

Edmarley Costa Ramos

***Q Tomography e Q Migration, Compensação Q*
em Meios Complexos em Dados da Bacia da
Foz do Amazonas**

Niteroi, Rio de Janeiro

Julho de 2019

Edmarley Costa Ramos

***Q* Tomography e *Q* Migration, Compensação *Q* em
Meios Complexos em Dados da Bacia da Foz do
Amazonas**

Projeto Final II em Geofísica apresentado à
Universidade Federal Fluminense como exi-
gência para obtenção do título de Bacharel
em Geofísica.

Universidade Federal Fluminense – UFF

Departamento de Geologia e Geofísica

Programa de Graduação em Geofísica

Orientador: Marco Antonio Cetale Santos

Coorientador: Erick Alves Tomaz

Niteroi, Rio de Janeiro

Julho de 2019

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

R175q Ramos, Edmarley Costa
Q Tomography e Q Migration, Compensação Q em Meios
Complexos em Dados da Bacia da Foz do Amazonas / Edmarley
Costa Ramos ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Erick
Alvez Tomaz, coorientador. Niterói, 2019.
104 f. : il.

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

1. Absorção sísmica. 2. Imageamento. 3. Tomografia. 4.
Fator de Qualidade. 5. Produção intelectual. I. Santos,
Marco Antonio Cetale, orientador. II. Tomaz, Erick Alvez,
coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto
de Geociências. IV. Título.


CDD -

Edmarley Costa Ramos

Q Tomography e Q Migration, Compensação Q em Meios Complexos em Dados da Bacia da Foz do Amazonas

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

Trabalho aprovado. Niteroi, Rio de Janeiro, 05 de Julho de 2019:



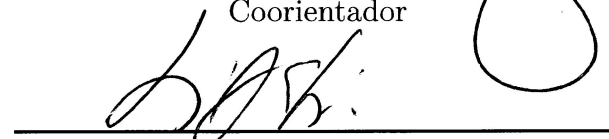
Marco Antonio Cetale Santos

Orientador



Erick Alves Tomaz

Coorientador



Luiz Alberto Santos

Examinador 1



Rogério de Araújo Santos

Examinador 2

Niteroi, Rio de Janeiro

Julho de 2019

Dedico este trabalho a minha família, meus amigos, namorada, professores e a todos que tanto me ajudaram ao longo deste caminho.

Agradecimentos

Agradeço, primeiramente, ao meu Orientador e Professor Marco Cetale pelo apoio, orientação, pelas oportunidades, confiança e amizade;

À Professora Eliane pelo grande suporte, carinho e dedicação;

Ao Professor e grande amigo Rogério por sempre me apresentar a novas ideias e experiências, todo o trabalho e muitas noites de pizza;

Ao Professor Luiz Alberto, pelas valiosas lições e discussões;

A todos os Professores dos quais tive o prazer de ser aluno;

Ao membros do laboratório GISIS que dividiram suas ideias e me ajudaram em inúmeros momentos, em especial, ao Roberto pelo maravilhoso pão;

Aos meus colegas e amigos da *CGG*, por toda ajuda, paciência, amizade e conhecimentos transmitidos, especialmente ao meu time: Natacha Rocha, Karine Pereira, Sônia Domont, Erick Tomaz, Diego Carotti, Jéssica Henriques, Giuseppe Loconte, Debora Mondini, Hichem Ayadi e Hernando Aponte;

A Anderson Cavalcante, por todo apoio e conselhos;

À minha família, namorada e amigos por todo o suporte e carinho;

Por fim, mas não menos importante, agradeço à *CGG Multi Client & New Ventures* pela colaboração neste trabalho e permissão para apresentar estes dados e resultados obtidos.

*“The shortest route was a detour. It was a detour that was our shortest path [...] and its
because of you we were able to take that route...
(JoJo’s Bizarre Adventure, Hirohiko Araki)*

Resumo

A Absorção Sísmica é um fenômeno que atua durante a propagação de ondas em um meio inelástico. Ela pode ser subdividida em dois outros efeitos de características distintas: Atenuação e Dispersão, responsáveis pela perda preferencial das componentes de alta frequência do sinal e distorção de fase, respectivamente.

Este trabalho tem como objetivo o estudo dos efeitos da Absorção em meios complexos aplicados à sismologia de exploração. Caso não tratados, estes efeitos impactam diretamente a qualidade do dado sísmico: primariamente, prejudicando a resolução vertical; a qualidade da imagem, introduzindo distorções; e posicionando eventos incorretamente. Secundariamente, diversas outras análises podem ser prejudicadas, como análise quantitativa; *AVO/AVA*; *Velocity Model Building (VMB)* e etc.

Comumente, uma abordagem simplificada é adotada no fluxo de processamento sísmico: é estimado um valor único, representativo do campo de atenuação em questão, para o Fator de Qualidade (Q) a partir do dado empilhado (*post-stack*) e uma correção 1-D (traço a traço) é aplicada em duas etapas: a correção de fase e a correção de amplitude *post stack*. Este tratamento é justificado pelo fato de que a análise Q (*Q Analysis*) ainda não é trivial e, apesar de simples (desconsidera-se várias características mais complexas/problemáticas dos efeitos de propagação de onda), esta abordagem é muitas vezes satisfatória e realiza um bom trabalho em mitigar os efeitos absorcivos.

Em meios que apresentam um campo de atenuação mais complexo, no entanto, este tratamento é ineficaz devido às premissas simplificadas em que se baseia. Se faz necessária, então, a aplicação de técnicas que atuem no domínio *pre-stack* (pré empilhamento) e levem em consideração os diferentes tempos de trânsito (*travel time*) e trajetórias (*travel path*) das diferentes frentes de onda.

Neste trabalho foram utilizados dados sísmicos da Bacia da Foz do Amazonas que exibem expressiva absorção devido a, provavelmente, bolsões de gás rasos. Tomografia de atenuação (*Q Tomography*) foi aplicada e um modelo tridimensional de Q foi construído e utilizado para a correção da absorção (*deabsorption filtering*) incorporada no processo de migração Kirchhoff em profundidade (*Q Kirchhoff Pre Stack Depth Migration*).

A tomografia conseguiu capturar as anomalias de gás com sucesso, sem informações *a priori*, onde são observados valores de Q tão baixos quanto 20 (alta absorção). Os resultados após a migração exibem amplitudes mais balanceadas e coerentes em áreas anômalas, maior resolução e foco. O espectro de amplitude, agora mais amplo, indica a recuperação

significativa das componentes atenuadas e controles de qualidade indicam que a fase do sinal está mais bem centrada em zero após este tratamento.

Palavras-chave: Fator de Qualidade. Tomografia. Migração. Absorção. Atenuação. Dispersão.

Abstract

Seismic Absorption is a phenomenon active during wave propagation in inelastic media. It can be divided into two other effects of distinguished behaviour: Attenuation and Dispersion, responsible each for the preferential loss of high-frequency components of the signal and phase distortion, respectively.

The aim of this work is to investigate the absorption phenomenon in complex media applied to the exploration seismology. Left untreated, these effects can directly impact the seismic data quality: primarily impairing vertical resolution; image quality by introducing distortions; and mispositioning events. Secondly, it can negatively impact several other analysis as quantitative analysis; AVO/AVA; Velocity Model Building, etc.

Usually, a simplified approach is adopted during the seismic processing: a unique Quality Factor value is estimated from post stack data, representative of the attenuation field in question. The 1-D correction is then applied in a trace to trace manner in two steps: the phase and post stack amplitude corrections. This simplified procedure is supported by the fact that Q analysis is not yet trivial and although simple (more complex/troublesome wave propagation behaviors are not taken in account), this approach is satisfactory and does a good job in mitigating absorption's effects most of the times.

However, in media with a more complex attenuation field, this treatment falls short due to the simplified assumptions on which it is based. It is then necessary to employ techniques that act in the pre stack domain and consider the different travel times and travel paths of the different wavefronts.

This work uses seismic data from Foz do Amazonas Basin which exhibit expressive absorption probably due to shallow gas pockets. Q Tomography was applied and a tridimensional Q model was constructed and utilized for the deabsorption filtering incorporated inside the Kirchhoff depth migration process (*Q Kirchhoff Pre Stack Depth Migration*).

The Q Tomography successfully captured the shallow gas anomalies without *a priori* information, where Q values as low as 20 can be observed (high absorption). The data after migration exhibit more balanced and coherent amplitudes in anomaly zones, higher resolution and focus. The amplitude spectrum is wider, indicating a significative recovery of the attenuated bandwidth and quality controls indicate that the data phase is closer to zero phase after this treatment.

Keywords: Quality Factor. Tomography. Migration. Absorption. Attenuation. Dispersion.

Lista de ilustrações

- Figura 1 – Representação esquemática de um pulso sísmico sob os efeitos de absorção. A perda de amplitude é acompanhada por um alargamento de seu comprimento, consequência da perda das mais altas frequências e da defasagem entre as componentes espectrais restantes. Adaptado de O’Doherty e Anstey (1971). 20
- Figura 2 – Traço sísmico sintético gerado por uma *wavelet ricker* simétrica de 50 Hz a cada 200 ms. Os efeitos da absorção podem ser vistos separadamente para um valor de $Q = 50$. A dispersão introduz distorções de fase, posicionando os eventos de maneira incorreta e prejudicando o foco do dado. A atenuação é responsável pela perda severa de amplitude e de resolução vertical. 23
- Figura 3 – Diagramas *stress-strain* (tensão-deformação). **a)** Caso haja a conservação de energia entre os ciclos, o diagrama toma forma de uma linha reta, demonstrando uma relação linear entre tensão-deformação e concordância com a Lei de Hooke. **b)** Em um meio absorcivo, o sistema perde energia a cada ciclo. A deformação sofre um leve atraso de fase δ em relação a tensão, o que faz com que o diagrama tome um formato elíptico. A perda de energia por ciclo (ΔW) é proporcional à área da elipse. 26
- Figura 4 – Atenuação do arenito Berea nas condições seco e parcialmente saturado com salmoura. A atenuação aumenta substancialmente com a saturação parcial mas o aumento da pressão efetiva diminui a magnitude de $1/Q$. Note também o comportamento dispersivo do fator Q para altas frequências e saturação parcial, para a rocha seca, Q se mostra constante. Adaptado de Batzle, Han e Castagna (1996). 31
- Figura 5 – Múltiplas reflexões originadas pelo caso da placa fina, definido por interfaces de baixa espessura e refletividade, com coeficientes de reflexão de sinais opostos. Perdas por transmissão diminuem as amplitudes uniformemente e são parcialmente remediadas pelas múltiplas reflexões caso a polaridade seja igual a do sinal diretamente transmitido. Múltiplas internas tendem a realçar as baixas amplitudes do espectro e diminuir as altas (SCHOENBERGER; LEVIN, 1974). Adaptado de O’Doherty e Anstey (1971). 33

Figura 6 – Exemplificação dos fenômenos de amplitude relacionados a propriedades de subsuperfície, ou seja, independentes das propriedades da fonte e do receptor. Os efeitos marcados com um asterisco apresentam dependência da frequência. Adaptado de Liner (2012).	34
Figura 7 – Pacote de onda resultado da soma de duas ondas monocromáticas (20 e 22 Hertz). O envelope desloca-se com velocidade de grupo (Eq. 1.27), já uma determinada onda monocromática em seu interior, com velocidade de fase (Eq. 1.24).	35
Figura 8 – Dois pulsos originados com a mesma intensidade δ em $x = 0$ comparados em $x = 327$ km. O pulso causal (linha contínua) sofre os efeitos do par absorção-dispersão; no pulso não-causal (linha pontilhada) a presença de dispersão é desconsiderada. Adaptado de Futterman (1962).	39
Figura 9 – Dado sintético modelado utilizando-se as equações 1.36 e 1.37 para diferentes valores de Q . Os eventos são reapresentados por uma <i>wavelet Ricker</i> simétrica a cada 200 ms, o que nos permite melhor observar os efeitos da atenuação e dispersão.	41
Figura 10 – Aplicação do filtro Q descrito pela equação 1.40 aos dados gerados da figura 9. Fortes artefatos dominam o dado a medida que o valor de Q diminui e o tempo de transito aumenta.	42
Figura 11 – Filtragem inversa Q estabilizada dos dados sintéticos apresentados na figura 9. Um limite de ganho foi empregado para tornar o processo estável.	42
Figura 12 – Representação esquemática da aquisição de dados VSP e dados sintéticos. Os receptores são posicionados nas paredes do poço e tiros são efetuados nas redondezas. A onda direta possui valiosas informações sobre o meio devido a sua trajetória relativamente simples, problema bastante explorado nas disciplinas de inversão (similar ao problema de <i>cross well tomography</i>). Os campos de ondas podem ser separados facilmente neste tipo de dado pela sua inclinação: inclinações positivas (como na definição do domínio $f-k$) correspondem ao campo de onda <i>downgoing</i> e os negativos ao <i>upgoing</i>	44
Figura 13 – Representação esquemática do método da razão espectral para a estimativa do fator Q . Dois espectros são comparados e o logaritmo da razão (\mathbf{A}) é tirado (Eq. 2.3). Uma regressão linear é feita para se estimar a inclinação (\mathbf{p}) que melhor se ajusta ao <i>plot</i> de \mathbf{A} contra a frequência, as frequências que definem os limites do ajuste \mathbf{f}_1 e \mathbf{f}_2 são de grande importância, Q é então, finalmente, dado pela equação 2.4.	46

Figura 14 – Um espectro de <i>input</i> com um centroide de $400Hz$ e variância de $12730Hz^2$; a resposta de um meio absorcivo para $\alpha = 0.0008$ e o espectro de <i>output</i> . O centroide foi deslocado para $389.8Hz$ após sofrer a atenuação. Adaptado de Quan e Harris (1997).	47
Figura 15 – Reflexão em um common-midpoint gather sintético gerado com uma <i>wavelet</i> Ricker de $50 Hz$ sob o efeito da atenuação. As amplitudes foram normalizadas para que o efeito do alargamento de pulso devido a perda das altas frequências, que severamente impacta a resolução vertical, ficasse mais claro. Abaixo temos os espectros de amplitude normalizados para alguns <i>offsets</i> , o espectro da fonte está representado em preto e possui o pico centrado em $50 Hz$. A medida que o sinal é atenuado a frequência de pico é deslocada em direção as baixas frequências (ZHANG; ULRYCH, 2002; ZHANG, 2008).	49
Figura 16 – Representação da propagação de uma frente de onda sobre os efeitos da absorção, desde a fonte até o receptor. Para se descrever a atenuação total sofrida pelo raio é necessário integrar o tempo de trânsito e Q ao longo de sua trajetória. a) Os valores de Q intervalar descrevem a atenuação individual de cada unidade do meio, por isto, devem ser integrada para cada segmento infinitesimal de raio. b) Q efetivo descreve a atenuação cumulativa, similar à velocidade RMS , logo, pode ser removido da operação de integração.	51
Figura 17 – <i>Common midpoint gather</i> sintético construído por 3 reflexões, sem a presença de gradiente (sem variação AVO) e sem absorção. Note que ao se aplicar a correção NMO ocorre uma distorção do pulso, que é contaminado por baixas frequências, denominado literalmente <i>stretch</i> . O primeiro evento que possui menor tempo no <i>offset</i> zero e maior <i>moveout</i> é o mais severamente afetado. Esta distorção irá influenciar severamente a estimativa de Q e desviar o resultado dos valores corretos.	52
Figura 18 – Definição tradicional dos problemas direto e inverso.	54
Figura 19 – O problema inverso visto como uma combinação dos problemas de estimativa e avaliação. Adaptado de Snieder e Trampert (1999).	57
Figura 20 – Função custo bidimensional. Mínimos locais constituem uma das dificuldades do processo de inversão, nestes casos, informações <i>a priori</i> sobre o comportamento dos parâmetros é de grande importância para a calibragem dos resultados e do modelo de entrada a fim de guiar-se o resultado em direção ao mínimo global.	58

Figura 21 – Problema tomográfico básico. Oito raios de trajetória reta são propagado em um meio representado por uma matriz 3×3 , cada célula possui comprimento unitário e um valor único de velocidade. Como a trajetória dos raios independe das velocidades sísmicas, o problema é da forma linear. Adaptado de Aster, Borchers e Thurber (2005).	59
Figura 22 – Ilustração do processo de integração para um determinado par fonte-receptor. Os tempos de trânsito atenuados são calculados para cada segmento de raio infinitesimais ds e incorporado ao sistema de equações. t_s é o tempo de trânsito entre fonte e o ponto de reflexão ξ , e t_r , entre ξ e o receptor.	62
Figura 23 – Representação do processo de inversão tomográfica de Q pelo uso de tempos de trânsito atenuados. Como os valores efetivos de Q são cumulativos, similares aos valores RMS , este termo pode ser retirado do processo de integração. A perturbação é encontrada a partir da minimização entre as diferenças de \mathbf{T}^* entre os valores efetivos e os integrados ao longo das trajetórias.	63
Figura 24 – Obtenção dos tempos de trânsito utilizando-se traçado de raios para um determinado par fonte-receptor. As tabelas de tempo de trânsito (t_s e t_r) permitem a obtenção das isócronas no domínio da imagem ($\mathbf{I}(\xi)$), condição de imagem para a migração <i>Kirchhoff</i> (Eq. 3.27).	65
Figura 25 – Processo de migração <i>Kirchhoff</i> por espalhamento para um <i>common offset gather</i> . A partir de um traço sísmico, cada amostra é mapeada no domínio da imagem ao longo das isócronas determinadas pela condição de imagem (Eq. 3.27), o processo é então repetido para todos os traços.	66
Figura 26 – Processo de migração <i>Kirchhoff</i> por espalhamento incorporando a correção de absorção para um <i>common offset gather</i> . Um <i>buffer</i> é criado a partir do traço de entrada com diversas correções (diferentes Q) aplicadas. O Q cumulativo para determinado ponto na imagem é determinado pelo tempos de transitio atenuados $\int(t_s + t_r)/Q$ e o algoritmo seleciona o traço com a correção necessária dentro do <i>buffer</i> . O processo é repetido para todas as amostras e traços.	67
Figura 27 – <i>Inline 01</i> do <i>stack PSDM</i> . É possível notar uma zona onde o sinal é distorcido e ocorre o enfraquecimento das amplitude, destacado pelo pontilhado em amarelo. A seta superior destaca a zona anômala provavelmente relacionada a bolsões de gás rasos, a inferior destaca a perda de de amplitude. Os principais eventos estão destacados, os topos das formações Amapá, em azul, e Limoeiro, em verde.	69
Figura 28 – Estruturas de colapso interpretadas como <i>pockmarks</i> sugerem a presença de gás livre.	70

- Figura 29 – *Workflow* utilizado para a análise Q e compensação em meios complexos. De maneira geral os processos podem ser resumidos na estimativa de Q e na aplicação da tomografia de atenuação, o resultado é um volume tridimensional de Q intervalar que é usado como *input* para a $QKPSDM$. 71
- Figura 30 – Representação da variação dos efeitos da absorção segundo o *offset*. Nos *offsets* curtos, a zona afetada é localizada logo abaixo das anomalias; nos longos, a geometria da região afetada é mais complexa devido às trajetórias mais longas da frente de onda. 71
- Figura 31 – *Inline* 01, resultados obtidos pela Q tomography. A seção PSDM empilhada é exibida em **(a)**. Em **(b)** tem-se o modelo intervalar de Q obtido pela tomografia de atenuação sobreposto ao dado. Nota-se boa correspondência entre as estruturas retratadas na sísmica e o Q invertido. A zona de anomalia, à esquerda, foi capturada e outras regiões de alta absorção foram reveladas na parte direita superior e na formação Amapá. 73
- Figura 32 – *Crossline* 01, resultados obtidos pela Q tomography. A seção PSDM empilhada é exibida em **(a)**. Em **(b)** tem-se o modelo intervalar de Q obtido pela tomografia de atenuação sobreposto ao dado. Anomalias de alta absorção podem ser observadas na parte mais rasa da bacia, logo acima da região onde o embasamento é elevado, o que pode indicar acumulações de gás nos carbonatos da formação Amapá, estruturas *pockmark*, falhas e anomalias logo acima desta zona evidenciam uma possível rota de migração até a superfície. 74
- Figura 33 – *Depth slice* superficial, resultado obtido pela tomografia Q . As zonas anômalas associadas à bolsões de gás rasos, destacadas em amarelo, são claramente visíveis no *PSDM stack* (**(a)**), bem como um complexo sistema de canais medrantes. Em **(b)** tem-se o Q proveniente da tomografia sobreposto ao dado. As zonas anômalas são bem definidas pela tomografia e diversas regiões, também absorcivas, foram capturadas, em especial a área à direita, que exhibe forte absorção, região mostrada anteriormente na figura 31b. Destaca-se a textura rugosa desta feição associada a valores baixíssimos de Q 75
- Figura 34 – Comparação entre fácies sísmica da região inferior direita, associada à alta absorção (Fig. 33b), e de dados de ambiente sedimentar análogo (marinho raso/de plataforma) no Mar do Norte. Em **(a)**, a característica rugosa da região destacada em vermelho é realçada pelo atributo cosseno da fase, padrão bastante similar ao encontrado em **(b)**, correspondente à *buildups* carbonáticos do Permiano, a presença de carbonatos de plataforma na região é inferida, então, por meio deste análogo. 77

- Figura 35 – *Inline* 01, comparação entre migrações **(a)** *PSDM* e **(b)** *QPSDM*. As regiões destacadas em amarelo em **(b)** são apresentadas em detalhe em **(c)**-**(h)**. A continuidade lateral e resolução dos eventos é melhorada, especialmente dentro do pacote de carbonatos, zonas de falha e partes profundas. Pontos comparativos estão indicados por setas, verde sugere mudanças positivas. A escala de cores é a mesma em todas as imagens. 79
- Figura 36 – *Inline* 02, comparação entre migrações **(a)** *PSDM* e **(b)** *QPSDM*. As regiões destacadas em amarelo em **(b)** são apresentadas em detalhe em **(c)**-**(h)**. A continuidade lateral e resolução dos eventos é melhorada, especialmente dentro do pacote de carbonatos, zonas de falha e partes profundas. Pontos comparativos estão indicados por setas, verde sugere mudanças positivas. A escala de cores é a mesma em todas as imagens. 81
- Figura 37 – Espectro de amplitude normalizado comparativo entre *PSDM* e *QPSDM* medido na *inline* 02. Duas janelas foram utilizadas, uma na parte mais rasa e outra mais profunda (amarelo e verde, respectivamente). O dado corrigido exibe maior conteúdo de alta frequência que resulta num espectro mais balanceado, como pode ser visto na janela rasa, e no deslocamento da frequência de pico em direção às altas frequências na janela profunda. 82
- Figura 38 – *Depth slice* na parte superficial do dado. **a)** *PSDM*. **b)** *PSDM* + *Q* constante pós *stack*. **c)** *QPSDM*. A escala de cor é fixa em todas as imagens. As zonas de anomalia associadas a bolsões de gás estão destacadas em amarelo. 83
- Figura 39 – *Depth slice* na parte intermediária do dado. **a)** *PSDM*. **b)** *PSDM* + *Q* constante pós *stack*. **c)** *QPSDM*. A escala de cor é fixa em todas as imagens. As zonas de anomalia associadas a bolsões de gás estão destacadas em amarelo. 84
- Figura 40 – *Depth slice* na parte profunda do dado. **a)** *PSDM*. **b)** *PSDM* + *Q* constante pós *stack*. **c)** *QPSDM*. A escala de cor é fixa em todas as imagens. As zonas de anomalia associadas a bolsões de gás estão destacadas em amarelo. 85
- Figura 41 – Atributo sísmico de coerência/descontinuidade em um *depth slice*, as linhas de falha e outras feições de relevo são destacadas, as estruturas retratadas no atributo extraído da *QPSDM* exibem maior nível de detalhe e resolução 86
- Figura 42 – Estruturas de pequena escala representadas no dado sísmico e no atributo de coerência, as altas frequências proporcionadas pela *QPSDM* possibilitam a visualização de pequenos detalhes em maior resolução. . 87

Figura 43 – Zona de anomalia 01, a efetividade da compensação utilizando-se Q migration é avaliada e comparada ao filtro unidimensional com Q constante, são apresentados <i>stacks</i> ((a)-(c)), <i>gathers</i> ((d)-(f)) e <i>depth slices</i> ((g)-(i)). A localização dos <i>gathers</i> e do <i>depth slice</i> estão indicadas em (a). A amplitude foi ajustada nas imagens de (a) a (c) para que fosse possível avaliar o balanço geral entre amplitudes e o ganho de resolução vertical.	90
Figura 44 – Zona de anomalia 02, a efetividade da compensação utilizando-se Q migration é avaliada e comparada ao filtro unidimensional com Q constante, são apresentados <i>stacks</i> ((a)-(c)), <i>gathers</i> ((d)-(f)) e <i>depth slices</i> ((g)-(i)). A localização dos <i>gathers</i> e do <i>depth slice</i> estão indicadas em (a). A amplitude foi ajustada nas imagens de (a) a (c) para que fosse possível avaliar o balanço geral entre amplitudes e o ganho de resolução vertical.	93
Figura 45 – Histograma da fase extraída em uma janela centrada no horizonte topo da Formação Amapá. A fase extraída do volume $QPSDM$ apresenta média e medianas mais próximas de zero, e um histograma de formato mais simétrico.	94
Figura 46 – <i>Stacks flatenizados</i> utilizando-se o horizonte topo da Fm. Amapá, evento centrado em 1 segundo (pico azul). As amplitudes foram ajustadas para se obter certa equivalência e tornar possível a comparação do formato da <i>wavelet</i>	95

Lista de abreviaturas e siglas

<i>CFS</i>	<i>Centroid Frequency Shift</i>
<i>CIG</i>	<i>Common Image Gather</i>
<i>FPS</i>	<i>Frequency Peak Shift</i>
<i>FWI</i>	<i>Full-Waveform Inversion</i>
<i>IMA</i>	<i>Internal Multiple Attenuation</i>
<i>KPSDM</i>	<i>Kirchhoff Prestack Depth Migration</i>
<i>MWD</i>	<i>Model-based Water-layer Demultiple</i>
<i>SRM</i>	<i>Spectral Ratio Method</i>
<i>SRME</i>	<i>Surface Related Multiple Elimination</i>
<i>PSDM</i>	<i>Prestack Depth Migration</i>
<i>QKPSDM</i>	<i>Q Kirchhoff Prestack Depth Migration</i>
<i>QPSDM</i>	<i>Q Prestack Depth Migration</i>
<i>WEMQA</i>	<i>Wave-Equation Migration Q Analysis</i>
<i>TTI</i>	<i>Tilted Transverse Isotropy</i>
<i>WEMVA</i>	<i>Wave-Equation Migration Velocity Analysis</i>

Sumário

	INTRODUÇÃO	19
1	ABSORÇÃO: TEORIA E FUNDAMENTOS	23
1.1	Atenuação	24
1.1.1	O Coeficiente de Atenuação	25
1.1.2	O Fator de Qualidade	28
1.1.3	Possíveis Mecanismos	30
1.1.4	Atenuação Intrínseca e Aparente	32
1.2	Dispersão	33
1.2.1	Variação na Frequência: o comportamento Dispersivo	37
1.2.2	Relação Atenuação-Dispersão	38
1.3	O Filtro Q	39
2	ESTIMATIVA DO FATOR DE QUALIDADE	43
2.1	Método da Razão Espectral	45
2.2	Método do Deslocamento do Centroide de Frequência	46
2.3	Método do Deslocamento da Frequência de Pico	48
2.4	Q Efetivo e Q Intervalar	50
2.5	Precondicionamento do Dado	51
3	COMPENSAÇÃO Q EM MEIOS COMPLEXOS	53
3.1	Modelagem Direta e o Problema Inverso	53
3.1.1	O Problema Tomográfico	57
3.1.2	<i>Ray Tracing</i>	59
3.2	Q Tomography	61
3.3	Q Kirchhoff Migration	63
4	METODOLOGIA: MATERIAIS E MÉTODOS	68
5	RESULTADOS E DISCUSSÃO	72
5.1	Discussão	94
6	CONCLUSÃO	97
	REFERÊNCIAS	98

Introdução

A Geofísica pode ser vista sob a perspectiva da necessidade de melhor compreendermos o meio que ocupamos (Terra) e investigarmos os processos que o moldam e transformam, seja por um caráter puramente científico ou exploratório, muitas vezes, ambos.

Robinson e Clark (2017) definem Geofísica como o estudo da física da Terra, sua superfície, interior e seus arredores no espaço. A investigação sobre seu comportamento físico por meio de experimentos e observações torna possível a extração de informações sobre a estruturação do planeta sem necessariamente o contato e medições diretas, logo, foram assim denominados métodos indiretos. O maior interesse da análise geofísica se concentra em subsuperfície, onde medições diretas são muitas vezes impossibilitadas e existe grande interesse econômico voltado para a prospecção de recursos naturais.

Diferentes linhas de pesquisa podem ser classificadas baseadas nos princípios físicos dos métodos em foco e no alvo do estudo. Telford, Geldart e Sheriff (1990) dividem as principais categorias de interesse em

- Sismologia;
- Propriedades termais da Terra;
- Magnetismo terrestre;
- Correntes telúricas;
- Geodésia e gravitação;
- Radioatividade da Terra, mar, atmosfera e raios cósmicos;
- Eletricidade atmosférica;
- Meteorologia.

Dentre estes, destaca-se a sismologia, o estudo sobre a estruturação do interior terrestre através do uso de ondas sísmicas (método sísmico). A sismologia de exploração, um ramo da sismologia de terremotos, se limita a investigação dos quilômetros mais superficiais da crosta terrestre e pode ser empregada na análise de potenciais reservatórios de petróleo e depósitos minerais, localização de águas subterrâneas, determinação da espessura de geleiras e solos e etc (ROBINSON; CLARK, 2017).

Durante o último século, o método sísmico se consolidou como a principal ferramenta empregada à geofísica aplicada. Uma breve revisão de sua história pode ser encontrada em Telford, Geldart e Sheriff (1990, ch.4.12). O esgotamento das reservas superficiais de hidrocarbonetos forçou a migração dos esforços exploratórios para áreas cada vez mais profundas e complexas, estrutural e estratigraficamente.

A crescente demanda por dados sísmicos de melhor qualidade e imagens mais claras

e bem definidas desencadeou um avanço tecnológico de maneira a suprir as necessidades da indústria, adaptando-se aos complexos cenários geológicos encontrados. Diversos efeitos na propagação de ondas, outrora desconsiderados, passaram a ser levado em consideração durante a aquisição e processamento do dado sísmico, com a finalidade de garantir a sua melhor qualidade e reduzir a incerteza e risco nas etapas de Exploração e Produção (E&P).

Este trabalho tem como foco o fenômeno da Absorção Sísmica aplicada a sismologia de exploração em meios que apresentam um campo de atenuação complexo.

A Atenuação se manifesta como a perda seletiva do conteúdo de mais alta frequência do sinal, proporcional ao tempo de trânsito, processo intrínseco à propagação da onda sísmica em um meio inelástico (WANG, 2008). Dispersão é o efeito onde a propagação de diferentes componentes espectrais do pulso sísmico viajam cada uma com velocidades distintas, ocasionando uma defasagem do sinal original e uma consequente deformação da forma de onda.

Estes dois fenômenos em conjunto definem a Absorção Sísmica e ocasionam o problema da não-estacionariedade do sinal no tempo (YILMAZ, 2001), ou seja, o pulso injetado (fonte) sofre com a perda das altas frequências e defasagem de suas componentes espectrais, ocasionando uma deformação na *wavelet*, com o tempo de trânsito (Fig. 1).

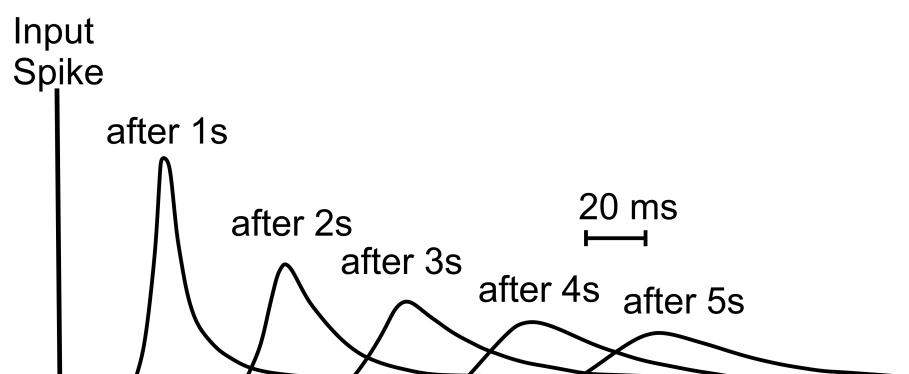


Figura 1 – Representação esquemática de um pulso sísmico sob os efeitos de absorção. A perda de amplitude é acompanhada por um alargamento de seu comprimento, consequência da perda das mais altas frequências e da defasagem entre as componentes espectrais restantes. Adaptado de O'Doherty e Anstey (1971).

Caso não tratados, estes efeitos impactam diretamente a qualidade do dado sísmico: primariamente prejudicando a resolução vertical; a qualidade da imagem introduzindo distorções e posicionando eventos incorretamente. Secundariamente, diversas outras análises podem ser prejudicadas como análise quantitativa; *AVO/AVA*; *Velocity Model Building (VMB)* e etc.

A absorção é expressada por um fator adimensional denominado Fator de Qualidade, ou Fator Q , uma medida quantitativa da perda de energia do sistema. Sua estimativa constitui o primeiro passo para a correção de seus efeitos no dado sísmico. Este tópico

ainda é alvo de estudos e debates, visto que há diversos fatores que dificultam e/ou influem nesta análise, tópico abordado mais a frente no Capítulo 2.

Não existe consenso sobre os mecanismos responsáveis pela absorção, não obstante, existem diversos modelos que propõem explicar este comportamento anelástico. Segundo um modelo matemático arbitrário de Q , é possível desenhar um filtro para tratar seus efeitos, esta técnica é denominada Filtragem Inversa Q (o filtro do sistema Terra, absorcivo, é denominado Filtro Q).

Usualmente, uma abordagem simplificada é adotada no fluxo de processamento sísmico: é estimado um valor único, representativo do campo de atenuação em questão, para o Fator de Qualidade a partir do dado empilhado (*post-stack*), e uma correção 1-D (traço a traço) é aplicada em duas etapas: a correção de fase e a correção de amplitude pós *stack*. Este tratamento é justificado pelo fato de que a análise Q (Q Analysis, num mesmo senso como em *Velocity Analysis*) ainda não é trivial e, apesar de simples (desconsidera-se várias características mais complexas/problemáticas dos efeitos de propagação de onda), esta abordagem é muitas vezes satisfatória e realiza um bom trabalho em mitigar os efeitos absorcivos (WANG, 2008).

Em meios que apresentam um campo de atenuação mais complexo, no entanto, este tratamento se mostra inefetivo, devido às premissas simplificadas em que se baseia. Se faz necessária, então, a aplicação de técnicas que atuem no domínio *pre-stack* (pré empilhamento) e levem em consideração os diferentes tempos de transito (*travel time*) e trajetórias (*travel path*) das diferentes frentes de onda, conceito que se aproxima dos fundamentos da migração sísmica.

Neste trabalho foram utilizados dados sísmicos da Bacia da Foz do Amazonas que exibem expressiva absorção devido a, provavelmente, bolsões de gás rasos. O objetivo é a construção de um modelo tridimensional heterogêneo de Q por meio do uso da tomografia de atenuação (Q Tomography), que capture estas zonas anômalas; e a mitigação dos efeitos da absorção utilizando-se este modelo para correção incorporada no processo de migração *Kirchhoff* pré *stack* em profundidade (*QPSDM*).

Os dados são proprietários e foram cedidos pela *CGG* para a realização deste estudo. Toda e qualquer forma de referência espacial foi omitida; as numerações de *inline* e *crossline* aqui apresentadas não possuem relação aos valores reais.

O Capítulo 1, Absorção: Teoria e Fundamentos, apresenta uma revisão dos principais conceitos do fenômeno da absorção sísmica. Atenuação e dispersão são tratados separadamente e seus fundamentos matemáticos são trabalhados. O comportamento do fator Q sob determinadas perspectivas é comentado, sempre com foco no processamento sísmico. O objetivo é que ao fim deste capítulo, o leitor tenha um bom entendimento dos processos envolvidos e das premissas nas quais se baseiam as ferramentas geofísicas para

tratamento da absorção.

O Capítulo 2, Estimativa do Fator de Qualidade, trata dos desafios da estimativa confiável de Q . Nele é feito um breve histórico das abordagens registradas na bibliografia, as vantagens e limitações de determinados métodos. São discutidas as diferenças entre os diferentes tipos de Q e o condicionamento necessário.

O Capítulo 3, Compensação Q em Meios Complexos, desenvolve o problema da estimativa e correção de Q em meios com campos de atenuação complexos. Nestes casos as estratégias usuais se mostram ineficazes e métodos que atuam no domínio *prestack* se fazem necessários. É feita uma breve revisão sobre problema inverso, bem como a modelagem direta empregada para os fins de tomografia e migração aqui explorados, o traçado de raios. Os princípios da tomografia de atenuação e da correção de deabsorção incorporada na migração *Kirchhoff* são apresentados.

O Capítulo 4, Metodologia: Materiais e Métodos, traz o detalhamento dos procedimentos adotados neste trabalho, uma vez que a teoria fora estabelecida nos capítulos anteriores, é feita a discussão das escolhas tomadas e quais processos são necessários para a realização efetiva da compensação Q em meios complexos.

O Capítulo 5, Resultados e Discussões, apresenta e avalia os resultados obtidos; a efetividade da compensação Q por *QPSDM* é comparada à abordagens mais simples e validada por controles de qualidade feitos em diferentes domínios; a recuperação e balanço de amplitudes, bem como a fase do sinal, são apreciados.

O Capítulo 6, Conclusão, traz as considerações finais e avalia as limitações da metodologia empregada; são feitas sugestões para trabalhos futuros e a perspectiva para as tecnologias de atenuação são discutidas.

1 Absorção: Teoria e Fundamentos

Buscando melhor entender o comportamento dos materiais, Born (1941) propôs caracterizar sistemas inelásticos em função de sua perda de energia. Durante a década de 60 o interesse nesta temática cresceu substancialmente e valiosas contribuições foram publicadas (*e.g.* Futterman (1962), Kolsky (1964)), provavelmente devido à revolução digital nas tecnologias computacionais, que impactaram profundamente a sismologia nesta mesma época. Estes trabalhos ainda se mantêm relevantes mesmo hoje, compondo a base de diversas estratégias aplicadas durante o processamento sísmico para se lidar com a absorção sísmica.

Considere a propagação de uma onda em um meio contínuo; homogêneo; isotrópico; elástico e não poroso. É esperado que o conteúdo de frequência e fase do sinal permaneça inalterado, qualquer que seja a distância percorrida. O que ocorre na realidade, porém, é a deformação contínua do sinal (Fig. 2) devido à perda preferencial das altas frequências e das diferentes velocidades de fase entre as componentes do sinal (KOLSKY, 1964; ROSA, 2018). Estes dois efeitos denominados atenuação e dispersão, respectivamente, juntos definem o fenômeno da absorção.

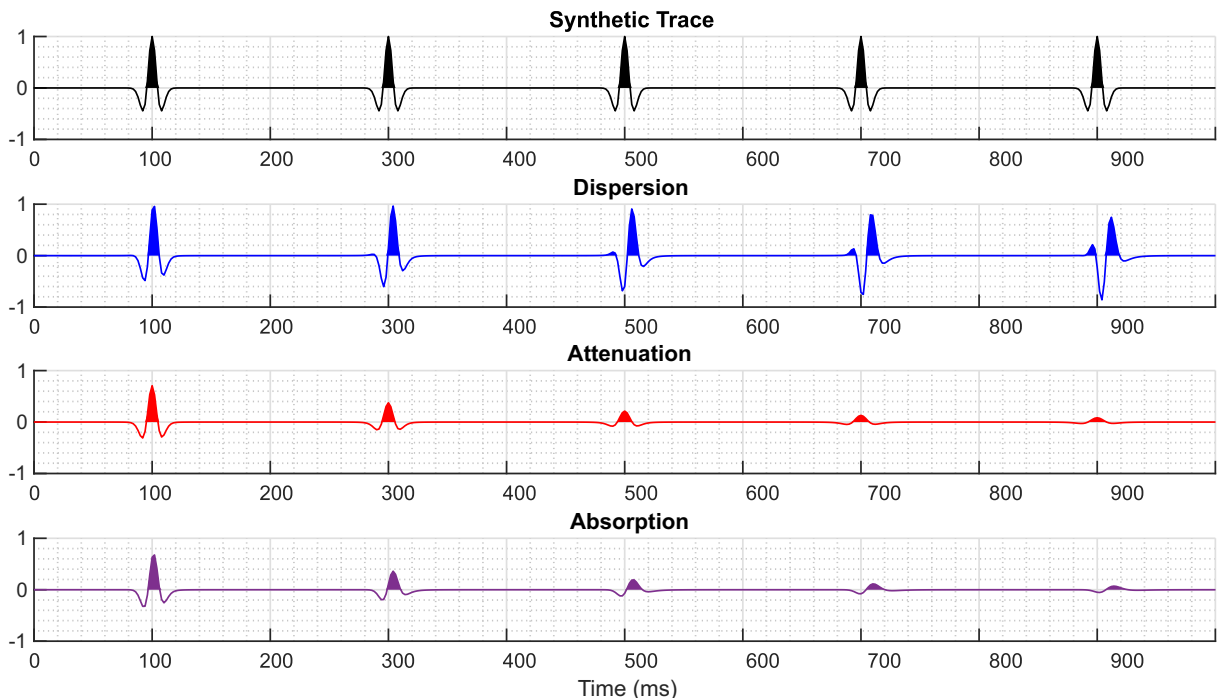


Figura 2 – Traço sísmico sintético gerado por uma *wavelet ricker* simétrica de 50 Hz a cada 200 ms. Os efeitos da absorção podem ser vistos separadamente para um valor de $Q = 50$. A dispersão introduz distorções de fase, posicionando os eventos de maneira incorreta e prejudicando o foco do dado. A atenuação é responsável pela perda severa de amplitude e de resolução vertical.

Resultado das propriedades anelásticas do meio (MAVKO; KJARTANSSON; WINKLER, 1979; BADRI; MOONEY, 1987; RAJI; RIETBROCK, 2013), a absorção até então não é compreendida em sua totalidade. Não há um consenso em relação aos mecanismos responsáveis pela perda de energia ou defasagem.

Como resultado, ainda existe um debate ativo sobre o desenvolvimento e aplicação de metodologias para o tratamento da atenuação e dispersão em dados sísmicos. Uma enorme gama de abordagens pode ser encontrada, que variam desde modelos matemáticos para absorção; tipos de dado e diferentes domínios para estimativa e compensação Q ; até condicionamento em termos de processamento. Aspectos discutidos neste trabalho nos capítulos seguintes.

Este capítulo explorará a absorção sísmica e seus conceitos fundamentais, atenuação e dispersão; sua relação com o Fator de Qualidade e seu impacto ao dado sísmico. A necessidade de se trabalhar com amplitudes verdadeiras e com pulsos com a mínima distorção possível torna estes estudos de fundamental importância (SANTOS, 1986).

1.1 Atenuação

Segundo Born (1941), O'Doherty e Anstey (1971), uma onda que se origina num determinado ponto de tiro e viaja para baixo em direção a um horizonte refletor, e depois de volta a superfície terá sua amplitude diminuída devido a três fatores principais:

- Espalhamento Geométrico;
- Partições de energia nas descontinuidades acústicas;
- Atenuação.

Considerando-se uma propagação esférica, o espalhamento geométrico é dominante a pequenas distâncias, onde a diminuição de amplitude é de cerca de -42 dB/Km . Já a grandes distâncias da fonte, a perda de energia é drasticamente reduzida para apenas -2 dB/Km à 7 Km . A atenuação atua de maneira diferente, embora a distância tenha certa influência, o decaimento é dependente principalmente da frequência sísmica e pode variar entre -1 e -90 dB/Km sobre a banda do sinal (IVERSON, 1987).

Esta seção explorará a atenuação do sinal sísmico, seus conceitos e fundamentos matemáticos. A análise do comportamento dos materiais sob a perspectiva do campo de atenuação será abordada, embora detalhes sobre este tópico fiquem reservados ao Capítulo 2. O espalhamento geométrico pode ser devidamente corrigido e o efeito das reflexões parciais, juntamente com outros efeitos de propagação, serão explorados mais a frente na seção dedicada ao tópico Atenuação Aparente (Capítulo 1.1.4).

Devido às características inelásticas do meio, a perda seletiva das altas frequências ocasionam um alongamento do período e comprimento de onda dominantes, diminuindo a banda efetiva do sinal, resultando na degradação da resolução vertical sísmica (DASGUPTA; CLARK, 1998; TANER; TREITEL, 2003).

Segundo Born (1941), mesmo sem sabermos a natureza exata das perdas e energia, a amplitude de uma onda plana viajando através de um meio atenuativo contínuo deve decrescer exponencialmente com a distância:

$$A_x = A_0 \exp(-\alpha x), \quad (1.1)$$

onde A_0 é a amplitude inicial; A_x a amplitude numa distância x e α o Coeficiente de Atenuação. A equação 1.1 expressa uma perda fixa percentual de amplitude a cada unidade de distância percorrida. Para se determinar as características dissipativas dos materiais da terra deve-se, então, avaliar o fator de atenuação (BORN, 1941). Resolvendo-se a equação 1.1 em função de α obtemos

$$\alpha = -\frac{\partial \ln A}{\partial x} \cong -\frac{1}{\Delta x} \ln \left(\frac{A_{x2}}{A_{x1}} \right). \quad (1.2)$$

A equação 1.2 constitui o conceito em que se baseia o método da razão espectral para estimativa do fator de qualidade (Capítulo 2.1).

1.1.1 O Coeficiente de Atenuação

A lei de Hooke expressa uma relação linear entre uma força tensora \mathbf{F} e o deslocamento correspondente \mathbf{x} , onde \mathbf{K} é a Constante Elástica do material (N/m):

$$F = Kx. \quad (1.3)$$

A equação 1.3 pode ser reescrita de forma a relacionar tensão (σ) em função da deformação (ϵ) e do Módulo de Young (E) do material

$$\sigma = E\epsilon. \quad (1.4)$$

De um ponto de vista teórico, a determinação das características de um sólido (elástico ou inelástico) pode ser feita verificando-se o mesmo obedece as equações 1.3 e 1.4. Um distanciamento da Lei de Hooke pode se manifestar de duas maneiras (KOLSKY, 1964):

- A relação tensão-deformação pode se tornar não linear e variar entre as fases de "carregamento" e "descarregamento";
- A taxa de deformação pode influir na relação tensão-deformação, comportamento análogo ao de um fluido viscoso (tais materiais são denominados viscoelásticos).

Uma maneira de se realizar este teste é através da análise da curva *stress-strain* (ver Batzle, Han e Castagna (1996), Wei et al. (2018b)) (Fig. 3). Caso o meio seja não-elástico, a deformação possuirá uma resposta levemente atrasada em relação a tensão, representada como uma mudança de fase δ (denominado Ângulo de Perda) fazendo com que o diagrama tome uma forma elíptica onde sua área é proporcional a perda de energia (ΔW) por ciclo. Em um meio perfeitamente elástico (sem absorção), tensão e deformação estarão em fase, ou seja, não há perda de energia intrínseca, o que implica em $\lim_{\Delta W \rightarrow 0}$, e o diagrama toma forma de uma linha reta (BORN, 1941; LINER, 2012), indicando uma relação *stress-strain* linear e a validade da Lei de Hooke.

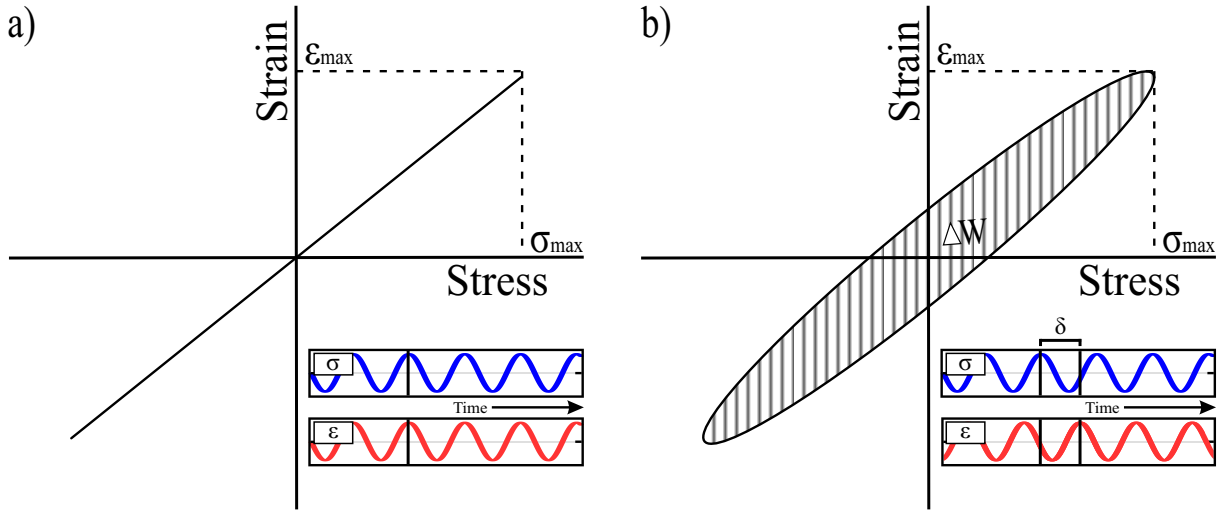


Figura 3 – Diagramas *stress-strain* (tensão-deformação). **a)** Caso haja a conservação de energia entre os ciclos, o diagrama toma forma de uma linha reta, demonstrando uma relação linear entre tensão-deformação e concordância com a Lei de Hooke. **b)** Em um meio absorcivo, o sistema perde energia a cada ciclo. A deformação sofre um leve atraso de fase δ em relação a tensão, o que faz com que o diagrama tome um formato elíptico. A perda de energia por ciclo (ΔW) é proporcional à área da elipse.

Existem diversas maneiras de se descrever o comportamento de um sólido viscoelástico, matematicamente equivalentes (KOLSKY, 1964), (*e.g.* Modelo de Maxwell, Kelvin-Voigt, etc). Uma abordagem para o comportamento viscoelástico linear, extremamente conveniente para propagação de ondas, é a utilização de módulos elásticos complexos, o que permite a introdução do atraso de fase observado experimentalmente (ROSA, 2018). Considere tensão e deformação descritas por um comportamento senoidal:

$$\begin{aligned}\sigma &= \sigma_0 \exp(i\omega t), \\ \epsilon &= \epsilon_0 \exp(i\omega t - i\delta),\end{aligned}\tag{1.5}$$

onde σ é o *stress*; ϵ o *strain*; ω é a frequência angular e δ é o atraso de fase (i.e. Ângulo de Perda). A razão entre *stress* e *strain* define o módulo elástico da onda-P (M)

$$\frac{\sigma}{\epsilon} = M = \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} \exp(i\delta).\tag{1.6}$$

A expressão pode ser simplificada e escrita na seguinte maneira

$$\begin{aligned}
 M &= \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} (\cos \delta + i \sin \delta), \\
 &= \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} \cos \delta (1 + i \tan \delta), \\
 &= M_{Re}(1 + i \tan \delta),
 \end{aligned} \tag{1.7}$$

onde $M_{Re} = \frac{\sigma_0}{\epsilon_0} \cos \delta$ é a componente real do módulo elástico. Note que

$$M = M_{Re} + M_{Im} \tag{1.8}$$

e a equação 1.4, logo, toma a forma

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

Quando não há perda de energia ($\delta = 0$), a parte imaginária é nula e M_{Re} se iguala a M , vemos então que

$$M_{Re} = v\rho^2, \tag{1.9}$$

onde v é a velocidade da onda-P e ρ a densidade. Uma consequência direta das equações 1.8 e 1.9 é que para $\delta > 0$ a velocidade depende do ângulo de perda, estabelecendo as relações de dispersão (LIMA, 2017), tópico explorado no Capítulo 1.2.

A partir das equações 1.7 e 1.8 é possível derivar a velocidade complexa c :

$$\begin{aligned}
 c &= \sqrt{\frac{M}{\rho}}, \\
 &= \sqrt{\frac{M_{Re} + M_{Im}}{\rho}}, \\
 &= \sqrt{\frac{M_{Re}(1 + i \tan \delta)}{\rho}}
 \end{aligned} \tag{1.10}$$

Utilizando-se esta definição complexa da velocidade e a equação 1.9, o número de onda vertical unidimensional para uma onda plana pode ser derivado

$$\begin{aligned}
 k(\omega) &= \frac{\omega}{c}, \\
 &= \omega \sqrt{\frac{\rho}{M_{Re}(1 + i \tan \delta)}}, \\
 &= \omega \sqrt{\frac{\rho}{\rho v^2(\omega)(1 + i \tan \delta)}}, \\
 &= \frac{\omega}{v(\omega)\sqrt{1 + i \tan \delta}}.
 \end{aligned} \tag{1.11}$$

Aqui, adota-se a suposição de que o sistema considerado opera com perdas pequenas, com $\tan \delta$ bastante próximo de zero, válida para a maioria dos casos de interesse geofísico (WANG, 2008). Sob esta suposição, a equação 1.11 pode ser aproximada utilizando-se seu polinômio de Taylor de segunda ordem e a aproximação de pequenos ângulos ($\tan \delta \approx \delta$):

$$k(\omega) \cong \frac{\omega}{v(\omega)} \left(1 - \frac{i \tan \delta}{2} \right). \quad (1.12)$$

Esta definição do número de onda é de grande importância para o estudo de propagação de ondas em meios inelásticos e é bastante comum em trabalhos dedicados à compensação Q em dados sísmicos. Para incluímos os efeitos da absorção na propagação de ondas, é sabido que o número do onda precisa assumir um valor complexo (WANG, 2008; MOUMOUNI, 2014), que compreenda ambos, o Número de Onda Dispersivo $\kappa(\omega)$ e o Coeficiente de Atenuação α :

$$k(\omega) = \kappa(\omega) - i\alpha(\omega). \quad (1.13)$$

Finalmente, a partir das equações 1.12 e 1.13 é possível então definir o Coeficiente de Atenuação

$$\alpha(\omega) = \frac{\omega \tan \delta}{2v(\omega)}. \quad (1.14)$$

A unidade de α é dada em Nepers por unidade de distância (1 Nepers equivale a 8.686 dB). O Coeficiente de Atenuação dita a perda de energia individualmente para cada frequência e exibe comportamento linear com a frequência angular (ω) para $\tan \delta$ independente da frequência, comportamento coerente com observações empíricas e para a banda de frequência do dado sísmico (KOLSKY, 1964; KJARTANSSON, 1979; WANG, 2008).

1.1.2 O Fator de Qualidade

O Fator de Qualidade (Q) é uma variável adimensional que quantifica a perda de energia devido à absorção, responsável pelas perdas seletivas de frequência e caráter dispersivo da velocidade (variação na frequência) do sinal. Sua definição é dada como o inverso da razão entre a perda de energia por ciclo (ΔW) e a energia total (W):

$$Q = \left(\frac{1}{2\pi} \frac{\Delta W}{W} \right)^{-1}. \quad (1.15)$$

Outra forma bastante utilizada é sua inversa Q^{-1} , denominada fator de dissipação. Note que a equação 1.15 é simplesmente uma maneira de se expressar perda de energia e não fornece maior significado físico ou sobre os sistemas responsáveis pela dissipação.

Voltemos à equação 1.2. Se definirmos a energia \mathbf{W} em função da amplitude (Eq. 1.1) como em Rosa (2018) temos:

$$\begin{aligned} W_x &= A_x^2, \\ &= (A_0 \exp(-\alpha x))^2, \\ &= A_0^2 \exp(-2\alpha x), \\ &= W \exp(-2\alpha x), \end{aligned} \quad (1.16)$$

onde $W = A_0^2$ é a energia máxima do sistema. Da mesma maneira que a equação 1.1, pela regra da cadeia temos então

$$\begin{aligned} 2\alpha &= -\frac{\partial \ln W}{\partial x}, \\ &= -\frac{\partial W}{W} \frac{1}{\partial x}, \\ &= \frac{\Delta W}{W \Delta x}. \end{aligned} \quad (1.17)$$

Como $\Delta \mathbf{W}$ é uma perda de energia o sinal negativo é anulado. Faz-se então, com que a distância em que se ocorreu a perda de energia seja exatamente um ciclo, ou seja, um comprimento de onda

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

e finalmente a equação 1.17 toma a forma e pode ser reorganizada da seguinte maneira

$$\begin{aligned} 2\alpha &= \frac{\Delta W}{W \lambda}, \\ 2\alpha &= \frac{\Delta W}{W} \frac{\omega}{2\pi v(\omega)}, \\ \frac{2\alpha v(\omega)}{\omega} &= \frac{\Delta W}{W} \frac{1}{2\pi} = Q^{-1}. \end{aligned} \quad (1.18)$$

A equação 1.18 relaciona ambos, o coeficiente de atenuação e o fator de qualidade. Note a igualdade

$$Q^{-1} = \tan(\delta). \quad (1.19)$$

A partir desta demonstração, pode-se definir o coeficiente de atenuação em função de Q e vice versa:

$$\begin{aligned} Q &= \frac{\omega}{2\alpha v(\omega)}, \\ \alpha &= \frac{\omega \tan \delta}{2v(\omega)} = \frac{\omega}{2v(\omega)Q} = \frac{\pi}{\lambda Q}. \end{aligned} \quad (1.20)$$

Por fim, Q também pode ser escrito em função de sua relação com os módulos elásticos complexos, retomando-se a equação 1.7 temos

$$M_{Im} = M_{Re} i \tan(\delta), \quad (1.21)$$

isolando-se Q e impondo a condição $Q \geq 0$ obtemos

$$Q = \left| \frac{M_{Re}}{M_{Im}} \right|. \quad (1.22)$$

Como dito antes, considerando-se o Fator Q independente da frequência, o Coeficiente de Atenuação apresenta uma dependência linear com a frequência angular ω , o que valida o princípio da suposição. Alguns estudos relatam comportamento dispersivo para Q , mas muitas aplicações geofísicas o consideram constante para a banda de frequência sísmica, em suma, de baixa frequência ($< 200 \text{ Hz}$). (KJARTANSSON, 1979; TOKSÖZ; JOHNSTON; TIMUR, 1979; WANG, 2008; SUN; MILKEREIT; SCHMITT, 2009).

A quantidade de energia perdida está diretamente relacionada às propriedades intrínsecas do material e é especialmente sensível a temperatura; pressão; características do fluido e poro (e.g. porosidade, pressão de poro, saturação, tipo de fluido) e litologia (JOHNSTON; TOKSÖZ; TIMUR, 1979; TOKSÖZ; JOHNSTON; TIMUR, 1979; WINKLER; NUR, 1982; SAATCILAR; CORUH, 1995; DASGUPTA; CLARK, 1998; JENG; TSAI; CHEN, 1999). Este comportamento complexo, dependente de diversas variáveis impedem que seja derivada uma relação empírica similar ao que é feito com outros parâmetros petrofísicos, caracterizando uma das dificuldades da estimativa confiável de Q .

1.1.3 Possíveis Mecanismos

Apesar de sua importância, os processos que transformam energia em calor durante a propagação são pouco compreendidos (MAVKO; KJARTANSSON; WINKLER, 1979). A bibliografia exhibe uma grande variedade de trabalhos que se propõem a tratar dos sistemas responsáveis pela perda de energia. Grande parte destes, concentram seus esforços no estudo da interação entre rocha e fluido. Infelizmente, os diferentes mecanismos propostos frequentemente apresentam resultados contraditórios (BATZLE; HAN; CASTAGNA, 1996).

Mavko, Kjartansson e Winkler (1979) classificam os mecanismos da atenuação em fundamentalmente dois grupos: aqueles que envolvem a presença de fluidos nos poros e os que não. Embora não haja um consenso sobre tais mecanismos, é geralmente aceito que a atenuação devido a interação entre fluido e rocha é dominante quando comparados a perdas intrínsecas a estrutura ou ao fluido em si (WINKLER; NUR, 1982; BATZLE; HAN; CASTAGNA, 1996). Este seria o principal processo de perda visto que as rochas da crosta terrestre estão sempre saturadas, ou ao menos úmidas (MAVKO; KJARTANSSON; WINKLER, 1979). Winkler e Nur (1982), Batzle, Han e Castagna (1996) mostram que a atenuação é fortemente influenciada pela saturação, sendo significativamente maior para saturações parciais quando comparadas a rocha seca (Fig. 4), para o caso de saturação completa, no entanto, é notado um nítido decréscimo devido a menor compressibilidade dos poros.

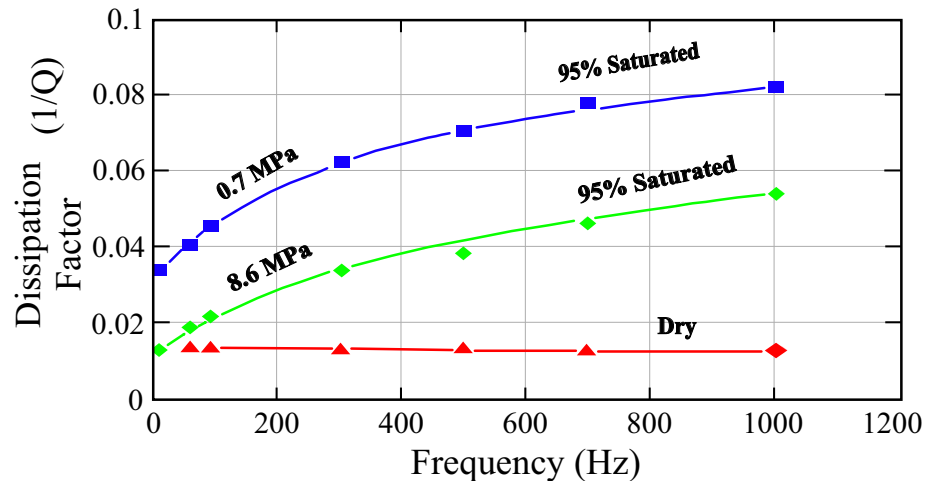


Figura 4 – Atenuação do arenito Berea nas condições seco e parcialmente saturado com salmoura. A atenuação aumenta substancialmente com a saturação parcial mas o aumento da pressão efetiva diminui a magnitude de $1/Q$. Note também o comportamento dispersivo do fator Q para altas frequências e saturação parcial, para a rocha seca, Q se mostra constante. Adaptado de Batzle, Han e Castagna (1996).

Born (1941) define 2 principais possíveis mecanismos atenuativos: atenuação viscosa e fricção sólida. Em perdas por atenuação viscosa, a quantidade de energia por ciclo é proporcional a frequência do *stress* cíclico; já caso a perda seja causada por fricção sólida, ela é independente da frequência e depende apenas da natureza do material e da amplitude máxima de deformação (ϵ_{max} , Fig. 3). Estudos sugerem, que para a faixa de frequência da sismologia de exploração (essencialmente baixa frequência), o fator Q independe da frequência, o que indica perda de energia por fricção sólida (BORN, 1941; LINER, 2012). Para frequências suficientemente altas, Q aparenta ser dependente da frequência (caráter dispersivo). A saturação constitui um fator chave no comportamento de Q em função da frequência. Born (1941), Winkler e Nur (1982) apontam que numa banda limitada, Q é constante para rochas secas, já para alguma saturação, Q se torna dependente da frequência, logo, atenuação viscosa pode ser um mecanismo importante em materiais rasos e inconsolidados (BORN, 1941). Em conclusão, as perdas efetivas em baixas frequências se dão primariamente por fricção sólida, porém perdas viscosas também estão presentes e podem se tornar um fator de importância em altas frequências, em estudos sísmicos terrestres e em sedimentos inconsolidados.

Um dos trabalhos que se destaca na literatura, pela sua compreensiva descrição da propagação em meios saturados, é o modelo de Biot (BIOT, 1956a; BIOT, 1956b). Ele descreve a geração de tensões nos fluidos de poro, responsáveis pela dissipação. Embora esta teoria tenha sido bastante popular, o papel de perdas desta natureza é considerado limitado à altas frequências e alta permeabilidade, sendo negligíveis para sedimentos com mobilidade de fluido baixa ou rochas ígneas de baixa porosidade (MAVKO;

KJARTANSSON; WINKLER, 1979), logo não é incomum o uso de modificações desta teoria ou até mesmo a mescla desta com outras (BROWN, 2009). Outras vertentes incluem os processos termoelásticos; perdas de fase sólida; fluxo entre fraturas (MAVKO; KJARTANSSON; WINKLER, 1979) entre diversas outras.

Ultimamente o foco desta linha de pesquisa em atenuação e dispersão tem sido o estudo e modelagem da diversas condições petrofísicas (SUN; MILKEREIT; SCHMITT, 2009) (*e.g.* Johnston, Toksöz e Timur (1979), Dvorkin, Mavko e Walls (2003), Ishikura et al. (2013), Wei et al. (2015), Wei et al. (2018b)).

1.1.4 Atenuação Intrínseca e Aparente

Existem dois conceitos distintos que recebem o nome atenuação. Os efeitos discutidos até este momento recaem sob a primeira categoria, atenuação intrínseca, resultado das características inelásticas do material/meio e responsável pela perda seletiva de energia por ciclo. Este fenômeno é estudado em diversos estudos supracitados e pode ser quantitativamente avaliado (*e.g.* testes laboratoriais) a partir do fator Q e do coeficiente de atenuação.

Os fenômenos contemplados sob o nome atenuação aparente estão associados a natureza heterogênea do sistema Terra, e são assim denominados pois, ao contrário da atenuação intrínseca, não há perda de energia no sistema. Estes fenômenos ocasionam uma perda de amplitude do campo de onda que varia com o comprimento de onda e frequência e incluem, em sua maioria, processos relacionados ao acamamento em subsuperfície como reflexão, transmissão, múltiplas, conversões de modo e *scattering* (LINER, 2012).

Spencer, Sonnad e Butler (1982) definem um evento arbitrário no registro sísmico como o resultado da contribuição de diversos raios (frentes de onda) que alcançam o receptor em um mesmo tempo, sua assinatura é consequência da interferência entre os raios individuais. Mudanças no conteúdo de frequência devido a alteração no padrão de interferência (atenuação aparente) estão superimpostas às mudanças devido a dissipação seletiva de frequências (atenuação intrínseca).

É sabido que estratificação cíclica é capaz de produzir atenuação dependente da frequência, que pode mascarar os efeitos devidos à atenuação intrínseca (SPENCER; SONNAD; BUTLER, 1982; LINER, 2012), onde sistemas cíclicos não dissipativos agem como filtros passa-baixa: as altas frequências interagem com estruturas laminares de impedância cíclica de baixa refletividade e são seletivamente removidas devido ao espalhamento (*scattering*) e reflexões múltiplas da energia, os longos comprimentos de onda (*i.e.* baixas frequências) propagam-se considerando a estrutura como um pacote sedimentar de escala global, não sendo sensíveis às variações sedimentares cíclicas de baixa espessura (O'DOHERTY; ANSTEY, 1971; SPENCER; SONNAD; BUTLER, 1982).

A figura 5 é uma representação desta repartição da energia devido a múltiplas reflexões em descontinuidades laminares. Caso a polaridade da energia diretamente transmitida das múltiplas sejam iguais, a perda devido a transmissão é parcialmente recuperada devido as múltiplas, ao custo de um efeito de *smearing* das amplitudes no tempo. Caso a polaridade sejam diferentes, grandes perdas por transmissão são esperadas (O'DOHERTY; ANSTEY, 1971; SCHOENBERGER; LEVIN, 1974). Este efeito também recebe o nome de filtro estratigráfico.

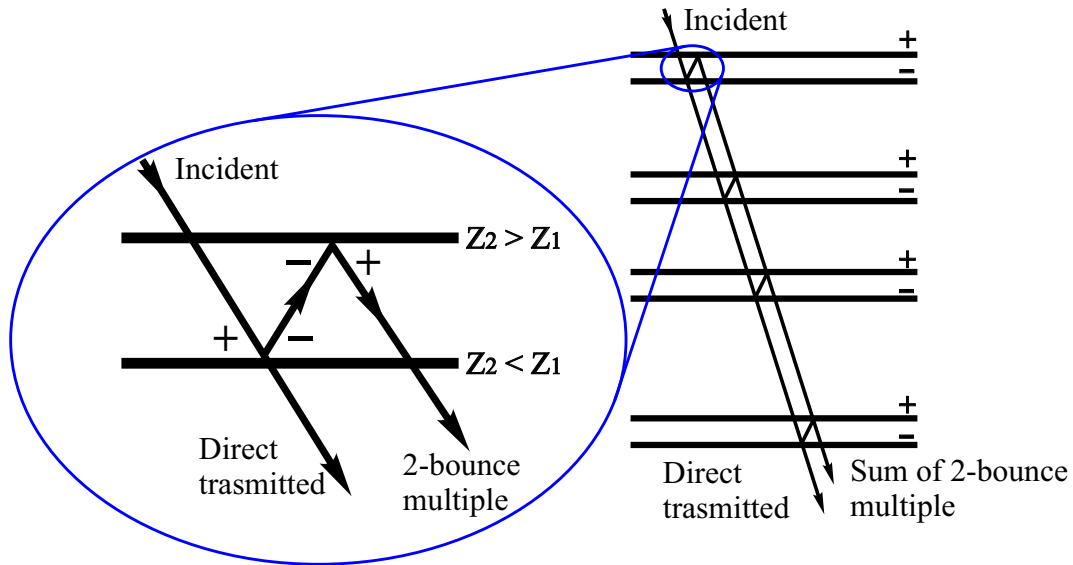


Figura 5 – Múltiplas reflexões originadas pelo caso da placa fina, definido por interfaces de baixa espessura e refletividade, com coeficientes de reflexão de sinais opostos. Perdas por transmissão diminuem as amplitudes uniformemente e são parcialmente remediadas pelas múltiplas reflexões caso a polaridade seja igual a do sinal diretamente transmitido. Múltiplas internas tendem a realçar as baixas amplitudes do espectro e diminuir as altas (SCHOENBERGER; LEVIN, 1974). Adaptado de O’Doherty e Anstey (1971).

A figura 6 exemplifica os efeitos que impactam na amplitude da onda durante a propagação. Os fenômenos que apresentam dependência da frequência estão sinalizados por um asterisco. A atenuação estimada é, na verdade, uma combinação de ambas, intrínseca e aparente, definidas segundo Liner (2012) como

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_{intrinsic}} + \frac{1}{Q_{apparent}}. \quad (1.23)$$

1.2 Dispersão

Considere uma onda monocromática (frequência única) plana $\mathbf{u}_1(\mathbf{x}, t)$ de frequência angular ω_1 e número de onda \mathbf{k}_1

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

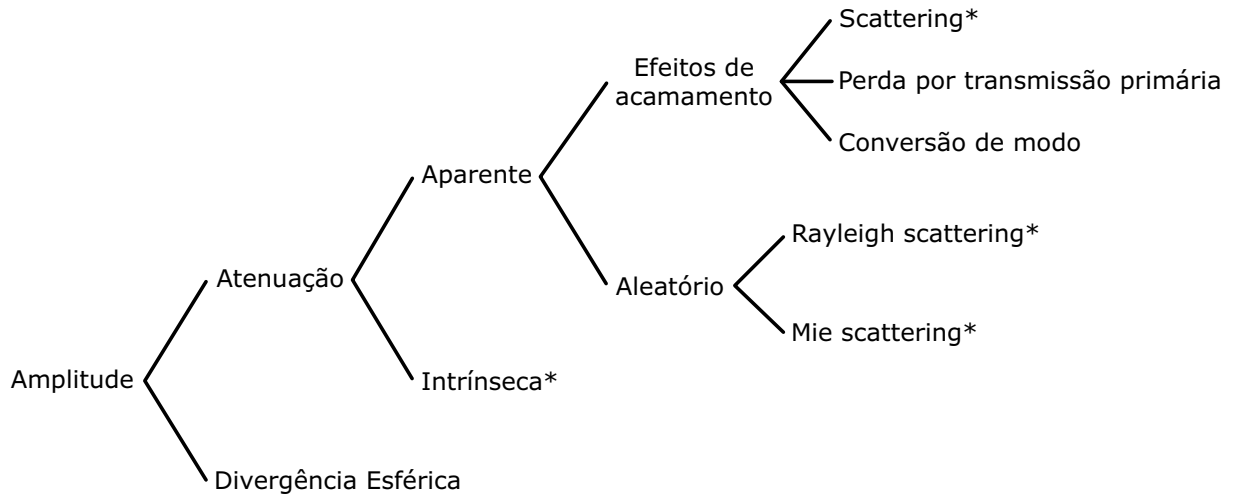


Figura 6 – Exemplificação dos fenômenos de amplitude relacionados a propriedades de subsuperfície, ou seja, independentes das propriedades da fonte e do receptor. Os efeitos marcados com um asterisco apresentam dependência da frequência. Adaptado de Liner (2012).

sua velocidade pode ser dada por meio da equação

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

utilizando-se as definições de frequência angular e número de onda

$$\omega = 2\pi f = \frac{2\pi}{T}$$

e

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

podemos escrever a velocidade de propagação na seguinte forma:

$$v_1 = \frac{\omega_1}{k_1} = v_{phase} = v_{group}. \quad (1.24)$$

Como este sinal é composto apenas por uma única onda, uma única frequência, a definição dada pela equação 1.24 descreve tanto a velocidade de fase como a velocidade de grupo.

Considere agora que $\mathbf{u}_1(\mathbf{x}, t)$ é somada a outra onda plana, também monocromática, $\mathbf{u}_2(\mathbf{x}, t)$, que possui uma pequena diferença em sua frequência angular e número de onda $\omega_2 = \omega_1 + d\omega$ e $k_2 = k_1 + dk$:

$$\begin{aligned} U(\omega t - kx) &= u_1(t, x) + u_2(t, x), \\ U(\omega t - kx) &= \cos(\omega_1 t - k_1 x) + \cos(\omega_2 t - kx), \\ U(\omega t - kx) &= 2 \cos\left(\frac{\Delta\omega}{2}t - \frac{\Delta k}{2}x\right) \cdot \cos(\bar{\omega}t - \bar{k}x), \\ U(\omega t - kx) &= A(t, x) \cdot \cos(\bar{\omega}t - \bar{k}x), \end{aligned} \quad (1.25)$$

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

$$A(t, x) = 2 \cos\left(\frac{\Delta\omega}{2}t - \frac{\Delta k}{2}x\right). \quad (1.26)$$

A equação 1.25 descreve um chamado pacote de onda (*wave packet*) que pode ser considerado uma superposição de um número de ondas harmônicas, pelo princípio da linearidade, em outras palavras, uma série ou integral de Fourier. A amplitude do pacote é modulada no tempo e espaço pela função $\mathbf{A}(t, \mathbf{x})$ (Eq. 1.26).

Utilizando-se a equação 1.24 para obtermos v_{phase} do envelope (*i.e.* $\mathbf{A}(t, \mathbf{x})$) a expressão para velocidade de grupo pode ser obtida

$$v_{group} = \frac{\frac{\Delta\omega}{2}}{\frac{\Delta k}{2}} = \frac{\Delta\omega}{\Delta k} = \frac{d\omega}{dk}. \quad (1.27)$$

Dentro deste pacote de onda, a onda original \mathbf{u}_1 viaja com velocidade de fase segundo a equação 1.24. A figura 7 ilustra este experimento, o envelope ($\mathbf{A}(t, \mathbf{x})$ deste pacote de onda) age como uma onda carreadora de baixa frequência e viaja com v_{group} (Eq. 1.27); a onda monocromática de determinada frequência dentro do pacote viaja com a velocidade de fase v_{phase} (Eq. 1.24).

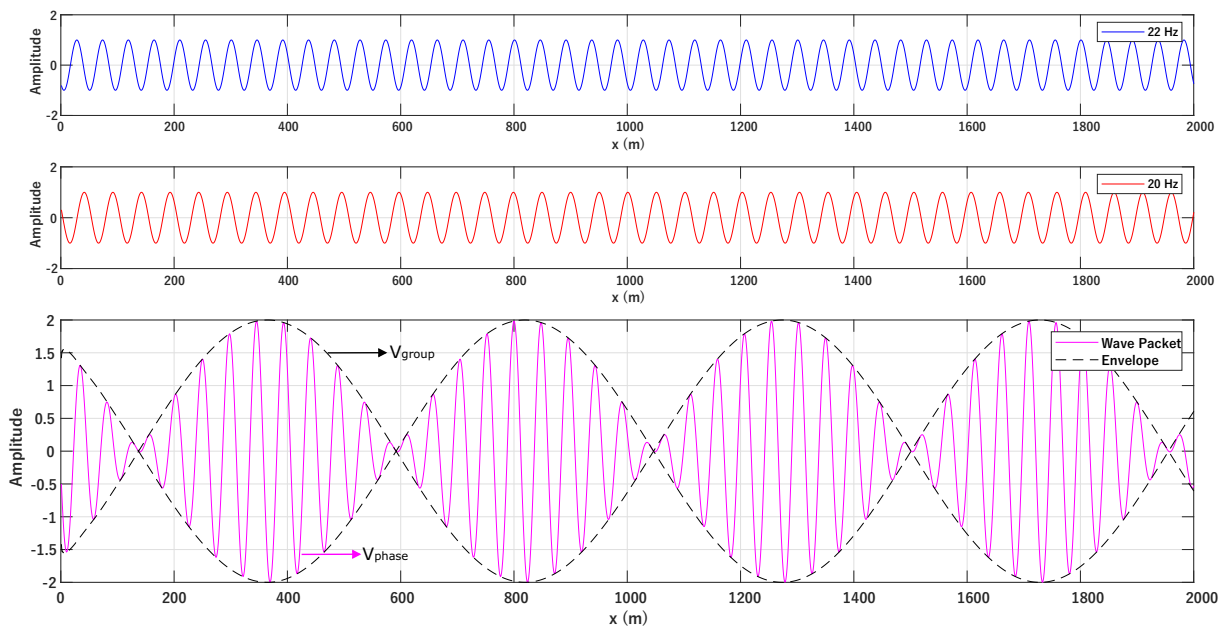


Figura 7 – Pacote de onda resultado da soma de duas ondas monocromáticas (20 e 22 Hertz). O envelope desloca-se com velocidade de grupo (Eq. 1.27), já uma determinada onda monocromática em seu interior, com velocidade de fase (Eq. 1.24).

Com estes conceitos agora definidos, aproxima-se do conceito clássico de Dispersão sísmica, que expressa a velocidade como uma função da frequência. Como observado, ondas

monocromáticas se propagam segundo a velocidade de fase, enquanto o pacote de onda, com a velocidade de grupo. Este comportamento é o responsável pela defasagem entre as componentes espectrais do sinal, proporcional ao tempo de trânsito, que causam a distorção do campo de onda.

A velocidade de propagação é proporcional à frequência, logo as componentes de alta frequência do sinal viajam a velocidades maiores que as de baixa (KOLSKY, 1964). Wei et al. (2018b) reportam uma variação dispersiva da velocidade de 4.3% para a onda P em um meio saturado de água e uma banda de frequência análoga ao do dado sísmico de 1 – 100Hz. Este valor chega a atingir 8% quando a saturação é de óleo, o que novamente reafirma o comportamento anômalo dos hidrocarbonetos. Foi também verificado um decréscimo da variação dispersiva da velocidade com o aumento da pressão efetiva, resultado consistente com estudos anteriores (JOHNSTON; TOKSÖZ; TIMUR, 1979; TOKSÖZ; JOHNSTON; TIMUR, 1979; WINKLER; NUR, 1982; BATZLE; HAN; CASTAGNA, 1996). A medida que a frequência do sinal aumenta os efeitos dispersivos também se tornam mais proeminentes.

Em estudos de sísmica terrestre, as velocidades podem se mostrar bastante dispersivas devido aos efeitos de acamamento e grandes contrastes de velocidades associados a zona de intemperismo (LINER, 2012) e saturação de fluidos em sedimentos inconsolidados (BORN, 1941; WINKLER; NUR, 1982). Liner (2012) atribui um significado mais abrangente a este conceito, e o usa para expressar dependência a frequência em geral, não apenas da velocidade.

Voltemos as equações 1.12 e 1.13, utilizando-as podemos escrever a seguinte relação

$$k(\omega) = \frac{\omega}{c} = \frac{\omega}{v(\omega)} - i\alpha(\omega),$$

e empregando a equação 1.10 podemos estruturar a equação da seguinte maneira

$$\begin{aligned} k &= \frac{\omega}{\sqrt{\frac{M}{\rho}}} = \frac{\omega}{v(\omega)} - i\alpha, \\ &= \omega \sqrt{\frac{\rho}{M}} = \frac{\omega}{v(\omega)} - i\alpha, \\ &= \sqrt{\frac{\rho}{M}} = \frac{1}{v(\omega)} - \frac{i\alpha}{\omega}, \\ &= \frac{\rho}{M} = \left(\frac{1}{v(\omega)} - \frac{i\alpha}{\omega} \right)^2, \end{aligned}$$

como o lado direito da igualdade permite apenas resultados positivos, temos

$$\begin{aligned} \left(\frac{1}{v(\omega)} - \frac{i\alpha}{\omega} \right)^2 &= \frac{\rho}{|M|}, \\ \left(\frac{1}{v(\omega)} - \frac{i\alpha}{\omega} \right)^2 &= \frac{\rho}{|M|^2} \bar{M}, \\ \frac{1}{v(\omega)^2} - \frac{i2\alpha}{\omega v(\omega)} - \frac{\alpha^2}{\omega^2} &= \frac{\rho}{|M|^2} [M_{Re} - M_{Im}]. \end{aligned} \quad (1.28)$$

Finalmente, podemos a partir da equação 1.28 isolar as partes real e imaginárias do módulo elástico:

$$\begin{aligned} M_{Re} &= \left(\frac{1}{v(\omega)^2} - \frac{\alpha^2}{\omega^2} \right) \frac{|M|^2}{\rho}, \\ M_{Im} &= \frac{i2\alpha}{\omega v(\omega)} \frac{|M|^2}{\rho}. \end{aligned} \quad (1.29)$$

A definição da velocidade de fase é dada diretamente pela equação 1.28.

1.2.1 Variação na Frequência: o comportamento Dispersivo

O estudo das características do sinal sob a perspectiva da frequência não é, de maneira alguma, estranha ao Geofísico. A análise espectral/Transformada de Fourier constitui uma das ferramentas mais robustas e poderosas disponíveis em seu arsenal, com aplicações que permeiam diversas etapas no processamento sísmico, desde a filtragem para remoção de ruído até regularização, modelagem e migração do dado (YILMAZ, 2001).

Basicamente, a sismologia de exploração encontra suas bases no estudo da Teoria de Ondas e na investigação das interações entre um campo de onda arbitrário e o meio em que se propaga. A grande influência exercida pela frequência (f) em tais interações pode parecer aparente para alguns, mas diversos conceitos fundamentais são considerados independentes da frequência, não dispersivos segundo a definição de Liner (2012), como por exemplo a teoria básica das ondas P e S; Espalhamento Geométrico; Coeficientes de Reflexão e Transmissão; etc. Considere, por exemplo, a clássica relação da Teoria Ondulatória básica entre Comprimento de Onda (λ), Velocidade (v) e Frequência (f), em um meio não dispersivo, a velocidade independe da frequência: caso f (propriedade da fonte) aumente, λ diminui e a velocidade de propagação permanece a mesma, comportamento observado em materiais elásticos e fluidos. Já em um meio poroso, a velocidade é um função das propriedades do material (matriz e fluido) e das variáveis do ambiente (Pressão, Temperatura, Porosidade e Saturação) (BORN, 1941; WINKLER; NUR, 1982; LINER, 2012).

A sismologia de exploração emprega uma banda de frequência aproximadamente na faixa entre 1 e 200 Hz, o conteúdo é efetivamente de baixa frequência. Liner (2012) indica que nesta faixa a velocidade não aparenta depender da frequência dentro de uma tolerância

estimável nos experimentos em campo. Testes laboratoriais, por sua vez, sugerem que com o aumento da frequência, para faixas na ordem entre 10^3 e 10^6 Hertz, as velocidades tornam-se altamente dispersivas (BORN, 1941; WINKLER; NUR, 1982). Alguns trabalhos mais recentes apresentam análises realizadas na banda de frequência sísmica, Sun, Milkereit e Schmitt (2009) realizam estimativas da dispersão das velocidades nesta faixa, outros exemplos nesta mesma linha são os trabalhos de Wei (WEI et al., 2015; WEI et al., 2018b).

A variação de Q na frequência é outro ponto de discussão. Seu comportamento dispersivo é reconhecido pela grande maioria dos trabalhos, porém existe a argumentação de que para a banda sísmica, Q constante é uma premissa aceitável. Esta aproximação permite uma certa liberdade matemática e valida o princípio da superposição através da concepção de um modelo de propagação de ondas linear. Logo, diversas aplicações na geofísica consideram Q independente da frequência (WANG, 2008). Kjartansson (1979) argumenta que não há dados que indiquem que a propagação de ondas é melhor representada por outras teorias do que considerando Q constante.

1.2.2 Relação Atenuação-Dispersão

Estudos sobre os mecanismos que acarretam no comportamento dispersivo da velocidade são especialmente escassos. Futterman (1962) sugere que o par Atenuação-Dispersão associam-se entre si por meio da relação Kramers-Krönig, onde a parte real de k pode ser determinada a partir do somatório da parte imaginária em toda faixa de frequências, isto para uma teoria de propagação de onda linear (WANG, 2008; LINER, 2012):

$$Re(k) = \frac{\omega}{v(\omega)} \equiv \kappa \approx \mathcal{H}\{\alpha(\omega)\}, \quad (1.30)$$

onde, $\mathcal{H}\{\cdot\}$ denota a transformada de Hilbert. A equação 1.30 implica na causalidade do sinal, ou seja, a *wavelet* deve permanecer causal a medida que se propaga, sugerindo que perdas de amplitude devem ser sempre acompanhadas de atrasos de fase (Fig. 8). Em termos gerais, não há atenuação sem dispersão. Esta observação é válida para o comportamento do filtro Q da Terra (MOUMOUNI, 2014). Taner e Treitel (2003) tratam Dispersão e Atenuação de maneira conjunta, seguindo os princípios estabelecidos por Futterman (1962), onde atenuação e dispersão relacionam-se uma com a outra em um sistema de fase mínima.

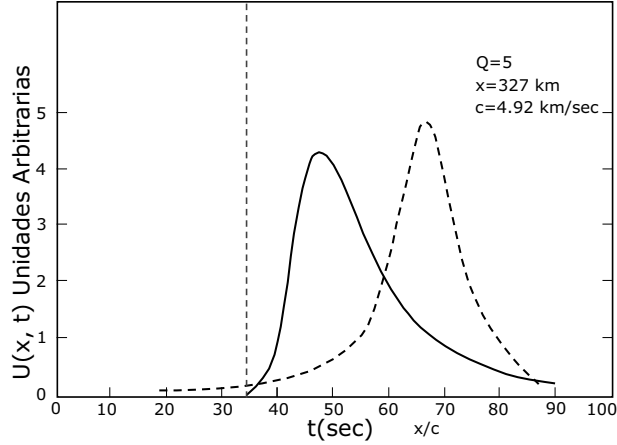


Figura 8 – Dois pulsos originados com a mesma intensidade δ em $x = 0$ comparados em $x = 327$ km. O pulso causal (linha contínua) sofre os efeitos do par absorção-dispersão; no pulso não-causal (linha pontilhada) a presença de dispersão é desconsiderada. Adaptado de Futterman (1962).

1.3 O Filtro Q

Considere a seguinte equação da onda *one-way* unidimensional e sua solução analítica (WANG, 2008):

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

$$U(x + \Delta x, \omega) = U(x, \omega) \exp[-ik(\omega)\Delta x], \quad (1.31)$$

onde $U(x, \omega)$ é uma onda plana de frequência angular ω após viajar uma distância Δx , $k(\omega)$ o número de onda complexo e i a unidade imaginária. Utilizando-se a definição do número de onda da equação 1.13 temos

$$U(x + \Delta x, \omega) = U(x, \omega) \exp[-\alpha(\omega)\Delta x] \exp[-i\kappa(\omega)\Delta x]. \quad (1.32)$$

A equação exibe dois importantes termos bem definidos, responsáveis cada um pelos efeitos de atenuação (Eq. 1.33) e dispersão (Eq. 1.34), respectivamente:

$$\exp[-\alpha(\omega)\Delta x], \quad (1.33)$$

$$\exp[-i\kappa(\omega)\Delta x]. \quad (1.34)$$

A atenuação é controlada pelo coeficiente de atenuação e a dispersão pelo número de onda dispersivo. Diferentes modelos matemáticos de Q são caracterizados por sua própria definição do número de onda complexo (Eq. 1.13), ou seja, pelas definições de α e κ .

O modelo de Kolsky (KOLSKY, 1964) é amplamente utilizado para o desenho de filtros Q devido a sua flexibilidade e parametrização simples (WANG, 2008). Sua definição

é dada por

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

$$\frac{1}{v(\omega)} = \frac{1}{v_r} \left(1 - \frac{1}{\pi Q} \ln \left| \frac{\omega}{\omega_r} \right| \right), \quad (1.35)$$

onde v_r é a velocidade de fase de uma frequência de referência arbitrária ω_r . Introduzindo-se a mudança de variáveis $\Delta\tau = \Delta x/v$ e utilizando o modelo de Kolsky (Eq. 1.35), a equação 1.32 pode ser escrita como

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

$$\times \exp \left[-\frac{i\omega \Delta\tau}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right], \quad (1.36)$$

onde $\Delta\tau$ é o passo no tempo e ω_r a frequência angular de referência. A equação 1.36 é uma forma mais usual, popularmente retratada em trabalhos dedicados a filtragem Q , ela representa a propagação de ondas em um meio absorcivo no domínio da frequência e é usada amplamente como a base para filtragem inversa Q .

Esta abordagem consiste em computar o campo de onda por meio de sucessivos passos de tempo no domínio da frequência por meio do algoritmo de *phase-shift*, ou *downward continuation* como denomina Wang (2008). O sinal no domínio do tempo é então dado pela aplicação da condição de imagem, como na migração sísmica, ou seja, pela soma das ondas planas computadas individualmente para um determinado tempo:

$$u(\tau + \Delta\tau) = \frac{1}{\pi} \int_0^\infty U(\tau + \Delta\tau, \omega) d\omega. \quad (1.37)$$

A figura 9 exibe um traço sintético calculado pelas equações supracitadas para diferentes valores de Q . $Q = 100$ é um valor próximo do esperado para estimativa *post stack* para Q constante, e mesmo com apenas 2 segundos de tempo de trânsito, já exibe atenuação e dispersão expressivas. $Q = 20$ constitui um dos casos mais extremos de absorção, sendo presente apenas em regiões anômalas, associadas a acumulações de gás por exemplo, onde grande parte da energia se esvai rapidamente. A interpretação de Chaminés da gás em dados sísmicos é bastante familiar a este conceito, a característica perda de amplitudes é usada como indicador desta estruturas.

Considerando os termos de amplitude e de fase dados pela equação 1.36 respectivamente como

$$\Gamma(\tau + \Delta\tau) = \exp \left[-\frac{\pi f \Delta\tau}{Q} \right] \quad (1.38)$$

e

$$\Phi(\tau + \Delta\tau) = \exp \left[-\frac{i\omega \Delta\tau}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right], \quad (1.39)$$

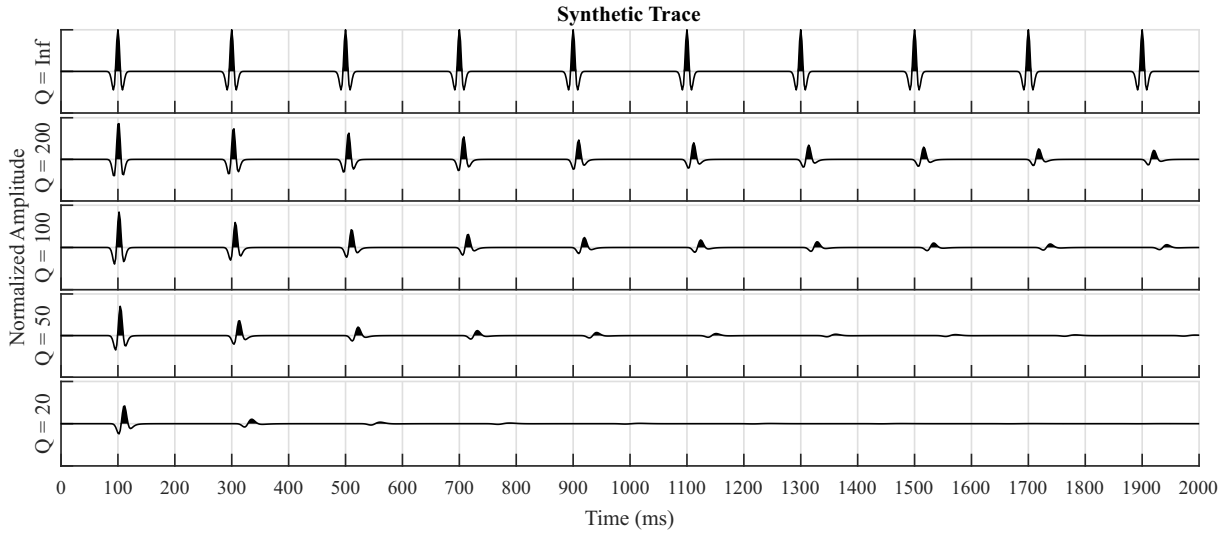


Figura 9 – Dado sintético modelado utilizando-se as equações 1.36 e 1.37 para diferentes valores de Q . Os eventos são reaperentados por uma *wavelet Ricker* simétrica a cada 200 *ms*, o que nos permite melhor observar os efeitos da atenuação e dispersão.

um simples filtro inverso Q pode ser escrito apenas invertendo-se o sinal das funções exponenciais (RIBEIRO; LEWINER; DUARTE, 2015):

$$U(\tau + \Delta\tau, \omega) = U(\tau, \omega) \frac{1}{\Gamma(\tau + \Delta\tau)} \frac{1}{\Phi(\tau + \Delta\tau)}. \quad (1.40)$$

A figura 10 mostra o resultado da aplicação deste filtro aos dados sintéticos gerados anteriormente. Pode-se observar a presença de fortes artefatos principalmente concentrados nos maiores tempos de transito e nos menores valores de Q . Estes artefatos são uma consequência natural do processo de filtragem inversa e são denominados como a instabilidade numérica da filtragem inversa Q . As ondas planas computadas em passos de tempo são constantemente atenuadas e em um determinado ponto suas amplitudes são inexpressivelmente pequenas, no mesmo nível ou até menores que o nível de ruído de *background*. Neste caso não há sinal útil a ser recuperado e a filtragem inversa amplifica apenas ruído. Neste exemplo específico (Fig. 10), sintético e sem a presença de ruído, os artefatos são produto de uma grande amplificação de erros numéricos da precisão empregada, o operador de amplitude (Eq. 1.38)) cresce exponencialmente com o tempo e menores valores de Q , o que explica este comportamento.

Estratégias de estabilização para superar o problema da instabilidade se fazem necessárias. Limites de ganho e filtragem passa-banda, dentre outros (ver Wang (2008)), são utilizados para se estabilizar a filtragem e suprimir a amplificação excessiva de ruído. Alternativamente, a correção de fase (Eq. 1.39) é inerentemente estável.

A figura 11 mostra o mesmo traço sísmico após a filtragem estabilizada, onde foi usado um limite de ganho. Os artefatos não estão mais presentes mas note que para as altas atenuações o sinal não foi completamente recuperado, mesmo assim, constitui uma melhora

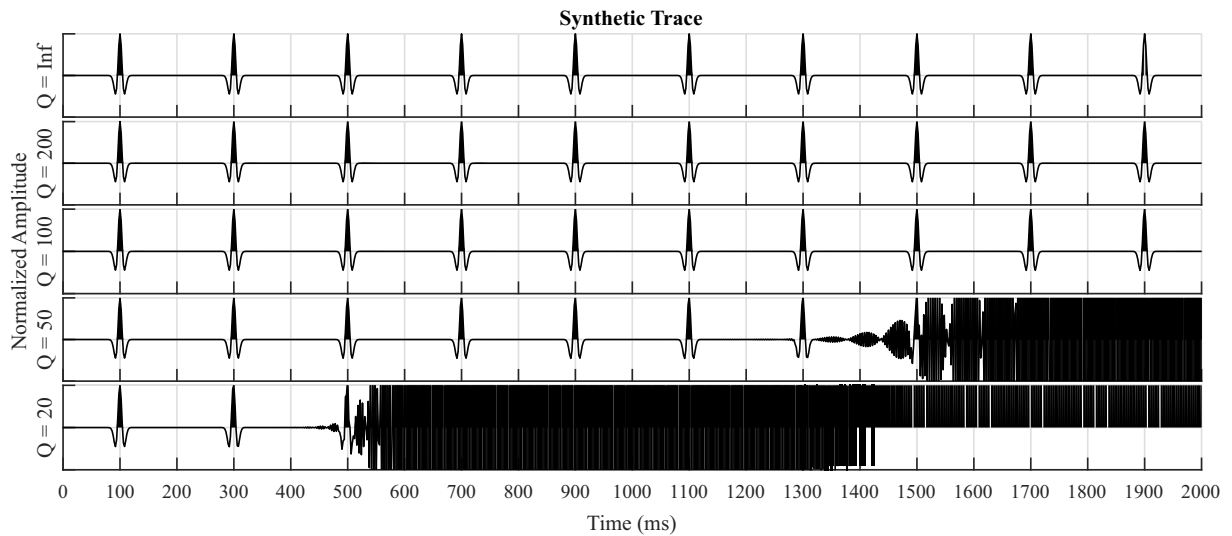


Figura 10 – Aplicação do filtro Q descrito pela equação 1.40 aos dados gerados da figura 9. Fortes artefatos dominam o dado a medida que o valor de Q diminui e o tempo de transito aumenta.

expressiva quando comparado ao dado antes da filtragem (Fig. 9). Vê-se, então, que o sinal atenuado nunca é completamente recuperado. Há sempre uma limitação intrínseca associado ao processo de filtragem inversa Q , seja devido a estratégia de estabilização empregada ou relação sinal-ruído, que podem levar o geofísico a limitar a correção a fim de evitar a degradação do dado.

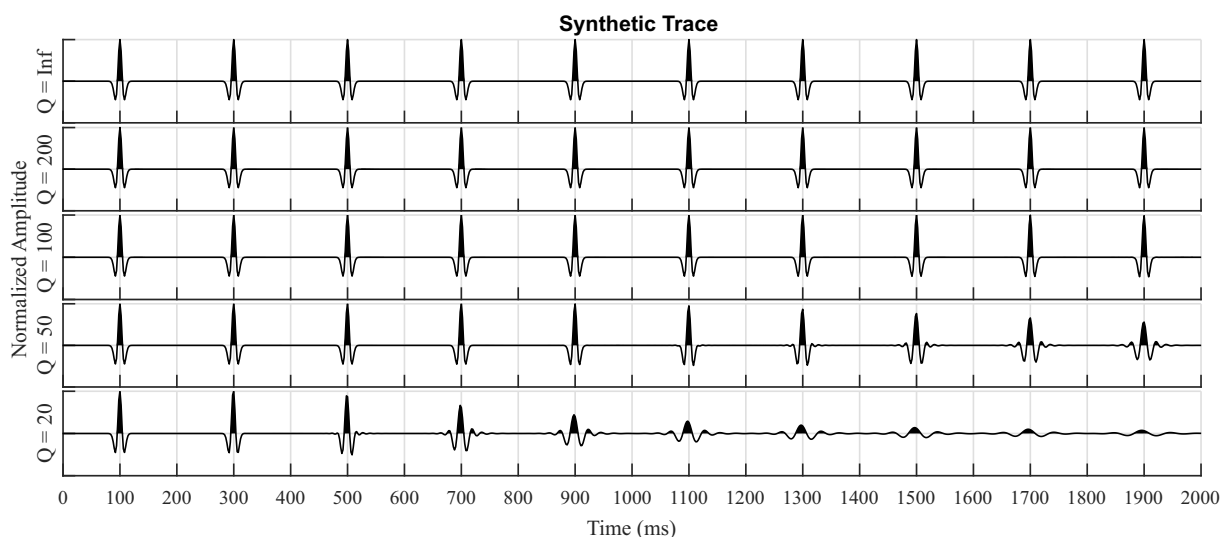


Figura 11 – Filtragem inversa Q estabilizada dos dados sintéticos apresentados na figura 9. Um limite de ganho foi empregado para tornar o processo estável.

2 Estimativa do Fator de Qualidade

A estimativa confiável do Fator Q , mesmo hoje, ainda é uma tarefa desafiadora para o geocientista. São numerosos os trabalhos que propõem abordagens para este problema, assim nos mecanismos responsáveis pela absorção, o grande número de domínios, tipos de dados e condicionamentos, fatores que se permutam entre si, podem facilmente confundir um geofísico iniciante ao assunto.

Diversos trabalhos obtiveram um relativo sucesso na estimativa de Q com o uso de dados de VSP (*Vertical Seismic Profile*) (SANTOS, 1986; WANG, 2003), considerado um caso ideal para a avaliação de Q em função da profundidade. A figura 12 ilustra este tipo de aquisição e exemplifica este registro por meio de dados sintéticos. A onda direta proporciona valiosa informação das propriedades de subsuperfície e é bastante utilizada na estimativa de Q e de outras propriedades devido a sua trajetória relativamente simples. O processo consiste em basicamente isolar a onda direta e então analisar traço a traço o comportamento do pulso a medida que se propaga, diversos métodos podem ser empregados, dos quais trataremos dos principais neste capítulo, não só para VSP mas para o dado sísmico em geral. Infelizmente, aquisições deste tipo são relativamente raras e as informações provenientes, embora ricas, são localizadas, na melhor das hipóteses.

Outra linha avalia a absorção por meio de testes laboratoriais, focados nas características petrofísicas da rocha e na complexa interação entre matriz, fluido. Estes estudos mostraram que Q é controlado por uma grande variedade de parâmetros de uma maneira bastante complexa, o que tornou infrutífera as derivações de relações empíricas para Q baseado em outros parâmetros até o presente momento. O Capítulo 1.1.3 traz alguns exemplos. Destacam-se os trabalhos de Born (1941), Johnston, Toksöz e Timur (1979), Toksöz, Johnston e Timur (1979), Winkler e Nur (1982), Batzle, Han e Castagna (1996), Dvorkin, Mavko e Walls (2003) entre outros. No entanto, para fins de processamento de dados sísmicos, estimativas laboratoriais de Q não são fidedignas devido a grande diferença de frequências entre as ferramentas utilizadas (capazes de atingir 10^3 - 10^6 Hz) e o dado sísmico, essencialmente de mais baixa frequência. No entanto, cada vez mais estudos estão sendo feitos em frequências análogas à sísmica (*e.g.* (WEI et al., 2015; WEI et al., 2018b)) para que fique claro o comportamento deste fenômeno em baixas frequências. A disponibilidade deste tipo de dado é um ponto relevante, bem como a pontualidade da informação.

Por estes motivos, métodos para a estimativa de Q baseados no próprio dado sísmico tem se mostrados cada vez mais populares, fornecendo resultados adequados e permitindo alta cobertura espacial, tendência seguida pela indústria ao longo do passado recente (*e.g.*

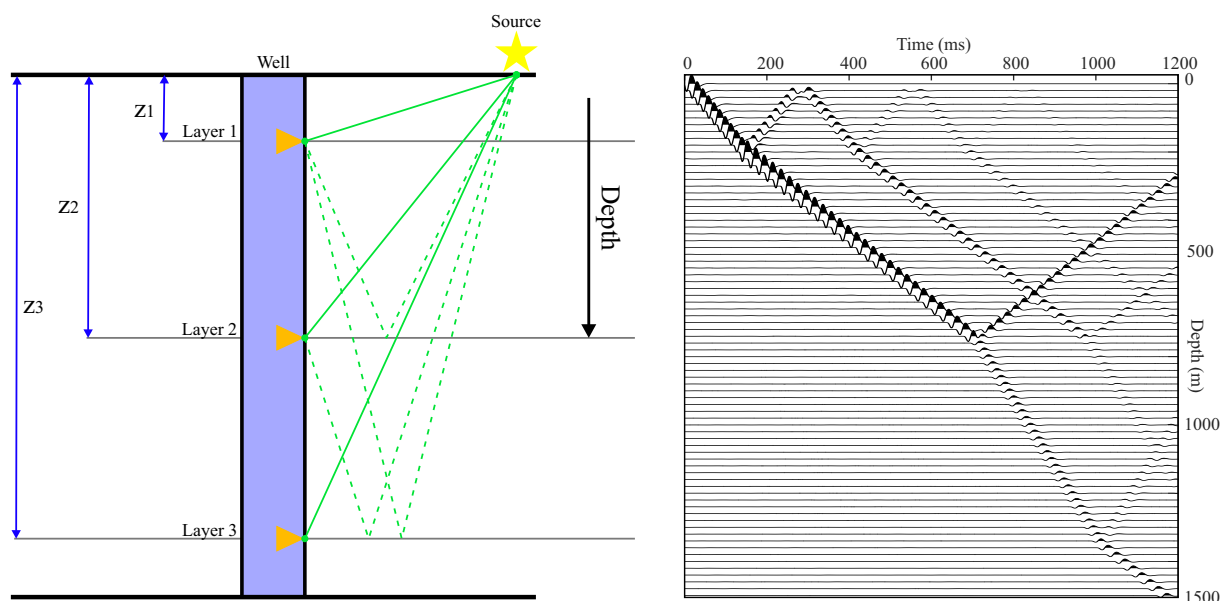


Figura 12 – Representação esquemática da aquisição de dados VSP e dados sintéticos. Os receptores são posicionados nas paredes do poço e tiros são efetuados nas redondezas. A onda direta possui valiosas informações sobre o meio devido a sua trajetória relativamente simples, problema bastante explorado nas disciplinas de inversão (similar ao problema de *cross well tomography*). Os campos de ondas podem ser separados facilmente neste tipo de dado pela sua inclinação: inclinações positivas (como na definição do domínio $f-k$) correspondem ao campo de onda *downgoing* e os negativos ao *upgoing*.

Dasgupta e Clark (1998), Taner e Treitel (2003), Cavalca et al. (2011), Gamar-Sadat et al. (2015), Liu e Zhang (2017)). Mesmo assim, a estimativa confiável de Q ainda se prova desafiadora, a dissociação dos efeitos da atenuação intrínseca dos da aparente e baixa razão sinal-ruído são alguns exemplos dos desafios postos ao geocientista.

Este capítulo tratará de alguns métodos para estimativa de Q que gozam de certa popularidade no meio: o método da razão espectral; do deslocamento do centroide de frequência e do deslocamento da frequência de pico.

A estimativa pode ser feita em dados sísmicos empilhados; no domínio CMP (*common midpoint*) (e.g. Dasgupta e Clark (1994), Dasgupta e Clark (1998)); CDP (*common-depth-point*) e diversos outros. Geralmente a escolha do domínio está relacionada às premissas sob o qual se está operando. Zhang e Ulrych (2002) utilizam $CMPs$ para a estimativa de Q , por exemplo. As informações sobre a variação do conteúdo de frequência com o *offset* são relacionadas a um valor de Q associado à uma determinada reflexão/unidade litológica. Esta suposição está essencialmente incorreta, de um ponto de vista físico, uma vez que a trajetória dos raios em si não é considerada, porém, o trabalho foi realizado baseado nestas premissas e estas limitações são conhecidas e estão descritas em seu texto.

De maneira geral, os métodos podem ser classificados baseados no domínio em que

operam: tempo ou frequência. É sabido que os métodos no domínio da frequência são mais precisos que os do tempo (LEI; MORGAN, 2016), os quais muitos se baseiam nas relações entre amplitudes e forma dos eventos, sendo especialmente sensíveis a interferência de uma gama de efeitos de propagação de ondas e ruído. Já os métodos que atuam na frequência consideram que grande parte desses efeitos independem da frequência e se baseiam nas características e relações espectrais do sinal e sua variação. O erro da estimativa dependerá da razão sinal-ruído do dado de *input* e do modelo de parâmetros usado na modelagem direta (SAATCILAR; CORUH, 1995).

2.1 Método da Razão Espectral

O método da razão espectral (TONN, 1991) é um dos métodos mais tradicionais usados na estimativa do fator Q . É baseado na razão entre dois espectros de frequência de um sinal de referência em um tempo t_1 e um sinal de tempo t_2 arbitrário. Podemos descrever o comportamento do espectro de amplitude em função de um espectro inicial $B(f)$ e do termo de amplitude do filtro Q (1.38), numa maneira similar a da equação 1.1:

$$B(f, t) = B(f)e^{\frac{-\pi ft}{Q}}, \quad (2.1)$$

tira-se então a razão entre os dois espectros a serem comparados

$$\frac{B(f, t_2)}{B(f, t_1)} = \frac{B(f)e^{\frac{-\pi ft_2}{Q}}}{B(f)e^{\frac{-\pi ft_1}{Q}}}. \quad (2.2)$$

Toma-se os logaritmos de ambos os lados e a equação 2.2 é escrita como

$$\ln \left[\frac{B(f, t_2)}{B(f, t_1)} \right] = \frac{\pi(t_2 - t_1)}{Q} f. \quad (2.3)$$

Considerando $A = \ln \left[\frac{B(f, t_2)}{B(f, t_1)} \right]$ e plotando A como função da frequência f resulta numa tendência linear cuja inclinação p é uma função de Q (ZHANG, 2008). Q então pode ser expressado como

$$Q = \frac{-\pi(t_2 - t_1)}{p}. \quad (2.4)$$

É feito então uma regressão linear em uma determinada banda de frequência do sinal, para se estimar o coeficiente angular p e subsequentemente Q . A banda onde será feito o ajuste é um parâmetro crítico, bem como a razão sinal-ruído do dado. A figura 13 ilustra a aplicação do método da razão espectral.

O método da razão espectral funciona bem quando é possível isolar bem eventos (MOUMOUNI, 2014) como no caso de dados de VSP. Na sismica de a estimativa é

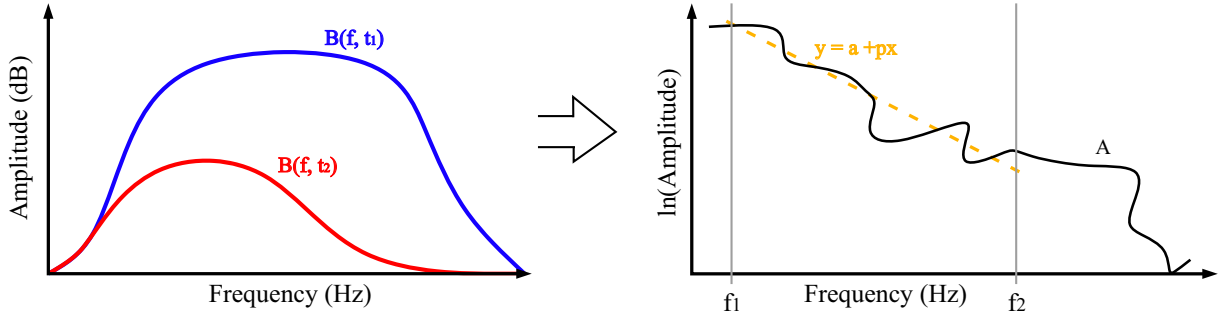


Figura 13 – Representação esquemática do método da razão espectral para a estimativa do fator Q . Dois espectros são comparados e o logaritmo da razão (\mathbf{A}) é tirado (Eq. 2.3). Uma regressão linear é feita para se estimar a inclinação (\mathbf{p}) que melhor se ajusta ao *plot* de \mathbf{A} contra a frequência, as frequências que definem os limites do ajuste \mathbf{f}_1 e \mathbf{f}_2 são de grande importância, Q é então, finalmente, dado pela equação 2.4.

prejudicada pela sobreposição de *wavelets*, o que faz com que o espectro de amplitude não corresponda ao espectro da *wavelet*, adicionalmente, caso outro fator fora a absorção modifique o espectro, o método falhará (YANG et al., 2014).

2.2 Método do Deslocamento do Centroide de Frequência

O método do deslocamento do centroide de frequência (QUAN; HARRIS, 1997), assim como o do deslocamento da frequência de pico (Capítulo 2.3), baseia-se na relação entre atenuação e desvios de frequência observados no dado. Como as altas frequências são atenuadas mais rapidamente que as baixas, o centroide do espectro do sinal desloca-se em direção às baixas frequências durante a propagação (Fig. 14). Sob a premissa de que Q independe da frequência, este deslocamento é proporcional à integral de caminho através da distribuição de atenuação.

Esta abordagem é baseada no alargamento do pulso, o qual já fora utilizado para a estimativa de Q (KJARTANSSON, 1979), medida difícil de ser realizada em dados de campo, por este motivo a abordagem é feita no domínio da frequência. A medida do deslocamento de frequências equivalentemente avalia a largura do pulso no domínio do tempo.

O centroide de frequência do sinal de *input* $\mathbf{S}(\mathbf{f})$ e sua variância σ_s^2 são definidos como

$$f_s = \frac{\int_0^\infty f S(f) df}{\int_0^\infty S(f) df} \quad (2.5)$$

e

$$\sigma_0^2 = \frac{\int_0^\infty (f - f_s)^2 S(f) df}{\int_0^\infty S(f) df}. \quad (2.6)$$

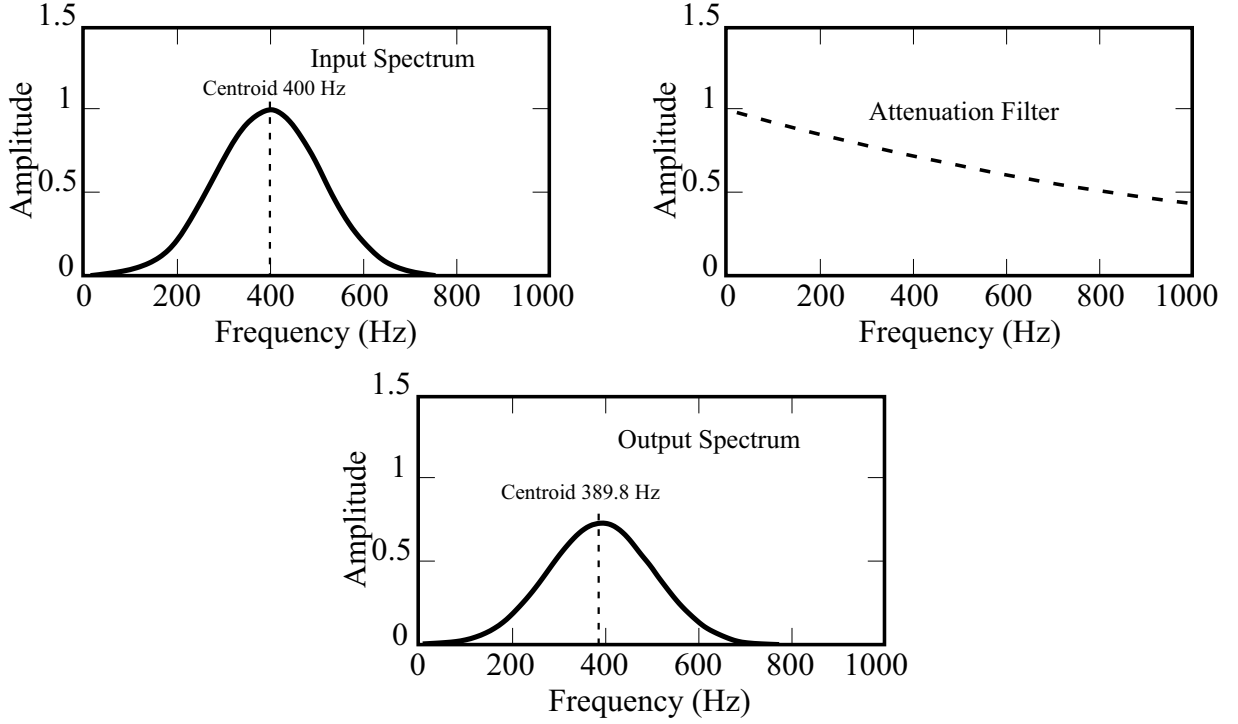


Figura 14 – Um espectro de *input* com um centroide de 400Hz e variância de 12730Hz^2 ; a resposta de um meio absorcivo para $\alpha = 0.0008$ e o espectro de *output*. O centroide foi deslocado para 389.8Hz após sofrer a atenuação. Adaptado de Quan e Harris (1997).

Da mesma maneira o centroide do sinal recebido $\mathbf{R}(f)$ é

$$f_r = \frac{\int_0^\infty f R(f) df}{\int_0^\infty R(f) df}. \quad (2.7)$$

Considerando que o espectro da *wavelet* utilizada como fonte tenha uma forma gaussiana, Quan e Harris (1997) desenvolvem a seguinte relação entre o deslocamento dos centroides e a atenuação:

$$\int_{ray} \alpha dl = (f_s - f_r) / \sigma_s^2. \quad (2.8)$$

Integrando-se ao longo do raio a equação 2.8 toma a forma

$$-\frac{\pi t}{Q} = \frac{f_s - f_r}{\sigma_s^2}, \quad (2.9)$$

onde t é o tempo de propagação deste raio em um meio absorcivo. Finalmente, Q pode ser isolado e determinado a partir da comparação de dois espectros

$$Q = -\frac{\pi \Delta t \sigma^2}{f_{c_{ref}} - f_c}, \quad (2.10)$$

onde $f_{c_{ref}}$ é o centroide do espectro de referencia e f_c o de um espectro arbitrário.

Algumas das vantagens deste método são os fatos de que medida do centroide exhibe relativa robustez a certos níveis de ruído e o deslocamento das frequências não é afetado pelo

espalhamento geométrico de *far-field* e perdas por transmissão reflexão (QUAN; HARRIS, 1997). Apesar desta abordagem ter sido desenvolvida para um espectro gaussiano ela também é válida para uma *wavelet* Ricker (QUAN; HARRIS, 1997; MOUMOUNI, 2014).

2.3 Método do Deslocamento da Frequência de Pico

O método do deslocamento da frequência de pico, também conhecido como *frequency peak shift* ou *FPS*, como já dito, é bastante semelhante ao método do deslocamento do centroide, mas utiliza em seu lugar a frequência de pico, que novamente se desloca em direção as baixas frequências a medida que o sinal é atenuado (Fig. 15). Proposto por Zhang e Ulrych (2002) para a estimativa de Q em CMPs, o método deriva um valor de Q baseado na relação entre o deslocamento relativo entre duas frequências de pico e a atenuação. Pode também ser aplicado em dados *prestack* e *poststack* medindo-se as frequências de pico em janelas móveis temporais e espaciais.

Parte-se da premissa de que o espectro do dado é suficientemente bem representado por uma *wavelet* Ricker

$$w(f) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \frac{f^2}{f_m^2} e^{-\left(\frac{f^2}{f_m^2}\right)}, \quad (2.11)$$

onde f é a frequência e f_m a frequência dominante da *wavelet*. Retomando a equação 2.1, podemos descrever como o espectro da Ricker varia no tempo para um determinado campo de atenuação:

$$w(f, t) = w(f) \exp\left(-\frac{\pi ft}{Q}\right), \quad (2.12)$$

a frequência de pico pode, então, ser derivada em cada tempo:

$$\begin{aligned} \frac{\partial w(f, t)}{\partial f} &= 0, \\ \frac{\partial w(f, t)}{\partial f} &= \frac{\partial w(f)}{\partial f} e^{-\frac{\pi ft}{Q}} + w(f) e^{-\frac{\pi ft}{Q}} \left(-\frac{\pi ft}{Q}\right) = 0. \end{aligned} \quad (2.13)$$

Temos, pela equação 2.11

$$\frac{\partial w(f)}{\partial f} = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{2f}{f_m^2}\right) e^{-\frac{f^2}{f_m^2}} + \frac{2}{\sqrt{\pi}} \left(\frac{f^2}{f_m^2}\right) e^{-\frac{f^2}{f_m^2}} \left(-\frac{2f}{f_m^2}\right), \quad (2.14)$$

substituindo a expressão 2.14 na equação 2.13 obtemos a frequência de pico no tempo t :

$$f_{peak} = f_m^2 \left[\sqrt{\left(\frac{\pi t}{4Q}\right)^2 + \left(\frac{1}{f_m}\right)^2} - \frac{\pi t}{4Q} \right]. \quad (2.15)$$

Q então é dado pela equação

$$Q = \frac{\pi t f_p f_m^2}{2(f_m^2 - f_p^2)}. \quad (2.16)$$

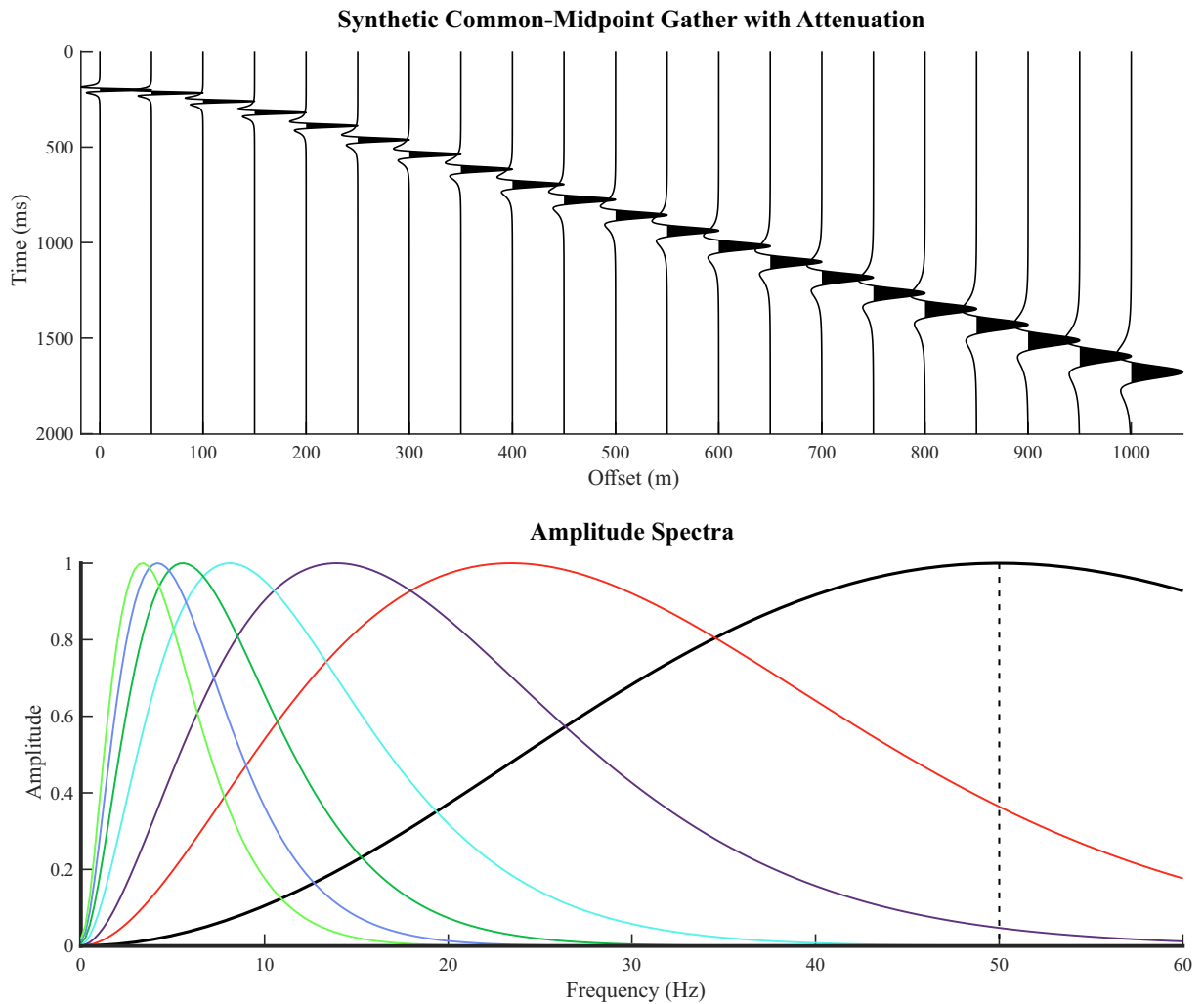


Figura 15 – Reflexão em um common-midpoint gather sintético gerado com uma *wavelet* Ricker de 50 Hz sob o efeito da atenuação. As amplitudes foram normalizadas para que o efeito do alargamento de pulso devido a perda das altas frequências, que severamente impacta a resolução vertical, ficasse mais claro. Abaixo temos os espectros de amplitude normalizados para alguns *offsets*, o espectro da fonte está representado em preto e possui o pico centrado em 50 Hz . A medida que o sinal é atenuado a frequência de pico é deslocada em direção as baixas frequências (ZHANG; ULRICH, 2002; ZHANG, 2008).

A equação 2.16 mostra que caso a frequência dominante da fonte seja conhecida, o fator de qualidade pode ser computado a partir da frequência de pico em um determinado tempo t (ZHANG, 2008).

Esta parametrização simples possibilita a utilização deste método para a derivação de volumes inteiros de Q utilizando janelas móveis no tempo e espaço. Técnicas de estimativa de *wavelet* podem ser utilizadas para a extração de f_m , uma janela de referência também pode ser usada. Infelizmente, a frequência de pico é sensível a ruído, o dado deve então ser apropriadamente preparado antes da estimativa. A frequência de pico pode ser avaliada por meio de diversas outras técnicas como por meio de uso de espectros janelados variantes no tempo ou espectro da transformada *wavelet* contínua (ZHANG, 2008). Para

mais informações sobre decomposição tempo-frequência e aplicações nas estimativa de Q , consultar Moumouni (2014).

2.4 Q Efetivo e Q Intervalar

É necessária fazer a distinção entre os diferentes tipos de Q com o qual o geofísico pode se deparar, os principais são denominados Q efetivo e Q intervalar. Considere a seguinte situação hipotética: é feita a estimativa de Q pós *stack* utilizando-se o método da razão espectral. O espectro de referência $B_{ref}(f, t_1)$ é escolhido em uma janela nas redondezas do evento do fundo do mar (*i.e.* não há absorção na camada de água e supõe-se que a reflexão do fundo marinho é representativa do sinal sem absorção) e o segundo espectro $B_2(f, t_2)$ é medido em uma janela profunda, onde o sinal já sofrera significativamente os efeitos da absorção. O objetivo é a estimativa de um valor único para Q , representativo do comportamento da absorção para esta área e dado específicos.

O resultado desta estimativa é um valor estatístico que relaciona os dois espectros escolhidos, um Q efetivo, valor que considera a atenuação acumulada entre as duas janelas utilizadas, conceito análogo à velocidade RMS. O valor de Q que representa as características de determinada unidade, uma camada por exemplo, é nomeado Q intervalar, novamente, similar à velocidade intervalar. Existe a seguinte relação entre Q efetivo e intervalar (ZHANG, 2008; MOUMOUNI, 2014):

$$\frac{t_n}{Q_{eff}(t_n)} = \sum_{i=1}^n \frac{\Delta t_i}{Q_i}, \quad (2.17)$$

onde t_n é o tempo na camada n , i o índice das camadas anteriores, Δt_i o tempo entre camadas consecutivas e Q_i o fator Q intervalar medido no intervalo Δt_i .

A figura 16 ilustra estes conceitos: considerando um modelo heterogêneo de Q intervalar, uma frente de onda viaja da posição da fonte sofre uma reflexão e é registrada pelo receptor. Para se descrever a atenuação total experimentada por esta frente de onda, é necessário integrar o valor de Q e os tempos de trânsito ao longo da trajetória do raio (Fig. 16, a)). É também possível descrever a atenuação total por meio de um único valor, o Q efetivo, valor cumulativo que compreende a atenuação sofrida desde a fonte até o receptor (Fig. 16, b)). Este valor de Q_{eff} apenas é válido para aquele ponto específico e como é uma constante de certa forma, pode ser retirado da integração.

A estimativa do Q intervalar a partir dos dados sísmicos é complexa. Em dados de VSP consegue-se extrair-lo a partir da comparação direta do campo de onda descendente entre dois traços, a diferença em seus espectros representa o comportamento de Q entre os dois receptores. O valor extraído é então, um valor intervalar. Já para dados sísmicos de reflexão o mais usual é a estimativa de valores efetivos, fixando-se a janela de referência,

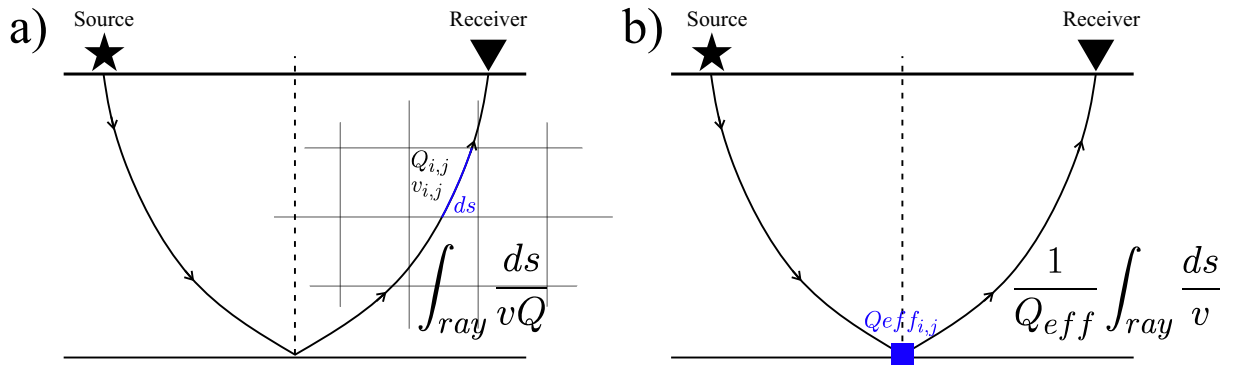


Figura 16 – Representação da propagação de uma frente de onda sobre os efeitos da absorção, desde a fonte até o receptor. Para se descrever a atenuação total sofrida pelo raio é necessário integrar o tempo de trânsito e Q ao longo de sua trajetória. **a)** Os valores de Q intervalar descrevem a atenuação individual de cada unidade do meio, por isto, devem ser integrada para cada segmento infinitesimal de raio. **b)** Q efetivo descreve a atenuação cumulativa, similar à velocidade RMS , logo, pode ser removido da operação de integração.

geralmente nas redondezas do fundo do mar, e tirando medidas com outra janela, móvel ou não.

Alguns poderiam imaginar que movendo-se ambas as janelas, incluindo a janela de referência, poderia-se estimar o Q intervalar entre as janelas. Esta abordagem, no entanto, não leva em consideração a trajetória percorrida pelos raios, exhibe problemas de precisão e o resultado não condiz fisicamente às propriedades daquele intervalo.

2.5 Precondicionamento do Dado

Certos cuidados devem ser tomados para a preparação do dado sísmico para a estimativa de Q . Idealmente, a análise Q constitui um dos últimos passos no fluxo de processamento sísmico. O dado deve estar livre de ruídos, múltiplas e deve possuir uma banda suficientemente larga para que as alterações de frequência sejam claras, o que inclui a aplicação de tecnologias como *model-based water-layer demultiple (MWD)* e *deghosting*, além de um filtro *zero-phasing* para que os eventos estejam centrados.

Como basicamente os métodos que atuam no domínio da frequência são baseados na análise das relações espectrais, essencialmente relações entre energias, o dado deve estar preferencialmente migrado. Deve-se então realizar a transformação de profundidade para tempo, possibilitando a análise espectral.

O *stretch* devido a migração ou correção *NMO* merece atenção, pois o conteúdo de frequência pode ser contaminado com baixas frequências que distorcem a assinatura de atenuação do sinal. Alguns trabalhos utilizam uma compensação para o *stretch*, *mute* dos longos *offsets* ou até mesmo removem a correção *NMO* antes da estimativa (DASGUPTA;

CLARK, 1998; ZHANG; ULRYCH, 2009; LIU; ZHANG, 2017; KRISTIENSEN et al., 2018).

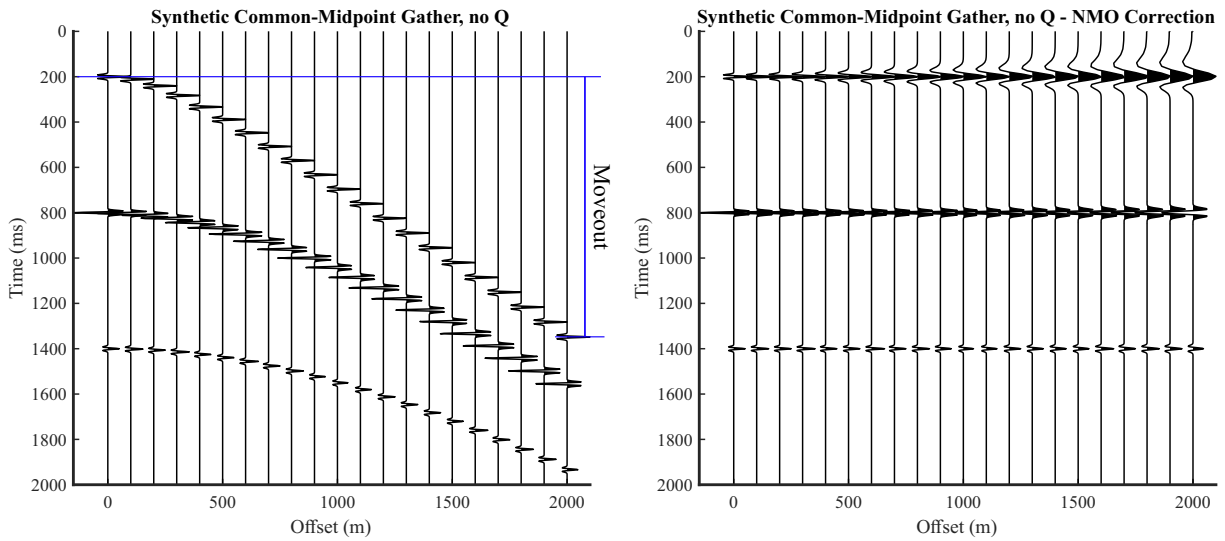


Figura 17 – *Common midpoint gather* sintético construído por 3 reflexões, sem a presença de gradiente (sem variação *AVO*) e sem absorção. Note que ao se aplicar a correção *NMO* ocorre uma distorção do pulso, que é contaminado por baixas frequências, denominado literalmente *stretch*. O primeiro evento que possui menor tempo no *offset* zero e maior *moveout* é o mais severamente afetado. Esta distorção irá influenciar severamente a estimativa de *Q* e desviar o resultado dos valores corretos.

Técnicas adicionais para a atenuação de ruídos podem ser utilizadas caso seja necessário, antes ou depois do empilhamento. A transformada *Radon* pode também ser utilizada após a migração para retirada de múltiplas residuais. De maneira geral busca-se garantir um dado de melhor qualidade antes das análises. É de extrema importância também que o processamento tenha sido feito com objetivo de se preservar as relações entre amplitudes/preservação do espectro. Logo, não deve ser aplicado ao dado qualquer tipo de *scalling* de amplitudes ou filtragem variáveis no tempo, como por exemplo *automatic gain control (AGC)* ou *time-variant filtering (TVF)*. Estes e outros processos considerados "cosméticos" podem ser aplicados após o tratamento de *Q*.

3 Compensação Q em Meios Complexos

As estratégias apresentadas até o momento, tanto para a compensação quanto estimativa, muitas vezes exibem resultados satisfatórios para o processamento de dados sísmicos. A filtragem inversa se mostra até mesmo um pouco insensível à imprecisões: uma imagem corrigida para um Q com 10% de erro ainda se mostra mais focada e de melhor qualidade do que sem correção (WANG, 2008).

Certas localidades de geologia complexa, no entanto, exibem um campo de atenuação que varia bastante espacialmente e em intensidade, geralmente relacionados à zonas anômalas preenchidas por fluidos (*e.g.* gases, hidratos de gás ou outros tipos de hidrocarbonetos) (BROWN, 2009; QIN et al., 2018). Nestes casos se faz necessária a aplicação de métodos que atuem no domínio *prestack* e levem em consideração as trajetórias das diferentes frentes de onda tanto na estimativa quando para a compensação de Q . Neste capítulo serão apresentados os conceitos e teoria da tomografia de atenuação, utilizada para se derivar modelos heterogêneos de Q intervalar, e da correção Q embutida no processo de migração *Kirchhoff prestack* em profundidade (*KPSDM*), que utiliza estes volumes para uma correção coerente fisicamente com a propagação de ondas.

Análoga a tomografia para velocidade sísmicas, a tomografia de atenuação consiste na aplicação de técnicas de inversão para a obtenção de um campo de atenuação que demonstre uma concordância adequada com os dados observados, segundo uma determinada modelagem. Em sua forma mais pura, a tomografia sísmica busca um campo de velocidades sísmicas através do ajuste entre os tempos de trânsito (*travel times*) obtidos do dado sísmico e os calculados através do traçado de raios (*ray tracing*), este processo é feito iterativamente por meios técnicas de minimização dada a natureza não linear do problema.

Começemos primeiro estabelecendo os conceitos fundamentais do problema inverso e do funcionamento da tomografia para velocidades. Uma vez feito isso explorar o funcionamento da tomografia de atenuação se torna substancialmente mais simples.

3.1 Modelagem Direta e o Problema Inverso

Menke (2012) define a teoria inversa como um conjunto de técnicas matemáticas para se extrair informações sobre o mundo físico baseadas em deduções tiradas de observações. As observações consistem na coleta de medidas, ou "dados" (\mathbf{d}), e as informações são baseadas em valores numéricos de propriedades físicas específicas não diretamente mensuráveis, denominadas "parâmetros do modelo" (\mathbf{m}). Assume-se normalmente que a física fundamental envolvida é conhecida, desta maneira uma função \mathbf{L} pode ser especificada

relacionando \mathbf{m} à \mathbf{d}

$$\mathbf{d} = L(\mathbf{m}). \quad (3.1)$$

Em prática, as observações são finitas (*i.e.* o problema é discreto) e sempre apresentam certo grau de ruído devido à limitações teóricas, aproximações ou precisão instrumental. O dado então pode ser descrito como um experimento ideal \mathbf{d}_{true} somado a uma componente de ruído $\boldsymbol{\eta}$ (ASTER; BORCHERS; THURBER, 2005)

$$\begin{aligned} \mathbf{d} &= L(\mathbf{m}_{true}) + \boldsymbol{\eta}, \\ &= \mathbf{d}_{true} + \boldsymbol{\eta}. \end{aligned} \quad (3.2)$$

L é geralmente denominada "operador direto" e o problema direto consiste em encontrar \mathbf{d} dado um determinado \mathbf{m} , da mesma maneira o problema inverso consiste em se encontrar \mathbf{m} a partir de \mathbf{d} . A figura 18 sumariza estas relações.

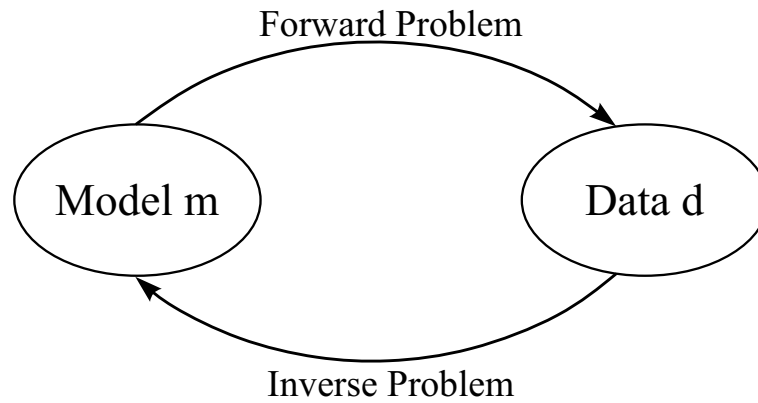


Figura 18 – Definição tradicional dos problemas direto e inverso.

Em alguns casos, o problema inverso pode também ser descrito explicitamente por um sistema linear de equações

$$\mathbf{d} = L\mathbf{m}, \quad (3.3)$$

o problema inverso é dito linear pois o operador L , também chamado de matriz de sensibilidade, independe dos parâmetros, o que facilita a solução do sistema. No caso onde o problema é não linear, não é possível separar completamente L de \mathbf{m} , e a equação 3.3 toma forma

$$\mathbf{d} = L(\mathbf{m})\mathbf{m}. \quad (3.4)$$

Uma solução aproximada pode ser encontrada dada por um modelo \mathbf{m} que minimiza alguma unidade de desajuste entre os dados observados \mathbf{d}_{obs} e os calculados \mathbf{d}_{calc} , os resíduos, então, são dados por

$$\begin{aligned} \mathbf{r} &= \mathbf{d}_{obs} - L\mathbf{m}, \\ &= \mathbf{d}_{obs} - \mathbf{d}_{calc}. \end{aligned} \quad (3.5)$$

Os métodos para a resolução de problemas lineares inversos muitas vezes se baseiam em medidas de tamanho ou comprimento dos resíduos (MENKE, 2012) (*e.g.* comprimento

Euclidiano). O termo norma é usado para se referir a estas medidas. As mais utilizadas são baseadas na soma de alguma potencia dos elementos de \mathbf{r} , nomeadas \mathbf{L}_n onde n é a potência

$$\text{norma } L_1: \|\mathbf{r}\|_1 = \left[\sum_i |r_i|^1 \right], \quad (3.6a)$$

$$\text{norma } L_2: \|\mathbf{r}\|_2 = \left[\sum_i |r_i|^2 \right]^{1/2}, \quad (3.6b)$$

⋮

$$\text{norma } L_n: \|\mathbf{r}\|_n = \left[\sum_i |r_i|^n \right]^{1/n}. \quad (3.6c)$$

Normas maiores proporcionam maior peso ao maior elemento de \mathbf{r} , a escolha é feita baseada na natureza do problema e no conhecimento prévio sobre o dado utilizado, normas de alta ordem são empregadas caso as medidas sejam precisas. Quando ruído e valores espúrios estão presentes nas observações, uma norma de menor ordem é mais indicada. O objetivo é encontrar os parâmetros do modelo que melhor se ajustem aos dados observados, ou seja, que minimiza a norma dos resíduos

$$\begin{aligned} \min \|\mathbf{r}\|_n, \\ \min \|d_{obs} - Lm\|_n, \\ \min J(m). \end{aligned} \quad (3.7)$$

A equação 3.7 define a chamada função objetivo/função custo ($\mathbf{J}(\mathbf{m})$).

A solução de problemas inversos envolve uma série de análises, a solução obtida deve ser avaliada em termos de plausibilidade física, consistência e do ajuste dos dados. Fatores essenciais a ser considerados no processo de inversão são a existência, unicidade e estabilidade da solução (ASTER; BORCHERS; THURBER, 2005):

1. *Existência.* É possível que não exista modelo que ajuste os dados, devido à simplificações físicas ou ruído nos dados;
2. *Unicidade.* A solução pode existir mas pode não ser única, um infinito número de soluções que ajustam os dados podem ser possíveis, característica da deficiência de *rank* do operador direto. Muitos problemas geofísicos apresentam ambiguidades nos parâmetros;
3. *Estabilidade.* O processo de inversão pode ser instável, onde pequenas mudanças nos dados podem se traduzir em grandes mudanças nos parâmetros.

Caso a solução exista, seja única e estável, é dito que o problema inverso é bem-posto, em prática. No entanto, a maioria dos problemas é mal-posto, devido as informações limitadas,

simplificações no processo de modelagem, ruídos e ambiguidades. São utilizadas então informações *a priori* e restrições são impostas à solução. Este processo é denominado regularização e tem como objetivo tornar o problema bem-posto por meio da modificação da função objetivo (Eq. 3.7). A regularização de Tikhonov é bastante empregada e consiste na inclusão dos parâmetros na função objetivo, ou seja, busca-se minimizar tanto a norma dos resíduos como a norma do parâmetros

$$\min J(m) = \min \|Lm - d_{obs}\|_n + \alpha^2 \|\lambda m\|_n, \quad (3.8)$$

onde α é um parâmetro de regularização e λ a matriz de Tikhonov. O caso onde $\lambda = I$ constitui a regularização de Tikhonov de ordem 0, os parâmetros são juntamente minimizados garantindo-se que características desnecessárias não apareçam na solução. Em determinadas situações pode ser desejável que outras medidas de m sejam minimizadas, como por exemplo sua primeira ou segunda derivada. Para um caso onde m é unidimensional, usa-se λ como

$$\lambda = \begin{bmatrix} -1 & 1 & & & \\ & -1 & 1 & & \\ & & \dots & & \\ & & & -1 & 1 \\ & & & & -1 & 1 \end{bmatrix} \quad (3.9)$$

ou

$$\lambda = \begin{bmatrix} 1 & -2 & 1 & & & \\ & 1 & -2 & 1 & & \\ & & & \dots & & \\ & & & & 1 & -2 & 1 \\ & & & & & 1 & -2 & 1 \end{bmatrix}. \quad (3.10)$$

Para a equação 3.9, Lm é uma aproximação de diferenças-finitas proporcional a primeira derivada de m . Minimizar esta função custo (Eq. 3.8) favorece soluções relativamente mais suaves. Para L como descrito pela equação 3.10 a aproximação é agora proporcional a segunda derivada e penaliza soluções com variações abruptas. Caso os parâmetros sejam representados em duas ou três dimensões, as matrizes apresentadas acima se tornam inadequadas, uma aproximação do operador Laplaciano é, então, comumente utilizada (ASTER; BORCHERS; THURBER, 2005).

Em prática o sistema de equações é, na grande maioria dos casos, subdeterminado, ou seja, os dados são finitos e não possuem informação suficiente para a determinação exata dos parâmetros, que exibem grandes graus de liberdade. A abordagem para a discretização do problema, seja pelo uso de polinômios, células ou *b-splines*, é um ponto chave neste caso, visto que um sistema sobreparametrizado dificilmente fornecerá informações úteis. Diversos modelos possíveis podem explicar razoavelmente bem um conjunto de observações. A descrição do problema inverso ilustrado na figura 18 se mostra bastante simplista e é melhor

descrita por uma combinação dos processos de estimativa e avaliação (Fig. 19). A partir de um conjunto de dados (\mathbf{d}), são estimados os parâmetros ($\tilde{\mathbf{m}}$), processo denominado como o *problema da estimativa*, é necessário então avaliar a relação entre os parâmetros estimados e os reais (\mathbf{m}), determinando-se quais características das propriedades reais foram recuperadas e os erros e incertezas associados (SNIEDER; TRAMPERT, 1999).

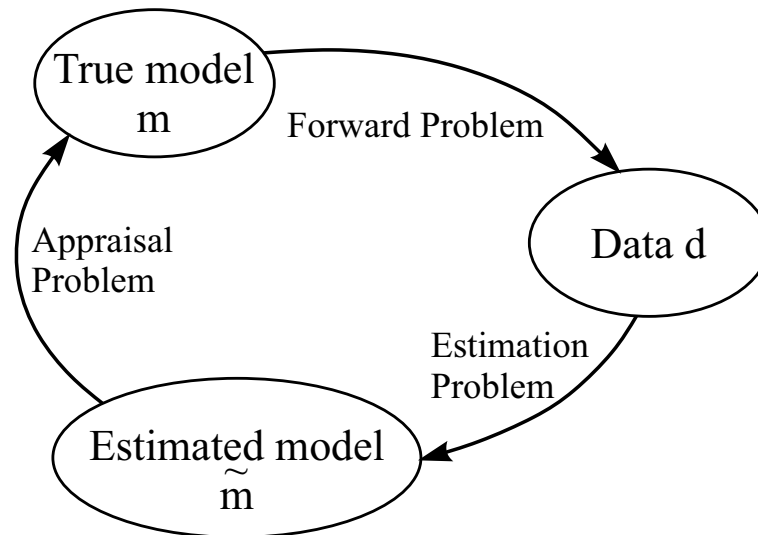


Figura 19 – O problema inverso visto como uma combinação dos problemas de estimativa e avaliação. Adaptado de Snieder e Trampert (1999).

Grande parte dos problemas de interesse geofísico exibe comportamento não-linear. São empregados, então, algoritmos iterativos para a minimização da função objetivo. Nestes casos, é necessário estabelecer um certo critério de convergência, como o número de iterações ou um valor de *threshold* para o resíduo, por exemplo.

A figura 20 ilustra uma função custo bidimensional, dependente dos parâmetros \mathbf{m}_1 e \mathbf{m}_2 , nota-se a presença de mínimos locais que podem potencialmente desviar o processo de inversão, por esse motivo o modelo inicial deve ser cuidadosamente selecionado para se garantir que as iterações direcionem os parâmetros em direção ao mínimo global.

3.1.1 O Problema Tomográfico

O objetivo da tomografia sísmica é a determinação das velocidades do meio a partir dos tempos de trânsito medidos entre fonte e receptor. Considerando segmentos de raio infinitesimais, o tempo de trânsito T pode ser obtido por meio do somatório dos tempos individuais $t_{i,j}$ de cada segmento infinitesimal $l_{i,j}$

$$T = \sum t_{i,j} = \sum \frac{l_{i,j}}{v_{i,j}}. \quad (3.11)$$

Para um caso mais simplificado, sob a premissa do raio de trajetória reta (*i.e.* a trajetória independente da velocidade), o problema é linear. A figura 21 exemplifica este cenário: o

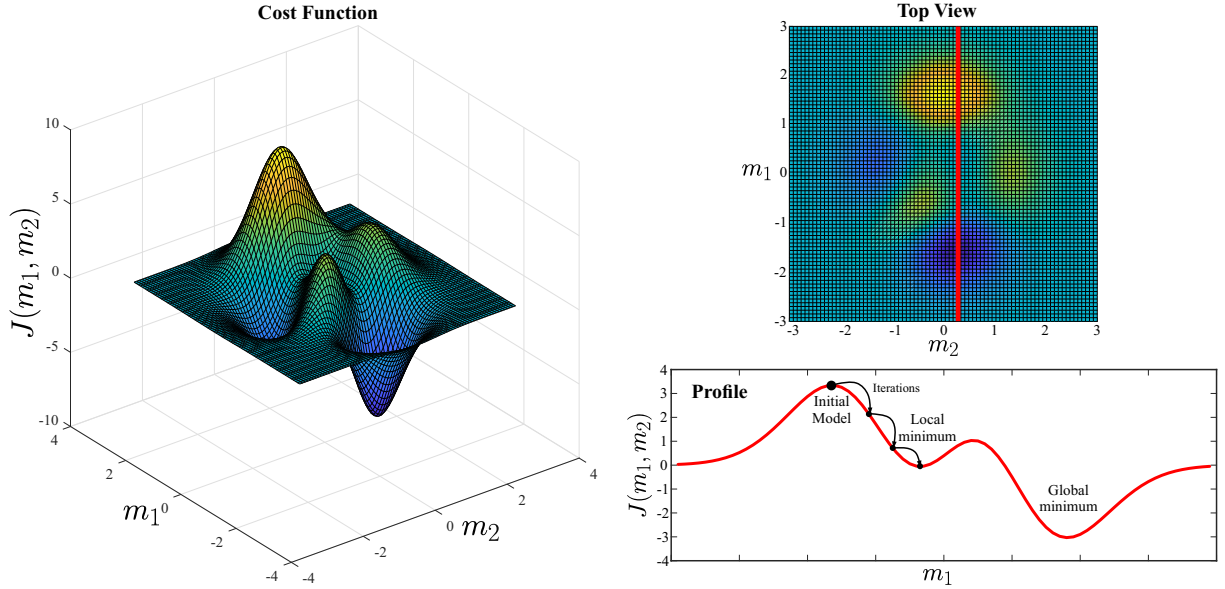


Figura 20 – Função custo bidimensional. Mínimos locais constituem uma das dificuldades do processo de inversão, nestes casos, informações *a priori* sobre o comportamento dos parâmetros é de grande importância para a calibragem dos resultados e do modelo de entrada a fim de guiar-se o resultado em direção ao mínimo global.

meio está discretizado por células quadradas, representadas por uma matriz 3×3 , onde tem-se a informação sobre os tempos de trânsito de oito raios propagados segundo as direções ilustradas. O problema pode ser escrito na forma matricial da mesma maneira que a equação 3.3: os tempos de trânsito correspondem aos dados/observações (\mathbf{d}); a matriz de sensibilidade (*i.e.* o operador de modelagem, \mathbf{L}) é descrita pelos raios; as velocidades sísmicas são os parâmetros (\mathbf{m}) a serem determinados, expressos em função da vagarosidade (\mathbf{p}) por conveniência matemática

$$\begin{bmatrix} t1 \\ t2 \\ t3 \\ t4 \\ t5 \\ t6 \\ t7 \\ t8 \end{bmatrix}_{8 \times 1} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 \\ 0 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 \\ 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 1 & 0 & 0 & 1 \\ 1 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 1 & 1 & 1 & 0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 1 & 1 & 1 \\ \sqrt{2} & 0 & 0 & 0 & \sqrt{2} & 0 & 0 & 0 & \sqrt{2} \\ 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & 0 & \sqrt{2} \end{bmatrix}_{8 \times 9} \begin{bmatrix} p_{1,1} \\ p_{1,2} \\ p_{1,3} \\ p_{2,1} \\ p_{2,2} \\ p_{2,3} \\ p_{3,1} \\ p_{3,2} \\ p_{3,3} \end{bmatrix}_{9 \times 1} \quad (3.12)$$

O número de linhas do operador de modelagem corresponde aos raios e suas colunas contém informações sobre as distâncias percorridas pelo raio em questão em determinada célula do modelo. Os parâmetros são organizados em um vetor e o sistema de equações pode ser então resolvido, por meio da solução de mínimos quadrados, por exemplo,

$$\mathbf{m} = (\mathbf{L}^T \mathbf{L})^{-1} \mathbf{L}^T \mathbf{d}, \quad (3.13)$$

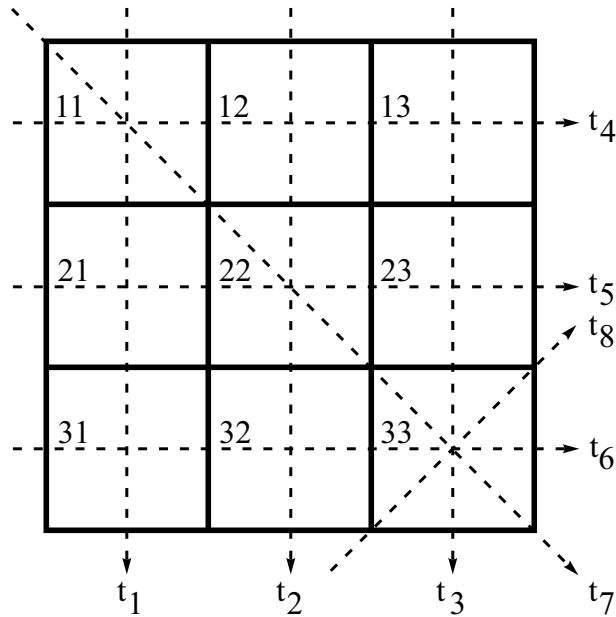


Figura 21 – Problema tomográfico básico. Oito raios de trajetória reta são propagado em um meio representado por uma matriz 3×3 , cada célula possui comprimento unitário e um valor único de velocidade. Como a trajetória dos raios independe das velocidades sísmicas, o problema é da forma linear. Adaptado de Aster, Borchers e Thurber (2005).

empregada em situações onde a inversa de \mathbf{L} é difícil de ser computada. Note que o problema é mal-posto e \mathbf{L} sofre de deficiência de *rank* devido a redundância de informações, uma estratégia de regularização se faz necessária.

Em situações mais realistas, os raios são diretamente influenciados pelo campo de velocidades devido à Lei de Snell e os Princípios de Huygens e Fermat, conseqüentemente o problema se torna não-linear (Eq. 3.4). É necessário, então, iterar-se a solução e realizar o cálculo das trajetórias a cada passo por meio da técnica do traçado de raios.

3.1.2 Ray Tracing

Seguindo o desenvolvimento apresentado por Kunstelj (2002), Yang (2003), considere a equação da onda

$$\nabla^2 u - \frac{1}{v^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = 0 \quad (3.14)$$

onde v é a velocidade da onda-P. Esta equação é uma boa aproximação para as equações de movimento em meio heterogêneos desde que as propriedades elásticas não variem significativamente sobre um comprimento de onda. A solução de Eq. 3.14 para ondas harmônicas de frequência angular ω , amplitude constante e fase zero inicial é dada para ondas-P por

$$u(x, t) = u_0(x)e^{-i\omega t}, \quad (3.15)$$

se $\mathbf{u}_0(\mathbf{x})$ é definido como

$$u_0(x) = A(x)e^{ik_0S(x)}, \quad (3.16)$$

onde $\mathbf{k}_0 = \boldsymbol{\omega}/\mathbf{v}_0$ e \mathbf{v}_0 é uma velocidade de referência, a equação 3.15 toma a forma de uma solução da equação da onda dado certas restrições em $\mathbf{A}(\mathbf{x})$ e $\mathbf{S}(\mathbf{x})$ (denominada *eikonal*), que descrevem a variação espacial da amplitude e fase do campo de ondas, e a aproximação para altas frequências. O raio descreve a trajetória de um pacote de ondas sendo sempre perpendicular à frente de onda, direção representada pelo vetor unitário $\hat{\mathbf{p}}$

$$\hat{\mathbf{p}} = \frac{v}{v_0} \nabla S. \quad (3.17)$$

Da mesma maneira que o tempo de trânsito $\mathbf{T}(\mathbf{x})$ é definido como o tempo que leva uma onda para se propagar de um ponto de referência \mathbf{x}_0 até um ponto arbitrário \mathbf{x} , a *eikonal* é definida em relação a fase em um ponto de referência $\mathbf{S}(\mathbf{x}) = \mathbf{v}_0\mathbf{T}(\mathbf{x})$ e a equação *eikonal* pode ser rescrita em função do tempo de trânsito e da velocidade sísmica $\mathbf{v}(\mathbf{x})$

$$(\nabla S)^2 = \frac{v_0^2}{v^2} \implies (\nabla T)^2 = \frac{1}{v(x)^2}. \quad (3.18)$$

O caminho do raio pode ser descrito pela função $\mathbf{x}(\mathbf{s})$, onde \mathbf{s} é a distância curvilínea do ponto de referência ao longo do *ray path*. Definindo-se uma segunda função $\mathbf{p}(\mathbf{s})$, onde $\mathbf{p} = \nabla T$, denominada vetor vagarosidade, e aplicando-se a condição de que o raio é perpendicular a frente de onda tem-se

$$\frac{dx}{ds} = v \nabla T = vp. \quad (3.19)$$

Derivando-se a equação *eikonal* (Eq. 3.18) em relação a \mathbf{s} e combinando-se com a equação 3.19 obtemos a equação do raio

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{v} \frac{dx}{ds} \right) = \nabla \left(\frac{1}{v} \right). \quad (3.20)$$

Uma vez que a trajetória é calculada, os tempos de trânsito podem ser encontrados pela integração

$$T = \int_{raypath} |\nabla T| ds = \int_{raypath} \left(\frac{1}{v(x(s))} ds \right). \quad (3.21)$$

Como consequência, o tempo de trânsito entre os pontos A e B são iguais independente do sentido de propagação (Princípio da Reciprocidade), propriedade que simplifica o cálculo para determinados problemas. Em prática, para o traçado de raios é necessário apenas o modelo de velocidades sísmicas, a posição inicial do raio e o ângulo de partida (*take-off*). O problema para se traçar um raio entre dois pontos é uma análise a parte. Para mais detalhes consulte Yang (2003).

3.2 Q Tomography

O problema da determinação das propriedades de atenuação por métodos tomográficos é análogo ao processo explicado previamente para velocidades, porém a resolução do sistema é simplificado pois parte-se da premissa de que a trajetória dos raios independe do fator de qualidade, o problema é, então, linear, em essência muito similar ao apresentado na figura 21.

Quan e Harris (1997) apresentam uma formulação para a tomografia de atenuação entre-poços baseada no método do deslocamento do centroide de frequência. O problema se baseia na integração do coeficiente de atenuação α ao longo das trajetórias dos raios e pode ser resolvido como o exemplificado pela equação 3.12. Esta abordagem por integração se consolidou entre o meio e os esforços foram concentrados na modificação do *kernel* de modelagem em relação a atenuação, problema que retorna novamente à questão da estimativa confiável do fator de qualidade.

Cao, Zhou e Hilterman (2007), Xin e Hung (2010), da Costa Fontes e Bassrei (2015) utilizam a razão entre amplitudes como fator chave para a discriminação da atenuação, relação explicitada pelas equações 1.1 e 1.2. Esta abordagem se mostra imprecisa pelos pontos discutidos anteriormente (Capítulo 2) e tem entrado em desuso a medida que os métodos no domínio da frequência tem dominado o espaço. Wei et al. (2018a) seguem as ideias propostas por Quan e Harris (1997) e utilizam o método *CFS* para inverter conjuntamente Q e velocidades sísmicas, Wang et al. (2018) incorpora o uso do *SRM* e Lei et al. (2018), o *FPS*. Diversos outros trabalhos apresentam modificações destes métodos já estabelecidos, a fim de contornarem alguma desvantagem e/ou potencializar a robustez e precisão das medidas (HU et al., 2011; XIN et al., 2014; XIN; XIE; HE, 2014; GAMAR-SADAT et al., 2015).

O fator de dissipação (Q^{-1}) é outra propriedade bastante utilizada na integração e é incorporado ao sistema de inversão através do cálculo do chamado tempo de trânsito atenuado T^* , estratégia empregada neste trabalho, que integra os efeitos de ambos, velocidade e Q , ao longo da propagação do raio (CAVALCA et al., 2011)

$$T^* = \int_{ray} \frac{ds}{v(s)Q(s)} \quad (3.22)$$

A figura 22 ilustra este conceito. O tempo de trânsito e Q^{-1} infinitesimais para um determinado segmento de raio ds são integrados ao longo da trajetória calculada.

A função objetivo é então montada (GAMAR-SADAT et al., 2015)

$$J = dT^* = [T^*_{obs} - T^*_{calc}] \quad (3.23)$$

e a perturbação do modelo inicial (e.g. um Q constante proveniente da estimativa *post*

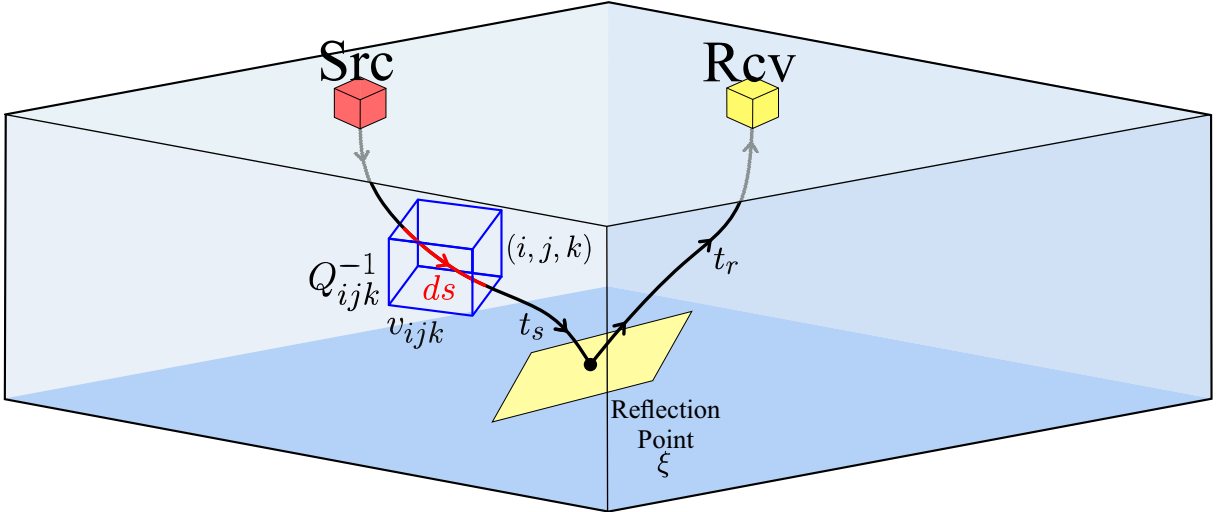


Figura 22 – Ilustração do processo de integração para um determinado par fonte-receptor. Os tempos de trânsito atenuados são calculados para cada segmento de raio infinitesimais ds e incorporado ao sistema de equações. t_s é o tempo de trânsito entre fonte e o ponto de reflexão ξ , e t_r , entre ξ e o receptor.

stack) é dada pela inversão do sistema linear da forma $\mathbf{d} = \mathbf{Lm}$

$$\delta T^* = \sum_{(i,j,k) \in ray} T_{ijk} \delta Q_{i,j,k}^{-1}, \quad (3.24)$$

onde δT^* é a diferença entre T^* computado no modelo inicial e o T^* medido a partir do dado sísmico, T_{ijk} é o tempo de trânsito calculado na célula do *grid* correspondente (i, j, k) e $\delta Q_{i,j,k}^{-1}$ é a perturbação a ser aplicada ao valor de Q^{-1} inicial desta célula em questão.

A figura 23 ilustra o fluxo do processo de inversão. T^*_{obs} é computado a partir de valores efetivos de Q previamente estimados do dado sísmico *prestack*, e exatamente por ser um valor cumulativo, pode ser retirado da integral. Do outro lado do processo T^*_{calc} é computado a partir do modelo inicial de Q , um valor constante preferencialmente, por fim a diferença entre o tempos de trânsito atenuados calculados com o valor efetivo de Q e o integrado ao longo da trajetória são minimizados e a perturbação é aplicada ao modelo de entrada.

O traçado de raios é realizado no domínio profundidade com o auxílio de *picks* automáticos e *dips* extraídos do dado para guiar o processo. Dessa maneira os valores de Q efetivos podem ser invertidos para se produzir um modelo intervalar de Q , a tomografia também serve o propósito de realizar o *denoise* das medidas de Q de maneira consistente, seja por uso de regularizações estruturais, informações de horizontes e etc (CAVALCA et al., 2011; GAMAR-SADAT et al., 2015).

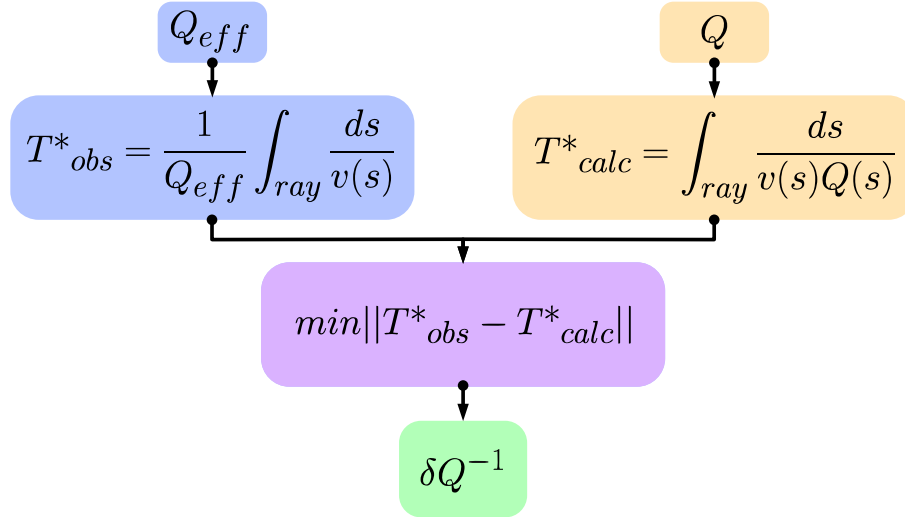


Figura 23 – Representação do processo de inversão tomográfica de Q pelo uso de tempos de trânsito atenuados. Como os valores efetivos de Q são cumulativos, similares aos valores RMS , este termo pode ser retirado do processo de integração. A perturbação é encontrada a partir da minimização entre as diferenças de \mathbf{T}^* entre os valores efetivos e os integrados ao longo das trajetórias.

3.3 Q Kirchhoff Migration

Biondi (2006) apresenta uma compreensiva discussão dedicada ao imageamento sísmico, o componente mais exigente computacionalmente e de mais alto fluxo de dados do processamento sísmico. As técnicas de migração mais custosas são aquelas que operam diretamente no domínio *prestack*, hoje, padrão para a indústria sísmica. O imageamento de subsuperfície é resultado de basicamente dois processos fundamentais: a construção do modelo de velocidade e a migração. Neste trabalho, a construção de um modelo tridimensional de Q é adicionado a estes processos, que será utilizado na correção da absorção incorporada no processo de migração *Kirchhoff prestack* em profundidade (*QKPSDM*).

Fundamentalmente, a migração sísmica é baseada teoricamente na teoria de propagação de ondas, e embasada em algum tipo de modelagem para que se possa remover os efeitos da propagação dos dados e posicionar corretamente os refletores em subsuperfície (*i.e. Data Domain* \Rightarrow *Image Domain*). Diferentes abordagens apresentam diferentes *kernels* de modelagem, diferentes maneiras de se resolver a equação da onda. A migração *Kirchhoff* é baseada na teoria da função de *Green* (Teorema da Divergência) e na solução integral da equação da onda, sua forma geral é dada pela expressão integral

$$I(\xi) = \int_{\Omega_\xi} W(\xi, \mathbf{m}, h) D[t = t_D(\xi, \mathbf{m}, h), \mathbf{m}, h] dm dh. \quad (3.25)$$

A imagem $\mathbf{I}(\xi)$, definida em um espaço tridimensional $\xi = (x_\xi, y_\xi, z_\xi)$, é dada pela integral dos valores do dado $\mathbf{D}(\mathbf{t}, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ avaliados no tempo $t_D(\xi, \mathbf{m}, h)$ e ponderados pelo fator correspondente $\mathbf{W}(\xi, \mathbf{m}, h)$. Note que o domínio de integração da equação 3.25 é limitado à região Ω_ξ centrada na localização ξ no plano de *midpoint* \mathbf{m} , denominada abertura de

migração. Este fator influencia diretamente os mergulhos imageados e custo computacional. O deslocamento de tempo $t_D(\boldsymbol{\xi}, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ é dado pelo tempo de trânsito total acumulado pela onda quando se propaga da posição da fonte \mathbf{s} até o ponto de reflexão (*image point*) $\mathbf{I}(\boldsymbol{\xi})$ e retorna à superfície para a posição de receptor \mathbf{r} .

A integral dada por (3.25) é aproximada em sua forma discreta pelo somatório

$$I(\boldsymbol{\xi}) \approx \sum_{i \in \Omega_{\boldsymbol{\xi}}} W_i(\boldsymbol{\xi}, m_i, h_i) D[t = t_D(\boldsymbol{\xi}, m_i, h_i), m_i, h_i] dm dh, \quad (3.26)$$

o índice i remete ao fato de que o número de traços adquiridos é finito, distribuídos em um *grid* discreto e espacialmente irregular. O somatório definido em (3.26) pode ser implementado numericamente por duas maneiras: as perspectivas de somatório, que partem de um ponto na imagem e busca as contribuições nos traços no domínio do dado, processo repetido para todos os pontos da imagem; e espalhamento, que parte do dado, traço a traço, e o mapeia em suas posições no domínio da imagem. Os resultados de ambas estratégias são equivalentes.

Considerando-se uma velocidade constante, as superfícies de soma e de espalhamento podem ser derivadas analiticamente e representam a forma de hiperboloides e elipsoides, respectivamente. Quando a velocidade é heterogênea, no entanto, a função de *time-delay* $t_D(\boldsymbol{\xi}, \mathbf{m}, \mathbf{h})$ não pode mais ser calculada analiticamente. Os tempos de trânsito são, então computados numericamente por meio da solução da equação *Eikonal* (Eq. 3.18), aproximação de alta frequência para a equação da onda (BIONDI, 2006). O traçado de raios (Capítulo 3.1.2) é amplamente utilizado neste contexto. Os *time delays* podem então ser expressos por

$$t_D = t_s[\boldsymbol{\xi}, \mathbf{s}, v(x, y, z)] + t_r[\boldsymbol{\xi}, \mathbf{r}, v(x, y, z)], \quad (3.27)$$

onde t_s é o *delay* obtido pela propagação da posição da fonte \mathbf{s} até o ponto de imagem $\boldsymbol{\xi}$ e t_r , da mesma forma, de $\boldsymbol{\xi}$ para \mathbf{r} . A equação 3.27 expressa a condição de imagem (*imaging condition*) para a migração *Kirchhoff*.

A figura 24 ilustra o cálculo dos tempos de trânsito por meio do traçado de raios para determinado par fonte-receptor. Raios são traçados tanto a partir da fonte (*source-side*) como do receptor (*receiver-side*) e as tabelas de tempo de trânsito são derivadas (t_s e t_r). Por meio da combinação dos tempos de trânsito do par fonte-receptor, as isócronas são obtidas (condição de imagem, Eq. 3.27) e o operador de migração pode ser construído.

O processo migração *Kirchhoff* por espalhamento para um *common offset gather* é sumarizado na figura 25. Traço a traço, e em seguida, amostra por amostra o dado é migrado por meio do espalhamento ao longo das isócronas obtidas pela aplicação da condição de imagem.

A incorporação da correção de absorção na migração *Kirchhoff* é feita por meio do uso da velocidade complexa. A partir da equação 1.13 e considerando o modelo de

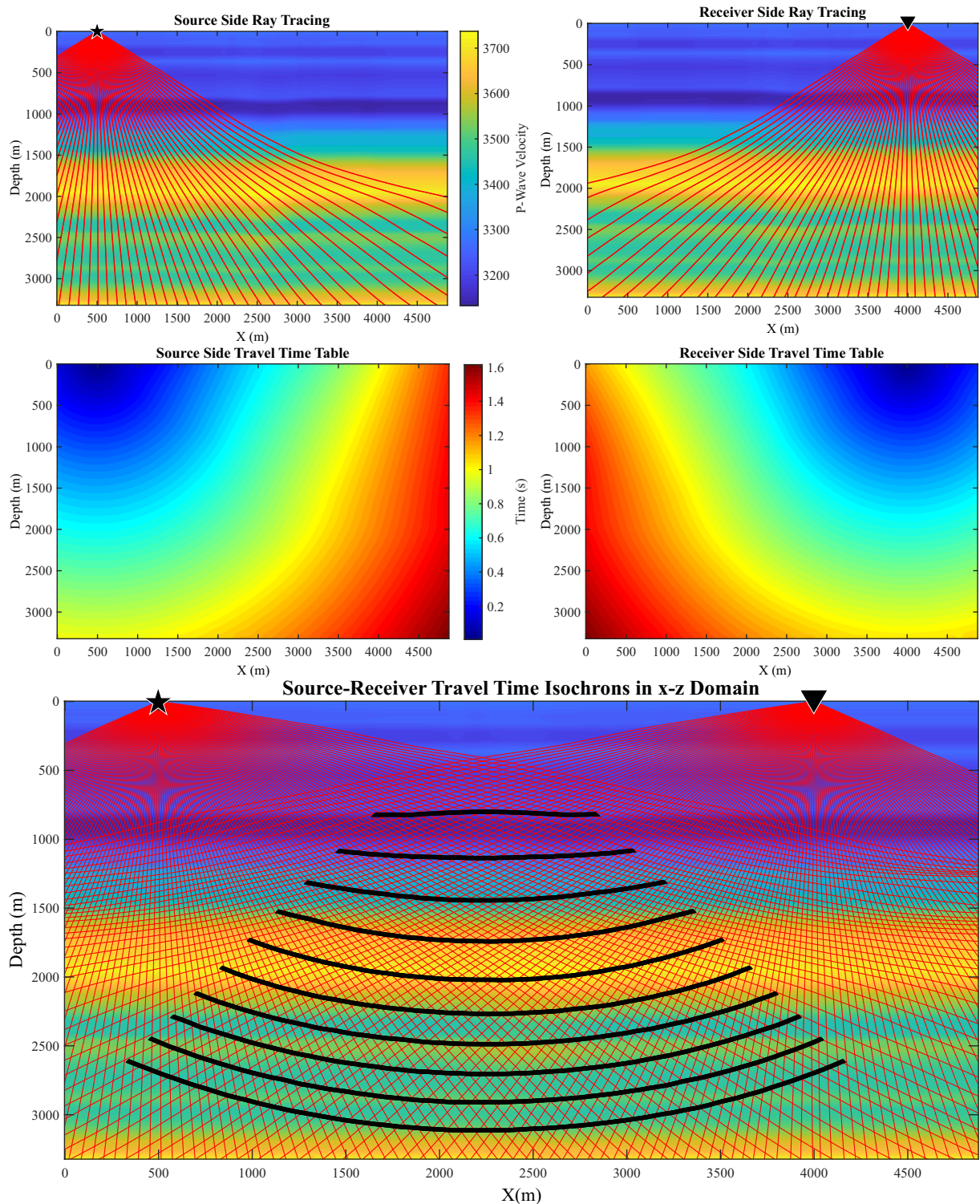


Figura 24 – Obtenção dos tempos de trânsito utilizando-se traçado de raios para um determinado par fonte-receptor. As tabelas de tempo de trânsito (t_s e t_r) permitem a obtenção das isócronas no domínio da imagem ($I(\xi)$), condição de imagem para a migração *Kirchhoff* (Eq. 3.27).

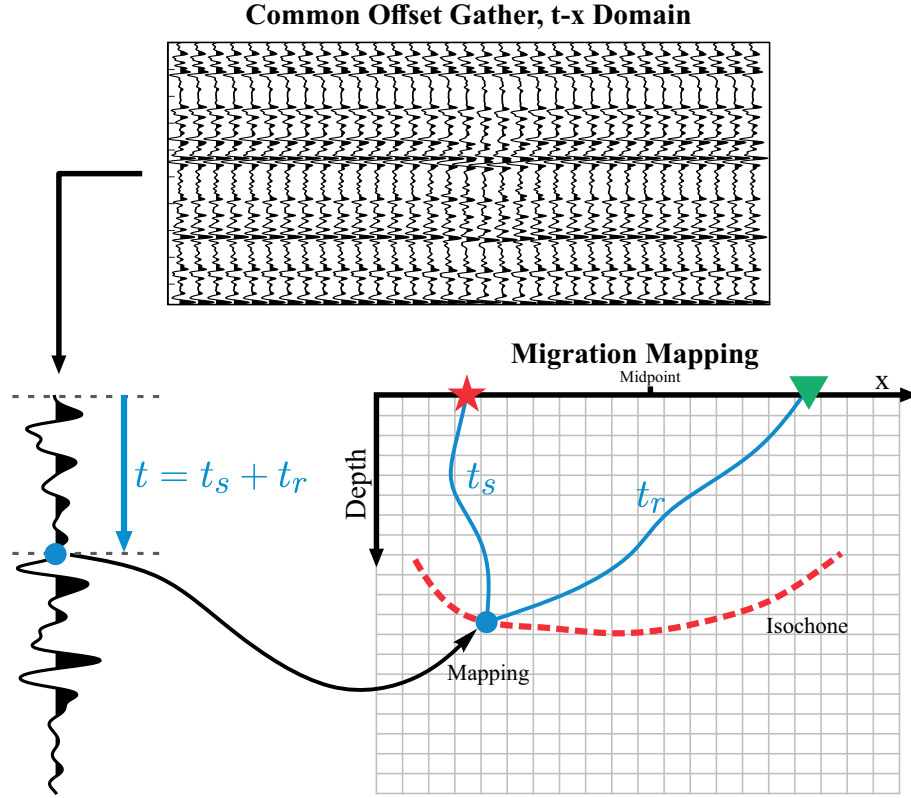


Figura 25 – Processo de migração *Kirchhoff* por espalhamento para um *common offset gather*. A partir de um traço sísmico, cada amostra é mapeada no domínio da imagem ao longo das isócronas determinadas pela condição de imagem (Eq. 3.27), o processo é então repetido para todos os traços.

Kolsky-Futterman (FUTTERMAN, 1962) temos

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{c} &= \frac{k(\omega)}{\omega} = \frac{\kappa}{\omega} - \frac{i\alpha}{\omega}, \\
 &= \frac{1}{v_r} \left(1 - \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right) - \frac{1}{v_r} \frac{i\omega}{2Q\omega}, \\
 &= \frac{1}{v_r} \left[1 - \frac{i}{2Q} - \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right], \tag{3.28}
 \end{aligned}$$

onde v_r é a velocidade de fase em uma frequência de referência ω_r . Baseado na equação 3.28, deriva-se então o tempo de trânsito complexo T_c

$$\begin{aligned}
 \frac{1}{c} &= \frac{1}{v_r} \left[1 - \frac{i}{2Q} - \frac{1}{\pi Q} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \right], \\
 \int_{ray} \frac{1}{c} ds &= \int_{ray} \frac{1}{v_r} ds - \frac{i}{2} \int_{ray} \frac{1}{v_r Q} ds - \frac{1}{\pi} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) \int_{ray} \frac{1}{v_r Q} ds, \\
 T_c &= T - \frac{i}{2} T^* - \frac{1}{\pi} \ln \left(\frac{\omega}{\omega_r} \right) T^*, \tag{3.29}
 \end{aligned}$$

onde T é o tempo de trânsito usual e T^* o tempo de trânsito atenuado. A correção é feita incluindo-se o tempo de trânsito complexo T_c no *kernel* de migração (e.g. Eq. 3.25) para métodos baseados no traçado de raios, como a migração *Kirchhoff* por exemplo (XIN; HUNG, 2010; WANG et al., 2018).

Em termos práticos, o processo ilustrado na figura 25 é modificado segundo a figura 26. O operador de correção para absorção (Eq. 1.40) é aplicado no traço a ser migrado utilizando-se os tempos de trânsito calculados e a condição de imagem. Para determinado par fonte-receptor, cada ponto na imagem $I(\xi)$ é associado a um valor cumulativo de Q obtido por meio dos tempos de trânsito atenuados

$$T^*(I(\xi)) = \int \frac{t_s + t_r}{Q}. \quad (3.30)$$

Um *buffer* é construído corrigindo-se o traço para os diferentes valores de Q necessários para se mapear determinada amostra ao longo da isócrona. A cada ponto da isócrona, o algoritmo acessa o *buffer* e seleciona a amostra em questão do traço corrigido para o Q necessário. O processo é repetido para todas as amostras e traços.

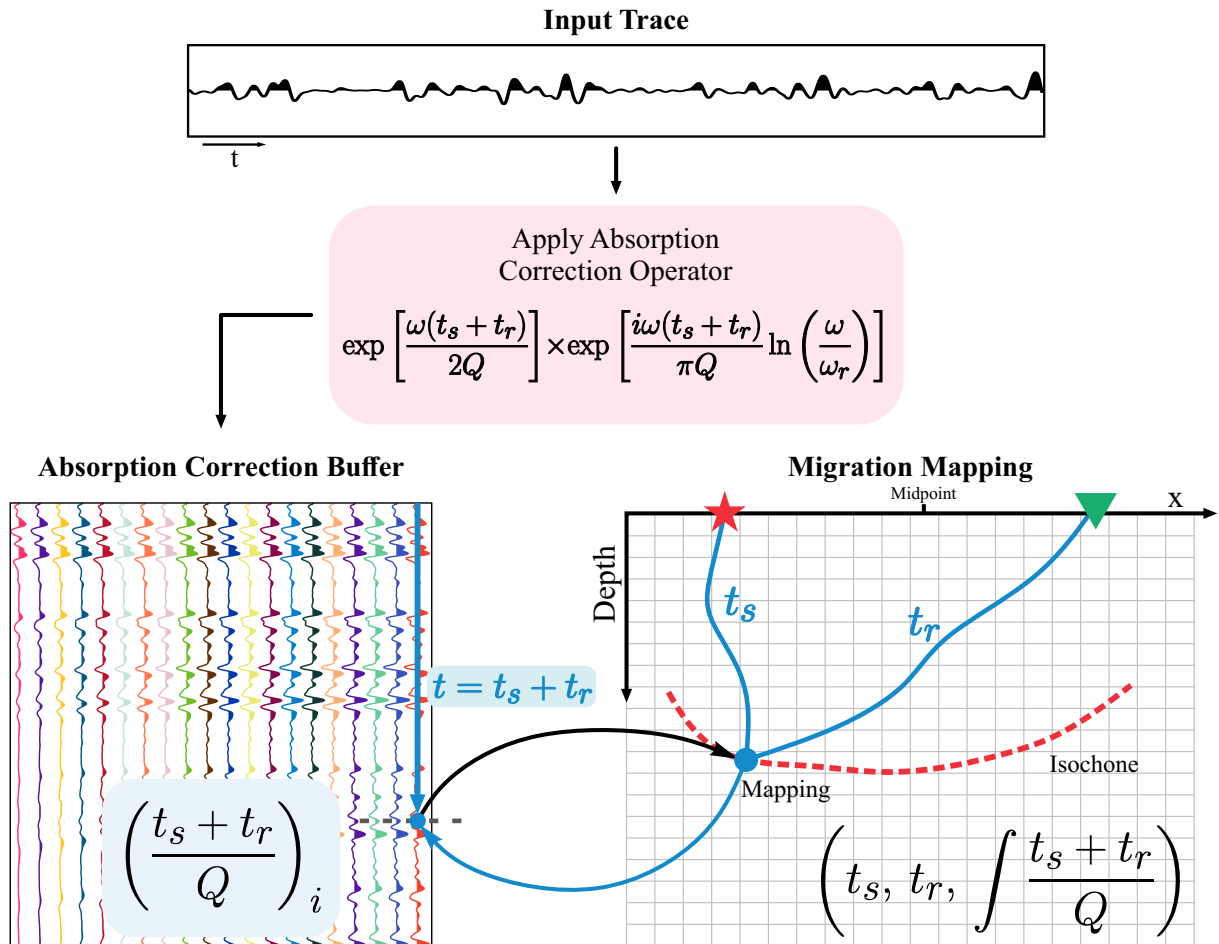


Figura 26 – Processo de migração *Kirchhoff* por espalhamento incorporando a correção de absorção para um *common offset gather*. Um *buffer* é criado a partir do traço de entrada com diversas correções (diferentes Q) aplicadas. O Q cumulativo para determinado ponto na imagem é determinado pelo tempos de trânsito atenuados $\int(t_s + t_r)/Q$ e o algoritmo seleciona o traço com a correção necessária dentro do *buffer*. O processo é repetido para todas as amostras e traços.

4 Metodologia: Materiais e Métodos

Neste trabalho foram utilizados dados sísmicos proprietários *broadband* adquiridos pela *CGG* na Bacia da Foz do Amazonas. O processamento foi feito com o objetivo de se conservar as frequências e amplitudes, atenuar ruídos e preservar a largura de banda proporcionada pelos *streamers* de profundidade variável. Foram aplicadas as tecnologias *3D Designature* (POOLE et al., 2015), *3D Deghosting* (WANG; RAY; NIMSAILA, 2014), bem como *3D SRME*, *3D MWD* e *IMA* para a atenuação de múltiplas de superfície e internas, ponto crítico visto que se trata de um dado de água rasa. O modelo de velocidade foi construído por meio de várias iterações de tomografia não-linear *multilayer TTI* (GUILLAUME et al., 2012) e o dado migrado utilizou a migração *Kirchhoff prestack* em profundidade.

A figura 27 mostra uma *inline* arbitrária do *stack*. É possível notar uma zona, destacada pelo pontilhado em amarelo, onde há o enfraquecimento das amplitudes (seta inferior) e distorção do sinal. Esta zona é causada por uma anomalia localizada de alta absorção, provavelmente associada a bolsões de gás rasos (indicado pela seta superior), ideia suportada pela presença de diversas estruturas interpretadas como *pockmarks* (figuras 28a e 28b), estruturas de colapso que sugerem a presença de gás livre em subsuperfície. A saturação de gás é relacionada à alta absorção (BATZLE; HAN; CASTAGNA, 1996; QIN et al., 2018), o que suporta a interpretação sobre os bolsões de gás superficiais, aprisionados provavelmente em corais de recife.

O objetivo é compensar os efeitos da absorção causados por estas anomalias de baixo Q , atuando-se no domínio *prestack* por meio da Q *Tomography* e a Q *Kirchhoff Prestack Depth Migration*.

A figura 29 exhibe o fluxo de trabalho aplicado, são utilizados como *input* os *common image gathers* (*CIG*), saída da *PSDM*. Nos primeiros passos, os *gathers* são pré-condicionados para a estimativa de Q : foram aplicadas a transformada *Radon* parabólica, para a atenuação de múltiplas residuais, e a remoção do *stretch* de migração, para que a assinatura da absorção não fique contaminada por baixas frequências.

O dado foi reorganizado em classes de *offset* (*offset gathers*) e convertido para o domínio do tempo. É necessário realizar a estimativa de Q individualmente em cada classe de *offset* pois o comportamento da absorção para anomalias é altamente variável e dependente da separação fonte-receptor, como pode ser visto na figura 30.

A estimativa de Q foi feita utilizando-se uma versão modificada do método do deslocamento da frequência de pico, que utiliza a autocorrelação do dado ao invés do dado em si para o cálculo da frequência de pico (GAMAR-SADAT et al., 2015). Esta abordagem

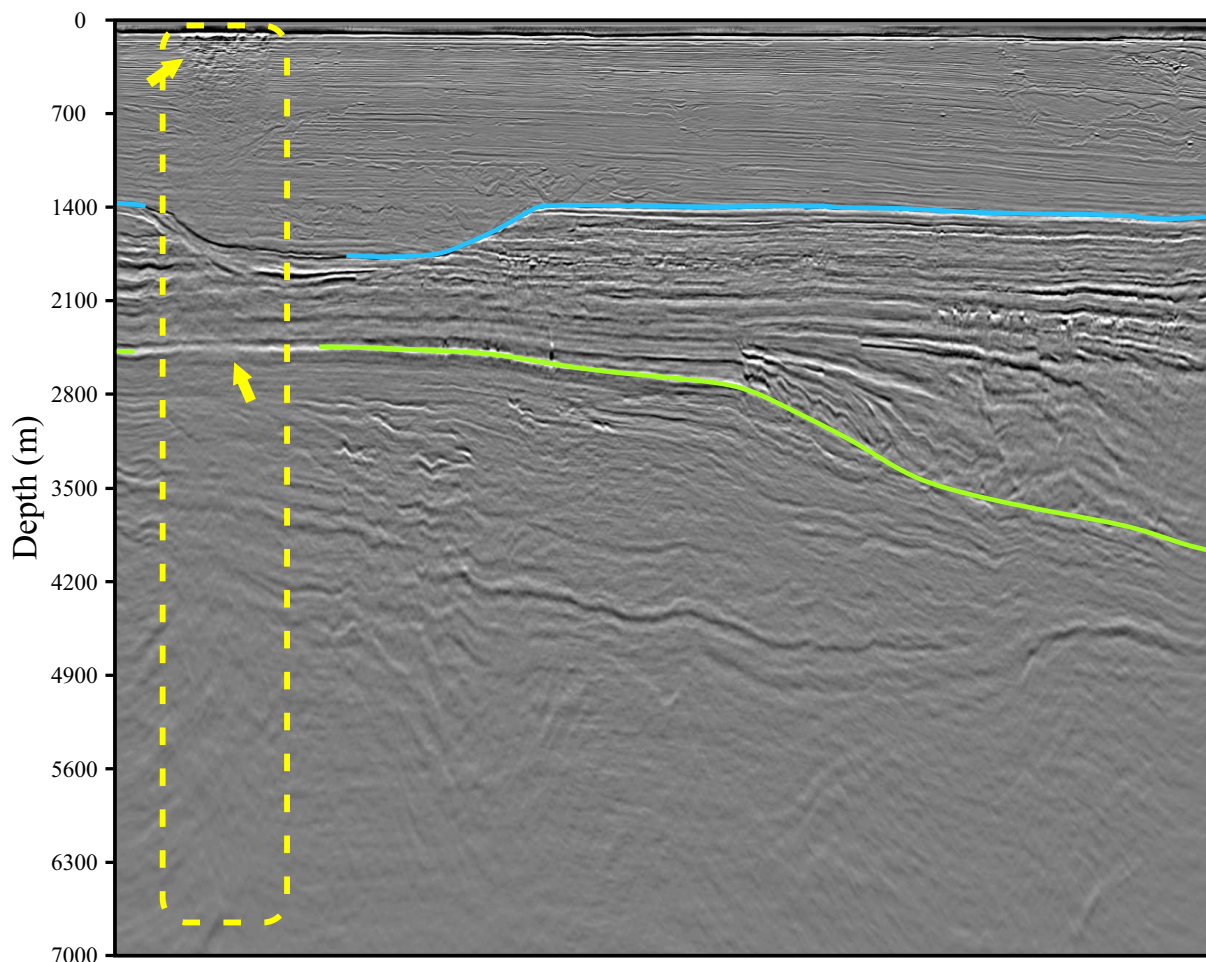


Figura 27 – *Inline 01* do *stack PSDM*. É possível notar uma zona onde o sinal é distorcido e ocorre o enfraquecimento das amplitude, destacado pelo pontilhado em amarelo. A seta superior destaca a zona anômala provavelmente relacionada a bolsões de gás rasos, a inferior destaca a perda de amplitude. Os principais eventos estão destacados, os topos das formações Amapá, em azul, e Limoeiro, em verde.

se mostra menos sensível à influência de ruídos e proporciona um *picking* da frequência de pico mais preciso, aumentando a confiabilidade da estimativa de Q_{eff} . A frequência de referência foi obtida do dado por meio de métodos para a estimativa da *wavelet*, extraída no evento do *water bottom*, onde não há influência da absorção. Este procedimento resulta num denso volume 4D (*inline*, *crossline*, profundidade, *offset*) de Q_{eff} .

Dips e pontos de reflexão foram obtidos através de *picking* automáticos nos *CIGs*, os quais constituem informações necessárias para se guiar o traçado de raios no processo tomográfico. Os valores de Q_{eff} estimados são, então, associados aos *picks*, que por sua vez alimenta o processo de inversão. Um volume de valor constante $Q = 135$, estimado a partir do dado empilhado com o método da razão espectral, foi utilizado como modelo inicial. O processo de inversão foi dividido em duas atualizações. O primeiro possui caráter global, que busca capturar os longos números de onda, para isso foram utilizados maior

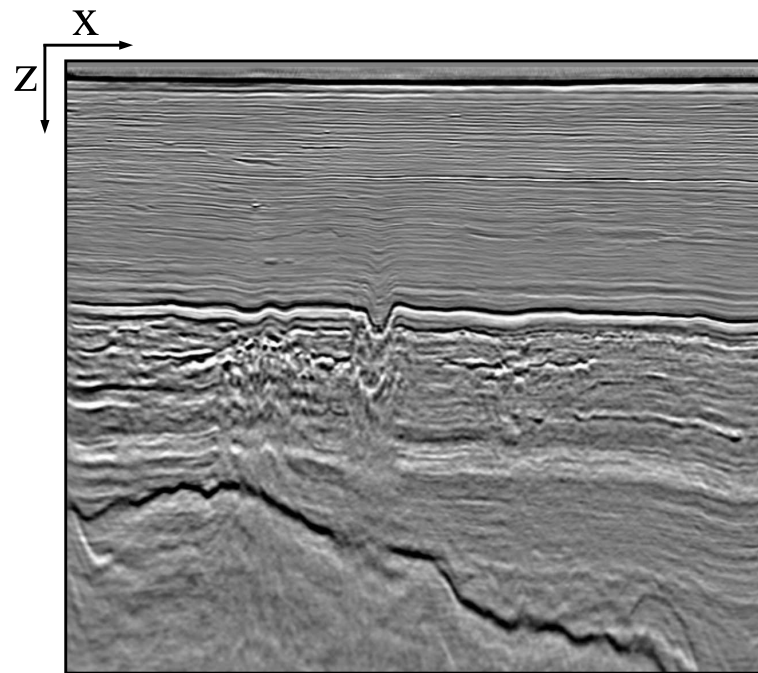
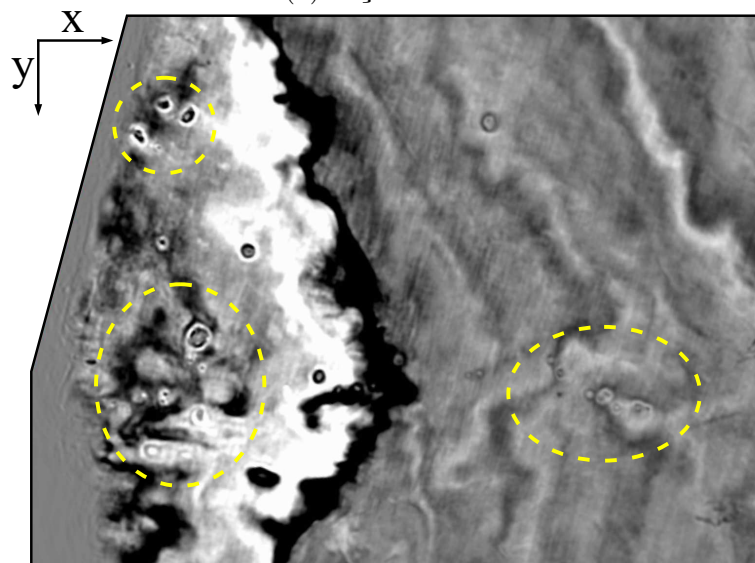
(a) Seção *inline*.(b) *Depth slice*.

Figura 28 – Estruturas de colapso interpretadas como *pockmarks* sugerem a presença de gás livre.

peso nos termos de regularização (laplaciano e estrutural) e um *grid* de perturbação de grandes dimensões. A segunda atualização foi localizada: os *picks*, e conseqüentemente o sistema de equações, foram limitados pelo horizonte do topo da Fm. Amapá (Fig. 27), e o *grid* de perturbação foi refinado, com objetivo de capturar as zonas anômalas superficiais sem informações *a priori*.

O resultado do processo de inversão é um volume *3D* com valores intervalares de Q . Este volume é, então, utilizado como *input* para a correção da absorção incorporada na migração *Kirchhoff*.

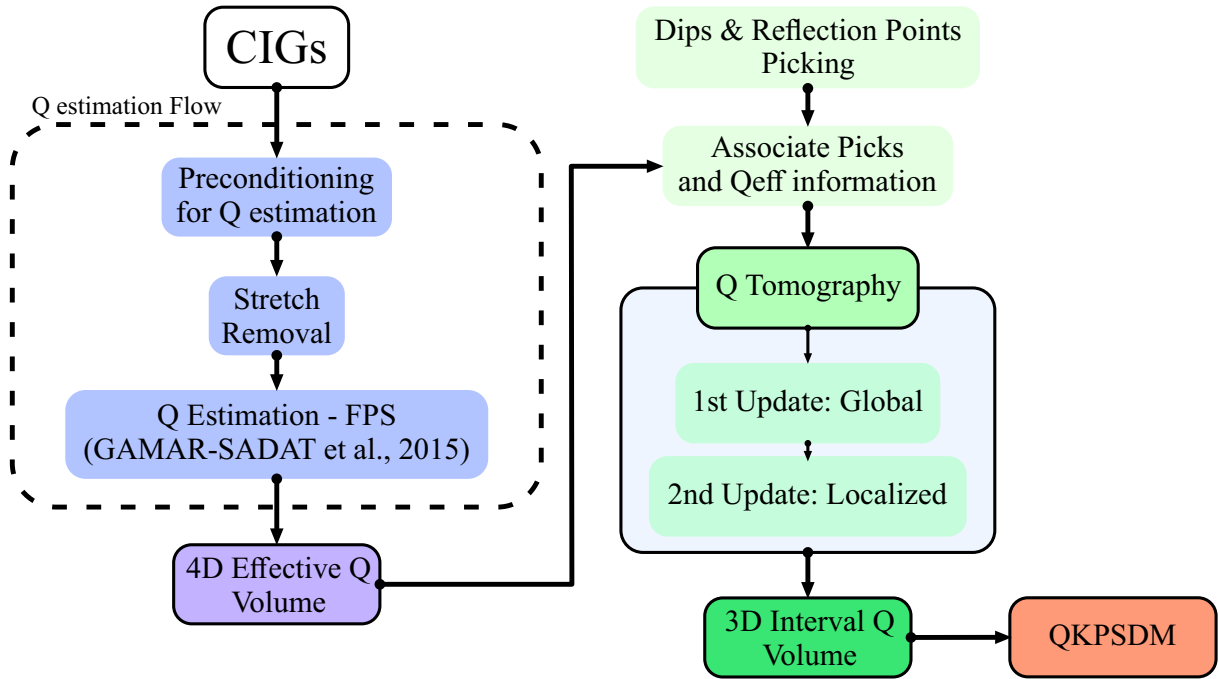


Figura 29 – *Workflow* utilizado para a análise Q e compensação em meios complexos. De maneira geral os processos podem ser resumidos na estimativa de Q e na aplicação da tomografia de atenuação, o resultado é um volume tridimensional de Q intervalar que é usado como *input* para a $QKPSDM$.

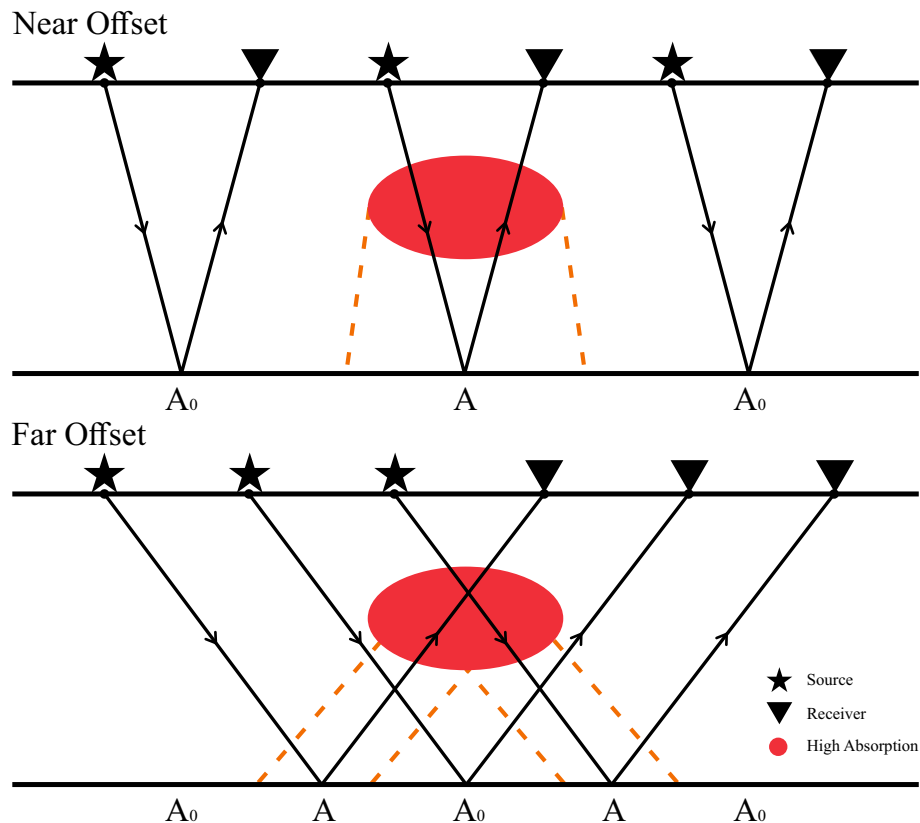


Figura 30 – Representação da variação dos efeitos da absorção segundo o *offset*. Nos *offsets* curtos, a zona afetada é localizada logo abaixo das anomalias; nos longos, a geometria da região afetada é mais complexa devido às trajetórias mais longas da frente de onda.

5 Resultados e Discussão

Todas os dados sísmicos mostrados neste trabalho serão, por comodidade, referenciados sequencialmente à maneira que foram apresentados, ou seja, as numerações de *inline* e *crossline* possuem apenas significado fiducial e não tem qualquer relação com as numerações originais.

A figura 31 exibe o modelo intervalar de Q invertido pela Q tomography. Em 31a temos a seção *inline* 01 PSDM empilhada e o modelo sobreposto ao dado sísmico em 31b, onde se observa uma boa correlação entre o Q invertido e as estruturas. Um complexo sistema erosivo domina a parte superior (acima da Fm. Amapá) do dado, onde é possível se observar diversas intercalações de rápida sedimentação e erosão por inúmeros canais, associadas à valores de Q levemente inferiores ao valor representativo global, $Q = 125$ usado como modelo inicial, localizados na faixa em verde do espectro ($\sim Q = 100 - 80$). A tomografia conseguiu capturar bem as anomalias superficiais no lado esquerdo da imagem, que chegam a ter valores tão baixos quanto $Q = 20$. Nota-se que a Fm. Amapá também exibe valores de Q relativamente baixos, em torno de $\sim Q = 60$, sendo bastante espessa e abrangente, esta camada carbonática pode constituir uma barreira significativa para o imageamento das partes mais profundas da bacia. Uma zona de alta atenuação na parte superior direita, similar aos bolsões de gás, foi capturada pela tomografia, o comportamento desta região é diferenciado e estruturas de reflexão características que marcam os bolsões de gás superficiais não são observadas, o que sugere um fator diferente responsável pelos baixos Q .

A figura 32 apresenta uma visão em *crossline* (Fig. 32a), o respectivo modelo intervalar de Q (Fig. 32b). Na parte mais rasa da bacia a anomalia no nível dos carbonatos é ainda mais intensa, atingindo uma ordem de magnitude similar aos bolsões de gás. Esta absorção acentuada e estruturas similares à *pockmarks* indicam a possibilidade de acumulação de gás no nível carbonático. A presença de falhas e anomalias logo acima desta zona sinalizam uma possível rota de migração deste gás até os níveis superficiais.

Um *depth slice* da parte superficial do dado é mostrado na figura 33, com zonas anômalas claramente identificadas na parte inferior esquerda, área destacada em amarelo na figura 33a. Novamente, a tomografia captura bem a geometria das anomalias (Fig. 33b). Pode-se constatar a presença de diversas outras regiões absorcivas, embora mais brandas, em toda extensão do *survey*. A área à direita é caracterizada pela tomografia como altamente absorciva (Fig. 33b), e se apresenta neste corte como uma zona de textura rugosa e padrão intrincado. A figura 34a mostra a aplicação do atributo sísmico cosseno da fase, que realça esta característica. A figura 34 mostra a comparação deste padrão com os

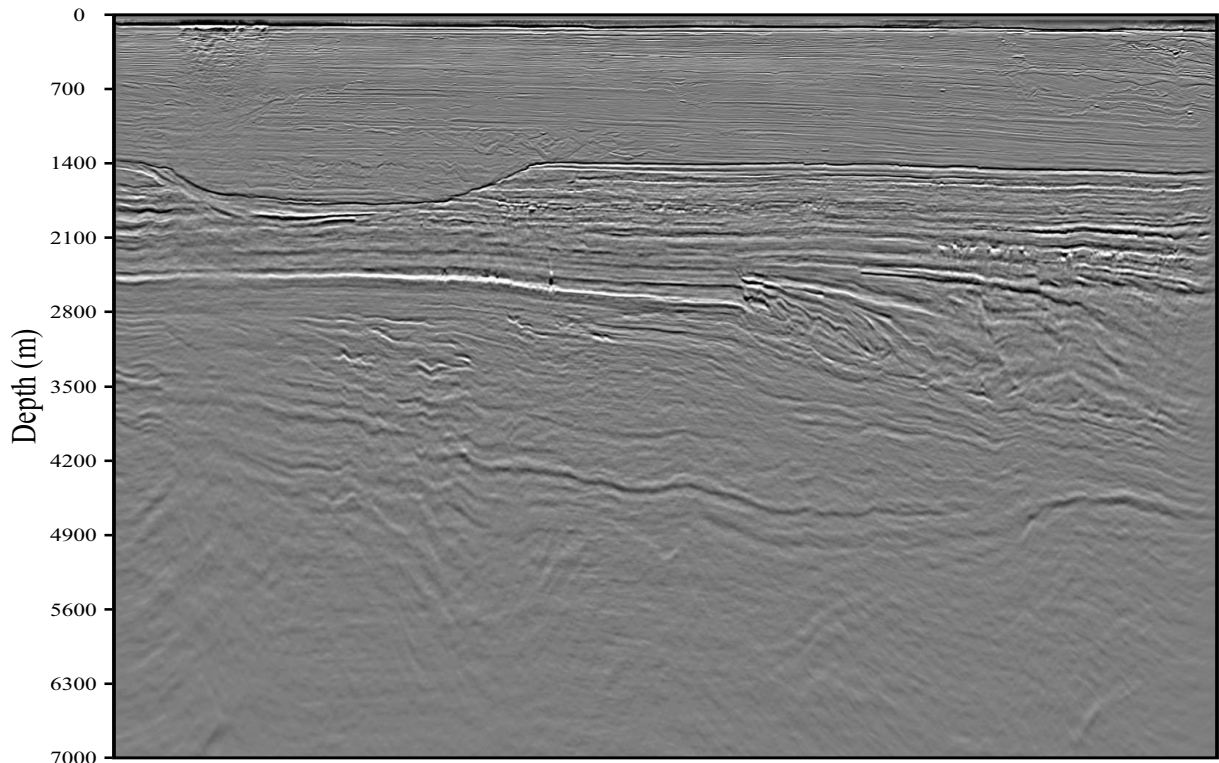
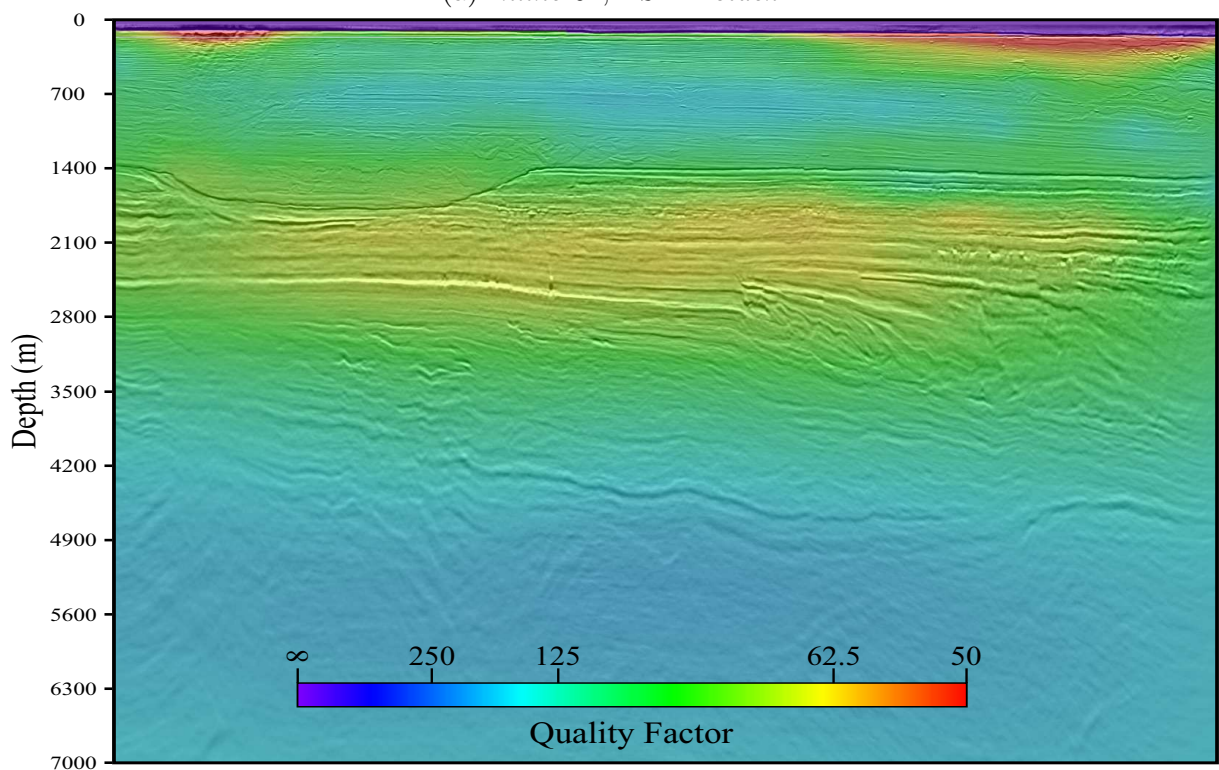
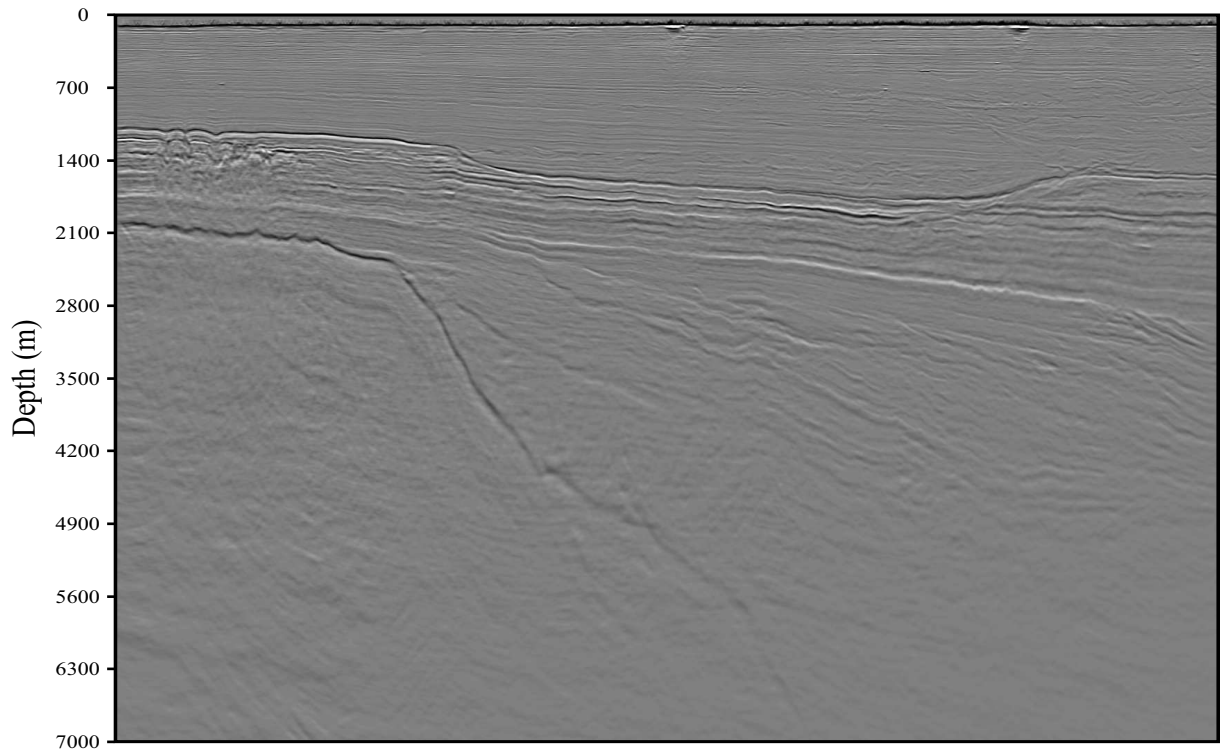
(a) *Inline 01, PSDM stack.*(b) *Inline 01, modelo de Q intervalar sobreposto ao dado sísmico.*

Figura 31 – *Inline 01*, resultados obtidos pela Q tomography. A seção PSDM empilhada é exibida em (a). Em (b) tem-se o modelo intervalar de Q obtido pela tomografia de atenuação sobreposto ao dado. Nota-se boa correspondência entre as estruturas retratadas na sísmica e o Q invertido. A zona de anomalia, à esquerda, foi capturada e outras regiões de alta absorção foram reveladas na parte direita superior e na formação Amapá.



(a) Crossline 01, PSDM stack.

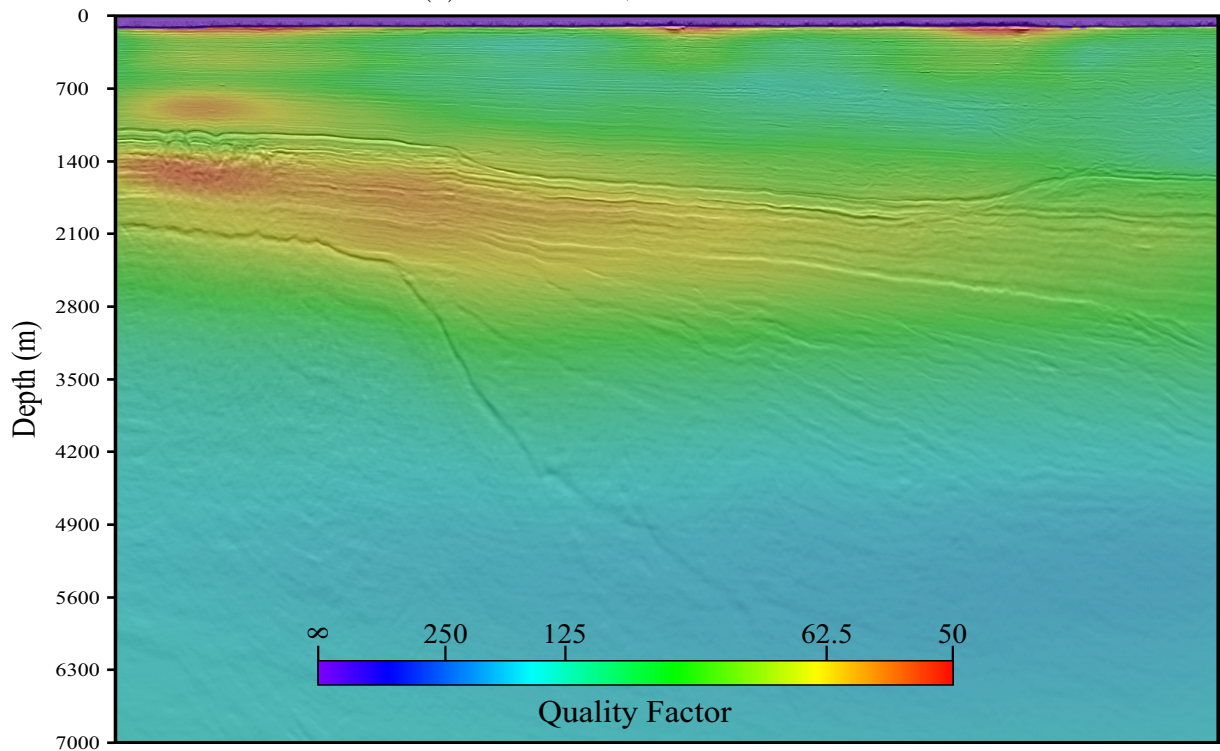
(b) Crossline 01, modelo de Q intervalar sobreposto ao dado sísmico.

Figura 32 – Crossline 01, resultados obtidos pela Q tomography. A seção PSDM empilhada é exibida em (a). Em (b) tem-se o modelo intervalar de Q obtido pela tomografia de atenuação sobreposto ao dado. Anomalias de alta absorção podem ser observadas na parte mais rasa da bacia, logo acima da região onde o embasamento é elevado, o que pode indicar acumulações de gás nos carbonatos da formação Amapá, estruturas *pockmark*, falhas e anomalias logo acima desta zona evidenciam uma possível rota de migração até a superfície.

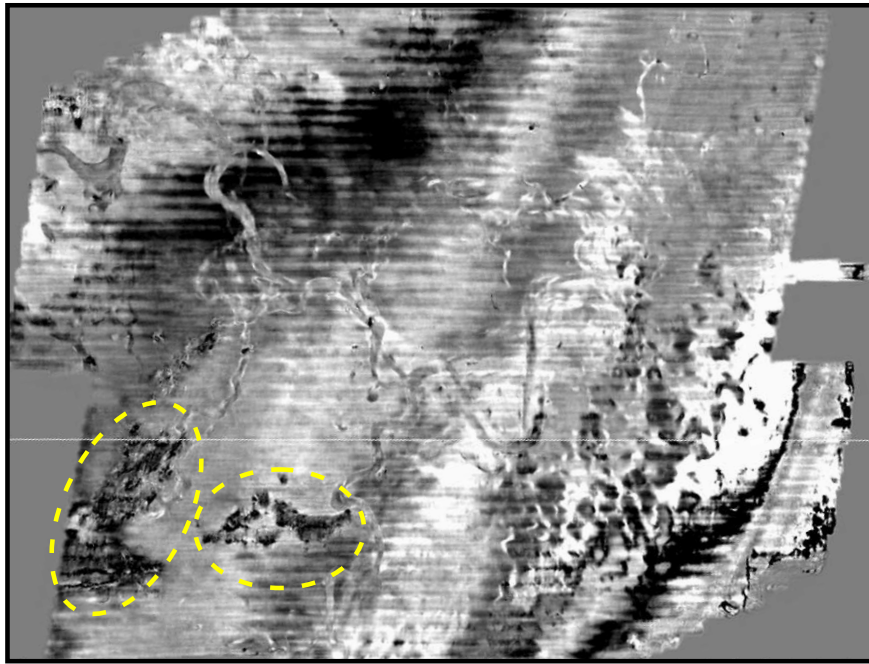
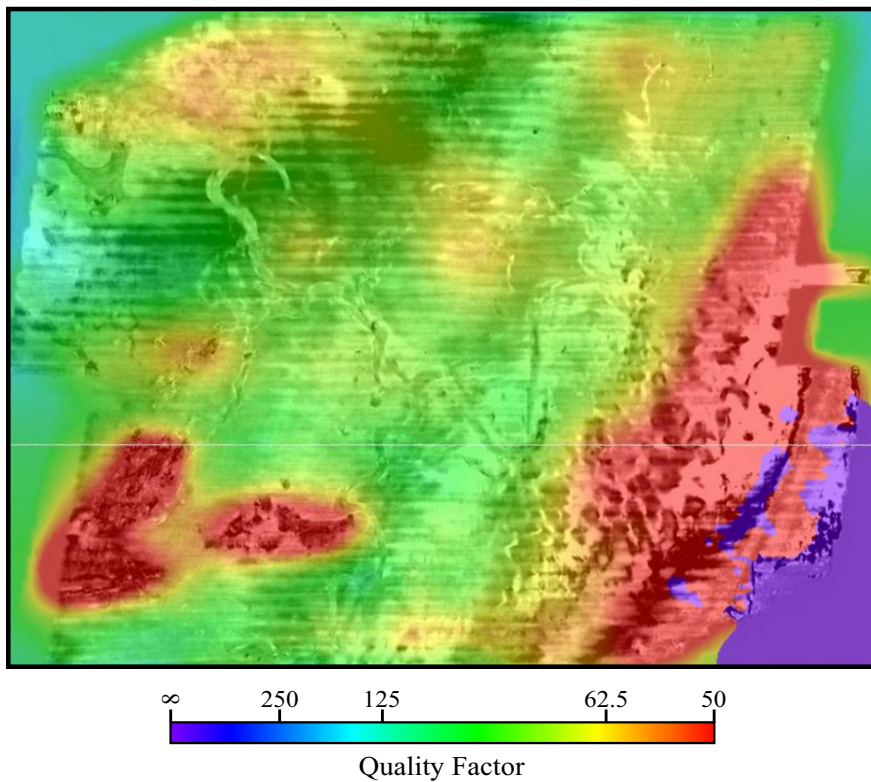
(a) *Depth slice* superficial, *PSDM stack*.(b) *Depth slice* com modelo de Q intervalar sobreposto.

Figura 33 – *Depth slice* superficial, resultado obtido pela tomografia Q . As zonas anômalas associadas à bolsões de gás rasos, destacadas em amarelo, são claramente visíveis no *PSDM stack* ((a)), bem como um complexo sistema de canais medrantes. Em (b) tem-se o Q proveniente da tomografia sobreposto ao dado. As zonas anômalas são bem definidas pela tomografia e diversas regiões, também absorcivas, foram capturadas, em especial a área à direita, que exibe forte absorção, região mostrada anteriormente na figura 31b. Destaca-se a textura rugosa desta feição associada a valores baixíssimos de Q .

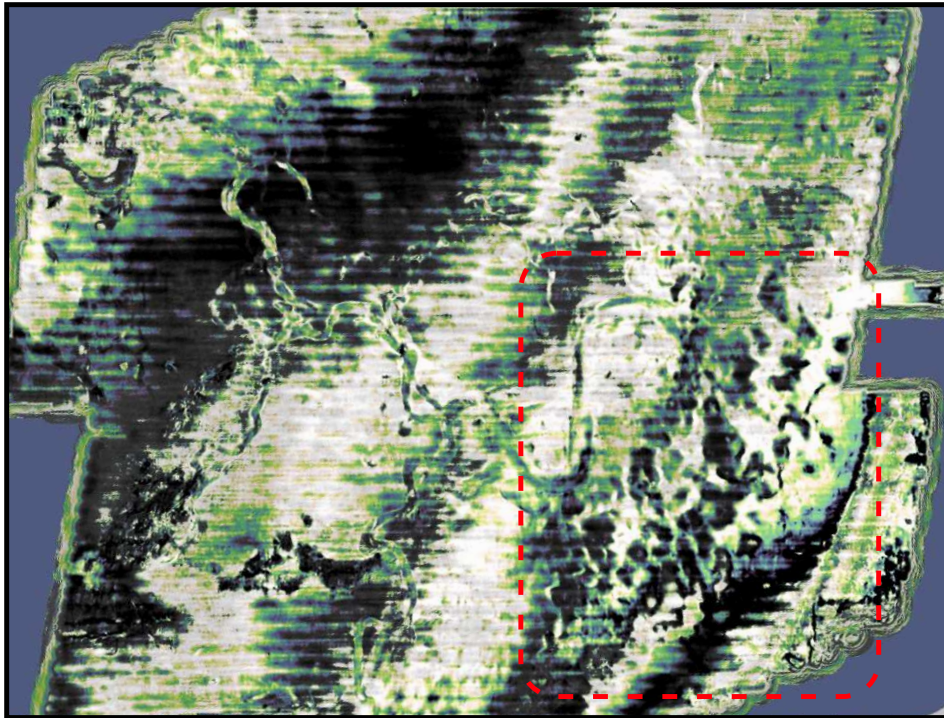
vistos em atributos sísmicos extraídos em dados de ambiente sedimentar análogo no Mar do Norte, a sismofície se mostra bastante similar ao apresentado na figura 34b, que exhibe *buildups* carbonáticos. Se tratando de um ambiente sedimentar de plataforma/marinho raso, é plausível, e inferido por analogia, que sejam carbonatos de plataforma os responsáveis pelas anomalias de alta absorção capturadas pela tomografia.

A figura 35 apresenta um comparativo entre a migração *Kirchhoff* convencional *PSDM* e a *QPSDM* para a *inline* 01, a mesma escala de cor é utilizada em todas as imagens. Nota-se, primeiramente, a grande diferença entre as amplitudes das figuras 35a e 35b, principalmente nas partes mais profundas, isto é explicado pelo operador de correção da absorção (*e.g.* Eq. 1.40) que cresce exponencialmente com o tempo. O dado sísmico corrigido apresenta maior conteúdo de alta frequência e fase mais consistente, que efetivamente impacta na clareza e resolução da imagem. Os eventos exibem maior continuidade lateral principalmente na Formação Amapá (Fig. 35c e 35d). As descontinuidades e falhas estão mais bem definidas na zona dominada por falhas lítricas (Fig. 35e e 35f) e o imageamento da parte profunda é beneficiado pela recuperação de amplitudes e maior resolução (Fig. 35g e 35h).

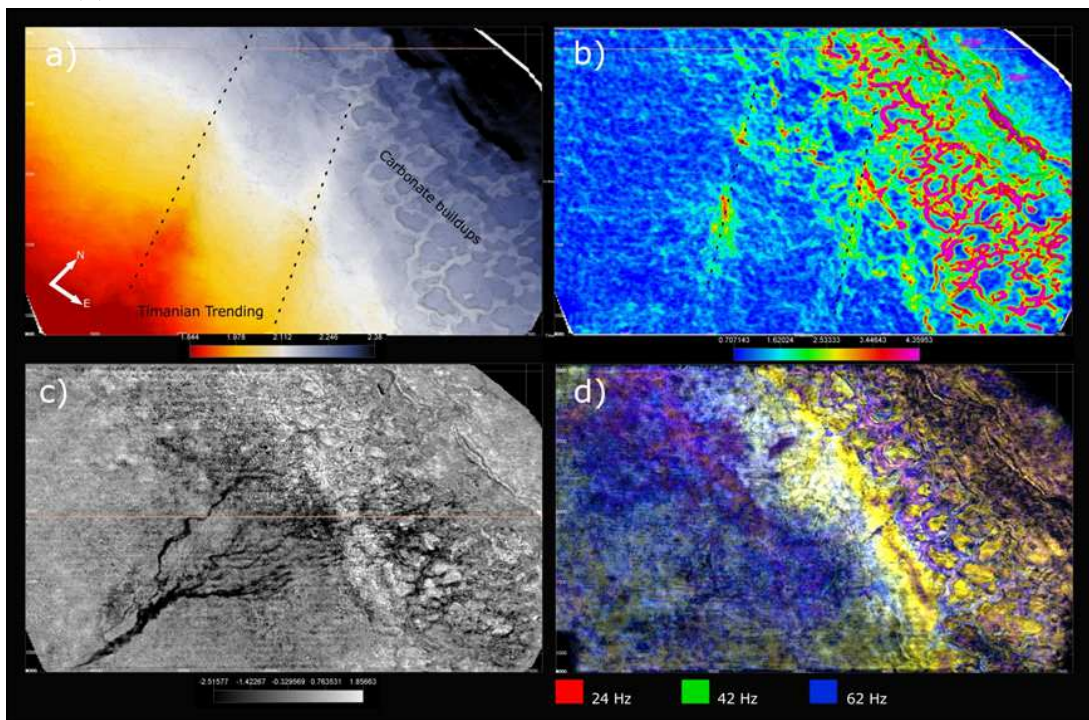
Da mesma maneira, a figura 36 traz a mesma comparação para a *inline* 02 e as mesmas observações sobre os benefícios da correção incorporada na migração podem ser feitas (Fig. 36b). Destaca-se a recuperação das amplitudes na zona diretamente abaixo de uma região anômala, mostrada nas figuras 36c e 36d e indicada pelas setas. As reflexões internas da camada carbonática foram recuperadas e o evento que marca o topo da Formação Limoeiro (pico branco, Fig. 27) se mostra mais contínuo. Falhas são evidenciadas nas figuras 36e, 36f, 36g, 36h em razão da maior resolução vertical.

O espectro de amplitude normalizado de ambas as migrações é exibido na figura 37 para duas janelas: uma superficial e outra mais profunda. Observa-se o maior conteúdo de alta frequência do dado após a correção, que proporciona um espectro mais balanceado e plano na janela superior, na inferior, nota-se o deslocamento da frequência de pico em direção às altas após a correção, o que se mostra coerente à teoria do fundamento aplicado para a estimativa de Q neste trabalho.

A figura 38 mostra um *depth slice* superficial do dado onde se pode comparar o dado original e duas abordagens para a compensação Q : a aplicação da correção pós *stack* utilizando-se um Q constante e a correção no processo de migração utilizando-se o modelo invertido pela tomografia de atenuação. A amplitude do dado original se mostra significativamente mais atenuada. O Q constante faz um bom trabalho em recuperar o nível das amplitudes de maneira global, mas falha em recuperar detalhes como os apontados pelas setas em verde, especialmente nas zonas da anomalia, onde fica evidente a perda de amplitudes, e o Q constante realça ainda mais esta diferença. A *QPSDM* consegue melhor recuperar detalhes e amplitudes e apresenta uma melhora expressiva nas zonas de anomalia.

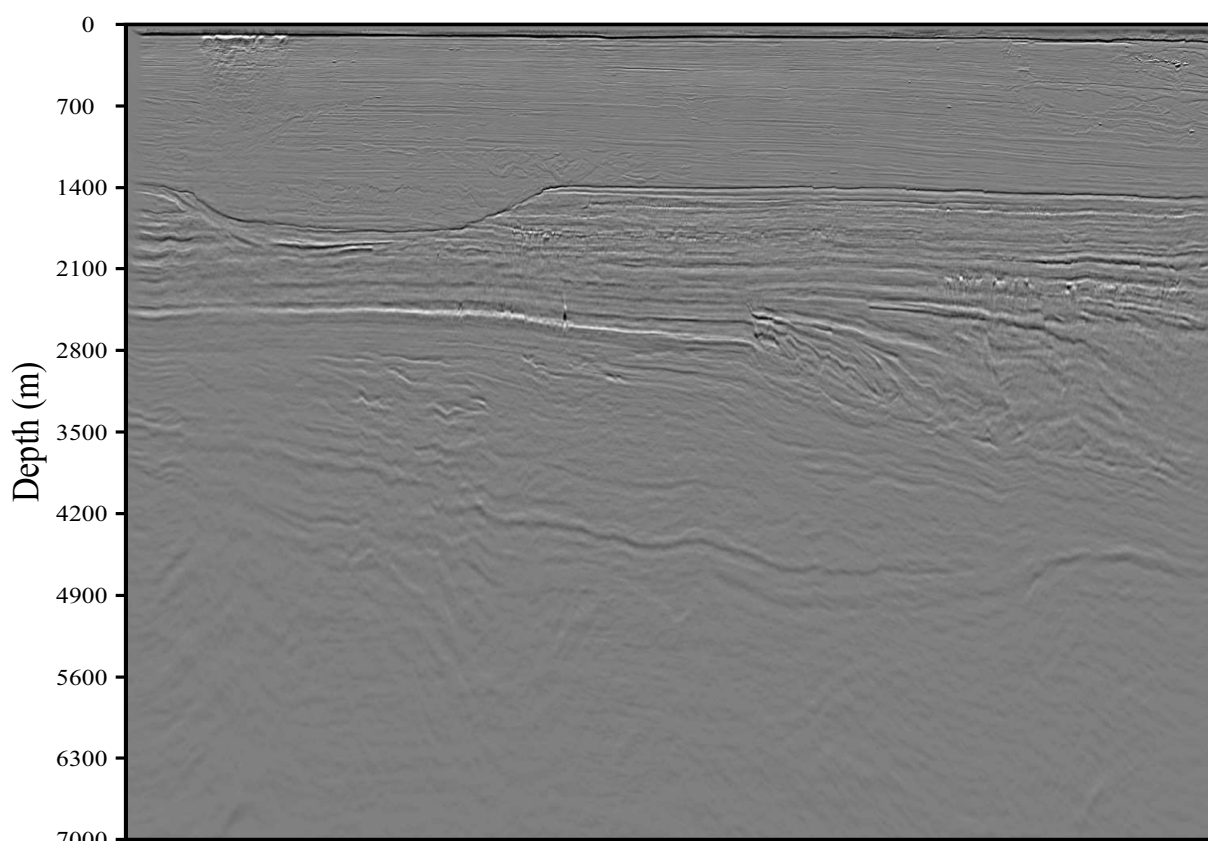


(a) *Depth slice* superficial com atributo sísmico cosseno da fase sobreposto.

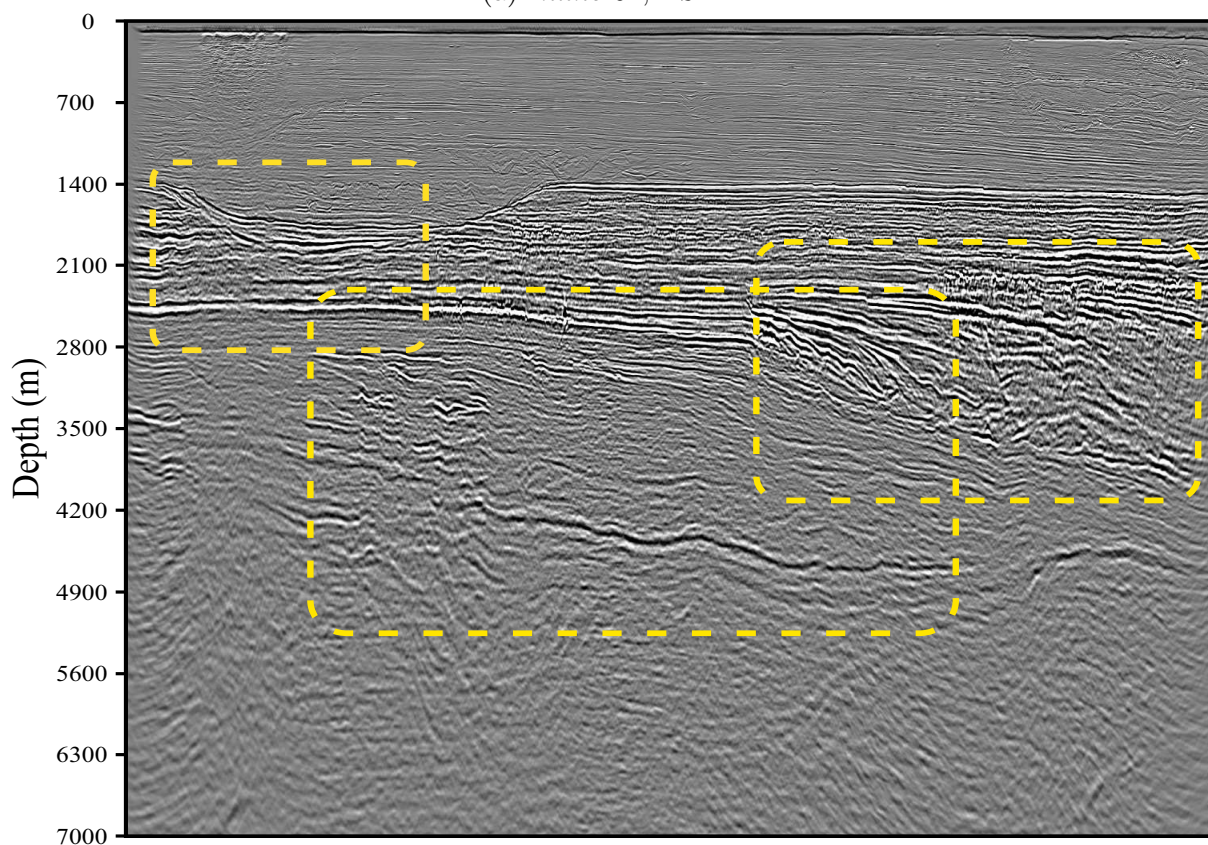


(b) Horizonte e atributos sísmicos extraídos em dado de região análoga no Mar do Norte. Arquivo Pessoal, dados cedidos pela *AAPG*.

Figura 34 – Comparação entre fácies sísmica da região inferior direita, associada à alta absorção (Fig. 33b), e de dados de ambiente sedimentar análogo (marinho raso/de plataforma) no Mar do Norte. Em (a), a característica rugosa da região destacada em vermelho é realçada pelo atributo cosseno da fase, padrão bastante similar ao encontrado em (b), correspondente à *buildups* carbonáticas do Permiano, a presença de carbonatos de plataforma na região é inferida, então, por meio deste análogo.



(a) *Inline 01, PSDM*



(b) *Inline 01, QPSDM*

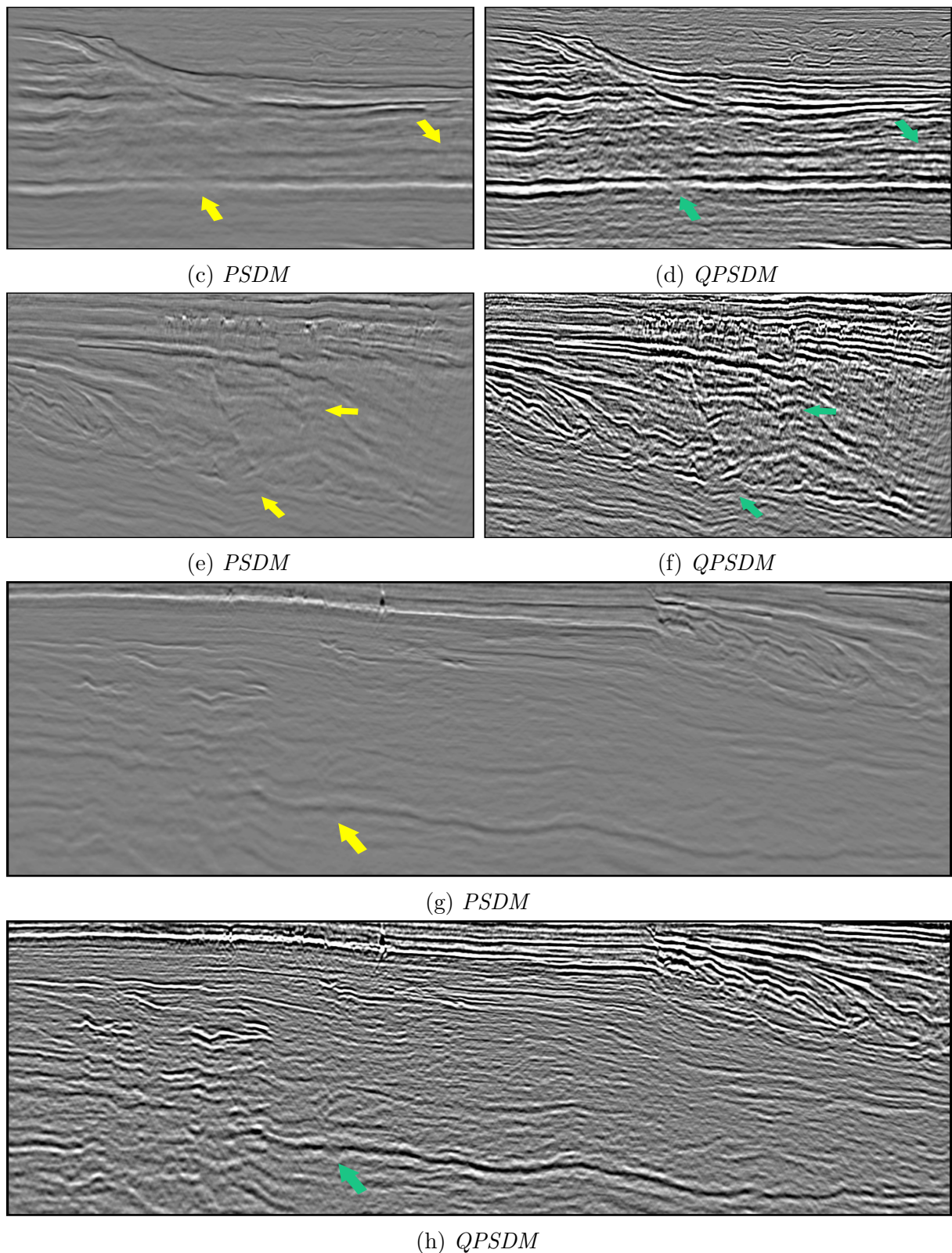
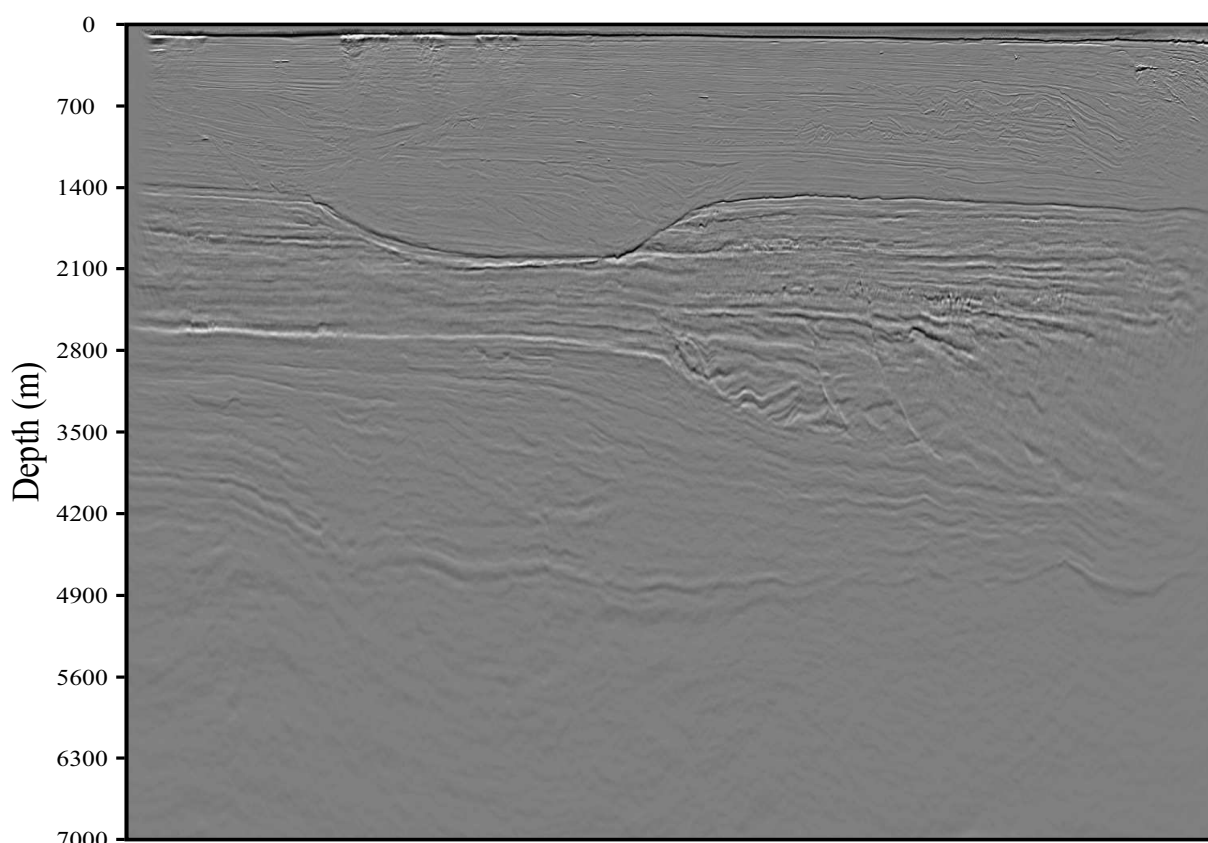
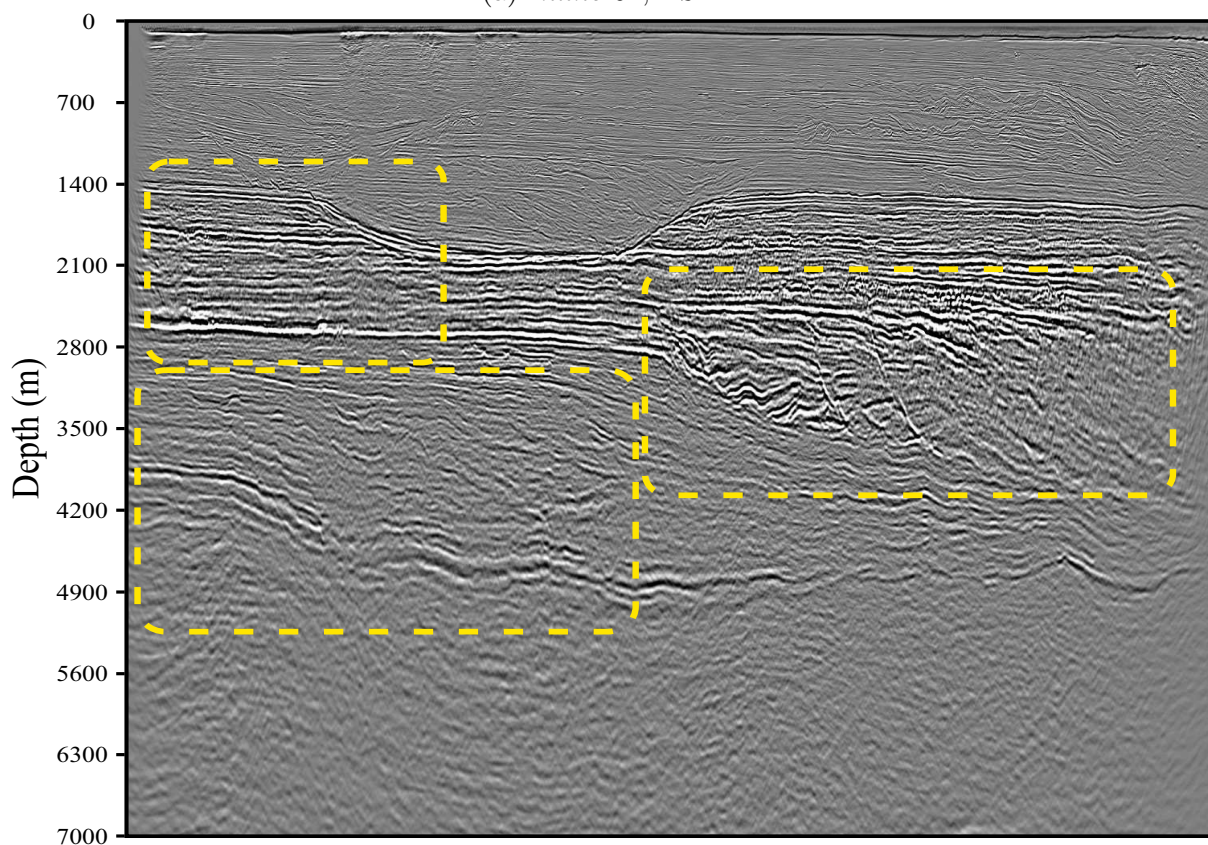


Figura 35 – *Inline 01*, comparação entre migrações (a) *PSDM* e (b) *QPSDM*. As regiões destacadas em amarelo em (b) são apresentadas em detalhe em (c)-(h). A continuidade lateral e resolução dos eventos é melhorada, especialmente dentro do pacote de carbonatos, zonas de falha e partes profundas. Pontos comparativos estão indicados por setas, verde sugere mudanças positivas. A escala de cores é a mesma em todas as imagens.



(a) *Inline 02, PSDM*



(b) *Inline 02, QPSDM*

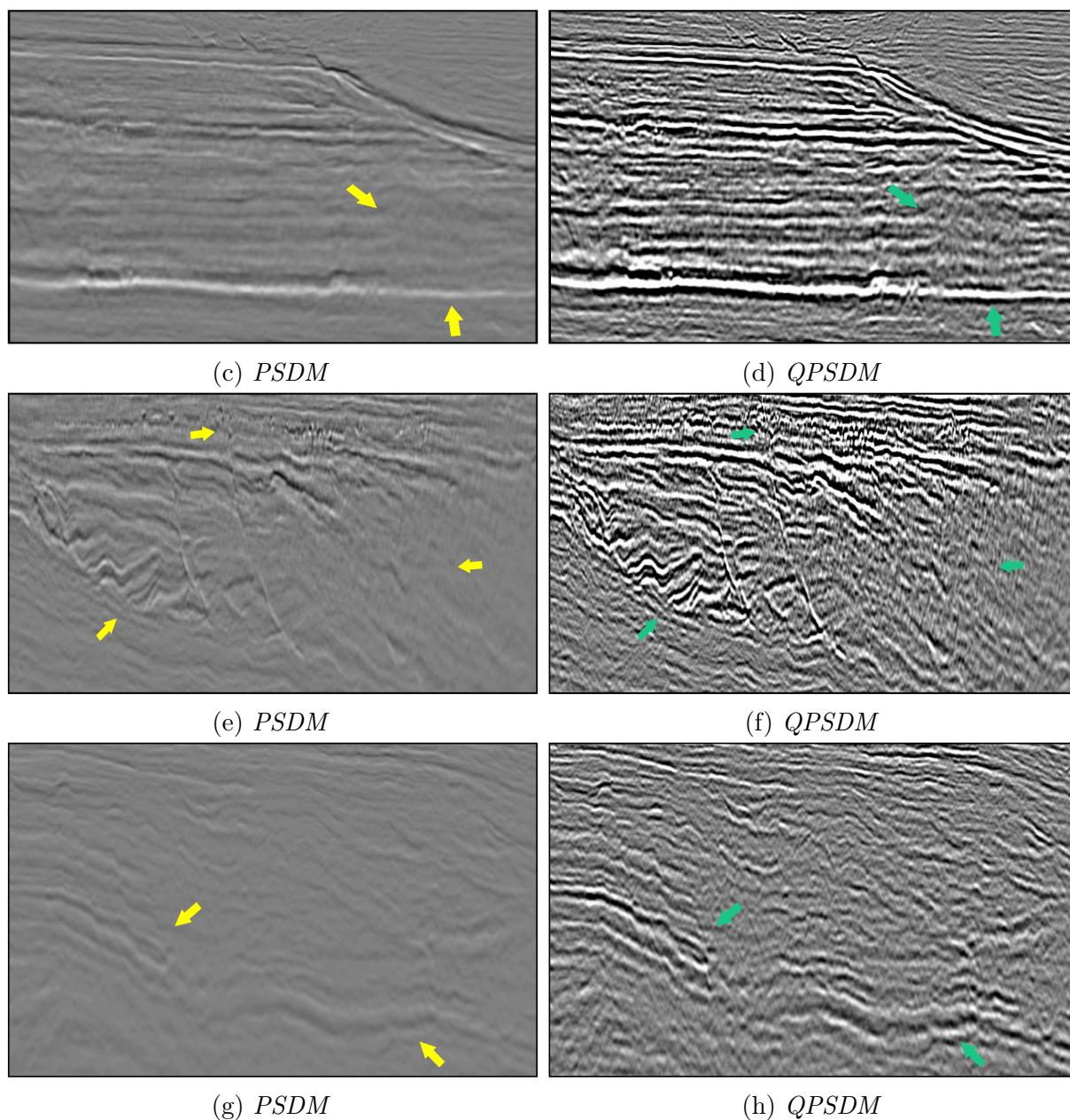


Figura 36 – *Inline 02*, comparação entre migrações (a) *PSDM* e (b) *QPSDM*. As regiões destacadas em amarelo em (b) são apresentadas em detalhe em (c)-(h). A continuidade lateral e resolução dos eventos é melhorada, especialmente dentro do pacote de carbonatos, zonas de falha e partes profundas. Pontos comparativos estão indicados por setas, verde sugere mudanças positivas. A escala de cores é a mesma em todas as imagens.

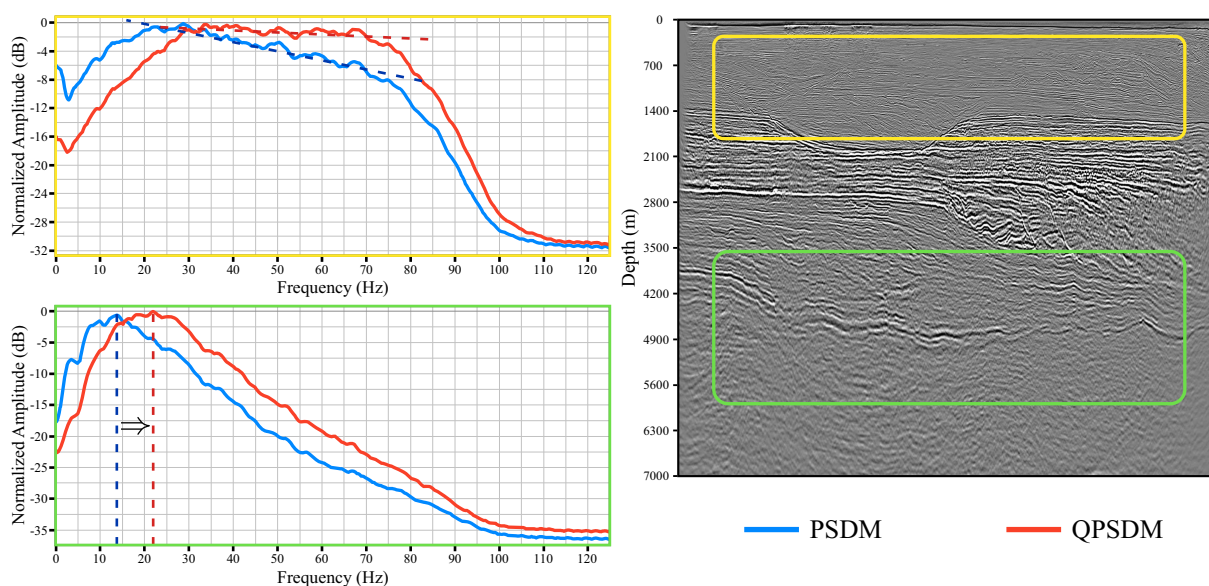


Figura 37 – Espectro de amplitude normalizado comparativo entre *PSDM* e *QPSDM* medido na *inline* 02. Duas janelas foram utilizadas, uma na parte mais rasa e outra mais profunda (amarelo e verde, respectivamente). O dado corrigido exibe maior conteúdo de alta frequência que resulta num espectro mais balanceado, como pode ser visto na janela rasa, e no deslocamento da frequência de pico em direção às altas frequências na janela profunda.

O mesmo pode ser observado na figura 39, que mostra um *depth slice* intermediário do dado. As zonas de falhas lítricas podem ser vistas e sua definição é consideravelmente melhorada na *QPSDM*, nota-se, no entanto, que a perda de amplitude nas zonas de anomalia se mostram mais visíveis, mesmo após a correção. Quando comparadas à figura 38 por exemplo, a melhora ainda é significativa, não obstante. Por fim, um *depth slice* profundo é mostrado pela figura 40, que reafirma a melhor capacidade de recuperação de amplitudes e frequências da *QPSDM*. As anomalias se mostram ainda mais visíveis, o que evidencia alguma limitação da metodologia aplicada. Como visto anteriormente (Capítulo 1.3), a própria estratégia de estabilização do procedimento de filtragem inversa restringe a recuperação completa de frequências e constitui uma limitação intrínseca. E este poderia ser o caso, em que as amplitudes foram atenuadas além da recuperação, nos maiores tempos, devido ao comportamento exponencial do filtro Q .

A figura 41 exibe atributos de coerência/descontinuidade extraído de ambos os volumes, *PSDM* e *QPSDM*. Amplamente utilizado para a interpretação e extração de falhas, a coerência realça linhas de falha e feições de relevo. Pode-se observar que as estruturas presentes no atributo extraído da *QPSDM* exibem maior nível de detalhe e resolução. O mesmo pode ser verificado na figura 42 que exibe estruturas de pequena escala. A recuperação das altas frequências possibilitaram a melhor definição do pequeno canal meandrante visto na figura 42b, que é significativamente melhorada, como pode ser visto na coerência extraída da *QPSDM*.

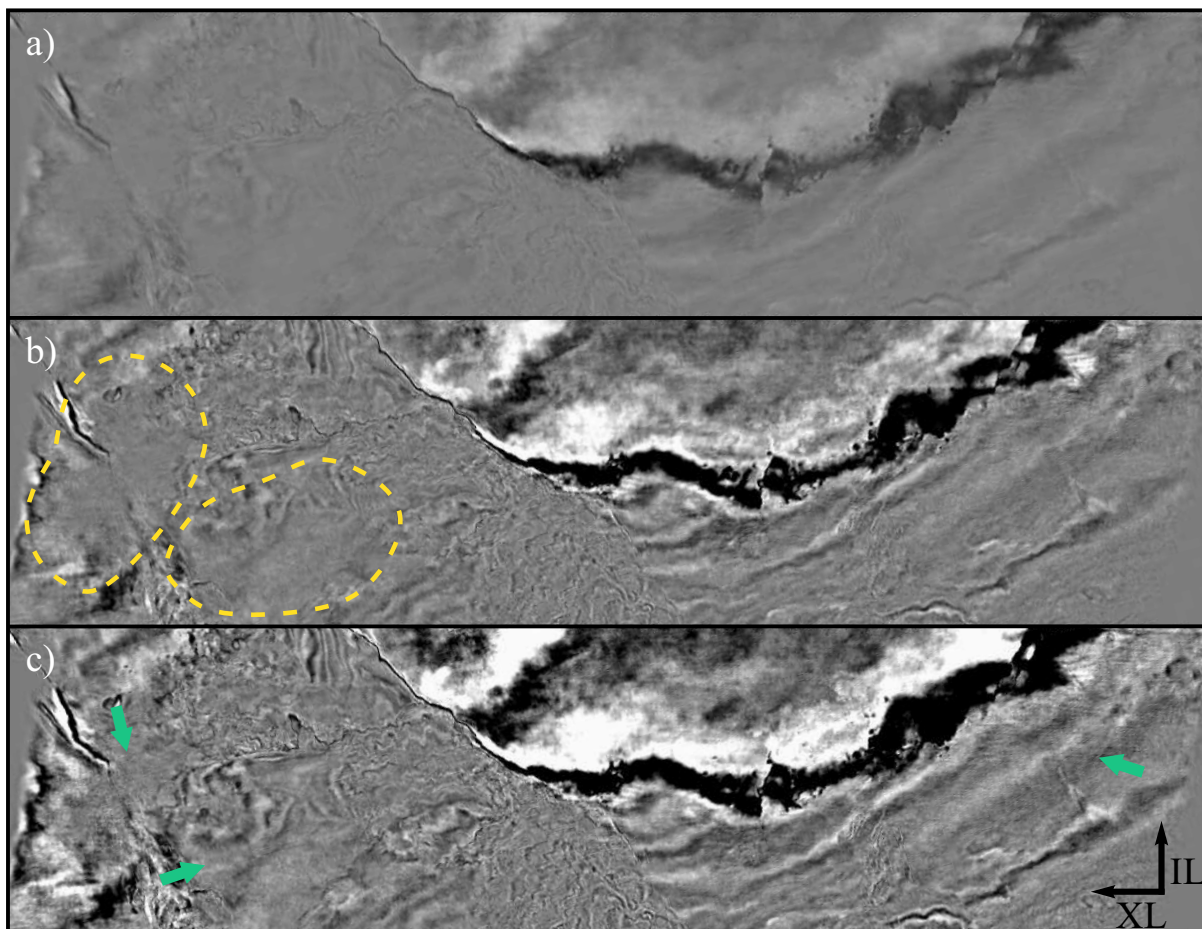


Figura 38 – *Depth slice* na parte superficial do dado. **a)** *PSDM*. **b)** *PSDM + Q* constante pós *stack*. **c)** *QPSDM*. A escala de cor é fixa em todas as imagens. As zonas de anomalia associadas a bolsões de gás estão destacadas em amarelo.

A eficácia do processo aplicado para a compensação Q em meios complexos é avaliada em duas localidades com foco nas zonas anômalas associadas a bolsões de gás rasos. A figura 43 exibe esta comparação, feita utilizando-se *stacks*, *gathers* e *depth slices*. O resultado obtido pela combinação de Q *tomography* e *QPSDM* é comparado, também, à aplicação da compensação com Q constante, buscando-se validar e ressaltar as vantagens da aplicação destas tecnologias.

As figuras 43a; 43b e 43c apresentam os *stacks* na primeira localidade na zona de anomalia. A compensação com Q constante pós *stack* (Fig. 43b) recupera as amplitudes de maneira global e possibilita um certo aumento de resolução, mas falha em atuar efetivamente nas anomalias e ressalta a diferença de amplitude entre estas áreas e as demais, como foi constatado anteriormente. A *QPSDM* efetua uma compensação substancialmente mais satisfatória. As amplitudes se mostram mais balanceadas e com maior resolução vertical, principalmente na Formação Amapá. O mesmo pode ser verificado nos *gathers*, nas figuras 43d; 43e e 43f. Q constante é insuficiente para a compensação adequada de todos os *offsets*, devido aos diferentes *travel paths* e *travel times* desconsiderados, fundamentalmente um

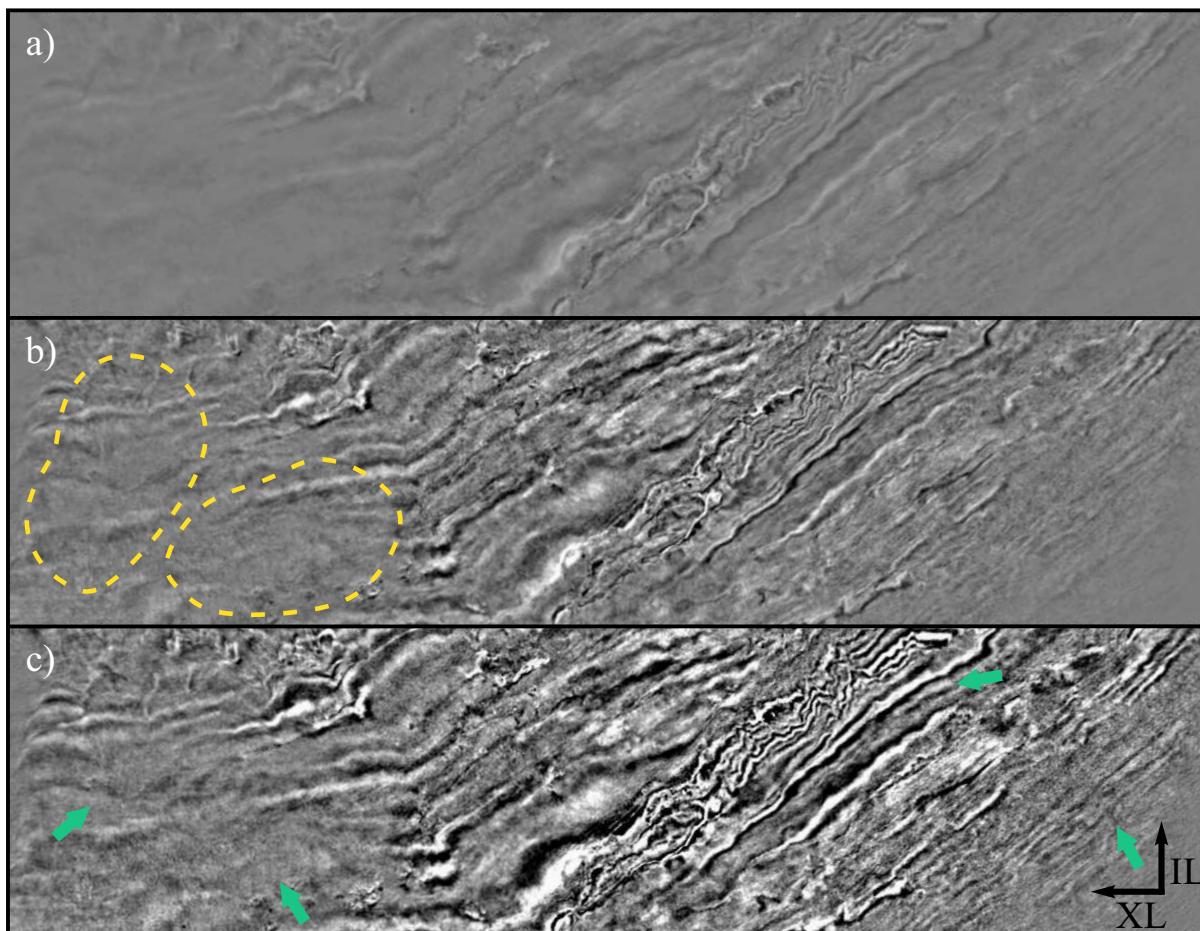


Figura 39 – *Depth slice* na parte intermediária do dado. **a)** *PSDM*. **b)** *PSDM + Q* constante pós *stack*. **c)** *QPSDM*. A escala de cor é fixa em todas as imagens. As zonas de anomalia associadas a bolsões de gás estão destacadas em amarelo.

processo inadequado sob a perspectiva da análise *AVO*. Os *depth slices* ratificam (Fig. 43g, 43h e 43i) a efetividade da compensação por *QPSDM*.

A segunda localidade corresponde à região onde a absorção se mostra mais agressiva, logo percebe-se pelos *stacks* (Fig. 44a; 44b e 44c) que, embora represente uma melhora quando comparado ao *Q* constante, a *QPSDM* não foi capaz de mitigar apropriadamente os efeitos da absorção, que ainda se mostra bastante expressiva. Os *gathers* (Fig. 44d; 44e e 44f) e *depth slices* (Fig. 44g; 44h e 44i) exibem este mesmo comportamento, ficando claro na figura 44i que a correção deixa a desejar na zona anômala à esquerda. Dentre as explicações plausíveis para este resultado, pode-se destacar a possibilidade supracitada, de que o sinal fora atenuado além da recuperação; a de que nesta área há a presença de estruturas complexas que ocasionam trajetórias complexas, com as quais a migração *Kirchhoff* não lida muito bem (casos de *multipathing* e *multiarrival*); e a de que a contribuição para a migração é insuficiente nesta área, localizada na borda do *survey*, ou seja, a abertura de migração é insuficiente e a imagem não se encontra completamente migrada.

Finalmente, avalia-se a fase do dado por meio de histogramas da fase computada

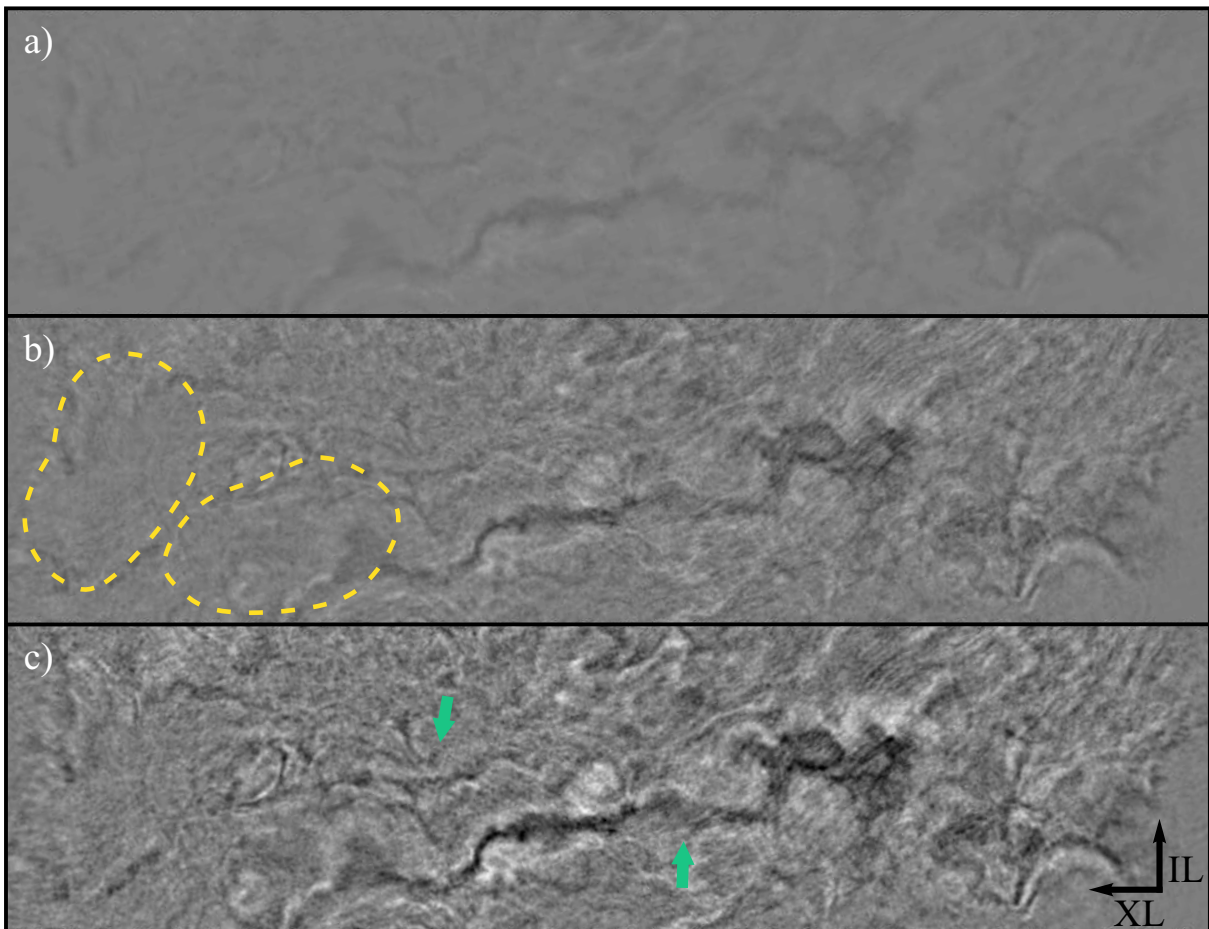
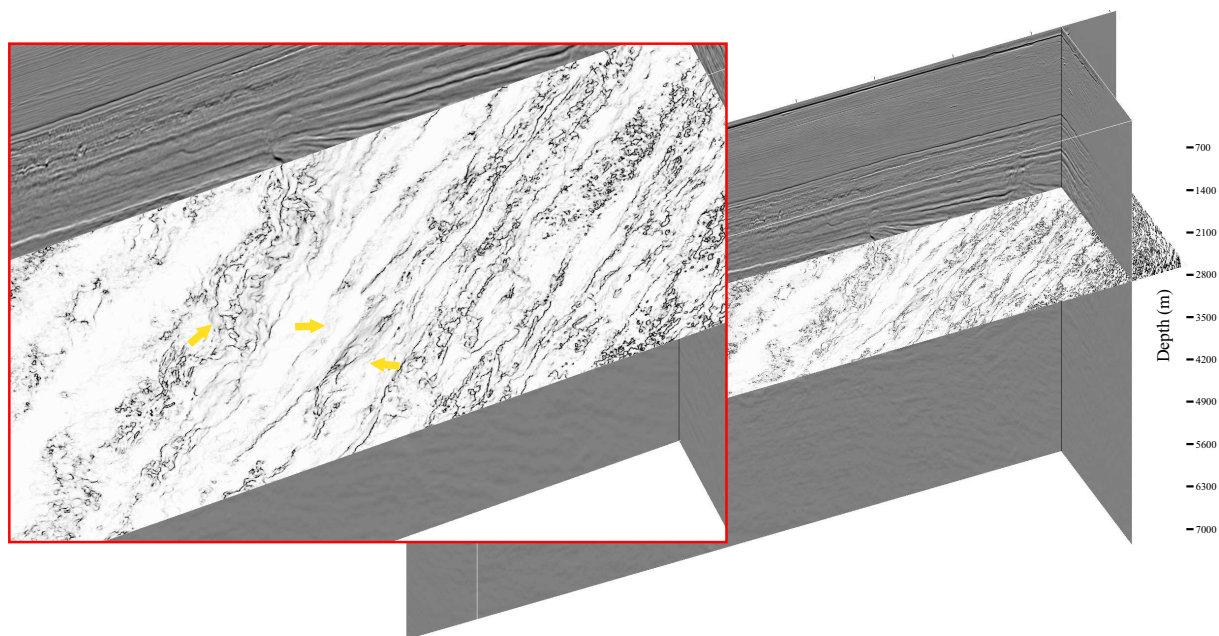
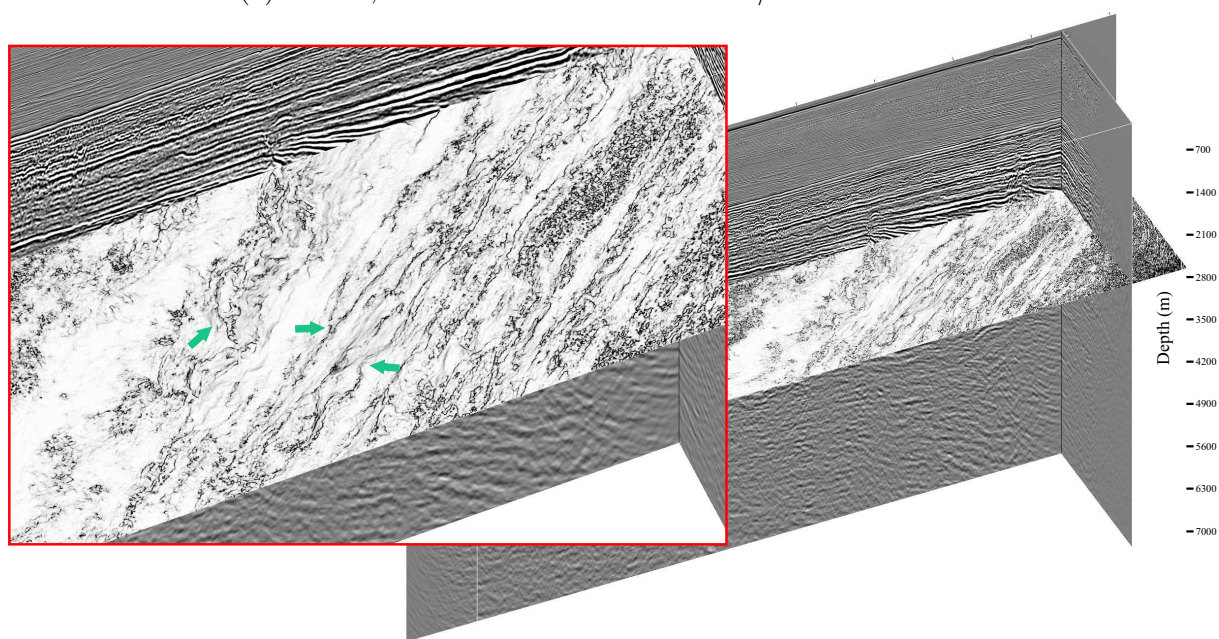


Figura 40 – *Depth slice* na parte profunda do dado. **a)** *PSDM*. **b)** *PSDM + Q* constante pós *stack*. **c)** *QPSDM*. A escala de cor é fixa em todas as imagens. As zonas de anomalia associadas a bolsões de gás estão destacadas em amarelo.

em uma janela centrada no horizonte topo da Formação Amapá (Fig. 45). A média e mediana da amostras se deslocam em direção ao zero, embora não o suficiente. Após a compensação pós *stack* com Q constante, um grande crescimento no número de amostras no extremo da faixa vermelha do espectro sugere algum tipo de sobrecorreção (Fig. 45b). A fase extraída do volume *QPSDM* (Fig. 45c) possui um formato mais simétrico e centrado bastante próximo no zero. Ele apresenta média igual a 3.19 e mediana de 2.68, uma melhora significativa quando comparado aos dois outros histogramas. A fase pode também ser analisada visualmente. A figura 46 exhibe *stacks flatenizados* utilizando-se o mesmo horizonte, evento centrado em 1 segundo. Nota-se a progressiva compressão da *wavelet* nas figuras 46a; 46b e 46c, sendo mais drástica a diferença apresentada pela *QPSDM*. A *wavelet* se mostra consideravelmente mais comprimida e centrada em torno da fase zero. Consequência do maior conteúdo de alta frequência e da correção efetiva de fase, como o indicado pela figura 45.

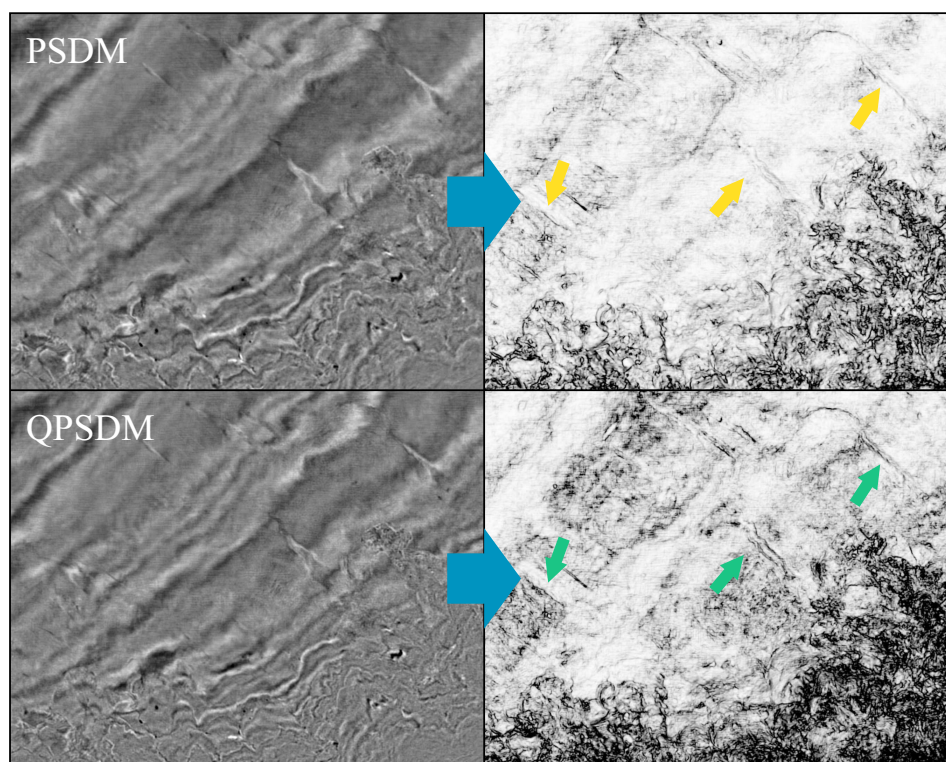


(a) *PSDM*, atributo sísmico de coerência/descontinuidade.

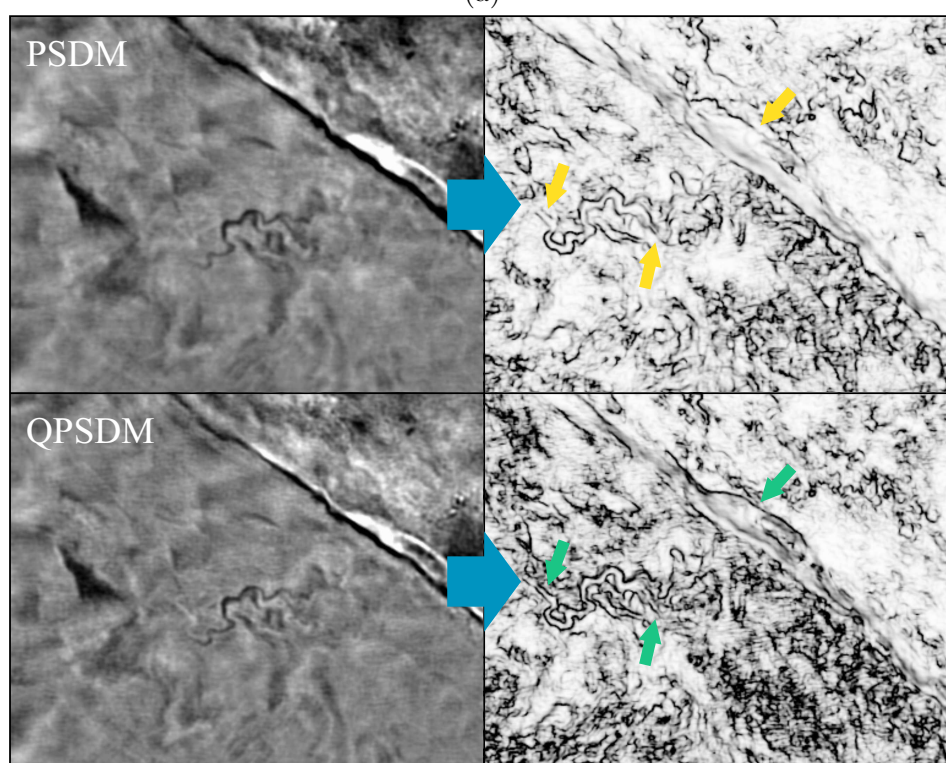


(b) *QPSDM*, atributo sísmico de coerência/descontinuidade.

Figura 41 – Atributo sísmico de coerência/descontinuidade em um *depth slice*, as linhas de falhas e outras feições de relevo são destacadas, as estruturas retratadas no atributo extraído da *QPSDM* exibem maior nível de detalhe e resolução

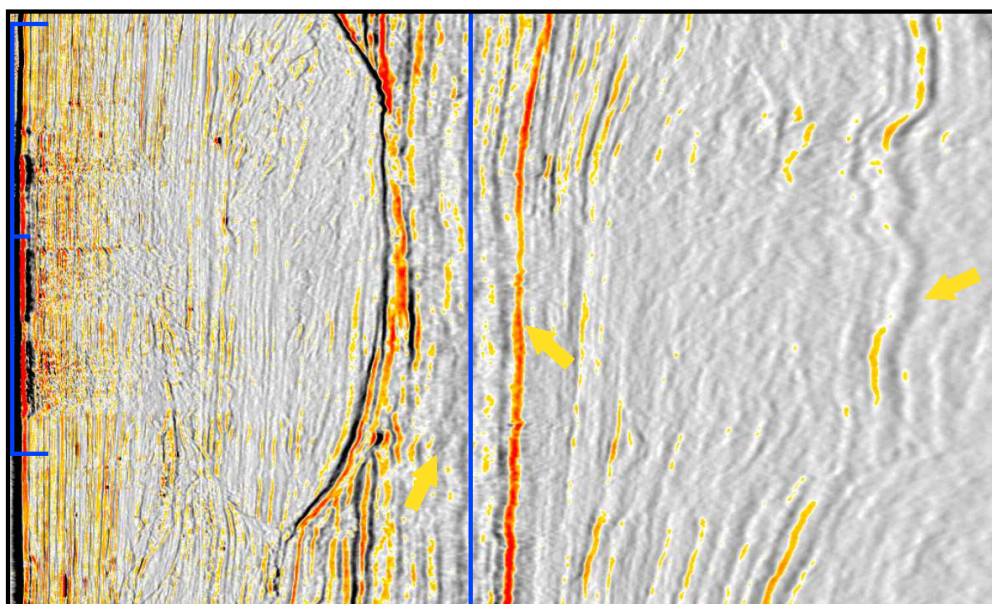


(a)

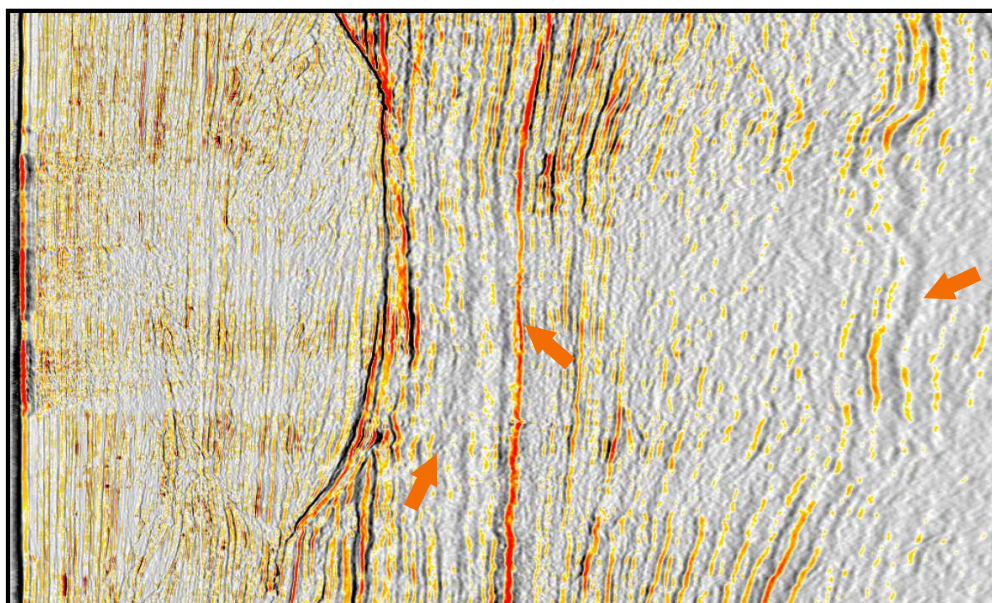


(b)

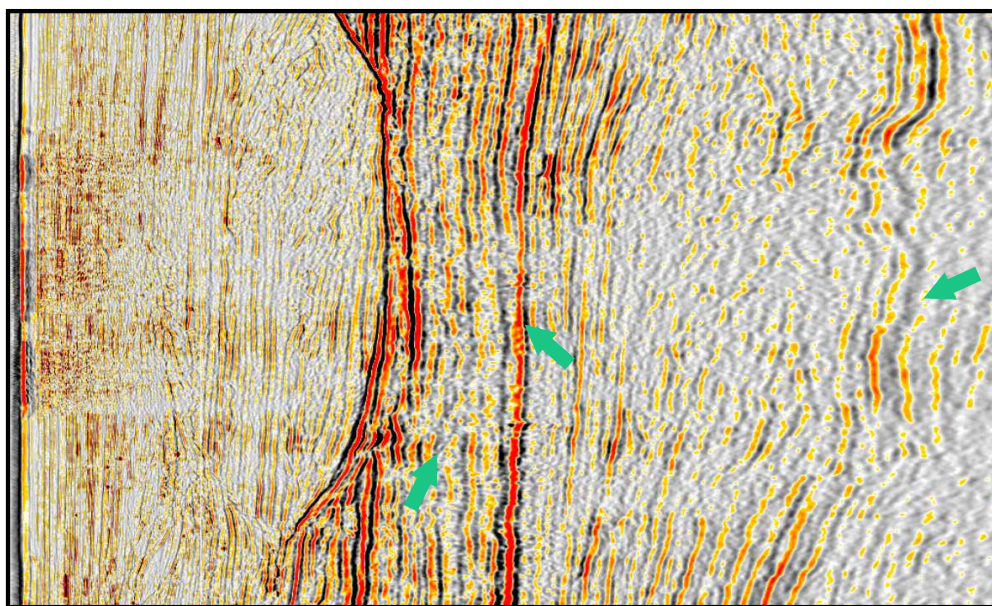
Figura 42 – Estruturas de pequena escala representadas no dado sísmico e no atributo de coerência, as altas frequências proporcionadas pela *QPSDM* possibilitam a visualização de pequenos detalhes em maior resolução.



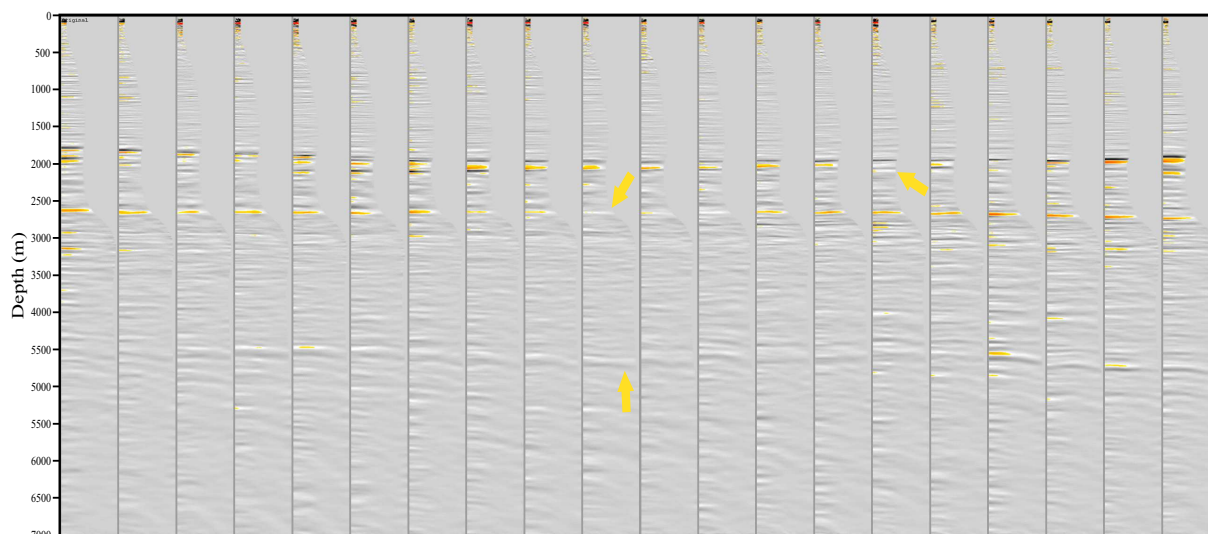
(a) *Stack, PSDM.*



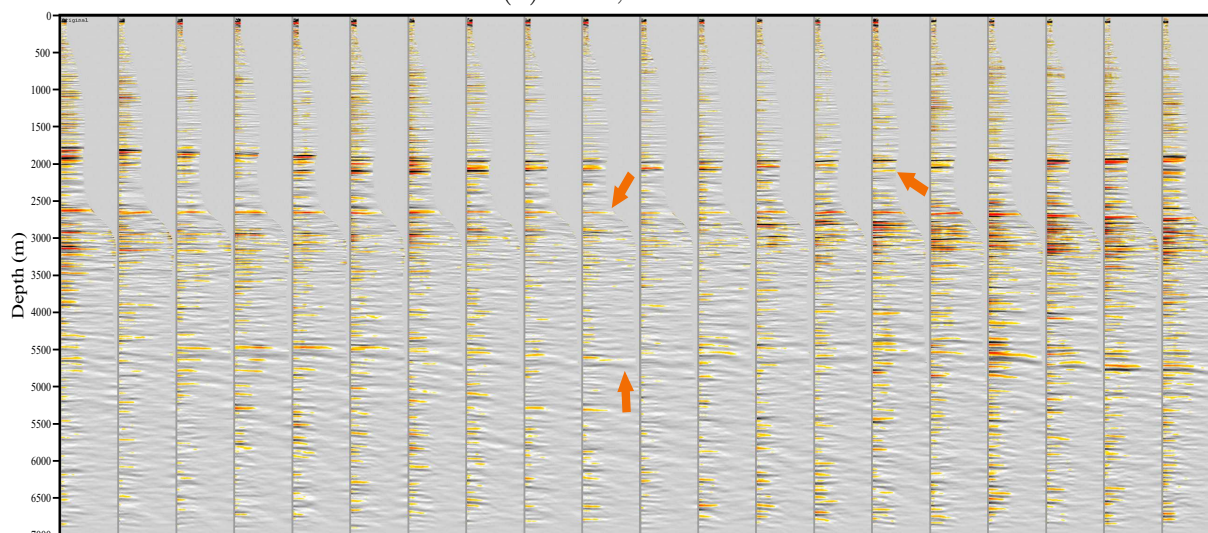
(b) *Stack, PSDM+Q constante.*



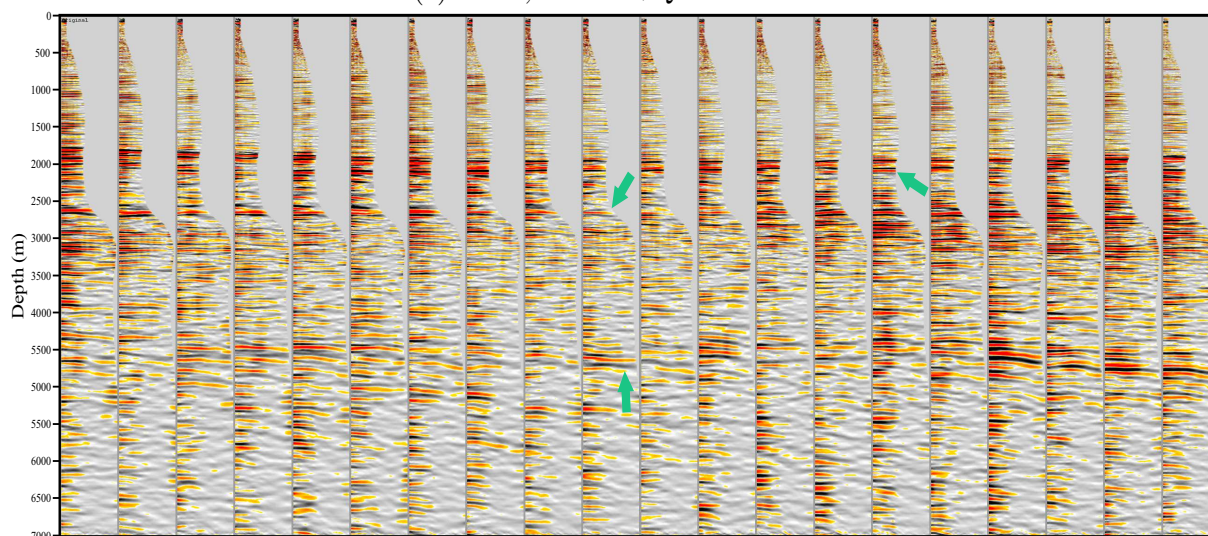
(c) *Stack, QPSDM.*



(d) *CIGs, PSDM.*



(e) *CIGs, PSDM+Q constante.*



(f) *CIGs, QPSDM.*

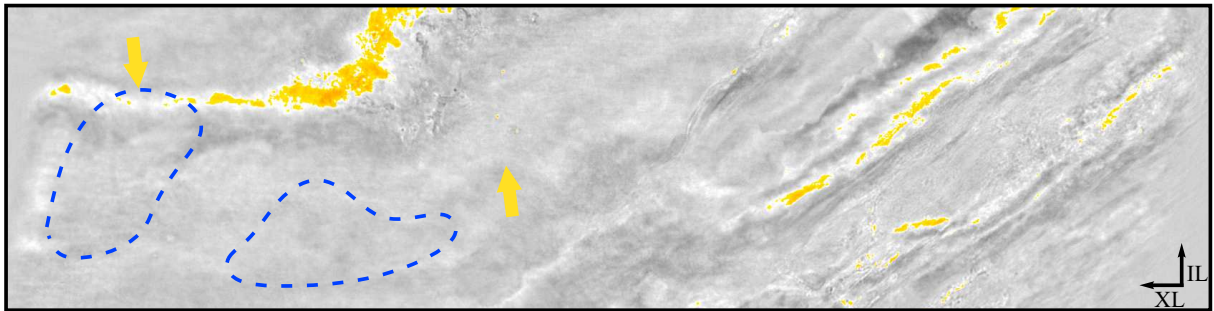
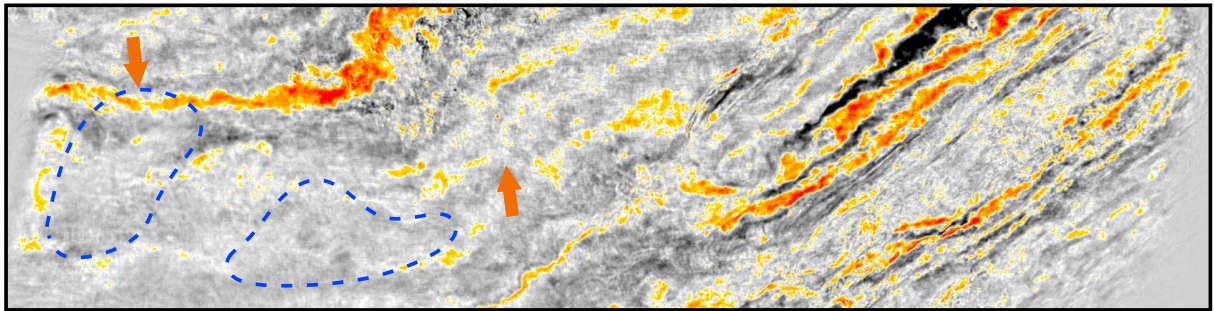
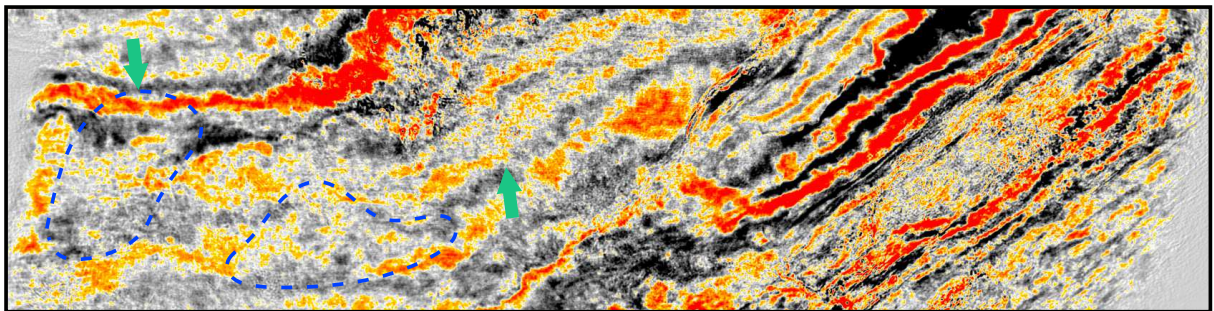
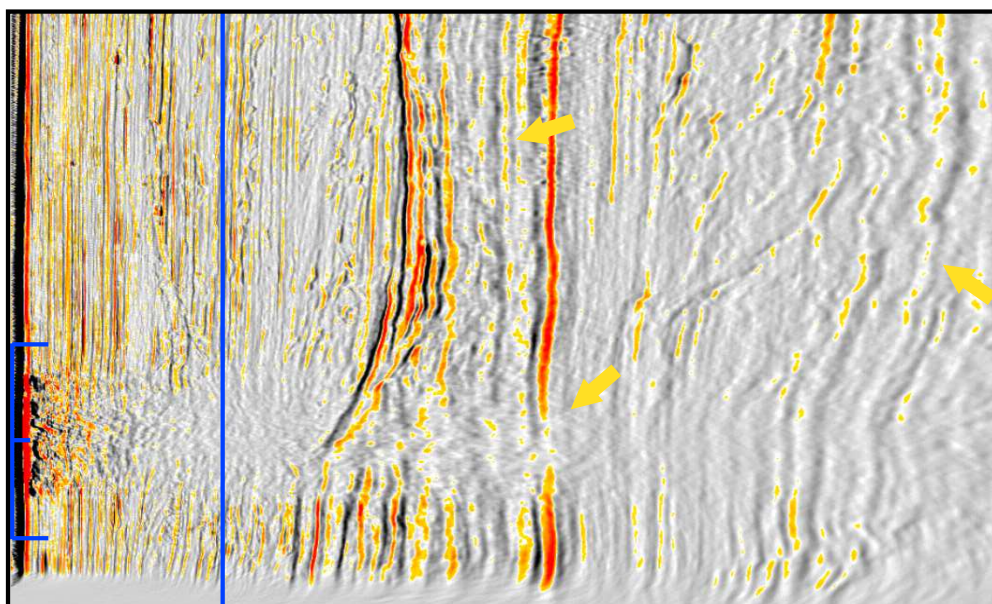
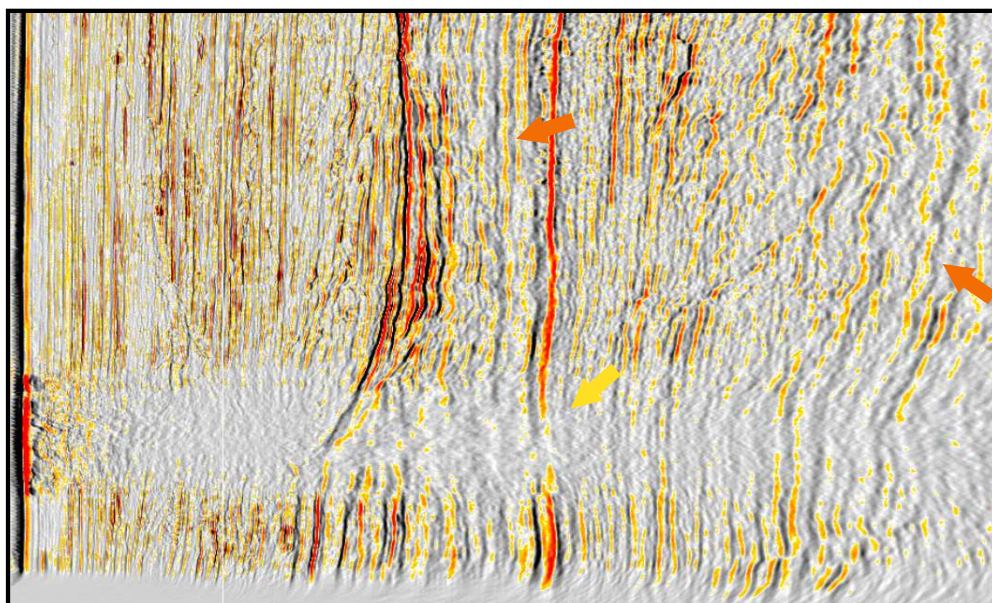
(g) *Depth slice, PSDM.*(h) *Depth slice, PSDM+Q constante.*(i) *Depth slice, QPSDM.*

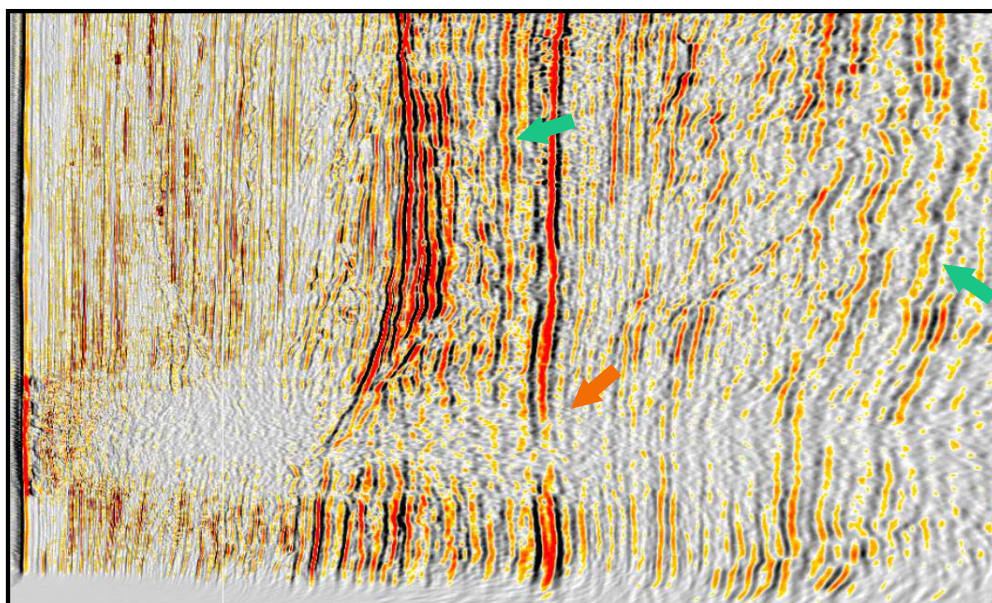
Figura 43 – Zona de anomalia 01, a efetividade da compensação utilizando-se *Q migration* é avaliada e comparada ao filtro unidimensional com *Q* constante, são apresentados *stacks* ((a)-(c)), *gathers* ((d)-(f)) e *depth slices* ((g)-(i)). A localização dos *gathers* e do *depth slice* estão indicadas em (a). A amplitude foi ajustada nas imagens de (a) a (c) para que fosse possível avaliar o balanço geral entre amplitudes e o ganho de resolução vertical.



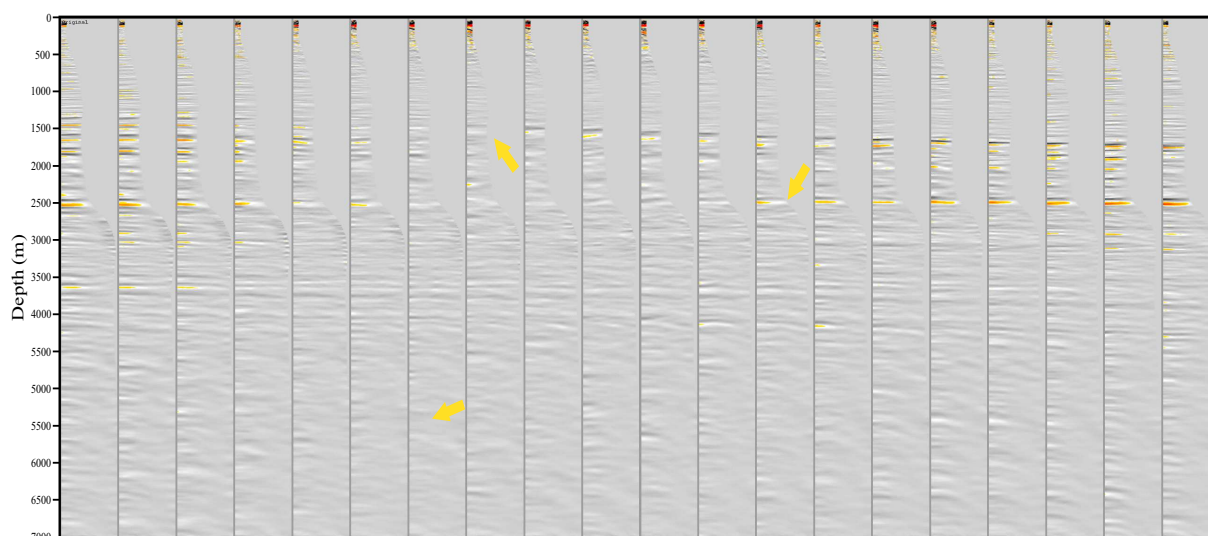
(a) *Stack, PSDM.*



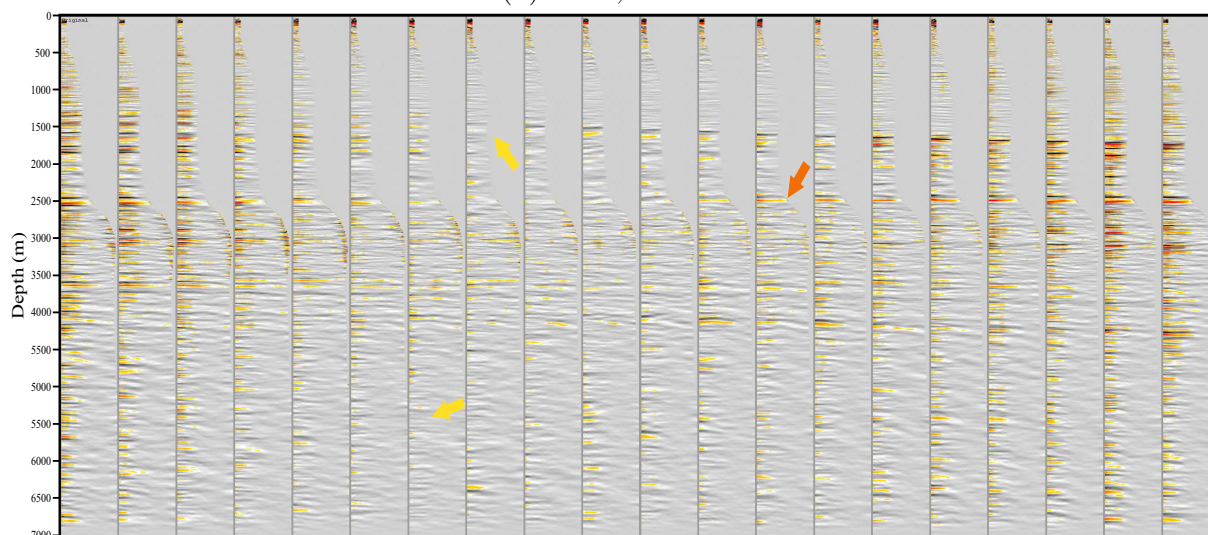
(b) *Stack, PSDM+Q constante.*



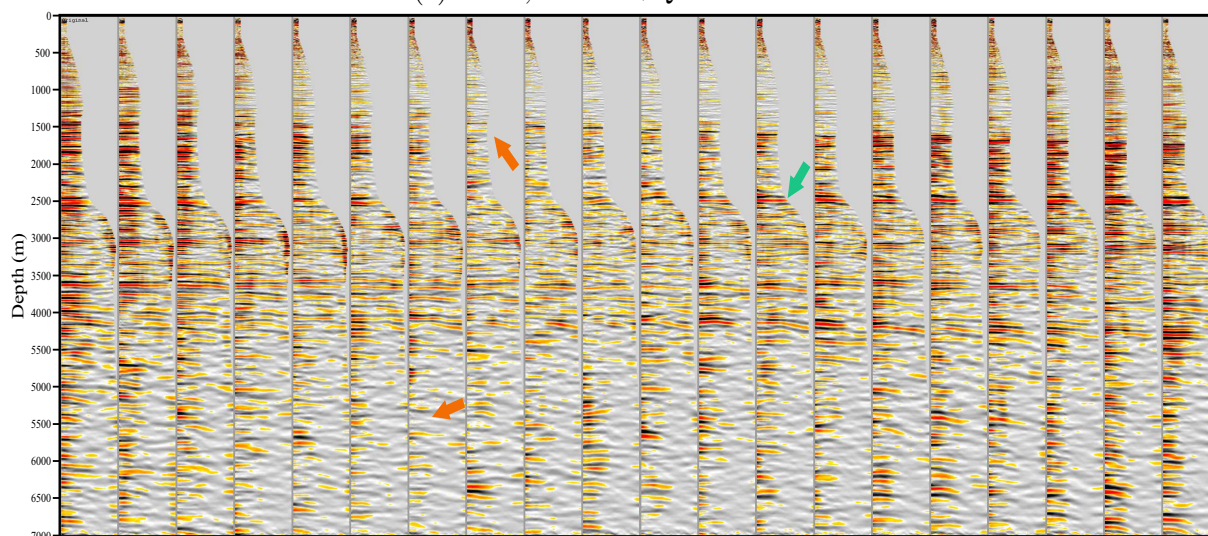
(c) *Stack, QPSDM.*



(d) *CIGs, PSDM.*



(e) *CIGs, PSDM+Q constante.*



(f) *CIGs, QPSDM.*

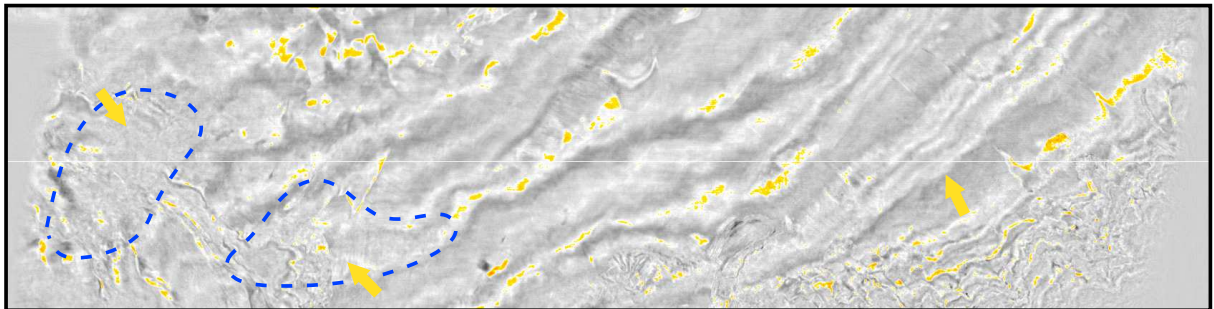
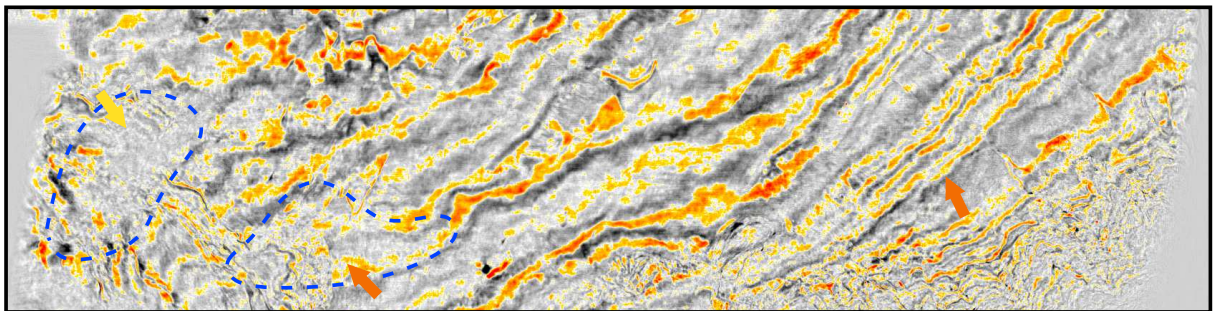
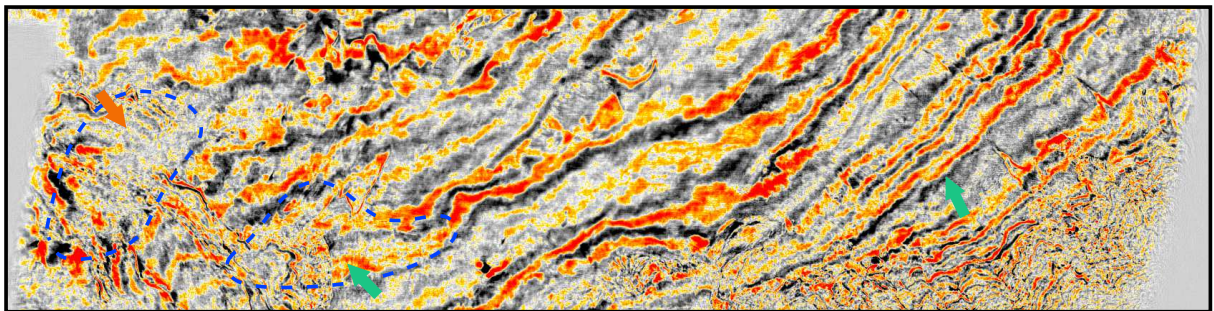
(g) *Depth slice, PSDM.*(h) *Depth slice, PSDM+Q constante.*(i) *Depth slice, QPSDM.*

Figura 44 – Zona de anomalia 02, a efetividade da compensação utilizando-se *Q migration* é avaliada e comparada ao filtro unidimensional com *Q* constante, são apresentados *stacks* ((a)-(c)), *gathers* ((d)-(f)) e *depth slices* ((g)-(i)). A localização dos *gathers* e do *depth slice* estão indicadas em (a). A amplitude foi ajustada nas imagens de (a) a (c) para que fosse possível avaliar o balanço geral entre amplitudes e o ganho de resolução vertical.

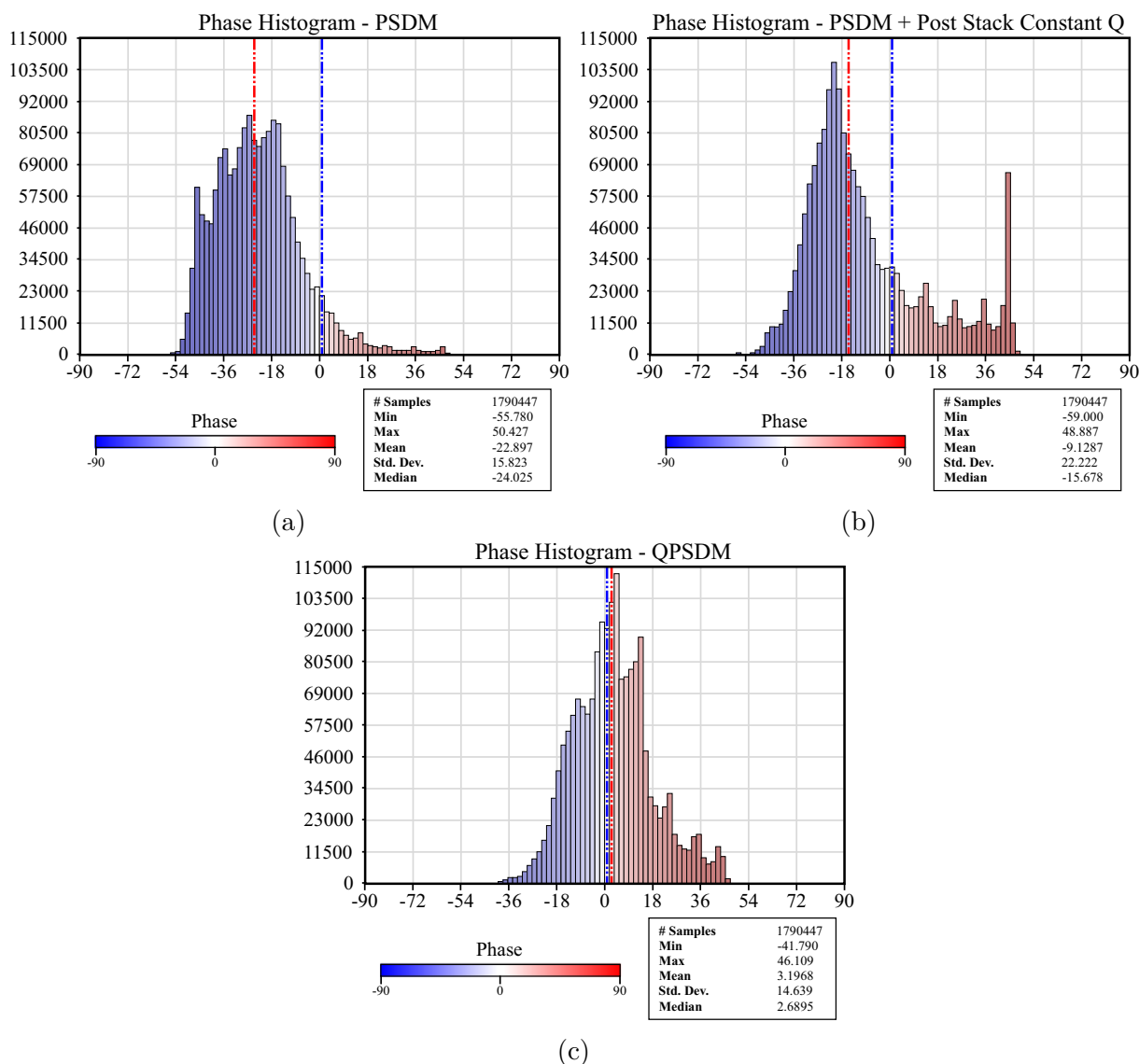


Figura 45 – Histograma da fase extraída em uma janela centrada no horizonte topo da Formação Amapá. A fase extraída do volume *QPSDM* apresenta média e medianas mais próximas de zero, e um histograma de formato mais simétrico.

5.1 Discussão

O dado migrado com a *QPSDM* apresenta uma melhora expressiva quando comparado aos dados sem correção e o corrigido com Q constante pós *stack*, sendo superior tanto na recuperação e balanceamento de amplitudes, quanto na consistência da fase, agora mais próxima da fase zero, resultados que também validam o modelo invertido pela tomografia. A melhora efetiva da correção é esperada visto que a correção pós *stack* utiliza um único valor para Q e parte da premissa unidimensional, simplificações bastante significativas, enquanto a física do problema é respeitada pela metodologia aplicada (combinação *Q tomography* e *QPSDM*).

Nas zonas anômalas de baixo Q , associadas a bolsões superficiais de gás, os benefícios

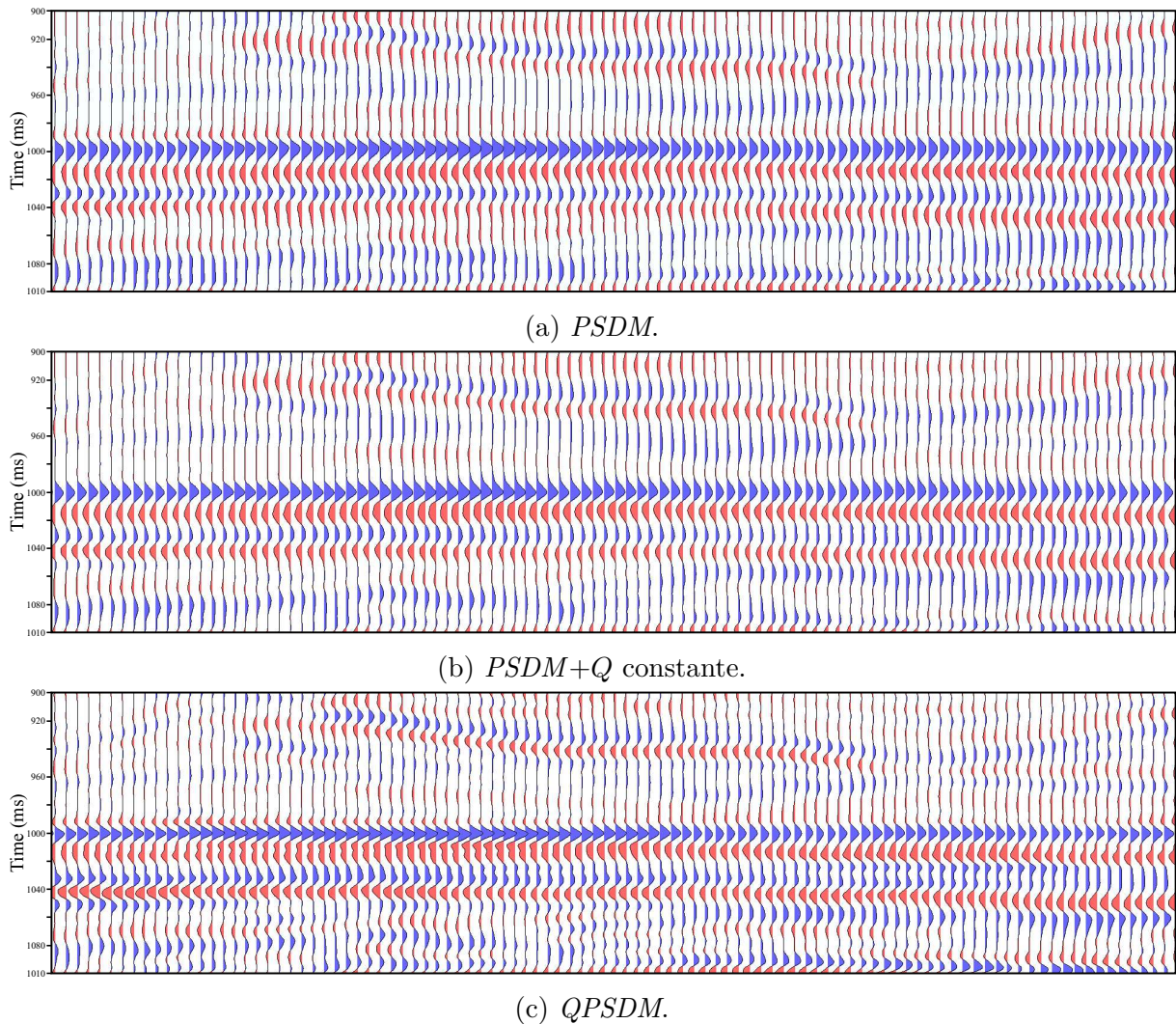


Figura 46 – *Stacks flatenizados* utilizando-se o horizonte topo da Fm. Amapá, evento centrado em 1 segundo (pico azul). As amplitudes foram ajustadas para se obter certa equivalência e tornar possível a comparação do formato da *wavelet*.

da *QPSDM* são ainda mais claros, visto que o *Q* constante falha em atuar de maneira eficaz e até mesmo realça a diferença nos níveis de amplitude entre as áreas afetadas e as demais. Algumas áreas ainda exibem absorção expressiva mesmo após a *QPSDM* (Fig. 44), algumas possibilidades são levantadas para se explicar este resultado:

- O sinal fora atenuado além da recuperação;
- Nesta área há a presença de estruturas complexas que ocasionam trajetórias complexas, com as quais a migração *Kirchhoff* não lida muito bem (casos de *multipathing* e *multiarrival*);
- A contribuição para a migração é insuficiente nesta área, localizada na borda do *survey*, ou seja, existe a ausência de dados necessária para a abertura de migração e a imagem não se encontra completamente migrada;

- Imprecisões nos modelos de Q e velocidade;

Como sugestões para trabalhos futuros, para uma investigação mais aprofundada dos problemas no imageamento nesta área, propõe-se

- Aplicação da migração Q -RTM, para constatar-se as limitações da migração *Kirchhoff* são um fator nesta área;
- Aplicação $QFWI$, para a inversão de um modelo de Q e velocidades mais detalhado. Utilizando-se um diferente *kernel* para a obtenção de Q contorna-se alguns problemas inerentes da estimativa (*e.g.* influência de ruídos; múltiplas; efeitos de propagação) e da tomografia. A baixa cobertura de *offset* na parte rasa em razão da pequena profundidade da lâmina d'água pode significar que o problema é pobremente nas zonas onde se localizam as anomalias (XIAO et al., 2018));

Cenários cada vez mais complexos tem impulsionado tecnologias para a obtenção de imagens cada vez mais fidedignas e claras. Se em 2005 a falta de técnicas para a estimativa confiável da absorção a partir de dados sísmicos foi citada na *SEG Development and Production Forum* como o maior impedimento para o desenvolvimento da tecnologia de atenuação para exploração (RAJI; RIETBROCK, 2013), hoje uma gama de abordagens disponíveis para o tratamento de Q em meios complexos (*i.e.* Q tomography; Q migration; Q Least Squares Migration; $QFWI$) mostram que esta tecnologia percorreu um grande caminho e tem se tornado cada vez mais populares (*e.g.* Hayes et al. (2018), Xiao et al. (2018), Zhao et al. (2018)).

A tendência para as técnicas de análise Q é seguir um caminho análogo ao da análise de velocidades, gravitando para os métodos baseados na equação da onda. Já se observa trabalhos que tentam incorporar a ideia do *Wave-Equation Migration Velocity Analysis* (WEMVA) para obtenção de Q , constituindo o *Wave-Equation Migration Q Analysis* (WEMQA) (SHEN et al., 2016). A construção de modelos anisotrópicos, bem como a incorporação de Q_s (onda cisalhante) no fluxo de trabalho, devem se desenvolver num futuro próximo.

6 Conclusão

A tomografia Q conseguiu capturar bem as anomalias, e revelou outras, sem informações *a priori*. A $QKPSDM$ mitiga a maioria dos efeitos da absorção proporcionando um dado com

- Maior resolução vertical;
- Amplitudes melhor balanceadas;
- Melhor continuidade lateral do eventos;
- Resposta *AVO* mais fidedigna.

Certos locais nas zonas de anomalia, no entanto, onde os efeitos são mais agressivos, ainda exibem absorção expressiva. Algumas teorias foram levantadas no Capítulo 5.1, bem como sugestões para uma investigação mais aprofundada.

Referências

ASTER, R. C.; BORCHERS, B.; THURBER, C. H. *Parameter Estimation and Inverse Problems*. [S.l.]: Elsevier Academic Press, 2005. ISBN 0120656043. Citado 5 vezes nas páginas 13, 54, 55, 56 e 59.

BADRI, M.; MOONEY, H. M. Q measurements from compressional seismic waves in unconsolidated sediments. *GEOPHYSICS*, v. 52, n. 6, p. 772–784, jun 1987. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1442344>><<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442344>>. Citado na página 24.

BATZLE, M.; HAN, D.; CASTAGNA, J. Attenuation and velocity dispersion at seismic frequencies. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1996*. Society of Exploration Geophysicists, 1996. p. 1687–1690. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1826453>>. Citado 7 vezes nas páginas 10, 26, 30, 31, 36, 43 e 68.

BIONDI, B. L. *3D Seismic Imaging*. Society of Exploration Geophysicists, 2006. ISBN 978-1-56080-137-5. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560801689>>. Citado 2 vezes nas páginas 63 e 64.

BIOT, M. A. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. I. Low-Frequency Range. *The Journal of the Acoustical Society of America*, v. 28, n. 2, p. 168–178, mar 1956. ISSN 0001-4966. Disponível em: <<http://asa.scitation.org/doi/10.1121/1.1908239>>. Citado na página 31.

BIOT, M. A. Theory of Propagation of Elastic Waves in a Fluid-Saturated Porous Solid. II. Higher Frequency Range. *The Journal of the Acoustical Society of America*, v. 28, n. 2, p. 179–191, mar 1956. ISSN 0001-4966. Disponível em: <<http://asa.scitation.org/doi/10.1121/1.1908241>>. Citado na página 31.

BORN, W. T. The Attenuation Constant of Earth Materials. *GEOPHYSICS*, v. 6, n. 2, p. 132–148, apr 1941. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1443714>>. Citado 9 vezes nas páginas 23, 24, 25, 26, 31, 36, 37, 38 e 43.

BROWN, R. L. Anomalous dispersion due to hydrocarbons: The secret of reservoir geophysics? *The Leading Edge*, v. 28, n. 4, p. 420–425, apr 2009. ISSN 1070-485X. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.3112757>>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 53.

CAO, H.; ZHOU, H.; HILTERMAN, F. Reflection attenuation tomography. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2007*. Society of Exploration Geophysicists, 2007. p. 2610–2614. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.2793009>>. Citado na página 61.

CAVALCA, M. et al. Ray-based Tomography for Q Estimation and Q Compensation in Complex Media. In: *73rd EAGE Conference and Exhibition incorporating SPE EUROPEC 2011*. Society of Exploration Geophysicists, 2011. p. 3989–3993. ISBN 9781617829666. ISSN 10523812. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=50297>>. Citado 3 vezes nas páginas 44, 61 e 62.

da Costa Fontes, C. M. L.; BASSREI, A. Experimento Numérico na Seleção do Número Ótimo de Valores Singulares: Aplicação em Tomografia de Atenuação. In: *14th International Congress of the Brazilian Geophysical Society & EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil, 3-6 August 2015*. Brazilian Geophysical Society, 2015. p. 379–384. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/sbgf2015-074>>. Citado na página 61.

DASGUPTA, R.; CLARK, R. A. Successful estimation of Q from surface seismic data - A case study. In: *56th EAEG Meeting*. [s.n.], 1994. p. Session:H016. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=12452>>. Citado na página 44.

DASGUPTA, R.; CLARK, R. A. Estimation of Q from surface seismic reflection data. *GEOPHYSICS*, v. 63, n. 6, p. 2120–2128, nov 1998. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1444505>>. Citado 4 vezes nas páginas 25, 30, 44 e 52.

DVORKIN, J.; MAVKO, G.; WALLS, J. Seismic wave attenuation at full water saturation. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2003*. Society of Exploration Geophysicists, 2003. p. 1684–1686. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1817630>>. Citado 2 vezes nas páginas 32 e 43.

FUTTERMAN, W. I. Dispersive body waves. *Journal of Geophysical Research*, v. 67, n. 13, p. 5279–5291, dec 1962. ISSN 01480227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JZ067i013p05279>>. Citado 5 vezes nas páginas 11, 23, 38, 39 e 66.

GAMAR-SADAT, F. et al. Automatic Gas Pockets Detection by High-resolution Volumetric Q-tomography Using Accurate Frequency Peak Estimation. In: *77th EAGE Conference and Exhibition 2015*. [s.n.], 2015. p. 1–4. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=81004>>. Citado 4 vezes nas páginas 44, 61, 62 e 68.

GUILLAUME, P. et al. Multi-layer tomography and its application for improved depth imaging. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2012*. Society of Exploration Geophysicists, 2012. p. 1–5. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2012-0683.1>>. Citado na página 68.

HAYES, P. et al. Increasing resolution in the North Sea. *First Break*, v. 36, n. December, p. 105–111, 2018. Citado na página 96.

HU, W. et al. A robust and accurate seismic attenuation tomography algorithm. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2011*. Society of Exploration Geophysicists, 2011. p. 2727–2731. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.3627760>>. Citado na página 61.

ISHIKURA, K. et al. Q factor of elastic wave propagation in poroelastic medium. In: *Proceedings of the 11th SEGJ International Symposium, Yokohama, Japan, 18-21 November 2013*. Society of Exploration Geophysicists, 2013. p. 198–201. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segj112013-050>>. Citado na página 32.

IVERSON, W. P. Combining attenuation by Q and spherical divergence. *GEOPHYSICS*, v. 52, n. 6, p. 740–744, jun 1987. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1442340>>. Citado na página 24.

- JENG, Y.; TSAI, J.; CHEN, S. An improved method of determining near-surface Q. *GEOPHYSICS*, v. 64, n. 5, p. 1608–1617, sep 1999. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1444665>>. Citado na página 30.
- JOHNSTON, D. H.; TOKSÖZ, M. N.; TIMUR, A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: II. Mechanisms. *GEOPHYSICS*, v. 44, n. 4, p. 691–711, apr 1979. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440970>>. Citado 4 vezes nas páginas 30, 32, 36 e 43.
- KJARTANSSON, E. Constant Q -wave propagation and attenuation. *Journal of Geophysical Research*, v. 84, n. B9, p. 4737, 1979. ISSN 0148-0227. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/JB084iB09p04737>>. Citado 4 vezes nas páginas 28, 30, 38 e 46.
- KOLSKY, H. Stress waves in solids. *Journal of Sound and Vibration*, v. 1, n. 1, p. 88–110, jan 1964. ISSN 0022460X. Disponível em: <<https://linkinghub.elsevier.com/retrieve/pii/0022460X64900082>>. Citado 6 vezes nas páginas 23, 25, 26, 28, 36 e 39.
- KRISTIANSEN, P. et al. Accurate and Efficient Absorption Compensation Pre-imaging. In: *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*. Society of Exploration Geophysicists, 2018. p. 4572–4576. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/segam2017-17663231>>. <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92512>>. Citado na página 52.
- KUNSTELJ, K. *Ray tracing in geophysics*. 2002. 1–15 p. Disponível em: <http://mafija.fmf.uni-lj.si/seminar/files/2002{_}2003/seminar1>. Citado na página 59.
- LEI, W. et al. A more stable Q tomography for strong anomalies. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2018*. Society of Exploration Geophysicists, 2018. v. 0, n. 2, p. 4196–4200. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/10.1190/segam2018-2985969.1>>. Citado na página 61.
- LEI, X.; MORGAN, E. A comparison of methods for estimating Q. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2016*. Society of Exploration Geophysicists, 2016. p. 3021–3025. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/segam2016-13971809.1>>. Citado na página 45.
- LIMA, R. R. *Q-RTM : Compensação do Fator Q na Migração Reversa no Tempo*. Tese (Master Thesis) — Universidade Federal da Bahia, 2017. Disponível em: <<http://www.pggeofisica.ufba.br/publicacoes/detalhe/351>>. Citado na página 27.
- 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. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560802952>>. Citado 9 vezes nas páginas 11, 26, 31, 32, 33, 34, 36, 37 e 38.
- LIU, N.; ZHANG, B. Q estimation using stretch compensated prestack gathers. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2017*. Society of Exploration Geophysicists, 2017. p. 3505–3510. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/segam2017-17791492.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 44 e 52.

- MAVKO, G.; KJARTANSSON, E.; WINKLER, K. Seismic wave attenuation in rocks. *Reviews of Geophysics*, v. 17, n. 6, p. 1155, 1979. ISSN 8755-1209. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1029/RG017i006p01155>>. Citado 3 vezes nas páginas 24, 30 e 32.
- MENKE, W. *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. [S.l.: s.n.], 2012. ISBN 9780123971609. Citado 2 vezes nas páginas 53 e 54.
- 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. Disponível em: <<http://www.pggeofisica.ufba.br/publicacoes/detalhe/304>>. Citado 5 vezes nas páginas 28, 38, 45, 48 e 50.
- O'DOHERTY, R. F.; ANSTEY, N. A. REFLECTIONS ON AMPLITUDES*. *Geophysical Prospecting*, v. 19, n. 3, p. 430–458, sep 1971. ISSN 0016-8025. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2478.1971.tb00610.x>>. Citado 5 vezes nas páginas 10, 20, 24, 32 e 33.
- POOLE, G. et al. Nearfield Hydrophone Driven 3D Source Designature and Deghosting for Multi-Level Source Data. In: *EAGE Workshop on Broadband Seismic*. [s.n.], 2015. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=83501>>. Citado na página 68.
- QIN, X. et al. A Study of the Frequency-dependent Characteristics of Fractured Porous Media. In: *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*. [s.n.], 2018. v. 9780199666, n. June 2018, p. 1–184. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92635>>. Citado 2 vezes nas páginas 53 e 68.
- QUAN, Y.; HARRIS, J. M. Seismic attenuation tomography using the frequency shift method. *GEOPHYSICS*, v. 62, n. 3, p. 895–905, may 1997. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1444197>>. Citado 5 vezes nas páginas 12, 46, 47, 48 e 61.
- RAJI, W. O.; RIETBROCK, A. Determination of quality factor (Q) in reflection seismic data. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2013*. Society of Exploration Geophysicists, 2013. p. 3191–3195. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2013-0242.1>>. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 96.
- 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. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/sbgf2015-191>>. Citado na página 41.
- ROBINSON, E. A.; CLARK, D. *Basic Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 2017. ISBN 978-1-56080-345-4. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560803461>>. Citado na página 19.
- 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. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560803348>>. Citado 3 vezes nas páginas 23, 26 e 29.

SAATCILAR, R.; CORUH, C. Seismic Q estimations for lithological interpretation. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 1995*. Society of Exploration Geophysicists, 1995. v. 1, n. 2, p. 1366–1369. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1887206>>. Citado 2 vezes nas páginas 30 e 45.

SANTOS, R. d. A. *Perfil Sísmico Vertical: Separação de Campos de Onda e Obtenção do Fator Q.pdf*. Tese (Master Thesis) — Universidade Federal da Bahia, 1986. Disponível em: <<http://www.pggeofisica.ufba.br/publicacoes/detalhe/63>>. Citado 2 vezes nas páginas 24 e 43.

SCHOENBERGER, M.; LEVIN, F. K. APPARENT ATTENUATION DUE TO INTRABED MULTIPLES. *GEOPHYSICS*, v. 39, n. 3, p. 278–291, jun 1974. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440849><http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1440427>>. Citado 2 vezes nas páginas 10 e 33.

SHEN, Y. et al. *Wave-equation Migration Q Analysis*. Tese (PhD thesis) — Stanford University, 2016. Citado na página 96.

SNIEDER, R.; TRAMPERT, J. Inverse Problems in Geophysics. In: *Wavefield Inversion*. [S.l.]: Springer, Vienna, 1999. p. 119–190. Citado 2 vezes nas páginas 12 e 57.

SPENCER, T. W.; SONNAD, J. R.; BUTLER, T. M. Seismic Q — Stratigraphy or dissipation. *GEOPHYSICS*, v. 47, n. 1, p. 16–24, jan 1982. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1441275>>. Citado na página 32.

SUN, L. F.; MILKEREIT, B.; SCHMITT, D. R. Measuring velocity dispersion and attenuation in the exploration seismic frequency band. *GEOPHYSICS*, v. 74, n. 2, p. WA113–WA122, mar 2009. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.3068426>>. Citado 3 vezes nas páginas 30, 32 e 38.

TANER, M. T.; TREITEL, S. A robust method for Q estimation. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2003*. Society of Exploration Geophysicists, 2003. v. 1, n. 2, p. 710–713. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.1818032>>. Citado 3 vezes nas páginas 25, 38 e 44.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E. *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press, 1990. v. 127. 783–785 p. ISBN 9781139167932. Disponível em: <<http://ebooks.cambridge.org/ref/id/CBO9781139167932>>. Citado na página 19.

TOKSÖZ, M. N.; JOHNSTON, D. H.; TIMUR, A. Attenuation of seismic waves in dry and saturated rocks: I. Laboratory measurements. *GEOPHYSICS*, v. 44, n. 4, p. 681–690, apr 1979. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1440969>>. Citado 3 vezes nas páginas 30, 36 e 43.

TONN, R. THE DETERMINATION OF THE SEISMIC QUALITY FACTOR Q FROM VSP DATA: A COMPARISON OF DIFFERENT COMPUTATIONAL METHODS. *Geophysical Prospecting*, v. 39, n. 1, p. 1–27, jan 1991. ISSN 0016-8025. Disponível em: <<http://doi.wiley.com/10.1111/j.1365-2478.1991.tb00298.x>>. Citado na página 45.

WANG, P.; RAY, S.; NIMSAILA, K. 3D joint deghosting and crossline interpolation for marine single-component streamer data. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014*. Society of Exploration Geophysicists, 2014. p. 3594–3598. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2014-0882.1>>. Citado na página 68.

- WANG, Y. Quantifying the effectiveness of stabilized inverse Q filtering. *GEOPHYSICS*, v. 68, n. 1, p. 337–345, jan 2003. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1543219>>. Citado na página 43.
- WANG, Y. *Seismic inverse Q filtering*. [S.l.]: Blackwell Publishing, 2008. ISBN 9781405185400. Citado 9 vezes nas páginas 20, 21, 28, 30, 38, 39, 40, 41 e 53.
- WANG, Z. et al. Q Tomography and Q-PSDM in Marine Data with Low-velocity Anomaly: A Case Study in Rakhine, Myanmar. In: *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*. [s.n.], 2018. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92514>>. Citado 2 vezes nas páginas 61 e 66.
- WEI, G. et al. Simultaneous Inversion of Velocity and Attenuation Using Joint Time-frequency Domain for Cross-well Seismic Data. In: *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*. [s.n.], 2018. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92367>>. Citado na página 61.
- 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*. [s.n.], 2018. p. 6–10. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92938>>. Citado 5 vezes nas páginas 26, 32, 36, 38 e 43.
- WEI, X. et al. Direct Measurements of Wave Dispersion at Seismic Frequencies and Gassmann Fluid Substitution. In: *77th EAGE Conference and Exhibition 2015*. [s.n.], 2015. p. 1–4. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=80903>>. Citado 3 vezes nas páginas 32, 38 e 43.
- WINKLER, K. W.; NUR, A. Seismic attenuation: Effects of pore fluids and frictional-sliding. *GEOPHYSICS*, v. 47, n. 1, p. 1–15, jan 1982. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/10.1190/1.1441276>>. Citado 6 vezes nas páginas 30, 31, 36, 37, 38 e 43.
- XIAO, B. et al. Inverting Near-Surface Absorption Bodies with Full-Waveform Inversion: a Case Study from the North Viking Graben in the. In: *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*. [s.n.], 2018. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92069>>. Citado na página 96.
- XIN, K. et al. Robust Q tomographic inversion through adaptive extraction of spectral features. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014*. Society of Exploration Geophysicists, 2014. p. 3726–3730. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2014-0421.1>>. Citado na página 61.
- XIN, K.; HUNG, B. 3-D tomographic Q inversion for compensating attenuation anomalies. In: *ASEG Extended Abstracts*. [S.l.]: CSIRO, 2010. p. 1–4. Citado 2 vezes nas páginas 61 e 66.
- XIN, K.; XIE, Y.; HE, Y. Adaptive Centroid Frequency Shift Q Tomography. In: *Proceedings 76th EAGE Conference and Exhibition 2014*. [s.n.], 2014. p. 16–19. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=76272>>. Citado na página 61.

- YANG, J. et al. A new method for quality factor Q estimation: Spectrum attributes method. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2014*. Society of Exploration Geophysicists, 2014. p. 5118–5122. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/segam2014-0709.1>>. Citado na página 46.
- YANG, W. *A Basical Study on Two-point Seismic Ray Tracing*. [S.l.], 2003. 1–8 p. Citado 2 vezes nas páginas 59 e 60.
- YILMAZ, Ö. *Seismic Data Analysis*. Society of Exploration Geophysicists, 2001. I. ISSN 0717-6163. ISBN 978-1-56080-094-1. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/book/10.1190/1.9781560801580>>. Citado 2 vezes nas páginas 20 e 37.
- ZHANG, C. *Seismic absorption estimation and compensation*. 97 p. Tese (Doutorado) — University of British Columbia, 2008. Disponível em: <<https://open.library.ubc.ca/cIRcle/collections/ubctheses/24/items/1.0052450>>. Citado 4 vezes nas páginas 12, 45, 49 e 50.
- ZHANG, C.; ULRICH, T. Reflectivity guided Q analysis for reservoir description. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2009*. Society of Exploration Geophysicists, 2009. p. 2332–2336. Disponível em: <<http://library.seg.org/doi/abs/10.1190/1.3255327>>. Citado na página 52.
- ZHANG, C.; ULRICH, T. J. Estimation of quality factors from CMP records. *GEOPHYSICS*, v. 67, n. 5, p. 1542–1547, sep 2002. ISSN 0016-8033. Disponível em: <<https://library.seg.org/doi/10.1190/1.1512799>>. Citado 4 vezes nas páginas 12, 44, 48 e 49.
- ZHAO, K. et al. Reviving a Mature Basin through High-End Imaging Technology. In: *80th EAGE Conference and Exhibition 2018*. [s.n.], 2018. Disponível em: <<http://www.earthdoc.org/publication/publicationdetails/?publication=92048>>. Citado na página 96.