Journal of the Optical Society of America* 12, 54-57.
- Kvendolven, K.A., 1996. A review of the geochemistry of methane in natural gashydrates. *Organic Geochemistry* 23, 997– 1008.
- Lima, R. R. Q-RTM: Compensação do Fator Q na Migração Reversa no Tempo. Tese (Master Thesis) — Universidade Federal da Bahia, 2017.
- Liner, C. L. *Elements of Seismic Dispersion: A Somewhat Practical Guide to Frequency Dependent Phenomena*. Society of Exploration Geophysicists, 2012. 179 p. ISBN 978-1-56080-291-4
- Liu, H.-P.& Archambeau, C. B., 1976. The effect of anelasticity on periods of the Earth's free oscillations (toroidal modes), *Geophys.J. R. astr. SOC.*47, 1-7.
- Lupinacci, W. M., 2010, Um método robusto de deconvolução esparsa no domínio da frequência. 78f. Dissertação de mestrado – Universidade Estadual do Norte Fluminense, Macaé, 2010.
- Lupinacci, W. M., and S. A. M. Oliveira, 2015, Q factor estimation from the amplitude spectrum of the time-frequency transform of stacked reflection seismic data: *Journal of Applied Geophysics*, 114, 202–209.
- Lupinacci, W. M., A. P. Franco, S. A. M. Oliveira, and F. S. Moraes, 2017, A combined time-frequency filtering strategy for Q-factor compensation of poststack seismic data: *Geophysics*, 82, v. 1, V1–V6.

- Margrave G. F. 1998. Theory of nonstationary linear filtering in the Fourier domain with application to time-variant filtering. *Geophysics* 63, 244-9.
- Moumouni, Z. I. Análise Tempo-Frequência do Sinal Sísmico Utilizando a Distribuição Wigner-Ville e o Método de Máxima Entropia: Aplicações para Estimativa do Fator Q e de Atributos. Tese (Doutorado) — Universidade Federal da Bahia, 2014.
- Nunes, B. I. C., W. E. Medeiros, A. F. Nascimento, and J. A. M. Moreira, 2011, Estimating quality factor from surface seismic data: A comparison of current approaches: *Journal of Applied Geophysics*, 75, 161–170.
- O’Doherty, R. F.; Anstey, N. A. Reflections on Amplitudes* *Geophysical Prospecting*, v. 19, n. 3, p. 430–458, sep 1971. ISSN 0016-8025.
- Oliveira, S. A. M., and W. M. Lupinacci, 2013, L1 norm inversion method for deconvolution in attenuating media: *Geophysical Prospecting*, 61, 771–777.
- Oliveira S., Vilhena O. and DaCosta E. 2010. Time-frequency spectral signature of Pelotas basin deep water gas hydrates system. *Marine Geophysical Research* 31, 89–97.
- Peterson, P. (2009) “F2PY: a tool for connecting Fortran and Python programs”, in *Int. J. Computational Science and Engineering*, Vol. 4, (4), pp.296–305
- Ribeiro, K.; Lewiner, T.; Duarte, O. On seismic absorption correction. In: 14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015. Brazilian Geophysical Society, 2015. p. 966–971.
- Robinson, E. A.; Treitel, S.; Lindseth, R. O.; Hale, D. e Series, D. I. (2008) *Digital Imaging and Deconvolution: The ABCs of seismic exploration and processing*, Society of Exploration Geophysicists.
- Rosa, A. L. R. *The Seismic Signal and Its Meaning*. Society of Exploration Geophysicists, 2018. v. 70. 755–775 p. ISBN 978-1-56080-333-1.
- Russell, B. H. (1988). *Introduction to Seismic Inversion Methods*. Society of Exploration Geophysicists.
- Savage, J, C. Thermoelastic attenuation of elastic waves by cracks: *Jour. Geophys. Research*, v 71.no. 16, p. 3929-3938, illus., 1966.

- Simm, R.; Bacon, R. Seismic Amplitude, an Interpreters Handbook. Cambridge: Cambridge University Press, 2014. P29.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P.; Sheriff, R. E. Applied Geophysics. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. v. 127. 783–785 p. ISBN 9781139167932.
- Tikhonov, A.N. and Arsenin, V.Y. (1977). Solutions of Ill-Posed Problems. Winston, New York.
- Toverud T. and Ursin B. 2005. Comparison of seismic attenuation models using zero-offset vertical seismic profiling (VSP) data. Geophysics 70, F17-25.
- Tonn, R., 1991. The determination of seismic quality factor Q from VSP: a comparison of different computational methods. Geophys. Prospect. 39, 1–27.
- Wang, Y., 2002, A stable and efficient approach of inverse Q filtering: Geophysics, 67, 657–663.
- Wang, Y., 2006, Inverse Q-filter for seismic resolution enhancement: Geophysics, 71, no. 3, V51–V60.
- Wang, Y., 2008, Seismic Inverse Q Filtering. Blackwell Publishing (238 pp.).
- Wang, Y., 2014, Stable Q analysis on vertical seismic profiling data: Geophysics, 79, no. 4, D217–D225.
- Wei, G. et al. Low-frequency Experiments on Tight Sandstone and Its Dispersion Characteristics in the Seismic Frequency Band. In: 80th EAGE Conference and Exhibition 2018.
- White, J.E., 1965, Seismic waves: Radiation, transmission and attenuation, New York, McGraw HILL Book Co. Inc.
- Winkler, K. W.; Nur, A. Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional sliding. GEOPHYSICS, v. 47, n. 1, p. 1–15, jan 1982.
- Wu, S., Zhang, G., Huang, Y., Liang, J., Wong, H.K., 2005. Gas hydrate occurrence on the continental slope of the northern South China Sea. Marine and Petroleum Geology, 22, 403-412.

- Yilmaz, O., 2001, *Seismic Data Analysis. Processing, Inversion, and Interpretation of Seismic Data*, v. I. 2 ed. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.
- Zhang, C., and T. J. Ulrych, 2007, Seismic absorption compensation: A least square inverse scheme: *Geophysics*, 72, no. 6, R109–R114.