



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

**MARCAÇÃO E ATENUAÇÃO DE MÚLTIPLAS DE
SUPERFÍCIE LIVRE, PROCESSAMENTO E
IMAGEAMENTO EM DADOS SÍSMICOS
MARINHOS**

RAIMUNDO NONATO COLARES CARNEIRO

BELÉM

2012

RAIMUNDO NONATO COLARES CARNEIRO

**MARCAÇÃO E ATENUAÇÃO DE MÚLTIPLAS DE
SUPERFÍCIE LIVRE, PROCESSAMENTO E
IMAGEAMENTO EM DADOS SÍSMICOS
MARINHOS**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, para obtenção do título de Mestre em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Lourenildo Willame
Barbosa Leite

BELÉM
2012

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

C289m Carneiro, Raimundo Nonato Colares

Marcação e atenuação de múltiplas de superfície livre, processamento e imageamento em dados sísmicos marinhos /

Raimundo Nonato Colares Carneiro; Orientador: Lourenildo Williame Barbosa Leite 2012

81f.: il.

Dissertação (mestrado em Geofísica) - Univeridade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geofísica, Belém, 2012.

1. Método de reflexão sísmica. 2. Marcação. 3. Atenuação. 4. Múltiplas de superfície livre 5. Processamento. 6. Imageamento sísmico I. Leite, Lourenildo Williame Barbosa, *orient.* II. Universidade Federal do Pará III. Título.

CDD 22° ed.: 551.22

RAIMUNDO NONATO COLARES CARNEIRO

**MARCAÇÃO E ATENUAÇÃO DE MÚLTIPLAS DE SUPERFÍCIE
LIVRE, PROCESSAMENTO E IMAGEAMENTO EM DADOS
SÍSMICOS MARINHOS**

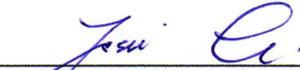
Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geofísica do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Pará, em cumprimento às exigências para obtenção do grau de mestre em Ciências na área de Geofísica.

Data de Aprovação: ____/____/____

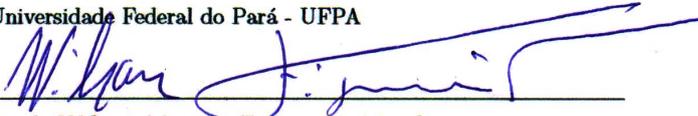
Banca Examinadora:



Prof. Lourenildo Willame Barbosa Leite - Orientador
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA



Prof. Jessé Carvalho Costa - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal do Pará - UFPA



Prof. Wilson Mouzer Figueiro - Membro
Doutor em Geofísica
Universidade Federal da Bahia - UFBA

Aos meus pais Almir José (in memorian) e Vitória Maria por todo incentivo.

AGRADECIMENTOS

Registro o meu agradecimento a todos que de alguma forma contribuíram para a conclusão deste trabalho, dentre os quais destaco:

- Prof. Dr. Lourenildo W. B. Leite por todo o conhecimento e experiência repassada ao longo destes anos de convivência e por todo o apoio para que este trabalho pudesse ser realizado.
- Prof. Dr. Jessé Carvalho Costa por todos os conselhos e sugestões para melhoria do trabalho.
- Prof. Dr. Wilson Mouzer Figueiró por fazer parte da Banca Examinadora.
- Prof. Dr. João Carlos Ribeiro Cruz por fazer parte do Comitê de Avaliação.
- Às secretárias do Curso de Pós-Graduação em Geofísica (UFPA) Benildes Lopes e Lucibela Soares sempre eficientes e disponíveis a oferecer a ajuda necessária quando preciso.
- À CNPq pelo financiamento de projetos e apoio financeiro durante os estudos.
- Aos colegas de trabalho Wildney Wallacy da Silva Vieira, Douglas Augusto Barbosa da Silva pelas ajudas e/ou convivência durante o período de Curso.
- À Ana Paula Burguem Baena pelo apoio, dedicação, companheirismo, amor e paciência durante os períodos nos quais estive ausente.
- Aos meus irmãos Flávia, Letícia, Jucilene, Vilany, Robson Luis e Antônio Jorge por estar sempre unidos.
- À minha mãe Vitória Maria, por sua força, determinação e coragem em todos os momentos de nossas vidas.

“A diferença entre a teoria e a prática é menor na teoria do que na prática”.
(Folclore)

RESUMO

O presente trabalho teve como objetivos a análise e atenuação de múltiplas de superfície livre, o processamento e o imageamento de dados sísmicos marinhos visando obter imagens migradas de utilidade à interpretação geológica voltada à exploração de petróleo. Foi dada uma atenção sistemática ao estudo de múltiplas de superfície livre do ponto de vista do filtro de predição baseado na teoria da comunicação com o objetivo de melhor aplicar o filtro WH de deconvolução preditiva, na etapa de processamento, posterior à correção NMO, embora outros métodos possam ser considerados mais competitivos. A identificação e a atenuação de reflexões múltiplas em dados sísmicos reais continua como um grande desafio no processamento de dados sísmicos, uma vez que elas são consideradas como ruído. No entanto, sendo este ruído classificado como coerente, várias técnicas foram desenvolvidas objetivando sua atenuação para evitar erros em cascata nas etapas posteriores como processamento, marcação de eventos, inversão tomográfica, imageamento, e finalmente na interpretação geológica das imagens obtidas. Outro aspecto do trabalho foi estabelecer um fluxograma de processamento-imageamento sendo a atenuação de múltiplas de superfície livre uma etapa central. Foram obtidas seções migradas em tempo e em profundidade onde se permite a interpretação que se deseja. O desenvolvimento deste trabalho foi realizado com os pacotes CWP/SU e MatLab.

Palavras Chaves: Método de reflexão sísmica. Marcação. Atenuação. Múltiplas de superfície livre. Processamento. Imageamento sísmico.

ABSTRACT

The present research aimed to the analysis and mitigation of multiple free surface, processing and imaging of marine seismic data to obtain useful images migrated to the geological interpretation focused on oil exploration. Attention has been paid to the systematic study of multiple unobstructed view of the prediction filter based on the theory of communication in order to better apply the filter deconvolution WH predictive, in processing stage subsequent to the NMO correction, although other methods may be considered as competitive. The identification and attenuation of multiple reflections in real seismic data remains a major challenge in seismic data processing, since they are considered as noise. However, this noise being classified as coherent, several techniques have been developed aiming at mitigation to avoid cascading errors in the later stages such as processing, scheduling events, tomographic inversion, imaging, and finally the geological interpretation of the images obtained. Another aspect in this study was to establish a flowchart of processing, imaging and attenuation of multiple free surface of a central step. Migrated sections were obtained in time and depth where it allows the interpretation. The development of this research was preformed with CWP/SU and MatLab packages.

Keywords: Seismic reflection method. Marking. Attenuation. Multiple free surface. Processing. Seismic imaging.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 2.1 Seções geológicas da bacia marinha mostrando algumas estruturas compressio- nais, como dobras e falhas, a quebra da plataforma continental, a zona de talude e o sopé continental e algumas formações geológicas.	22
Figura 3.1 Modelo 2D composto por N camadas com interfaces plano-horizontais e N in- terfaces refletoras, onde a i -ésima camada é caracterizada pela velocidade v_i , densidade ρ_i , espessura e_i e um tempo duplo $\Delta t_i = 2e_i/v_i$. A fonte e o receptor estão separados de uma distância x , e x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor.	25
Figura 3.2 Geometria da trajetória do raio para a determinação do fator de divergência esférica. θ_s é o ângulo de partida do feixe de raios contidos em $\delta\theta_s$	26
Figura 3.3 Modelo 2D composto por camadas com interfaces refletoras plano-inclinadas. Cada camada é caracterizada por uma velocidade v_i e uma densidade ρ_i . A fonte e o receptor estão separados de uma distância x ; x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor; x_0 é o ponto de partida e emergência da onda normal; e α e β são os ângulos de incidência vertical acima/abaixo da interface.	28
Figura 4.1 Ilustração de múltipla externa cujo período de repetição é considerado relativa- mente longo.	30
Figura 4.2 Ilustração de múltipla interna com transmissão externa de observação. ...	30
Figura 4.3 Ilustração de múltipla mista com trajetórias interna e externa.	31
Figura 4.4 Ilustração de múltiplas de período definido como curto.	31
Figura 4.5 Ilustração de múltiplas de período definido como longo.	31
Figura 4.6 Ilustração das primárias e múltiplas correspondentes definidas como Normais: M_1 (múltipla de ordem 1, trajetória AaA), M_2 (múltipla de ordem 2, trajetória $AbcbA$) e M_3 (múltipla de ordem 3, trajetória $AdefedA$). Mergulho da interface: α . Observação em afastamento-nulo. Estas múltiplas são apenas ascendentes e apresentam reverberação; isto é, repetição da trajetória.	32

Figura 4.7 Ilustração das primárias (P) e múltiplas correspondentes definidas como oblíquas: M_{O1} (múltipla oblíqua de ordem 1) e M_{O2} (múltipla oblíqua de ordem 2). Mergulho da interface: α . Observação em afastamento-nulo. Estas múltiplas são ascendentes e descendentes, e não apresentam reverberação; isto é, não têm repetição da trajetória.	32
Figura 4.8 Ilustração da plataforma continental marinha indicando superfícies de mergulho suaves e mergulho mais abrupto na região de talude, estando indicado a Quebra e o Sopé.	33
Figura 4.9 Seção afastamento-mínimo da linha 5519 Camamu.	35
Figura 4.10 Divisão em segmentos da plataforma da linha 5519 Camamu.	36
Figura 4.11 Seção afastamento-mínimo da linha 5519 Camamu. A curva azul corresponde a marcação da reflexão primária. A curva verde corresponde à marcação da múltipla de superfície livre referente à reflexão primária. A curva vermelha corresponde à marcação da múltipla de segunda ordem que tem início em 6s.	37
Figura 4.12 Meio de propagação da onda plana sem ruído.	39
Figura 4.13 Função Berlage sem ruído, representando o pulso fonte.	39
Figura 4.14 Sismograma sintético mostrando a reflexão primária e suas múltiplas correspondentes.	40
Figura 4.15 Autocorrelação do sismograma.	40
Figura 4.16 Autocorrelação do sismograma “janelada” em sua parte central.	41
Figura 4.17 Os autovalores da matriz Toeplitz montada com os pontos janelados da autocorrelação.	41
Figura 4.18 Coeficientes do filtro de deconvolução de múltiplas, sendo os valores significativos correspondentes aos primeiros 2 pontos seguidos de uma longa cauda não significativa.	42
Figura 4.19 Operador erro-de-predição.	42
Figura 4.20 Sismograma deconvolvido com uma boa atenuação das múltiplas.	43
Figura 5.1 Fluxograma de pré-processamento.	45
Figura 5.2 Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu.	46
Figura 5.3 Conteúdo espectral das 100 primeiras famílias CMP antes (à esquerda) e após (à direita) o processo de filtragem f com uma banda-passante trapezoidal de cantos 10-20-40-60	

Hz.	47
Figura 5.4 Espectro $f-k$ da seção FC, número 602, antes e após a aplicação do filtro $f-k$ banda-passante trapezoidal com inclinações (-0,00066; -0,00015; 0,00015; 0,00066) s/m.	48
Figura 5.5 Família CMP número 500 antes e após a correção de divergência esférica. Percebe-se uma sensível melhora nos eventos de reflexão na parte inferior da seção. Parâmetros: $v_{RMS}=1.500$ m/s e $t_{rms}=4.5$ s.	49
Figura 5.6 Fluxograma de Processamento.	49
Figura 5.7 CMP 450: mapa semblance (à esquerda); antes da correção NMO (meio) e após a correção NMO (à direita).	51
Figura 5.8 Modelo de velocidade em tempo suavizado obtido no SU. A cor azul escuro está relacionada as camadas com velocidades mais baixas (neste caso da camada d'água) e a cor vermelha escura as mais altas (neste caso das camadas sólidas mais profundas).	51
Figura 5.9 Seções afastamento NMO, CMP's 400 e 450 antes e após da aplicação da deconvolução preditiva. Observa-se a periodicidade constante da reflexão múltipla e a atenuação da mesma em torno de 4 s, mostrando o bom resultado obtido no experimento de deconvolução preditiva. Parâmetros: $minlag=2,07$ s e $maxlag=4,14$ s obtidos do experimento de marcação de múltiplas.	53
Figura 5.10 Seções afastamento NMO, CMP's 500 e 550 antes e após da aplicação da deconvolução preditiva. Observa-se a atenuação da múltipla em torno de 4 s, mostrando o resultado obtido no experimento de deconvolução preditiva. Parâmetros: $minlag=1,93$ s e $maxlag=3,86$ s.	54
Figura 5.11 Seção empilhada NMO em tempo da linha L5519 do Camamu realizada a partir de marcações manuais no mapa semblance, onde se observa que a maior parte da informação registrada corresponde a eventos rasos, e os eventos refletores possuem boa continuidade. Observa-se também a supressão da múltipla na parte inferior esquerda da seção em torno de 4 s, mostrando que o experimento de deconvolução preditiva gerou resultado satisfatório.	55
Figura 5.12 Mapa de distribuição de velocidades em profundidade da linha L5519 do Camamu obtido a partir da Figura 5.8 pela conversão das velocidades $v_{RMS}(t)$ para $v_{INT}(z)$	56
Figura 5.13 Seção migrada Kirchhoff pós empilhamento no tempo da linha L5519 do Camamu sobre a seção empilhada NMO da Figura 5.11, utilizando o modelo de velocidade RMS da Figura 5.8, onde se observa o colapso parcial das difrações e a recuperação de vários eventos refletores em grandes profundidades. Contudo, se observam arcos sobre os pontos difradores	

nas regiões mais profundas da seção.	57
Figura 5.14 Seção empilhada NMO (Figura 5.11) da linha L5519 do Camamu remapeada para profundidade utilizando o modelo de velocidade da Figura 5.12, através de uma interpolação linear e de uma extrapolação constante nos pontos marcados no mapa semblance para determinar as velocidades $v_{\text{INT}}(z)$ em intervalos temporais não especificados. Observar que a seção foi remapeada somente até a profundidade de 4612 m.	58
Figura 5.15 Seção migrada Kirchhoff na profundidade da linha L5519 do Camamu sobre a seção empilhada NMO (Figura 5.11) utilizando o modelo de velocidade da Figura 5.12, onde se observa a recuperação da subhorizontalização das estruturas, desenhada pela melhor continuidade dos eventos refletores, o colapso das difrações, a correção das falhas geológicas, a recuperação de vários eventos refletores em grandes profundidades e a ausência de arcos sobre os pontos difratores ('sorrisos'), existentes na migração da Figura 5.13. Devido a falta de informação na seção geológica a profundidade considerada foi de 3.380 m. O parâmetro de abertura lateral da migração usado foi de 300 m.	59
Figura A.1 Meio escalar (3D) com volume V_0 delimitado pela fronteira $S_0 = A_0 + A'$, com um ponto fonte em \vec{r}_0 , sua imagem em \vec{r}'_0 e um ponto de observação em \vec{r}	68
Figura A.2 Representação do modelo (2D) <i>refletor-em-explosão</i> . As fontes estão localizadas nas interfaces refletoras e são acionadas simultaneamente. O campo produzido se propaga de acordo com o Princípio de Huygens até a superfície de aquisição $z = 0$	69
Figura A.3 Modelo afastamento-nulo (esquerda) e modelo do <i>refletor-em-explosão</i> (direita). Na esquerda, o campo de onda parte da superfície no instante $t = 0$, reflete em D e retorna a superfície onde é registrado no tempo t . Na direita, se tem outra forma de representar o afastamento-nulo, onde o campo de onda parte de um ponto da subsuperfície no tempo $t = 0$ e é registrado na superfície no tempo $2t$. A velocidade do campo de onda no modelo afastamento-nulo (esquerda) é a metade da velocidade no modelo <i>refletor-em-explosão</i> (direita).	69
Figura A.4 Relação entre o dado de entrada $u(x, y, z = 0, t)$ e o de saída $u(x, y, z, t = 0)$ no mapeamento do campo de onda em (x, y, z, t) para $(x, y, z, t = \frac{z}{c})$	70
Figura A.5 Sistema de coordenadas do raio. Para uma fonte pontual S em 3D, as coordenadas do raio são dadas pelos ângulos γ_1 e γ_2 , e o argumento eiconal $\tau = \tau(x)$ que especifica uma posição de um ponto sobre o raio. Se usa também o comprimento do arco S em vez do eiconal $\tau = \tau(x)$ através do termo de velocidade.	72

Figura A.6 Sistema de coordenadas centradas no raio, o vetor \mathbf{e}_3 é o raio unitário tangente em S , os vetores \mathbf{e}_1 e \mathbf{e}_2 estão localizados em um plano perpendicular ao raio em S . As coordenadas atuais são dadas por $(q_1, q_2$ e $q_3)$ 72

Figura A.7 α_S e α_R são os ângulos de partida e de emergência dos dois ramos dos raios em S e R , respectivamente. β é o ângulo de mergulho do refletor e α_{M_R} é o ângulo de incidência do ramo do raio SM_R 74

Figura A.8 Seção sísmica ilustrada em perspectiva 3D, onde a parte superior da imagem mostra o domínio do tempo, e a parte inferior o domínio da profundidade com um único refletor. A superfície de medida é dada pelo plano $z = 0$. A seção sísmica é dado pelo volume de dados de todos os traços sísmicos dentro da abertura A e $t > 0$, ou seja, por todos os pontos $N(\vec{\xi}, t)$. O ponto N_R representa um evento real ao longo do traço sísmico. No domínio da profundidade os eixos horizontais são denotados por x, y e z . A seção migrada é dada pelo volume de dados de todos os pontos $M(\vec{r}, z)$ dentro da abertura do refletor E e $z > 0$. O ponto $M_R(x, y, z)$ ilustra um ponto de reflexão real. 75

Figura A.9 Ilustração do tempo de trânsito τ_R em 2D para a geometria afastamento-comum, onde estão desenhadas diversas superfícies de Huygens para os pontos M . A migração Kirchhoff na profundidade é realizada pelo empilhamento por somatório ao longo de cada superfície de Huygens, sendo o valor resultante colocado no correspondente ponto difrator M na profundidade. A tangência entre a superfície de reflexão e a de difração define o refletor. O refletor só pode ser imageado na zona alvo, que é a malha de pontos M 76

LISTA DE ABREVIATURAS

ABREVIATURA	INGLÊS	PORTUGUÊS
CO	Common-Offset	Afastamento-Comum
ZO	Zero-Offset	Afastamento-Nulo
CMP	Common-Mid-Point	Ponto-Médio-Comum
CS	Common-Source	Fonte-Comum
NMO	Normal-Moveout	Correção de Sobretempo Normal
CR	Common-Receiver	Receptor-Comum

LISTA DE SÍMBOLOS

SÍMBOLO LATINO	DESCRIÇÃO
e_n	Espessura da camada n
g_k	Traço sísmico observado (saída real)
h	Meio-afastamento fonte-sensor
h_k	Operador de predição
h_k^*	Operador erro-de-predição
$m(t)$	Função sinal-mensagem
$n(t)$	Ruído
p	Parâmetro horizontal do raio
$s(t)$	Traço sísmico
t_0	Tempo-duplo na configuração afastamento-nulo
T	Periodicidade da múltipla
T_n	Tempo de incidência oblíqua da múltipla
v_a	Velocidade aparente da múltipla
v_n	Velocidade da onda na camada n
v_{RMS}	Velocidade média-quadrática
v_{NMO}	Velocidade de correção NMO
$w(t)$	Pulso fonte
x_g	Coordenada horizontal do geofone
x_m	Ponto médio do afastamento fonte-receptor
x_s	Coordenada horizontal da fonte
y	Saída do filtro
z	Coordenada vertical, positiva para baixo
z_k	Saída desejada

SÍMBOLO GREGO	DESCRIÇÃO
α	Ângulo de incidência por cima
β	Ângulo de incidência por baixo
λ	Comprimento de onda
∂	Diferencial parcial
ρ_n	Densidade do meio n
ω	Frequência angular
δ	Delta de Dirac
ϕ_{nn}	Autocorrelação da componente ruído
Φ_{nn}	Expressão espectral da componente ruído
ϕ_{gg}	Função autocorrelação da componente observada
ϕ_{zg}	Função correlação cruzada entre as componentes desejada e observada
Σ	Somatória
Π	Produtória

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	19
2	GEOLOGIA E PARÂMETROS DO LEVANTAMENTO	21
3	MODELO CINEMÁTICO	23
4	MÚLTIPLAS	29
4.1	MODELAGEM DE MÚLTIPLAS EXTERNAS	33
4.2	DETECÇÃO E ATENUAÇÃO	39
5	PROCESSAMENTO DE DADO REAL MARINHO	44
5.1	PRIMEIRA ETAPA	45
5.1.1	Filtragem	47
5.1.2	Correção de Amplitude	48
5.2	SEGUNDA ETAPA	49
5.2.1	Análise de Velocidade e Correção NMO	50
5.2.2	Deconvolução Preditiva	52
5.2.3	Empilhamento	54
5.2.4	Migração Kirchhoff	56
6	CONCLUSÕES	60
	REFERÊNCIAS	62
	APÊNDICE A - MIGRAÇÃO KIRCHHOFF	67
	APÊNDICE B - FILTRO ÓTIMO	78
	APÊNDICE C - HARDWARE E SOFTWARE	81

1 INTRODUÇÃO

O método sísmico de reflexão é um dos mais usados na exploração e pesquisa voltadas ao petróleo, e se baseia na propagação de ondas elásticas para obter imagens de subsuperfície para estimar possíveis alvos econômicos. Com o desenvolvimento de tecnologias de aquisição e processamento de dados sísmicos (softwares e hardwares), métodos de imageamento baseados em técnicas antigas e modernas são aplicadas para alcançar resultados de qualidade de imagens sísmicas. Dentro deste contexto, um dos principais desafios que afeta diretamente a qualidade das imagens são as reflexões múltiplas, que são ondas com mais de um ponto de reflexão entre a trajetória fonte-receptor. Como exemplo, tem-se as reverberações (ou ecos) em subsuperfície que são dissipadas no meio por espalhamento e por absorção. Estas informações podem se sobrepor à outras de interesse, que são as primárias, e desta forma, mascarar estruturas geológicas, tornando complexa a visualização da seção sísmica. As múltiplas não podem ser totalmente removidas dos dados, mas podem ser atenuadas. Existem muitos métodos utilizados para atenuação de múltiplas, e neste trabalho é dada atenção ao método Wiener-Hopf.

Como um dos objetivos centrais deste trabalho, procurou-se mostrar as condições de aplicação do filtro Wiener-Hopf em modelos sintéticos, e sua extensão a um caso real de dados marinhos. Para isto, foram concentrados esforços na teoria do filtro ótimo em relação a seus parâmetros de aplicação, e nas famílias CMP corrigidas do NMO onde a periodicidade deve ser constante. Isto é relevante, uma vez que os dados marinhos sofrem com a presença da múltipla de superfície livre, e com a geometria da topografia do fundo oceânico da plataforma continental (que no presente caso vai de próximo à margem até quase ao sopé). Neste sentido, o presente trabalho destaca os seguintes assuntos:

- Desenvolvimento de programas escritos em MatLab para marcar múltiplas de superfície livre baseadas no modelo de uma camada sobre um semi-espaco com a interface inclinada com as características da plataforma-talude continental marinha e para avaliar o filtro Wiener-Hopf de deconvolução preditiva com aplicação sistemática aos dados observados usando as técnicas do *SU*.
- Atenuação de múltiplas de superfície livre do dado real Camamu (linha 5519) com o método WH a partir do uso dos parâmetros necessários, que são determinados no

experimento de marcação de múltiplas de superfície livre descrito no capítulo 3;

- Avaliar as limitações do filtro Wiener-Hopf de deconvolução preditiva na atenuação de múltiplas de superfície livre no caso do dado real Camamu;
- Processamento de dado real Camamu (linha 5519);
- Imageamento de dado real através da migração Kirchhoff no tempo e profundidade.

2 GEOLOGIA E PARÂMETROS DO LEVANTAMENTO

Neste capítulo são apresentados aspectos geológicos e parâmetros de levantamento da Linha 5519 da bacia de Camamu, com a finalidade de estabelecer características importantes para o processamento e imageamento dos dados. Sendo assim, múltiplas externas (entre os contatos ar-água fundo oceânico) são alvos prioritários nestes tipos de dados marinhos.

As bacias de Camamu e Almada, situam-se na porção sul do litoral do Estado da Bahia. A bacia de Camamu possui 30.800 m de extensão medida na direção do talude, abrangendo parte da planície costeira, limita-se ao norte com as bacias de Jacuípe e Recôncavo, através das zonas de transferências de Itapoã e Barra, respectivamente. O seu limite sul com a bacia de Almada ocorre próximo ao alto de Itacaré. A bacia de Almada, por sua vez, limita-se ao sul com a bacia de Jequitinhonha, através do Alto de Olivença. Estas bacias totalizam uma área de 22.900 km^2 até o limite da cota batimétrica de 3.000 m, sendo 16.500 km^2 pertencentes à bacia de Camamu e 6.400 km^2 à bacia de Almada. Até a Segunda Rodada de Licitações haviam sido descobertas 4 acumulações de óleo e gás na bacia de Camamu. Estas descobertas estão representadas por dois pequenos campos terrestres: Morro do Barro (gás) e Jiribatuba (óleo), e duas acumulações marítimas: 1-BAS-64 (óleo) e 1-BAS-97 (gás). BACIA MARINHA CAMAMU-ALMADA-4 (BM-CAL-4) da Petroleum Geo-Services (PGS).

Os parâmetros da aquisição sísmica são descritos na Tabela 2.1.

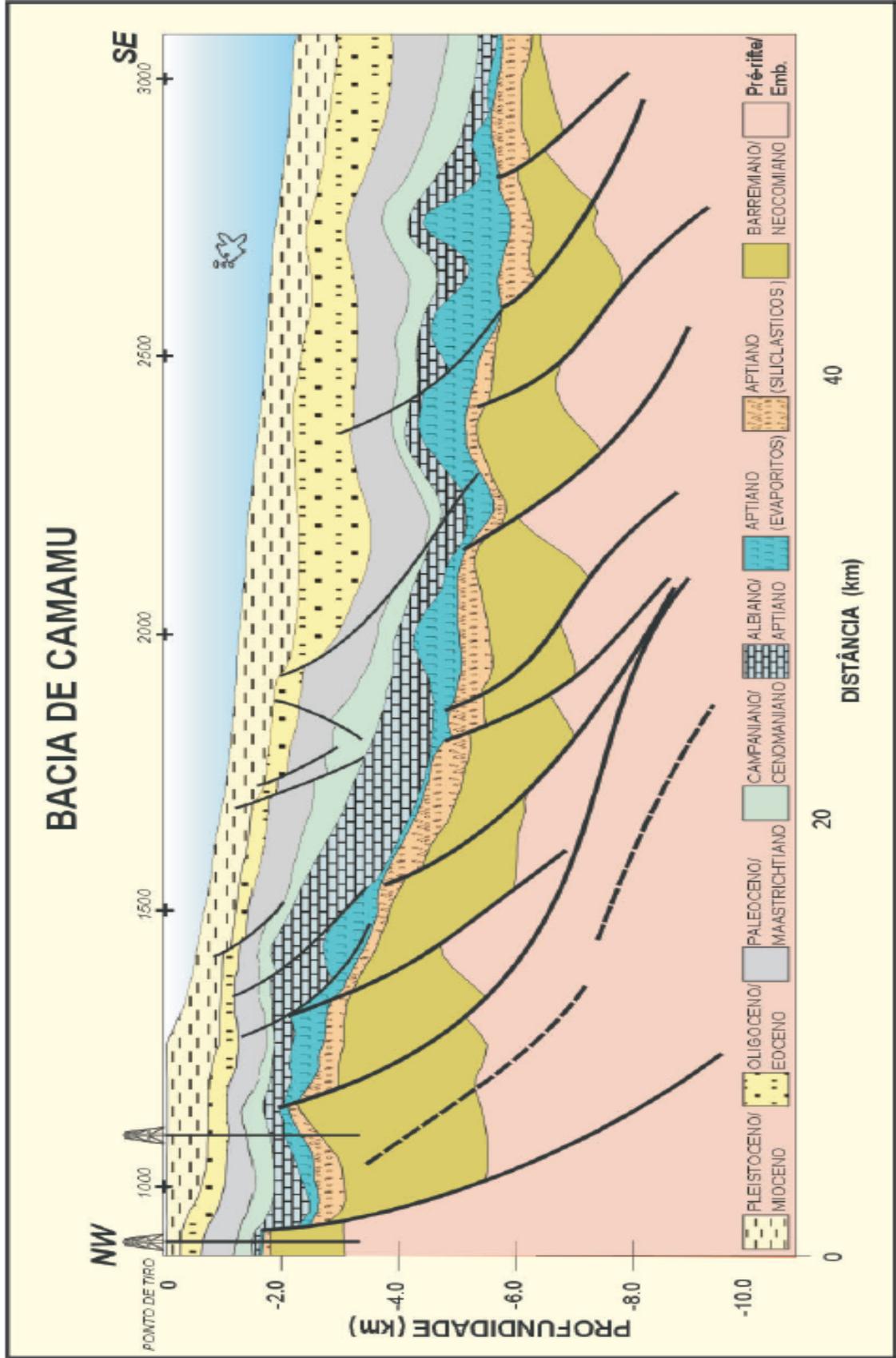
Tabela 2.1: Parâmetros da aquisição do dado marinho.

Geometria de Tiros e Receptores	
Comprimento do cabo	3.200 m
Profundidade do cabo	10 m-11 m
Profundidade da fonte	8 m
Número de tiros	1.098
Intervalo espacial de tiros	26,67 m
Número de receptores	240
Intervalo espacial entre receptores	13,33 m

Geometria CMP	
Número de CMP	4.628
Intervalo entre CMP	6,67 m
Máxima cobertura	60
Lanço de geofones	300 a 3.488 m

Parâmetros de Gravação	
Tempo de gravação	4,5 s
Intervalo de amostragem	4 ms

Figura 2.1: Seções geológicas da bacia marinha mostrando algumas estruturas compressionais, como dobras e falhas, a quebra da plataforma continental, a zona de talude e o sopé continental e algumas formações geológicas.



Fonte: CPRM, 2011.

3 MODELO CINEMÁTICO

Neste capítulo é descrito o conteúdo da seção sísmica em termos da convolução em cascata fonte-meio-receptor. Depois, prosseguiu-se com a descrição dos arranjos usados para a simulação do levantamento e do processamento, e a evolução do modelo direto para o cálculo do tempo de trânsito impulsivo (onde a forma emergente do pulso não participa).

Nos experimentos sísmicos, considera-se as fontes e receptores ao longo da linha que coincide com o eixo x do sistema de coordenadas cartesianas. O levantamento é simulado como sendo realizado na configuração fonte-comum, e em seguida os dados re-arrumados para outras configurações desejadas, tais como: afastamento-comum (CO), ponto-médio-comum (CMP) ou receptor-comum (CR).

O modelo convolucional simples para simular traços sísmicos, s , dependente do parâmetro horizontal do raio p , e pode ser expresso por:

$$s(k) = m(k) + n(k) = w(k) * R(k) + n(k), \quad (3.1)$$

onde $m(k)$ é a função sinal-mensagem, $w(k)$ representa o pulso-fonte efetivo, $R(k)$ é a função refletividade e $n(k)$ é o ruído aditivo não representado em $R(k)$ e em $w(k)$ (ROBINSON, 1984), mais detalhes no apêndice B.

Para complementar a descrição, o pulso-fonte efetivo, $w(k)$, pode ser descrito por várias componentes ao longo da sua trajetória na forma

$$w(k) = w_O(k) * w_F(k) * w_A(k) * w_I(k) * w_E(k). \quad (3.2)$$

Nesta equação estão representados os efeitos do pulso-fonte original $w_O(k)$ (assinatura da fonte), de múltiplas (fantasmas, não previstas na refletividade) $w_F(k)$, de atenuação inelástica $w_A(k)$, de instrumento de registro $w_I(k)$, e de divergência esférica $w_E(k)$. As componentes tempo-variantes são $w_O(k)$, $w_F(k)$ e $w_I(k)$, e as componentes tempo-invariantes são $w_A(k)$ e $w_E(k)$. As componentes $w_F(k)$, $w_A(k)$ e $w_E(k)$ são consideradas fisicamente de fase mínima, e as componentes $w_O(k)$ e $w_I(k)$ não são necessariamente de fase-mínima. Todas estas componentes podem ser analisadas individualmente como filtros específicos. Para os métodos de deconvolução que se baseiam nos princípios de fase-mínima e de tempo-invariante, as componentes consideradas como fontes potenciais de distorção de fase são, portanto, $w_A(k)$, $w_E(k)$,

$w_O(k)$ e $w_I(k)$. Todas estas componentes do pulso podem ser teoricamente submetidas a seus correspondentes operadores inversos $[w_A^{-1}(k), w_F^{-1}(k), w_I^{-1}(k)$ e $w_E^{-1}(k)]$.

O ruído pode ser descrito por uma componente ambiental [com uma parte aleatória, $n_{aa}(k)$, e uma parte coerente, $n_{ac}(k)$], e por uma componente relacionada à fonte sísmica [com uma parte aleatória, $n_{fa}(k)$, e uma parte coerente, $n_{fc}(k)$] que são submetidas à convolução com pulsos filtrantes na forma:

$$n(k) = p_{VA}(k) * [n_{aa}(k) + n_{ac}(k)] + p_{VF}(k) * [n_{fa}(k) + n_{fc}(k)]. \quad (3.3)$$

A componente filtrante mais efetiva em $p_{VA}(k)$ e $p_{VF}(k)$ é o instrumento (sensor).

Para descrever a componente ruído, um dos conceitos mais comum é o de ruído branco definido através da autocorrelação na forma:

$$\phi_{nn}(t, \tau) = E \{n(t), n(\tau)\} = \sigma_n^2 \delta(t - \tau), \quad (3.4)$$

e que reúne conceitos estocásticos e determinísticos através de $n(t)$. A expressão espectral correspondente é dada por:

$$\Phi_{nn}(f) = \sigma_n^2. \quad (3.5)$$

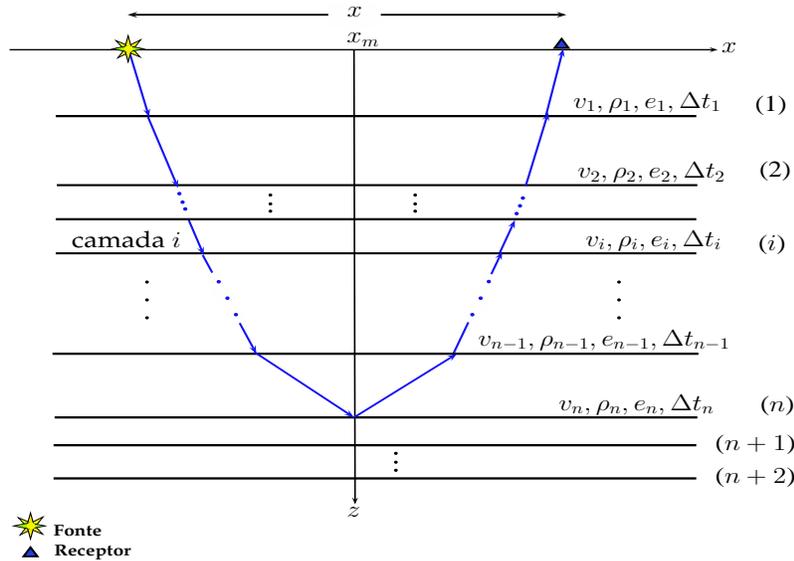
O modelo natural para representar a subsuperfície de uma bacia sedimentar é o 3D complexo, mas de forma fisicamente realizável, o modelo é formado por camadas homogêneas, isotrópicas, cuja evolução é marcada pela atitude geológica das interfaces. O mais simples é o de interfaces plano-horizontais (importante no empilhamento NMO e em várias formas de migração), seguido do modelo com interfaces plano-inclinadas (importante na migração parcial), e finalmente o mais complexo e mais real, formado por interfaces curvas.

O modelo formado por camadas homogêneas, isotrópicas, separadas por interfaces plano-horizontais. A fonte é considerada pontual e serve para marcar a origem do sistema de coordenadas. Para o caso de afastamento-nulo, o espalhamento da energia obedece uma descrição dependente do tempo de trânsito a cada interface da base da camada, $[t_n(x = 0)]$. Neste caso, o tempo de trânsito $[t_n(x = 0)]$ e o raio de curvatura da frente de onda são expressos, respectivamente por:

$$t_n(x = 0) = 2 \sum_{i=1}^n \frac{e_i}{v_i}, \quad R_0(x = 0) = \frac{1}{v_0} \sum_{i=1}^n t_i v_i^2, \quad (3.6)$$

onde v_n é a velocidade e e_n a espessura relativa à camada n (ver Figura 3.1).

Figura 3.1: Modelo 2D composto por N camadas com interfaces plano-horizontais e N interfaces refletoras, onde a i -ésima camada é caracterizada pela velocidade v_i , densidade ρ_i , espessura e_i e um tempo duplo $\Delta t_i = 2e_i/v_i$. A fonte e o receptor estão separados de uma distância x , e x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor.



Fonte: Adaptada de (HUBRAL; KREY, 1980).

O cálculo do afastamento fonte-sensor, $x(p)$, e o tempo-duplo, $t(x)$, são propriamente expressos em termos do parâmetro horizontal do raio (p) nas formas:

$$x(p) = 2p \sum_{i=1}^n \frac{v_i^2 \Delta t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad t(p) = 2 \sum_{i=1}^n \frac{\Delta t_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}}, \quad (3.7)$$

onde $p = \text{sen} \alpha_0 / v_0$, (α_0 é o ângulo de partida $\alpha \leq |\pi/2|$) e $\Delta t_i = 2e_i/v_i$ é o tempo-simples de percurso vertical na camada.

A divergência esférica é um conceito básico relacionado às medidas práticas de atenuação de amplitude versus distância, também denominado de espalhamento geométrico, e está sempre presente nos conceitos baseados na teoria do raio.

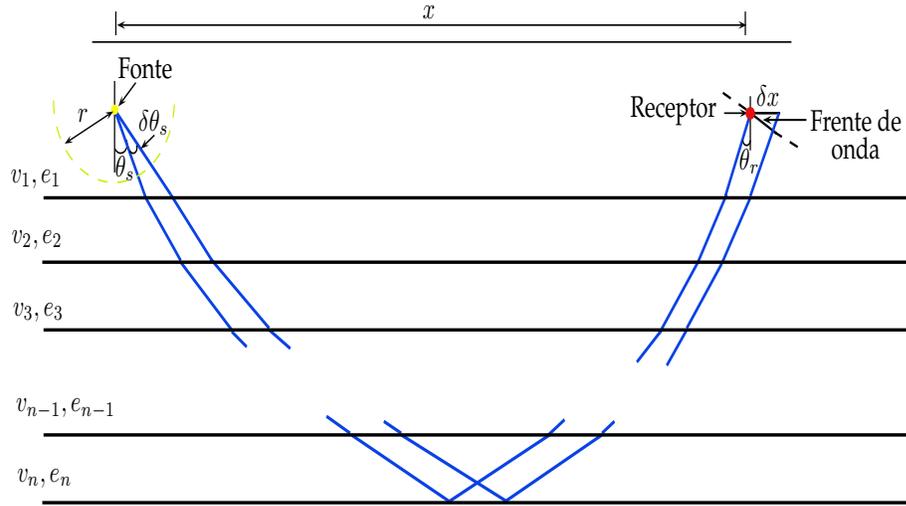
No modelo formado por uma sequência de camadas plano-horizontais, as curvas de atenuação versus afastamento resultantes para o presente modelo são aplicadas aos sismogramas sintéticos calculados pelo método da refletividade.

Na combinação $x(p)$ e $t(p)$, o fator de divergência esférica, mostrado na Figura 3.2, é

dado por (NEWMAN, 1973):

$$R_0(x) = \frac{\sqrt{1 - p^2 v_0^2}}{p v_0} \left[x^2 + 2x \sum_{i=1}^n e_i \left(\frac{p v_i}{\sqrt{1 - p^2 v_i^2}} \right)^3 \right]^{1/2}. \quad (3.8)$$

Figura 3.2: Geometria da trajetória do raio para a determinação do fator de divergência esférica. θ_s é o ângulo de partida do feixe de raios contidos em $\delta\theta_s$.



Fonte: Adaptada de (GUTENBERG, 1936).

O tempo de trânsito impulsivo (não emergente) de uma onda emitida pela fonte na posição x_s e captada pelo receptor na posição x_g é dado para este modelo pela lei hiperbólica:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{RMS}^2}, \quad (3.9)$$

onde x é a distância fonte-receptor e v_{RMS} é a velocidade média-quadrática dada pela equação (TANER; KOEHLER, 1969):

$$v_{RMS}^2 = \frac{v_1 R_0}{t_0} = \frac{1}{t_0} \sum_{i=1}^n v_i^2 \Delta t_i, \quad (3.10)$$

onde v_1 é a velocidade na primeira camada, t_0 é o tempo-duplo na configuração afastamento-nulo e Δt_i é o tempo-duplo vertical na i -ésima camada (HUBRAL; KREY, 1980).

Este modelo encontra grande aplicação na correção e empilhamento convencional NMO, onde está incluído a análise de velocidade via semblance (NEIDELL; TANER, 1971). No

entanto, devido a forma geométrica das camadas este modelo apresenta restrições de uso em situações de geologia complexa caracterizada por variação horizontal de velocidade. Este modelo e suas aplicações estão descritas através da literatura, entre as quais se pode citar (IKELLE; AMUNDSEN, 2005) e (YILMAZ, 1994).

O espalhamento por transmissão-reflexão num meio plano-estratificado é outro conceito importante deste modelo para interpretação de dados observados, além da parte cinemática pura, é no cálculo de amplitudes como apresentado por (AKI; RICHARDS, 1980) e (SANDMEIER, 1990) com o método da refletividade; e além disso, se pode citar (ROBINSON, 2000) voltado à propagação em camadas finas. Isto quer dizer que a interpretação de seções sísmicas necessita de justificativas baseadas em modelos sintéticos. Com esta finalidade, considerando a propagação de ondas planas ao longo do raio traçado na Figura 3.1, o cálculo dos coeficientes de reflexão (R_n) e transmissão (T_n) no caso de incidência oblíqua são dados por (BARTOLO, 2011):

$$R_n = \frac{Z_{n+1}\cos\theta_n^I - Z_n\cos\theta_{n+1}^T}{Z_{n+1}\cos\theta_n^I + Z_n\cos\theta_{n+1}^T} = \frac{1 - \alpha_n\beta_n\gamma_n}{1 + \alpha_n\beta_n\gamma_n}, \quad (3.11)$$

e

$$T_n = \frac{2Z_{n+1}\cos\theta_n^I}{Z_{n+1}\cos\theta_n^I + Z_n\cos\theta_{n+1}^T} = \frac{2}{1 + \alpha_n\beta_n\gamma_n}, \quad (3.12)$$

onde

$$Z_n = \rho_n v_n, \quad \alpha_n = \frac{\rho_n}{\rho_{n+1}}, \quad \beta_n = \frac{v_n}{v_{n+1}} \quad \text{e} \quad \gamma_n = \frac{\cos\theta_{n+1}^T}{\cos\theta_n^I}, \quad (3.13)$$

sendo θ_n^I e θ_{n+1}^T , são respectivamente, os ângulos de incidência e transmissão, relacionados pela lei de Snell na forma,

$$\theta_{n+1}^T = \arcsen\left(\frac{\text{sen}\theta_n^I}{\beta_n}\right). \quad (3.14)$$

Outro modelo importante é o formado por interfaces inclinadas, e se inicia com uma camada com interface uniformemente inclinada. O empilhamento ao ZO na geometria CMP obedece à lei hiperbólica escrita como:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{4x^2\cos^2\alpha}{v^2}. \quad (3.15)$$

O caso se torna mais geral para mergulhos arbitrários, ainda com camadas homogêneas e isotrópicas, e as equações aplicáveis para o modelo direto 2D, válidas para pequenos afas-

tamentos, e baseadas nos atributos da frente de onda, são:

$$t(x) = t_0 + \frac{\text{sen}\alpha_0}{v_1}x + \frac{\cos^2\alpha_0}{2v_1R_0}x^2 + \dots \quad (\text{aproximação parabólica}). \quad (3.16)$$

$$t^2(x) = \left\{ t_0 + \frac{\text{sen}\alpha_0}{v_1}x \right\}^2 + \frac{t_0\cos^2\alpha_0}{v_1R_0}x^2 + \dots \quad (\text{aproximação hiperbólica}). \quad (3.17)$$

O raio de curvatura da frente de onda na superfície de observação é dado por (HUBRAL; KREY, 1980):

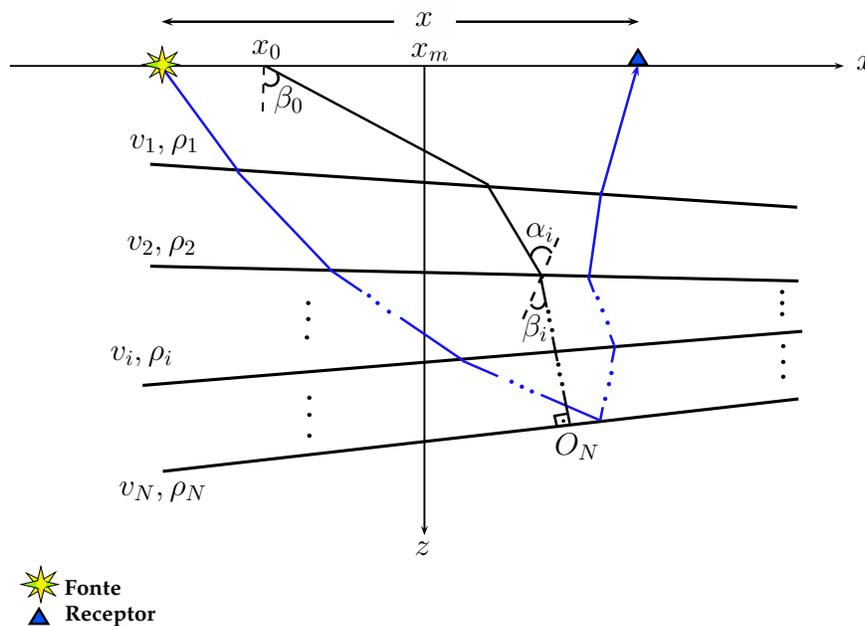
$$R_0 = \frac{2}{v_1} \sum_{i=1}^n v_n^2 \Delta t_n \prod_{j=1}^{n-1} \frac{\cos^2\alpha_j}{\cos^2\beta_j}. \quad (3.18)$$

O empilhamento hiperbólico ao ZO é dado por:

$$t^2(x) = t_0^2 + \frac{x^2}{v_{NMO}^2}, \quad v_{NMO}^2 = \frac{2v_1R_0}{t_0\cos^2\beta_0}, \quad (3.19)$$

sendo v_{NMO} a velocidade teórica da correção de sobre-tempo.

Figura 3.3: Modelo 2D composto por camadas com interfaces refletoras plano-inclinadas. Cada camada é caracterizada por uma velocidade v_i e uma densidade ρ_i . A fonte e o receptor estão separados de uma distância x ; x_m representa o ponto-médio entre a fonte e o receptor; x_0 é o ponto de partida e emergência da onda normal; e α e β são os ângulos de incidência vertical acima/abaixo da interface.



Fonte: Adaptada de (HUBRAL; KREY, 1980).

4 MÚTIPLAS

O estudo e organização sobre o problema de múltiplas e as formas de solução são desafios ainda atuais na sísmica (ROBINSON, 1984). As múltiplas são consideradas como ruído (classificado como ruído coerente), e o que se deseja é a sua atenuação.

Pode-se organizar o estudo de múltiplas com os seguintes tópicos.

- Teoria: descrição e predição;
- Prática: detecção e filtros de atenuação.

Este assunto foi um dos primeiros atacados no processamento sísmico com a chegada dos computadores, e ainda é considerado atual. Para modelagem e análise de múltiplas, se faz necessário descrever os conceitos a seguir.

- tipo de fonte: plana, cilíndrica, esférica.
- tipo de meio: plano, inclinado, curvo (2D, 2,5D, 3D).
- tipo de sensor: vertical, horizontal.
- tipo de ruído: coerente, da fonte, do sensor, etc.
- conteúdo espectral.

O cálculo dos coeficientes de reflexão são para o caso de ondas planas com incidência vertical ou inclinada com relação às interfaces.

No presente trabalho, um experimento fundamental foi desenhar um *FLO*¹ (descrito no apêndice B) para verificar as condições necessárias para aplicação a partir de dados sintéticos controlados, assim como em dados reais e no caso marinho. É notório a presença de múltiplas da superfície livre em dados marinhos voltados ao petróleo, bem como à Oceanografia.

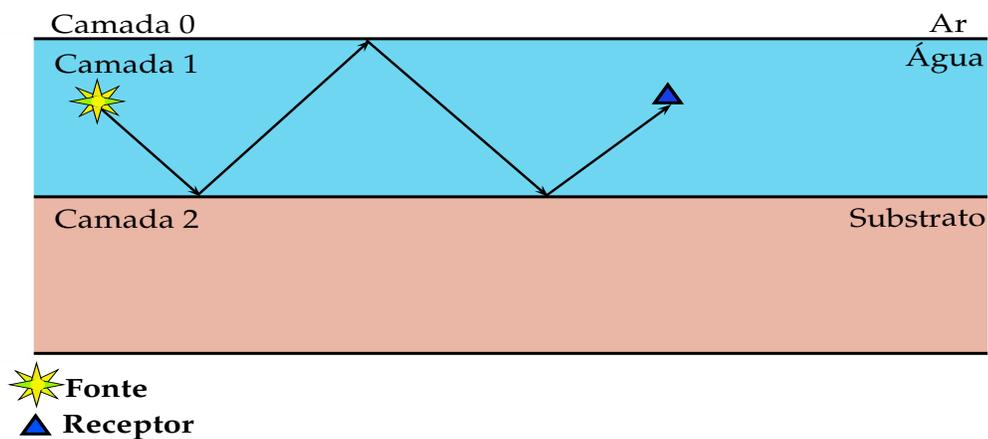
As múltiplas de reflexão podem ser classificadas de várias formas visando trabalhos práticos, e são reconhecidas numa seção sísmica pelo tempo e forma determinados pela atitude geológica do refletor (SHERIFF, 1975). Sendo assim, tem-se resumidamente as seguintes situações.

¹Filtro Linear Ótimo.

Quanto à trajetória.

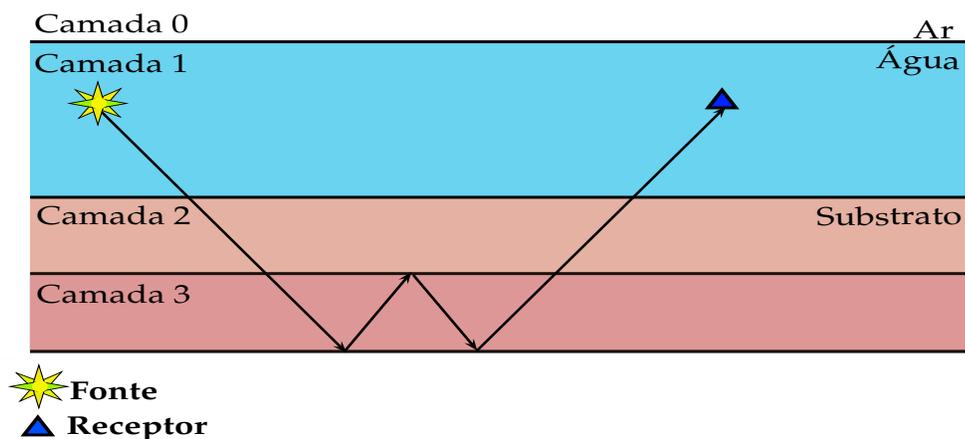
(a) Externa: trajetória definida entre uma interface interna e o ar-livre. Exemplos são manto de intemperismo e o ar-livre, e base da camada d'água e o ar-livre; ver Figura 4.1.

Figura 4.1: Ilustração de múltipla externa cujo período de repetição é considerado relativamente longo.



(b) Interna: trajetória definida entre interfaces internas do modelo; ver Figura 4.2.

Figura 4.2: Ilustração de múltipla interna com transmissão externa de observação.



(c) Mista: trajetória com partes externa e interna; ver Figura 4.3.

Quanto à periodicidade relativa.

(a) Período curto; ver Figura 4.4.

(b) Período longo; ver Figura 4.5.

Figura 4.3: Ilustração de múltipla mista com trajetórias interna e externa.

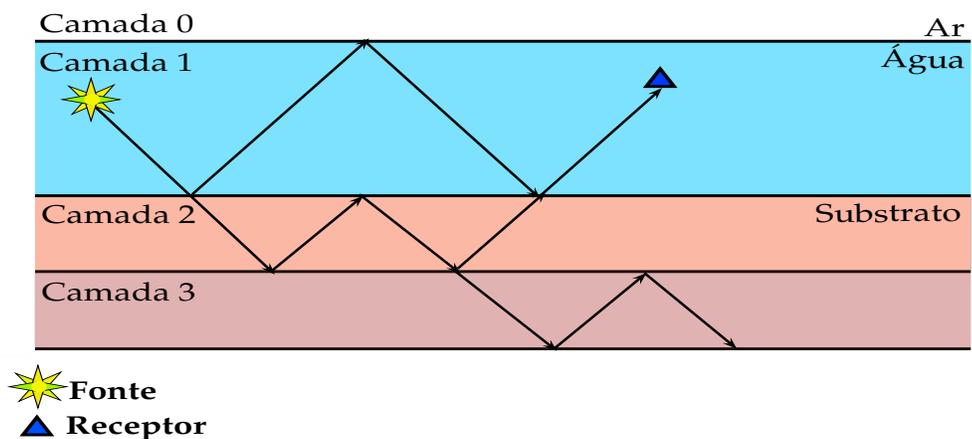


Figura 4.4: Ilustração de múltiplas de período definido como curto.

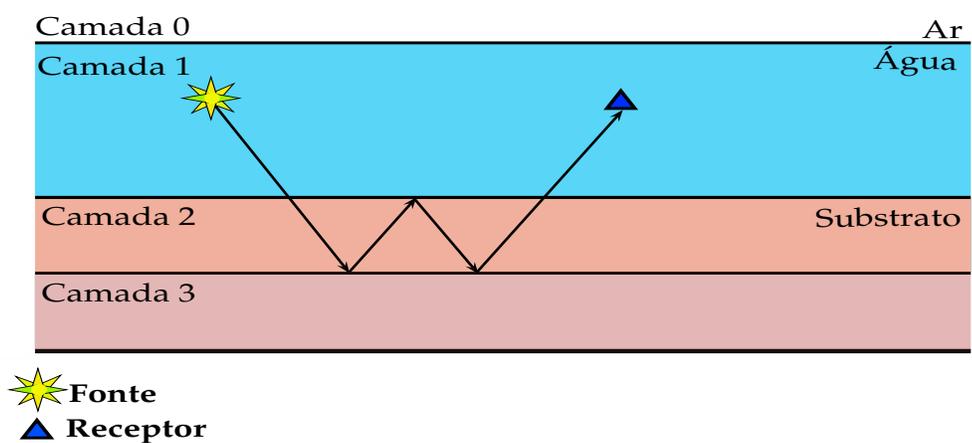
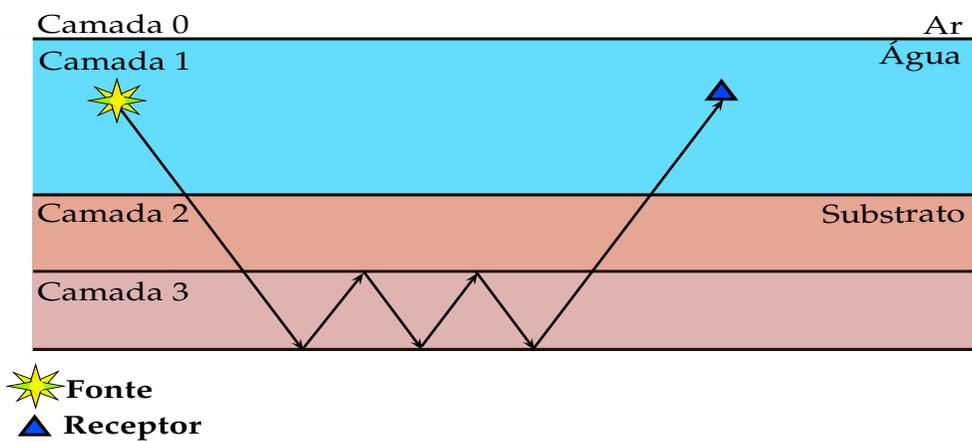


Figura 4.5: Ilustração de múltiplas de período definido como longo.



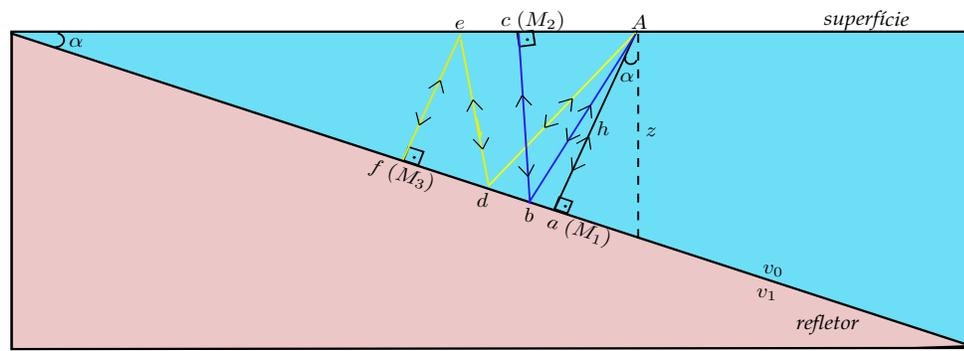
Quanto à ordem da reverberação.

Se de primeira, de segunda, ou de terceira ordem, etc; ver Figura 4.6.

Quanto à inclinação do refletor.

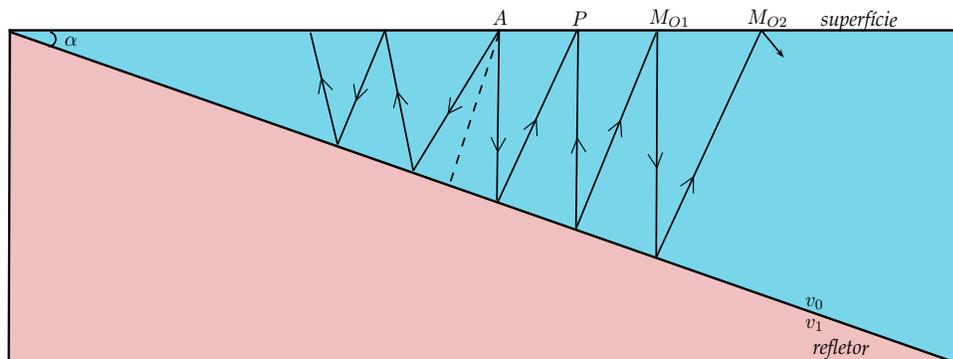
(a) Normal. Ver Figura 4.6;

Figura 4.6: Ilustração das primárias e múltiplas correspondentes definidas como Normais: M_1 (múltipla de ordem 1, trajetória AaA), M_2 (múltipla de ordem 2, trajetória $AbcbA$) e M_3 (múltipla de ordem 3, trajetória $AdefedA$). Mergulho da interface: α . Observação em afastamento-nulo. Estas múltiplas são apenas ascendentes e apresentam reverberação; isto é, repetição da trajetória.



(b) Oblíqua. Ver Figura 4.7.

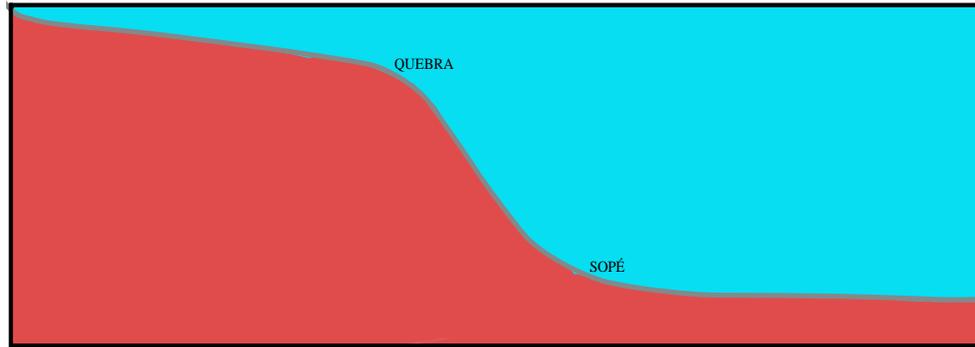
Figura 4.7: Ilustração das primárias (P) e múltiplas correspondentes definidas como oblíquas: M_{O1} (múltipla oblíqua de ordem 1) e M_{O2} (múltipla oblíqua de ordem 2). Mergulho da interface: α . Observação em afastamento-nulo. Estas múltiplas são ascendentes e descendentes, e não apresentam reverberação; isto é, não têm repetição da trajetória.



4.1 MODELAGEM DE MÚTIPLAS EXTERNAS

O caso da plataforma continental caracterizada por uma camada d'água pode ser dividida em três zonas: plataforma (com inclinação muito suave); talude (com inclinação suave); e abissal (com inclinação muito suave) (ver Figura 4.8)

Figura 4.8: Ilustração da plataforma continental marinha indicando superfícies de mergulho suaves e mergulho mais abrupto na região de talude, estando indicado a Quebra e o Sopé.



Em todos estes casos, um modelo geral representativo pode ser formado por uma camada limitada acima por um refletor horizontal (ar/água), e abaixo por um refletor inclinado (ângulo de mergulho α em relação à superfície)(ver Figura 4.6).

Múltiplas Normais

Para a fonte localizada no ponto $x = A$ e a reverberação no ponto a sobre o refletor se tem a múltipla ascendente (para a esquerda, tipo normal), sendo a mais simples (ver Figura 4.6) e em afastamento-nulo, com a equação do tempo para a trajetória AaA dada por:

$$t_{0,n=0}(x = 0; \alpha, h) = \frac{2h}{v_0} = \frac{2z\cos\alpha}{v_0}. \quad (4.1)$$

Para a primeira reverberação ascendente, o operador é dado simplesmente pelo dobro de t_0 , $t_{R1} = 2t_0$, para a segunda múltipla $t_{R2} = 4t_0$ e $t_{Rk} = 2kt_0$ na condição $x = 0$, na forma:

$$t_{M1,n=0}(x = 0; k, \alpha) = (2k)\frac{h}{v_0} = (2k)\frac{z\cos\alpha}{v_0}; \quad (k=\text{ordem da reverberação; } 1, 2, 3, \dots). \quad (4.2)$$

A múltipla com reverberação na trajetória Abc , normal à superfície externa, afastamento-nulo, é dada por:

$$t_{2,n=2}(x = 0; \alpha) = \frac{2h}{v_0\sin\alpha}(3 - 4\sin^2\alpha). \quad (4.3)$$

O operador para a reverberação correspondente é dado por valores múltiplos do tempo dado pela equação (4.3) na forma:

$$t_{2,n=2}(x = 0; \alpha) = 2 \frac{h}{v_0 \text{sen} \alpha} (3 - 4 \text{sen}^2 \alpha). \quad (4.4)$$

Estendendo este conceito para o caso geral para trajetória com reverberações múltiplas e normal à superfície externa, se tem que:

$$t_n(x = 0; \alpha) = 2 \frac{h}{v_0 \text{sen} \alpha} \text{sen}(n + 1)\alpha. \quad (n = 0, 1, 2, \dots) \quad (4.5)$$

O operador correspondente para a reverberação é dado por valores múltiplos do tempo na Eq. (4.5), sendo:

$$t_n(x = 0; k, \alpha) = (2k) \frac{h}{v_0 \text{sen} \alpha} \text{sen}(n + 1)\alpha. \quad (4.6)$$

Múltiplas Oblíquas

No caso de incidência oblíqua, a múltipla não apresenta reverberação, isto é, ela não se repete entre os dois pontos fonte-reflexão, mas se repete entre as superfícies que a contém (ver Figura 4.7). Sendo x a distância fonte-receptor, a equação do tempo de trânsito é dada por:

$$t_n(x; \alpha, h) = \frac{1}{v_0} \sqrt{x^2 + \frac{4h}{\text{sen} \alpha} \left(\frac{h}{\text{sen} \alpha} + x \right) \text{sen}^2(n + 1)\alpha}. \quad (4.7)$$

O objetivo desta seção é realizar um experimento que identifique a múltipla de superfície livre a partir da informação a priori da reflexão primária correspondente. Para isto, utilizou-se a idéia descrita acima e representada na Figura 4.6 e no caso da plataforma do Camamu, esta foi dividida em oito segmentos, conforme as Figuras 4.9 e 4.10. Determinados os segmentos, os ângulos de inclinação são calculados através das coordenadas horizontais e verticais. O número de CMP's em cada segmento é obtido como se mostra na Figura 4.10.

Figura 4.9: Seção afastamento-mínimo da linha 5519 Camamu.

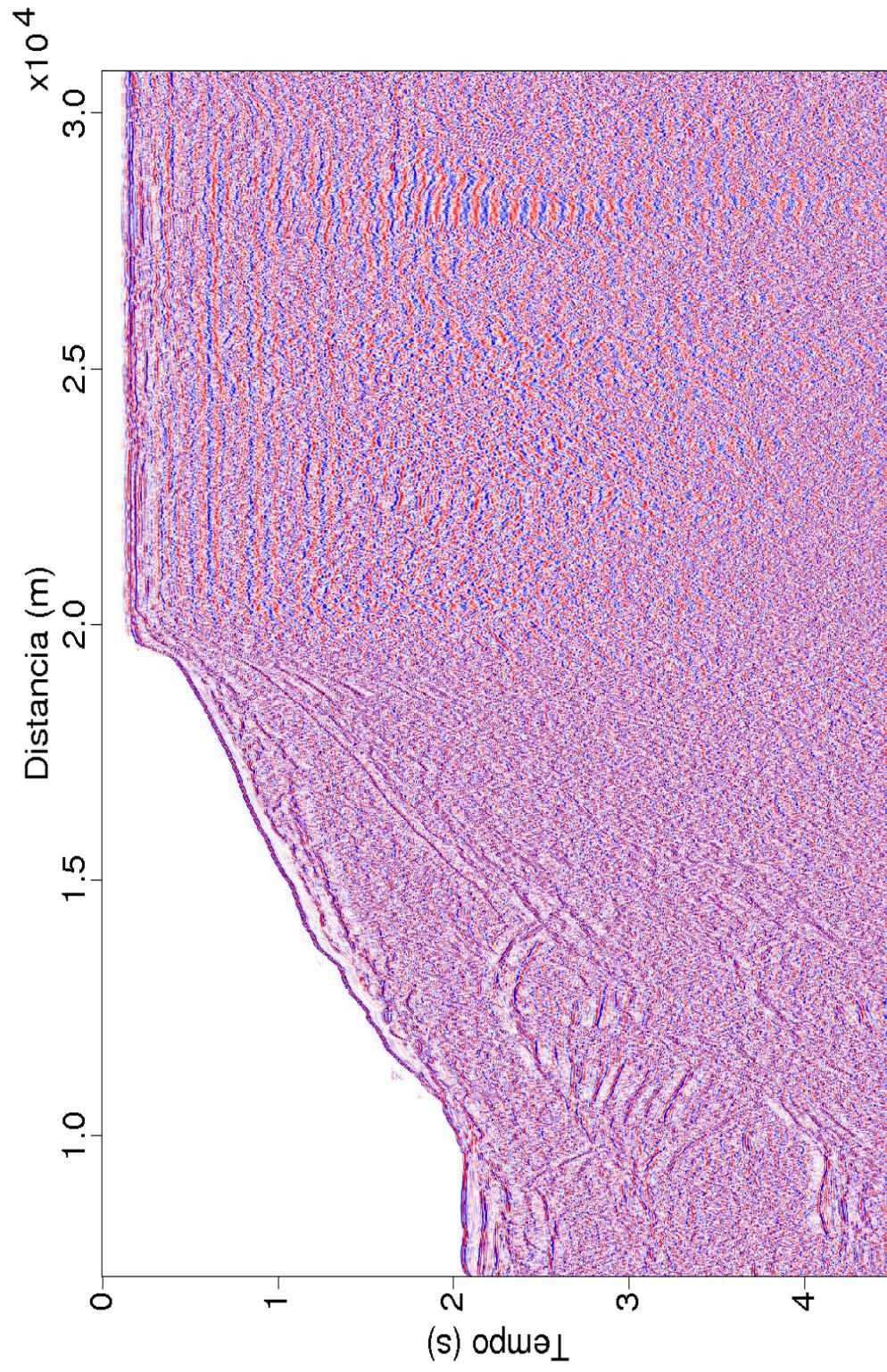


Figura 4.10: Divisão em segmentos da plataforma da linha 5519 Camamu.

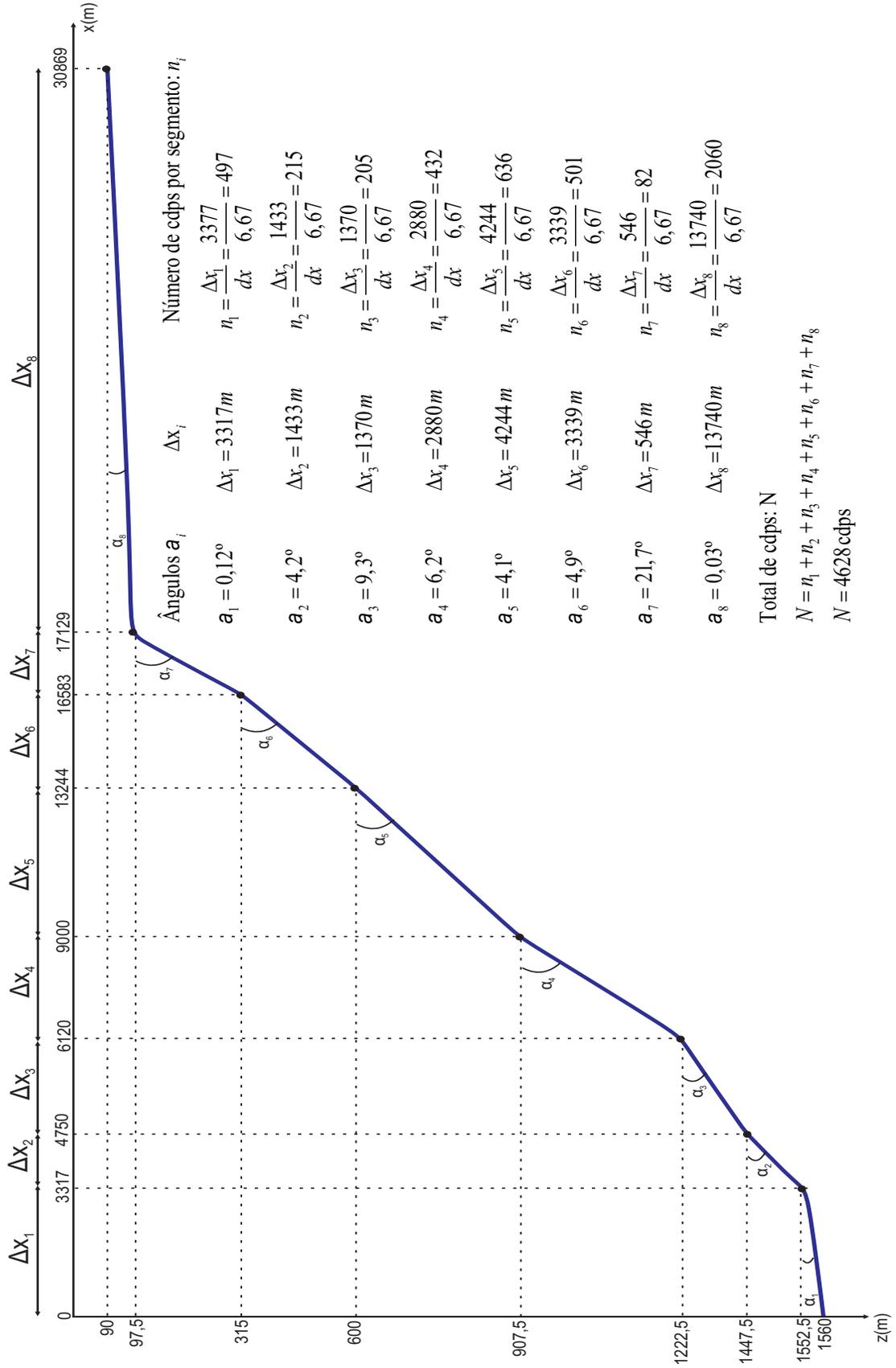
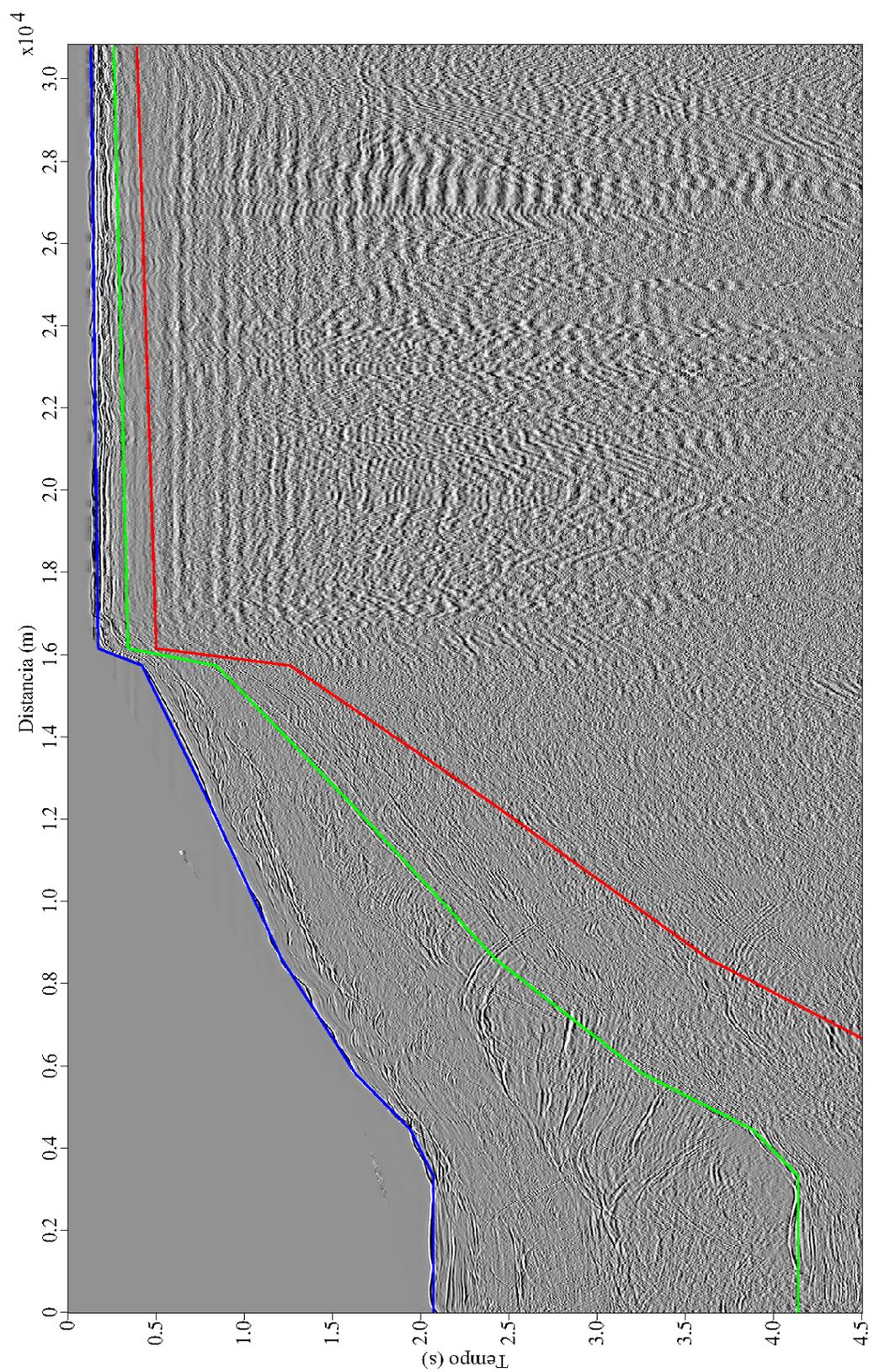


Figura 4.11: Seção afastamento-mínimo da linha 5519 Camamu. A curva azul corresponde a marcação da reflexão primária. A curva verde corresponde à marcação da múltipla de superfície livre referente à reflexão primária. A curva vermelha corresponde à marcação da múltipla de segunda ordem que tem início em 6s.



Com o experimento acima descrito, os resultados obtidos são mostrados na Tabela (4.1)

Tabela 4.1: Dados obtidos do experimento de marcação de múltiplas descrito anteriormente.

CDP's	Segmento (m)	Primária (s)	Múltipla (s)	minlag (s)	maxlag (s)
1-497	1° 0-3317	2.07	4.14	2.07	4.14
498-713	2° 3317-4750	1.93	3.86	1.93	3.86
714-919	3° 4750-6120	1.63	3.26	1.63	3.26
920-1352	4° 6120-9000	1.21	2.42	1.21	2.42
1353-1989	5° 9000-13244	0.80	1.60	0.80	1.60
1990-2491	6° 13244-16583	0.42	0.84	0.42	0.84
2492-2575	7° 16583-17129	0.13	0.34	0.13	0.34
2576-4628	8° 17129-30800	0.12	0.26	0.12	0.26

Os valores aproximados dos tempos das primárias e múltiplas mostrados na Tabela (4.1) são os parâmetros *minlag* e *maxlag*, respectivamente, que serão utilizados no processamento da linha 5519 Camamu na etapa de deconvolução preditiva realizada após a correção NMO. O objetivo central deste experimento é justamente mostrar de que forma estes valores são determinados.

As conclusões obtidas a partir deste experimento de marcação de múltiplas são as seguintes:

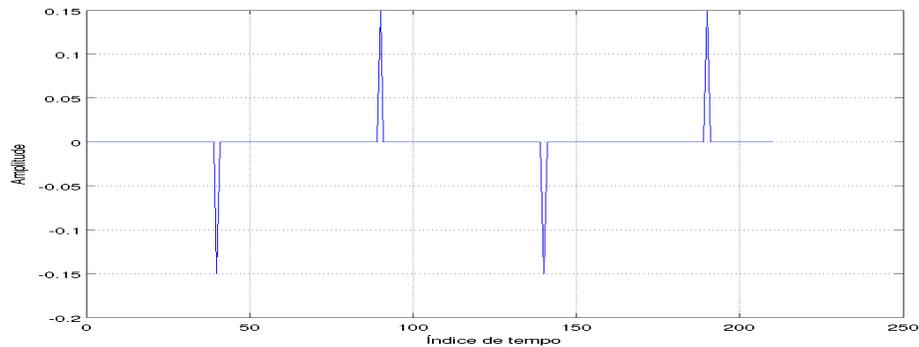
- Os tempos das reflexões múltiplas dependem do ângulo de inclinação da interface refletora em relação à superfície conforme a Eq. 4.5.
- Os tempos de reflexão das primárias são os parâmetros *minlag* utilizados na deconvolução preditiva do programa *supef*.
- Os tempos de reflexão das múltiplas correspondentes são os parâmetros *maxlag* (comprimento do operador) utilizados na deconvolução preditiva do programa *supef*.
- A partir da Figura 4.11 conclui-se que a interpretação da segunda múltipla (linha vermelha) é impossível sendo, portanto, possivelmente mais presente na plataforma do que no talude.

4.2 DETECÇÃO E ATENUAÇÃO

Aplicação do Filtro WH de Predição

O objetivo desta seção é avaliar a aplicação do filtro de deconvolução de múltiplas (ver apêndice B) em um experimento simples que mostra as condições necessárias para sua aplicação no caso do dado real Camamu (L5519) descrito no capítulo 5. Para uma primeira avaliação do filtro de deconvolução de múltiplas, foi utilizado um meio cujos coeficientes de reflexão R_k , estão mostrados na Figura 4.12.

Figura 4.12: Meio de propagação da onda plana sem ruído.

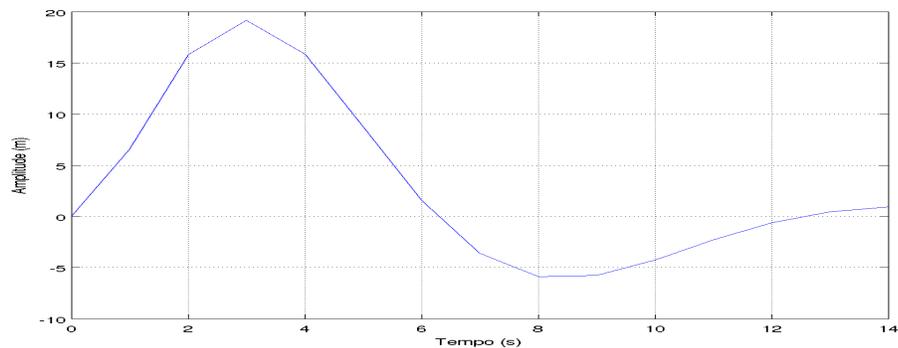


A função Berlage, Eq. (4.8) utilizada para representar o pulso-fonte, w_k , é desenhada na Figura 4.13.

$$B(t) = A_0 t e^{-\gamma t} \cos(\omega t - \theta_0), \quad (4.8)$$

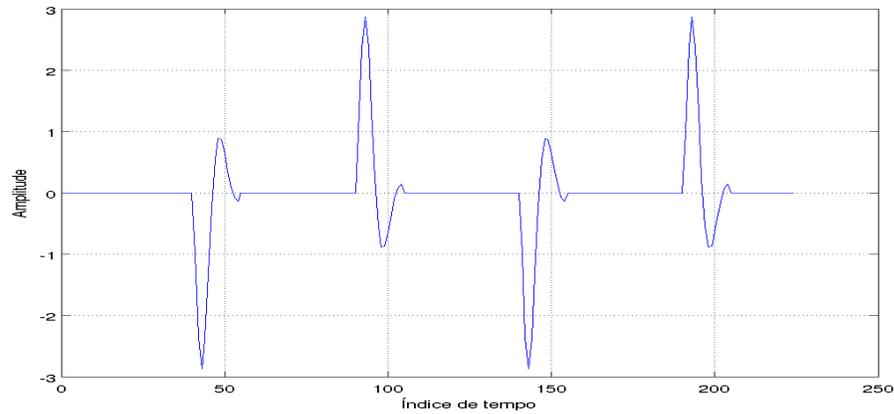
onde A_0 é o fator de amplificação do pulso sísmico, t é o tempo de duração do pulso, γ é um fator de atenuação, θ_0 é o deslocamento de fase, f_0 é a frequência dominante e $\omega = 2\pi f_0$ é a frequência angular do pulso.

Figura 4.13: Função Berlage sem ruído, representando o pulso fonte.



O sismograma s_k mostrado abaixo é resultante da convolução de R_k com w_k , sendo nula a componente n_k , e tem sua forma desenhada na Figura 4.14. Neste sismograma se tem a primária (informação à priori) e suas respectivas reflexões múltiplas, que possuem periodicidade constante $T = 50s$, sendo estas as condições necessárias para o bom funcionamento deste filtro.

Figura 4.14: Sismograma sintético mostrando a reflexão primária e suas múltiplas correspondentes.



A obtenção dos coeficientes do filtro tem início com o cálculo da autocorrelação do sismograma, sendo importante a escolha da quantidade de pontos a ser utilizados. Por este motivo, analisou-se o aspecto da autocorrelação. Na Figura 4.15 está desenhada a autocorrelação do sismograma da Figura 4.14, e na Figura 4.16 os pontos sob a janela retangular utilizados nos cálculos do operador.

Figura 4.15: Autocorrelação do sismograma.

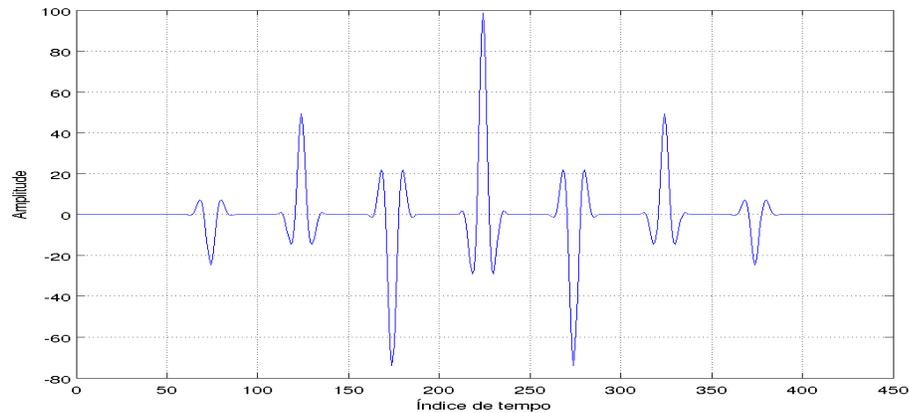
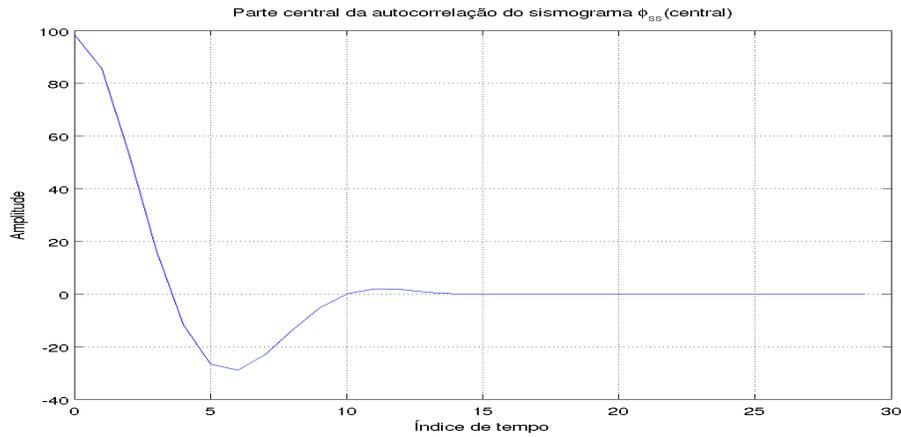
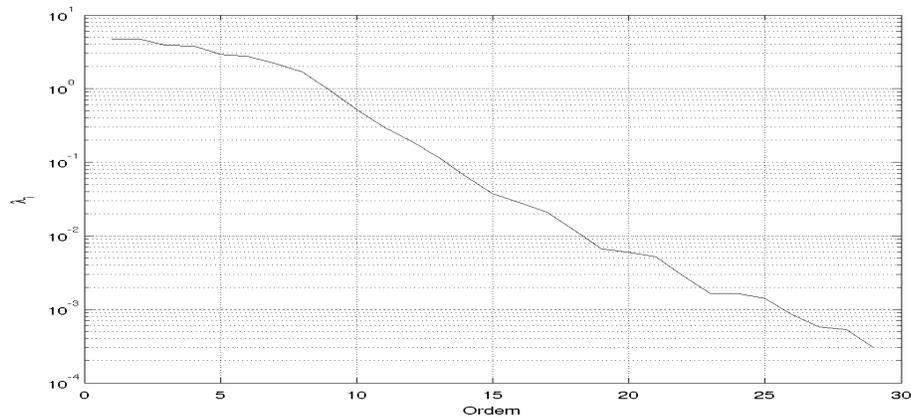


Figura 4.16: Autocorrelação do sismograma “janelada” em sua parte central.



Antes de calcular os coeficientes do filtro, se faz necessário analisar a estabilidade do problema decompondo a matriz Toeplitz em seus valores singulares. Na Figura 4.17 estão mostrados os autovalores da matriz Toeplitz montada com os pontos janelados da Figura 4.16.

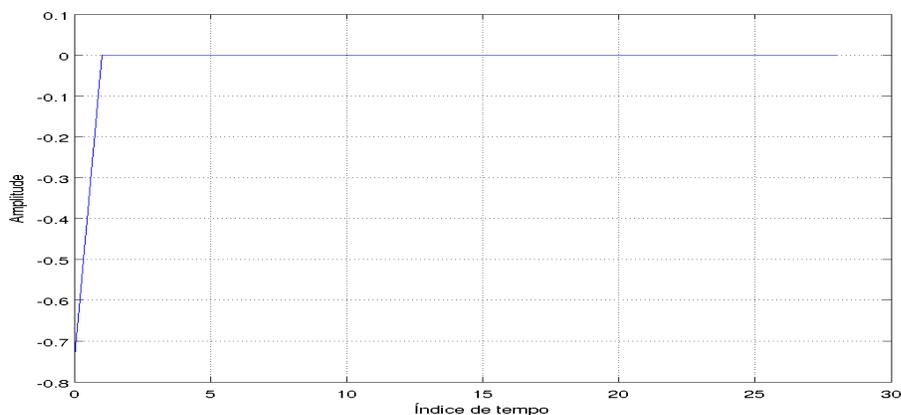
Figura 4.17: Os autovalores da matriz Toeplitz montada com os pontos janelados da autocorrelação.



De posse da matriz Toeplitz e do vetor da correlação cruzada, já com suas devidas restrições, calcula-se os coeficientes do filtro através da Eq. matricial (B.13).

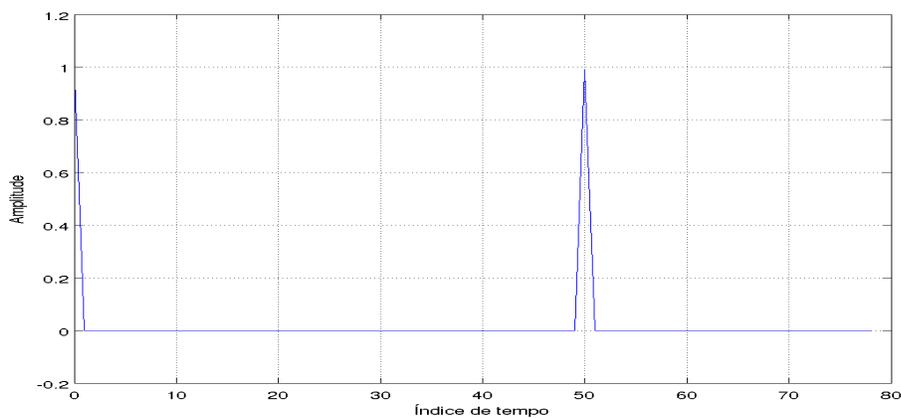
No experimento em questão, o operador obtido pela resolução da Eq. (B.13) está mostrado na Figura 4.18.

Figura 4.18: Coeficientes do filtro de deconvolução de múltiplas, sendo os valores significativos correspondentes aos primeiros 2 pontos seguidos de uma longa cauda não significativa.



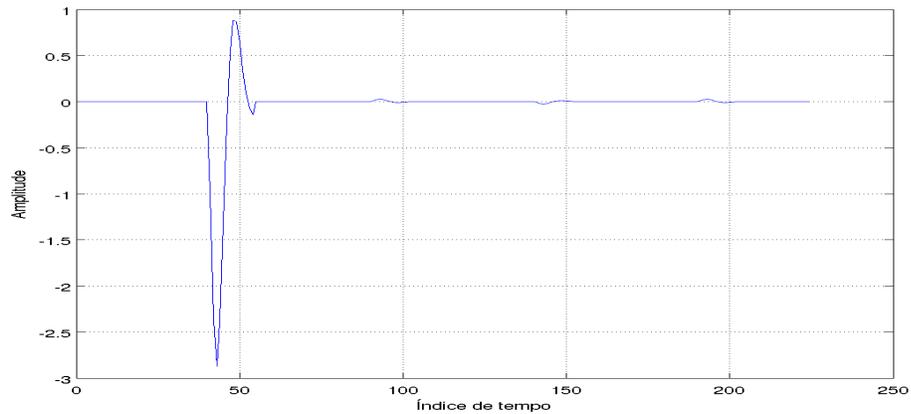
De posse do operador de predição h_i , o operador erro-de-predição é obtido pela resolução da Eq. (B.14), mostrado na Figura 4.19.

Figura 4.19: Operador erro-de-predição.



A saída desejada é obtida pela aplicação convolucional do operador erro-de-predição com a saída real (sismograma). A Figura 4.20 mostra o resultado desta operação indicando a atenuação das múltiplas.

Figura 4.20: Sismograma deconvolvido com uma boa atenuação das múltiplas.



As conclusões obtidas a partir deste experimento de deconvolução de múltiplas são as seguintes:

- Deve-se conhecer a priori a posição da primária e a periodicidade das múltiplas correspondentes;
- Deve-se analisar a autocorrelação para determinar os coeficientes do filtro;
- Deve-se estabelecer o comprimento do filtro;
- Embora alguns parâmetros sejam definidos, a aplicação do filtro segue por tentativa-e-erro;
- O modelo teórico para o experimento deve ser considerado o mais próximo possível do caso real;
- Deste experimento se obteve o comprimento do pulso e do operador de forma aproximada.

5 PROCESSAMENTO DE DADO REAL MARINHO

O processamento do dado sísmico real foi dividido em duas etapas. Na primeira etapa foram reunidos os trabalhos básicos de filtrações baseadas em filtros banda-passante trapezoidais desenhados no domínio da frequência e no domínio do tempo, e de correção de divergência esférica baseada na função *sudivcor*. Na Segunda Etapa foram reunidas operações de análise de velocidade e suas consequentes aplicações em empilhamento e migração.

Os mapas de velocidade em tempo e profundidade foram plotados no software computacional MATLAB e para realizar as etapas de processamento se fez uso do pacote CWP/SU através dos seguintes programas:

- Silenciamento: *sumute*.
- Filtragem *f*: *sufilter*.
- Filtragem *f-k*: *sudipfilt*.
- Correção de divergência esférica: *sudivcor*.
- Análise de velocidade: *suvelan*.
- Correção NMO: *sunmo*.
- Deconvolução preditiva: *supef*.
- Empilhamento NMO: *sustack*.
- Remapeamento da seção empilhada para profundidade: *suttoz*.
- Migração Kirchhoff pós-empilhamento no tempo: *sumigtk*.
- Conversão do modelo de velocidade para profundidade: *velconv*.
- Suavização do modelo de velocidade: *smooth2*.
- Migração Kirchhoff pós-empilhamento na profundidade: *sukdmig2d*.
- Traçamento de raios: *rayt2d*.

5.1 PRIMEIRA ETAPA

Nesta parte são apresentados detalhes das etapas do pré-processamento ilustradas no fluxograma apresentado na Figura 5.1, e resultados da aplicação ao dado marinho.

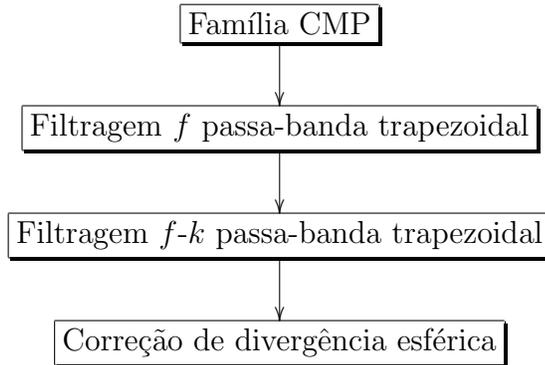
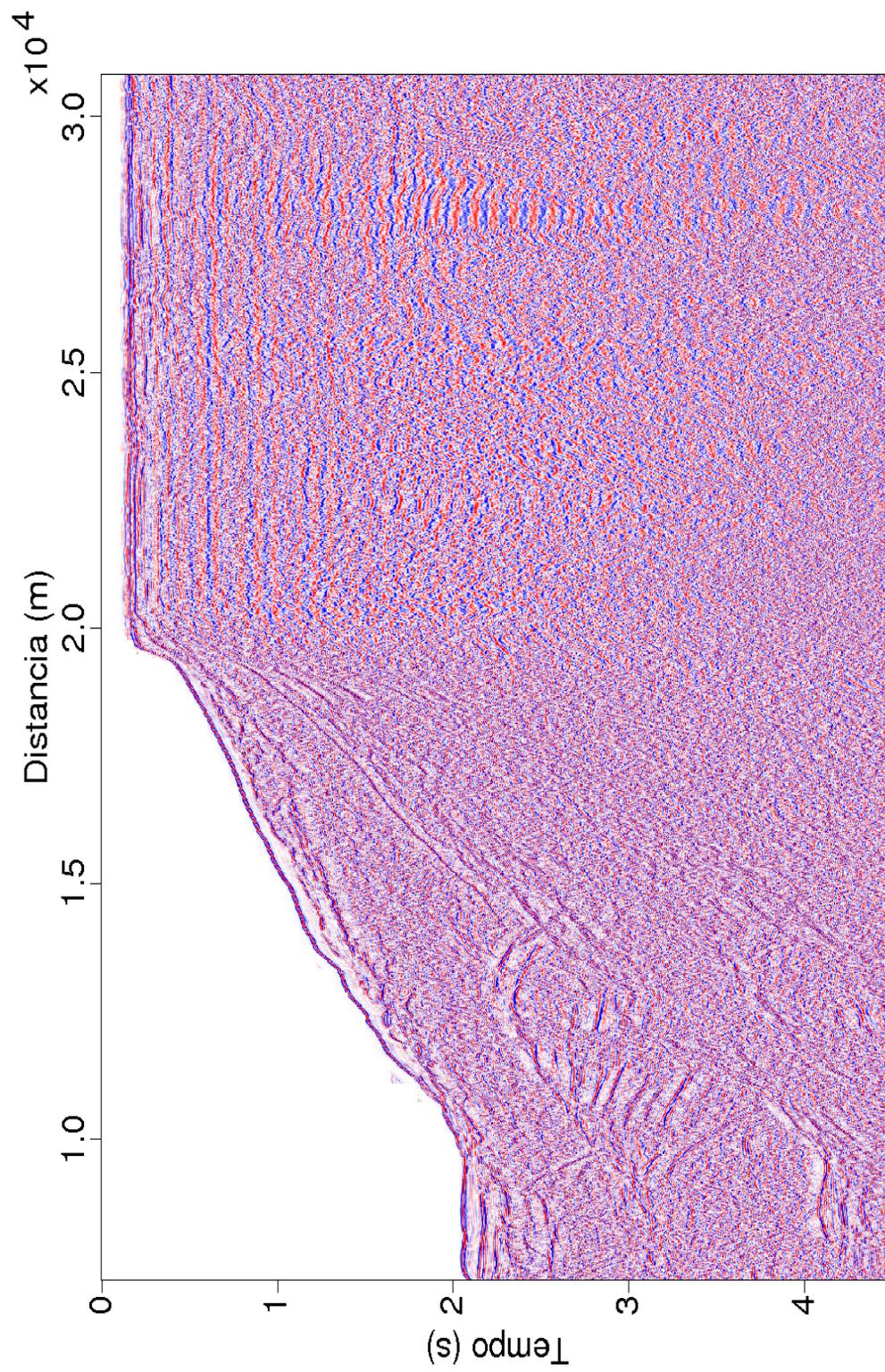


Figura 5.1: Fluxograma de pré-processamento.

A Figura 5.2 mostra a seção afastamento-mínimo do dado real com aplicação de silenciamento usando a função *sumute*, antes das etapas de pré-processamento.

Figura 5.2: Seção afastamento-mínimo da linha L5519 do Camamu.



5.1.1 Filtragem

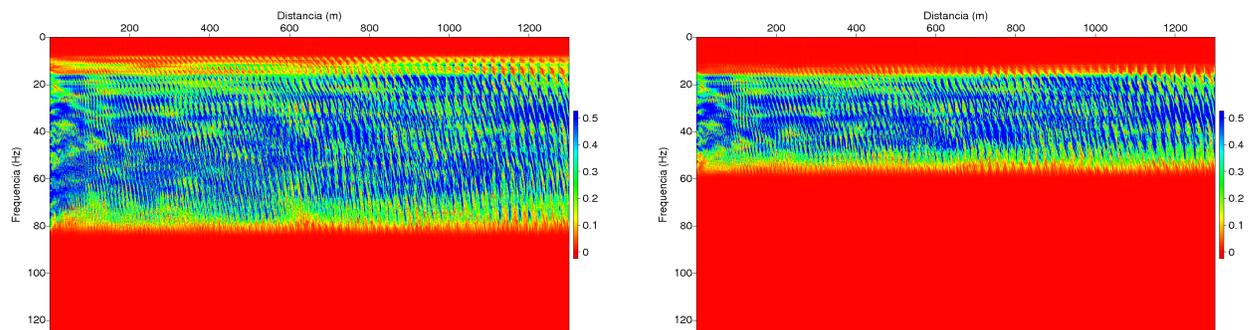
Esta etapa teve a finalidade de atenuar, ou até remover, ruídos contidos no dado e ressaltar eventos de reflexão. Os filtros são desenhados no domínio da frequência, e constam basicamente de banda-passante trapezoidal dos tipos f (1D) e $f-k$ (2D). O primeiro filtro aplicado foi o f passa-banda trapezoidal para cortar a baixa e a alta frequência caracterizados pelas ondas de superfície d'água, e ruídos ambientais de alta frequência. Matematicamente, a operação de filtragem f é definida por:

$$A(f) = \begin{cases} 1, & f_1 < f < f_2 \\ 0, & \text{(de outra forma)}, \end{cases} \quad (5.1)$$

onde f_1 e f_2 são as frequências de corte.

Em geral a energia sísmica útil para o processamento está contida na banda de frequência de 10 Hz a 60 Hz, o que significa que na Eq. (5.1) as frequências de corte são $f_1 = 10$ Hz e $f_2 = 60$ Hz. No presente trabalho, as frequências de corte foram determinadas após análise do espectro de amplitude mostrado na Figura 5.3, onde se observa a concentração de energia nas frequências entre 10 Hz e 60 Hz utilizadas para definir o corte.

Figura 5.3: Conteúdo espectral das 100 primeiras famílias CMP antes (à esquerda) e após (à direita) o processo de filtragem f com uma banda-passante trapezoidal de cantos 10-20-40-60 Hz.

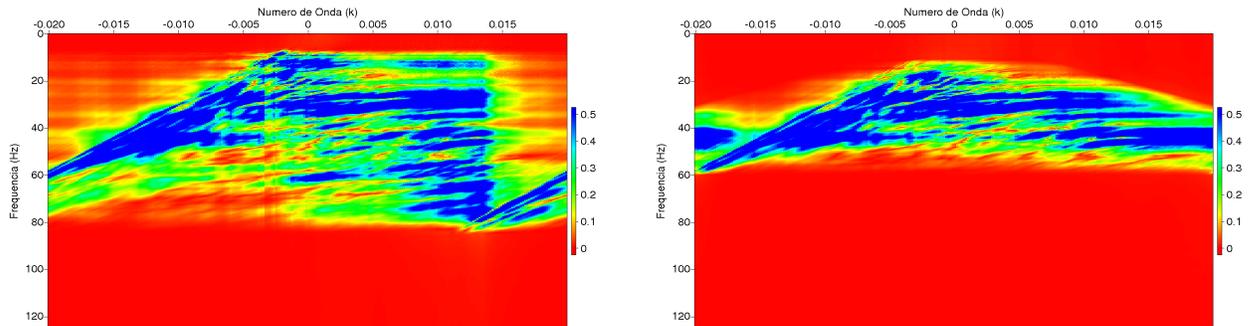


O segundo filtro aplicado ao dado foi o filtro $f-k$ passa-banda trapezoidal, também conhecido como filtro de velocidade aparente, no domínio da frequência espacial. A finalidade deste filtro é atenuar ruídos caracterizados por uma determinada faixa de velocidade horizontal aparente.

Os eventos no domínio $f-k$ são mostrados de forma perpendicular com relação no domínio $t-x$. A equação é: $s = 1/v_{ind}$, onde s é a inclinação da reta para o processo de filtragem e v_{ind} é a velocidade a ser filtrada, as inclinações adotadas foram: $s_1 = -0.00066$, $s_2 = -0.00015$,

$s_3 = 0.00015$; $s_4 = 0.00066$, e o resultado desta filtragem para um tiro é mostrado na Figura 5.4. As inclinações foram determinadas de tal forma a eliminar eventos com velocidades abaixo de 1515 m/s, uma vez que se considera estas velocidades como representativas de ondas se propagando na camada d'água. A aplicação deste filtro se deu a partir da análise do espectro $f-k$ no dado como é mostrado na figura 5.4

Figura 5.4: Espectro $f-k$ da seção FC, número 602, antes e após a aplicação do filtro $f-k$ banda-passante trapezoidal com inclinações $(-0,00066; -0,00015; 0,00015; 0,00066)$ s/m.

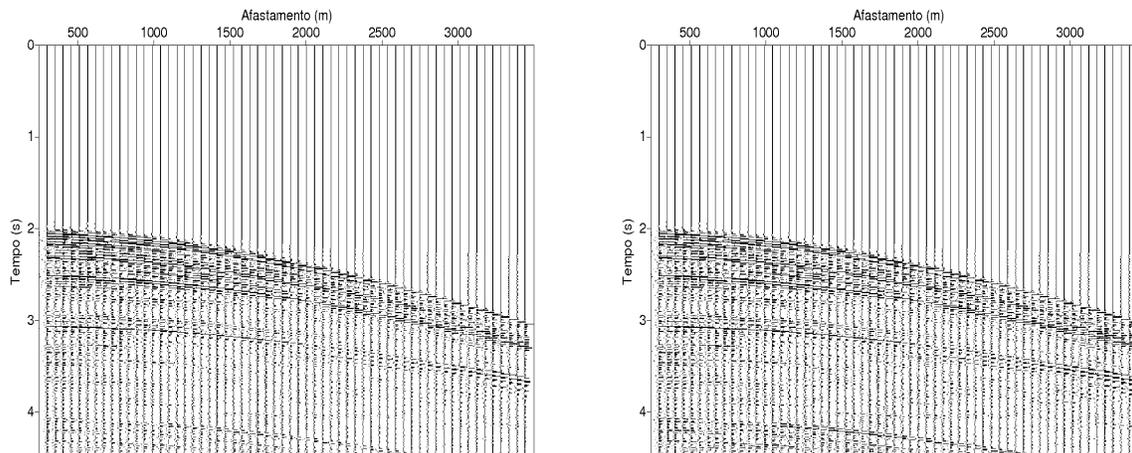


5.1.2 Correção de Amplitude

Um dos principais motivos para o decaimento das amplitudes do sinal sísmico é a divergência esférica ou espalhamento geométrico, que é o resultado do decaimento do sinal sísmico relacionado à expansão da frente de onda.

A perda de amplitude, que ocorre pela expansão da frente onda, pode ser corrigida quando a distribuição velocidade de propagação é conhecida. Em geral, as velocidades não são conhecidas no início do processamento. Para superar este problema, uma velocidade aproximada pode ser aplicada. Para efetuar a correção de divergência esférica no SU foi utilizada a função *sudivcor* com os parâmetros de velocidade RMS de 1500 m/s e o tempo RMS de 4.5 s com o resultado mostrado na Figura 5.5.

Figura 5.5: Família CMP número 500 antes e após a correção de divergência esférica. Percebe-se uma sensível melhora nos eventos de reflexão na parte inferior da seção. Parâmetros: $v_{RMS}=1.500$ m/s e $t_{rms}=4.5$ s.



5.2 SEGUNDA ETAPA

Nesta etapa foi utilizado o arquivo de saída da etapa anterior e efetuadas a análise de velocidade, correção NMO, empilhamento e migração no tempo e na profundidade. No fluxograma apresentado na Figura 5.6 vê-se a sequência de processamento realizada.

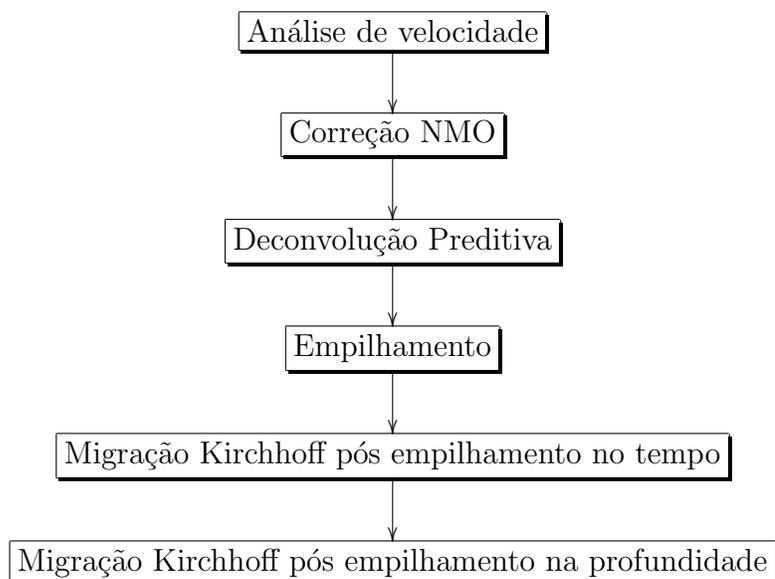


Figura 5.6: Fluxograma de Processamento.

5.2.1 Análise de Velocidade e Correção NMO

A estimativa da distribuição de velocidade na seção sísmica usa o dado organizado em família CMP, usa a medida semblance, faz a correção NMO, realiza o empilhamento e pode ser usada na migração. A correção NMO é baseada no modelo de camada plano-horizantal, cujo tempo de trânsito de reflexão de uma onda primária tem forma hiperbólica definida pelo sobre-tempo-normal em relação ao afastamento $x = 0$, Δt_{NMO} , e expressa por:

$$\Delta t_{NMO}(h, t(0), v_{NMO}) = t(x) - t(0); \quad (5.2)$$

que a partir da Eq. (3.9) fica na forma (YILMAZ, 1994),

$$\Delta t_{NMO}(h, t(0), v_{NMO}) = t(0) \left\{ \left[1 + \left(\frac{x}{t(0)v_{NMO}} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1 \right\}. \quad (5.3)$$

Na aplicação de Δt_{NMO} se busca a horizontalização dos eventos hiperbólicos em relação à $t(0)$ ajustando o parâmetro v_{NMO} . A estimativa de velocidade é realizada acoplada ao mapa semblance, $S(v_{NMO}, t_0; x_0)$, que mede a coerência no intervalo $[0, 1]$, e é dada por (SGUAZZERO ; VESNAVER, 1987):

$$S(v_{NMO}, t_0; x_0) = \frac{\sum_{t=t_0-\delta t/2}^{t_0+\delta t/2} \left[\frac{1}{N_h} \sum_{h=h_0}^{\delta h} \bar{u}[t(h, v_{NMO}); x_0] \right]^2}{\sum_{t=t_0-\delta t/2}^{t_0+\delta t/2} \frac{1}{N_h} \sum_{h=h_0}^{\delta h} [\bar{u}[t(h, v_{NMO}); x_0]]^2}, \quad (5.4)$$

onde $\bar{u}[t(h, v_{NMO}); x_0]$ é a amplitude do traço ao longo da trajetória de empilhamento, \sum_t e \sum_h definem as janelas temporal-espacial dentro da qual se ajusta a curva que melhor representa o evento de reflexão, e N_h é o número de traços envolvidos. Os pares (v_{NMO}, t_0) devem ser marcados no mapa semblance em conjunto com a análise dos eventos de reflexão, e cada evento é relacionado a um par que melhor o horizontaliza (ver Figura 5.7), assim se forma o modelo de velocidades NMO utilizado, primeiramente, no empilhamento e, posteriormente, na migração.

A Figura 5.8 mostra o modelo de velocidade NMO em tempo utilizado no empilhamento NMO do dado.

Figura 5.7: CMP 450: mapa semblance (à esquerda); antes da correção NMO (meio) e após a correção NMO (à direita).

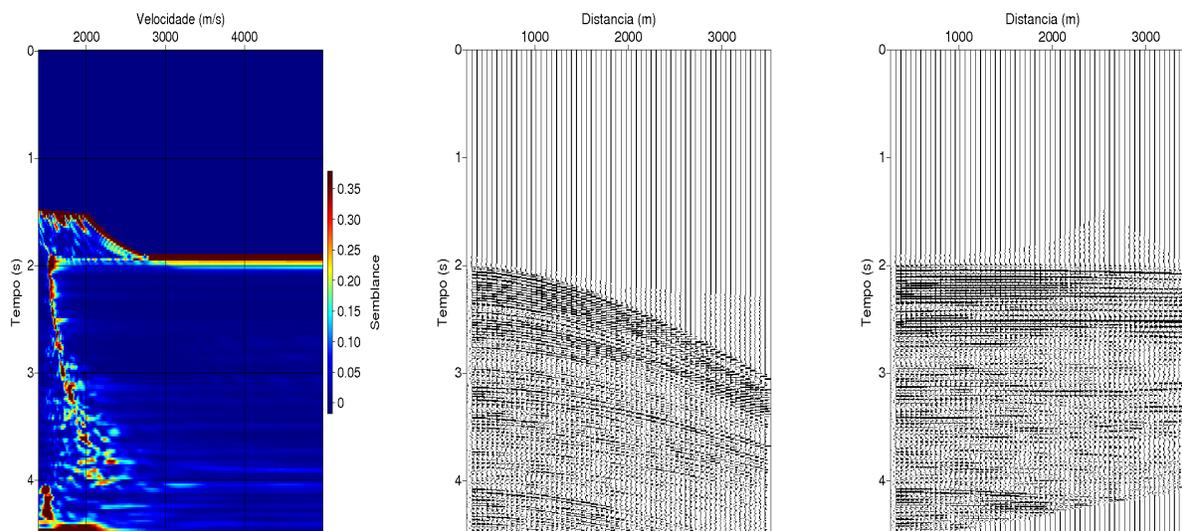
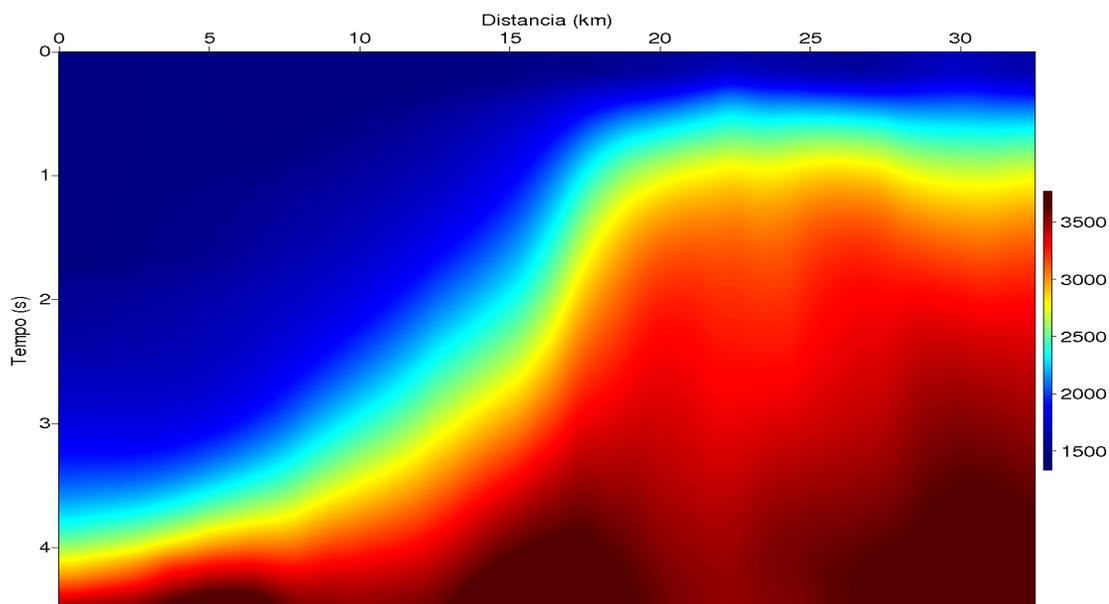


Figura 5.8: Modelo de velocidade em tempo suavizado obtido no SU. A cor azul escuro está relacionada as camadas com velocidades mais baixas (neste caso da camada d'água) e a cor vermelha escura as mais altas (neste caso das camadas sólidas mais profundas).



Com o modelo de velocidade estimado, o primeiro passo em direção ao empilhamento do dado é a correção NMO, e um efeito indesejado desta correção é o estiramento do pulso sísmico que é analisado através do teorema da mudança de escala na transformada de Fourier.

Neste efeito, uma frequência f é modificada para uma frequência f' menor ($f > f'$), o que é quantificado por:

$$\frac{\Delta f}{f} = \frac{\Delta t_{NMO}}{t(x=0)}, \quad (5.5)$$

onde f é a frequência dominante, $\Delta f = f - f'$ um intervalo de frequência, e Δt_{NMO} é dado pela Eq. (5.3), o que resulta em:

$$\frac{\Delta f}{f} = \left[1 + \left(\frac{x}{v_{NMO}t(0)} \right)^2 \right]^{\frac{1}{2}} - 1. \quad (5.6)$$

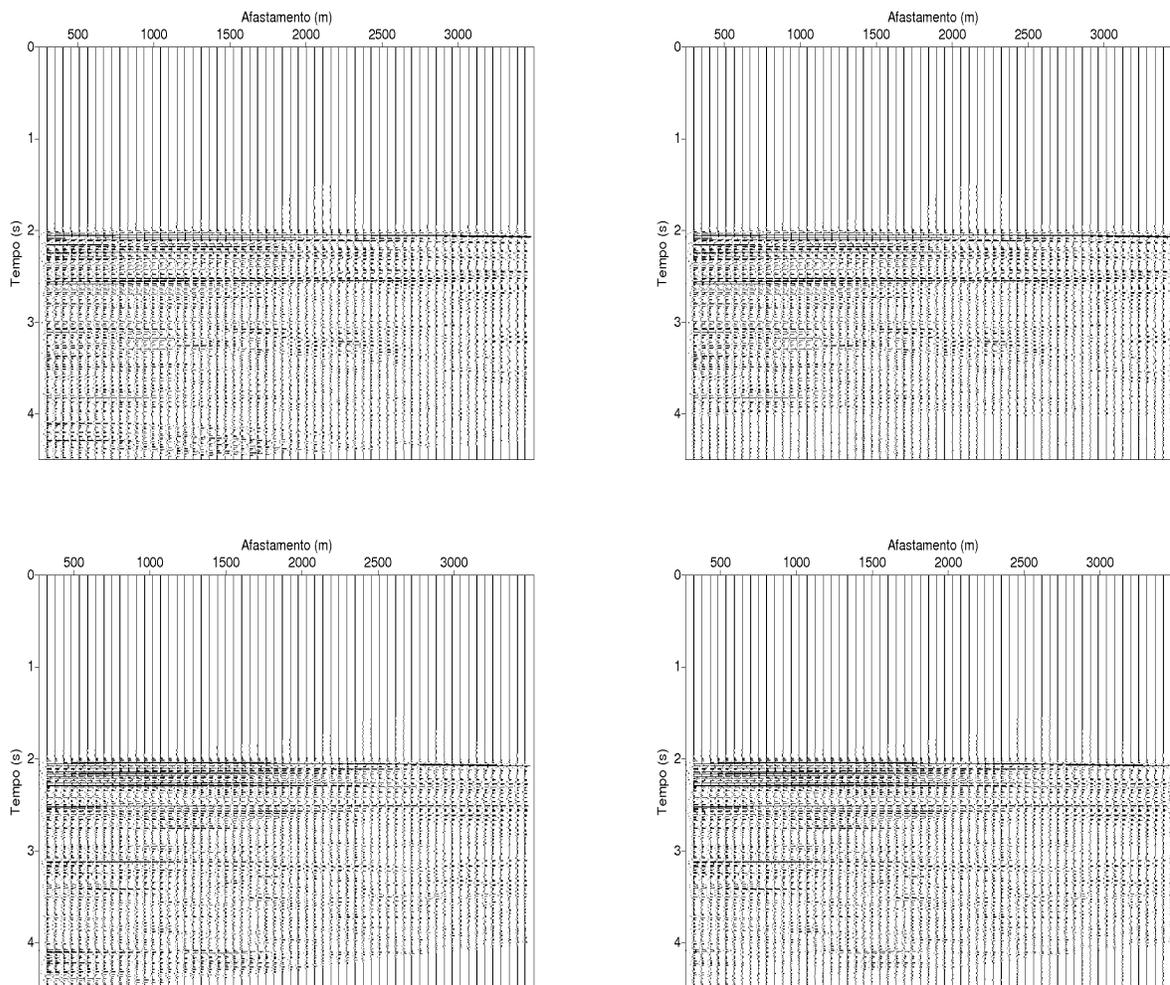
Analisando a Eq. (5.6) para um evento com frequência dominante f , velocidade NMO v_{NMO} e tempo duplo $t(0)$, se observa que uma variação no conteúdo de frequência aumenta com o afastamento x e com a diminuição de $t(0)$, logo este efeito é mais acentuado para eventos rasos e com longos afastamentos. Isto é prejudicial no empilhamento e é parcialmente solucionado com o silenciamento cirúrgico da zona de estiramento, que é um corte inclinado e abrupto a partir das coordenadas afastamento-tempo mínimo até as coordenadas afastamento-tempo máximo na família NMO-corrigida.

5.2.2 Deconvolução Preditiva

A deconvolução visa aumentar a resolução temporal do dado sísmico pela supressão de múltiplas. Uma das técnicas usadas aqui é baseada no filtro Wiener-Hopf (LINES, 1974), (WALDEN, 1988), (LIENBACH, 1995). Esta técnica foi descrita no capítulo 4 onde foi exposto que as condições necessárias para o bom funcionamento deste filtro são o conhecimento a priori da reflexão primária e a periodicidade correspondente da múltipla.

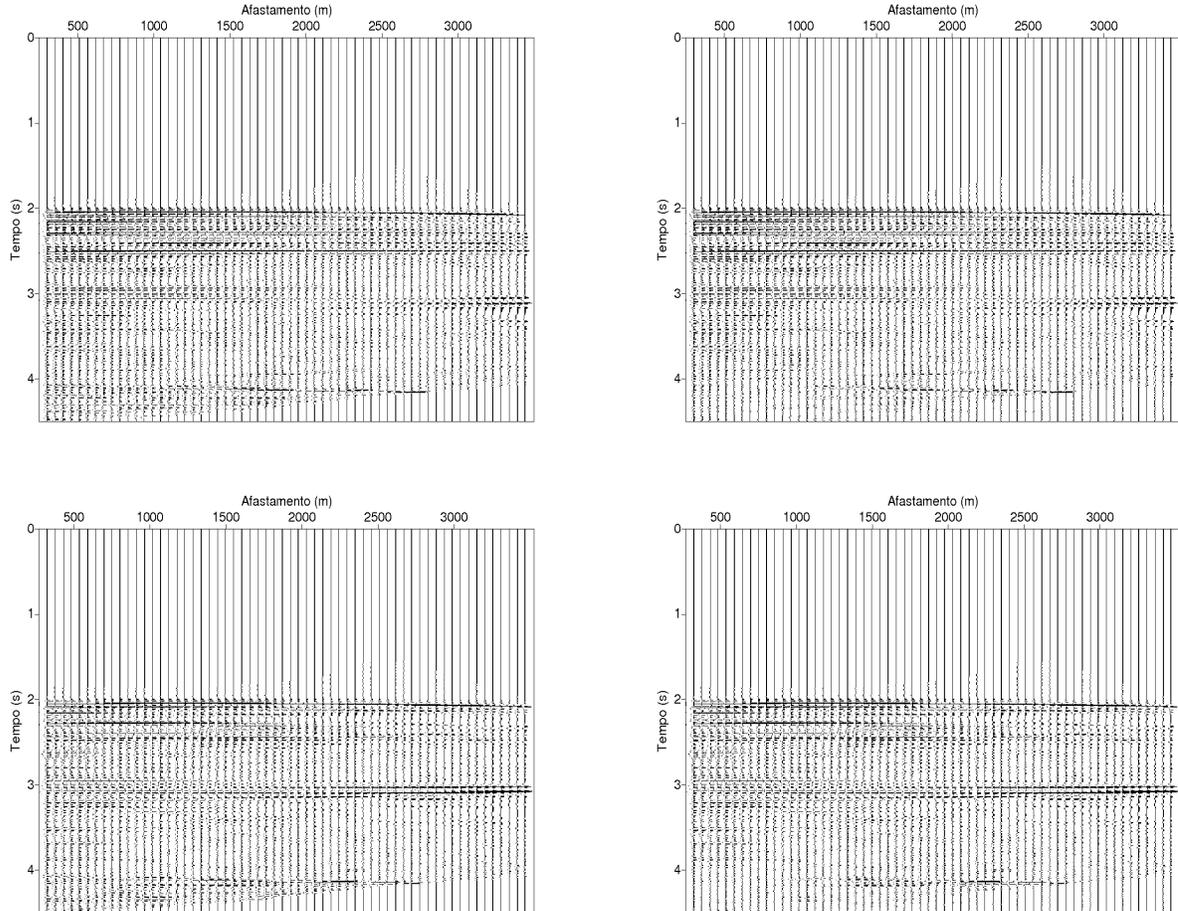
Neste processo foram utilizados os valores determinados no experimento de marcação de múltiplas também descrito no capítulo 4. As Figura 5.9 e 5.10 mostram os CMP's 400 (acima), 450 (abaixo), 500 (acima) e 550 (abaixo) antes (esquerda) e após (direita) o processo de deconvolução preditiva, respectivamente.

Figura 5.9: Seções afastamento NMO, CMP's 400 e 450 antes e após da aplicação da deconvolução preditiva. Observa-se a periodicidade constante da reflexão múltipla e a atenuação da mesma em torno de 4 s, mostrando o bom resultado obtido no experimento de deconvolução preditiva. Parâmetros: $minlag=2,07$ s e $maxlag=4,14$ s obtidos do experimento de marcação de múltiplas.



Nas Figuras 5.9 e 5.10 percebe-se a presença de resíduos com o aumento do afastamento mostrando que o filtro de deconvolução preditiva não apresenta bons resultados para grandes afastamentos. O resultado da supressão da múltipla é melhor percebido após a etapa de empilhamento explicado a seguir.

Figura 5.10: Seções afastamento NMO, CMP's 500 e 550 antes e após da aplicação da deconvolução preditiva. Observa-se a atenuação da múltipla em torno de 4 s, mostrando o resultado obtido no experimento de deconvolução preditiva. Parâmetros: $minlag=1,93$ s e $maxlag=3,86$ s.



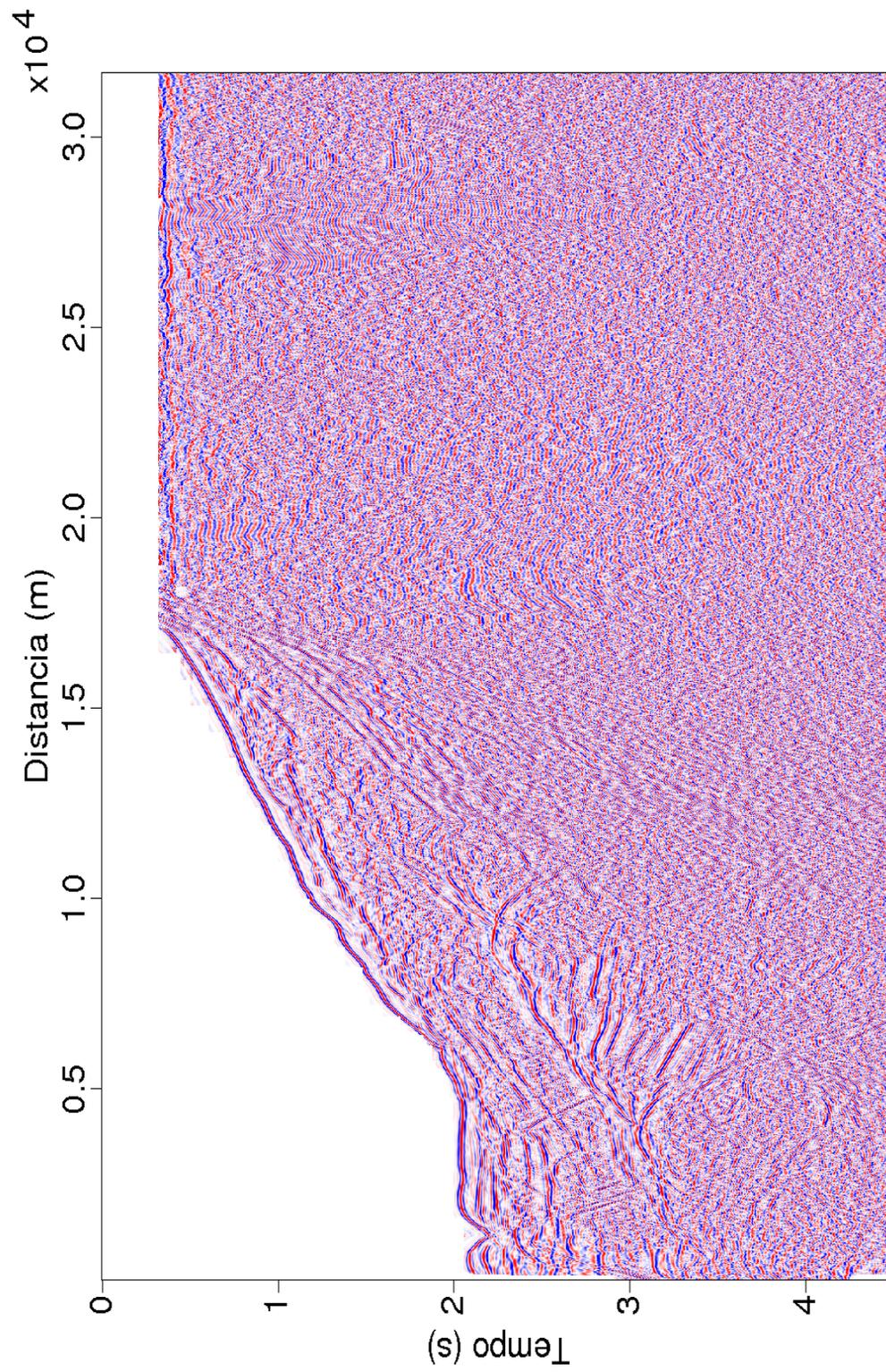
5.2.3 Empilhamento

Após a deconvolução preditiva, o empilhamento é efetuado para cada família CMP, que é resumida a um traço definido matematicamente por:

$$\bar{s}_{t_0} = \frac{1}{N} \sum_{i=0}^N \bar{u}_{i,t_i}; \quad (5.7)$$

onde \bar{s}_{t_0} é a amplitude resultante do empilhamento; \bar{u}_{i,t_i} é a amplitude no i -ésimo traço em tempo-duplo t_i ; e N é o número de traços a ser empilhado em cada família CMP. A Figura 5.11 mostra a seção empilhada NMO obtida, onde se observa características típicas de eventos de difração e das principais interfaces refletoras, assim como o contorno do assoalho oceânico.

Figura 5.11: Seção empilhada NMO em tempo da linha L5519 do Camamu realizada a partir de marcações manuais no mapa semblance, onde se observa que a maior parte da informação registrada corresponde a eventos rasos, e os eventos refletivos possuem boa continuidade. Observa-se também a supressão da múltipla na parte inferior esquerda da seção em torno de 4 s, mostrando que o experimento de deconvolução preditiva gerou resultado satisfatório.

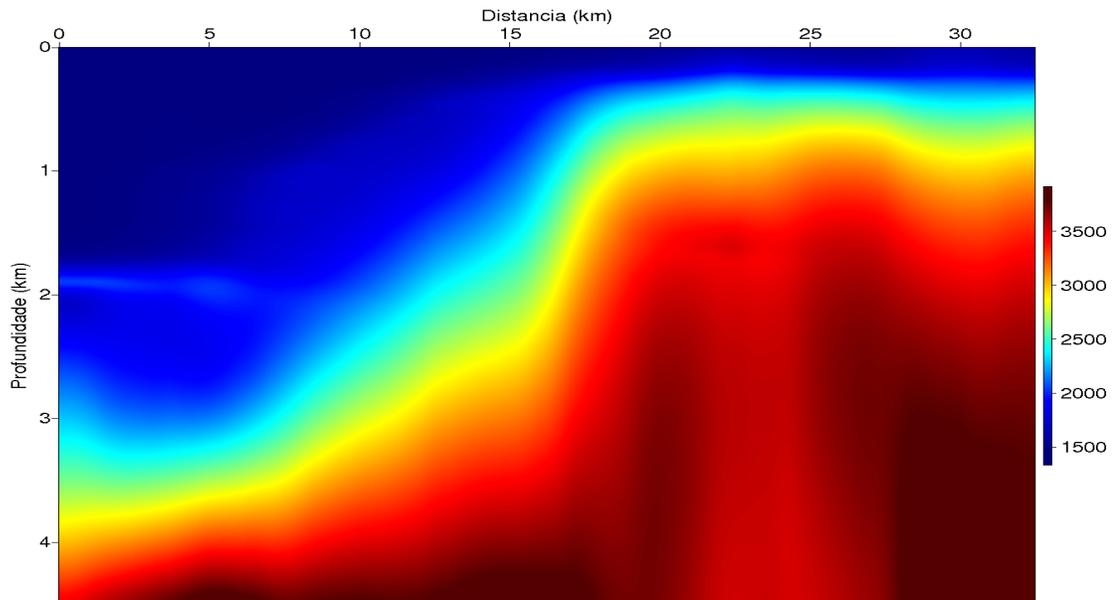


5.2.4 Migração Kirchhoff

Neste trabalho a migração Kirchhoff pós-empilhamento no tempo foi feita usando o modelo de velocidade média quadrática $v_{RMS}(t)$ mostrado na Figura 5.8 obtido durante a análise de velocidade no mapa semblance, onde foram marcados os eventos de reflexão de maior coerência. Analisando esta seção (ver Figura 5.13) se percebe que as estruturas de sub-superfície pouco se deslocaram em comparação à seção empilhada mostrada na Figura 5.11. Uma das vantagens da análise desta seção migrada é que se pode identificar estruturas pouco percebidas na seção empilhada e na seção afastamento-mínimo, e com isto se pode observar melhor continuidade nas interfaces refletoras.

O modelo de velocidade em profundidade é obtido a partir da conversão do modelo de velocidade RMS para intervalar usando o programa *velconv*. O modelo de velocidade em profundidade obtido neste trabalho está mostrado na Figura 5.12

Figura 5.12: Mapa de distribuição de velocidades em profundidade da linha L5519 do Camamu obtido a partir da Figura 5.8 pela conversão das velocidades $v_{RMS}(t)$ para $v_{INT}(z)$.



A seção empilhada em profundidade é obtida a partir da reamostragem da seção empilhada em tempo para profundidade usando a função *suttoz* no SU. Esta função requer o uso do modelo de velocidade reamostrado em profundidade exibido na Figura 5.12. A seção empilhada em profundidade é apresentada na Figura 5.14. A seção migrada em profundidade obtida neste trabalho está mostrada na Figura 5.15.

Figura 5.13: Seção migrada Kirchhoff pós empilhamento no tempo da linha L5519 do Camamu sobre a seção empilhada NMO da Figura 5.11, utilizando o modelo de velocidade RMS da Figura 5.8, onde se observa o colapso parcial das difrações e a recuperação de vários eventos refletores em grandes profundidades. Contudo, se observam arcos sobre os pontos difratores nas regiões mais profundas da seção.

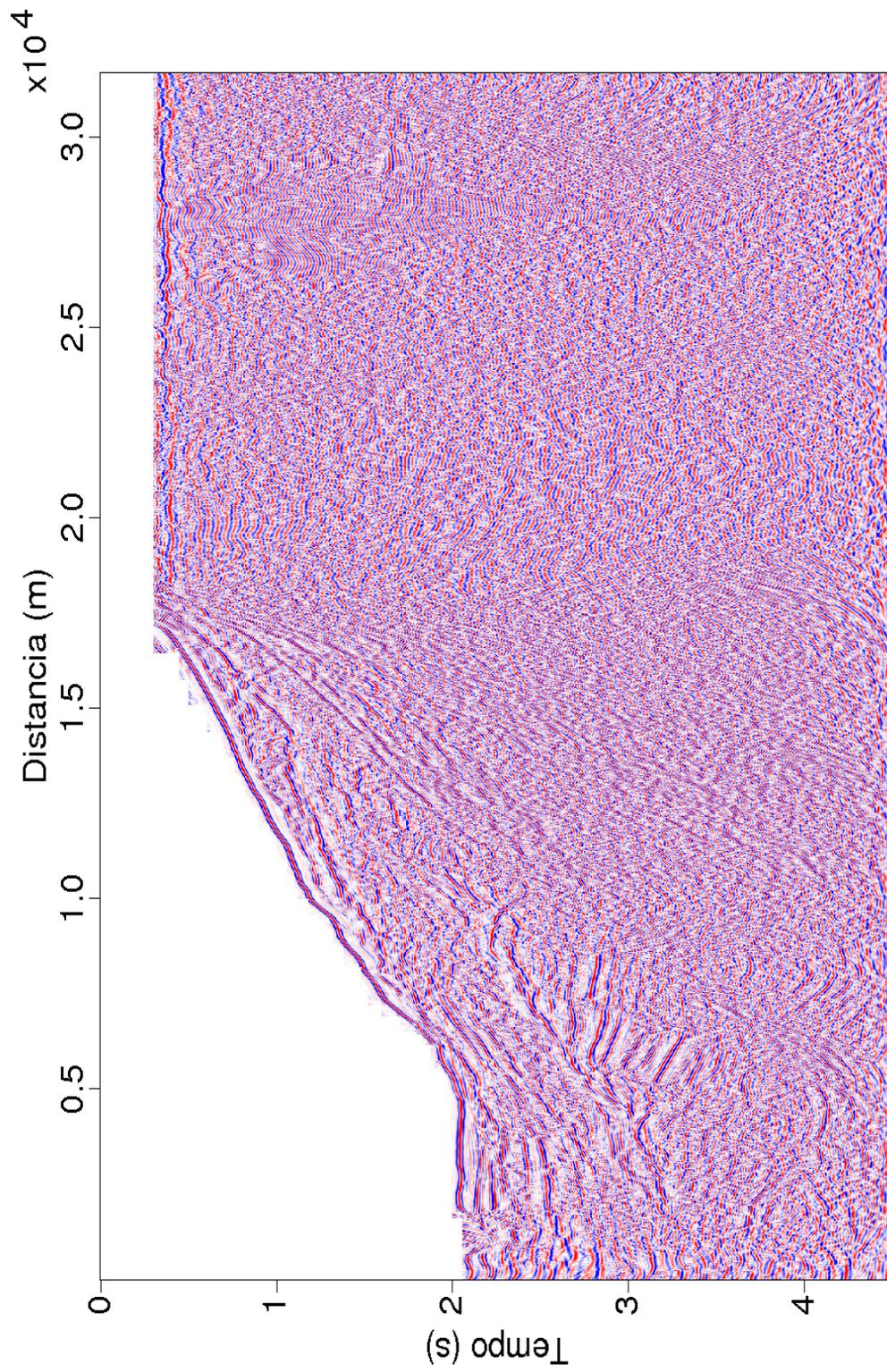


Figura 5.14: Seção empilhada NMO (Figura 5.11) da linha L5519 do Camamu remapeada para profundidade utilizando o modelo de velocidade da Figura 5.12, através de uma interpolação linear e de uma extrapolação constante nos pontos marcados no mapa semblance para determinar as velocidades $v_{NPT}(z)$ em intervalos temporais não especificados. Observar que a seção foi remapeada somente até a profundidade de 4612 m.

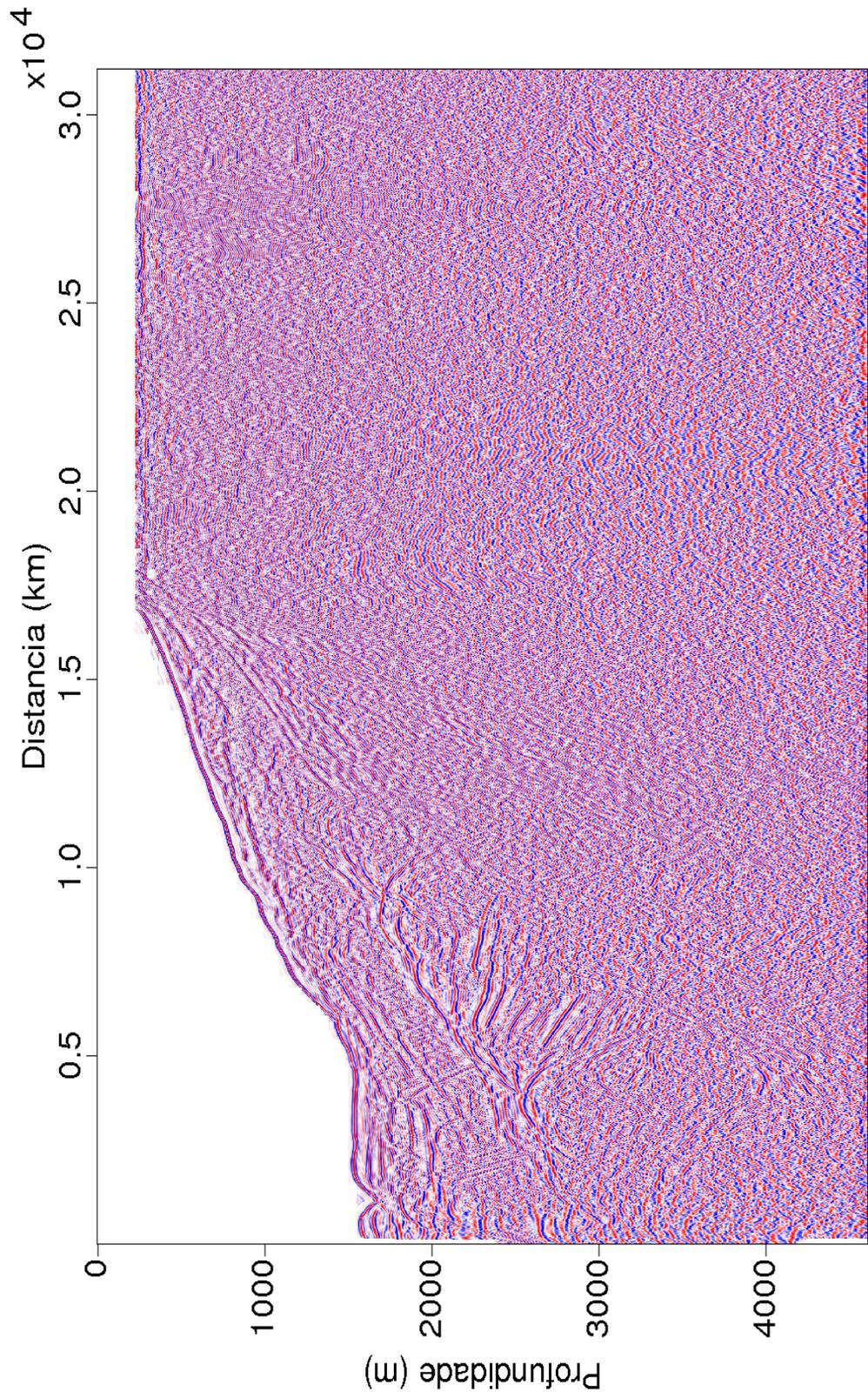
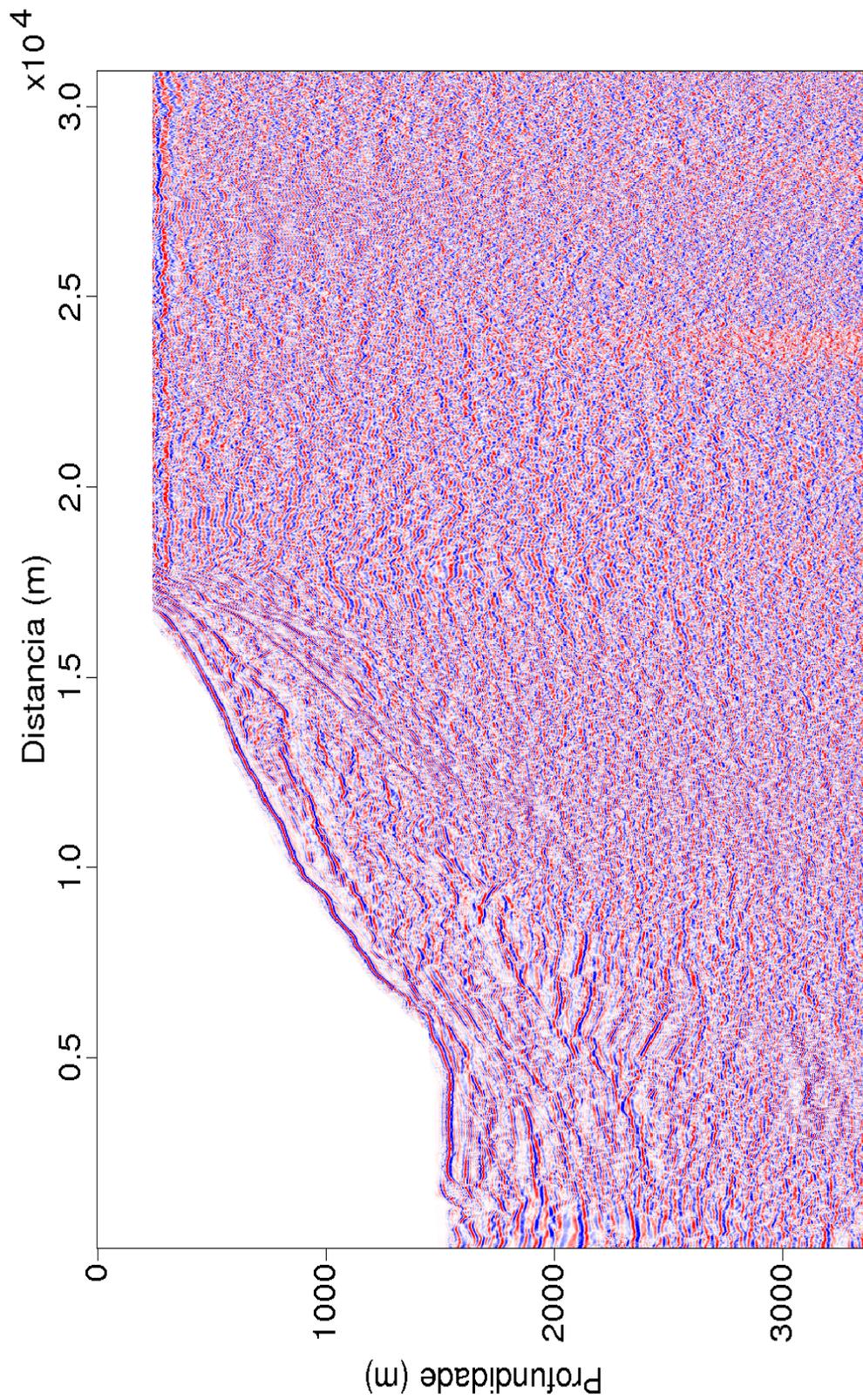


Figura 5.15: Seção migrada Kirchhoff na profundidade da linha L5519 do Camamu sobre a seção empilhada NMO (Figura 5.11) utilizando o modelo de velocidade da Figura 5.12, onde se observa a recuperação da subhorizontalização das estruturas, desenhada pela melhor continuidade dos eventos refletidos, o colapso das difrações, a correção das falhas geológicas, a recuperação de vários eventos refletidos em grandes profundidades e a ausência de arcos sobre os pontos difratores ('sorrisos'), existentes na migração da Figura 5.13. Devido a falta de informação na seção geológica a profundidade considerada foi de 3.380 m. O parâmetro de abertura lateral da migração usado foi de 300 m.



6 CONCLUSÕES

O operador WH para deconvolução de múltiplas no domínio do tempo é teoricamente desenhado para ser aplicado em seções sísmicas onde se pode conhecer a priori a posição temporal da primária e sua múltipla(s). Há, portanto, necessidade de informação de periodicidade do evento. Neste sentido, foi desenhado um operador que serviu para prever a primária do contato água/subsolo (fundo do mar) e suas múltiplas correspondentes. A partir desta informação obteve-se os parâmetros do filtro de deconvolução cujos resultados podem ser vistos com êxito nas Figuras 5.9 e 5.10.

Para que a aplicação do filtro WH seja satisfatória se torna necessário melhorar a relação sinal/ruído, e isto é feito realizando operações de filtragens no dado. As filtragens banda-passante trapezoidal f (Figura 5.3) e $f-k$ (Figura 5.4) foram aplicadas acentuando os eventos de reflexão no dado.

Após as filtragens f e $f-k$ foi aplicada uma forma de correção de divergência esférica com parâmetro de velocidade constante para analisar o ganho de amplitude, uma vez que etapas posteriores do processamento necessitam desta correção. O resultado mostrou o traço equilibrado, como pode ser visto na Figura 5.5. Os parâmetros utilizados nesta correção foram $v_{\text{RMS}} = 1.500$ m/s e $t_{\text{RMS}} = 4,5$ s.

A análise de velocidade NMO foi realizada no mapa semblance para marcar os eventos de reflexão em 92 CDPs de um total de 4628 CDPs. O modelo de velocidade obtido é apresentado na Figura 5.8 onde se observa a estrutura do talude continental.

A atenuação das múltiplas presentes no dado foi realizada após a correção NMO, uma vez que os eventos de reflexão estão horizontalizados. Os parâmetros usados neste processo foram obtidos do experimento de marcação de múltiplas descrito no capítulo 4.

O resultado da deconvolução preditiva pode ser observado nas Figuras 5.9 e 5.10, onde ocorre a atenuação das múltiplas nas seções CMP 400, 450, 500 e 550, respectivamente, contudo se observa que o filtro tem boa funcionalidade para pequenos afastamentos, não apresentando bons resultados à medida que se aumenta o afastamento.

Após a deconvolução preditiva foi feito o empilhamento no domínio do tempo. No resultado da Figura 5.11 se observa um significativo aumento da relação sinal/ruído, onde

se destaca os eventos rasos e a atenuação da múltipla de superfície livre na janela de 4s. Compare com a Figura 5.2.

A migração Kirchhoff pós-empilhamento no tempo mostrada na Figura 5.13 foi realizada sobre a seção empilhada NMO da Figura 5.11, utilizando o modelo de velocidade da Figura 5.8. Se observa o colapso parcial de algumas difrações e a recuperação de eventos refletores em profundidade. Contudo, se observam arcos indesejáveis sobre os pontos difratores nas regiões mais profundas da seção.

Foi realizada a conversão do modelo de velocidade RMS em tempo da Figura 5.8 para a profundidade (velocidade intervalar) da Figura 5.12 e também a mudança de escala da seção empilhada NMO em tempo da Figura 5.11 para profundidade. Para isto foi utilizado o modelo de velocidade intervalar da Figura 5.12, através de uma interpolação linear e de uma extrapolação constante nos pontos marcados no mapa semblance para determinar as velocidades $v_{\text{INT}}(z)$ em intervalos temporais não especificados. Neste caso, a seção foi remapeada até a profundidade de 4612 m.

A migração Kirchhoff pós-empilhamento na profundidade (Figura 5.15) foi realizada sobre a seção empilhada NMO da Figura 5.11 utilizando o modelo de velocidade intervalar em profundidade da Figura 5.12. Nesta migração se observa a recuperação da sub-horizontalização das estruturas, indicada pela melhor continuidade dos eventos refletores, o colapso das difrações, a correção das falhas geológicas, a recuperação de vários eventos refletores em profundidades e a ausência de arcos-artefatos sobre os pontos difratores, existentes na migração Kirchhoff em tempo da Figura 5.13. Sem outra informação complementar para a seção geológica, a profundidade considerada foi de 3300 m. Foram utilizadas várias aberturas: 200, 300, 400, 500 m, onde se observou que com o aumento da abertura, a quantidade de artefatos aumenta rapidamente e a abertura que mostrou melhor resultado foi de 300 m.

Como sugestões para trabalhos futuros, se propõe a aplicação de outras técnicas de deconvolução de múltiplas e de migração pré e pós-empilhamento no tempo e na profundidade baseadas na equação da onda acústica, como as metodologias **PSPI** (*phase-shift plus interpolation*), **SS** (*split-step*), **RTM** (*reverse time migration*) e **FFD** (Fourier finite difference), para efeito de comparação com a migração Kirchhoff e aplicação das técnicas **CRS** e niptomográfica, voltado à obtenção de melhores imagens úteis para a interpretação geológica.

REFERÊNCIAS

- AKI, K.; RICHARDS, P.G. *Quantitative seismology*. New York, USA. WH Freeman and Company, 1980.
- BERKHOUT, A. J.; ZAAANEN, P. R. A comparison between Wiener Filtering, Kalman Filtering and Deterministic Least Squares Estimation . *Geophysical Prospecting*, v.24, n. 3, p. 141-197, 1979.
- BEYLKIN, G. Imaging of discontinuities in the inverse scattering problem by inversion of a generalized radon transformed. *Journal Mathematical Physics*, v. 26, p. 99–108, 1985a.
- BEYLKIN, G. Reconstructing discontinuities in multidimensional inverse scattering problems. *Applied Optics*, v. 24, p. 4086–4088, 1985b.
- BLEISTEIN, N. *Mathematical methods for wave phenomena*. New York: Academic Press Inc., 1984.
- COHEN, J. K.; STOCKWELL, J. J. W., Seismic un*x release n.39: a free package for seismic research and processing. Colorado: *Center for Wave Phenomena*, Colorado School of Mines, 2005.
- ČERVENÝ, V. *Seismic Ray Theory*. Cambridge: Cambridge University Press, 2000.
- COMPANHIA DE PESQUISA E RECURSOS MINERAIS (CPRM). Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil. 2003. Disponível em <<http://www.cprm.gov.br>>. Acesso em 11/10/2011.
- DI BARTOLO, L.; DORS, C.; MANSUR, W.J.; MONTEIRO, C. da S. G. Evaluation of the influence of density in the acoustic waves amplitudes. In: CONGRESS , 7., 2011, Rio de Janeiro. Extended abstract. Rio de Janeiro: Brazilian Geophysical Society, COOPE/UFRJ, 2011.
- DURBAUM, H. Zur bestimmung von wellenlänge-schwindigkeiten reflexionsseismischen messungen. *Geophysical Prospecting*, v. 2, p. 151–167, 1954.
- FOREL, D.; BENZ, T.; PENNINGTON, W. D. *Seismic data processing with seismic un*x - A 2D seismic data processing primer*. [Colorado]: Society of Exploration Geophysicists, 2005.
- GAMBOA, F. *Aplicações do método de superfície comum de reflexão (CRS) ao processamento sísmico*. 2007. 213f. Tese de Doutorado-Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica e Instituto de Geociências, Campinas, SP. 2007.

- GUTENBERG, B. The Amplitudes of waves to be expected in seismic prospecting. *Geophysics*, v.1. p.252-256, 1936.
- HENRY, Georges. Geophysics for sedimentary basins. *Geophysical Research Department at Elf-Aquitaine Production*, 1997.
- HERTWECK, T. *Practical aspects of the unified approach to seismic imaging*. Tese de Doutorado, Karlsruhe University, Karlsruhe, April 2000.
- HUBRAL, P.; KREY, T. *Interval velocities from seismic reflection time Measurements*. Tulsa, OK: Society of Exploration Geophysicists, 1980.
- HUBRAL, P.; SCHLEICHER, J.; TYGEL, M. Geometrical-spreading and ray-caustic decomposition of elementary seismic waves. *Geophysics*, v. 60, n. 4, p. 1195–1202, 1995.
- HUGONNET, P. Partial surface related multiple elimination. In: ANN. INTL. MTG., 71st, 2002, San Antonio. Extended abstract. San Antonio: SEG, 2002.
- IKELLE, L. T.; AMUNDSEN, L. Introduction to petroleum seismology. *Society of Exploration Geophysicists*, 2005.
- LEITE, L. W. B. Introdução a análise espectral em geofísica. *FADESP/CNPQ*, Belém, Pará 1998.
- LIENBACH, J. Wiener spiking deconvolution and minimum-phase wavelets: A tutorial. *The Leading Edge*, Tulsa, OK, v.14, n.03, p.189-192, 1995.
- LINES, L. R. A note on the application of Wiener multichannel deconvolution. *Jour. Can. Soc. Exp. Geophys.*, Canada, v.10, n.01, p. 65-70, 1974 Pará 1998.
- MAGNAVITA, L. P. et al. Salt tectonics control on the distribution of drift sedimentary facies in the jequitinhonha basin. *American association of petroleum geologist*, Tulsa, OK, p. 878–879, 1998.
- MAKHOUL, J. Linear prediction: a tutorial review. In Childers D. G. (ed), “*Modern Spectral Analysis*”, *IEEE Pes*, p. 99–118, 1978.
- MESKÓ, A. Digital Filtering: Application in Geophysical Exploration for Oil. *Pittman Advanced Publishing Program*, Londres, Inglaterra, 1984.
- NEIDELL, N. S.; TANER, M. T. Semblance and other coherency measures for multichannel data. *Geophysics*, Tulsa, OK, v.36, n.3, p.482–497, 1971.
- NEWMAN, P. Divergence effects in a layered earth. *Geophysics*, n. 38, p. 481–488, 1973.
- OLHOVICH, V.A. The causes of noise in seismic reflection and refraction work. *Exploration Manager's Staff*, Petróleos Mexicanos (Mexican National Oil Co.), v.XXIX, n.6 p. 1015-1030, 10 Dec. 1964.

- POPOV, M. M. *Ray theory and Gaussian Beam Method for Geophysicists*. Salvador: EDUFBA, 1996.
- PEACOCK, K. L.; TREITEL, S. Predictive deconvolution: Theory and practice. *Geophysics*, 34: 155-169, 1969.
- RAVVE, I.; KOREN, Z. Exponential asymptotically bounded velocity model: Part I - Effective models and velocity transformations *Geophysics*, v.71 P.T-53-T65 2006.
- ROBINSON, E. A.; SILVIA, M. T. *Digital foundations of times series analysis: wave-equation space-time processing*. [Robinson.]: Holden-Day, 1981.
- ROBINSON, E. A.; TREITEL, S. Principles of digital Wiener filtering. *Geophysical Prospecting*, 15 (3): 311-333, 1969.
- ROBINSON, E. Seismic Inversion and deconvolution, Part A: Classical methods. *Geophysical Press. London - Amsterdam*, The Netherlands. 1984.
- ROBINSON, E. Model-driven predictive deconvolution. *Geophysics*, 63, 2: 713-722, 1998.
- ROBINSON, E. Geophysical signal analysis. *Tulsa, OK: Exploration Geophysicists*, p. 278-279, 2000.
- SANDMEIER, K-J. Untersuchung der ausbreitungseigenschaften seismischer wellen in geschichteten und streuenden medien *Alemanha, Instituto de Geofísica da Universidade de Karlsruhe.*, Tese de Doutorado, 1990.
- SCALES, J. A; SNIEDER, R. What is a noise? *Geophysicists*, v.63 p.1122-1124 1998.
- SCHLEICHER, J. et al. Modeling, migration, and demigration. *submitted to the Leading edge*, Unicamp, 1998.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. 3-d true-amplitude finite-offset migration. *Geophysics*, Unicamp, v. 58, n. 8, p. 1112-1126, 1993a.
- SCHLEICHER, J.; TYGEL, M.; HUBRAL, P. Parabolic and hyperbolic paraxial two-point traveltimes in 3D media. *Geophysical Prospecting*, Unicamp, v. 41, p. 495-513, 1993.
- SCHLEICHER, J. et al. Minimum apertures and fresnel zones in migration and demigration. *Geophysics*, Tulsa, OK, v. 62, n. 1, p. 183-194, 1997.
- SCHNEIDER, W. A. Integral formulation for migration in two-dimensions and three-dimensions. *Geophysics*, v. 43, n. 01, p. 49-76, 1978.
- SGUAZZERO, P.; VESNAVER, A. *A comparative analysis of algorithms for stacking velocity estimation: deconvolution and inversion*. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1987.
- SHAH, P. M. Use of wavefront curvature to relate seismic data with subsurface parameters. *Geophysics*, Tulsa, OK, v.38, n.5, p. 812-825, Oct. 1973.

- SHERIFF, T. Factors affecting seismic amplitude. *Geophysical Prospecting*, Amsterdam, v.23, n.1, p. 125–138, 1975.
- SHERIFF, T; L. P. Geldart. History, theory, and data acquisition. *Exploration seismology*, Cambridge University Press 1982 , v.1, 1985.
- TANER, M. T.; KOEHLER, F. 1969. Velocity Spectra-Digital Computer Derivation and applications of Velocity Functions. *Geophysics*, 34 (6): p. 859-881, 1969.
- URSIN, B. Offset-dependent geometrical spreading in a layered medium. *Geophysics*, v. 4, n. 55, p. 492-496, 1990.
- VERSCHURR, D. J. *Surface Related Multiple Elimination*. Tese de Doutorado - Delft University of Technology, Netherlands, 1991.
- VERSCHURR, D. J.; BERKOUT, A. J.; WAPENAAR, P. A. Adaptive surface-related multiple elimination. *Geophysics*, v. 57, n.9, p. 1166–1177, Sep. 1992.
- WALDEN, A. T. 1988. Robust deconvolution by modified wiener filtering. *Geophysics*, Tulsa, OK, v.53, n.02, p. 186-191, 1988.
- WATERS, K. H. *Reflection Seismology*. [Waters]: Society of Exploration Geophysicists, 1986.
- YILMAZ, O. Seismic Data Processing. *Society of Exploration Geophysics*, Tulsa, USA. 1994.
- ZIOLKOWSKI, R. W.; DESCHAMPS, G. A. The Maslov method and the asymptotic Fourier transform: Caustic analysis. *University of Illinois*, Electromagnetic Laboratory Scientific report 80-9, United States of America, 1980.

APÊNDICE

APÊNDICE A – MIGRAÇÃO KIRCHHOFF

Neste apêndice são descritas partes da teoria do raio com a finalidade de complementar o entendimento dos processos de modelagem e imageamento por migração, ambos baseados na teoria do raio sísmico, onde uma das obras principais para ser seguida é (ČERVENÝ, 2000).

Migração Kirchhoff no Tempo

A migração é descrita a partir da solução da equação de onda escalar sem variação de densidade e dada por:

$$\nabla^2 u(\vec{r}, t) - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 u(\vec{r}, t)}{\partial t^2} = -4\pi q(\vec{r}, t), \quad (\text{A.1})$$

onde $u(\vec{r}, t)$ é a amplitude do campo, c a velocidade no meio, $q(\vec{r}, t)$ a fonte, e $\vec{r} = (x, y, z)$ o ponto de observação.

A solução para a Eq. (A.1) sem presença de fonte, considerando um volume V_0 delimitado por uma superfície S_0 , é expressa pelo teorema de Green (SCHNEIDER, 1978), e dada por:

$$u(\vec{r}, t) = \frac{1}{4\pi} \int_{t_0} dt_0 \int_{S_0} dS_0 \left[G \frac{\partial}{\partial n} u(\vec{r}_0, t_0) - u(\vec{r}_0, t_0) \frac{\partial}{\partial n} G \right]; \quad (\text{A.2})$$

onde $\vec{n} = n\hat{n}$ é um vetor normal à superfície S_0 , que inclui a superfície de aquisição A_0 , e a superfície de forma semi-esférica A' que é extrapolada para o infinito de forma que sua contribuição seja desprezível (ver Figura A.1). Sendo assim, a fronteira fica expressa pela integral na superfície de aquisição, e a solução é baseada na função de Green que consiste da resposta de uma fonte pontual em \vec{r}_0 e sua imagem em \vec{r}'_0 , dada por:

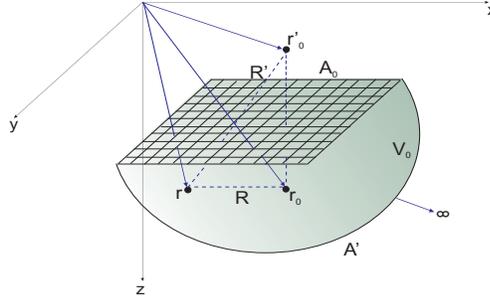
$$G(\vec{r}, t | \vec{r}_0, t_0) = \frac{\delta(t - t_0 - \frac{R}{c})}{R} - \frac{\delta(t - t_0 - \frac{R'}{c})}{R'}, \quad (\text{A.3})$$

onde

$$R = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z - z_0)^2]^{\frac{1}{2}}, \quad (\text{A.4})$$

$$R' = [(x - x_0)^2 + (y - y_0)^2 + (z + z_0)^2]^{\frac{1}{2}}. \quad (\text{A.5})$$

Figura A.1: Meio escalar (3D) com volume V_0 delimitado pela fronteira $S_0 = A_0 + A'$, com um ponto fonte em \vec{r}_0 , sua imagem em \vec{r}'_0 e um ponto de observação em \vec{r} .



Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

Na prática, o campo $u(\vec{r}_0, t_0)$ é medido na fronteira $S_0 = A_0 + A'$, onde a função de Green se anula ($G = 0$), e a componente $\frac{\partial u(\vec{r}_0, t_0)}{\partial n}$ é anulada. Com isto, a equação (A.2) é simplificada à forma:

$$u(\vec{r}, t) = \frac{1}{2\pi} \int_{t_0} dt_0 \int_{A_0} dA_0 \left\{ u(\vec{r}_0, t_0) \frac{\partial}{\partial z_0} \left[\frac{\delta \left(t - t_0 - \frac{R}{c} \right)}{R} \right] \right\}. \quad (\text{A.6})$$

Trocando $\frac{\partial}{\partial z_0}$ por $\frac{\partial}{\partial z}$ e resolvendo a parte temporal da equação (A.6), se obtém:

$$u(\vec{r}, t) = -\frac{1}{\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{A_0} dA_0 \frac{u(\vec{r}_0, t - \frac{R}{c})}{R}. \quad (\text{A.7})$$

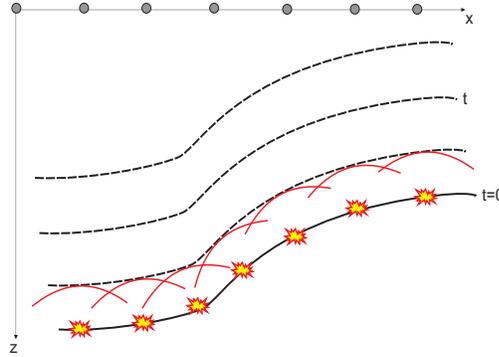
Esta representação indica que a Eq. (A.2) é solução da equação da onda em virtude da forma $\frac{f(t - \frac{R}{c})}{R}$ no integrando.

Uma forma de descrever fisicamente uma seção empilhada é através de um experimento hipotético denominado refletor em explosão, onde os receptores são localizados numa superfície de aquisição e as fontes ao longo das interfaces refletoras onde são acionadas simultaneamente. O campo produzido se propaga até a superfície de aquisição segundo o Princípio de Huygens (ver Figura A.2). Com este modelo, as velocidades ou tempo relacionados a esta seção devem ser modificadas pela multiplicação do fator 1/2 (ver Figura A.3).

Para uma seção empilhada, o campo registrado $u(x, y, z = 0, t)$ pode ser continuado para profundidades maiores segundo a forma:

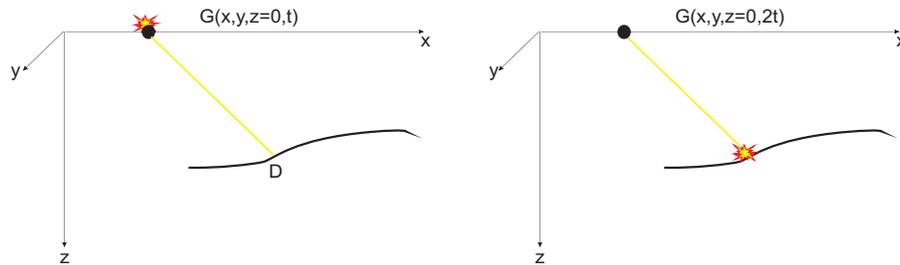
$$u(x, y, z, t) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{A_0} dA_0 \frac{u(x, y, z = 0, t + \frac{R}{c})}{R}. \quad (\text{A.8})$$

Figura A.2: Representação do modelo (2D) *refletor-em-explosão*. As fontes estão localizadas nas interfaces refletoras e são acionadas simultaneamente. O campo produzido se propaga de acordo com o Princípio de Huygens até a superfície de aquisição $z = 0$.



Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

Figura A.3: Modelo afastamento-nulo (esquerda) e modelo do *refletor-em-explosão* (direita). Na esquerda, o campo de onda parte da superfície no instante $t = 0$, reflete em D e retorna a superfície onde é registrado no tempo t . Na direita, se tem outra forma de representar o afastamento-nulo, onde o campo de onda parte de um ponto da subsuperfície no tempo $t = 0$ e é registrado na superfície no tempo $2t$. A velocidade do campo de onda no modelo afastamento-nulo (esquerda) é a metade da velocidade no modelo *refletor-em-explosão* (direita).



Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

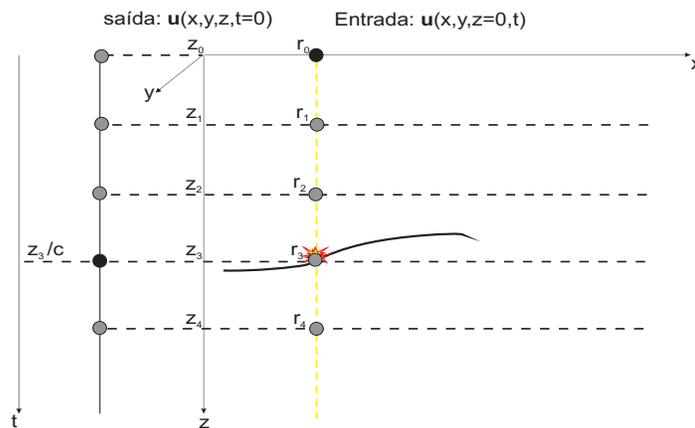
O campo continuado em profundidade até o refletor tem, de princípio, as amplitudes proporcionais à refletividade da interface. Para a Eq. (A.8), considerando o modelo refletor-em-explosão para os pontos em subsuperfície no tempo $t = 0$ de acionamento das fontes, a integral para a área de interesse (x, y, z) , tem a forma:

$$u(x, y, z, t = 0) = -\frac{1}{2\pi} \frac{\partial}{\partial z} \int_{x_0} \int_{y_0} dx_0 dy_0 \frac{u(x, y, z = 0, \frac{R}{c})}{R}. \quad (\text{A.9})$$

A Eq. (A.9) descreve a seção migrada, e é denominada de condição de imagem, e que mapeia o campo no domínio (x, y, z, t) para o domínio (x, y, z) .

A Figura A.4 mostra a relação entre o dado de entrada e de saída no mapeamento. A entrada é um traço empilhado registrado no plano $z = 0$, e a saída é um traço na posição (x, y) apresentado em função de z e do tempo $t = z/c$. Como os refletores estão em sucessivas posições, mapea-se um ponto em cada uma destas etapas, e calcula-se para este ponto a integral para o tempo $t = 0$. Por exemplo, o receptor r_1 em z_1 mapea-se um valor nulo para $t = 0$ devido ao receptor não estar no ponto de reflexão; da mesma forma o valor se anula também para o receptor r_2 em z_2 . O valor desta integral não é nulo quando o receptor estiver muito próximo ou em cima do refletor, como ocorre em z_3 .

Figura A.4: Relação entre o dado de entrada $u(x, y, z = 0, t)$ e o de saída $u(x, y, z, t = 0)$ no mapeamento do campo de onda em (x, y, z, t) para $(x, y, z, t = \frac{z}{c})$.



Fonte: (SCHNEIDER, 1978).

Segundo o modelo *refletor-em-explosão*, a Eq. (A.9) é entendida como o processo que permite conhecer o valor do campo no tempo $t = 0$ a partir de seus valores registrados pelos receptores no tempo t . Ou ainda, um processo de continuação do campo $u(\vec{r}_0, t_0)$, conhecido na fronteira A_0 , para $u(\vec{r}, t = 0)$ em um ponto em subsuperfície.

Migração Kirchhoff na Profundidade

Esta migração é baseada nas equações iconal e de transporte, e no sistema de traçamento do raio para o cálculo do tempo, e do termo para divergência esférica e de amplitude do campo de onda. A teoria paraxial do raio é um conceito central para se obter o fator de espalhamento geométrico do campo de onda.

Equação iconal

A equação iconal para um meio isotrópico tem a forma:

$$(\nabla\tau)^2 = \frac{1}{v^2}, \quad (\text{A.10})$$

onde $\tau = \tau(\vec{x})$ é o tempo de trânsito fonte-receptor, denominado termo iconal, e $v = v(\vec{x})$ é a velocidade da onda. A solução desta equação diferencial parcial não-linear é obtida por meio de seis equações diferenciais ordinárias que formam o sistema de traçamento de raio, e em coordenadas cartesianas tem a forma:

$$\frac{dx_i}{d\tau} = v^2 p_i, \quad (i = 1, 2, 3,) \quad (\text{A.11})$$

$$\frac{dp_i}{d\tau} = -\frac{1}{v} \frac{dv}{dx_i}, \quad (i = 1, 2, 3,) \quad (\text{A.12})$$

onde p_i são os componentes do vetor vagarosidade $\vec{p} = \nabla\tau$ (ČERVENÝ, 2000).

Equação do transporte

A equação do transporte é dada por:

$$2\nabla\tau \cdot \nabla A + \Delta\tau A = 0, \quad (\text{A.13})$$

onde $A = A(\tau, x, y, z)$ é o termo de amplitude do campo de onda. A Eq. (A.13) pode ser reescrita como uma equação diferencial ordinária de coordenadas do raio na forma:

$$\frac{2}{v^2} \frac{dA}{d\tau} + \frac{A}{vJ} \frac{d}{d\tau} \left(\frac{J}{v} \right) = 0, \quad (\text{A.14})$$

onde J é o Jacobiano do raio que representa a densidade do campo, e escrito na forma de um determinante funcional:

$$J(x, y, z; \tau, \gamma_1, \gamma_2) = \frac{1}{v} \left| \frac{d(x, y, z)}{d(\tau, \gamma_1, \gamma_2)} \right|, \quad (\text{A.15})$$

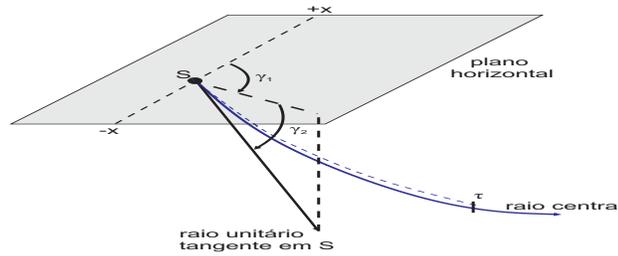
onde τ, γ_1, γ_2 são as coordenadas do raio, τ o iconal, e γ_1 e γ_2 os parâmetros de partida do raio (ver Figura A.5).

A Eq. (A.14) pode ser resolvida pelo método de separação de variáveis, de onde se obtém o termo principal para a amplitude do campo dado por:

$$A = \frac{\Sigma(\gamma_1, \gamma_2)}{\sqrt{\frac{J}{v}}}, \quad (\text{A.16})$$

onde Σ é a constante de integração dependente dos parâmetros de partida do raio.

Figura A.5: Sistema de coordenadas do raio. Para uma fonte pontual S em 3D, as coordenadas do raio são dadas pelos ângulos γ_1 e γ_2 , e o argumento eiconal $\tau = \tau(x)$ que especifica uma posição de um ponto sobre o raio. Se usa também o comprimento do arco S em vez do eiconal $\tau = \tau(x)$ através do termo de velocidade.

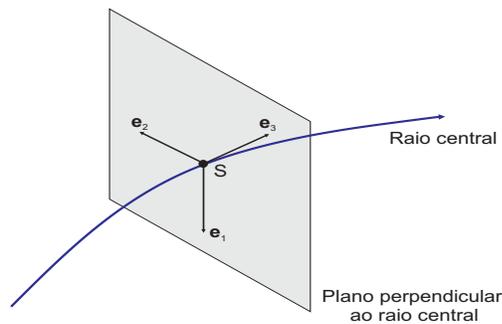


Fonte: (HERTWECK, 2000).

Teoria paraxial e traçamento dinâmico do raio

O sistema de traçamento dinâmico do raio é descrito em coordenadas (q_1, q_2, q_3) centradas no raio, que é um sistema de coordenadas curvilíneas ortogonais, onde o raio representa o terceiro eixo do sistema. Os outros dois eixos são ortogonais e situados em um plano perpendicular ao raio (Figura A.6).

Figura A.6: Sistema de coordenadas centradas no raio, o vetor \mathbf{e}_3 é o raio unitário tangente em S , os vetores \mathbf{e}_1 e \mathbf{e}_2 estão localizados em um plano perpendicular ao raio em S . As coordenadas atuais são dadas por $(q_1, q_2$ e $q_3)$.



Fonte: (HERTWECK, 2000).

Usando o sistema de coordenadas centradas no raio, a relação para o Jacobiano do raio tem a forma simplificada para:

$$J \Big|_{\gamma_1=\gamma_{10}, \gamma_2=\gamma_{20}} = \left| \frac{d(x, y, z)}{d(\tau, \gamma_1, \gamma_2)} \right|_{\gamma_1=\gamma_{10}, \gamma_2=\gamma_{20}} = v_0 \left| \frac{d(q_1, q_2)}{d(\gamma_1, \gamma_2)} \right|_{\gamma_1=\gamma_{10}, \gamma_2=\gamma_{20}}, \quad (\text{A.17})$$

onde o índice adicional 0 indica os parâmetros do raio central.

A Eq. (A.16) para a amplitude do campo passa à forma:

$$A = \frac{\sum(\gamma_1, \gamma_2)}{\sqrt{\frac{1}{v} \left| \frac{d(q_1, q_2)}{d(\gamma_1, \gamma_2)} \right|}} \Big|_{\gamma_1=\gamma_{10}, \gamma_2=\gamma_{20}}. \quad (\text{A.18})$$

A partir da Eq. (A.18), o fator de espalhamento geométrico normalizado $|\mathcal{L}_n|$, que descreve a divergência esférica de uma fonte pontual S , é dado por:

$$|\mathcal{L}_n| = \frac{\sqrt{\cos \alpha_S \cos \alpha_R}}{\sqrt{v_S v_R}} \sqrt{|\det \mathbf{B}|}, \quad (\text{A.19})$$

onde v_S e v_R são as velocidades de propagação da onda na fonte pontual S para o ponto receptor R , respectivamente (POPOV, 1996); \mathbf{B} é uma matriz que se relaciona ao fator de espalhamento geométrico de uma onda originária de uma fonte pontual (HERTWECK, 2000); e α_S e α_R são os ângulos inicial e de emergência do raio central em S e R .

A migração pós-empilhamento baseada na integral de Kirchhoff, Eq. (A.9), ou empilhamento de difração Kirchhoff, pode ser reescrito na forma:

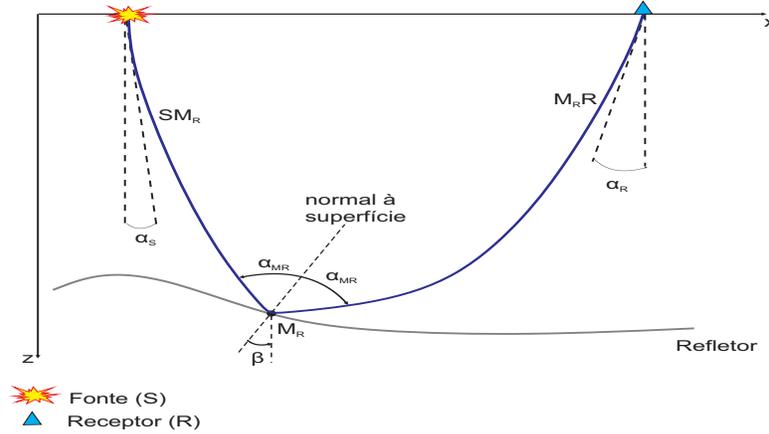
$$V(M) = -\frac{1}{2\pi} \int \int_A d\xi_1 d\xi_2 W_{DS}(\xi, M) \frac{\partial U(\xi, t)}{\partial t} \Big|_{t=\tau_D(\xi, M)}, \quad (\text{A.20})$$

sendo a superfície de empilhamento a superfície de Huygens:

$$t = \tau_D(\xi, M) = \tau(S(\xi), M) + \tau(M, R(\xi)), \quad (\text{A.21})$$

onde τ_D representa o tempo de trânsito da difração correspondente a cada ponto M em subsuperfície. A janela de integração $A(\xi)$ deve idealmente ser o plano- (ξ_1, ξ_2) total, mas é feito limitado à abertura da aquisição de dados, ou até mesmo a uma região menor (abertura da migração), em função do ruído, e de outros como o volume Fresnel. $W_{DS}(\xi, M)$ é a função peso referente ao conceito de amplitude verdadeira. A trajetória $t = \tau_D(\xi, M)$ é ilustrada na Figura A.7 para um ponto-fonte, um ponto-receptor e um ponto-imagem. A trajetória fonte-imagem-receptor é calculada pela teoria do raio resolvendo a equação iconal (A.10).

Figura A.7: α_S e α_R são os ângulos de partida e de emergência dos dois ramos dos raios em S e R , respectivamente. β é o ângulo de mergulho do refletor e α_{MR} é o ângulo de incidência do ramo do raio SM_R .



Fonte: (HERTWECK, 2000).

A representação de um campo de pressão associado a um evento de reflexão primária $U(\xi, t)$, considerando o termo de ordem zero da série do raio, é dada por (SCHLEICHER et al., 1993a):

$$U(\xi, t) = R_v \frac{\mathcal{A}}{\mathcal{L}} f(t - \tau_R(\xi)), \quad (\text{A.22})$$

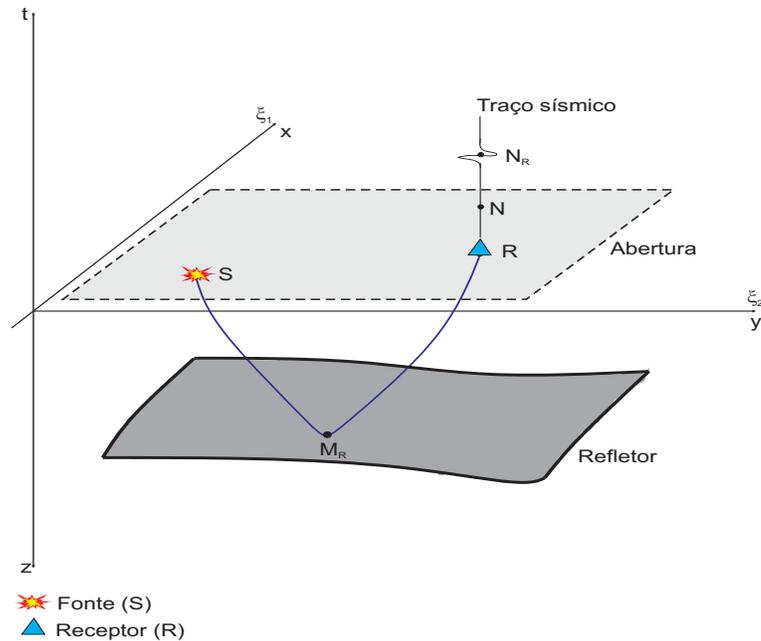
onde $f(t)$ é o sinal-fonte analítico (composto pelo sinal-fonte como parte real e sua transformada de Hilbert como parte imaginária); $\tau_R(\xi)$ representa o tempo de trânsito ao longo do raio $SM_R R$; ξ é um parâmetro que descreve a configuração de fontes e receptores; R_v é o coeficiente de reflexão da onda plana no ponto de reflexão; \mathcal{A} é um fator de absorção que envolve os efeitos de atenuação e transmissividade; \mathcal{L} é o fator de espalhamento geométrico normalizado, introduzido em (A.19), que determina a divergência do fluxo de energia durante a propagação do campo de onda (ver Figura A.8).

O conceito de reflexão da amplitude verdadeira refere-se à reflexão primária corrigida do fator de espalhamento geométrico, ou seja:

$$U_{TA}(\xi, t) = \mathcal{L}U(\xi, t) = R_v \mathcal{A} f(t - \tau_R(\xi)). \quad (\text{A.23})$$

Nos casos onde as perdas devido às transmissões são pequenas, uma seção corrigida dos efeitos do espalhamento geométrico fornece valores proporcionais aos coeficientes de reflexão. Esta migração é realizada por meio do somatório, tipo empilhamento, ao longo da trajetória de difração Kirchhoff. A parte cinemática da transformação pode ser realizada considerando uma malha retangular densa com M pontos no domínio da profundidade, onde se deseja

Figura A.8: Seção sísmica ilustrada em perspectiva 3D, onde a parte superior da imagem mostra o domínio do tempo, e a parte inferior o domínio da profundidade com um único refletor. A superfície de medida é dada pelo plano $z = 0$. A seção sísmica é dado pelo volume de dados de todos os traços sísmicos dentro da abertura A e $t > 0$, ou seja, por todos os pontos $N(\vec{\xi}, t)$. O ponto N_R representa um evento real ao longo do traço sísmico. No domínio da profundidade os eixos horizontais são denotados por x , y e z . A seção migrada é dada pelo volume de dados de todos os pontos $M(\vec{r}, z)$ dentro da abertura do refletor E e $z > 0$. O ponto $M_R(x, y, z)$ ilustra um ponto de reflexão real.



Fonte: (HERTWECK, 2000).

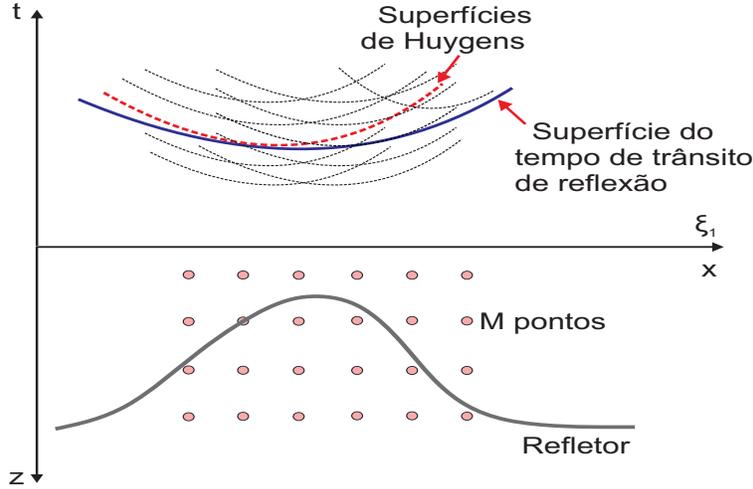
construir a imagem do refletor a partir da seção temporal (ver Figura A.9). Além disso, todos os pontos M da malha são considerados pontos difratores no modelo de velocidades. O armazenamento do valor do somatório é colocado no correspondente ponto M . A correção de divergência esférica é realizada ponderando as amplitudes dos traços ao longo da superfície de difração durante o processo de empilhamento (BLEISTEIN, 1984).

A Eq. (A.22) se aplica para superfície de medida ($z = 0$) não-livre. Além disso, no caso das reflexões migradas ocorre uma distorção no pulso ao longo do refletor como consequência do ângulo de incidência. A relação entre o pulso original e o em profundidade após a migração é expressa por um fator de estiramento, m_D , dado por:

$$m_D = \left. \frac{\partial \tau_D}{\partial z} \right|_{M_R} = \frac{2}{v_{M_R}} \cos \alpha_{M_R} \cos \beta, \quad (\text{A.24})$$

onde v_{M_R} é a velocidade local em um ponto de reflexão real M_R em subsuperfície, α_{M_R} é o

Figura A.9: Ilustração do tempo de trânsito τ_R em 2D para a geometria afastamento-comum, onde estão desenhadas diversas superfícies de Huygens para os pontos M . A migração Kirchhoff na profundidade é realizada pelo empilhamento por somatório ao longo de cada superfície de Huygens, sendo o valor resultante colocado no correspondente ponto difrator M na profundidade. A tangência entre a superfície de reflexão e a de difração define o refletor. O refletor só pode ser imageado na zona alvo, que é a malha de pontos M .



Fonte: (HERTWECK, 2000).

ângulo de reflexão, e β é o mergulho refletor em M_R (ver Figura A.7).

Considerando a função W_{DS} a ser definida, o ponto M é considerado um ponto de reflexão real em subsuperfície, ou seja, $M = M_R$, se escreve (A.20) na forma:

$$V(M_R, t) = -\frac{1}{2\pi} \int \int_A d\xi_1 d\xi_2 W_{DS}(\xi, M_R) R_v \frac{\mathcal{A}}{\mathcal{L}} \frac{\partial}{\partial t} W(t + \Delta\tau(\xi, M_R)); \quad (\text{A.25})$$

onde $V(M_R, t)$ representa a superfície de Huygens colapsada a um ponto M_R , $\Delta\tau(\xi, M_R)$ é a diferença dos tempos de trânsito de difração e reflexão, ou seja, $\Delta\tau(\xi, M_R) = \tau_D - \tau_R$. Para $t = 0$ as Eqs. (A.25) e (A.20) são idênticas.

No domínio da frequência, a Eq. (A.25) tem a forma:

$$\hat{V}(M_R, \omega) = \frac{-i\omega}{2\pi} \hat{W}(\omega) \int \int_A d\xi_1 d\xi_2 W_{DS}(\xi, M_R) R_v \frac{\mathcal{A}}{\mathcal{L}} e^{i\omega\Delta\tau}; \quad (\text{A.26})$$

onde $\hat{W}(\omega)$ e $\hat{V}(M_R, \omega)$ são a transformada de Fourier de $W(t)$ e $V(M_R, t)$, respectivamente.

A Eq. (A.26) não pode ser solucionada analiticamente, mas pode ser aproximada para altas frequências usando o método de fase estacionária (BLEISTEIN, 1984). Dessa forma, o fator de espalhamento geométrico pode ser decomposto na forma de produtos parciais

(HUBRAL et al., 1995) como:

$$\mathcal{L}(S, R) = \frac{\mathcal{L}(S, M_R)\mathcal{L}(M_R, R)}{\mathcal{L}_F} = \frac{\mathcal{L}_{SM_R}\mathcal{L}_{M_RR}}{\mathcal{L}_F}; \quad (\text{A.27})$$

onde \mathcal{L}_{SM_R} e \mathcal{L}_{M_RR} são os fatores de espalhamento geométrico da fonte pontual ao longo dos dois ramos dos raios SM_R e M_RR , respectivamente. O fator \mathcal{L}_F é chamado “fator de Fresnel” (HERTWECK, 2000) e justifica a influência da zona de Fresnel em M_R sobre o fator de espalhamento geométrico total.

A decomposição do fator de espalhamento geométrico (A.27) é válida independentemente do ponto M ser um ponto de reflexão real em subsuperfície ou não. Além disso, o ponto de fase estacionária deve estar dentro da abertura A da migração, onde as principais contribuições para a integral da Eq. (A.26) vêm do limite da abertura. O resultado final para a função peso da amplitude verdadeira é dado na forma:

$$W_{DS}(\xi, M_R) = \frac{h_B v_M^2}{2 \cos^2 \alpha_M} \mathcal{L}_{SM} \mathcal{L}_{MR}, \quad (\text{A.28})$$

onde $h_B = h_B(\xi, M)$ é o determinante de Beylkin ((BEYLKIN, 1985a); (BEYLKIN, 1985b)). A função peso, dada pela Eq. (A.28) corrige efeitos restantes de espalhamento geométrico ao longo dos segmentos do raio e depende da curvatura do refletor.

APÊNDICE B – FILTRO ÓTIMO

O sismograma resultante de um experimento sísmico contém informações da subsuperfície obtidas através do campo refletido. Para realizar a atenuação de múltiplas, o princípio é aplicar um operador que contenha a posição da múltipla em relação às informações disponíveis da primária, e subtrair a múltipla da seção sísmica.

A operação de filtragem tempo-variante generalizada nos processos não-estacionários é representada pela integral:

$$y(t, \sigma) = \int_{t_0}^T h(\tau, \sigma)g(t, \tau)d\tau, \quad (-\infty < t < +\infty, t_0 \leq \sigma \leq T). \quad (\text{B.1})$$

Nesta, $g(t, \tau)$ é a entrada, $y(t)$ é a saída e $h(\tau, \sigma)$ é o operador tempo-variante que deve satisfazer a equação integral do primeiro tipo denominada Wiener-Kolmogorov:

$$\phi_{zg}(t, \sigma) = \int_{t_0}^T h(\tau, \sigma)\phi_{gg}(t, \tau)d\tau. \quad (\text{B.2})$$

A filtragem tempo-invariante [$h(t)$] para os processos estacionários é representada pela integral:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau)g(t - \tau)d\tau, \quad (\text{B.3})$$

que deve satisfazer a equação integral do primeiro tipo Wiener-Hopf (WH):

$$\phi_{zg}(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} h(\tau)\phi_{gg}(t - \tau)d\tau, \quad (\text{B.4})$$

onde $\phi_{zg}(t)$ e $\phi_{gg}(t)$ são, respectivamente, as funções correlação cruzada e autocorrelação teóricas estocásticas, sendo considerado que $g(t)$ seja um sinal estocástico estacionário.

A abordagem do processo de deconvolução é feita na forma discretizada e diretamente a partir da formulação das equações WH. Para isto foram seguidos, entre outros, (PEACOCK; TREITEL, 1969), (ROBINSON; TREITEL, 1969), (ROBINSON, 1984), (MAKHOUL, 1978), (BERKHOUT; ZAAANEN, 1979), (MESKÓ, 1984). Os coeficientes do filtro são obtidos a partir do ajuste entre as funções z_k (sinal desejado) e y_k (saída real) no sentido dos mínimos-

quadrados. A função objeto é a expectância dos desvios:

$$e(h_j) = E \{ (z_k - y_k)^2 \}, \quad (\text{B.5})$$

para ser minimizada em função dos coeficientes h_j . Isto significa buscar a variância mínima, uma vez que $E \{ (z_k - y_k) \} = 0$. A saída real do filtro, y_k , é dada pela convolução do operador de filtragem, h_k , com o observado, g_k , segundo a equação:

$$y_k = \sum_{i=0}^{P-1} h_i g_{k-i}, \quad (k = 0, 1, 2, \dots, N-1, \Delta t = 1). \quad (\text{B.6})$$

A operação teórica do cálculo de $E \{ \cdot \}$ faz com que a aleatoriedade desapareça. Consequentemente, a função $e(h_j)$ passa a ser não-aleatória, e os conceitos de cálculo diferencial e integral são aplicáveis. Para minimização, o critério é que as derivadas parciais com relação aos vários h_j sejam nulas, o que significa também estar próximo da solução, isto é:

$$\frac{\partial e(h_j)}{\partial h_j} = 0. \quad (\text{B.7})$$

A operação matemática acima resulta nas equações normais lineares:

$$\sum_{i=0}^{P-1} h_i \phi_{gg}(j-i) = \phi_{zg}(j), \quad (j = 0, 1, 2, \dots, P-1). \quad (\text{B.8})$$

Esta equação é denominada Wiener-Hopf na forma discretizada, e a sua solução determina os coeficientes h_i que minimiza a função erro, cujo valor $e(h_j)$ pode ser calculado. $\phi_{zg}(i)$ é a parte unilateral positiva da correlação cruzada teórica entre o sinal de entrada e o sinal desejado. O princípio aplicado para obter a aplicação WH permite estabelecer várias operações, porém a descrita neste trabalho é a de predição. A estrutura matricial correspondente às equações (B.8) tem a forma:

$$\begin{pmatrix} \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(-1) & \cdots & \phi_{gg}(-P+1) \\ \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0) & \cdots & \phi_{gg}(-P+2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \phi_{gg}(P-1) & \phi_{gg}(P-2) & \cdots & \phi_{gg}(0) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h(0) \\ h(1) \\ \vdots \\ h(P-1) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \phi_{zg}(0) \\ \phi_{zg}(1) \\ \vdots \\ \phi_{zg}(P-1) \end{pmatrix} \quad (\text{B.9})$$

A matriz acima é simétrica-par, e a estrutura matricial é visualizada melhor, sendo j o índice

das linhas e i o índice das colunas, $A_{ji} = \phi_{gg}(ji)$, $c_j = \phi_{zg}(j)$, e escrevendo:

$$\begin{pmatrix} A_{00} & A_{01} & \cdots & A_{0,P-1} \\ A_{10} & A_{11} & \cdots & A_{1,P-1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ A_{P-1,0} & A_{P-1,1} & \cdots & A_{P-1,P-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h_0 \\ h_1 \\ \vdots \\ h_{P-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} c_0 \\ c_1 \\ \vdots \\ c_{P-1} \end{pmatrix} \quad (\text{B.10})$$

Filtro de Wiener-Hopf de Predição

Neste caso, o desejado é $z_k = g_{k+T}$. Sendo assim, z_k é uma predição de g_k na distância T , e com isto:

$$\phi_{zg}(k) = \sum_i z_i g_{i-k} = \sum_i g_{i+T} g_{i-k} = \sum_i g_i g_{i-(k+T)} = \phi_{gg}(k+T). \quad (\text{B.11})$$

A equação (B.9) passa a ter a seguinte forma:

$$\begin{pmatrix} \phi_{gg}(0) & \phi_{gg}(1) & \cdots & \phi_{gg}(P-1) \\ \phi_{gg}(1) & \phi_{gg}(0) & \cdots & \phi_{gg}(P-2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ \phi_{gg}(P-1) & \phi_{gg}(P-2) & \cdots & \phi_{gg}(0) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h(0) \\ h(1) \\ \vdots \\ h(P-1) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \phi_{zg}(T) \\ \phi_{zg}(T+1) \\ \vdots \\ \phi_{zg}(T+P-1) \end{pmatrix} \quad (\text{B.12})$$

Fazendo $A_{ji} = \phi_{gg}(ji)$, a equação (B.10) é reescrita na forma:

$$\begin{pmatrix} A_{00} & A_{01} & \cdots & A_{0,P-1} \\ A_{10} & A_{11} & \cdots & A_{1,P-1} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ A_{P-1,0} & A_{P-1,1} & \cdots & A_{P-1,P-1} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} h_0 \\ h_1 \\ \vdots \\ h_{P-1} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} A_T \\ A_{T+1} \\ \vdots \\ A_{T+P-1} \end{pmatrix} \quad (\text{B.13})$$

h_k é denominado de operador-de-predição, e h_k^* é o operador erro-de-predição definido por:

$$h^* = [1, \overbrace{0, 0, \dots, 0, 0}^{(T-1)\text{zeros}}, -h_0, -h_1, -h_2, \dots, -h_{N-1}]. \quad (\text{B.14})$$

APÊNDICE C – HARDWARE E SOFTWARE

O pré-processamento do dado foi realizado com o pacote CWP/SU, versão 4.1.

Esta dissertação foi escrita num PC (Linux Ubuntu) utilizando o processador de texto (distribuição livre) $\text{T}_{\text{E}}\text{X}$, e o pacote $\text{L}^{\text{A}}\text{T}_{\text{E}}\text{X}$, e diversas extensões. A bibliografia foi gerada através do $\text{B}_{\text{i}}\text{B}_{\text{T}}\text{E}_{\text{X}}$.

As figuras contidas nesta dissertação foram geradas com o pacote CWP/SU versão 4.1, com o pacote LaTeXDraw 2.0.5 e com o pacote MatLab R2009a.