

Aplicações do Método de
Decomposição em Modos Empíricos
e da Filtragem SVD na Atenuação
de Ruídos em Dados Sísmicos de
Reflexão

FELIPE DA MOTA ALVES

SALVADOR – BAHIA
SETEMBRO – 2015

Documento preparado com o sistema L^AT_EX.

Apliações do Método de Decomposição em Modos Empíricos e da Filtragem SVD na Atenuação de Ruídos em Dados Sísmicos de Reflexão

por

FELIPE DA MOTA ALVES

Geofísico (Universidade Federal da Bahia – 2013)

Orientador: Prof. Dr. Milton José Porsani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

GEOFÍSICA

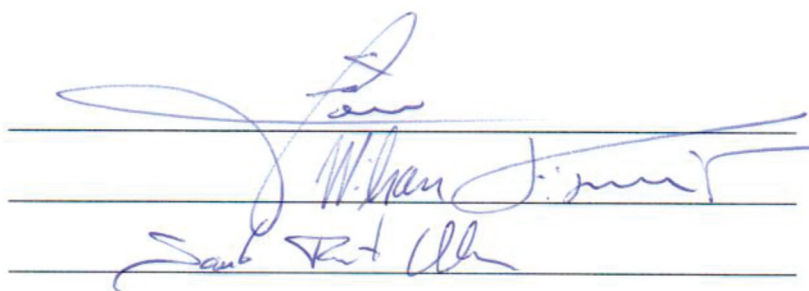
ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora



Dr. Milton José Porsani

Dr. Wilson Mouzer Figueiró

Dr. Saulo Pomponet Oliveira

Aprovada em 17 de setembro de 2015

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos próprios, da CAPES, da CNPq, CTPETRO, ANP, PETROBRAS

A474a Alves, Felipe da Mota,

Apliações do Método de Decomposição em Modos Empíricos e da Filtragem SVD na Atenuação de Ruídos em Dados Sísmicos de Reflexão / Felipe da Mota Alves. — Salvador, 2015.

69 f.: il.

Orientador: Prof. Dr. Milton José Porsani

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2015.

1. Bahia - Geofísica. I. Título.

CDD 551.063

*“Nada é tão maravilhoso que não possa existir,
se admitido pelas leis da natureza”*

Michael Faraday

*A todos aqueles que de alguma
forma me ajudaram a vencer mais
esta etapa da vida.*

Resumo

Ruídos são eventos comuns na sismica de reflexão que possuem características bem marcantes nos sismogramas, atrapalhando o processamento e interpretação dos dados. A atenuação de ruídos sísmicos é um desafio, em geral são utilizados filtros de frequência muitas vezes ineficazes. A característica do ruído depende principalmente do tipo de dado com que estamos trabalhando. Em dados terrestres, o ruído mais comum é o *ground roll*, que apresenta baixas frequências e altas amplitudes, enquanto em dados marinhos, para uma aquisição com lâmina d'água rasa, as *Head Waves* e os *Harmonic Modes* são eventos lineares e dispersivos que mascaram parte das reflexões de interesse, influenciando na delimitação de camadas litológicas. No presente trabalho foram utilizados os métodos de Decomposição em Modos Empíricos (DME) e Decomposição em Valores Singulares (DVS) no intuito de atenuar alguns tipos de ruídos em dados sísmicos de reflexão e criar alternativas de interpretação com base nos diferentes conteúdos de frequência presentes na seção sísmica. Essa nova abordagem consiste em relacionar o modo de atuação de cada método com as principais características do ruído, resultando em uma técnica que consegue identificar e atenuar o evento indesejado dos sismogramas, buscando sempre preservar ou intensificar o sinal de interesse. Para testar a eficácia da nova abordagem foram utilizados dados sísmicos terrestres da Bacia do Tacutu e marinhos da região do campo petrolífero de Grane, na Noruega.

Abstract

Noises are common events in seismic reflection that have very striking features in the seismograms, hindering the data processing and interpretation. The attenuation of seismic noise is a challenge, in general frequency filters are employed, but they often do not show good results. The characteristic of noise depends mainly on the type of data we are working. In land data, the most common is the ground roll, that has low frequencies and high amplitudes whereas in marine data (on a shallow water acquisition), the Head Waves and Harmonic Modes are linear and dispersive events that mask part of the interest reflections, influencing the delimitation of lithological layers. In this study, we used the methods of Empirical Mode Decomposition (DME) and Singular Value Decomposition (SVD) in order to mitigate some types of noise in seismic reflection and create alternatives to interpretation based on different frequency content present in seismic section. This new approach consists in relating the operation mode of each method with the main features of the noise, resulting in a technique that can identify and mitigate the unwanted event from the seismograms, trying always to preserve or enhance the interest signal. To test the effectivity of this new approach, were used land seismic data from the Tacutu Basin and marine from the Grane oilfield area, Norway.

Índice

Resumo	4
Abstract	5
Índice	6
Índice de Tabelas	8
Índice de Figuras	9
Introdução	11
1 A sismica de reflexão	13
1.1 Aquisição de dados em campo	13
1.1.1 O método do ponto médio comum (CMP)	14
1.1.2 Os principais parâmetros utilizados na aquisição de dados sísmicos	15
1.2 O processamento de dados sísmicos	16
1.2.1 Pré-processamento	16
1.2.2 Processamento avançado	17
2 Propagação de ondas elásticas e ruídos sísmicos	20
2.1 Ondas P	20
2.2 Ondas S	21
2.3 Ondas superficiais	21
2.4 Ruídos sísmicos	22
2.4.1 <i>Head Waves</i>	22
2.4.2 <i>Harmonic Modes</i>	23
2.4.3 <i>Ground Roll</i>	25
3 Apresentação dos métodos DME e SVD	26
3.1 O Método de Decomposição em Modos Empíricos	26

3.1.1	Passos do algoritmo para a Decomposição em Modos Empíricos em dados sísmicos	29
3.2	O Método de decomposição em valores singulares (SVD)	31
3.2.1	As matrizes de dados e de covariância	31
3.2.2	Autovalores e Autovetores	32
3.2.3	Decomposição em Valores Singulares	34
3.2.4	A filtragem SVD em dados sísmicos	36
4	Aplicação dos métodos DME e SVD em dados sísmicos reais	38
4.1	Descrição do dado utilizado	38
4.2	Empilhamento dos dados sem a etapa de filtragem	39
4.3	Aplicação do método DME	41
4.4	Aplicação do Método SVD	44
4.4.1	Aplicação da técnica SVD nos dados corrigidos de NMO	44
5	Aplicação conjunta dos métodos DME e SVD	48
5.1	Linha terrestre do Tacutu	48
5.2	Linha marinha do <i>Grane Field</i>	52
5.2.1	Descrição do dado	52
5.2.2	Discussão da metodologia e resultados	53
6	Conclusões	60
	Agradecimentos	62
	Apêndice A Teorema da Decomposição em Valores Singulares	63
	Referências Bibliográficas	68

Índice de Tabelas

4.1	Informações de aquisição da linha 50-RL-90	38
5.1	Informações de aquisição da linha 15120	52

Índice de Figuras

1.1	Arranjo de receptores do tipo “ <i>split spread</i> ” simétrico em (A) e do tipo “ <i>end-on</i> ” em (B).	14
1.2	Representação esquemática da aplicação do método CMP em uma aquisição sísmica de campo 2D.	15
1.3	Refletor de um dado sintético antes (a) e após (b) a correção de NMO (Yilmaz, 2001).	18
2.1	Refração de uma onda sísmica em um modelo de camadas duplas paralelas, onde z é a profundidade da interface horizontal.	22
2.2	Dois harmônicos de reflexões múltiplas em um modelo de camadas planas e paralelas.	23
2.3	Sismograma real mostrando a disposição dos ruídos tipo <i>Head Waves</i> e <i>Harmonic Modes</i>	24
2.4	Modo de propagação e movimentação de partículas em uma onda Rayleigh e sua disposição nos sismogramas.	25
3.1	Da esquerda para a direita, de cima pra baixo, temos a análise gráfica do procedimento de aplicação do método DME em um traço sísmico e seu respectivo resultado (FMIs) acompanhado do espectro de amplitude X frequência (Ferreira, 2010).	28
4.1	Sismograma correspondente ao tiro 39 e seu respectivo espectro de frequência.	39
4.2	Fluxograma de processamento utilizado na geração da seção empilhada sem qualquer tipo de filtragem (bruta).	40
4.3	Seção bruta empilhada.	40
4.4	Fluxograma de processamento na aplicação do método DME.	41
4.5	Sismogramas das quatro primeiras FMIs obtidas, ordenadas de (a) a (d) pela sequência crescente de extração.	42
4.6	Espectro de frequência das quatro FMIs da Figura 4.5.	42

4.7	Seções sísmicas empilhadas da primeira FMI em (a), segunda em (b), terceira em (c) e quarta em (d), todas extraídas no domínio do tempo.	43
4.8	Fluxograma de processamento na aplicação do método SVD no dado corrigido de NMO.	44
4.9	Comparativo entre o sismograma do tiro 39, corrigido de <i>NMO</i> , antes da aplicação do método SVD em (a), após a aplicação em (b) e diferença entre os sismogramas (a) e (b) em (c).	45
4.10	Espectro de amplitude do sismograma de entrada (azul), filtrado com a técnica SVD (vermelho) e resíduo (verde).	46
4.11	Comparativo entre o empilhamento da seção bruta em (a) e com a aplicação do método SVD em (b).	47
5.1	Fluxograma de processamento da aplicação conjunta dos métodos SVD e DME nas duas versões apresentadas no trabalho.	49
5.2	Espectro de amplitudes da seção empilhada original em (azul), com filtragem SVD em cada uma das três primeiras FMIs já empilhadas (vermelho) e SVD na soma das três primeiras FMIs já empilhadas (cinza).	50
5.3	Comparativo entre o empilhamento da seção bruta em (a), com filtragem SVD em cada uma das três primeiras FMIs já empilhadas (b) e SVD na soma das três primeiras FMIs já empilhadas em (c).	51
5.4	Fluxograma de processamento do empilhamento da seção bruta.	52
5.5	Seção empilhada sem nenhum procedimento de filtragem.	53
5.6	Sismogramas do CMP 300, original em (a), com filtragem SVD em (b) e resíduo entre (a) e (b) em (c), todos corrigidos de NMO.	54
5.7	Espectro de amplitude das <i>Head Waves</i> (azul) e dos <i>Harmonic Modes</i> (vermelho).	55
5.8	Espectro de amplitude do CMP 300 original (azul), após o método SVD (vermelho) e o resíduo (verde).	55
5.9	Fluxograma da aplicação conjunta dos métodos DME e SVD na linha marinha do campo de Grane.	56
5.10	Sismogramas das quatro primeiras FMIs obtidas após a filtragem SVD, ordenadas de (a) a (d) pela ordem crescente de extração.	57
5.11	Seção sísmica empilhada da primeira FMI em (a), segunda em (b), terceira em (c) e quarta em (d) extraída no domínio do tempo após a aplicação da filtragem SVD.	58
5.12	Comparativo entra a seção original e a filtrada com os métodos SVD e DME.	59

Introdução

A sísmica de reflexão é um método geofísico frequentemente empregado pela indústria de prospecção e produção de hidrocarbonetos. Ela permite a obtenção de imagens representativas da subsuperfície com base na propagação de ondas elásticas no meio geológico. Por ser uma técnica relativamente barata, e que fornece bons resultados, sua utilização cresce a cada dia. A atividade sísmica tem início na aquisição de campo, passa pelo processamento dos dados e chega na interpretação, etapa na qual serão sinalizadas áreas que tenham potencial para a exploração de petróleo, caso esse seja seu objetivo inicial. O processamento dos dados é uma importante etapa na geração da seção sísmica, se ele for bem executado existem altas chances da alocação de poços ter sucesso. Uma das principais razões para que o processamento não alcance seus objetivos é a presença de ruídos nos sismogramas, ou seja, registros efetuados pelo equipamento que não pertencem as reflexões de interesse, causados pelo próprio aparelho de recepção ou por fatores ambientais e fenômenos físicos diversos.

Ruídos são eventos comuns em dados sísmicos terrestres e marinhos, o *ground roll* é um dos principais exemplos. Ele está presente em dados terrestres e sua existência é relacionada a propagação das ondas superficiais Rayleigh. O *ground roll* é um ruído coerente que tem como característica as altas amplitudes, baixas frequências, baixas velocidades de propagação e em meios não homogêneos é altamente dispersivo, mascarando as reflexões de interesse nos sismogramas. Dados sísmicos marinhos tendem a ser menos ruidosos, porém não estão livres desses eventos, no presente trabalho iremos tratar principalmente dos *Harmonic Modes* e das *Head Waves* que apresentam uma disposição linear e dispersiva nos sismogramas, além de possuírem um extenso range de frequências, dificultando a atuação de filtros limitados pelo comprimento de onda do fenômeno que se deseja atenuar. Com o intuito de eliminar ruídos nos sismogramas, vários métodos de filtragem foram desenvolvidos. Os métodos mais conhecidos são o passa-banda e o *f-k*. A grande limitação desses filtros é que além de remover o ruído eles podem incidir sobre bandas de frequências relacionadas às reflexões de interesse. No presente trabalho, propomos o teste de diferentes formas de filtragem baseadas em técnicas modernas de tratamento de sinais, como os métodos de decomposição em Modos Empíricos (DME) e Decomposição em Valores Singulares (DVS), ou do inglês *singular value*

decomposition (SVD).

O método DME consiste na decomposição de um sinal em Funções de Modo Intrínseco (FMIs) que apresentam, cada uma delas, determinada banda de frequência. Sua aplicação em dados sísmicos consiste no rearranjo de cada traço em um somatório de FMIs com frequências decrescentes. Existem diversos trabalhos que utilizam a aplicação do método DME no tratamento de sinais. Zegadi e Zegadi (2009) e Bekara e Baan (2009) trabalharam com a atenuação de ruídos coerentes e aleatórios. Alves et al. (2011) aplicaram a técnica DME em conjunto com a Transformada Radial (TR) e obtiveram resultados na atenuação de ruídos lineares como a onda direta, refratada e o *ground roll*. Sá (2013) estudou os efeitos da manipulação das FMIs na atenuação do ruídos sísmicos comuns em aquisições marinhas como o *swell noise*.

A decomposição SVD possibilita que qualquer matriz de dados seja fatorada em uma soma ponderada finita de matrizes de posto unitário. Em dados sísmicos esse método pode ser utilizado na separação e filtragem de eventos, já que aqueles com maior correlação horizontal são preservados nas primeiras autoimagens. A aplicação do método SVD em dados sísmico não é recente. Freire (1986) apresentou os principais efeitos da técnica quando introduzida no fluxograma de processamento dos dados. Cardoso (2010) e Lima (2014) aplicaram a decomposição em valores singulares com o intuito de atenuar o ruído de rolamento. Dessa forma, a metodologia SVD pode ser realizada em conjunto com o método DME através de uma escolha adequada das autoimagens e das FMIs, resultando em um conjunto de sismogramas com eventos que apresentam diferentes características temporais e espaciais que sejam de maior interesse.

A organização da dissertação foi feita da seguinte maneira: o capítulo 1 engloba um breve resumo dos aspectos teóricos básicos relevantes à compreensão da sísmica de reflexão, apresentando conceitos da aquisição e do processamento, principalmente aqueles utilizados na dissertação; no capítulo 2 discutimos pontos sobre a propagação de ondas elásticas no interior da terra e seus efeitos na sísmica. Esse estudo é essencial para uma boa análise dos ruídos que afetam os dados, permitindo a compreensão sobre maneiras de atenuá-los; no capítulo 3 é apresentada a fundamentação teórica acerca dos métodos DME e SVD; o capítulo 4 trata da aplicação individual dos métodos DME e SVD na linha terrestre do Tacutu; no capítulo 5 associamos as metodologias em uma aplicação conjunta na linha do campo petrolífero de *Grane*, na Noruega, com o intuito de descobrir quais resultados ela traria para a seção empilhada final, além de tentar atenuar os ruídos lineares *Head Waves* e *Harmonic Modes*; no capítulo 6 foi feita uma breve conclusão, discorrendo sobre os principais resultados obtidos no trabalho.

1

A sísmica de reflexão

A sísmica de reflexão é uma atividade largamente desenvolvida pela indústria de prospecção e exploração de hidrocarbonetos, seu principal objetivo é fornecer uma descrição da subsuperfície que possua boa correlação com a geologia da área em estudo. Sua relevância para indústria vem do fato de que é possível imagear grandes áreas com excelente resolução e baixos custos, quando comparado com outros métodos de intervenção direta, como a perfuração de poços e descrição de furos de sondagem.

1.1 Aquisição de dados em campo

A aquisição de dados sísmicos de reflexão consiste na geração de energia por meio de fontes artificiais explosivas. No meio geológico essa energia se propaga na forma de ondas elásticas, que sofrem os fenômenos descritos pelas leis físicas da mecânica ondulatória, como absorção pelo meio, transmissão, refração e reflexão, dependendo de variações das propriedades acústicas do meio. Parte da energia que retorna a superfície é registrada em sensores (geofones ou hidrofones) que são previamente distribuídos na área de estudo. Esses sensores tem a capacidade de converter a movimentação de partículas ou variações de pressão captadas no terreno em pulsos elétricos proporcionais a intensidade da perturbação. Os pulsos são então transformados em valores que são armazenados em uma matriz de dados conhecida como sismograma.

A disposição dos sensores e da fonte em campo reflete diretamente na organização dos sismogramas obtidos. Levando em consideração uma aquisição 2D, temos duas possibilidades principais para alocar os equipamentos utilizados, ou seja, dois tipos de arranjo. No arranjo

tipo “*split spread*” os sensores são colocados dos dois lados da fonte, caso a quantidade de sensores sejam iguais nos dois lados, podemos acrescentar a nomenclatura o termo simétrico. No arranjo tipo “*end-on*” os sensores são dispostos apenas de um lado da fonte.



Figura 1.1: Arranjo de receptores do tipo “*split spread*” simétrico em (A) e do tipo “*end-on*” em (B).

A detonação da fonte sísmica gera um conjunto de registros variáveis no tempo em cada geofone/hidrofone utilizado. No sismograma a representação desse conjunto é chamada de canal ou traço sísmico. É possível distinguir diferentes arranjos de aquisição com base na análise do traço sísmico em um sismograma, pois os sensores mais afastados da fonte irão registrar a passagem da onda sísmica após os mais próximos, gerando assim traços com registros atrasados com relação aos demais.

1.1.1 O método do ponto médio comum (CMP)

A técnica CMP consiste em iluminar um mesmo ponto diversas vezes em geofones distintos conforme o deslocamento do aparato de campo, e seu nome (*common midpoint method*) vêm do fato de que, supondo camadas planas e paralelas, o ponto iluminado está à meia distância da fonte e do receptor que percebeu a chegada da onda emitida. O conjunto de traços que registra a reflexão da onda em um mesmo ponto em subsuperfície (ponto médio comum), porém com afastamentos diferenciados da fonte, é chamado de família CMP.

Quanto maior o número de receptores em uma família CMP, maior é o grau de cobertura e a qualidade do imageamento daquele ponto. Nos relatórios de campo é possível obter informação sobre o grau de cobertura máxima em uma determinada linha sísmica, que representa a maior repetitividade com que um ponto foi amostrado no levantamento. A cobertura máxima é um efeito que acontece nas partes centrais do levantamento sísmico 2D, levando então, por consequência, uma menor cobertura CMP nas partes iniciais e finais da área de estudo.

A metodologia CMP é muito utilizada nos levantamentos modernos, pois permite uma drástica redução de perturbações aleatórias que estejam presentes nos dados, aumentando de forma substancial a razão sinal/ruído e melhorando a interpretação das seções, ou seja, essa técnica representou um grande avanço na qualidade dos dados sísmicos de reflexão.

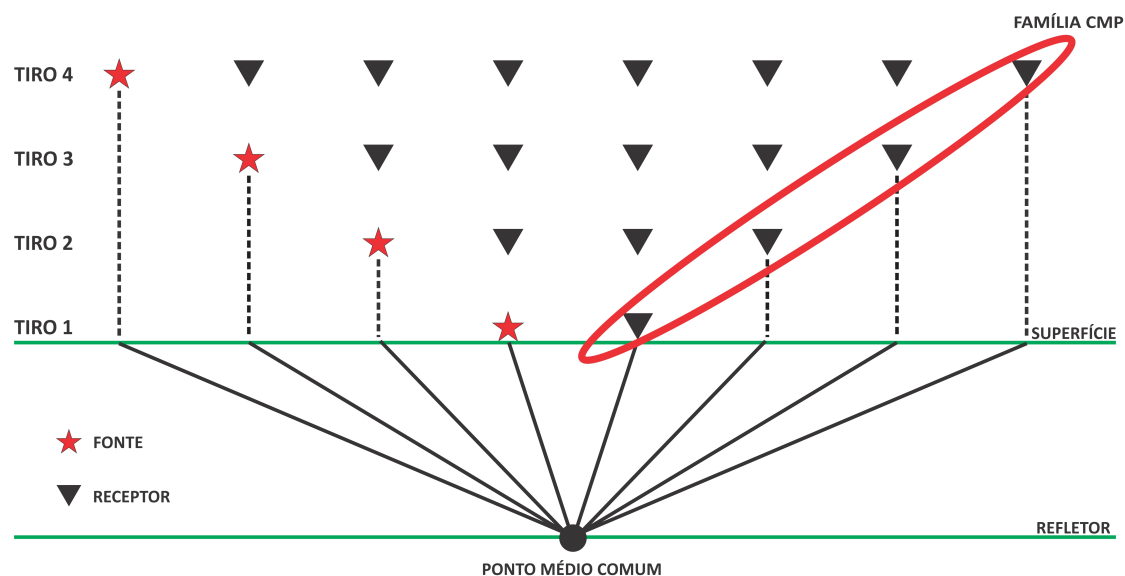


Figura 1.2: Representação esquemática da aplicação do método CMP em uma aquisição sísmica de campo 2D.

1.1.2 Os principais parâmetros utilizados na aquisição de dados sísmicos

Existem alguns parâmetros e termos que são utilizados durante a aquisição de dados sísmicos, que são de extrema importância para a compreensão e o desenvolvimento das diversas etapas de manipulação dos dados. Alguns deles serão apresentados nesta seção.

- **Linha de tiro:** É o aparato fonte-receptor, organizado da forma necessária para registrar a resposta de um pulso sísmico emitido pela fonte, em uma dada posição do levantamento. O conjunto de traços obtidos a partir de uma linha de tiro em um sismograma é chamado família de tiro comum.
- **Distância entre fontes ou linhas/pontos de tiro (ΔS):** Reflete a distância lateral que a fonte é deslocada, e, conseqüentemente, o aparato de geofones/hidrofones, entre dois pulsos consecutivos (distância entre duas linhas de tiro), quanto menor essa distância maior é a qualidade da representação de um determinado horizonte imageado.
- **Distância entre receptores ou canais (ΔG):** Reflete a distância de separação entre dois sensores em uma mesma linha de tiro.
- **Offset:** É separação mínima e máxima entre fonte e receptor em uma linha de tiro. Esse parâmetro reflete a redundância necessária para atingir boa qualidade para horizontes rasos e à profundidade máxima a ser investigada (Amorim, 2009).

- Lanço: É o conjunto de informações quantitativas sobre a disposição dos receptores em relação a fonte (tipo de arranjo), e o valor do offset mínimo e máximo em uma linha de tiro.
- Intervalo de amostragem (ns) : É o intervalo de tempo em que o receptor consegue gravar duas amostras consecutivas. Esse parâmetro se relaciona com a robustez do equipamento utilizado na aquisição, e reflete o grau de resolução temporal que é possível se obter em um dado levantamento sísmico.

1.2 O processamento de dados sísmicos

O processamento de dados sísmicos consiste no conjunto de procedimentos que irão converter os sismogramas obtidos no campo em imagens representativas da subsuperfície. Esta é uma etapa complexa da sísmica de reflexão, pois envolve a utilização de bons recursos computacionais e o desenvolvimento de artifícios matemáticos as vezes não tão simples. As primeiras fases são chamadas de pré-processamento e têm como objetivo preparar os dados para o processamento avançado (Silva, 2004).

1.2.1 Pré-processamento

O pré-processamento pode ser definido como a etapa inicial do processamento de dados sísmicos, que abrange o conjunto de procedimentos que preparam o dado para o processamento avançado. Nessa fase os dados de campo são organizados de acordo com informações geográficas e parâmetros de aquisição, e são tratados de modo que as reflexões de interesse sejam niveladas e amplificadas em detrimento a outros eventos registrados pelos sensores.

Inserção da geometria

Nessa etapa o Geofísico faz o georreferenciamento da linha sísmica e insere no cabeçalho (*header*) dos sismogramas a posição de cada geofone (que corresponde a um traço no sismograma) com relação aos outros e a fonte sísmica, calculando seus respectivos afastamentos (*offsets*), o que permite, em etapas posteriores, o agrupamento dos traços em famílias CMP.

Edição

Durante a aquisição dos dados em campo, os sensores de recepção podem não funcionar corretamente devido a problemas técnicos e a falhas operacionais gerando traços ruidosos

ou com polaridade contrária aos demais traços nos sismogramas. A etapa de edição tem como objetivo corrigir tais erros de aquisição eliminando traços muito ruidosos e revertendo aqueles que tenham polaridade invertida (Alves, 2013).

Correção estática

A correção estática é feita em dados sísmicos terrestres, e tem o intuito de corrigir o desnivelamento dos receptores devido as variações de relevo. Esse tipo de correção é fundamental para aumentar a continuidade dos refletores, melhorando assim a qualidade da seção empilhada final.

Correção de amplitude

As ondas sísmicas sofrem atenuação durante sua propagação no interior da terra. Isso ocorre principalmente devido ao espalhamento geométrico e às perdas por atrito. Para menores distâncias a perda por espalhamento geométrico é mais significativa em relação à dissipação por atrito, porém com o aumento da distância de propagação torna-se mais significante as perdas por absorção em detrimento ao espalhamento geométrico (Yilmaz, 2001).

Filtragem

Durante a aquisição sísmica são registrados diversos eventos nos receptores, porém somente as reflexões primárias são de interesse. A etapa de filtragem visa eliminar tais eventos, tratados como ruídos, e desse forma aumentar a razão sinal/ruído dos dados.

1.2.2 Processamento avançado

A fase de processamento avançado converte os registros de tempo de trânsito, que foram tratados anteriormente, em uma imagem representativa da subsuperfície.

Análise de velocidades

Através das hipérbolas geradas pelos registros das reflexões primárias é possível estimar a velocidade média que a onda levou para se propagar da superfície até a camada que gerou tal reflexão e retornou para ser registrada na posição de afastamento nulo. Essa etapa é crucial para a qualidade da seção sísmica final.

Corre o de *Normal Moveout* (NMO)

Corrige o atraso do tempo de chegada, com rela o ao tempo duplo de incidência normal (Silva, 2004). A corre o de NMO   feita a partir da estimativa da velocidade feita anteriormente, e tem como objetivo “zerar” o efeito hiperbólico gerado pelo afastamento (*offset*) fonte-receptor. Para cada traço, com base na velocidade de NMO estimada,   gerado um intervalo de tempo de corre o (Δt_{NMO}) que horizontaliza os refletores em uma família CMP.

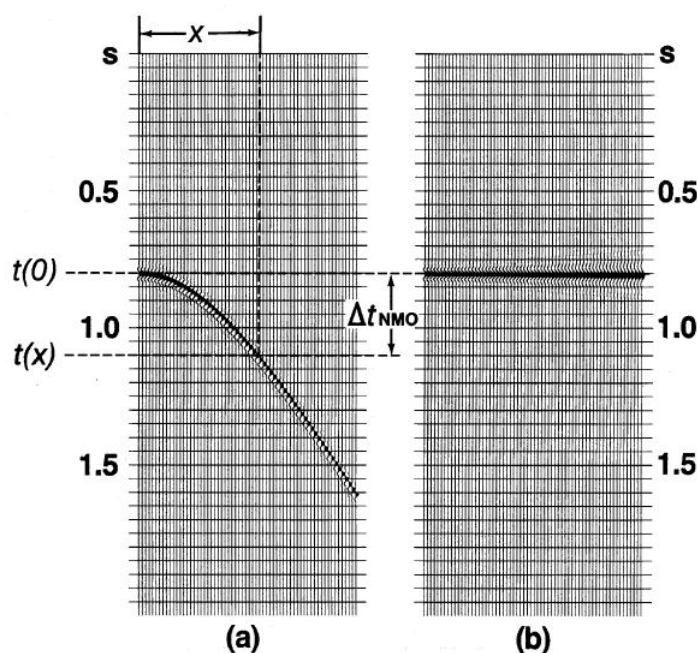


Figura 1.3: Refletor de um dado sint tico antes (a) e após (b) a corre o de NMO (Yilmaz, 2001).

Deconvolu o

A impedância acústica (I)   definida como o produto da velocidade de propaga o de uma onda sísmica compressional (v) em uma litologia pela densidade (ρ) do meio, e representa a dificuldade com que tal onda reverbera no mesmo. O contraste relativo entre as impedâncias acústicas das rochas de uma determinada forma o   denominado de fun o refletividade (R). Assim:

$$I = \rho \cdot v, \quad (1.1)$$

$$R = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}. \quad (1.2)$$

A função refletividade é o que se deseja obter nos levantamentos realizados pela sismica, porém a assinatura da fonte sísmica e ruídos de origem tanto ambiental quanto instrumental também são registrados pelos sensores dificultando o conhecimento de tal função. O processo de deconvolução visa recuperar a função refletividade, aumentando assim a resolução temporal dos dados e facilitando o reconhecimento das litologias, podendo ser aplicada aos dados antes ou após o empilhamento.

Empilhamento

Assim que o dado é corrigido de NMO, os traços provenientes de um mesmo ponto em subsuperfície (famílias CMPs), podem ter suas amplitudes somadas aritmeticamente (empilhados), produzindo assim um único traço representante daquela família. O principal objetivo do empilhamento é minimizar as amplitudes de ruídos incoerentes, que quando somados têm suas amplitudes fortemente atenuadas.

2

Propagação de ondas elásticas e ruídos sísmicos

Podemos definir onda como a propagação de energia em um dado meio sem o transporte de matéria. Existem dois tipos principais de ondas: as eletromagnéticas e mecânicas (também conhecidas como ondas elásticas). Esta última tem uma importância especial para a compreensão dos fenômenos relacionados à sismologia de reflexão, já que a onda sísmica é um tipo de onda mecânica.

A energia liberada após a detonação de uma fonte sísmica se propaga no interior da terra a partir das ondas de corpo P e S, e pela superfície através das ondas Love e Rayleigh. A forma de propagação de uma onda elástica é regida principalmente pelas constantes elásticas do meio propagante. Para materiais isotrópicos três constantes são suficientes: o módulo de Young (E) e os parâmetros de Lamé, λ e μ (módulo de cisalhamento).

2.1 Ondas P

As ondas P são longitudinais (ou de compressão), na qual o movimento da partícula é idêntico à direção de propagação da energia. Em um levantamento sísmico elas são as mais velozes, sendo assim as primeiras a serem percebidas nos receptores (“P” de primárias) e gravadas nos sismogramas. A velocidade de uma onda P é dada pela equação abaixo:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, \quad (2.1)$$

onde V_P é a velocidade de propagação da onda no meio, λ e μ são, respectivamente, o primeiro e o segundo parâmetro de Lamé e ρ é a densidade do meio.

2.2 Ondas S

As ondas S são transversais, ou seja, a propagação da energia é perpendicular a movimentação das partículas. Elas também são conhecidas como ondas cisalhantes ou secundárias, pois são mais lentas, sendo registradas após as ondas P. A velocidade de propagação de uma onda S é dada pela equação abaixo:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (2.2)$$

onde V_S é a velocidade de propagação da onda no meio, μ é o segundo parâmetro de Lamé (ou módulo de cisalhamento) e ρ é a densidade do meio.

Com a análise da Eq. (2.2) é possível concluir que a propagação de uma onda S está intimamente relacionada com o módulo de cisalhamento, logo, materiais que possuem este valor muito próximo de zero, não permitem a propagação de uma onda cisalhante, é o caso dos líquidos e gases.

2.3 Ondas superficiais

As ondas superficiais não penetram no interior da terra, sua propagação se dá exclusivamente pela superfície. Existem duas categorias de ondas superficiais, as ondas R (de Rayleigh) e as ondas L (de Love), que se distinguem entre si pelo tipo de movimento que as partículas descrevem na frente de onda. As ondas de superfície são geralmente mais lentas do que as de volume (como também são conhecidas as ondas P e S), sendo também as maiores responsáveis pelo efeito destrutivo dos terremotos.

Os geofones convencionais, por serem monoaxiais, só detectam a componente vertical de cada evento gerado pela fonte, por esse motivo as ondas P, puramente longitudinais, são facilmente percebidas pelos sensores sendo elas as responsáveis pelas informações de subsuperfície geradas em levantamentos sísmicos convencionais. Porém a componente vertical das ondas Rayleigh também são detectados e gravadas pelos geofones.

2.4 Ruídos sísmicos

Na sismica de exploração as reflexões primárias que ocorrem em subsuperfície são as principais fontes de informações utilizadas pelo geofísico para se obter detalhes da geologia de uma determinada área. Tudo aquilo que é gravado pelo sensor que não seja reflexão primária (no caso da sismica de reflexão) é considerado ruído e deve ser eliminado do dado ou ao menos atenuado para que não prejudique outras etapas da campanha sísmica.

Os ruídos são subdivididos em coerentes isto é, os que seguem um padrão facilmente detectável traço à traço e são causados pela própria fonte sísmica; ou aleatórios, ou seja, os que estão dispostos de forma aleatória no dado ocorrendo muitas vezes de forma isolada em um conjunto de traços, sendo causado principalmente por fatores ambientais. Existem também ruídos que são específicos do ambiente no qual os dados foram adquiridos. No presente trabalho vamos tratar com mais detalhes do ruído terrestre de rolamento superficial (*ground roll*) e dos ruídos marinhos *head waves* e *harmonic modes*.

2.4.1 Head Waves

Quando uma onda se propaga em um meio material, ela está condicionada as leis e efeitos estabelecidos pelos princípios da mecânica ondulatória. A refração total é um fenômeno previsto e quando ocorre nos sismogramas recebe o nome de *Head Wave* ou simplesmente onda refratada.

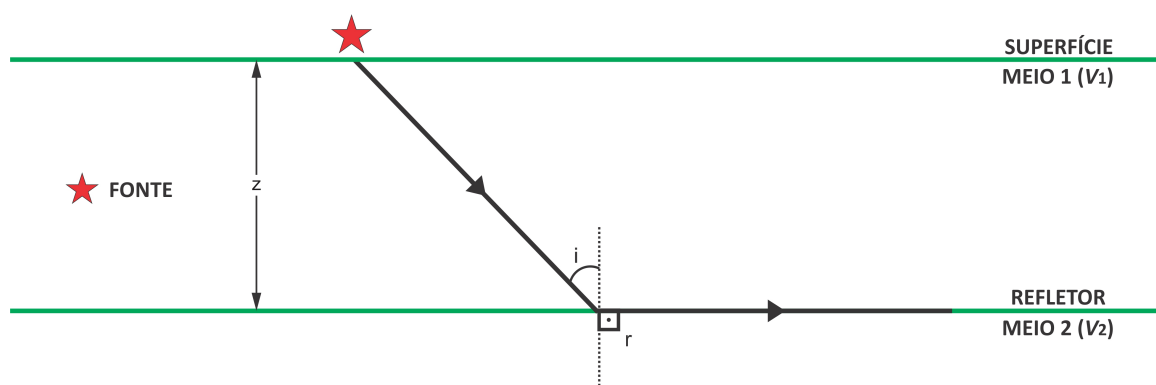


Figura 2.1: Refração de uma onda sísmica em um modelo de camadas duplas paralelas, onde z é a profundidade da interface horizontal.

Pela lei de Snell-Descartes temos que:

$$\frac{\text{sen}(i)}{V_1} = \frac{\text{sen}(r)}{V_2}, \quad (2.3)$$

sendo: i o ângulo de incidência do onda, r o ângulo de refração e V_1 e V_2 as respectivas velocidades de propagação da onda nos meios 1 e 2.

No caso da refração total o ângulo r é reto, fazendo com que a Eq. (2.3) seja reescrita da seguinte maneira:

$$\text{sen}(i) = \frac{V_1}{V_2}. \quad (2.4)$$

A Eq. (2.4) é limitada, pois os valores do seno estão compreendidos entre 0 e 1, ou seja, durante a passagem da onda sísmica, para que ocorra o fenômeno da refração total, a velocidade de propagação da onda deve aumentar se houver uma mudança de litologia.

A onda refratada se propaga na interface entre duas litologias distintas, sempre com a velocidade da litologia sotoposta (mais veloz) e emergem para superfície, em um ponto consideravelmente afastado da fonte, com um angulo igual ao de incidência. Em levantamentos que possuem longos *offsets* ela pode ser captada e registrada nos sismogramas, possuindo um comportamento linear, como demonstrado matematicamente em Telford et al. (1990).

2.4.2 Harmonic Modes

Harmonic Mode é o termo utilizado para designar o ruído relacionado com as reflexões múltiplas, em aquisições marinhas com lâmina de água rasa.

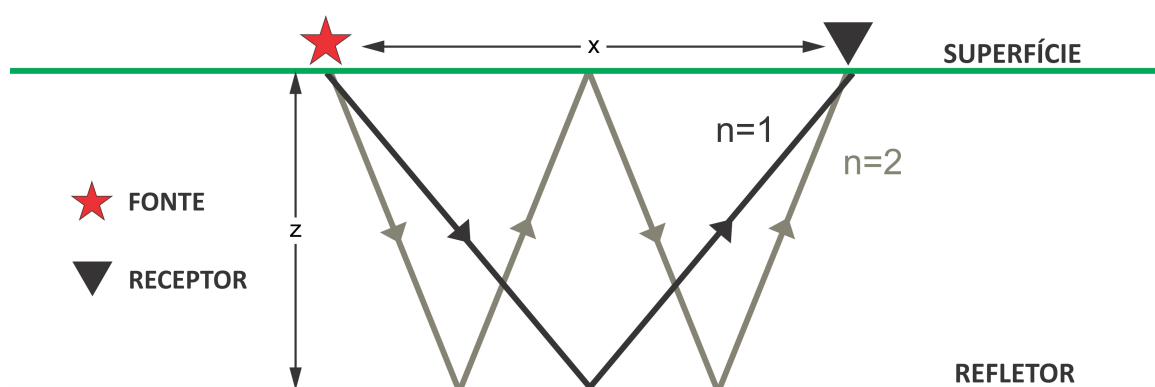


Figura 2.2: Dois harmônicos de reflexões múltiplas em um modelo de camadas planas e paralelas.

Com o auxílio da geometria analítica é possível calcular a distância percorrida por uma onda múltipla com harmônico n , como função do *offset* (x) e da profundidade (z):

$$d_n(x, z) = \sqrt{x^2 + 4n^2z^2}. \quad (2.5)$$

O tempo de trânsito é obtido dividindo a Eq. (2.5) pela velocidade (v) de propagação da onda, logo o tempo que um *Harmonic Mode* leva para se propagar da fonte ao receptor em um meio com velocidade conhecida é descrito por:

$$t_n(x, z) = \frac{\sqrt{x^2 + 4n^2z^2}}{v}. \quad (2.6)$$

O sismograma é a representação gráfica do tempo de trânsito de uma onda sísmica durante a trajetória da fonte ao receptor, ou seja, ao analisarmos a disposição de uma reflexão múltipla em um sismograma qualquer, devemos nos deparar com um padrão hiperbólico, representado matematicamente pela Eq. (2.6).

Quando adquirimos os dados em uma lâmina de água rasa é importante avaliar os parâmetros da Eq. (2.6), pois fazendo z tender a zero teremos uma função do tipo:

$$t(x) \approx \frac{x}{v}. \quad (2.7)$$

A Eq. (2.7) representa uma reta que, nos sismogramas, se apresenta com uma inclinação maior do que as *head waves* devido a baixa velocidade de propagação da onda sísmica na água, mascarando reflexões de interesse devido a um espalhamento considerável de frequências.

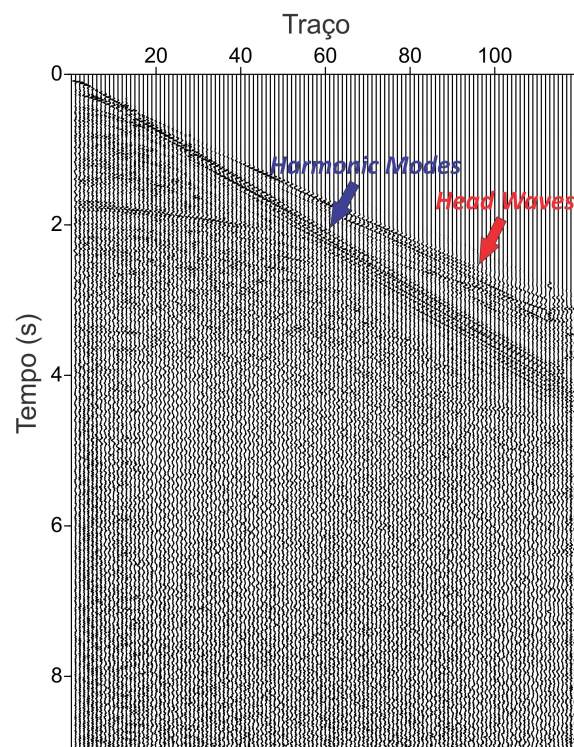


Figura 2.3: Sismograma real mostrando a disposição dos ruídos tipo *Head Waves* e *Harmonic Modes*.

2.4.3 *Ground Roll*

O registro da componente vertical das ondas Rayleigh em sismogramas terrestres é comumente conhecido como ruído *ground roll* ou de rolamento superficial. Ele é um ruído linear cuja amplitude decai fortemente com a profundidade e é proporcional a distância percorrida (r) segundo a relação $1/\sqrt{r}$. Devido a esse fato o *ground roll* apresenta uma amplitude superior aos eventos sísmicos de interesse que tem um decaimento de amplitude com a distancia percorrida (r) maior, proporcional a $1/r$.

Além das altas amplitudes o *ground roll* apresenta algumas características bem definidas como a concentração da energia nas baixas frequências (por volta de 10 Hz) e uma velocidade de propagação baixa que varia de 100 a 1.000 m/s. Essas características peculiares permitem a diferenciação entre ruído e sinal.

Nos sismogramas ele se apresenta na forma de cone ou semi-cone (dependendo do arranjo utilizado na aquisição) com uma inclinação acentuada, devido a sua baixa velocidade, e caráter muito dispersivo, se sobrepondo às reflexões de interesse com suas altas amplitudes prejudicando tanto o processamento quanto a interpretação dos dados sísmicos.

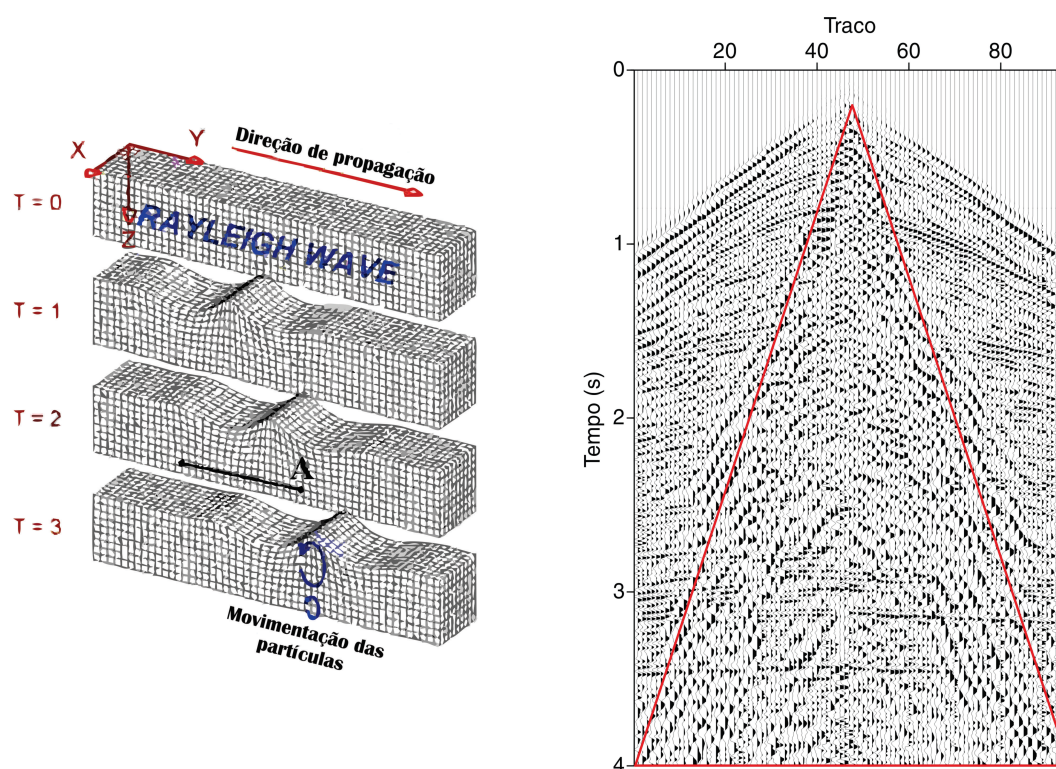


Figura 2.4: Modo de propagação e movimentação de partículas em uma onda Rayleigh e sua disposição nos sismogramas.

3

Apresentação dos métodos DME e SVD

3.1 O Método de Decomposição em Modos Empíricos

O método de Decomposição em Modos Empíricos (DME) é uma técnica de tratamento de sinais desenvolvido por Huang et. al (1998) que visa extrair o máximo de informações possíveis do comportamento oscilatório de um dado sinal. O método DME, como também é conhecido, parte do pressuposto de que diversos modos oscilatórios compõem um mesmo sinal, tendo cada um deles uma frequência característica que preservam, ao seu modo, feições do dado original. Cada um destes modos oscilatórios é representado por uma função de modo intrínseco (FMI), que apresenta, cada uma delas, as seguintes características:

- O número de zeros e de extremos para dada função é igual, ou difere de no máximo um;
- Para qualquer ponto do dado existe simetria entre as envoltórias de máximos e mínimos com relação a sua média.

Essas duas condições asseguram que as funções serão simétricas com relação à média local e que a frequência instantânea não terá um comportamento anômalo que não preserve características do dado original.

O processo para a aplicação do método DME é simples e está dividido em três passos principais:

1. O traço sísmico é mapeado e são identificados todos os extremos locais (pontos de máximo e mínimo).
2. Os pontos de máximo e mínimo são interpolados, obtendo-se envelopes de máximos e de mínimos. Para este passo foi utilizada a sub-rotina de interpolação 1D desenvolvida com base no inverso das distâncias (Shepard, 1968).
3. Para cada ponto t é calculada uma média m dos envelopes de máximos e mínimos, que é subtraída do sinal de entrada $X(t)$. O resultado dessa diferença é uma candidata à FMI $\Psi_1(t)$.

Matematicamente, o processo pode ser descrito por:

$$m(t) = \frac{e_{sup}(t) + e_{inf}(t)}{2}, \quad (3.1)$$

$$\Psi_1(t) = X(t) - m(t). \quad (3.2)$$

Para ser considerada uma FMI, $\Psi_1(t)$ deve satisfazer as condições apresentadas no início da seção. Caso isso não ocorra, $\Psi_1(t)$ é tratada como um novo sinal de entrada e o processo de separação é repetido n vezes até que alguma candidata $\Psi_{1n}(t)$ obedeça às condições e se torne efetivamente uma FMI ou segundo uma tolerância (tol) dada pela Eq. (3.4) definida por Huang et al. (1998) para que o processo não se estenda indefinidamente. Assim temos:

$$\Psi_{11}(t) = \Psi_1(t) - m_1(t) \quad (3.3)$$

$$\vdots$$

$$\Psi_{1n}(t) = \Psi_{1(n-1)}(t) - m_{1(n-1)}(t);$$

$$\sum_t \left(\frac{\Psi_i(t) - \Psi_{i-1}(t)}{\Psi_{i-1}(t)} \right)^2 < tol. \quad (3.4)$$

Quando encontrada, a FMI é retirada do dado, e a partir do resíduo se obtêm novas FMIs:

$$r_1(t) = X(t) - \Psi_1(t) \quad (3.5)$$

$$\vdots$$

$$r_n(t) = r_{n-1}(t) - \Psi_n(t).$$

O conjunto de FMIs retirado do dado, quando somado com o resíduo, restitui o dado original. Essa propriedade permite a manipulação dos painéis de FMIs, de modo que permaneça no dado apenas as bandas de frequência desejadas, já que elas apresentam bandas de frequências decrescentes conforme a ordem com que foram extraídas do sinal de entrada (Figura 3.1). Logo:

$$X(t) = \sum_{i=1}^N \Psi_i(t) + r_n(t). \quad (3.6)$$

Cada sinal apresenta um número finito de FMIs, por isso o processo de decomposição não pode continuar indefinidamente. O processo de retirada das FMIs termina quando o operador define um número máximo de FMIs a serem obtidas ou quando só restam na função principal três extremos, na qual não é possível traçar envelopes.

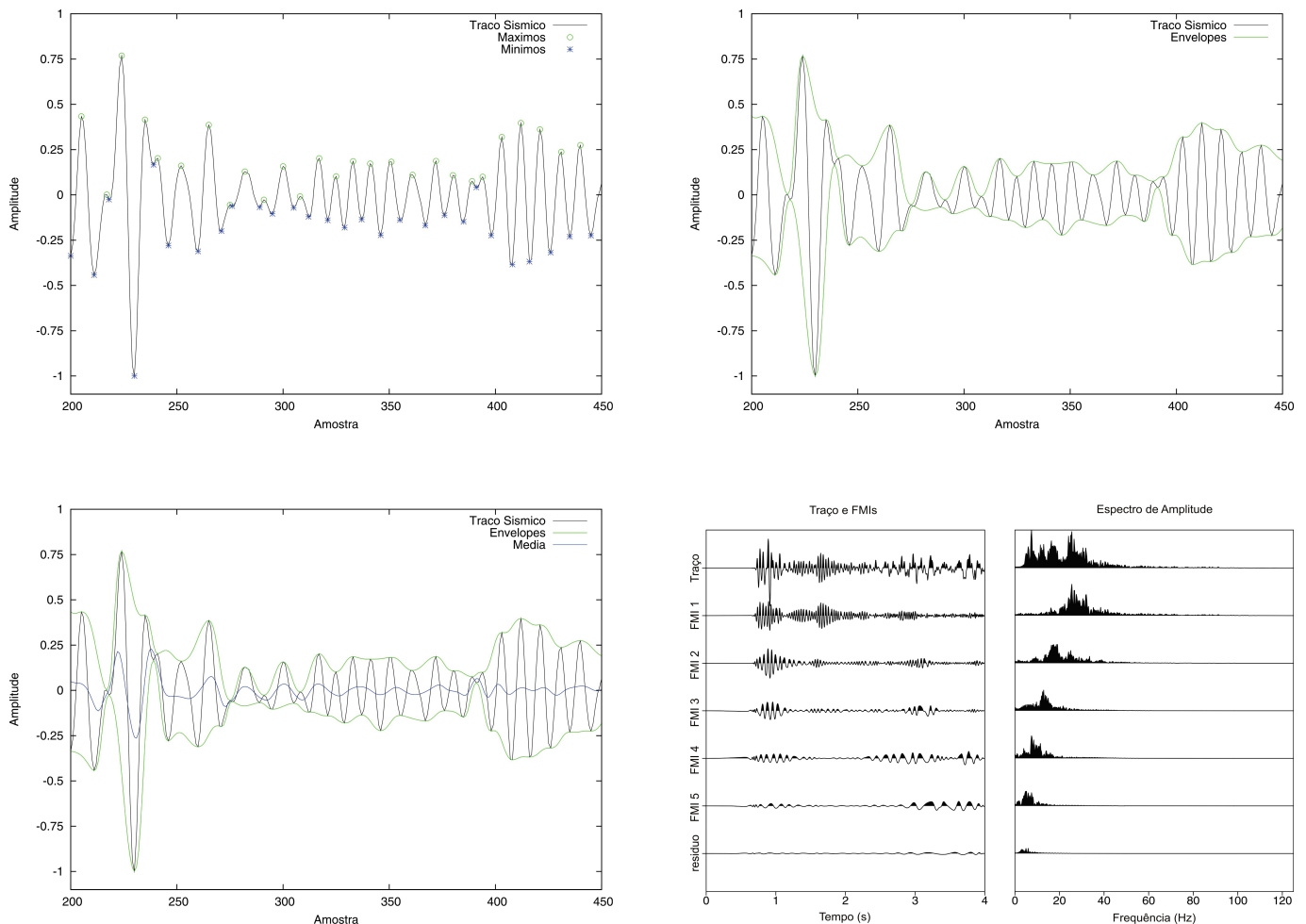


Figura 3.1: Da esquerda para a direita, de cima pra baixo, temos a análise gráfica do procedimento de aplicação do método DME em um traço sísmico e seu respectivo resultado (FMIs) acompanhado do espectro de amplitude X frequência (Ferreira, 2010).

3.1.1 Passos do algoritmo para a Decomposição em Modos Empíricos em dados sísmicos

Antes de apresentar os passos para construção do algoritmo de aplicação da Decomposição em Modos Empíricos em dados sísmicos, é necessário definirmos três parâmetros:

1. nt = Número de traços no painel de dados que será decomposto;
2. nfm_i = Número de Funções de Modo Intrínseco que serão extraídas;
3. tol = Tolerância que será utilizada na busca de refinamento de uma FMI.

Determinados os parâmetros necessários, os passos do algoritmo de aplicação do método DME são os seguintes:

DO $j=1, nt$

- Preenche o vetor sinal de entrada $[S(t)]$ com os dados do traço que será decomposto $[x_j(t)] \Rightarrow S(t) = x_j(t)$;

DO $i=1, nfm_i$

- Mapeia os extremos locais do sinal de entrada $[S(t)]$, identificando seus pontos de máximo $[p_{max}]$ e de mínimo $[p_{min}]$;
- Interpola os pontos de máximo e mínimo criando as envoltórias superiores $[e_{sup}(t)]$ e inferiores $[e_{inf}(t)]$ de $S(t)$;
- Calcula a média entre as envoltórias de $S(t) \Rightarrow m(t) = [e_{sup}(t) + e_{inf}(t)]/2$;
- $k = 1$ e $h(t) = 0$;

DO WHILE $[k \neq 0]$

- Obtém uma candidata a FMI $[h_k(t)] \Rightarrow h_k(t) = S(t) - m(t)$;
- Mapeia os extremos locais da função $h_k(t)$, identificando seus pontos de máximo $[p_{max}]$, de mínimo $[p_{min}]$ e zeros $[zer]$;
- Interpola os pontos de máximo e mínimo criando as envoltórias superiores $[e_{sup}(t)]$ e inferiores $[e_{inf}(t)]$ de $h_k(t)$;

- Calcula a primeira condição para que a candidata seja efetivamente uma FMI $\Rightarrow cond1 = [p_{max} + p_{min}] - zer$;
- Calcula a média entre as envoltórias de $h_k(t) \Rightarrow m(t) = [e_{sup}(t) + e_{inf}(t)]/2$;
- Calcula o desvio padrão entre a candidata atual e a anterior $\Rightarrow SD = \sum_t \left(\frac{h_k(t) - h_{k-1}(t)}{h_{k-1}(t)} \right)^2$;

IF $[-1 \leq cond1 \leq 1$ **AND** $m(t) = 0]$ **OR** $[SD > tol]$ **THEN**

- Admite $h_k(t)$ como uma FMI autêntica $\Rightarrow FMI_i(t) = h_k(t)$;
- Retira a FMI encontrada do sinal de entrada, obtendo um resíduo $[R(t)] \rightarrow R(t) = S(t) - FMI_i(t)$;
- Trata o resíduo como novo sinal de entrada $\Rightarrow S(t) = R(t)$;
- Prossegue para a obtenção da FMI subsequente $\Rightarrow k=k+1$;

ELSE

- Trata a candidata a FMI como novo sinal de entrada $\Rightarrow S(t) = h_k(t)$;
- Repete o processo, refinando a candidata previamente encontrada, para obter uma FMI que se enquadre com as condições teóricas estabelecidas $\Rightarrow k=k+1$;

END IF

END DO WHILE

END DO

END DO

END

3.2 O Método de decomposição em valores singulares (SVD)

A Decomposição em Valores Singulares, ou SVD, como também é conhecida, possibilita que qualquer matriz de dados possa ser decomposta em uma soma ponderada finita de matrizes de posto unitário. Em dados sísmicos essa decomposição pode ser utilizada na separação de eventos, já que aqueles com maior correlação horizontal estarão presentes nas primeiras autoimagens onde estão associados os maiores valores singulares.

3.2.1 As matrizes de dados e de covariância

Do ponto de vista matemático, um sismograma pode ser tratado como uma matriz de dados $X_{m \times n}$, sendo $X = \{x_{ij}\}$ com $i = 1, 2, \dots, m$ e $j = 1, 2, \dots, n$; na linguagem da sismica m representa o número de traços e n o número de amostras contidas em cada traço. Logo a matriz de dados fica estruturada da seguinte forma:

$$X_{m \times n} = \begin{bmatrix} x_{11} & x_{12} & \dots & x_{1m} \\ x_{21} & x_{22} & \dots & x_{2m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_{n1} & x_{n2} & \dots & x_{nm} \end{bmatrix}. \quad (3.7)$$

A partir da matriz de dados, podemos definir os vetores y_j e x_i :

$$\begin{aligned} y_j^T &= (x_{j1}, x_{j2}, \dots, x_{jm}) \\ x_i^T &= (x_{i1}, x_{i2}, \dots, x_{ni}), \end{aligned} \quad (3.8)$$

onde os elementos de y_j são os elementos de X em um determinado instante de tempo j e x_i é o i -ésimo traço do sismograma.

Antes de entender melhor o processo de decomposição em valores singulares, precisamos definir as matrizes de covariância U' e V' . Essas matrizes são obtidas através do dado de entrada X pela simples operação de multiplicação de matrizes, sendo:

$$\begin{aligned} U' &= XX^T \\ V' &= X^T X. \end{aligned} \quad (3.9)$$

Levando em conta os elementos de cada matriz, após as operações descritas, U' terá ordem m e seus elementos serão obtidos pelo produto interno dos traços sísmicos e V' terá ordem n e será formada pelo produto interno do vetor y_j .

$$U' = \begin{bmatrix} x_1^T x_1 & x_1^T x_2 & \dots & x_1^T x_m \\ x_1^T x_2 & x_2^T x_2 & \dots & x_2^T x_m \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_1^T x_m & x_2^T x_m & \dots & x_m^T x_m \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

Cada elemento da diagonal principal em U' (3.10) reflete a energia do traço correspondente em X , matematicamente seus componentes são obtidos fazendo-se a autocorrelação de cada traço no “lag” zero, e sua soma representa o conteúdo de energia total presente na matriz de dados (3.7).

$$V' = \begin{bmatrix} y_1^T y_1 & y_1^T y_2 & \dots & y_1^T y_n \\ y_1^T y_2 & y_2^T y_2 & \dots & y_2^T y_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ y_1^T y_n & y_2^T y_n & \dots & y_n^T y_n \end{bmatrix} \quad (3.11)$$

A diagonal principal da matriz V' (3.11) representa o grau de correlação das amostras obtidas em um mesmo instante de tempo, enquanto os elementos de fora da diagonal representam a intensidade da correlação para amostras obtidas em instantes diferentes. As matrizes U' e V' são simétricas, semidefinidas positivas (apresentam como uma de suas características a existência de autovalores positivos) e ortogonais.

3.2.2 Autovalores e Autovetores

Podemos tomar uma matriz quadrada X como uma transformação linear, que leva um vetor v não nulo, em um outro vetor s que pertence ao mesmo espaço de v , ou seja, uma transformação linear de tal forma que:

$$Xv = s. \quad (3.12)$$

Se s for um vetor proporcional a v , ou seja, $s = \lambda v$, λ se comporta como um fator de proporcionalidade e é definido como o autovalor ou valor principal de X associado ao autovetor v . Agora temos duas incógnitas a determinar, λ e v . A solução é conseguida formando-se um sistema homogêneo utilizando facilmente a matriz identidade I , fazendo com que a Eq. (3.12) possa ser escrita como:

$$(X - \lambda I)v = 0. \quad (3.13)$$

Sendo I de mesma ordem de X e 0 um vetor nulo. Essa equação apresenta solução não trivial se:

$$P(\lambda) = \det(X - \lambda I) = 0, \quad (3.14)$$

onde $P(\lambda)$ é o polinômio característico de grau igual a ordem da matriz X e suas raízes são os autovalores de X . Depois de encontrado os autovalores, podemos utilizar a Eq. (3.13) para calcular o autovetor associado a cada autovalor.

Podemos então definir o conceito de valor singular (σ) de uma matriz qualquer, como a raiz quadrada de cada autovalor encontrado em uma de suas matrizes de covariância:

$$\sigma_i = \sqrt{\lambda_i}. \quad (3.15)$$

Exemplo 1:

Seja a matriz $Z = \begin{bmatrix} 5 & 4 \\ 4 & 5 \end{bmatrix}$. Os autovalores são as raízes da equação: $\det(Z - \lambda I) = 0$, ou seja, são as raízes de:

$$\det \begin{bmatrix} 5 - \lambda & 4 \\ 4 & 5 - \lambda \end{bmatrix} = 0$$

$$(5 - \lambda)^2 - 16 = 0$$

Resolvendo a equação anterior, obtemos as raízes $\lambda_1 = 9$ e $\lambda_2 = 1$.

Podemos então, obter os autovetores associados a λ_1 :

$$(Z - \lambda_1 I)v = 0$$

Logo,

$$\begin{bmatrix} 5 - 9 & 4 \\ 4 & 5 - 9 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$

Resolvendo o sistema obtemos que $x = y$. Fazendo $x = 1$ obtemos um autovetor de Z :

$$q_1 = \begin{bmatrix} 1 \\ 1 \end{bmatrix}$$

Da mesma forma podemos obter os autovetores associados a λ_2 :

$$(Z - \lambda_2 I)v = 0$$

Logo,

$$\begin{bmatrix} 5-1 & 4 \\ 4 & 5-1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} x \\ y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$

Resolvendo o sistema obtemos que $x = -y$. Fazendo $x = 1$ obtemos outro autovetor de Z :

$$q_2 = \begin{bmatrix} 1 \\ -1 \end{bmatrix}$$

3.2.3 Decomposição em Valores Singulares

Tomemos a matriz $X_{m \times n}$ de dados sísmicos, onde m é o número de traços e n é o número de amostras. Os vetores base da decomposição são autovetores associados as matrizes de covariância U' e V' . A decomposição em valores singulares de uma matriz $m \times n$, com m diferente de n , consiste na determinação de duas matrizes ortogonais, U e V , e também da matriz dos valores singulares Σ , a partir da matriz X , de modo que se satisfaça a seguinte condição:

$$X = U\Sigma V^T, \quad (3.16)$$

onde Σ é uma matriz diagonal, retangular, do mesmo tipo de X com a diagonal principal contendo os valores singulares oriundos da raiz quadrada positiva dos autovalores associados.

A demonstração do Teorema (3.16), feita por Noble e Daniel (1977), foi incluída no apêndice A. A SVD pode ser também representada como um somatório de matrizes de posto unitário, ponderadas pelos respectivos valores singulares, ou seja:

$$X = \sum_{i=1}^p \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T, \quad (3.17)$$

onde u_i é o i -ésimo autovetor de U , v_i o i -ésimo autovetor de V e σ_i é o i -ésimo valor singular de X . O produto escalar $(\mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T)$ é chamado de i -ésima autoimagem de X .

Cada autoimagem é uma matriz de posto unitário do mesmo tipo de X , calculada pelo produto de um autovetor do espaço de dimensão m (dos traços) e o correspondente autovetor do espaço de dimensão n (do tempo).

Tomando como referência a Eq. (3.17), vamos considerar uma matriz de dados composta por m traços idênticos. Nesse caso X é uma matriz linearmente dependente, de posto unitário

e de máxima correlação, logo toda informação necessária para reconstituir X sem erros estará presente na primeira autoimagem. Se modificarmos um dos traços de X , a correlação perfeita não mais existirá, o novo posto de X é dois, e quanto maior for a ortogonalidade do traço modificado com relação aos demais, maior será a magnitude do valor singular correspondente a segunda autoimagem e conseqüentemente seu peso na reconstrução da matriz X .

Se continuarmos modificando os traços de X , de maneira que eles sejam linearmente independentes, o posto da matriz de dados aumentará e um maior número de autoimagens será necessário para reconstitui-lá, porém as primeiras sempre possuirão o maior grau de correlação existente no conjunto de traços. Em um caso extremo, podemos tomar uma matriz de dados com m traços ortogonais, nesse caso não existirá correlação, todos os autovalores serão iguais, e cada autoimagem conterà apenas a informação de um único traço.

Muito embora, a dependência linear nos dados sísmicos situe-se entre os dois extremos de correlação perfeita e de não correlação, sempre existirá uma certa quantidade de energia coerente de um traço a outro, associada as primeiras autoimagens (Freire, 1986).

Em seu trabalho, Freire (1986) demonstrou que o erro quadrático E , cometido ao desprezarmos algumas autoimagens na construção da matriz de dados é igual a soma dos autovalores associados as autoimagens não utilizadas, ou seja:

$$E(\ell) = \sum_{k=\ell+1}^p \lambda_k, \quad (3.18)$$

sendo ℓ o número de autoimagens utilizadas na reconstrução e $\lambda_k = \sigma_k^2$.

Exemplo 2:

Seja a matriz $X = \begin{bmatrix} 2 & 1 \\ 1 & 2 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$. Para obtermos a decomposição em valores singulares de X , precisamos primeiramente obter sua matriz de covariância $X^T X$:

$$X^T X = \begin{bmatrix} 5 & 4 \\ 4 & 5 \end{bmatrix}$$

Note que a matriz $X^T X$ é igual a matriz Z do exemplo anterior, portanto já possuímos seus autovalores e autovetores associados, logo, basta obter os valores singulares de X , com o auxílio da Eq. (3.15), fazemos:

$$\sigma_1 = \sqrt{\lambda_1} = 3 \text{ e } \sigma_2 = \sqrt{\lambda_2} = 1$$

Podemos encontrar uma matriz ortogonal V a partir dos autovalores previamente obtidos, fazendo:

$$\mathbf{v}_1 = \frac{\mathbf{q}_1}{\|\mathbf{q}_1\|} \text{ e } \mathbf{v}_2 = \frac{\mathbf{q}_2}{\|\mathbf{q}_2\|}$$

logo,

$$V = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}$$

Utilizando a relação (A.4) apresentada no apêndice A, temos:

$$\mathbf{u}_1 = \frac{1}{\sigma_1} X \mathbf{v}_1 \Rightarrow \mathbf{u}_1 = \frac{1}{3} \begin{bmatrix} 2 & 1 \\ 1 & 2 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} \\ 0 \end{bmatrix}$$

Repetindo o processo, obtemos então \mathbf{u}_2 e \mathbf{u}_3 :

$$\mathbf{u}_2 = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} \\ -\frac{1}{\sqrt{2}} \\ 0 \end{bmatrix} \text{ e } \mathbf{u}_3 = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}$$

Seja $U = [\mathbf{u}_1 \ \mathbf{u}_2 \ \mathbf{u}_3]$ e $\Sigma = \begin{bmatrix} \sigma_1 & 0 \\ 0 & \sigma_2 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}$, então:

$$X = U \Sigma V^T = \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} & 0 \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 3 & 0 \\ 0 & 1 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{1}{\sqrt{2}} & \frac{1}{\sqrt{2}} \\ \frac{1}{\sqrt{2}} & -\frac{1}{\sqrt{2}} \end{bmatrix}$$

Que é a decomposição em valores singulares da matriz X .

3.2.4 A filtragem SVD em dados sísmicos

A decomposição em valores singulares permite determinar o grau de singularidade em uma matriz de dados. No caso de dados sísmicos, essa singularidade reflete o potencial de correlação entre os traços. Geologicamente, a amostragem lateral da atitude geométrica de pacotes sedimentares permite a obtenção de um bom relacionamento entre amostras vizinhas. Esta característica faz com que a atuação da técnica SVD seja eficaz na separação de eventos sísmicos que possuem alta correlação horizontal, como as reflexões, em detrimento aos que possuem baixa, como os ruídos.

Além do reflexo litológico, a disposição matemática da matriz de dados, durante algumas fases do processamento, permite um incremento exponencial do grau de correlação entre traços adjacentes, é o caso de uma seção zero *offset* para um modelo de camadas planas e paralelas ou de um sismograma no domínio do tiro corrigido de *normal moveout*.

Antes da aplicação da técnica SVD, temos que escolher os parâmetros da aplicação, pois eles influenciarão diretamente nos resultados obtidos. O primeiro deles é o comprimento do subconjunto (ou janela móvel) de traços que iremos trabalhar, o outro é o número de autoimagens que serão utilizadas na reconstrução da matriz de dados filtrada, sempre lembrando que as últimas autoimagens devem possuir os eventos de menor coerência horizontal.

Para exemplificarmos matematicamente o procedimento, iremos utilizar as definições adotadas na matriz de dados (3.7) definida anteriormente. O primeiro parâmetro que devemos escolher é o comprimento W (obrigatoriamente ímpar) do subconjunto S de traços (ou janela móvel) que será utilizada na aplicação do método, então: $S(i_\ell, j)$, $\ell = \ell_0 - M, \dots, \ell_0 + M$, sendo $M = (W - 1)/2$ e ℓ_0 o traço central do respectivo subconjunto. Logo, podemos representar a decomposição SVD como:

$$S(i_\ell, j) = \sum_{k=1}^W = \sigma_k \mathbf{u}_k(j) \mathbf{v}_k(i_\ell). \quad (3.19)$$

Após a decomposição do subconjunto de traços, devemos definir a quantidade K de autoimagens que serão utilizadas para compor o sismograma de saída, assim, o dado filtrado será representado apenas pelo somatório das autoimagens escolhidas do traço central, a janela avança e o processo é repetido até que todo painel seja decomposto.

4

Aplicação dos métodos DME e SVD em dados sísmicos reais

Com o intuito de conhecer os efeitos do uso dos métodos DME e SVD individualmente nas etapas do processamento e na filtragem do ruído *ground roll*, foi utilizada uma linha sísmica real terrestre da Bacia do Tacutu. As etapas de processamento foram executadas utilizando o *software* gratuito *Seismic Unix* (SU), excetuando-se os métodos de filtragem DME e SVD, que foram implementados em linguagem FORTRAN90.

4.1 Descrição do dado utilizado

Entre os anos 1981 a 1987 a PETROBRAS realizou na região da Bacia Sedimentar do Tacutu uma série de levantamentos sísmicos de reflexão e refração, com o objetivo de iniciar a exploração de hidrocarbonetos naquela área. Atualmente, algumas dessas linhas foram adquiridas junto à Agência Nacional do Petróleo pela Universidade Federal da Bahia, que

Bacia	Tacutu
Localização	Roraima, Brasil
Lanço	2500 - 150 - 0 - 150 - 2500 <i>m</i>
Grau de cobertura máxima	1200%
Número de canais	96
Distância entre canais	50 <i>m</i>
Distância entre pontos de tiro	200 <i>m</i>
Intervalo de amostragem	4 <i>ms</i>
Tempo de registro	4 <i>s</i>

Tabela 4.1: Informações de aquisição da linha **50-RL-90**.

utiliza as mesmas em atividades de pesquisa e formação de alunos. Dentre as linhas adquiridas, a **50-RL-90** foi utilizada nas aplicações das metodologias propostas, as informações sobre a aquisição desta linha estão presentes na Tabela 4.1. Devido a baixa qualidade dos equipamentos e recursos existentes na época de aquisição, os dados utilizados possuem baixo grau de cobertura CMP, o que aumenta o nível de ruído, dificultando ainda mais a atuação de métodos de filtragem.

4.2 Empilhamento dos dados sem a etapa de filtragem

O fluxograma de processamento (Figura 4.2), aplicado no empilhamento bruto da seção, não utiliza nenhum procedimento de filtragem de ruídos. Com a análise do sismograma da Figura 4.1, e seu respectivo espectro de amplitude, é possível observar uma concentração de energia nas frequências em torno de 10 Hz , grande parte deste conteúdo energético se deve a presença do *ground roll*.

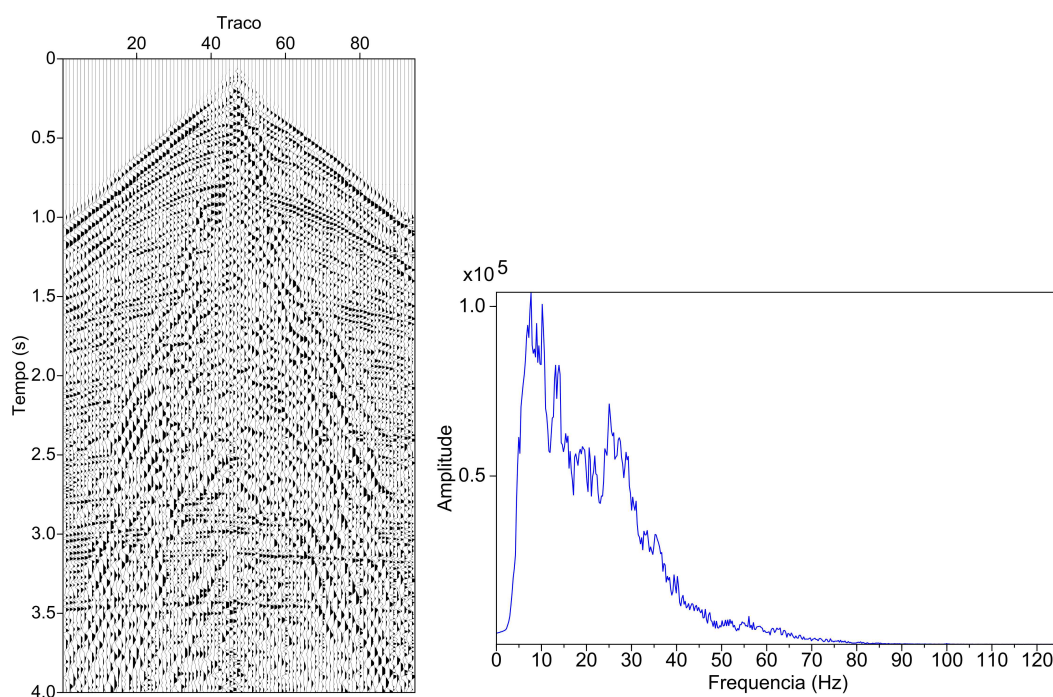


Figura 4.1: Sismograma correspondente ao tiro 39 e seu respectivo espectro de frequência.

Na seção empilhada (Figura 4.3) nota-se o efeito do ruído de rolamento terrestre que foi propagado dos sismogramas para o produto final (seção sísmica), mascarando principalmente refletores rasos de alta frequência. Nos métodos convencionais de filtragem, costuma-se desconsiderar toda informação que apresenta frequências inferiores a 12 Hz , porém isso pode ser prejudicial, pois nem toda energia presente nessa faixa de trabalho é inútil para o processamento e interpretação dos dados.

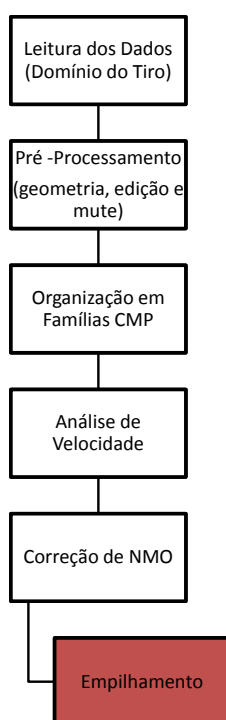


Figura 4.2: Fluxograma de processamento utilizado na geração da seção empilhada sem qualquer tipo de filtragem (bruta).

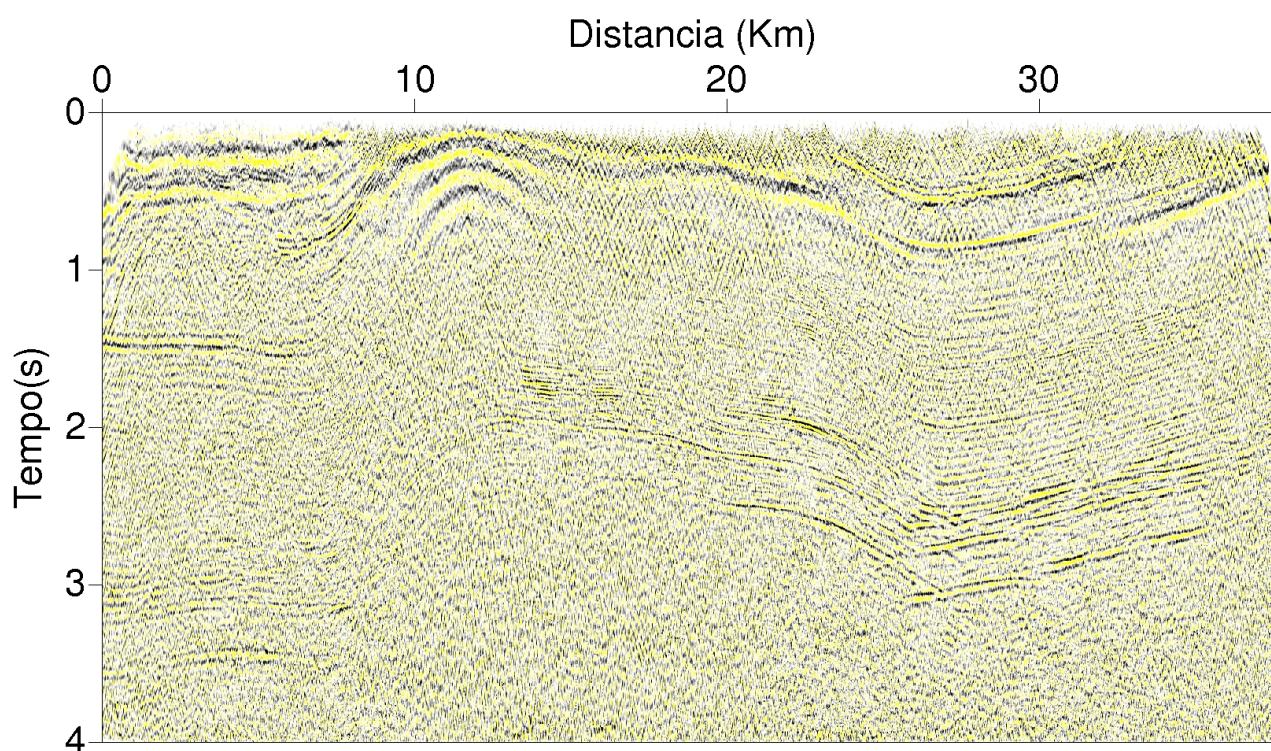


Figura 4.3: Seção bruta empilhada.

4.3 Aplicação do método DME

A aplicação do método DME é simples e rápida. Ela é executada traço a traço na linha pré-processada, como mostra o fluxograma da Figura 4.4. As subrotinas e os dados (em formato de acesso direto) foram compilados e assim extraiu-se, em ordem crescente, as quatro primeiras FMIs do dado no domínio do tempo.

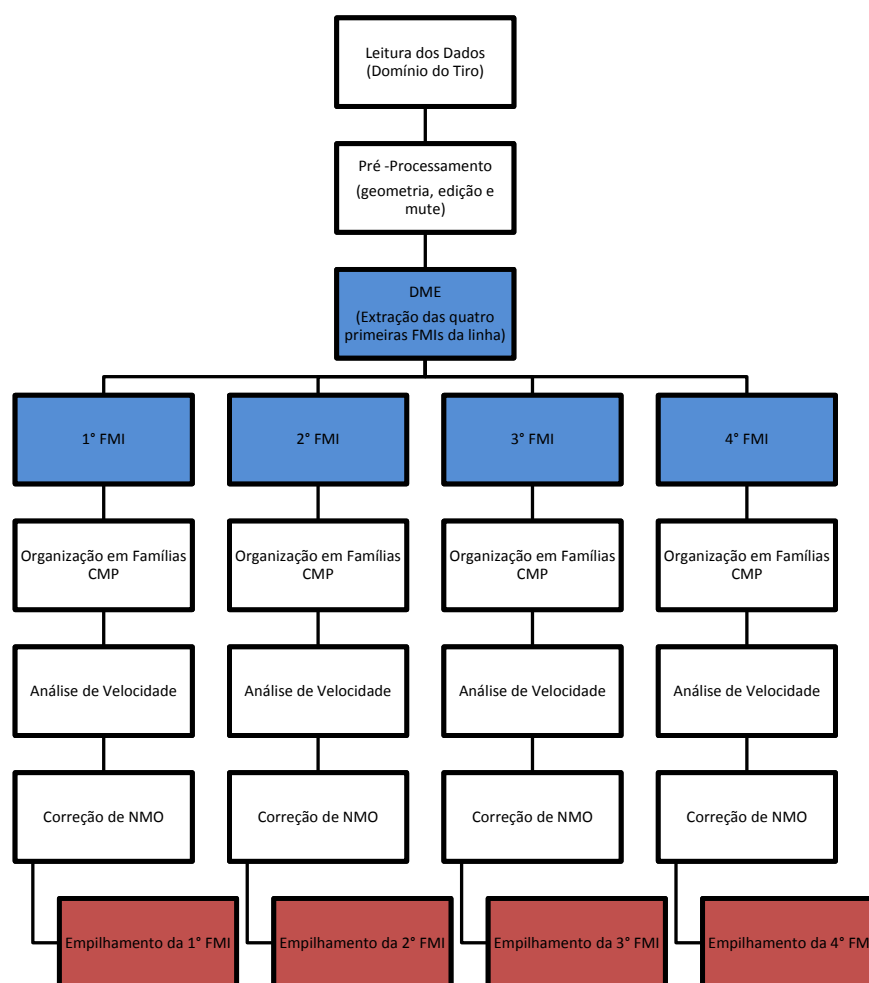


Figura 4.4: Fluxograma de processamento na aplicação do método DME.

O resultado da aplicação prática seguiu o esperado pela teoria, sendo possível visualizar nos sismogramas (Figura 4.5) um aumento no conteúdo de frequência das últimas FMIs. Essa observação pode ser comprovada através da análise quantitativa do espectro de amplitude (Figura 4.6), pois os picos obtidos nas regiões de alta frequência pertencem as primeiras funções extraídas. Para este conjunto de dados, foi estimado que o número ótimo de FMIs a serem extraídas foi quatro, pois, a partir da quinta, observa-se uma forte diminuição na carga de informação útil, eliminando praticamente todo e qualquer sinal de interesse. É importante ressaltar que o número de FMIs proveitosas depende do dado que estamos trabalhando.

A Figura 4.7 mostra as quatro seções sísmicas das primeiras FMIs, extraídas no domínio do tempo, após serem empilhadas separadamente. É observado um aumento considerável na razão sinal/ruído das primeiras funções. Esse aumento é acompanhado de um incremento na resolução temporal dos dados, ou seja, é possível, com o auxílio da Decomposição em Modos Empíricos, atingir resultados parecidos com alguns tipos de deconvolução.

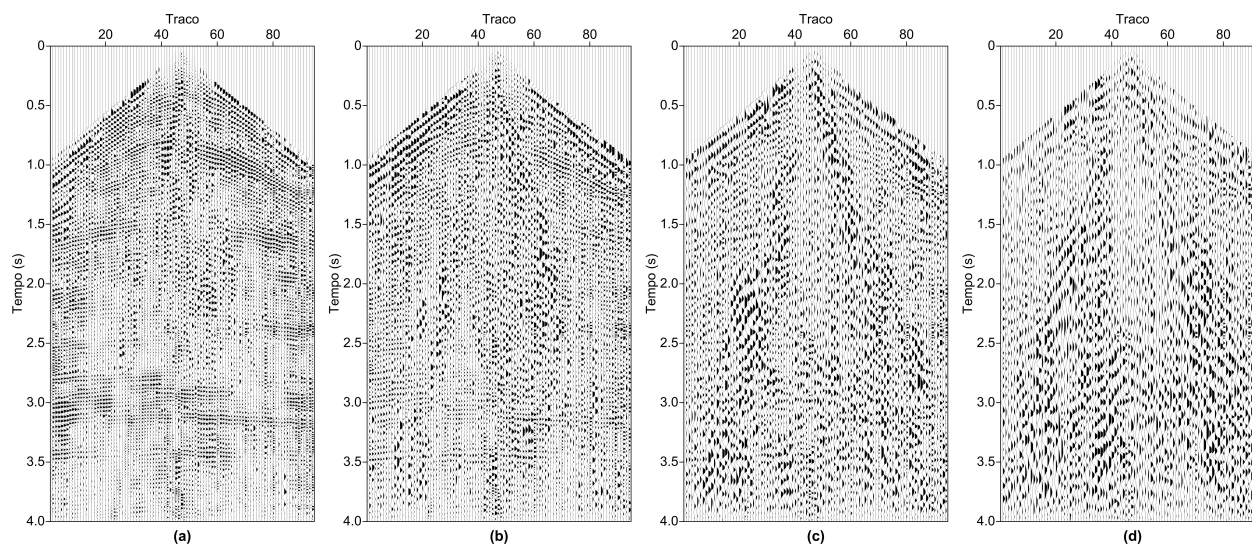


Figura 4.5: Sismogramas das quatro primeiras FMIs obtidas, ordenadas de (a) a (d) pela sequência crescente de extração.

As imagens sísmicas geradas pelo empilhamento de cada FMI obtidas com o método DME realçam, ao seu modo, uma banda de frequência distinta do dado. Essa característica permite uma interpretação mais eficiente, pois o intérprete pode selecionar seu alvo, e procurar, dentre as FMIs extraídas, qual ou quais reforçam a coerência da litologia em estudo.

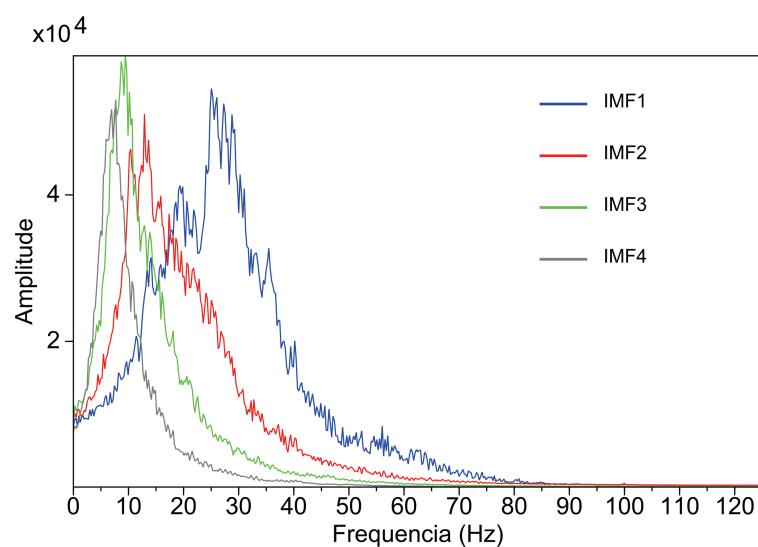


Figura 4.6: Espectro de frequência das quatro FMIs da Figura 4.5.

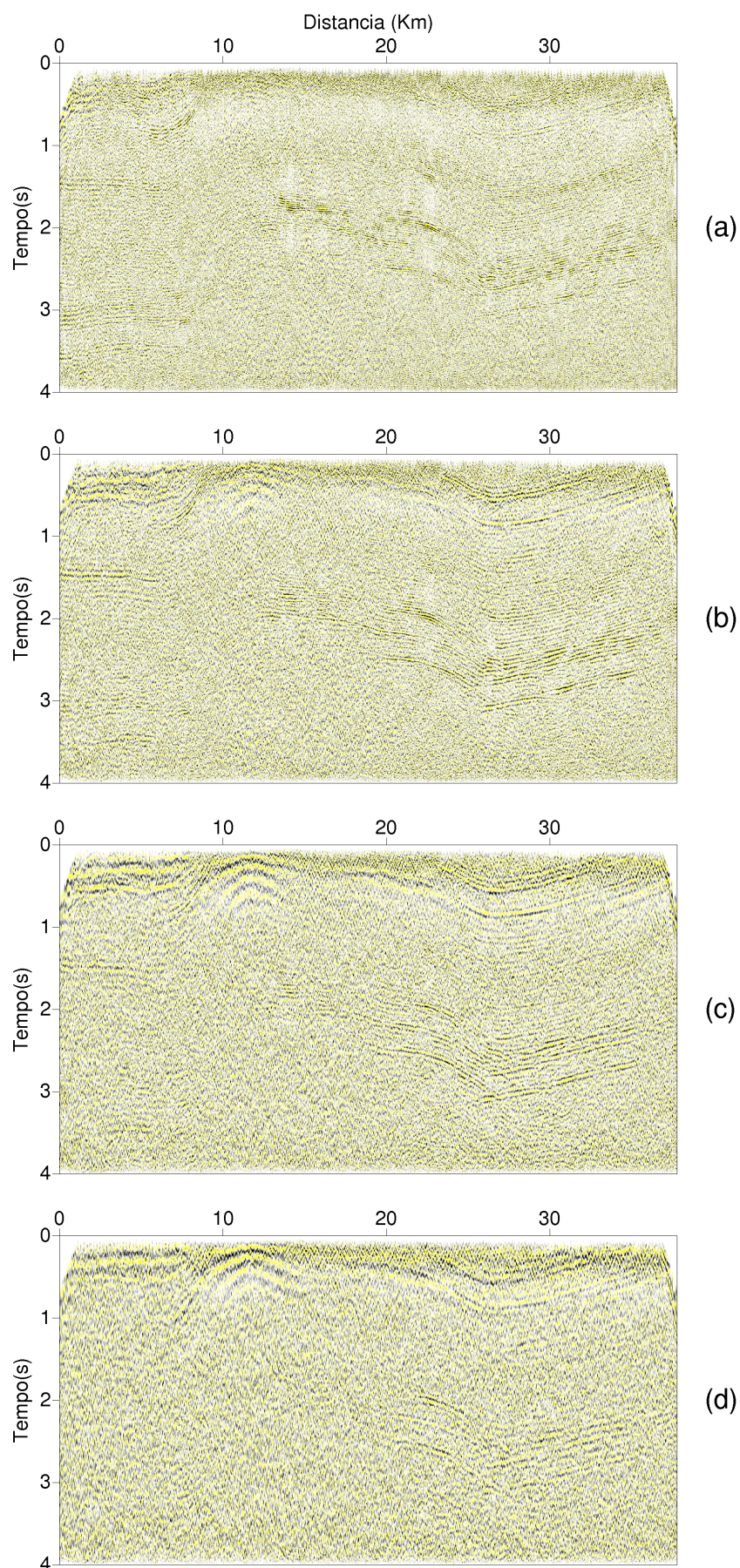


Figura 4.7: Seções sísmicas empilhadas da primeira FMI em (a), segunda em (b), terceira em (c) e quarta em (d), todas extraídas no domínio do tempo.

4.4 Aplicação do Método SVD

A aplicação da técnica SVD foi realizada de duas maneiras distintas. A primeira, proposta por Porsani et al. (2009), é inserida durante as etapas do processamento, aplicando a metodologia nos sismogramas, organizados em famílias de tiro comum, após a correção de *normal moveout* (NMO). Isso permite a atuação da filtragem com alta correlação dos refletores de interesse horizontalizados, em detrimento a qualquer outro tipo de evento que não esteja na mesma condição. Outra maneira de aplicação foi feita pós-empilhamento, ou seja, a filtragem SVD é aplicada após a seção ter sido empilhada.

4.4.1 Aplicação da técnica SVD nos dados corrigidos de NMO

A aplicação do método SVD foi inserida no fluxograma de processamento da Figura 4.8. Os dados pré-processados foram corrigidos de NMO e organizados em famílias de tiro comum para que pudessem ser exportados e para o formato de *acesso direto* e filtrados.

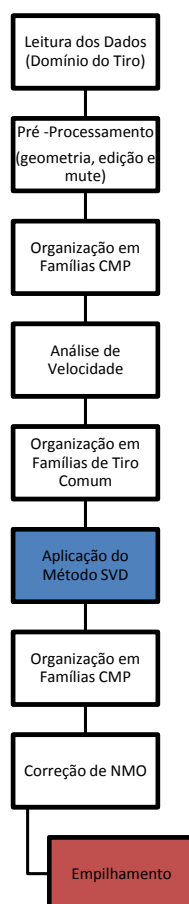


Figura 4.8: Fluxograma de processamento na aplicação do método SVD no dado corrigido de NMO.

No processo de filtragem SVD é necessário estabelecer alguns parâmetros iniciais. Um deles é o comprimento horizontal da janela móvel (número de traços) que se desloca no sismograma. Neste trabalho, para este dado, utilizamos 5 traços. Esse valor foi escolhido de modo que atingisse os objetivos propostos pela técnica sem “sujar” demasiadamente os dados com efeitos artificiais, ou seja, para que não ocorresse o falseamento de estruturas geológicas devido a técnicas de processamento. Outro parâmetro indispensável é o número de autoimagens que serão somadas para constituir o dado filtrado. Após alguns testes, chegamos a conclusão que apenas a primeira autoimagem do subconjunto de traços era suficiente para buscar a coerência presente nos dados sem agredi-los em demasia.

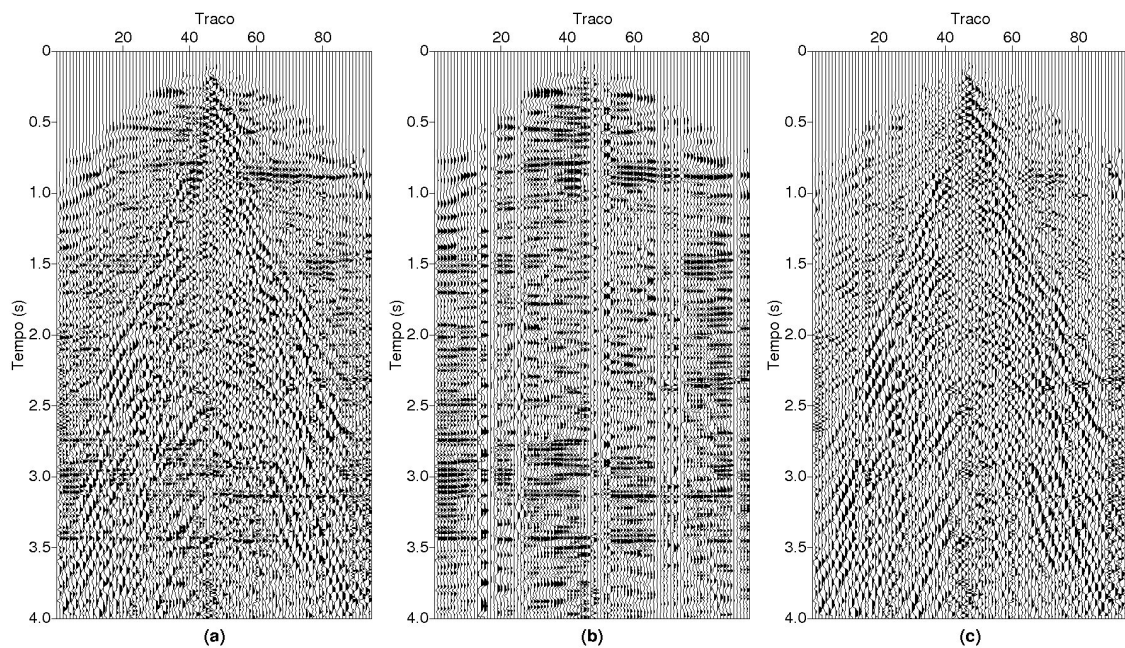


Figura 4.9: Comparativo entre o sismograma do tiro 39, corrigido de *NMO*, antes da aplicação do método SVD em (a), após a aplicação em (b) e diferença entre os sismogramas (a) e (b) em (c).

Os resultados obtidos nessa etapa de filtragem foram colocados em formato compatível com o *Seismic Unix* e foi extraído um sismograma de exemplo demonstrativo. Na Figura 4.9 é apresentado o sismograma original (extraído da linha bruta), após a aplicação da técnica SVD e a diferença entre os dois primeiros, todos eles são apresentados com os refletores parcialmente horizontalizados (devido à correção de *NMO*). Qualitativamente é possível perceber um aumento da coerência e continuidade horizontal dos principais refletores.

Além da análise qualitativa é possível fazer uma comparação quantitativa dos resultados obtidos, esse comparativo é feito com o auxílio do espectro de amplitudes (Figura 4.10), nele é possível notar uma concentração de amplitudes do tiro original em torno da frequência de 10 *Hz*, percebemos também que no sismograma filtrado as amplitudes que se apresentam

na faixa de frequência do ruído de rolamento são fortemente atenuadas, porém não são eliminadas por completo dos dados, isso permite que as contribuições advindas de refletores mais profundos, caracterizadas por apresentarem um conteúdo de frequência baixo, parecido como o do *ground roll*, sejam preservadas na seção final.

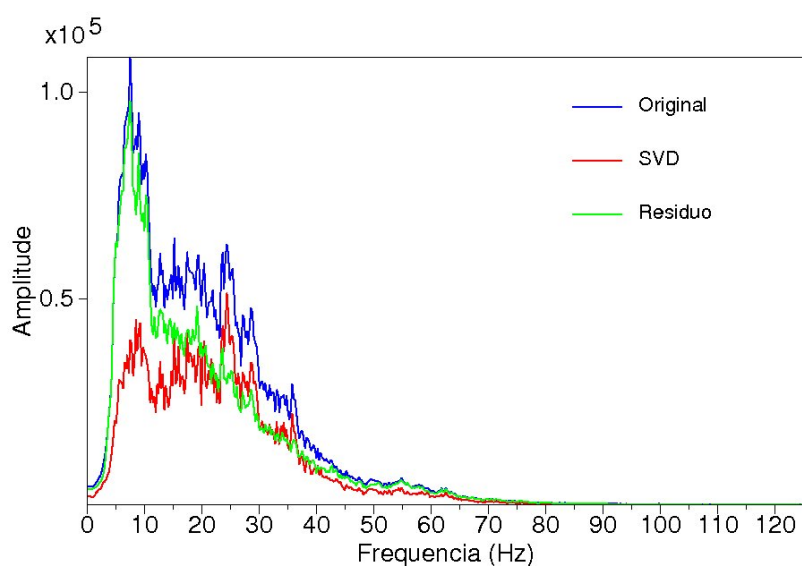


Figura 4.10: Espectro de amplitude do sismograma de entrada (azul), filtrado com a técnica SVD (vermelho) e resíduo (verde).

Na Figura 4.11 é feito comparativo entre a seção empilhada original e a filtrada com a técnica SVD. O resultado obtido com o método SVD apresenta uma redução de um padrão linear (principalmente na parte rasa da seção) característico do *ground roll*, e um aumento relativo nas amplitudes e continuidade de alguns refletores de interesse.

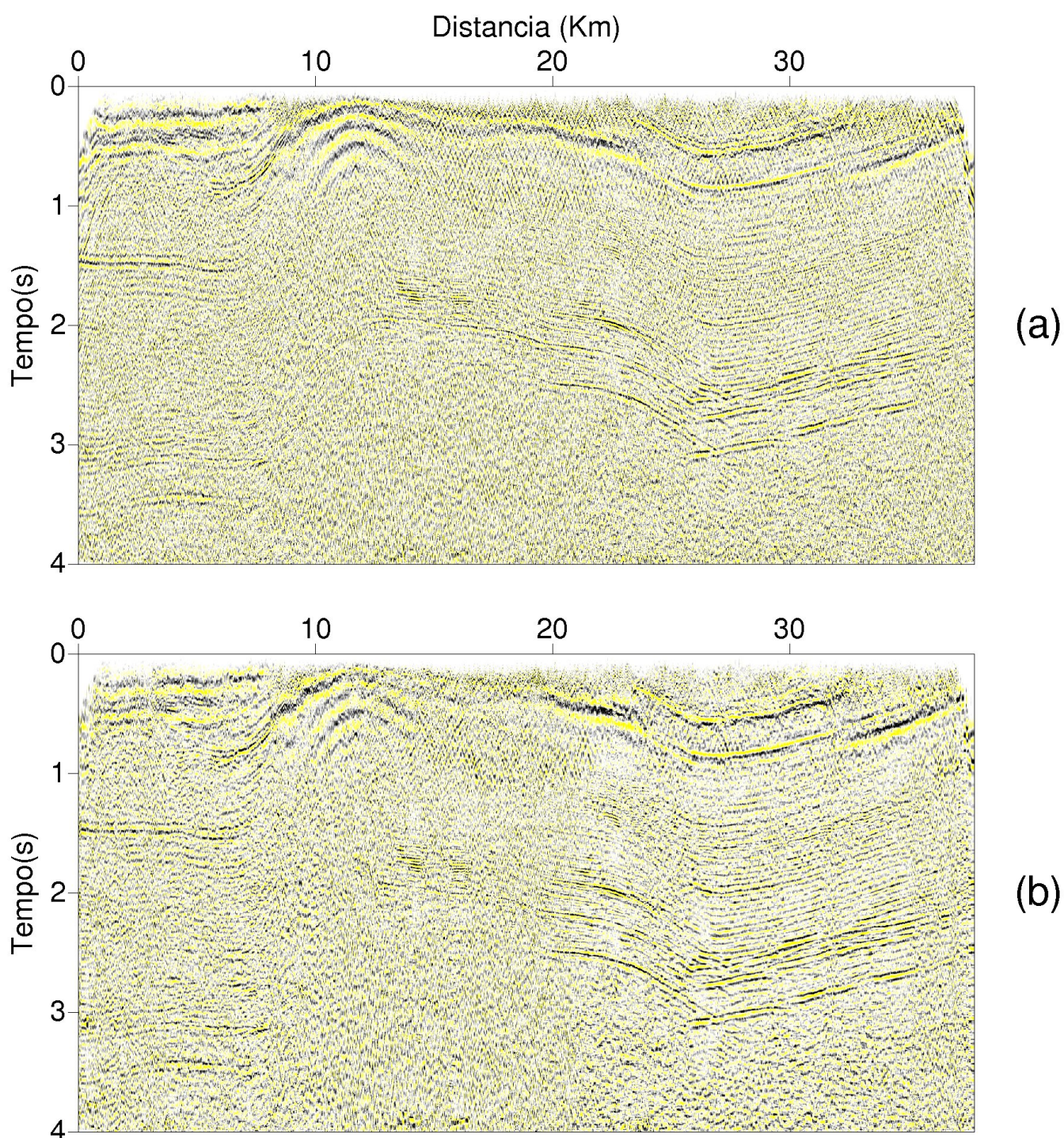


Figura 4.11: Comparativo entre o empilhamento da seção bruta em (a) e com a aplicação do método SVD em (b).

5

Aplicação conjunta dos métodos DME e SVD

Com o objetivo de aumentar a eficácia de atenuação de ruídos em dados sísmicos, testamos a atuação conjunta dos dois métodos utilizados no presente trabalho, DME e SVD, na linha terrestre utilizada no capítulo anterior e em uma linha marinha da região do Mar do Norte. Um dos grandes desafios de unir a aplicação de dois métodos tão versáteis e promissores para a sísmica é saber como combiná-los, pois existe uma conjunto extenso de maneiras para se fazer isso.

A decomposição em Modos Empíricos atua traço a traço, por isso é fácil aplicá-la na linha sísmica em qualquer etapa do processamento, pois seus efeitos serão bem semelhantes, basta atentar para que o número de FMIs extraídas atenda os objetivos propostos. A decomposição em valores singulares apresenta algumas peculiaridades. Ela é uma técnica que permite aumentar a energia de eventos correlacionáveis horizontalmente, portanto devemos tomar cuidado para utilizarmos essa metodologia com os dados organizados em um domínio que apresente tal característica (disposição horizontal dos eventos de interesse), como na etapa do processamento após a correção *NMO* (Porsani et al., 2009).

5.1 Linha terrestre do Tacutu

A associação de técnicas de filtragem pode apresentar bons resultados, porém o modo com que essa associação é feita pode facilitar (ou dificultar) muito o trabalho de quem processa os dados, influenciando diretamente na duração do processamento. Para associar as técnicas SVD e DME, foram feitos vários testes e tentativas de inserção da metodologia em diversas

etapas do processamento sísmico. Com o intuito de atenuar o ruído *ground roll* e aumentar o grau de coerência dos dados, foi possível chegar em duas versões eficientes que combinam as principais características e propriedades dos métodos utilizados, sem sacrificar o tempo de processamento.

Na primeira versão fizemos a aplicação do método DME na linha pré-processada, cada FMI foi extraída e empilhada individualmente, no resultado de cada empilhamento foi aplicado a técnica SVD. A segunda versão foi muito parecida com a primeira, porém a aplicação da técnica SVD foi feita após a soma das FMIs de interesse previamente empilhadas. O fluxograma de processamento das duas versões aplicadas é apresentado na Figura 5.1.

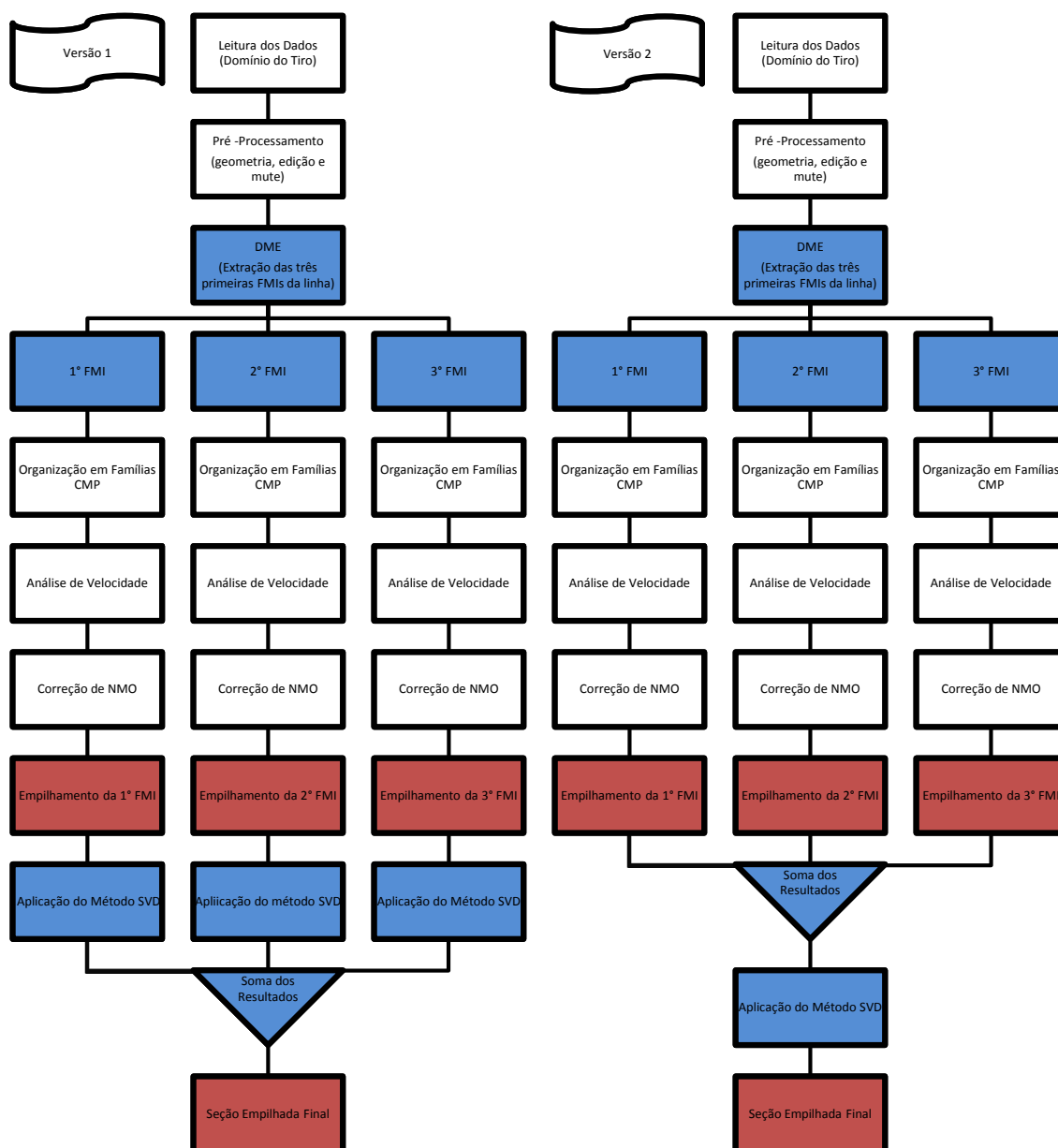


Figura 5.1: Fluxograma de processamento da aplicação conjunta dos métodos SVD e DME nas duas versões apresentadas no trabalho.

Nas duas versões, durante a aplicação do método DME foram extraídas três FMIs do dado de entrada, e na aplicação do método SVD foi utilizada a primeira autoimagem obtida com uma janela móvel de cinco traços que desliza sobre a matriz de dados. Estes parâmetros foram estipulados analisando a aplicação individual dos métodos feitas no capítulo 4.

O espectro de amplitudes da Figura 5.2 demonstra de uma forma mais concreta o quão eficaz foi a aplicação da metodologia nos dados. Nele é possível observar uma diminuição do pico de amplitudes na frequência de 10 Hz, porém uma parcela dessas amplitudes permanecem preservadas nos dados. Um fato interessante observado é o aumento da energia das amplitudes nas frequências em torno de 30 Hz. A energia que é captada com esse conteúdo de frequência é associada aos eventos de maior interesse, ou seja, podemos relacionar esse resultado a um ganho considerável de informação geológica que seria perdida. Em termos visuais as duas versões apresentam resultados praticamente idênticos. O espectro de amplitude confirma essa semelhança, no entanto apresenta uma leve distorção na comparação entre as duas formas de aplicação, a primeira versão atenua um pouco mais as amplitudes nas frequências em torno de 10 Hz.

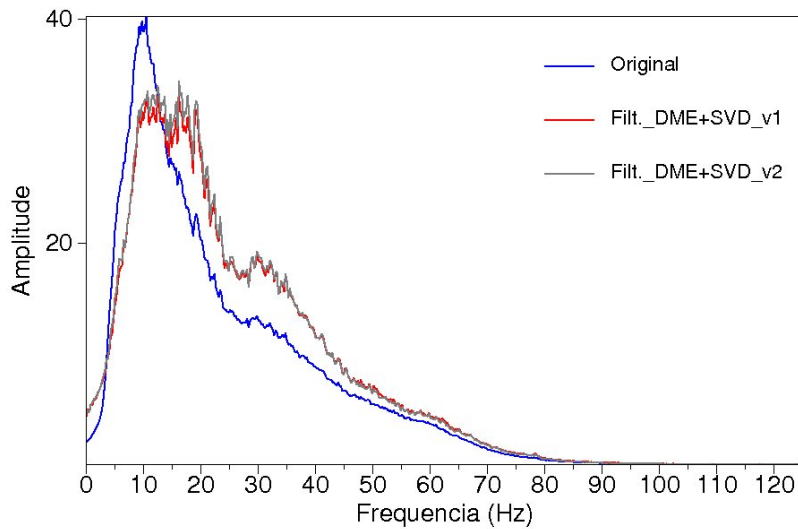


Figura 5.2: Espectro de amplitudes da seção empilhada original em (azul), com filtragem SVD em cada uma das três primeiras FMIs já empilhadas (vermelho) e SVD na soma das três primeiras FMIs já empilhadas (cinza).

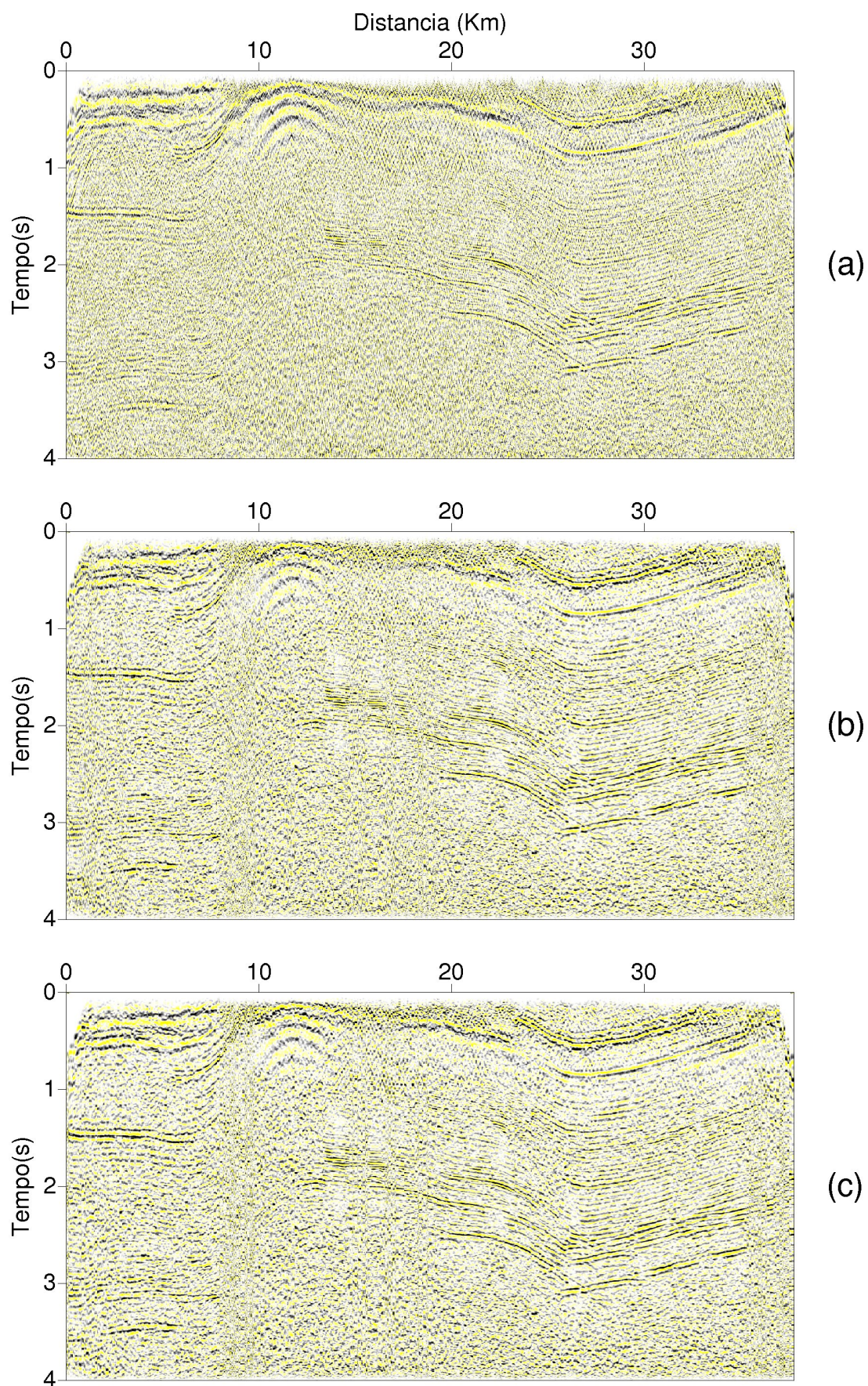


Figura 5.3: Comparativo entre o empilhamento da seção bruta em (a), com filtragem SVD em cada uma das três primeiras FMI já empilhadas (b) e SVD na soma das três primeiras FMI já empilhadas em (c).

5.2 Linha marinha do *Grane Field*

5.2.1 Descrição do dado

A linha marinha l5120 é um *inline* do volume 3D adquirida no campo de exploração petrolífero de Grane, localizado no Mar do Norte, a oeste da cidade de Haugesund, costa da Noruega. A aquisição dos dados foi feita utilizando a técnica OBC (*Ocean Bottom Cable*), que consiste na fixação dos sensores de recepção no fundo oceânico. A lâmina de água é rasa, e o *offset* utilizado é longo (Landro, 2007).

A Figura 5.4 apresenta o fluxograma utilizado para o empilhamento da linha bruta. É importante ressaltar que por ser um *inline*, a etapa de inserção da geometria já estava pronta no *header* dos dados, e a organização inicial dos traços era em famílias CMP.

Localização	Mar do Norte, Noruega
Grau de cobertura máxima	24000%
Profundidade lâmina d'água	120 <i>m</i>
<i>Offset</i> máximo	5 <i>km</i>
Intervalo de amostragem	4 <i>ms</i>
Número de amostras por traço	2250

Tabela 5.1: Informações de aquisição da linha **l5120**.

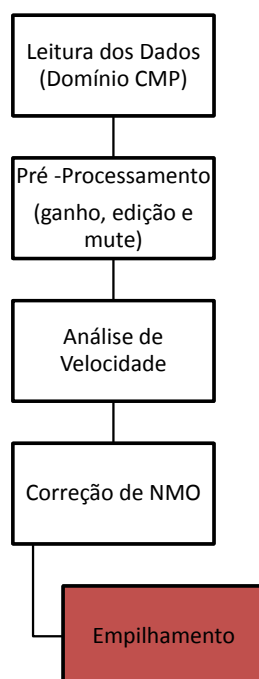


Figura 5.4: Fluxograma de processamento do empilhamento da seção bruta.

Após ser realizado o pré-processamento os dados foram submetidos a uma análise de velocidades. Com o campo de velocidades gerado os CMPs são corrigidos de NMO e em-

pilhados. O resultado do empilhamento da seção bruta pode ser visto na Figura 5.5, ela é fortemente afetada pela presença dos ruídos lineares *Head Waves* e *Harmonic Modes*, é possível notar padrões triangulares ao longo da seção, esses padrões chegam a afetar a resolução de camadas para tempos de trânsito superiores a quatro segundos.

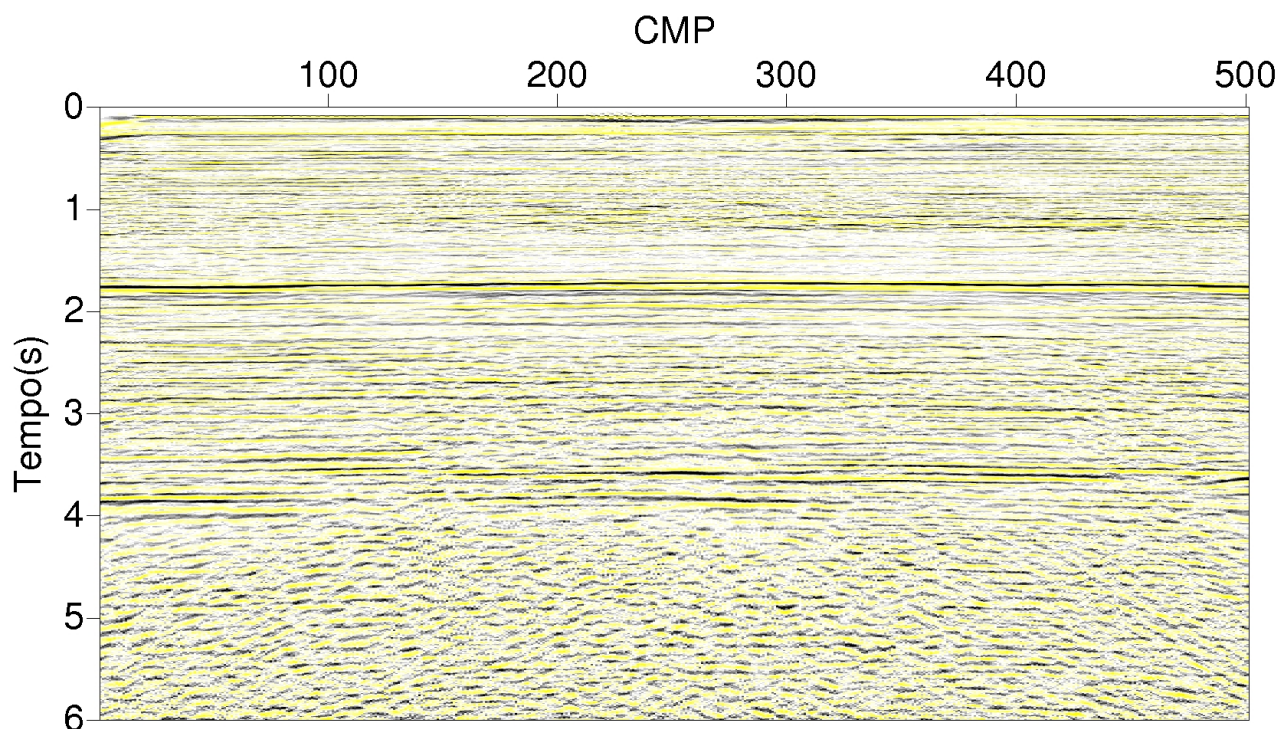


Figura 5.5: Seção empilhada sem nenhum procedimento de filtragem.

5.2.2 Discussão da metodologia e resultados

Com o intuito de otimizar o tempo útil de processamento, foi escolhido o CMP 300 da linha 15120 como base para testes. O procedimento de associação dos métodos que gerou melhores resultados começou com a aplicação da técnica SVD na família CMP escolhida após a correção de NMO. A Figura 5.6 apresenta os sismogramas com as etapas de aplicação da filtragem. No CMP original é possível distinguir com determinada clareza a presença dos ruídos lineares indesejados, é importante salientar que a pequena distorção na forma do ruído se deve a correção de NMO, pois é necessário aplica-la antes da técnica SVD para aumentar o grau de correlação das reflexões. Por se tratar de uma dado com alto grau cobertura CMP e tempo de amostragem relativamente longo, foi necessário aumentar consideravelmente o comprimento da janela móvel que desliza sobre a matriz de dados calculando as autoimagens (para este dado foram utilizados 11 traços).

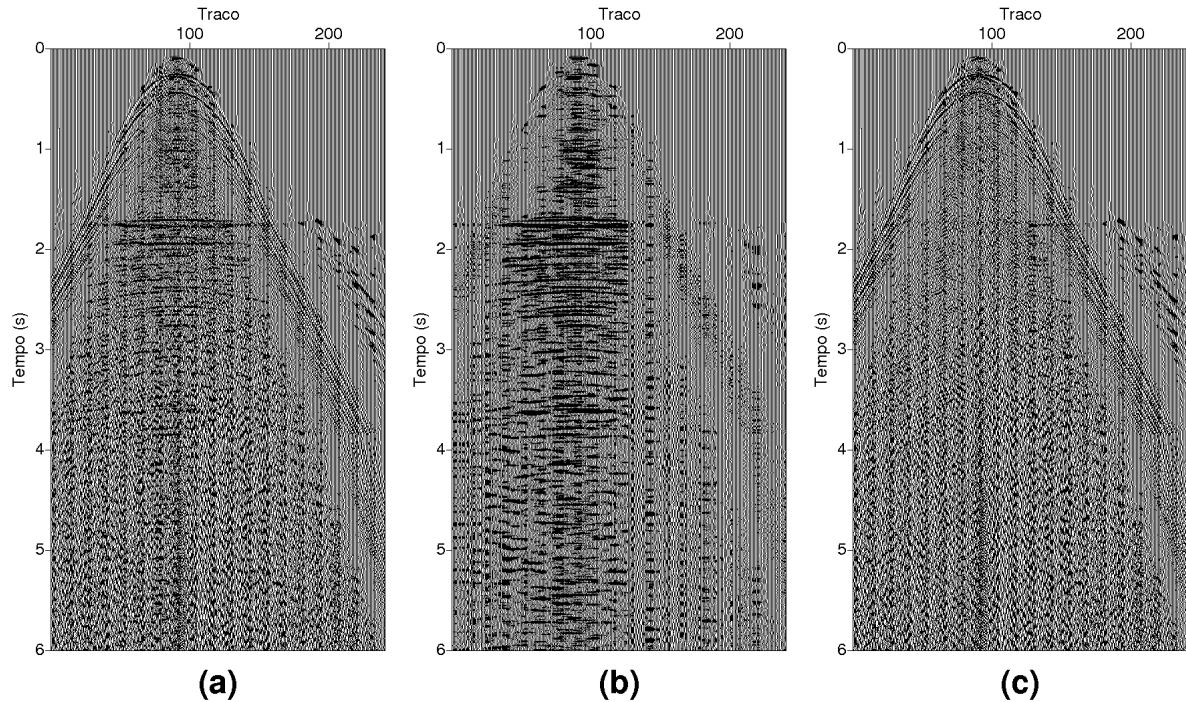


Figura 5.6: Sismogramas do CMP 300, original em (a), com filtragem SVD em (b) e resíduo entre (a) e (b) em (c), todos corrigidos de NMO.

O ruído linear fica levemente distorcido após a correção de NMO, mesmo assim o padrão vertical é praticamente mantido e tal correção aumenta de forma considerável o relacionamento do refletor em um dado instante de amostragem, otimizando a aplicação da decomposição em valores singulares. A Figura 5.6(c) exibe o resíduo entre o CMP de entrada e o filtrado com SVD, nele é possível perceber que a técnica conseguiu extrair grande parte do ruído linear presente preservando os refletores de interesse, que apresentam um reforço na coerência horizontal (Figura 5.6(b)).

O espectro de amplitude da Figura 5.7 foi extraído de zonas do CMP 300 que predominam os ruídos tratados, portanto é possível, a partir da sua análise, tirar conclusões do seu comportamento oscilatório e comparar com o espectro integral dos sismogramas, possuindo assim uma informação quantitativa sobre o grau de atenuação dos métodos. As *Head Waves* apresentam uma característica de frequência mais baixa, concentrada em torno da faixa de 10 a 30 *Hz*, o que pode ser um problema, pois o sinal útil também oscila com a mesma frequência, porém já temos uma noção de como manipular as FMIs para atenuar tal ruído. Os *Harmonic Modes* são mais complexos, pois apresentam um espectro sobre uma faixa bastante ampla de frequências, diminuindo as chances de atenuá-lo com um método baseado em conteúdo de frequências como o DME. No entanto, ele apresenta uma disposição espacial definida (característica linear), que o torna sensível a filtragem SVD.

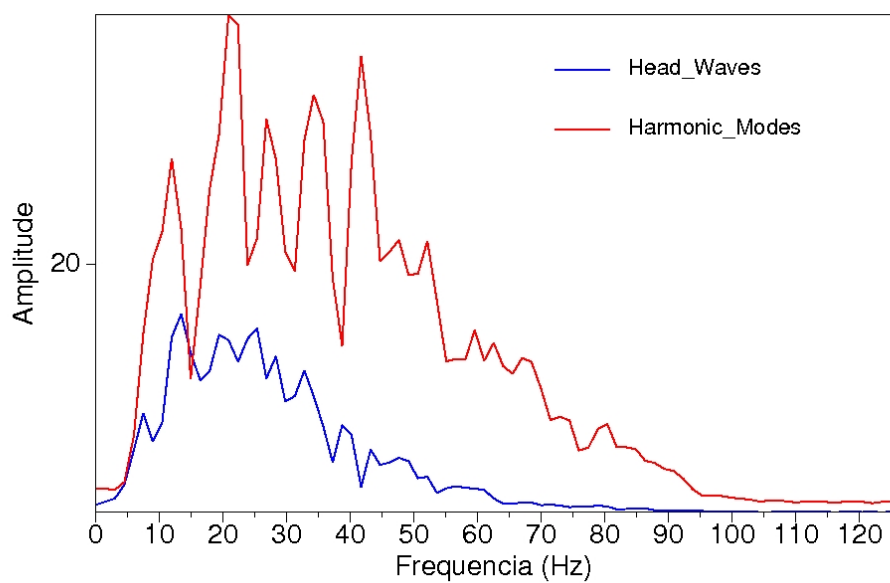


Figura 5.7: Espectro de amplitude das *Head Waves* (azul) e dos *Harmonic Modes* (vermelho).

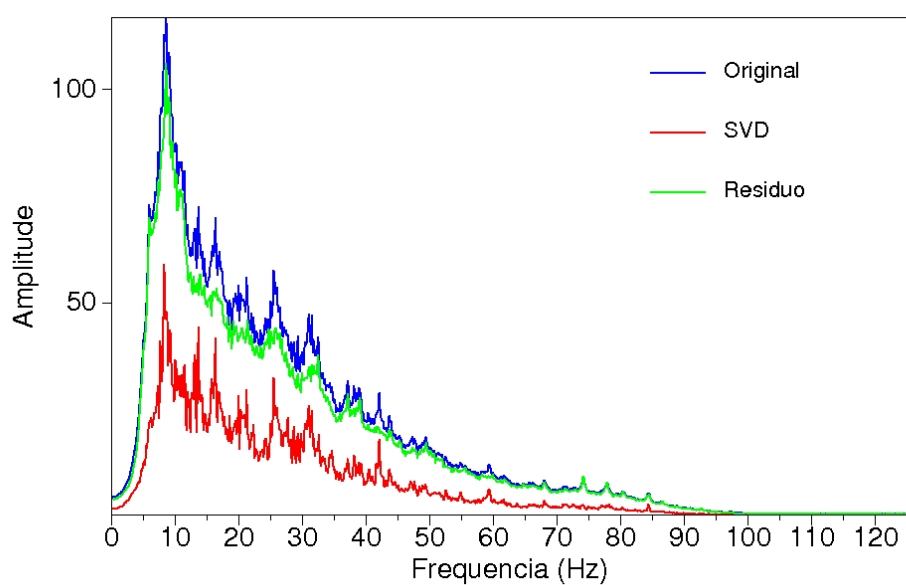


Figura 5.8: Espectro de amplitude do CMP 300 original (azul), após o método SVD (vermelho) e o resíduo (verde).

No espectro de frequências da Figura 5.8 apresentamos o conteúdo de frequências dos sismogramas da Figura 5.6, de acordo com as características oscilatórias do ruído descritas no paragrafo anterior é possível concluir que a interferência construtiva das amplitudes dos ruídos foi quase que completamente atenuada nas baixas frequências do sismograma filtrado, e as amplitudes presentes nas frequências maiores foram atenuadas em menor escala.

O segundo passo desenvolvido na metodologia é a aplicação do método DME na primeira autoimagem obtida pela decomposição em valores singulares, foram então extraídas as quatro primeiras FMIs da linha, os sismogramas correspondentes estão apresentados na Figura 5.10. O fluxograma da processamento que descreve todas as etapas da técnica utilizada é apresentado na Figura 5.9. As FMIs extraídas seguem as características descritas na teoria e previamente observadas em resultados anteriores. A primeira FMI carrega uma componente do ruído de alta frequência, porém também carrega uma quantidade de informação substancial de refletores menos espessos, na parte mais rasa e profunda da área, a definição quanto a utilização dessa FMI, assim como de todas as outras, dependeria do alvo de interesse.

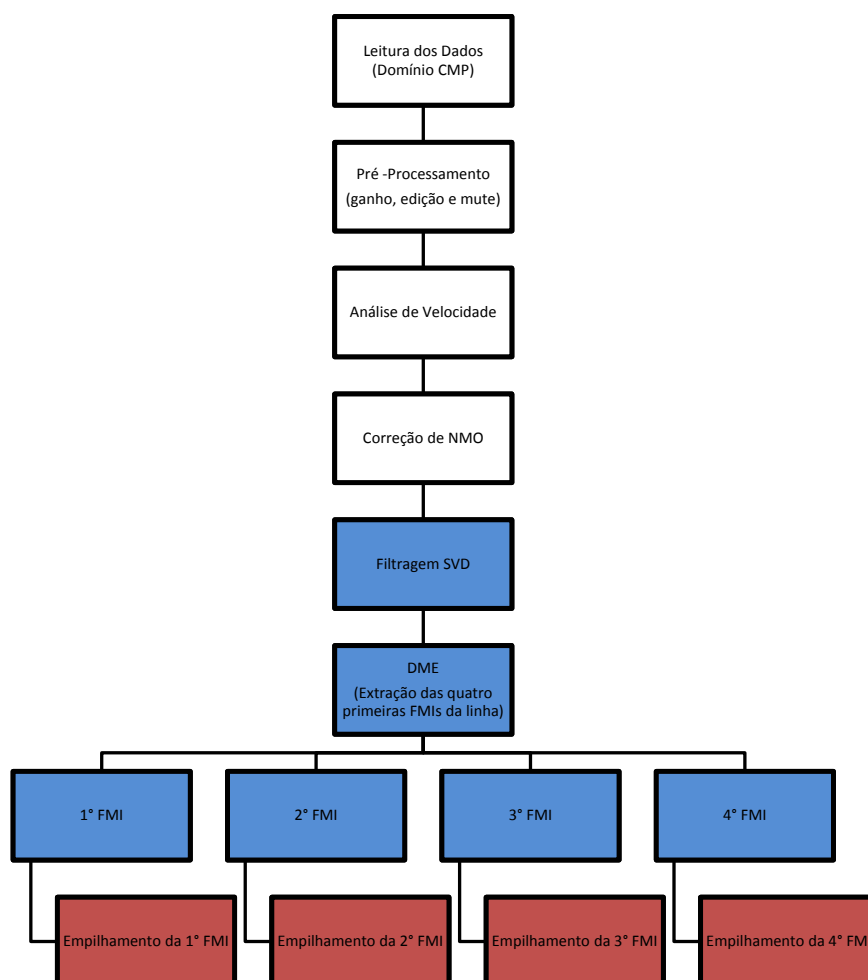


Figura 5.9: Fluxograma da aplicação conjunta dos métodos DME e SVD na linha marinha do campo de Grane.

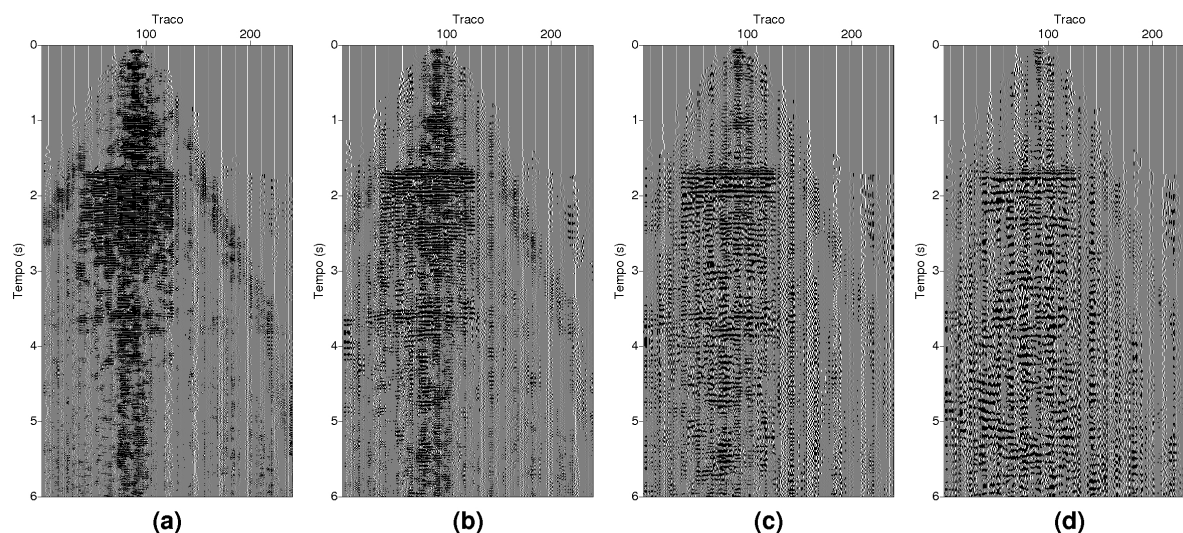


Figura 5.10: Sismogramas das quatro primeiras FMIs obtidas após a filtragem SVD, ordenadas de (a) a (d) pela ordem crescente de extração.

Para obtermos uma melhor definição da importância da escolha dos refletores alvos no selecionamento das FMIs, todas as quatro primeiras foram empilhadas separadamente (Figura 5.11). A análise dos empilhamentos individuais das FMIs nos permite observar o efeito da decomposição na interpretação dos dados. Com o empilhamento individual é possível elucidar refletores com menor comprimento de onda, antes escondidos por outros mais robustos, nas primeiras bandas de FMIs, assim como ressaltar, com bastante eficácia, aqueles de maior comprimento de onda e amplitude nas ultimas. Por fim, as quatro FMIs extraídas foram somadas. Na Figura 5.12 fizemos um comparativo entre a seção bruta, e a obtida após a soma das quatro primeiras FMIs filtradas com o método SVD. Na linha em que foi aplicada a metodologia proposta, é possível observar uma diminuição considerável dos ruídos que contaminavam a seção original, para tempos de transito posteriores a 4s, aumentando assim a resolução dos dados, principalmente em profundidade.

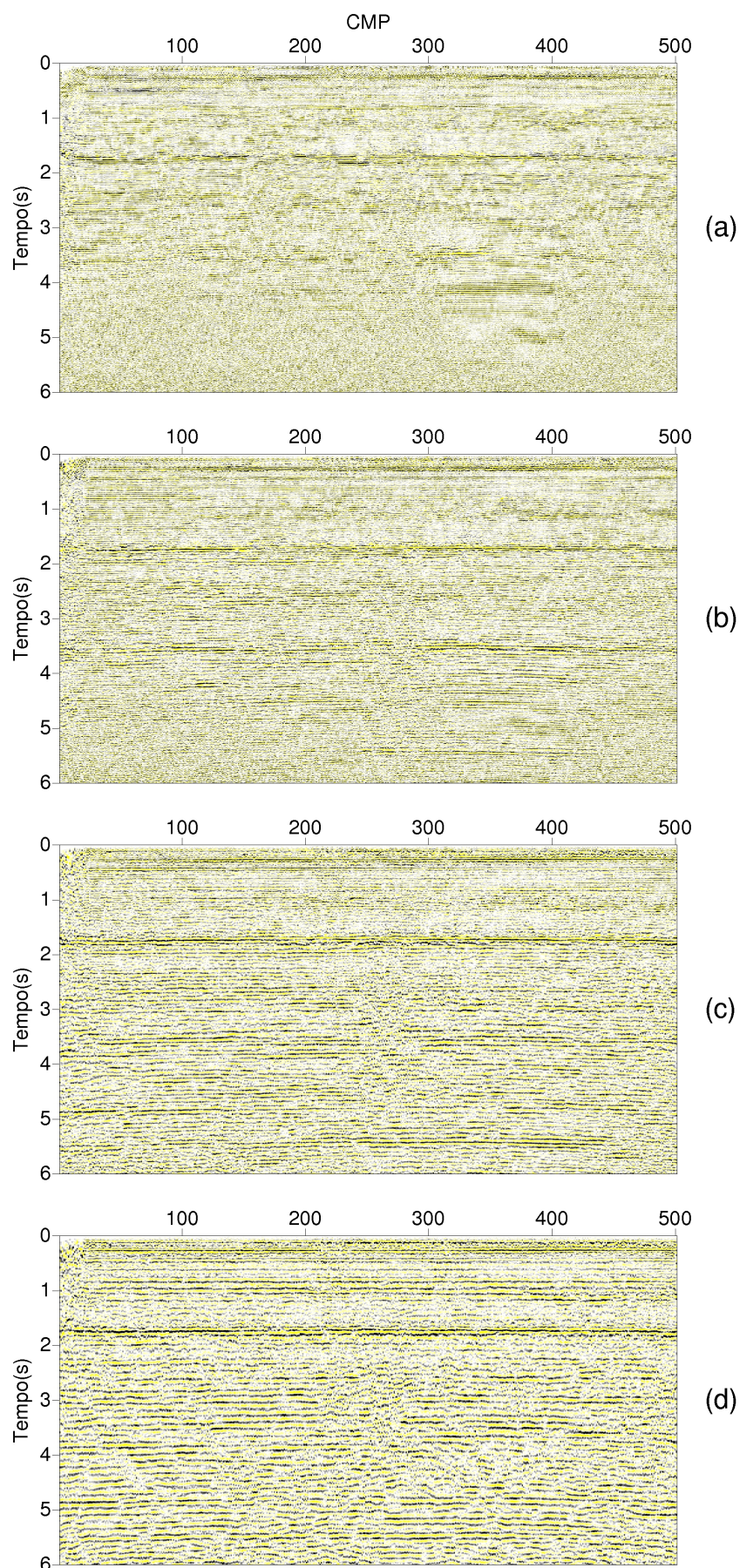


Figura 5.11: Seção sísmica empilhada da primeira FMI em (a), segunda em (b), terceira em (c) e quarta em (d) extraída no domínio do tempo após a aplicação da filtragem SVD.

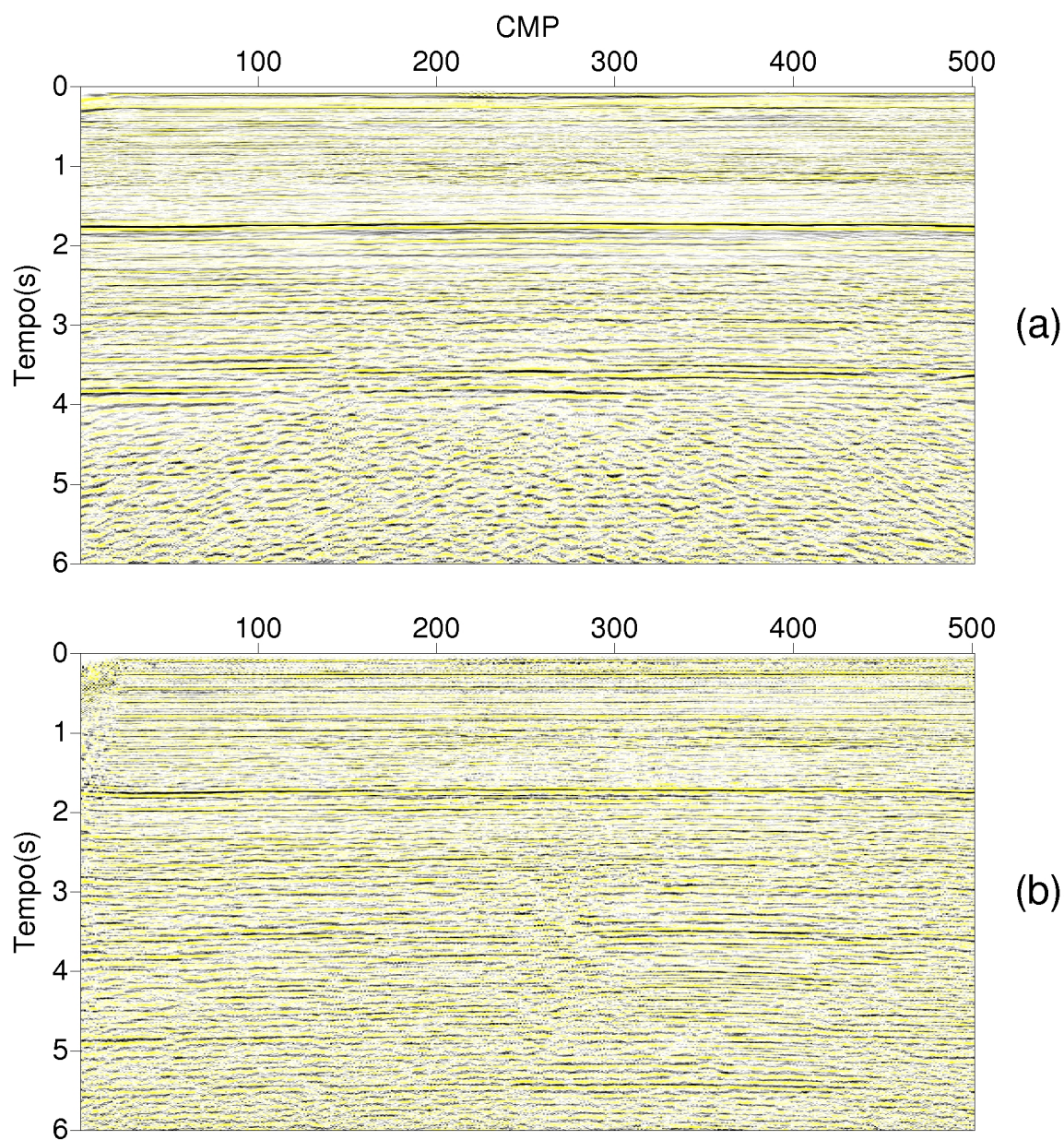


Figura 5.12: Comparativo entre a seção original e a filtrada com os métodos SVD e DME.

6

Conclusões

No presente trabalho desenvolvemos uma nova abordagem no tratamento de ruídos em dados sísmicos de reflexão, a partir de técnicas conhecidas e consagradas na literatura. Com a análise do comportamento de ruídos comuns nos diferentes tipos de dados, aliamos os métodos de Decomposição em Modos Empíricos (DME) e a Decomposição em Valores Singulares (DVS) tentando obter proveito de suas principais características, o objetivo final era localizar e extrair os eventos indesejados, auxiliando assim o processamento e interpretação de seções sísmicas.

Antes da tentativa de aliar as metodologias em estudo, foi necessário aplicá-las individualmente, com isso conseguimos estabelecer os parâmetros adequados e uma maneira satisfatória de inseri-las no processamento de dados sísmicos, utilizando assim um padrão adequado a cada tipo de aquisição. Os resultados obtidos na linha sísmica do Tacutu foram representativos, pois conseguimos aproveitar cada método individualmente, atenuando o ruído *ground roll*, aumentando a resolução temporal dos dados e a continuidade dos refletores e elucidando alguns aspectos sobre os parâmetros de aplicação dos métodos, como o comprimento da janela móvel a ser utilizada e o número adequados de FMIs e autoimagens a serem extraídas.

Após a aplicação individual foram feitos testes de uso conjunto dos métodos DME e SVD. Na linha terrestre do Tacutu, chegamos a duas alternativas de aplicação relativamente simples que geraram bons resultados na atenuação do *ground roll*, sem perdas significativas de sinal de interesse. Nos dados do campo petrolífero de *Grane*, os resultados foram surpreendentes, pois conseguiu-se, a partir das duas metodologias utilizadas, atenuar os ruídos

lineares tipo *Head Waves* e *Harmonic Modes*, assim como a decomposição da seção sísmica em bandas de FMIs possibilitou uma melhor definição de refletores de alta frequência em profundidade nas primeiras FMIs, esse efeito se torna muito interessante, pois, em profundidade, a sísmica de reflexão tem dificuldade em resolver camadas litológicas menos espessas, responsáveis por tais refletores. Durante os testes, o tempo de processamento foi monitorado para que não houvesse exageros que inviabilizassem a utilização prática dos métodos. Em nenhuma das aplicações foram observados excessos nesse sentido.

De modo geral, cada metodologia de aplicação desenvolvida e utilizada demonstrou um comportamento prático satisfatório na atenuação dos ruídos sísmicos tratados, o que era esperado com base na teoria. O grande desafio era otimizar os resultados e o tempo de processamento, conseguimos isso nas versões apresentadas, pois todas elas geraram efeitos proveitosos nas seções empilhadas. Os métodos envolvidos nas metodologias propostas apresentam pequenas peculiaridades de aplicação que podem gerar efeitos significativos nos resultados, ou seja, mais estudos devem ser desenvolvidos com o intuito de aprimorar a técnica.

Agradecimentos

Chego ao final do texto e me surpreendo com a parte mais difícil de todo o processo, os agradecimentos! Mais complicado do que compreender qualquer fórmula matemática ou manipular um algoritmo computacional é lembrar de todos aqueles que de alguma forma contribuíram para que eu pudesse chegar até aqui, tornar este momento real, momento que não se resume a simplesmente dois anos de curso desse mestrado, mas sim vinte e quatro anos de muitos aprendizados, experiências, amizades e outros frutos que venho cultivando ao longo da vida. Gostaria então de me antecipar e pedir desculpas aos que não citarei, pois a mente humana é falha, mas no fundo sou muito grato a todos que ajudaram, direta ou indiretamente, na conclusão deste trabalho e para minha formação como ser humano.

Gostaria de agradecer primeiramente a Deus, sem ele eu nada teria conseguido. Aos meus pais, Luciano e Charline, pela criação, orientação e ensinamentos. A Tainá, pelo companheirismo e compreensão. Aos meus avôs, Ateneu (em memória) e Marcos, e avós, Agda e Zoraide, por todo afeto e cuidado. Ao meu irmão, João Victor, que sempre me alegra. Aos meus tios e tias, principalmente a Grasielle, Marcos Pablo e Valéria, pelo incentivo e auxílio de todas as horas.

Gostaria de agradecer imensamente ao meu orientador, prof. Porsani, pois ele foi parte essencial desta dissertação e de quase toda a minha vida acadêmica. Ao prof. Figueiró, que além de participar da minha banca, foi peça chave para a conclusão deste trabalho. Aos professores da pós-graduação em Geofísica da UFBA. Ao Dr. Saulo Pomponet por aceitar o convite e se dispor a participar da banca. Gostaria de agradecer também aos patrocinadores do projeto Grane (StatoilHydro, Petoro, ExxonMobil e ConocoPhillips), por cederem os dados do campo Grane Field. Ao geofísico Dr. Martin Landro, por dar suporte e auxiliar na obtenção daqueles dados.

Gostaria de agradecer ainda aos colegas que ingressaram comigo no mestrado em geofísica. Aos amigos, sem eles alguns momentos divertidos talvez nem existiriam. Aos colegas da CPRM, que apesar de não terem tido tempo de contribuir tanto com este trabalho, sempre se mostraram dispostos a ajudar... enfim, OBRIGADO A TODOS!

Apêndice **A**

Teorema da Decomposição em Valores Singulares

Tomemos $A_{m \times n}$ como uma matriz qualquer de posto p . Existem valores $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_m \geq 0$, chamados valores singulares de A , uma matriz ortogonal $U = (\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2, \dots, \mathbf{u}_m)$ de ordem m e uma matriz $V = (\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_m)$ de ordem n tal que são válidas as seguintes relações:

$$\Sigma = U^T A V, \quad (\text{A.1})$$

$$A = U \Sigma V^T, \quad (\text{A.2})$$

sendo,

$$\Sigma = \begin{bmatrix} D & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix}_{m \times n}, \quad (\text{A.3})$$

na qual D é uma matriz diagonal $p \times p$, não singular, cujos elementos são os valores singulares σ_i , $i = 1, 2, \dots, p$.

Para todo i , entre 1 e p são válidas as relações:

$$\mathbf{u}_i = \frac{1}{\sigma_i} A \mathbf{v}_i, \quad (\text{A.4})$$

$$\mathbf{v}_i = \frac{1}{\sigma_i} A^T \mathbf{u}_i, \quad (\text{A.5})$$

onde \mathbf{u}_i e \mathbf{v}_i são os respectivos autovetores de AA^T e $A^T A$, ambos associados com os autovalores λ_i .

Para valores de i entre $(p + 1)$ e n , \mathbf{u}_i e \mathbf{v}_i são os autovetores de AA^T e $A^T A$ associados a autovalores nulos.

Prova:

Seja \mathbf{z} um vetor não nulo pertencente ao espaço de dimensão n , de modo que:

$$A^T A \mathbf{z} = 0. \quad (\text{A.6})$$

Se pré-multiplicamos a Eq. (A.6) por \mathbf{z}^T , temos:

$$\mathbf{z}^T A^T A \mathbf{z} = 0. \quad (\text{A.7})$$

O que implica em:

$$A \mathbf{z} = 0. \quad (\text{A.8})$$

A Eq. (A.8) indica que, embora \mathbf{z} seja diferente de zero, a sua imagem no espaço de dimensão m é nula. Como A é de posto p o espaço nulo possui dimensão $(n-p)$. Isto significa que a matriz $A^T A$, de dimensão n , possui p autovalores não nulos. Com isso os p valores singulares de A são bem definidos e valem:

$$A^T A \mathbf{v}_i = \sigma_i^2 \mathbf{v}_i; 1 \leq i \leq p, \quad (\text{A.9})$$

que é a auto-estrutura de $A^T A$, para i entre 1 e p .

Seja $(\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_p)$ um conjunto ortogonal de p autovetores de $A^T A$ definidos por (A.9), associados aos seus autovalores σ_i^2 com $i = 1, 2, \dots, p$. Vamos definir um outro conjunto $(\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2, \dots, \mathbf{u}_p)$ de modo que:

$$\mathbf{u}_i = \frac{1}{\sigma_i} A \mathbf{v}_i, \quad (\text{A.10})$$

ou equivalentemente,

$$A \mathbf{v}_i = \sigma_i \mathbf{u}_i. \quad (\text{A.11})$$

Pré-multiplicando pelo fator AA^T e reescrevendo a Eq. (A.10), temos:

$$AA^T \mathbf{u}_i = \frac{1}{\sigma_i} A(A^T A \mathbf{v}_i). \quad (\text{A.12})$$

Entrando com a auto-estrutura $A^T A$ em (A.12):

$$AA^T \mathbf{u}_i = \sigma_i^2 \left(\frac{1}{\sigma_i} A \mathbf{v}_i \right). \quad (\text{A.13})$$

Substituindo a Eq. (A.10) em (A.13), teremos:

$$AA^T \mathbf{u}_i = \sigma_i^2 \mathbf{u}_i. \quad (\text{A.14})$$

A Eq. (A.14) é na verdade a auto-estrutura de AA^T , de modo que se escolhermos os vetores \mathbf{u}_i como na Eq. (A.10), eles serão na verdade os autovetores de AA^T associados aos autovalores σ^2 . Podemos então provar a ortogonalidade entre os autovetores \mathbf{u}_i :

$$\mathbf{u}_j^T \mathbf{u}_i = \left(\frac{1}{\sigma_j} A \mathbf{v}_j \right)^T \left(\frac{1}{\sigma_i} A \mathbf{v}_i \right), \quad (\text{A.15})$$

ou ainda,

$$\mathbf{u}_j^T \mathbf{u}_i = \frac{1}{\sigma_j} \frac{1}{\sigma_i} (\mathbf{v}_j^T A^T A \mathbf{v}_i). \quad (\text{A.16})$$

Substituindo a Eq. (A.9) em (A.16), temos:

$$\mathbf{u}_j^T \mathbf{u}_i = \frac{\sigma_i}{\sigma_j} \mathbf{v}_j^T \mathbf{v}_i. \quad (\text{A.17})$$

Como os autovetores \mathbf{v}_i são comprovadamente ortonormais, temos então:

$$\mathbf{u}_j^T \mathbf{u}_i = \frac{\sigma_i}{\sigma_j} \delta_{ji} = \begin{cases} 1, & i = j \\ 0, & i \neq j \end{cases}, \quad (\text{A.18})$$

na qual δ_{ji} é o delta de Kronecker.

Como $A^T A$ e AA^T possuem respectivamente n e m autovalores, dos quais $(n-p)$ e $(m-p)$ são nulos, e como já foi encontrado p autovalores não nulos, é possível estender os conjuntos (\mathbf{u}_i) e (\mathbf{v}_i) para:

$$U = [\mathbf{u}_1, \mathbf{u}_2, \dots, \mathbf{u}_p, \mathbf{u}_{p+1}, \dots, \mathbf{u}_m] \quad (\text{A.19})$$

$$V = [\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_p, \mathbf{v}_{p+1}, \dots, \mathbf{v}_n] \quad (\text{A.20})$$

de modo que,

$$A^T A \mathbf{v} = \mathbf{0}; (p+1) \leq i \leq n \quad (\text{A.21})$$

$$A A^T \mathbf{u} = \mathbf{0}; (p+1) \leq i \leq m \quad (\text{A.22})$$

A partir das matrizes U , Σ e V apresentadas no início do apêndice, podemos escrever que:

$$U^T A V = \begin{bmatrix} \mathbf{u}_1^T \\ \mathbf{u}_2^T \\ \vdots \\ \mathbf{u}_m^T \end{bmatrix} A[\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_n]. \quad (\text{A.23})$$

Aplicando as expressões (A.21) e (A.19) na Eq. (A.23), temos:

$$U^T A V = \begin{bmatrix} \mathbf{u}_1^T \\ \mathbf{u}_2^T \\ \vdots \\ \mathbf{u}_m^T \end{bmatrix} [\sigma_1 \mathbf{u}_1, \sigma_2 \mathbf{u}_2, \dots, \sigma_p \mathbf{u}_p, 0, \dots, 0]. \quad (\text{A.24})$$

Devido à ortogonalidade dos autovetores, conforme demonstrado na Eq. (A.18), podemos afirmar que:

$$U^T A V = \begin{bmatrix} D & 0 \\ 0 & 0 \end{bmatrix} = \Sigma. \quad (\text{A.25})$$

Chegamos então na prova da primeira parte do teorema. Através de operações ortogonais é possível transformar qualquer matriz A real, em uma matriz diagonal retangular. Segue da ortogonalidade dos conjuntos $(\mathbf{u}_1, \dots, \mathbf{u}_m)$ e $(\mathbf{v}_1, \dots, \mathbf{v}_n)$ que:

$$U^T = U^{-1}, \quad (\text{A.26})$$

$$V^T = V^{-1}. \quad (\text{A.27})$$

Logo, pré-multiplicando a Eq. (A.25) por U e pós-multiplicando por V^{-1} , temos:

$$UU^T AVV^{-1} = U\Sigma V^{-1}. \quad (\text{A.28})$$

Utilizando as relações (A.26) e (A.27), chegamos em:

$$A = U\Sigma V^T. \quad (\text{A.29})$$

A Eq. (A.29) é conhecida como a decomposição em valores singulares da matriz A .

Referências Bibliográficas

- Alves, F. M. (2013) Atenuação do *Ground Roll* utilizando Filtragem Adaptativa com Filtros tipo Wiener-Levinson Antissimétricos e Decomposição em Modos Empíricos, Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.
- Alves, F. M.; da Silva, M. G. e Porsani, M. J. (2011) Filtragem de Eventos Lineares utilizando os Métodos da Transformada Radial e Decomposição em Modos Empíricos, 12º Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro-RJ.
- Amorim, F. Z. (2009) Atenuação de Ruídos Coerentes utilizando Decomposição em Modos Empíricos, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal-RN.
- Bekara, M. e Baan, M. V. (2009) Random and coherent noise attenuation by empirical mode decomposition, *Geophysics*, (74):V89–98.
- Cardoso, C. A. R. (2010) Atenuação do *Ground Roll* utilizando Filtragem SVD, Trabalho de graduação, Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.
- Ferreira, L. E. S. (2010) Aplicação do Método de Decomposição em Modos Empíricos na Atenuação do Ruído de Rolamento em Dados Sísmicos, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.
- Freire, S. L. M. (1986) Aplicações do Método de Decomposição em Valores Singulares no Processamento de Dados Sísmicos, Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.
- Huang, N. E.; Shen, Z.; Long, S. R.; Wu, M. C.; Shih, H. H.; Zheng, Q.; Yen, N. C.; Tung, C. C. e Liu, H. H. (1998) The empirical mode decomposition and Hilbert spectrum for nonlinear and nonstationary time series, *Royal Society London*, (454):903–995.
- Landro, M. (2007) Attenuation of seismic water-column noise, tested on seismic data from Grane Field, *Geophysics*, (72):V87–V95.
- Lima, R. R. (2014) Atenuação do *Ground Roll* utilizando Filtragem Adaptativa SVD no Domínio da Frequência e Deconvolução Iterativa com Norma L_p , Trabalho de graduação,

Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.

- Noble, B. e Daniel, J. W. (1977) *Applied linear algebra*, Prentice-Hall Englewood Cliffs, New Jersey.
- Porsani, M. J.; Melo, P. E. M.; da Silva, M. G. e Ursin, B. (2009) Filtragem do *Ground Roll* utilizando SVD, 11° Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, Salvador-Ba.
- Sá, A. J. (2013) Aplicação do Método de Decomposição em Modos Empíricos no Processamento de Dados Sísmicos Marítimos, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.
- Shepard, D. (1968) A two-dimensional interpolation for irregularly-spaced data, *Proceedings of the 23rd ACM national conference*, (23):517–524.
- Silva, M. G. (2004) Processamento de Dados Sísmicos da Bacia do Tacutu, Dissertação de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador-Ba.
- Telford, W. M.; Geldart, L. P. e Sheriff, R. E. (1990) *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, Cambridge, England.
- Yilmaz, O. (2001) *Seismic Data Analysis*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, U.S.A.
- Zegadi, A. e Zegadi, K. K. (2009) Coherent and random noise attenuation using the intrinsic timescale decomposition, SEG Houston 2009 International Exposition and Annual Meeting.