

ANÁLISE DO SINAL SÍSMICO
UTILIZANDO A
DECOMPOSIÇÃO EM FASE
MÍNIMA EM CONJUNTO COM A
DECOMPOSIÇÃO EM VALORES
SINGULARES

ANDERSON SILVA SANTOS

SALVADOR – BAHIA
JULHO – 2018

ANÁLISE DO SINAL SÍSMICO UTILIZANDO A
DECOMPOSIÇÃO EM FASE MÍNIMA EM CONJUNTO COM A
DECOMPOSIÇÃO EM VALORES SINGULARES

por

ANDERSON SILVA SANTOS

Geofísico (Universidade Federal da Bahia – 2014)

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

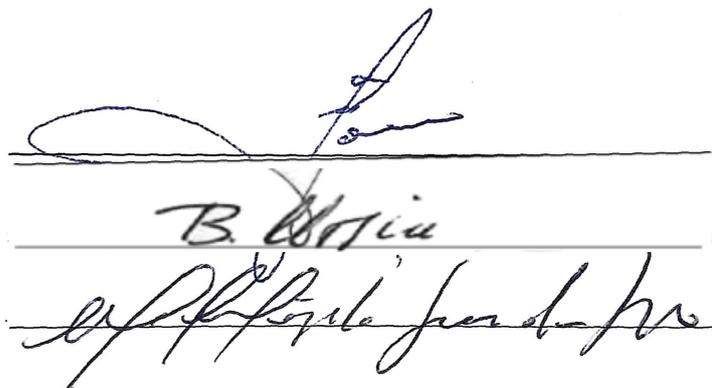
Universidade Federal da Bahia

Comissão Examinadora

Dr. Milton José Porsani- Orientador - UFBA

Dr. Bjorn Ursin - NTNU/UFBA

Dr. Michelângelo G. da Silva - UFBA



Aprovada em 13 de Julho de 2018

Ficha catalográfica elaborada pelo Sistema Universitário de Bibliotecas (SIBI/UFBA),
com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

Santos, Anderson Silva

Análise do sinal sísmico utilizando a decomposição em fase mínima em conjunto com a decomposição em valores singulares / Anderson Silva Santos. -- Salvador, 2018.

59 f. : il

Orientador: Milton José Porsani.

Dissertação (Mestrado - Programa de pós-graduação em Geofísica Aplicada) -- Universidade Federal da Bahia, Instituto de Geociências, 2018.

1. Decomposição em fase mínima. 2. Decomposição em valores singulares. 3. Filtragem de dados sísmicos. 4. Atenuação do groundroll. 5. Estimativa da assinatura da fonte sísmica. I. Porsani, Milton José. II. Título.

Primeiramente a Jeová Deus e
depois a minha fiel esposa Carmen e
a minha avó, Carmita, as quais me
acompanharam
em toda essa trajetória acadêmica
desde a minha graduação.

Resumo

Essa dissertação utiliza duas poderosas ferramentas para decomposição do sinal sísmico. O objetivo é realizar uma análise do sinal sísmico. A decomposição em fase mínima (DFM) visa estimar pulsos sísmicos de fase mínima no dado sísmico utilizando a teoria da deconvolução de Wiener-Levinson. Para isso é selecionada uma janela de amostras do traço sísmico e após se obter os coeficientes do filtro de Wiener-Levinson é montado um sistema de equações onde têm-se os coeficientes do filtro convolvidos com os pulsos de fase mínima resultando no delta de Kronecker. O sistema é resolvido e ao final do processo obtemos uma matriz que contém o pulso sísmico estimado em cada uma das suas colunas. Uma importante consequência dessa metodologia é que cada coluna dessa matriz mostra o comportamento da assinatura da fonte no tempo.

É utilizada a decomposição em valores singulares (*Singular Value Decomposition-SVD*) para decompor a matriz que contém os pulsos de fase mínima em autoimagens afim de obter dessa forma uma nova representação do traço sísmico. Isso irá gerar um novo sistema de equações que será dado pelo produto das autoimagens da matriz que contém a assinatura da fonte pela função refletividade, esse produto tem por resultado o traço sísmico. O sistema é resolvido por retrosubstituição afim de se obter dessa forma uma estimativa da função refletividade.

O método é inicialmente aplicado para atenuação do ruído coerente *groundroll*, uma vez que esse evento no dado sísmico se encontrava predominante nas primeiras decomposições do sinal. Os resultados foram satisfatórios sem precisar fazer cortes significativos na banda de frequência do sinal sísmico.

Uma vez que a matriz que contém os pulsos de fase mínima estimados do traço sísmico pode fornecer informações importantes sobre a geologia de subsuperfície apresenta-se algumas formas de como usá-la para auxiliar o trabalho de interpretação sísmica. Inicialmente é construído um volume que contém na sua primeira dimensão a seção sísmica empilhada e na terceira dimensão os pulsos sísmicos de fase mínima estimados. Em seguida são separados painéis, onde os últimos painéis guardam informações das regiões onde o pulso sísmico

sofreu uma maior atenuação, essa atenuação aparece na forma de um alongamento do pulso. É proposta uma forma de medir esse alongamento pelo cálculo de uma integral ao longo da curva dos picos das amplitudes das amostras do pulso de fase mínima. Após o cálculo é montado um painel de anomalia de estiramento (PAE). Também é apresentado um novo método de decomposição onde cada parcela do sinal decomposto é ponderada pelas amplitudes das amostras do traço sísmico, esse novo método de decomposição guarda nos seus últimos painéis os eventos de mais baixa frequência com maior destaque.

Para o processamento sísmico 2D da linha sísmica da Bacia do Tacutu é aplicado o novo método mencionado nos parágrafos anteriores. É utilizado o software livre *Seismic Unix* e para visualização do cubo de dados sísmicos gerados é usado o software livre OpendTect. Com o objetivo de tornar o novo método mais atraente computacionalmente, implementamos o algoritmo usando o paradigma de paralelização MPI(Message Passing Interface) na linguagem FORTRAN.

Abstract

This dissertation uses two powerful tools for the decomposition of the seismic signal. The objective is to perform a seismic signal analysis. The minimum phase decomposition (DFM) aims to estimate the minimum phase wavelets in the seismic data using the Wiener-Levinson deconvolution theory. For this, a sample window of the seismic trace is selected and after obtaining the Wiener-Levinson filter coefficients, a system of equations is assembled where the filter coefficients are convolved with the minimum phase wavelets resulting in Kronecker Delta. The system is solved and at the end of the process we obtain an array of wavelets which has in each of its columns the estimated wavelets in the seismic trace, an important consequence of this methodology is that each column of this matrix shows the source signature behavior over time.

It is used the singular value decomposition to decompose the matrix that containing these minimum phase wavelets into eigimagen in order to obtain a new representation of the seismic trace. This will generate a new system of equations that will be given by the product of the engenimagens of the matrix that contains the source signature by the reflectivity function, this product results in the seismic trace. The system is solved by retro-substitution in order to obtain an estimate of the reflectivity function.

The method is initially applied to groundroll attenuation, since this event in the seismic data was predominant in the first decomposition of the signal. The results were satisfactory without making significant cuts in the frequency band of the seismic signal.

Since the matrix containing the estimated minimum phase wavelets of the seismic trace can provide important information about the subsurface geology, there are some ways to use it to aid the seismic interpretation work. Initially a volume is constructed, that volume contains in its first dimension the stacked seismic section and in the third dimension the estimated minimum phase wavelet. After that we separated into panels, where the last panels store information from the regions where the wavelets have suffered a greater attenuation, this attenuation appears in the form of an elongation of the pulse. It is proposed a way of measuring this elongation by calculating an integral along the curve of the amplitudes

samples peaks of the wavelets estimated and after the calculation a stretch anomaly panel (PAE) is mounted. A new decomposition method is also presented where each part of the decomposed signal is weighted by the amplitudes of the samples of the seismic trace, this new method of decomposition keeps in its last panels the events of lower frequency with greater prominence.

For the 2D seismic processing of the Tacutu Basin seismic line, the new method mentioned in the previous paragraphs was applied. The free software Seismic Unix was used and to view the generated seismic data cube was used the free software OpendTect. With the objective of making the new method more computationally attractive, we implemented the algorithm using the MPI (Message Passing Interface) parallelism paradigm in the FORTRAN language.

Índice

| | |
|--|-----------|
| Resumo | 4 |
| Abstract | 6 |
| Índice | 8 |
| Índice de Figuras | 9 |
| Introdução | 11 |
| 1 Decomposição em fase mínima em conjunto com a decomposição SVD | 14 |
| 1.1 Decomposição em fase mínima(DFM) | 20 |
| 1.2 Decomposição em valores singulares da matrix W | 21 |
| 1.3 Estimativa da função refletividade | 24 |
| 1.4 Filtro DFM+SVD | 24 |
| 2 Filtragem do <i>groundroll</i> | 26 |
| 3 Explorando propriedades da matriz que contém os pulsos de fase mínima | 36 |
| 3.1 Construção do volume de pulsos de fase mínima estimados | 37 |
| 3.2 Quantificando o alongamento do pulso sísmico | 44 |
| 3.3 Decomposição relativa as amplitudes do traço-DRAT | 48 |
| 4 Conclusões | 55 |
| Agradecimentos | 56 |

Índice de Figuras

| | | |
|------|--|----|
| 1.1 | Representação da deconvolução adaptativa com um traço de 20 amostras e janela de 7 coeficientes. Para cada tempo, a amostra filtrada final é a média das amostras filtradas, naquele tempo, dentro da janela deslizante. | 19 |
| 1.2 | Janela SVD que coleta os traços e após a decomposição SVD coloca o resultado no traço central da janela. | 22 |
| 1.3 | Exemplo de decomposição adaptativa SVD na posição do traço j utilizando uma janela de três traços. | 23 |
| 1.4 | Fluxograma ilustrando a aplicação do filtro DFM+SVD para atenuação do <i>groundroll</i> | 25 |
| 2.1 | Movimento elíptico retrógrado, característica de propagação da onda <i>Rayleigh</i> | 27 |
| 2.2 | Família de tiro-comum contaminada com o ground-rol. | 27 |
| 2.3 | Fluxograma de processamento adotado para obtenção da seção sísmica empilhada. | 29 |
| 2.4 | Famílias de tiro-comum: Contaminada pelo ruído coerente <i>groundroll</i> (a) e após a filtragem DFM+SVD (b). | 30 |
| 2.5 | Zoom das famílias de tiro-comum: Sem aplicação de filtros (a) e após a filtragem DFM+SVD (b). | 30 |
| 2.6 | Espectro de amplitudes mostrando o efeito da filtragem: Dado original sem filtros (curva azul) e após filtragem DFM+SVD curva (vermelha). | 31 |
| 2.7 | <i>Supergather</i> do dado original (a) e seu espectro de velocidades (b). <i>Supergather</i> do dado após a filtragem DFM+SVD (c) e o seu espectro de velocidades (d). | 32 |
| 2.8 | Seções sísmicas empilhadas: Sem aplicação de filtros (a) e após a filtragem DFM+SVD (b). | 34 |
| 2.9 | Zoom das seções empilhadas: Sem aplicação de filtros (a) e após filtragem DFM+SVD (b). | 35 |
| 2.10 | Zoom das seções empilhadas: Sem aplicação de filtros (a) e após filtragem DFM+SVD (b). | 35 |

| | | |
|------|---|----|
| 3.1 | Figura ilustrativa mostrando como os pulsos de fase mínima são estimadas usando a deconvolução adaptativa de Wiener-Levinson. | 37 |
| 3.2 | Figura ilustrativa mostrando o volume de pulsos de fase mínima estimados, tendo na sua primeira dimensão a seção sísmica empilhada e na sua terceira dimensão os pulsos de fase mínima estimados. | 38 |
| 3.3 | Painéis dos pulsos de fase mínima estimados. Cada painel guarda uma amostra do pulso estimado na seção sísmica. | 38 |
| 3.4 | Seção sísmica original mostrando fortes anomalias de amplitude associadas ao reservatório (abaixo do CDP 600 em 0,6 segundos) e a litologia. | 40 |
| 3.5 | Segundo painel que guarda a primeira amostra dos pulsos estimados. | 41 |
| 3.6 | Penúltimo painel que guarda a penúltima amostra dos pulsos estimados. | 42 |
| 3.7 | Último painel que guarda a última amostra dos pulsos estimados. | 43 |
| 3.8 | Comportamento do pulso sísmico na região de forte anomalia de amplitude. | 44 |
| 3.9 | Comportamento do pulso sísmico fora da região de anomalia de amplitude. | 45 |
| 3.10 | Comportamento do pulso sísmico fora e dentro da região com anomalia de baixa frequência respectivamente. | 45 |
| 3.11 | Seção sísmica pós-empilhada com fortes anomalias de amplitude. | 46 |
| 3.12 | Painel de Anomalia de Estiramento (PAE). | 47 |
| 3.13 | Seção sísmica empilhada original. | 50 |
| 3.14 | Decomposição 1. | 51 |
| 3.15 | Decomposição 2. | 52 |
| 3.16 | Decomposição 10. | 53 |
| 3.17 | Decomposição 11. | 54 |

Introdução

A exploração de hidrocarbonetos constitui uma atividade de alto risco, visto que esta exige um profundo conhecimento sobre a geologia, a petrofísica e a geofísica da área de estudo. O processo de exploração é formado por três importantes etapas: aquisição, processamento e interpretação, cada etapa com o seu elevado grau de importância. Com isso em mente, academia e indústria trabalham juntas com o objetivo de desenvolver métodos de exploração que visam diminuir esse risco exploratório. Essa dissertação apresenta métodos para o processamento de dados sísmico que podem auxiliar nas etapas de processamento e interpretação.

Uma etapa importante do processamento de dados sísmicos de reflexão é a estimativa do pulso sísmico, ou assinatura da fonte. A assinatura da fonte é de importância fundamental em etapas seguintes do processamento e interpretação de dados sísmicos. Essas além de serem usadas na elaboração de perfis sintéticos para amarração sísmica-poço (Yi et al., 2013), também são usadas na modelagem e migração de dados sísmicos, onde uma boa estimativa da assinatura da fonte poderá produzir bons resultados na migração (Zhang et al., 2016). Um boa estimativa da assinatura da fonte facilita a correta marcação dos refletores e *pick* dos horizontes sísmicos, facilitando o trabalho de interpretação sísmica na localização correta de eventos promissores para o intérprete (White e Simm, 2003).

Os métodos para estimativa do pulso podem ser classificados em duas categorias: aqueles que são puramente estatístico ou aqueles que fazem uso de perfis de poços (Yi et al., 2013). A amarração sísmica-poço é uma importante etapa no trabalho de interpretação sísmica e além de favorecer uma correta marcação dos horizontes sísmicos também é uma forma de obter uma estimava do pulso (White e Simm, 2003). Métodos estatísticos e de inversão podem ser usados em conjunto com perfis de poços para se obter a assinatura da fonte como o exemplo da inversão Bayesiana (Buland e Omre, 2003).

Na categoria dos métodos estatísticos se encontra a deconvolução. Um método bastante usado devido a sua robustez matemática e aos seus ótimos resultados; esse método irá apresentar bons resultados desde que algumas premissas básicas sejam satisfeitas, tais como:(i)

presença de um pulso de fase mínima, (ii) o pulso sísmico é estacionário, (iii) a função refletividade é aleatória e (iv) a razão sinal/ruído é alta (Yilmaz, 1987). Apesar dessas premissas não ocorrerem na prática, muitos trabalhos tentam apresentar soluções para que essas premissas sejam violadas em menor grau, produzindo assim resultados satisfatórios. Existem situações em que o pulso sísmico não é de fase mínima, mas em levantamentos terrestres a detonação da fonte de forma instantânea fornece uma assinatura com característica bem próxima de um pulso de fase mínima, porém o tratamento do sinal quando o pulso não é de fase mínima é abordado por Porsani e Ursin (1998). O uso de janelas deslizantes no tempo para se realizar a deconvolução adaptativa reduz a incerteza da premissa de que a assinatura da fonte é estacionária, além de fornecer um comportamento do pulso no tempo, o que acaba sendo de extrema utilidade no estudo da geologia de subsuperfície (Montenegro, 1996).

Os coeficientes do filtro de Wiener-Levinson são obtidos dentro de cada janela deslizante no tempo e são usados para estimar o pulso sísmico dentro de cada janela (Porsani et al., 08/2012). Essa forma de estimar o pulso é interessante, uma vez que explora a eficiência matemática em que o método está fundamentado e mostra o comportamento desse no tempo. Após a estimativa daqueles dentro de cada janela deslizante no tempo, esses são organizados em uma matriz, permitindo assim analisar o comportamento da assinatura da fonte no tempo em todo o traço sísmico.

A decomposição do sinal sísmico em bandas de frequências é fundamental na análise e interpretação de dados sísmicos, uma vez que ruídos e eventos que ocupam determinadas bandas de frequência do sinal podem ser localizados com maior eficiência quando o sinal sísmico é separado nessas bandas de frequência (Alves, 2015). A transformada de Fourier que separa o sinal em uma soma infinita de senos e cossenos é talvez a forma mais conhecida de decomposição espectral, possuindo as suas variações, tais como a transformada curta de Fourier. Esta possui aplicações importantes na análise do sinal sísmico (Nizarul et al., 2015). Duas outras transformadas muito utilizadas são a transformada Wavelet e a transformada S (Zabihi e Siahkoohi, 2006). Mas não importa qual seja o método de decomposição usado, uma forma de verificação da eficiência de um método de decomposição é verificar que ao somar todas as parcelas do sinal decomposto o resultado seja a restituição do sinal original sem perdas ou com o mínimo de perdas possíveis.

O método de decomposição usado nessa dissertação é a decomposição em valores singulares (*Singular Value Decomposition-SVD*). Este é um importante teorema da álgebra linear muito usado para decomposição de uma matriz em autoimagens, com inúmeras aplicações no processamento de dados sísmicos (Freire, 1986). Na geofísica foi usada também para filtragem de ruídos coerentes, uma vez que as primeiras autoimagens, aquelas que são ponderadas

pelo maior valor singular da matriz, guardam informações dos eventos mais coerentes no dado (Cardoso, 2010).

A decomposição SVD é usada nessa dissertação com o objetivo de obter uma decomposição da matriz que armazena os pulsos sísmicos estimados e em seguida tomando como base o modelo convolucional do traço sísmico é obtida uma nova representação do traço sísmico, dessa feita como a soma dos produtos dessas autoimagens pela função refletividade. De forma simples e eficiente pode-se obter uma estimativa da função refletividade pela resolução desse sistema.

A decomposição espectral tem importantes aplicações na interpretação sísmica, visto que permite ao intérprete localizar com mais eficiência anomalias de amplitude de baixas frequências que geralmente estão associados a reservatórios de hidrocarbonetos (Castagna et al., 2003). Porém essas anomalias de amplitude podem estar associadas também a litologia ou a presença de água nos reservatórios, sendo necessário também um estudo do comportamento da fase da assinatura da fonte, visto que essa apresenta comportamento variado para diferentes reservatórios (Li Han e Yuan, 2015).

Essa dissertação possui a seguinte organização:

No capítulo 1, mostramos como funciona o método de decomposição em fase mínima (DFM) e como esse é usado para a estimativa do pulso. Apresentamos também como esse método em conjunto com a decomposição SVD é capaz de gerar um excelente filtro para atenuação do ruído coerente *groundroll*.

No capítulo 2, mostramos os resultados da utilização do filtro DFM+SVD para atenuação do *groundroll* no processamento sísmico 2D da Bacia do Tacutu.

No capítulo 3, mostramos como é obtido a partir da estimativa do pulso em uma seção sísmica empilhada um volume que contém para cada posição de amostras no tempo no traço sísmico a forma do pulso para aquele tempo e como ao separar em painéis podemos olhar como é o comportamento desses em regiões de forte atenuação do sinal sísmico. Apresentamos também um novo método de decomposição do sinal sísmico, onde cada parcela do sinal decomposto é ponderada pelas amplitudes das amostras do próprio traço sísmico.

1

Decomposição em fase mínima em conjunto com a decomposição SVD

Antes de introduzirmos a Decomposição em fase mínima (DFM) é necessário abordarmos a deconvolução de Wiener-Levinson. Para descrevermos o método de deconvolução de Wiener-Levinson iremos partir do modelo convolucional do traço sísmico que no domínio do tempo em um modelo 1D é dado pela seguinte expressão (Porsani, 1986):

$$\mathbf{d}_t = \mathbf{w}_t * \mathbf{r}_t + \boldsymbol{\eta}_t, \quad (1.1)$$

onde,

- \mathbf{d}_t é o traço sísmico.
- \mathbf{w}_t é o pulso sísmico.
- \mathbf{r}_t é a resposta impulsiva da terra ou refletividade.
- $\boldsymbol{\eta}_t$ é o ruído aleatório.
- $*$ é o operador de convolução.

O modelo convolucional do traço sísmico nos diz que ao detonarmos na superfície uma carga explosiva é gerado um pulso sísmico \mathbf{w}_t que irá percorrer as camadas geológicas da terra e irá interagir com a resposta impulsiva \mathbf{r}_t dessas camadas geológicas, tal fenômeno pode ser representado pela operação matemática de convolução ($*$) e durante esse processo é somado ao sinal um ruído aleatório $\boldsymbol{\eta}_t$.

O objetivo do processamento sísmico é obter ao final de todas as etapas aquilo que o geofísico considera ser o mais próximo da resposta impulsiva da terra, a função refletividade \mathbf{r}_t ; para isso o efeito do pulso sísmico deve ser removido do traço sísmico através do processo inverso ao da convolução, que se chama deconvolução. A deconvolução é o processo inverso que visa calcular um filtro inverso que quando convolvido com o traço sísmico possa remover deste a influência do pulso sísmico, o resultado é uma seção sísmica empilhada com uma maior resolução temporal. Para que essa operação seja eficiente uma série de premissas devem ser satisfeitas, dentre elas (Yilmaz, 1987):

1. A terra é constituída de camadas planas e horizontais com velocidade constante.
2. A fonte gera somente ondas compressionais(ondas P) e a incidência é normal.
3. O pulso sísmico é estacionário.
4. A componente $\boldsymbol{\eta}_t$ do ruído é nula.
5. O pulso sísmico \mathbf{w}_t é conhecido.
6. A refletividade é um processo aleatório.
7. O pulso é de fase mínima.

A premissa 1 é violada tanto em condições de geologia complexa ou em regiões com altas variações laterais de velocidades (Yilmaz, 1987). Já a premissa 2 implica que um dado de *afastamento nulo* deve ser usado, no entanto é impossível registrar um dado seguindo o modelo do *afastamento nulo*, modelo teórico de aquisição em que fonte e receptor estão na mesma posição. O que se pode assumir é que para camadas muito profundas em relação ao comprimento do cabo, nós podemos assumir que o ângulo de incidência para um dado limite é pequeno e ignorar a dependência dos coeficientes de reflexão para com o ângulo de incidência (Yilmaz, 1987). Baseado nas premissas 1 e 2, o coeficiente de reflexão c que está associado com as camadas 1 e 2 de um meio estratificado acamadado será:

$$c = \frac{I_2 - I_1}{I_2 + I_1}, \quad (1.2)$$

onde, I é a impedância acústica associada com o produto da densidade ρ pela velocidade v .

Se nós considerarmos que a densidade das rochas na subsuperfície não varia com a profundidade ou que as velocidades das rochas variem mais rápido que a densidade das mesmas podemos escrever a equação (1.2) como segue:

$$c \approx \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}. \quad (1.3)$$

Com base na equação (1.3) podemos notar que quando v_2 for maior que v_1 , ou seja, a velocidade da onda sísmica for maior na camada seguinte, teremos um coeficiente de reflexão positivo, e quando v_2 for menor que v_1 , ou seja, a velocidade da onda sísmica na camada seguinte for menor, teremos um coeficiente de reflexão negativo.

A premissa 3 afirma que o pulso sísmico deve ser estacionário, ou seja, a sua forma não deve mudar quando essa percorre as camadas geológicas da terra. Tal afirmação não é verdadeira, pois ao interagir com as rochas em subsuperfície, a forma do pulso muda ao perder principalmente os conteúdos de mais altas frequências. Conforme o pulso sísmico percorre a terra dois fenômenos acontecem (Yilmaz, 1987):

- Decaimento da amplitude devido a divergência da frente de onda.
- Atenuação das frequências devido a efeitos de absorção das rochas.

O resultado disso é que ocorre uma mudança na forma do pulso conforme ele percorre as camadas geológicas da terra. E uma vez que essa atenuação irá ser influenciada pelas rochas em subsuperfície, é de se esperar também que a forma do pulso irá ser influenciada pela natureza das rochas e da presença de fluidos nos poros dessas. Isso irá permitir de certa forma estabelecer alguma relação entre o comportamento da forma do pulso e anomalias de amplitudes devido a presença de reservatório de hidrocarbonetos ou a litologia que será discutido no capítulo 3 dessa dissertação.

Tomando as premissas 4 e 5 de que a componente do ruído $\boldsymbol{\eta}_t$ aleatório é nula e de que o pulso \mathbf{w}_t é conhecido, a equação (1.1) fica:

$$\mathbf{d}_t = \mathbf{w}_t * \mathbf{r}_t \quad (1.4)$$

Tomemos agora um filtro \mathbf{a}_t que convolvido com o traço sísmico \mathbf{d}_t devolva a função refletividade \mathbf{r}_t , isso resulta em:

$$\mathbf{r}_t = \mathbf{a}_t * \mathbf{d}_t \quad (1.5)$$

Substituindo (1.5) em (1.4) temos:

$$\mathbf{d}_t = \mathbf{w}_t * \mathbf{a}_t * \mathbf{d}_t \quad (1.6)$$

Ao se eliminar \mathbf{d}_t de (1.6), resulta em:

$$\boldsymbol{\delta}_t = \mathbf{w}_t * \mathbf{a}_t \quad (1.7)$$

onde $\boldsymbol{\delta}_t$ é o delta de Kronecker

$$\boldsymbol{\delta}_t = \begin{cases} 1, & \text{se } t = 0 \\ 0, & \text{se } t \neq 0 \end{cases} .$$

Resolvendo (1.7) para \mathbf{a}_t :

$$\mathbf{a}_t = \boldsymbol{\delta}_t * \frac{1}{\mathbf{w}_t} \quad (1.8)$$

Com base nas deduções acima fica evidente que o filtro ideal é aquele que é o inverso do pulso, \mathbf{w}_t . Para o caso em que \mathbf{w}_t é conhecido temos um processo de deconvolução determinística, caso contrário, podemos obter o filtro inverso de forma estatística. A teoria da deconvolução de Wiener-Levinson(WL) é uma poderosa ferramenta estatística para o cálculo do filtro inverso (Porsani, 1986).

Levando em conta a premissa 6, de que a refletividade é um processo aleatório, podemos obter os coeficientes do filtro de Wiener-Levinson através da autocorrelação do próprio traço sísmico, uma vez que em muitas situações o pulso sísmico não é conhecido. Utilizando o modelo autoregressivo, onde cada amostra do sinal em um tempo t é obtida como combinação linear de n valores a tempos passados, o erro de predição será dado por (Silva, 2004):

$$\mathbf{e}_t = \mathbf{d}_t - \tilde{\mathbf{d}}_t = \mathbf{d}_t - \sum_{j=1}^n \mathbf{d}_{t-j} \mathbf{a}_j; \quad (1.9)$$

fazendo $-\mathbf{a}_j = \mathbf{g}_j$ para $j = 1, \dots, n$ e reescrevendo a equação 1.9 na forma vetorial:

$$\mathbf{e}_n = \mathbf{D}_{n+1} \begin{bmatrix} 1 \\ \mathbf{g}_n \end{bmatrix}, \quad (1.10)$$

onde $\begin{bmatrix} 1 \\ \mathbf{g}_n^T \end{bmatrix}$ é conhecido como operador preditivo de erro e

$$\mathbf{D}_{n+1}^T = \begin{bmatrix} d_0 & \dots & d_n & \dots & d_m & 0 & \dots & 0 \\ 0 & d_0 & \dots & d_n & \dots & d_m & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & \ddots & 0 \\ 0 & \dots & 0 & d_0 & \dots & d_n & \dots & d_m \end{bmatrix},$$

a matriz correspondente ao sinal de entrada d_t de comprimento m .

Calculando o erro quadrático temos:

$$Q(\mathbf{g}_n) = \mathbf{e}_n^T \mathbf{e}_n \quad (1.11)$$

$$Q(\mathbf{g}_n) = \begin{bmatrix} 1 & \mathbf{g}_n^T \end{bmatrix} \mathbf{D}_{n+1}^T \mathbf{D}_{n+1} \begin{bmatrix} 1 \\ \mathbf{g}_n \end{bmatrix}. \quad (1.12)$$

Derivando $Q(\mathbf{g}_n)$ em relação aos coeficientes \mathbf{g}_n de forma que o erro seja mínimo, obtemos o sistema de equações normais (EN), que nos permite obter a soma total dos erros minimizados (Silva, 2004):

$$\mathbf{R}_{n+1} \begin{bmatrix} 1 \\ \mathbf{g}_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_n \\ \mathbf{0}_n \end{bmatrix}. \quad (1.13)$$

Sendo que:

$$\mathbf{R}_{n+1} = \mathbf{D}_{n+1}^T \mathbf{D}_{n+1} = \begin{bmatrix} r_{dd,0} & r_{dd,1} & \cdots & r_{dd,n} \\ r_{dd,1} & r_{dd,0} & \cdots & r_{dd,n-1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{dd,n} & r_{dd,n-1} & \cdots & r_{dd,0} \end{bmatrix}.$$

Rescrevendo a equação (1.13):

$$\begin{bmatrix} r_{dd,0} & r_{dd,1} & \cdots & r_{dd,n} \\ r_{dd,1} & r_{dd,0} & \cdots & r_{dd,n-1} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ r_{dd,n} & r_{dd,n-1} & \cdots & r_{dd,0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ g_{n,1} \\ \vdots \\ g_{n,n} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_n \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (1.14)$$

Uma vez que a matriz de autocorrelação \mathbf{R}_{n+1} é simétrica e bandeada em relação a sua diagonal principal, conhecida como matriz Toeplitz, podemos resolver o sistema (1.14) de forma eficiente usando a recursão de Levinson (Porsani, 1986).

Um das premissas admitidas na deconvolução preditiva convencional é de que o pulso sísmico é estacionário, ou seja, a sua forma não muda ao percorrer as camadas geológicas, o que não é verdade para dados sísmicos reais. Com o objetivo de contornar o problema da estacionariedade, a deconvolução é realizada utilizando o conceito de janelas deslizantes em tempo por definir janelas de comprimento Lw onde o filtro é calculado e em seguida a janela é deslocada e o filtro é novamente calculado. Assim sendo, o caráter estacionário da assinatura da fonte é violado em menor grau (Montenegro, 1996). A aplicação da deconvolução de Wiener-Levinson utilizando janelas deslizantes em tempo segue o seguinte raciocínio:

- É definido uma janela de comprimento Lw .
- Admite-se que as amostras são nulas do lado de fora da janela.
- Aplica-se a deconvolução de Wiener-Levinson dentro da janela.
- Desloca-se a janela no tempo.

- Aplica-se novamente a deconvolução de Wiener-Levinson.

Durante o processo, conta-se quantas vezes determinada amostra fora deconvolvida e a amostra deconvolvida final será a média dessas amostras. A Figura 1.1 ilustra o método.

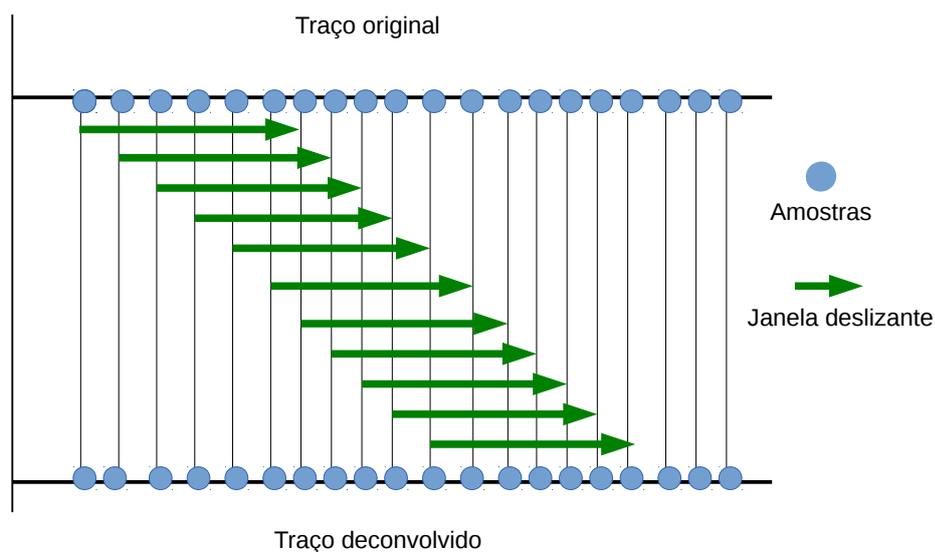


Figura 1.1: Representação da deconvolução adaptativa com um traço de 20 amostras e janela de 7 coeficientes. Para cada tempo, a amostra filtrada final é a média das amostras filtradas, naquele tempo, dentro da janela deslizante.

1.1 Decomposição em fase mínima(DFM)

O método de decomposição em fase mínima(DFM) é fundamentado na deconvolução adaptativa de Wiener-Levinson discutida no tópico acima, onde para cada janela deslizante tomada no traço sísmico são estimados pulsos de fase mínima (Porsani et al., 2013a).

Tomemos um traço sísmico \mathbf{d}_t com ns amostras no tempo. Tomando uma janela de comprimento lw nós temos \mathbf{d}_t^{lw} , onde $lw \leq ns$. A autocorrelação \mathbf{r}_d de dentro dessa janela lw será dada por:

$$r_d = \sum_{k=1}^{lw} d_t d_{t+k}. \quad (1.15)$$

Uma vez calculada a autocorrelação de dentro dessa janela no traço sísmico, nós podemos montar as equações normais (1.16) que serão usadas para obter os coeficientes do filtro de Wiener-Levinson.

$$\begin{bmatrix} r_{dd,0} & r_{dd,1} & \cdots & r_{dd,n} \\ r_{dd,1} & r_{dd,0} & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & r_{dd,1} \\ r_{dd,n} & \cdots & r_{dd,1} & r_{dd,0} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ g_1 \\ \vdots \\ g_n \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_{g,n} \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (1.16)$$

onde \mathbf{g} é o filtro de predição unitária ou filtro de Wiener-Levinson. Tomando a condição de normalização no vetor dos coeficientes do filtro e levando em conta que a matriz de autocorrelação é Toeplitz, nós podemos resolver o sistema (1.16) de forma eficiente utilizando a recursão de Levinson (Porsani, 1986). Depois de calculado os coeficientes do vetor \mathbf{g} , são obtidas os pulsos de fase mínima \mathbf{w} pela inversão do seguinte sistema de equações (Porsani et al., 2013a):

$$\mathbf{g}_t^{lw} * \mathbf{w}_t^{lw} = \boldsymbol{\delta}_t^{lw}, \quad (1.17)$$

onde, \mathbf{g} é o vetor de erro de predição, \mathbf{w} o pulso de fase mínima e $\boldsymbol{\delta}$ é o delta de Kronecker sendo dado por: $\boldsymbol{\delta}_t = \begin{cases} 1, & \text{se } t = 0 \\ 0, & \text{se } t \neq 0 \end{cases}$.

Podemos dessa feita representar o traço sísmico através da seguinte notação matricial:

$$\begin{bmatrix} d_0 \\ d_1 \\ \vdots \\ \vdots \\ d_{ns} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ w_{0,1} & 1 & 0 & 0 & 0 \\ \vdots & \ddots & \ddots & 0 & 0 \\ w_{0,lw} & \ddots & \ddots & 1 & 0 \\ 0 & \ddots & \ddots & w_{ns-1,1} & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r_0 \\ r_1 \\ \vdots \\ \vdots \\ r_{ns} \end{bmatrix}. \quad (1.18)$$

A equação acima pode ser escrita da seguinte forma:

$$\mathbf{d} = \mathbf{W}\mathbf{r}. \quad (1.19)$$

Onde o vetor \mathbf{d} representa o traço sísmico, o vetor \mathbf{r} é a função refletividade e a matriz \mathbf{W} contém os pulsos de fase mínima em suas colunas que foram estimados dentro de cada janela deslizante no tempo do traço sísmico. A próxima etapa é obter a decomposição em valores singulares da matriz \mathbf{W} e reescrever a equação (1.19) afim de explorar as propriedades de decomposição do traço sísmico utilizando essas duas poderosas ferramentas para análise do sinal sísmico, a decomposição em fase mínima e a decomposição SVD.

1.2 Decomposição em valores singulares da matrix \mathbf{W}

A decomposição em valores singulares (SVD) é um importante teorema da álgebra que foi usado para decompor a matriz que contém os pulsos de fase mínima \mathbf{W} de $ns \times ns$ em uma soma de matrizes de rank unitário, sendo ns o número de amostras no tempo do traço sísmico. Toda a teoria do teorema SVD com aplicações em dados sísmicos está bem fundamentada em Freire (1986).

A decomposição SVD da matriz $\mathbf{W}_{ns \times ns}$ em valores singulares, pode ser escrita na forma reduzida da seguinte forma:

$$\mathbf{W} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T \quad (1.20)$$

onde

$\mathbf{\Sigma} = \text{diag}\{\sigma_1, \dots, \sigma_{ns}\}$ é a matriz que contém os valores singulares $\sigma_1 \geq \dots \geq \sigma_{ns} \geq 0$ na sua diagonal principal.

$\mathbf{U} = [\mathbf{u}_1, \dots, \mathbf{u}_{ns}]$ é a matriz dos autovetores da matriz de covariância $\mathbf{W}\mathbf{W}^T$ associada com a dimensão do tempo.

$\mathbf{V} = [\mathbf{v}_1, \dots, \mathbf{v}_{ns}]$ é a matriz de autovetores da matriz de covariância $\mathbf{W}^T \mathbf{W}$ associada com a dimensão do espaço.

As matrizes \mathbf{U} e \mathbf{V} são unitárias e ortogonais, ambas de dimensão $ns \times ns$. Uma outra forma de escrever a equação (1.20) é:

$$\mathbf{W} = \sum_{k=1}^r \sigma_k \mathbf{u}_k \mathbf{v}_k^T = \sum_{k=1}^r \widetilde{\mathbf{W}}_k, \quad (1.21)$$

sendo r o rank da matriz \mathbf{W} .

De acordo com a equação (1.21), a matriz \mathbf{W} pode ser vista como uma soma de matrizes de rank unitário, ponderadas pelos seus respectivos valores singulares (Freire, 1986). Cada produto escalar $\mathbf{u}_k \mathbf{v}_k^T$ defini uma matriz de rank unitário, chamada por Andrews e Hunt (1977) como autoimagem de \mathbf{W} . Então $\widetilde{\mathbf{W}}_k = \sigma_k \mathbf{u}_k \mathbf{v}_k^T$ representa a k -ésima autoimagem da matriz \mathbf{W} .

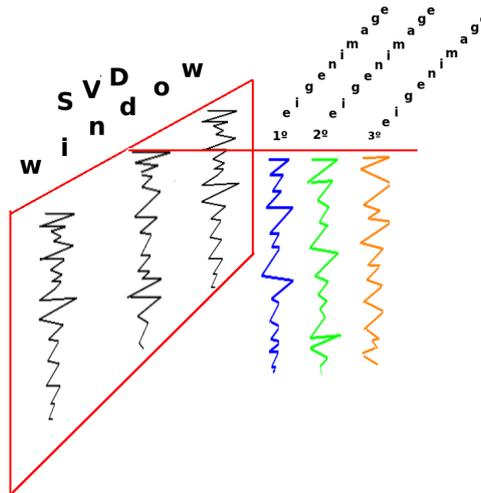


Figura 1.2: Janela SVD que coleta os traços e após a decomposição SVD coloca o resultado no traço central da janela.

A decomposição SVD é feita de forma adaptativa conforme proposta por Porsani et al. (2013b), onde para cada coluna da matriz \mathbf{W} , é coletado um subconjunto de N colunas vizinhas, tomando como referência a coluna central para a qual desejamos obter a decomposição SVD. Dessa forma nós obtemos uma janela móvel que irá percorrer toda a matriz de dados obtendo a decomposição SVD no centro dessa janela móvel (Figura 1.2). Este procedimento preserva as amplitudes relativas e realça a continuidade e a coerência dos eventos de reflexão (Silva, 2015). Após obtermos a decomposição SVD da matriz \mathbf{W} nós podemos representar essa matriz da seguinte forma:

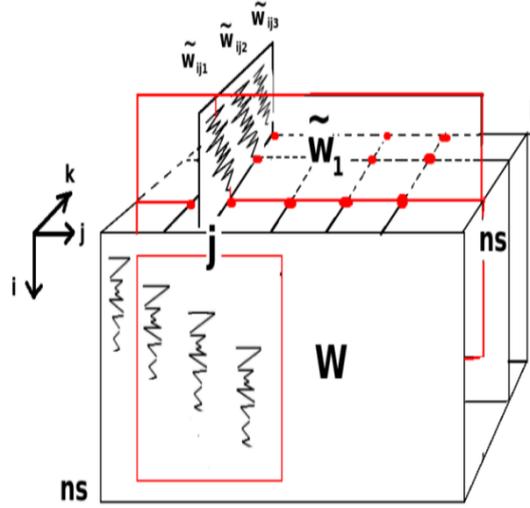


Figura 1.3: Exemplo de decomposição adaptativa SVD na posição do traço \mathbf{j} utilizando uma janela de três traços.

$$\mathbf{W} = \widetilde{\mathbf{W}}_1 + \widetilde{\mathbf{W}}_2 + \dots + \widetilde{\mathbf{W}}_L = \sum_{i=1}^L \widetilde{\mathbf{W}}_i \quad (1.22)$$

sendo L o comprimento da janela SVD. Na prática L significa a quantidade de traços da janela usada para realizar a decomposição SVD, ou seja, o tamanho da janela irá determinar a quantidade de decomposições do traço na posição central da janela deslizante. $\widetilde{\mathbf{W}}_i$ é a i -ésima autoimagem da matriz \mathbf{W} após a decomposição SVD (Figura 1.3).

Podemos usar a equação (1.22) para reescrever a equação (1.19):

$$\mathbf{d} = \mathbf{W}\mathbf{r} = \left(\sum_{i=1}^L \widetilde{\mathbf{W}}_i \right) \mathbf{r}. \quad (1.23)$$

Se nós conhecermos \mathbf{r} pela solução da equação (1.19) e $\widetilde{\mathbf{W}}$ nós podemos decompor \mathbf{d} e temos:

$$\mathbf{d} = \widetilde{\mathbf{d}}_1 + \widetilde{\mathbf{d}}_2 + \dots + \widetilde{\mathbf{d}}_L = \widetilde{\mathbf{W}}_1 * r + \widetilde{\mathbf{W}}_2 * r + \dots + \widetilde{\mathbf{W}}_L * r = \sum_{i=1}^L \widetilde{\mathbf{d}}_i \quad (1.24)$$

Isto resulta no seguinte sistema de equações:

$$\widetilde{\mathbf{d}} = \widetilde{\mathbf{W}}\mathbf{r} \quad (1.25)$$

Da mesma forma, conhecendo $\widetilde{\mathbf{d}}$ e $\widetilde{\mathbf{W}}$ podemos decompor \mathbf{r} .

1.3 Estimativa da função refletividade

O sistema de equações (1.25) nos permite obter uma estimativa da função refletividade para cada $\tilde{\mathbf{d}}_i$. Ao resolver esse sistema para \mathbf{r} encontramos:

$$\tilde{\mathbf{r}} = \widetilde{\mathbf{W}}^{-1}\tilde{\mathbf{d}} \quad (1.26)$$

A matriz $\widetilde{\mathbf{W}}_i$ que tem 1 na sua diagonal principal é triangular inferior. Esta propriedade nos permite resolver o sistema de forma rápida e eficiente por retrossubstituição. A função refletividade \mathbf{r} pode então ser representada como:

$$\mathbf{r} = \tilde{\mathbf{r}}_1 + \tilde{\mathbf{r}}_2 + \dots + \tilde{\mathbf{r}}_L = \sum_{i=1}^L \tilde{\mathbf{r}}_i \quad (1.27)$$

Como demonstrado acima, nós podemos fazer uso dessas duas poderosas ferramentas para decomposição do sinal sísmico com o objetivo de obter uma estimativa da função refletividade, parâmetro de extrema importância para o intérprete, uma vez que a função refletividade está diretamente ligada ao comportamento das rochas em subsuperfície. Podemos também obter um novo filtro para filtragem de ruídos coerentes, uma vez que a decomposição da função refletividade por esse método guarda a propriedade de decompor o dado em bandas de frequências.

1.4 Filtro DFM+SVD

Ao aplicarmos o filtro DFM+SVD para atenuação do ruído coerente *groundroll* nós utilizamos uma metodologia de filtragem em cascata onde o resíduo do dado filtrado guardado na primeira autoimagem servia de entrada para a próxima etapa de filtragem, sendo que ao final de um processo iterativo obtemos o dado sísmico filtrado (Figura 1.4). Os passos do método podem ser simplificados da seguinte forma:

- Seleciona um sismograma sem aplicação de ganho e aplica o filtro DFM+SVD.
- Separa a primeira decomposição onde o *groundroll* é predominante.
- Guarda as decomposições restantes onde se encontra o sinal.
- Aplica novamente o filtro DFM+SVD na primeira decomposição onde se encontra o *groundroll*.

- Aplica ganho e empilha todas as decomposições onde se encontram os eventos de interesse.

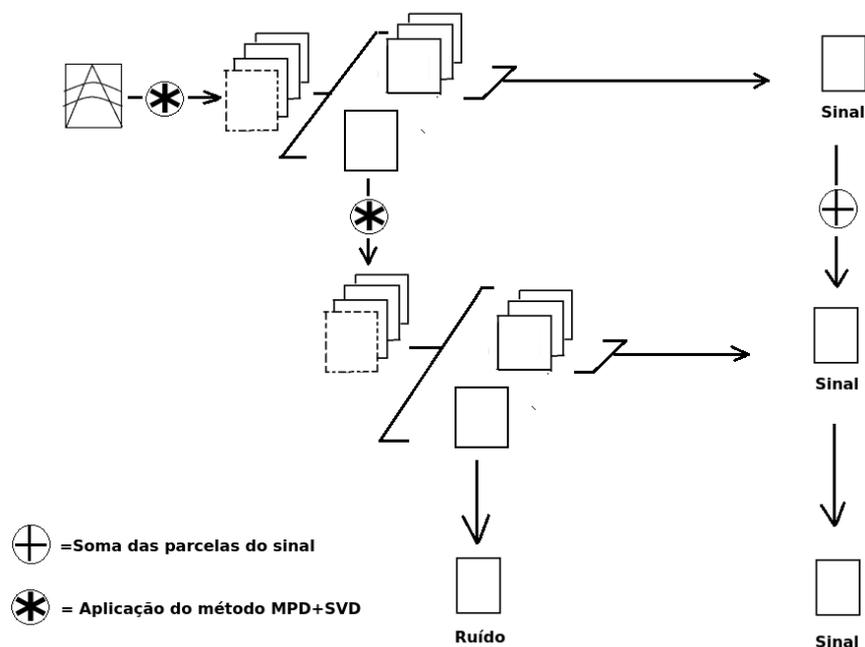


Figura 1.4: Fluxograma ilustrando a aplicação do filtro DFM+SVD para atenuação do *groundroll*.

Esta metodologia apesar de não ser nova é interessante visto que evita o descarte sem critério da primeira decomposição onde se encontra o ruído coerente de baixa frequência, uma vez que também ainda se encontra uma parte significativa do sinal de interesse nessa primeira decomposição. Ao final do processo iterativo teremos um sismograma filtrado com a atenuação do ruído e a maior preservação do sinal de interesse.

2

Filtragem do *groundroll*

A filtragem de dados sísmicos de reflexão consiste em se atenuar todos os eventos indesejáveis presentes nos dados. Se a filtragem for eficiente o resultado será um aumento significativo da razão sinal/ruído, proporcionando uma seção empilhada de boa qualidade. São muitos os métodos de filtragem com aplicações em dados sísmicos, mas em geral exige do geofísico um conhecimento tanto do ruído de que se deseja atenuar, como do sinal que se deseja preservar, pois uma filtragem sem critérios pode comprometer os eventos de interesse. Como exemplo temos os filtros de frequências 1D e 2D que são muito empregados na atenuação de ruídos de altas e baixas frequências, mas apesar de atenuarem os ruídos, por fazerem cortes bruscos em bandas de frequência do sinal também destroem parte do sinal de interesse (Santos, 2014).

Uma das grandes preocupações ao se processar dados de sísmica de reflexão em bacias terrestres é a presença do ruído coerente *groundroll*. Este ruído está diretamente relacionado com a propagação de ondas superficiais do tipo *Rayleigh* (Figura 2.1), possuindo como características: baixas frequências, altas amplitudes, baixas velocidades e forte dispersão, o que o torna bastante indesejável na seção sísmica final, onde por ser muito energético acaba mascarando as reflexões e por fim os refletores. Os dados de sísmica de reflexão da Bacia do Tacutu além de possuírem uma baixa cobertura, apresenta uma alta concentração do ruído coerente *groundroll*, o que torna um desafio obter seções sísmicas com alta resolução nessa bacia sedimentar (Santos, 2014).

Na Figura 2.2 podemos ver o efeito do *groundroll* em uma família de tiro-comum. O *groundroll* aparece no registro sísmico como um cone de altas amplitudes e baixas frequências, mascarando as reflexões e esse efeito acaba prejudicando na etapa de *análise de velocidades* e além de diminuir significativamente a razão sinal/ruído na seção sísmica empilhada.

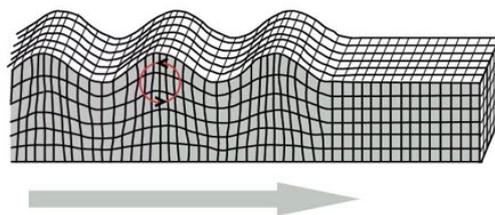


Figura 2.1: Movimento elíptico retrógrado, característica de propagação da onda *Rayleigh*.

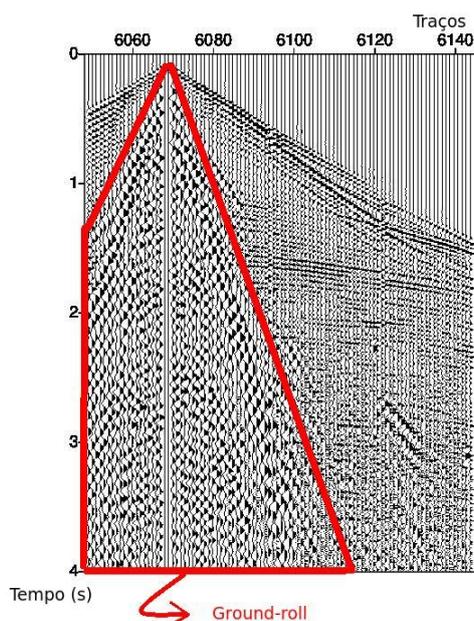


Figura 2.2: Família de tiro-comum contaminada com o ground-rol.

Como trabalha-se no processamento sísmico em geral com um grande número de seções de tiro comum é necessário que seja separado uma seção de tiro comum ou até mesmo um pequeno conjunto desses afim de testar os métodos de filtragens pretendidos. A seção escolhida deve apresentar um comportamento geral médio dos tiros e deve possuir o ruído bem evidente assim como reflexões com o objetivo de se testar a eficácia dos filtros e após satisfeito com os resultados, o geofísico irá estender a filtragem para todo o resto dos dados, evitando assim a perda de dados devido a filtragens não satisfatórias e economia no tempo de processamento.

Como o método de filtragem proposto (Filtro DFM+SVD) atua na forma de separar os ruídos coerente na primeira decomposição, achamos proveitoso testá-lo na filtragem do ruído coerente *groundroll*. Separamos um dado sísmico de reflexão 2D onde esse ruído se encontrava predominante, este é um dado adquirido pelo LAGEP-UFBA(Laboratório de Geofísica de Exploração de Petróleo-UFBA) junto a ANP(Agência Nacional do Petróleo). O dado é da Bacia do Tacutu, um rifte Mesozóico abortado, localizado no estado de Roraima

| Parâmetros de aquisição | |
|-------------------------|---------------------|
| Linha | 204-RL-247 |
| Lanço | 1050-100-0-100-3850 |
| t(s) | 4 |
| $\Delta t(ms)$ | 4 |
| GC(%) | 4800 |
| $\Delta s(m)$ | 50 |
| $\Delta g(m)$ | 50 |
| Nc | 96 |

Tabela 2.1: Parâmetros de aquisição.

e as informações sobre a linha sísmica se encontram-se na Tabela 2.1.

O fluxograma de processamento adotado foi o básico, que visava apenas o teste do novo método de filtragem proposto e a obtenção da seção sísmica empilhada, etapas como correção estática e migração não foram realizadas ou porque não era objetivo desse trabalho ou porque não dispunha de informações como elevação topográfica. Adotamos o seguinte fluxo de processamento:

- **Conversão SGY para SU:** Inicialmente foi convertido o dado no formato SGY para o formato interno do *Seismic Unix* que é o SU.
- **Geometria:** Na etapa seguinte foi realizada a geometria do dado, etapa essa de fundamental importância que consiste em informar para o software de processamento todos os parâmetros de aquisição tais como: posição da fonte e receptor, espaçamento entre tiros etc.
- **Edição, mute e correção de espalhamento geométrico:** Nesta etapa simulamos um ganho AGC no dado com o objetivo de visualizar os traços e tiros com ruídos, zerados ou com polaridade invertida e depois de feitas as edições efetuamos a correção de espalhamento geométrico.
- **Filtragem DFM+SVD:** Com o dado sem aplicação de ganho aplicamos o filtro DFM+SVD, sendo que o ganho AGC foi aplicado dentro do algoritmo desenvolvido conforme explicado no tópico que descreve o método de filtragem.
- **Análise de velocidades:** A análise de velocidades foi feita após a filtragem DFM+SVD e como era de se esperar, apresentou resultados satisfatórios.
- **Correção NMO:** De posse do campo de velocidades da etapa anterior usamos para fazer a correção de NMO no dado organizado em famílias CMP.

| Parâmetros do filtro DFM+SVD | |
|----------------------------------|-------------|
| Número de coeficientes do filtro | 1 |
| Comprimento da janela | 36 amostras |
| Comprimento do pulso sísmico | 36 amostras |
| Comprimento da janela SVD | 11 traços |
| Número de interações | 3 |

Tabela 2.2: Parâmetros usados no filtro DFM+SVD.

- **Empilhamento:** Geramos duas seções empilhadas e com o objetivo de comparação, usamos o mesmo campo de velocidades para gerar essas duas seções empilhadas, a seção original sem aplicação de filtros e a seção empilhada após aplicação do filtro DFM+SVD.

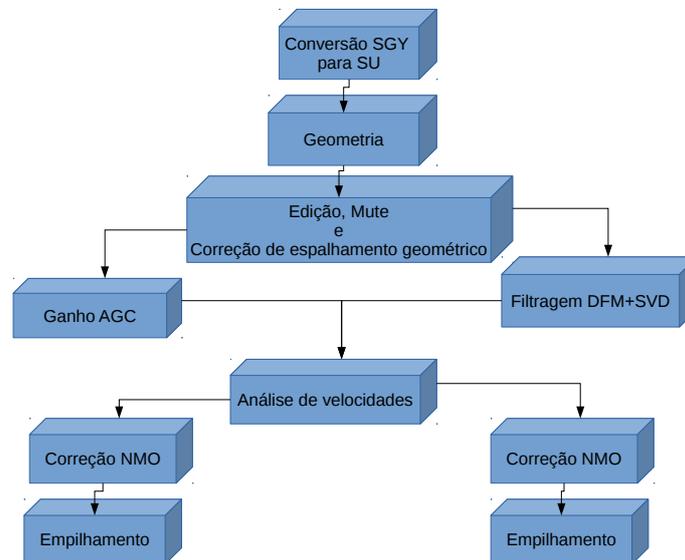


Figura 2.3: Fluxograma de processamento adotado para obtenção da seção sísmica empilhada.

Utilizamos o pacote para processamento sísmico *Seismic Unix* desenvolvido e de livre distribuição pelo CWP da *Colorado School of Mines*. Foi separada uma família de tiro-comum onde o *groundroll* se encontrava evidente e também existia a presença de eventos de reflexão para se observar os efeitos da filtragem no ruído e nos eventos de interesse. A Tabela 2.2 mostra os parâmetros utilizados no filtro DFM+SVD para atenuação do *Groundroll*. Na Figura 2.4a podemos ver a presença do ruído na forma de um cone dispersivo de baixas frequências e altas amplitudes contaminando os eventos hiperbólicos de reflexão. A Figura 2.4b mostra a mesma família de tiro comum após a filtragem DFM+SVD. Notamos que a atenuação do ruído foi bastante eficaz uma vez que além de atenuá-lo foi capaz também de revelar os eventos que uma vez se encontravam mascarados pelo *groundroll*.

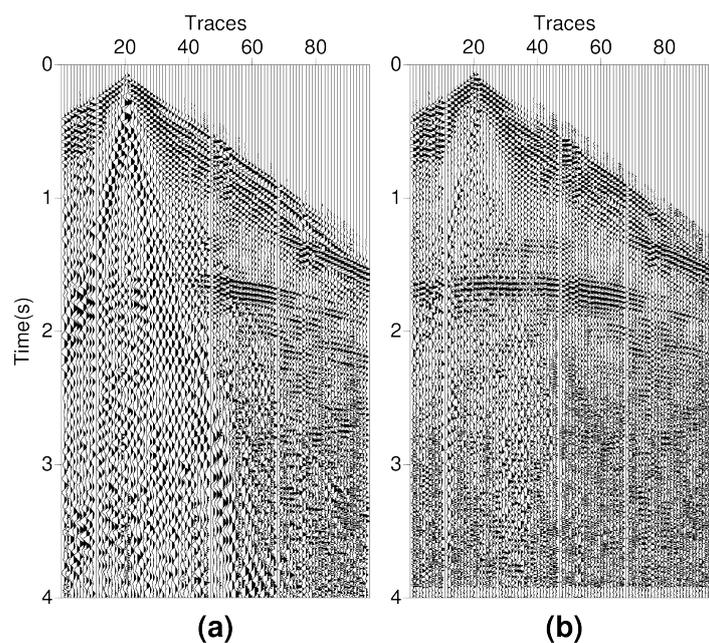


Figura 2.4: Famílias de tiro-comum: Contaminada pelo ruído coerente *groundroll* (a) e após a filtragem DFM+SVD (b).

A Figura 2.5 mostra um zoom dos sismogramas original e filtrado com o filtro DFM+SVD. A continuidade dos eventos entre 1.5 e 2.0 segundos é algo a se destacar após a filtragem do ruído.

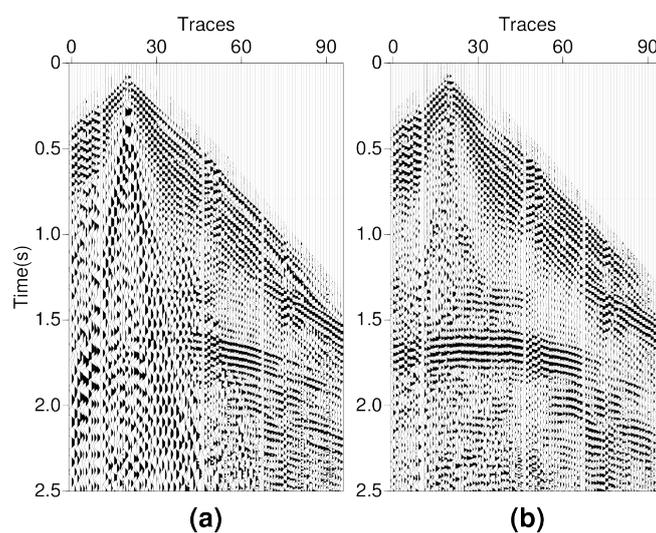


Figura 2.5: Zoom das famílias de tiro-comum: Sem aplicação de filtros (a) e após a filtragem DFM+SVD (b).

A Figura 2.6 nos mostra o espectro de amplitudes do dado original e do dado após a filtragem DFM+SVD. Observando o espectro de amplitudes da família de tiro-comum

original, notamos a presença do *groundroll* na faixa que vai de 5 Hz a 12 Hz caracterizado por altas amplitudes nessa zona de baixa frequência (curva preta). O espectro de amplitudes da família de tiro-comum filtrada após o filtro DFM+SVD (curva vermelha) mostra uma atenuação nessa faixa onde se encontrava o ruído. Nota-se que não houve um corte brusco nessa zona e com a aplicação do ganho AGC sem a influência do ruído a banda de frequência onde o sinal é predominante sofreu um maior realce. O método se mostrou eficiente em atenuar o *groundroll* e preservar os eventos de interesse.

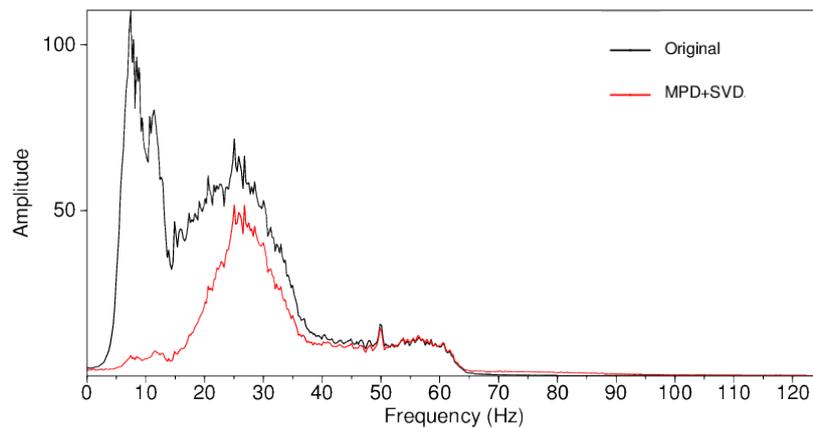


Figura 2.6: Espectro de amplitudes mostrando o efeito da filtragem: Dado original sem filtros (curva azul) e após filtragem DFM+SVD curva (vermelha).

Outra etapa importante agora é examinar o efeito do método proposto na etapa de análise de velocidades. Para isso reunimos um *supergather* sem aplicação de filtros e obtivemos o espectro de velocidades desse *supergather* (Figura 2.7). Mais uma vez a presença do ruído na forma de um cone de baixas frequências e altas amplitudes é notado na Figura 2.7a e na Figura 2.7b temos o seu espectro de velocidades.

Na Figura 2.7c temos o *supergather* que fora elaborado utilizando os CMPs após a filtragem DFM+SVD e na Figura 2.7d o seu espectro de velocidades. Notamos que após a filtragem utilizando o filtro DFM+SVD houve um aumento da razão sinal/ruído o que é evidenciado pelo aumento da coerência dos eventos no painel de velocidades. Importante destaque para o evento no tempo 3s. Isso facilita a escolha das velocidades e pode influenciar positivamente na etapa de correção NMO e empilhamento.

A Figura 2.8 é composta da seção sísmica empilhada original (Figura 2.8a) e seção sísmica empilhada após o filtro DFM+SVD (Figura 2.8b). Na Figura 2.8a notamos como o ruído coerente *groundroll* prejudica a visualização dos eventos e interpretação dos mesmos na seção sísmica empilhada, uma vez que a presença de ventos cruzados devido ao *groundroll* dificulta

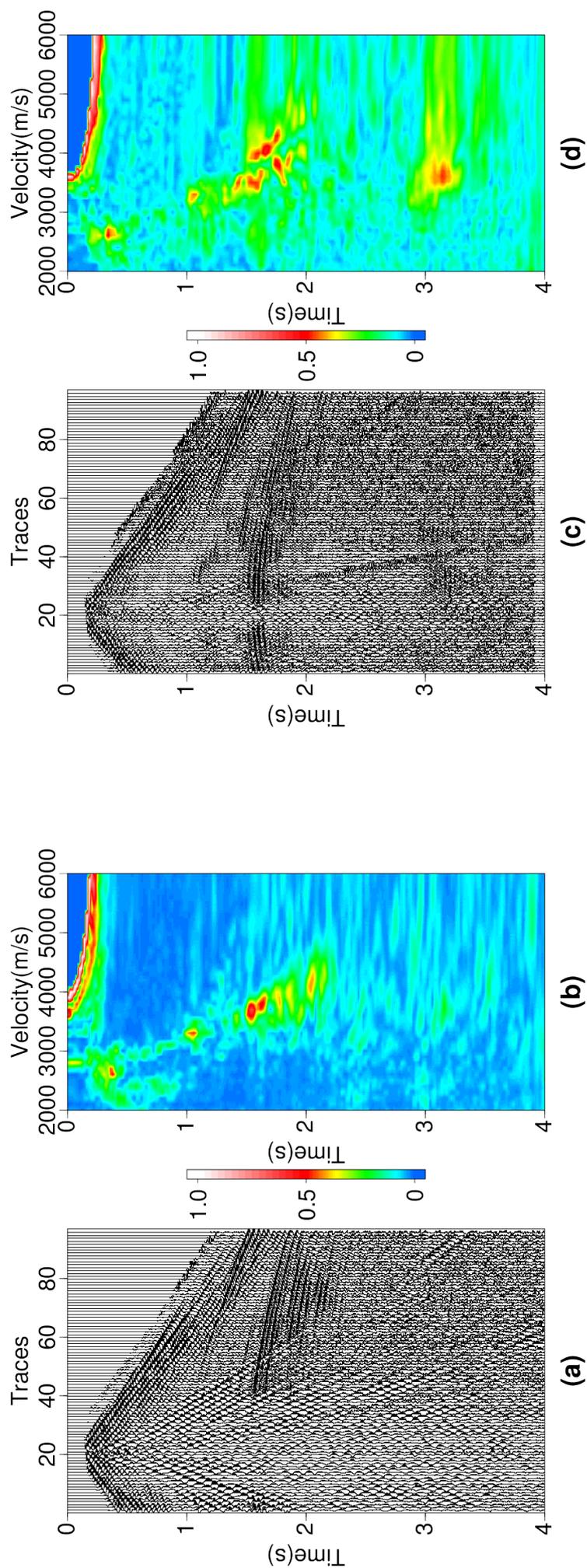


Figura 2.7: *Supergather* do dado original (a) e seu espectro de velocidades (b). *Supergather* do dado após a filtragem DFM+SVD (c) e o seu espectro de velocidades (d).

o mapeamento e identificação dos refletores. Na Figura 2.8b temos a seção empilhada após a filtragem DFM+SVD. Notamos uma atenuação significativa do ruído e um realce dos refletores, uma vez que diminuída a influência do ruído, os eventos de reflexão ficam muito mais evidentes.

Na Figura 2.9 e na Figura 2.10 é mostrado um zoom das seções empilhadas com e sem aplicação do filtro DFM+SVD. Notamos na Figura 2.9a e na Figura 2.10a a presença do ruído mascarando todos os eventos de interesse. Este aparece na forma de eventos lineares cruzados para ambos os lados contaminando toda a seção. Após a atenuação desse ruído nota-se uma maior continuidade e realce dos refletores (Figura 2.9b e Figura 2.10b).

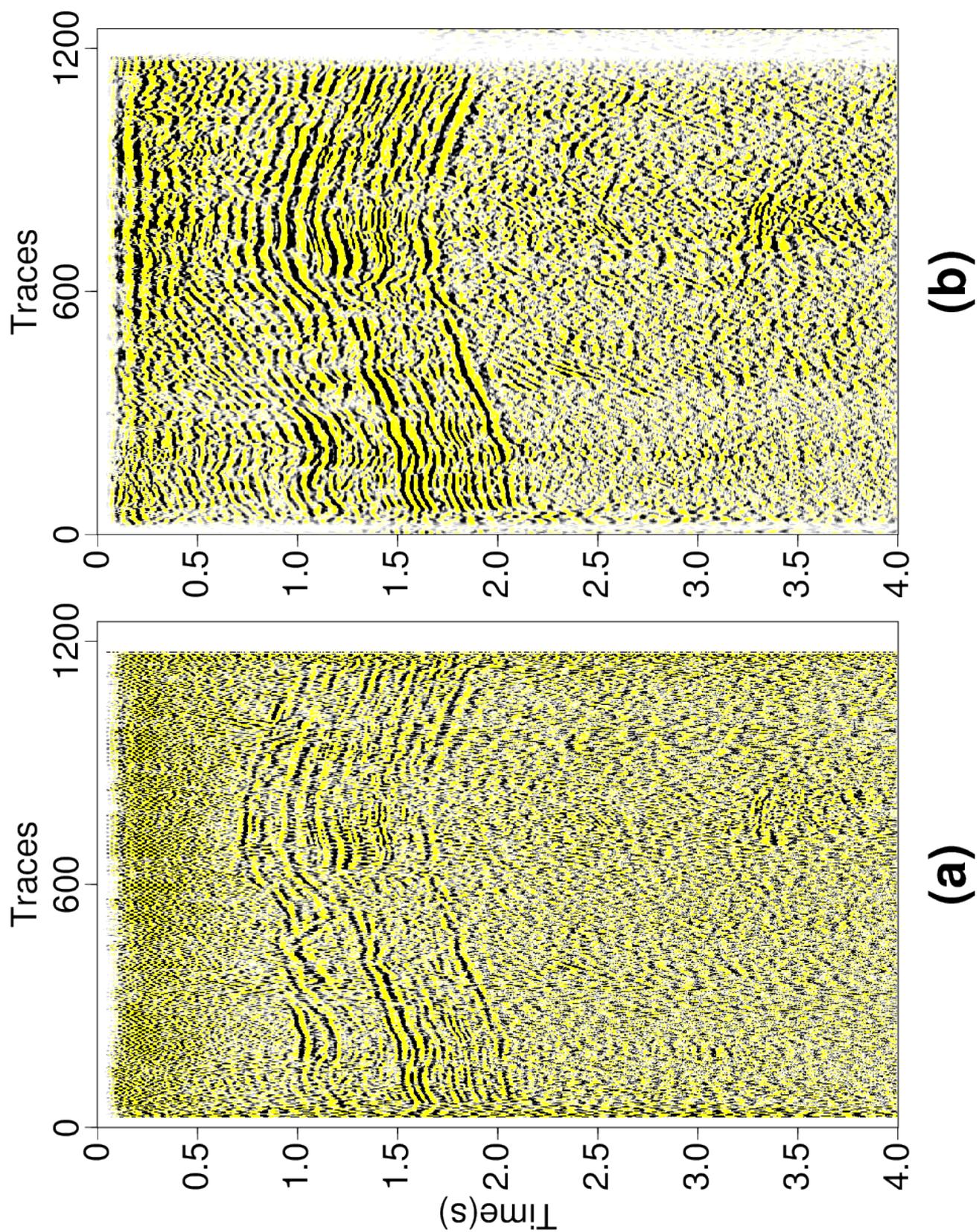


Figura 2.8: Seções sísmicas empilhadas: Sem aplicação de filtros (a) e após a filtragem DFM+SVD (b).

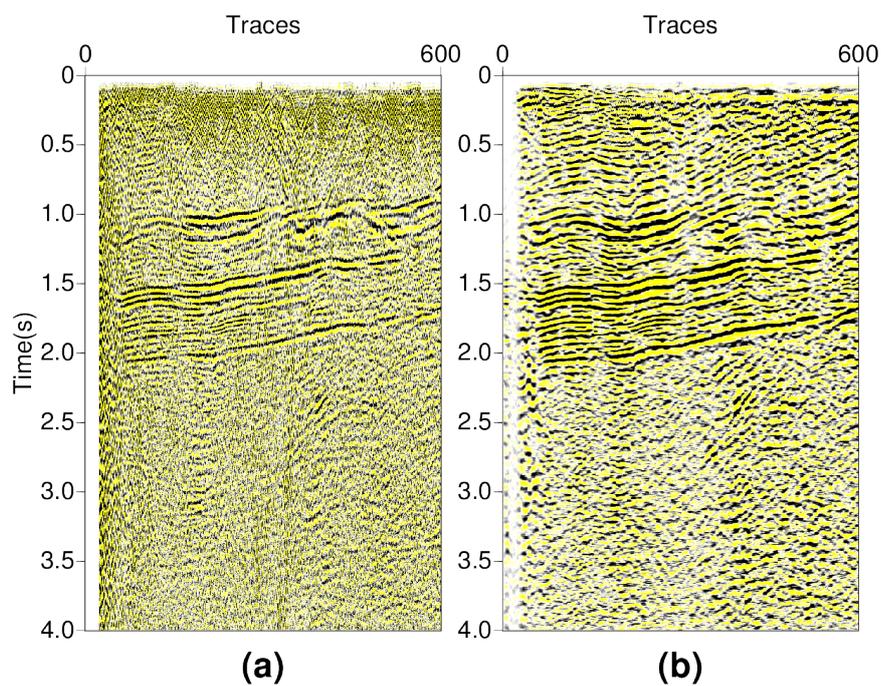


Figura 2.9: Zoom das seções empilhadas: Sem aplicação de filtros (a) e após filtragem DFM+SVD (b).

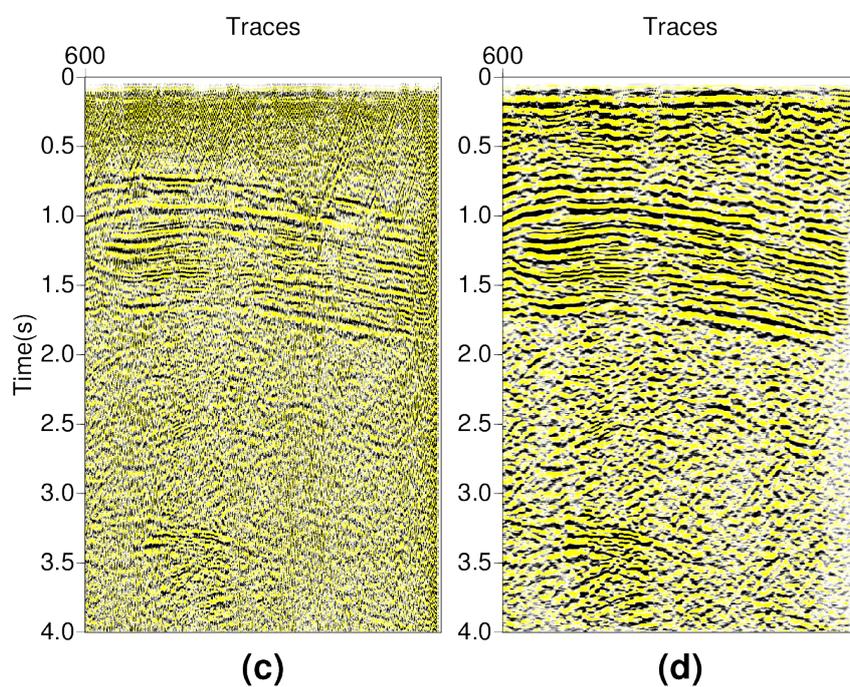


Figura 2.10: Zoom das seções empilhadas: Sem aplicação de filtros (a) e após filtragem DFM+SVD (b).

3

Explorando propriedades da matriz que contém os pulsos de fase mínima

A estimativa do pulso é uma importante tarefa no processamento de dados sísmicos, visto que o conhecimento sobre este é de extrema importância na modelagem de dados sísmicos, migração de dados sísmicos e na deconvolução de dados sísmicos. Não são poucos os métodos que visam obter uma estimativa do pulso sísmico; podemos obter uma estimativa desse por meio de dados de poços ou por meio do próprio dado sísmico, através da deconvolução por exemplo (Yi et al., 2013). Nesse capítulo mostramos como a matriz contendo os pulsos de fase mínima pode ser utilizada de muitas formas para se obter informações que podem auxiliar o intérprete na hora de isolar uma zona de interesse para futuro estudo de detalhe na exploração de hidrocarbonetos.

Com o objetivo de testarmos os métodos propostos utilizamos uma seção *crossline* de um cubo sísmico do Bloco F3 do Setor Holandês do Mar do Norte. Como essa dissertação não tem o intuito de ser uma trabalho de interpretação sísmica, não apresentamos aqui uma interpretação da seção, mas sim como os métodos apresentados podem auxiliar o trabalho do intérprete destacando regiões de anomalias de amplitude. Para informações sobre a geologia e o sistema petrolífero da bacia indicamos o trabalho de Lucas (2014).

3.1 Construção do volume de pulsos de fase mínima estimados

O método de estimativa do pulso de fase mínima que adotamos é baseado na teoria de deconvolução de Wiener-Levinson. Onde tomando uma janela de comprimento Lw no traço sísmico calculamos os coeficientes do filtro g de dentro dessa janela usando a deconvolução preditiva adaptativa de Wiener-Levinson. De posse dos coeficientes do filtro g nós resolvemos a equação (1.17) e obtemos o pulso de fase mínima estimado para aquela janela Lw (figura 3.1).

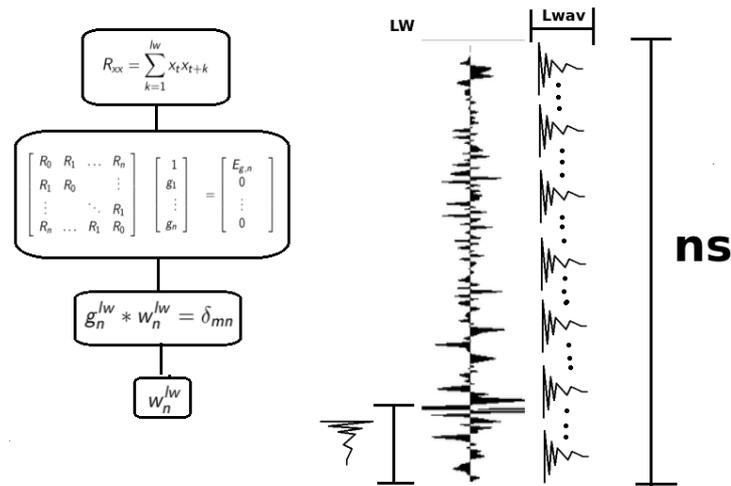


Figura 3.1: Figura ilustrativa mostrando como os pulsos de fase mínima são estimadas usando a deconvolução adaptativa de Wiener-Levinson.

Após estimarmos o pulso sísmico para cada janela deslizante no tempo dentro do traço, podemos obter um volume de pulsos de fase mínima que mostrarão o comportamento das mesmas em toda seção sísmica. Essa informação pode ser muito útil para o intérprete, uma vez que ao percorrer a terra, o pulso sísmico irá sofrer influência das rochas e fluidos presente nos poros das mesmas, fazendo com que uma análise da sua forma aliada com outros métodos possa ser uma ferramenta muito importante na detecção de zonas promissoras a conter reservatórios de hidrocarbonetos. Esse volume de pulsos de fase mínima terá dimensão de $ns \times nt \times Lwav$, onde ns é o número de amostras dos traços, nt é o número de traços na seção sísmica e $Lwav$ o comprimento dos pulsos de fase mínima estimado (Figura 3.2).

O volume de pulsos estimados (Figura 3.2) pode ser visto como uma soma de $Lwav$ painéis, onde cada painel representa uma amostra dos pulsos estimados na seção (Figura 3.3). Olhar o volume de pulsos estimados dessa forma é interessante uma vez que ao percorrer a terra o pulso sísmico irá interagir com as rochas em subsuperfície, e onde esses perderem

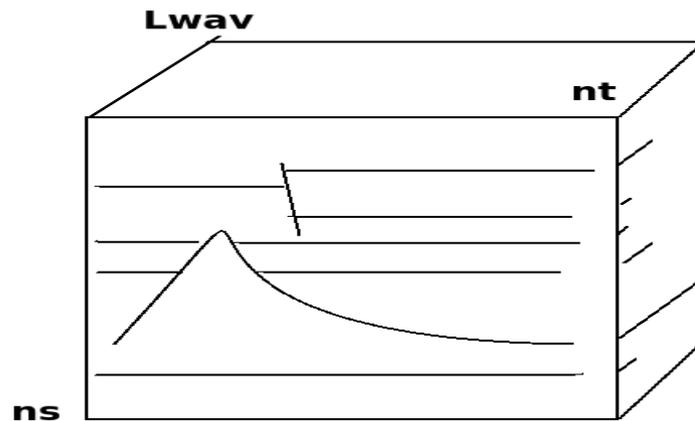


Figura 3.2: Figura ilustrativa mostrando o volume de pulsos de fase mínima estimados, tendo na sua primeira dimensão a seção sísmica empilhada e na sua terceira dimensão os pulsos de fase mínima estimados.

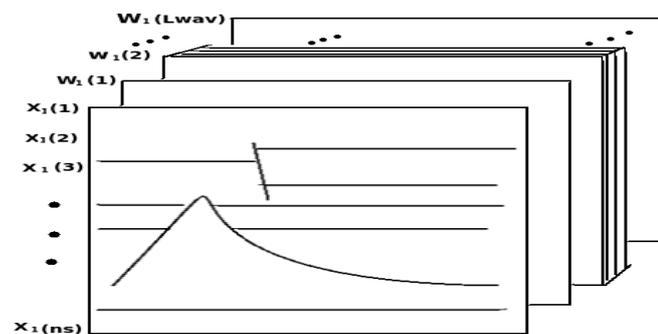


Figura 3.3: Painéis dos pulsos de fase mínima estimados. Cada painel guarda uma amostra do pulso estimado na seção sísmica.

com mais rapidez as suas amplitudes relacionadas as altas frequências, os últimos painéis ainda guardarão amostras das mesmas. Observaremos nos últimos painéis as regiões onde estes sofreram uma maior atenuação. O pulso sísmico com mais baixa frequência terá uma forma mais alongada quando comparada com outro de mais alta frequência (Yilmaz, 1987).

A presença de reservatórios de hidrocarbonetos em seções sísmicas muitas vezes está associada a anomalias de amplitude sísmica (Nanda, 2016). Essas anomalias de amplitude são resultantes de grandes mudanças na impedância acústica que podem estar associada a desde a presença de reservatórios de gás ou até mesmo a mudanças na litologia; apesar disso muitas vezes esse fenômeno tem sido usado como sinônimo de indicador de hidrocarboneto (Li Han e Yuan, 2015).

Escolhemos uma seção sísmica pós-empilhada onde esse fenômeno estava presente e a

presença de reservatório associada a uma anomalia de amplitude era confirmada. Aplicamos o método que estima o pulso de fase mínima para cada janela no tempo e organizamos na forma de um volume (Figura 3.2), esse volume possui 462 amostras na dimensão do tempo, 651 traços e 36 amostras na terceira dimensão. Separamos alguns painéis para mostrar como em regiões onde ocorre uma atenuação do pulso estimado, seja devido a presença de hidrocarbonetos ou devido a litologia, elas aparecerão ainda nos últimos painéis, devido ao alongamento dos pulsos com um maior conteúdo de baixas frequências (Figuras 3.5, 3.6 e 3.7). Isso pode auxiliar o intérprete ao destacar na seção sísmica empilhada regiões de interesse para um estudo mais detalhado.

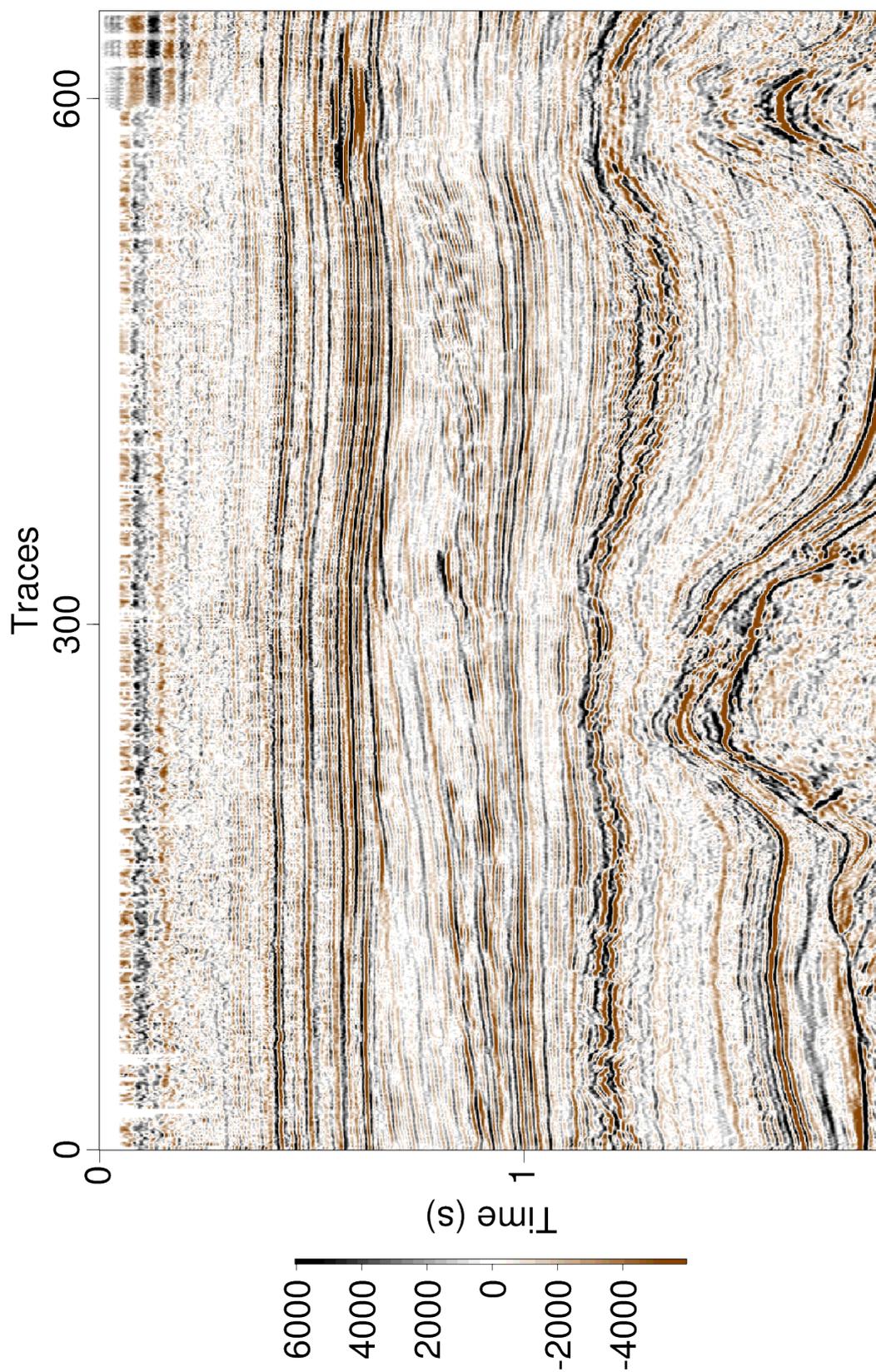


Figura 3.4: Seção sísmica original mostrando fortes anomalias de amplitude associadas ao reservatório (abaixo do CDP 600 em 0,6 segundos) e a litologia.

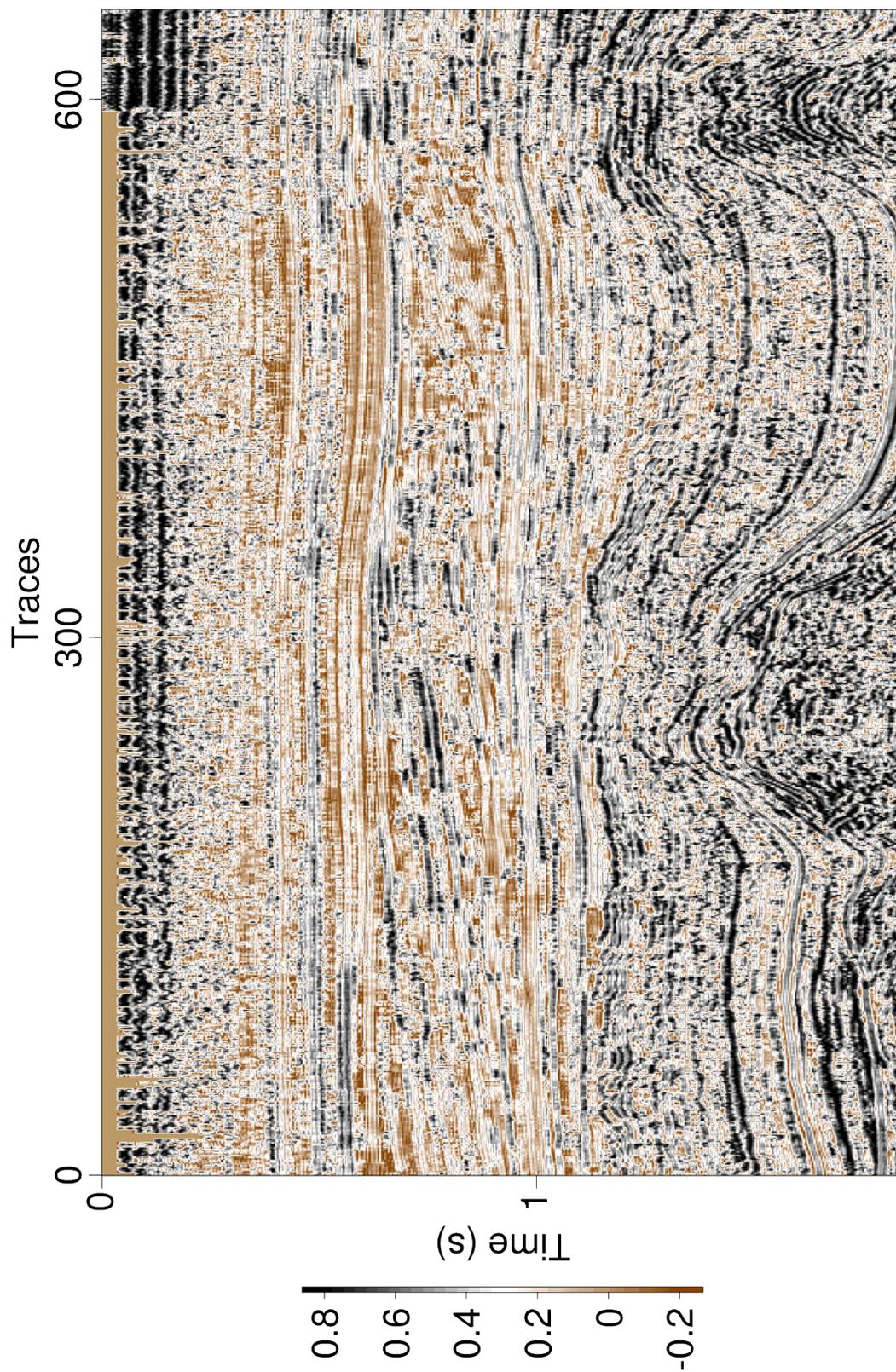


Figura 3.5: Segundo painel que guarda a primeira amostra dos pulsos estimados.

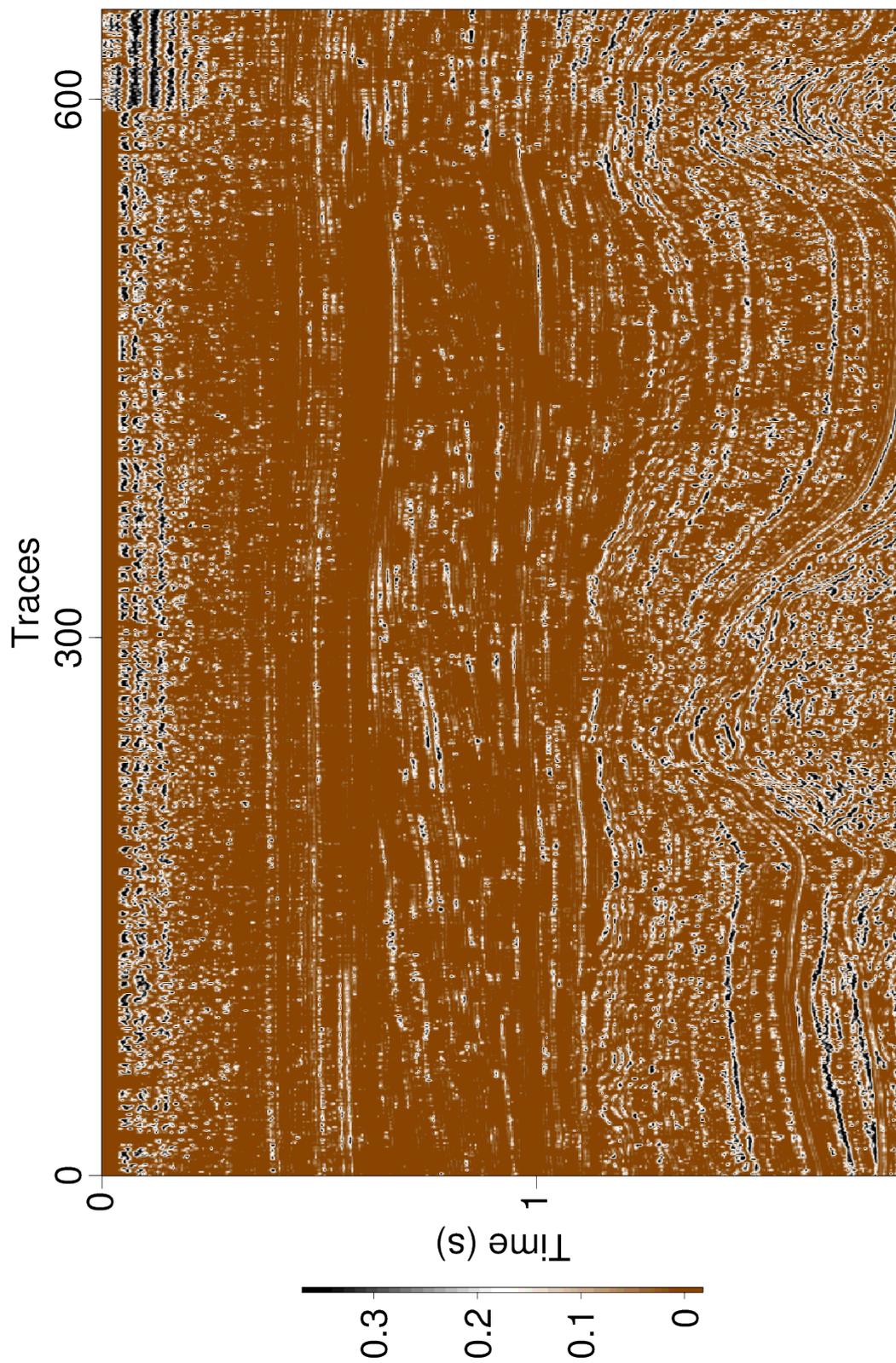


Figura 3.6: Penúltimo painel que guarda a penúltima amostra dos pulsos estimados.

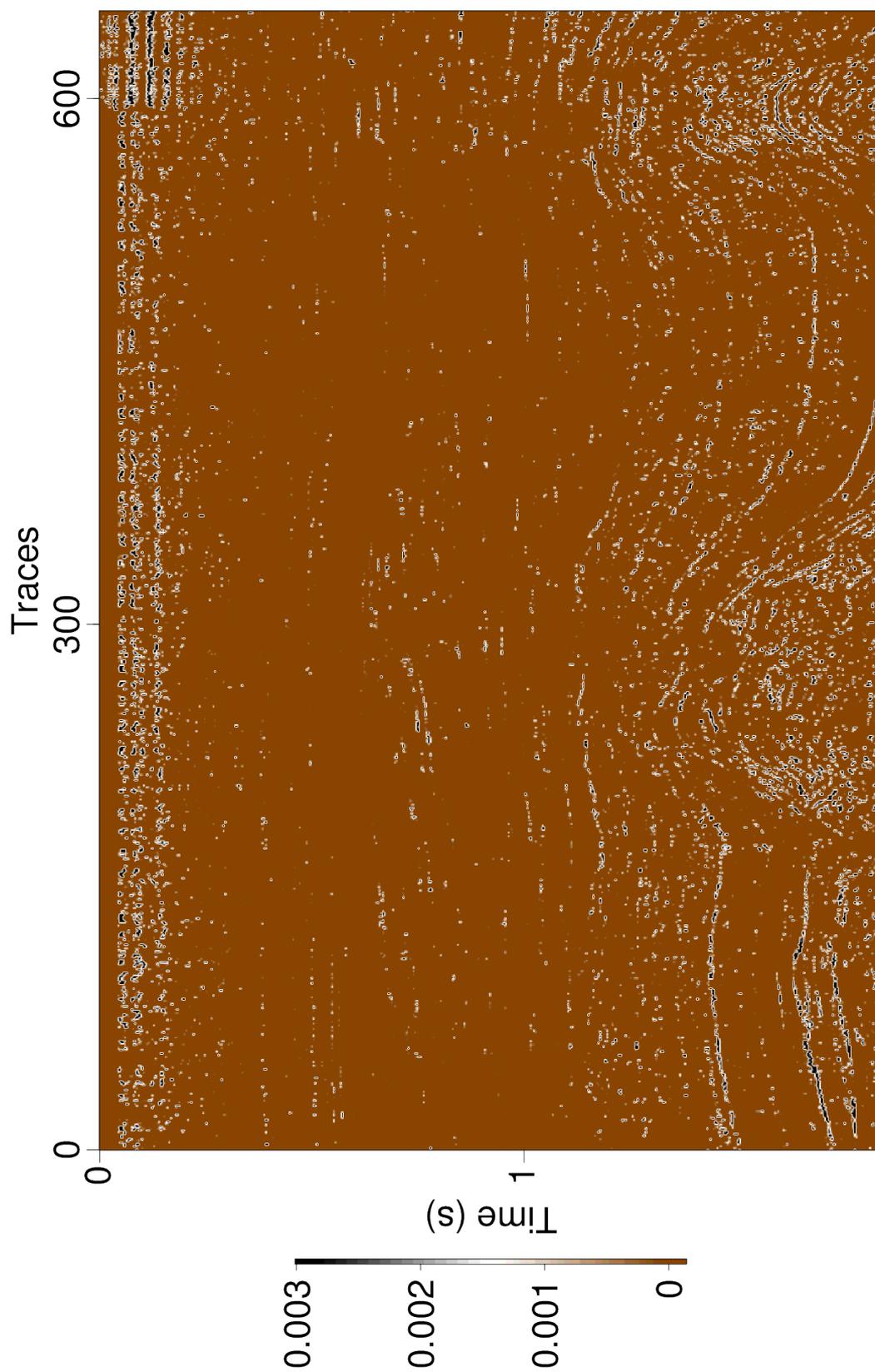


Figura 3.7: Último painel que guarda a última amostra dos pulsos estimados.

Nessa etapa achamos proveitoso visualizar esse cubo de dados diretamente em três dimensões e para isso utilizamos o software OpendTect. O OpendTect é um software de código aberto para interpretação sísmica com ferramentas para processamento, visualização e interpretação de dados sísmicos 2D, 3D e 4D, desenvolvido e distribuído por *dgB Earth Sciences B.V.*

Dessa forma podemos verificar diretamente o comportamento do pulso na terceira dimensão e observar como o mesmo se comporta em regiões de reservatório. Na Figura 3.8 notamos como é o comportamento desse na região de forte anomalia de amplitude. Na Figura 3.9 notamos o comportamento desse fora da região da seção sísmica com forte anomalia de amplitude. Percebe-se uma alongamento devido as baixas frequências quando o mesmo passa pela região de anomalia de baixa frequência seja devido a presença do reservatório ou seja devido a litologia.

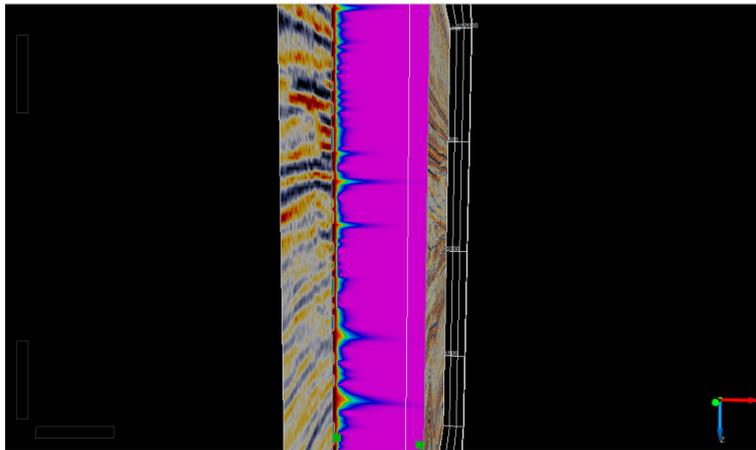


Figura 3.8: Comportamento do pulso sísmico na região de forte anomalia de amplitude.

3.2 Quantificando o alongamento do pulso sísmico

Ao notarmos o comportamento do pulso sísmico mostrado no tópico anterior, procuramos uma forma de darmos um teor quantitativo para esse alongamento, e uma forma simples de fazer isso foi tomando uma integral ao longa da curva definida pelos picos de amplitude das amostras do pulso de fase mínima estimado (Figura 3.10). Assim a equação (3.1) representa o empilhamento da energia, colocando na posição onde o pulso foi estimado. Dessa forma teremos um painel que irá mostrar as regiões onde estas sofreram, com maior ou menor grau, essa anomalia de estiramento devido as baixas frequências. Chamaremos esses painéis de PAE (Painel de Anomalia de Estiramento).

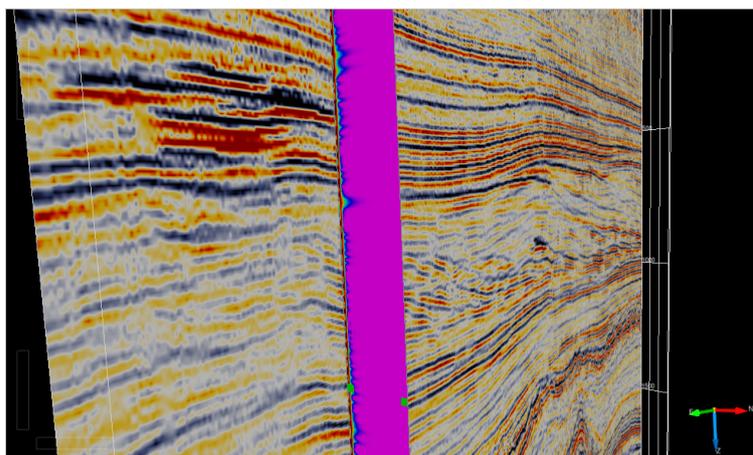


Figura 3.9: Comportamento do pulso sísmico fora da região de anomalia de amplitude.

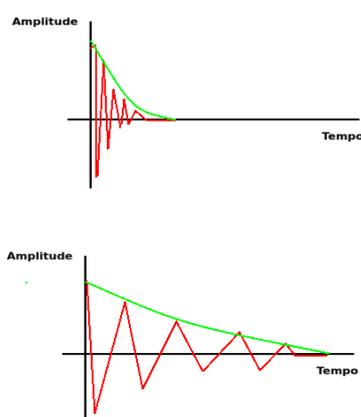


Figura 3.10: Comportamento do pulso sísmico fora e dentro da região com anomalia de baixa frequência respectivamente.

$$PAE = \int_0^{L_{wav}} A(t)dt \quad (3.1)$$

Na Figura 3.11 temos uma seção sísmica pós-empilhada mostrando fortes anomalias de amplitudes, algumas delas associadas ao reservatório (região abaixo do CDP 600 e em 0,6s) e outras associadas a litologia.

Ao examinarmos a Figura 3.12 notamos altos valores de anomalia no painel PAE nas regiões da seção sísmica empilhada com fortes anomalias de amplitude e também na região ocupada pelo corpo de sal. Esse método de análise quantitativa se mostrou eficaz, uma vez que destacou as regiões de interesse exploratório de forma simples e com boa resolução.

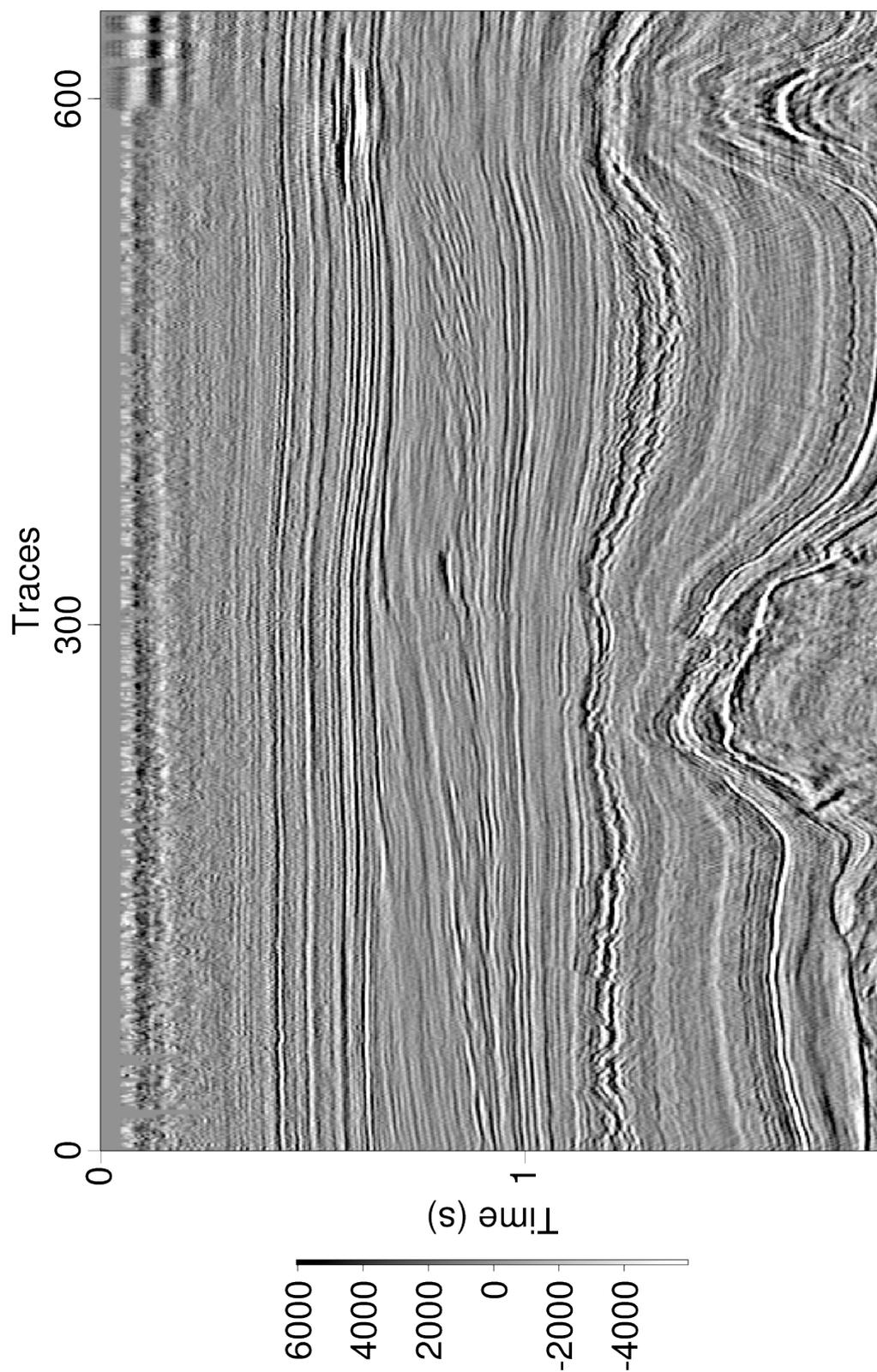


Figura 3.11: Seção sísmica sísmica pós-empilhada com fortes anomalias de amplitude.

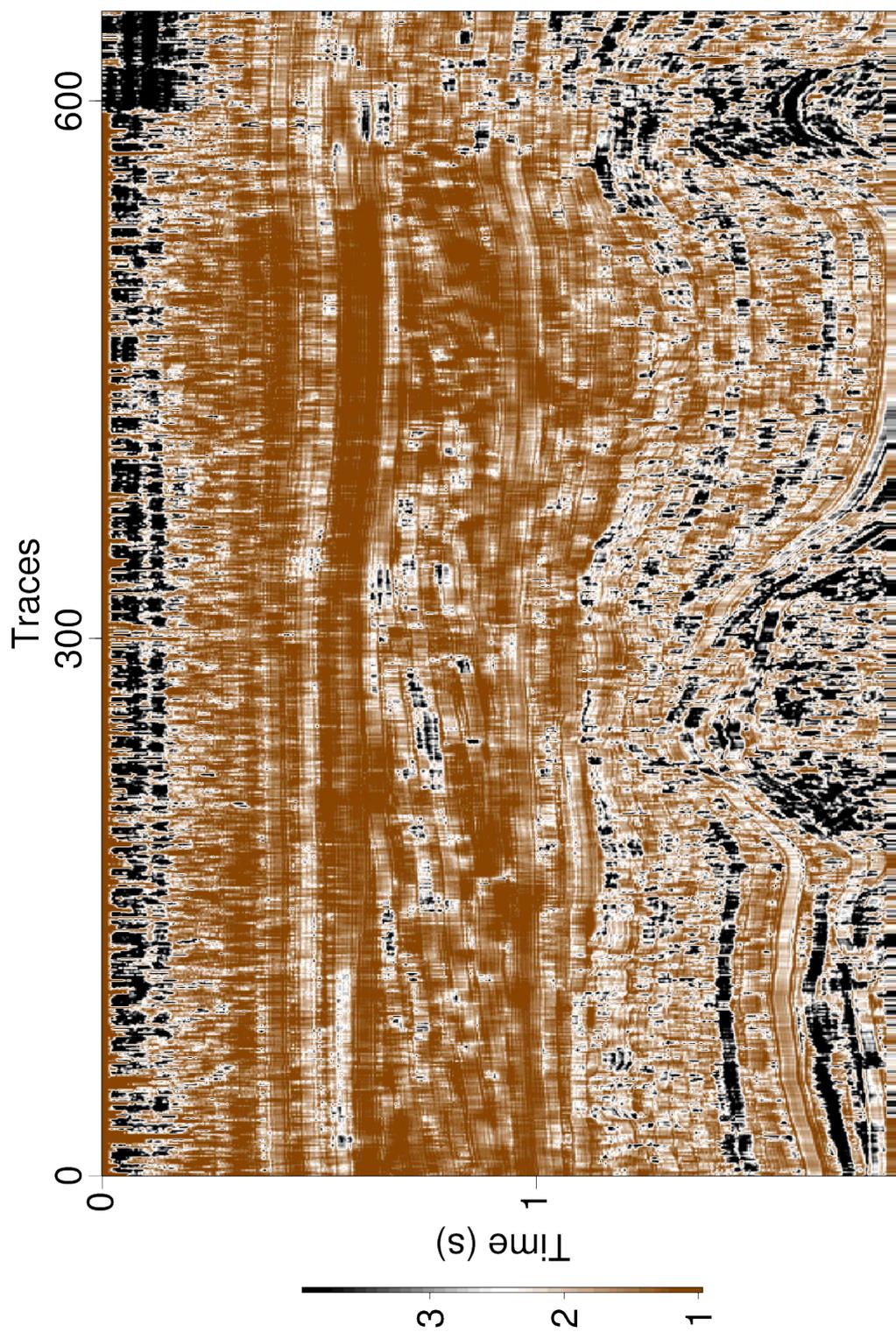


Figura 3.12: Painel de Anomalia de Estiramento (PAE).

3.3 Decomposição relativa as amplitudes do traço-DRAT

Pensando em outra forma de quantificarmos esse comportamento de estiramento da assinatura da fonte desenvolvemos um método de decomposição que é ponderado pelas amplitudes das amostras do próprio traço sísmico. Tomando a amostra do traço para a qual se obtém o pulso de fase mínima estimado nós decomparamos esse pulso ponderando-o pela amplitude da amostra do traço tomado como referência, sendo que ao somarmos todas as decomposições restituímos o traço sísmico original. Dessa forma as parcelas do traço sísmico decomposto por tal método guardam informações das regiões com anomalias de amplitudes com muito mais relevância. O método se desenvolve da seguinte maneira:

Tomemos o somatório das amostras dos pulsos de fase mínima como:

$$Sw_j = \sum_{i=1}^{Lwav} Wmin_i \quad (3.2)$$

onde $Lwav$ é o comprimento do pulso e $Wmin_i$ a i -ésima amostra do pulso estimado. Fazendo

$$cte_j = \frac{Sw_j}{x_j} \quad (3.3)$$

onde Sw_j é o somatório das amostras do pulso sísmico na posição de tempo j do traço sísmico, x_j a amostra do traço sísmico e cte_j uma constante.

Dividindo a equação 3.2 por cte_j temos:

$$\sum_{i=1}^{Lwav} \frac{Wmin_i}{cte_j} = \frac{1}{cte_j} \sum_{i=1}^{Lwav} Wmin_i \quad (3.4)$$

onde $Wmin_i$ é a amplitude na posição i do pulso de fase mínima.

Da equação 3.2 vem:

$$\frac{1}{cte_j} Sw_j \quad (3.5)$$

Substituindo o valor de cte_j conforme definido na equação 3.3 temos:

$$\frac{1}{\frac{Sw_j}{x_j}} Sw_j \quad (3.6)$$

Resolvendo a equação 3.6 temos:

$$\frac{x_j}{Sw_j} Sw_j = x_j \quad (3.7)$$

Ou seja, o somatório das amostras dos pulsos de fase mínima ponderadas por uma constante que está diretamente relacionada com as amostra do traço sísmico original é capaz de restituir o mesmo. O método DRAT é aplicado da seguinte forma:

- Defini uma janela Lw no traço sísmico.
- Obtém os coeficientes do filtro de Wiener-Levinson.
- Resolve $g * w = \delta$ e obtém w .
- Obtém $Sw = \sum_{i=1}^{Lw} w_i$.
- Calcula $cte = \frac{Sw}{x}$.
- Divide cada amostra de w por cte .
- Repete para todos w estimados no traço sísmico.

Mais uma vez é mostrada a seção sísmica empilhada original antes da decomposição (Figura 3.13) e em seguida é mostrada algumas decomposições da mesma. Na Figura 3.14 e na Figura 3.15 temos a primeira e a segunda decomposição utilizando o método DRAT(Decomposição Relativa as Amplitudes do Traço), nota-se que ainda não ocorre um destaque das zonas de baixas frequências, pois todos os eventos, de baixa e alta frequência tem importância similar nessas primeiras decomposições.

Nas últimas decomposições as baixas frequência tem maior peso na seção, dando destaque para as regiões de anomalia de amplitude e as baixas frequências(Figura 3.16 e Figura 3.17). Esse método é interessante, pois permite ao intérprete localizar pontos de interesse na seção sísmica empilhada para um posterior estudo de detalhe.

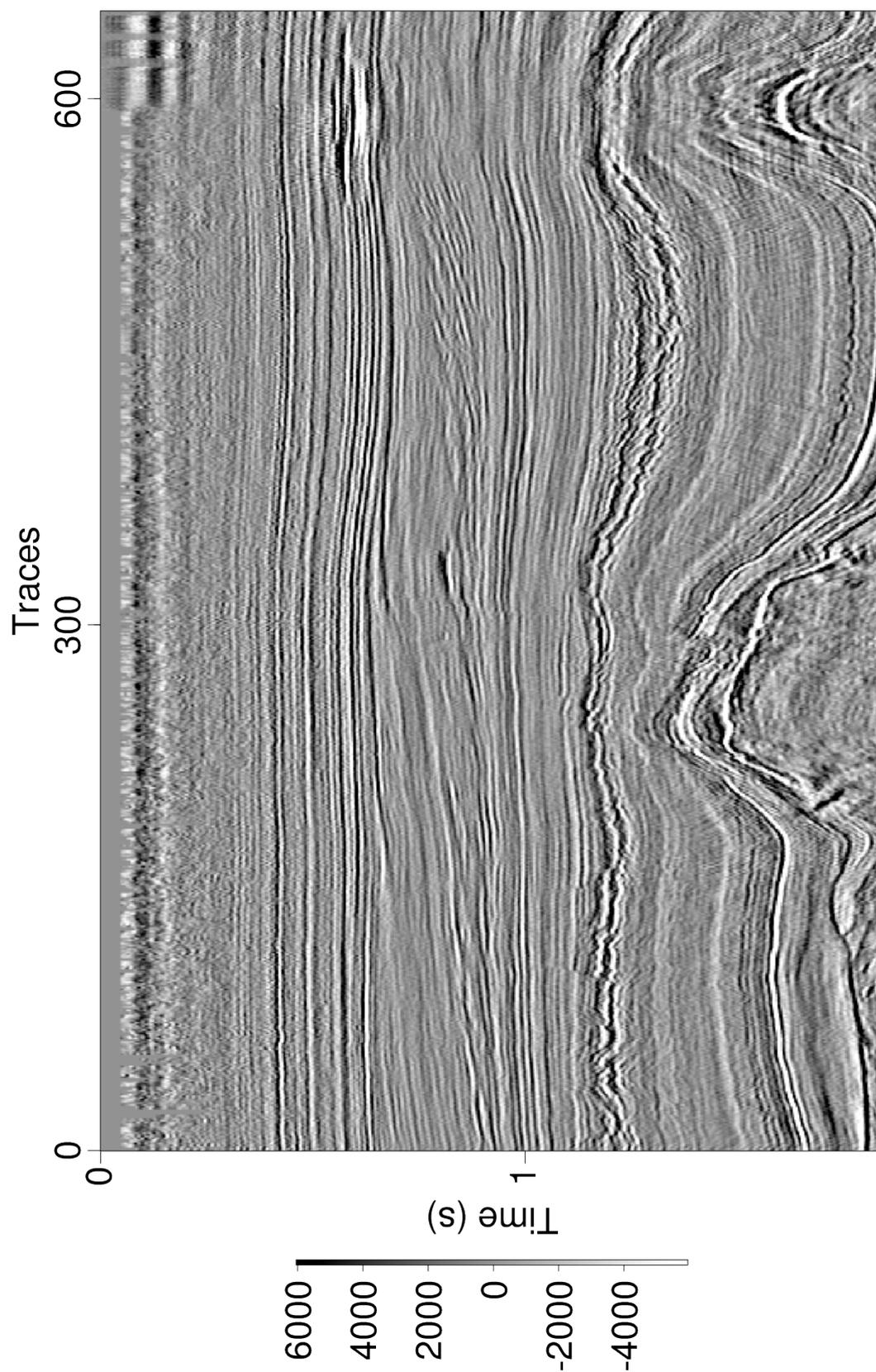


Figura 3.13: Seção sísmica empilhada original.

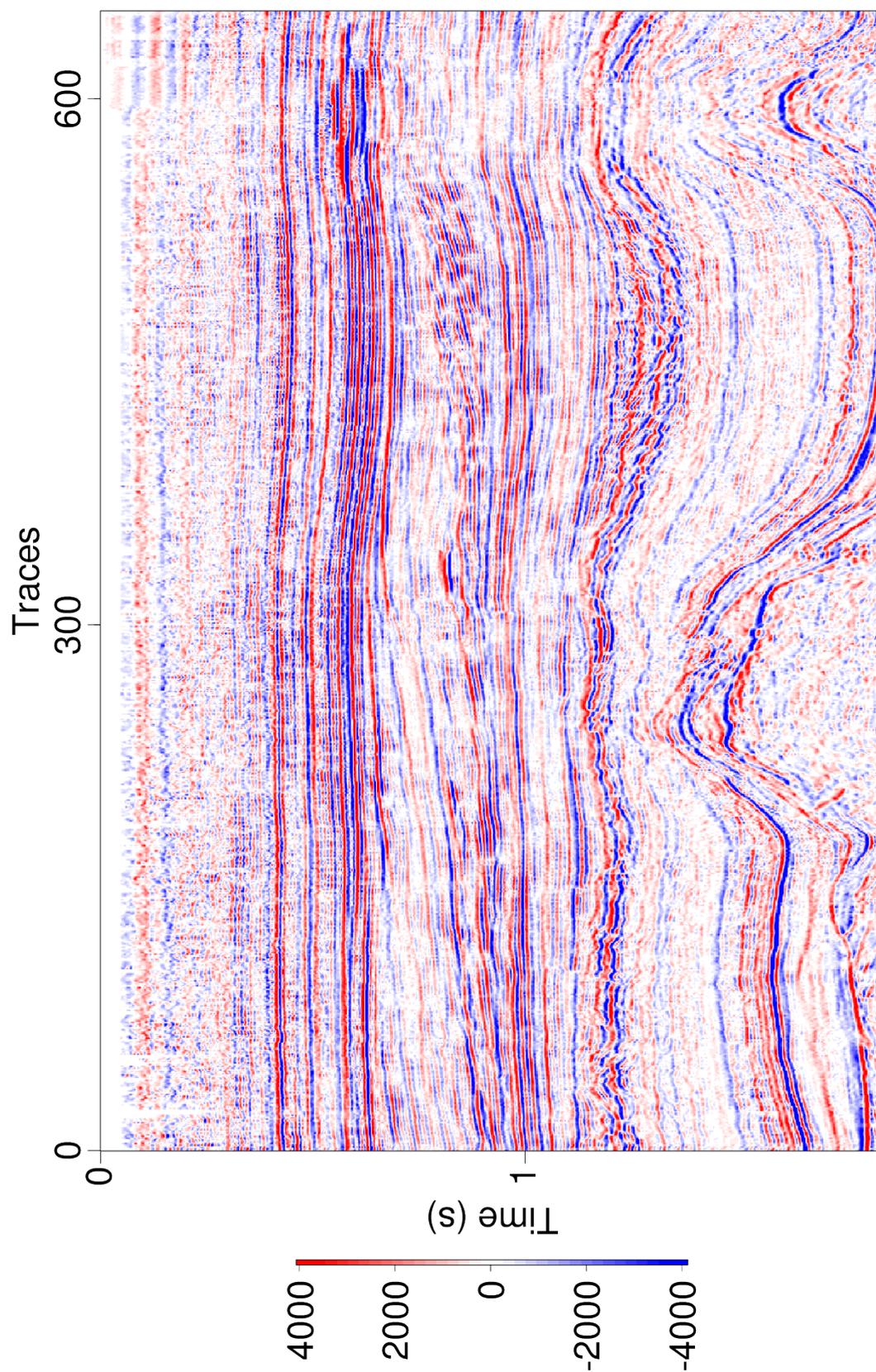


Figura 3.14: Decomposição 1.

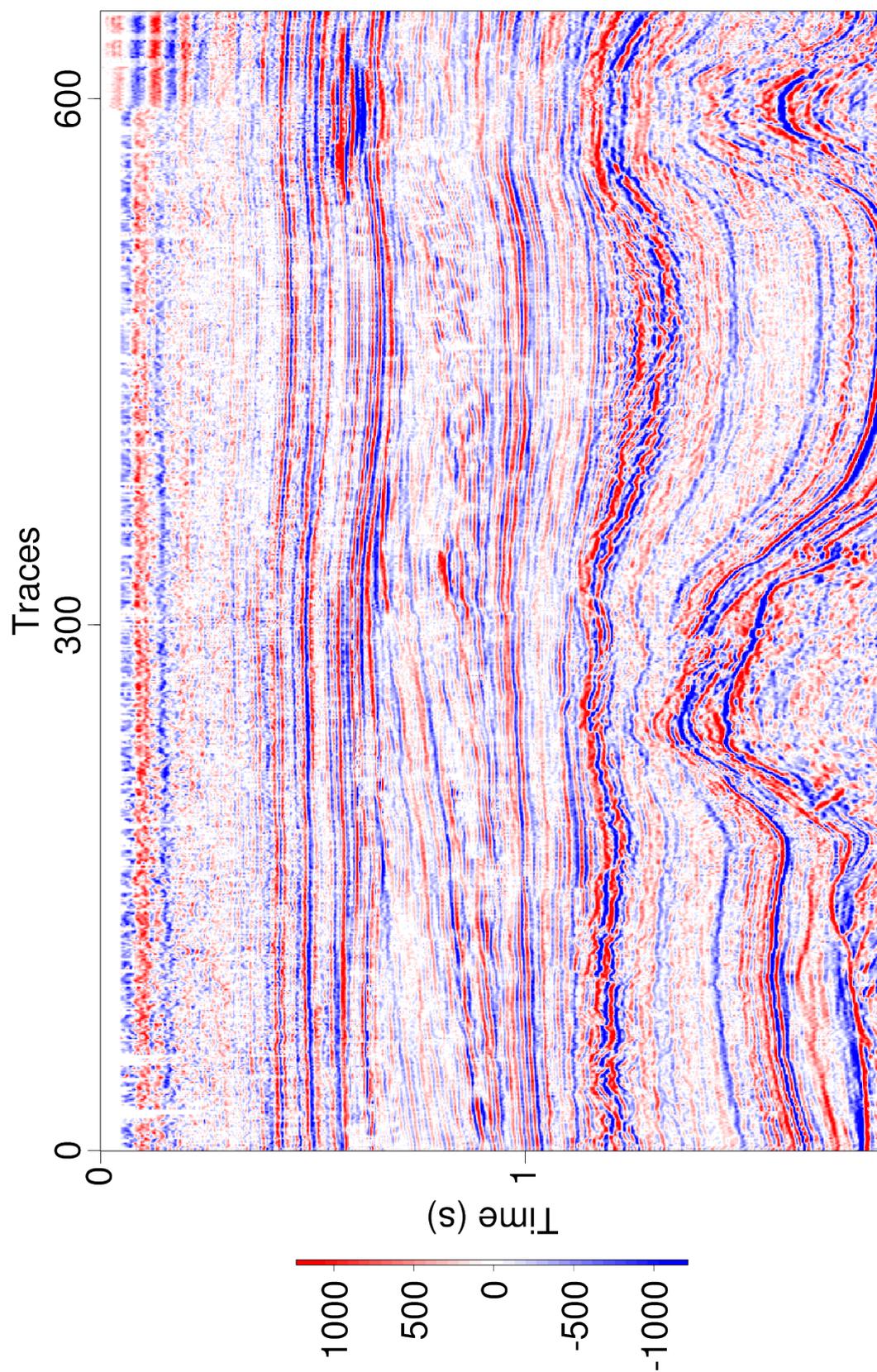


Figura 3.15: Decomposição 2.

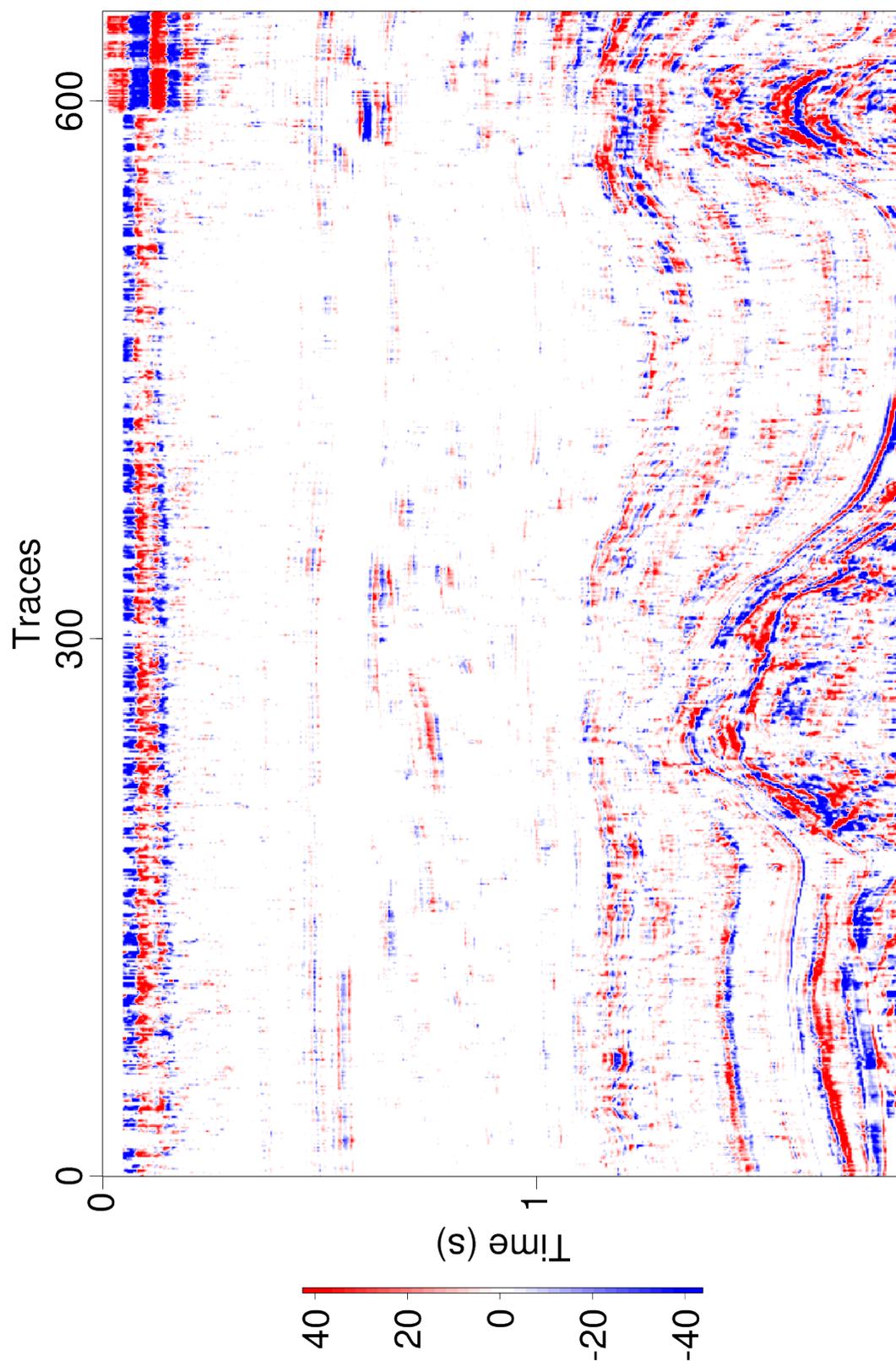


Figura 3.16: Decomposição 10.

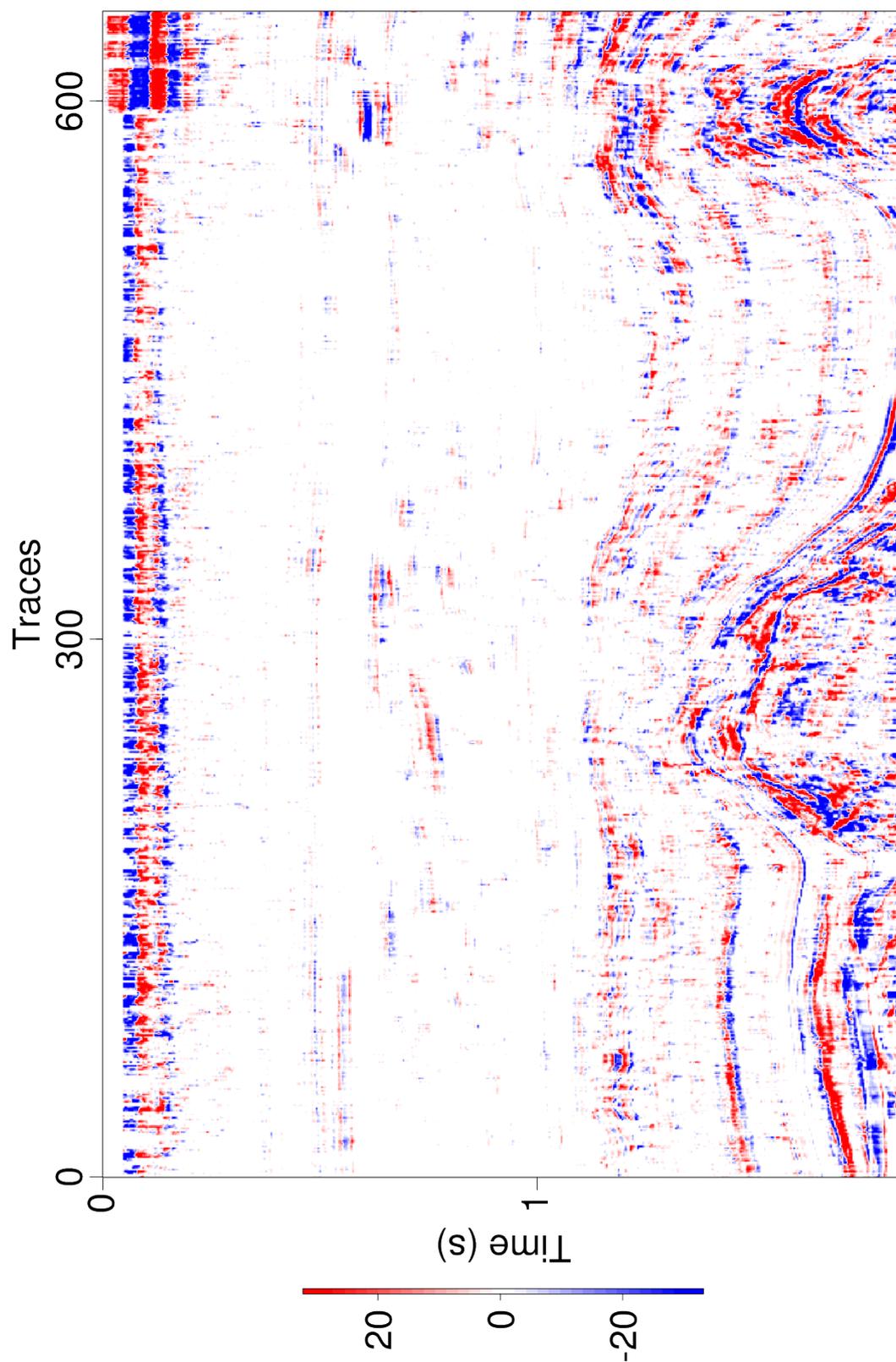


Figura 3.17: Decomposição 11.

4

Conclusões

O método de decomposição em fase mínima em conjunto com a decomposição SVD se mostrou uma ferramenta bastante eficaz para análise do sinal sísmico. A filtragem utilizando o filtro DFM+SVD foi eficaz em atenuar o ruído coerente *groundroll* além de realçar os eventos de interesse na seção sísmica empilhada. O método foi eficiente também em efetuar a atenuação do evento indesejado sem fazer grandes cortes na banda de frequência do sinal, melhorou a etapa de análise de velocidades por aumentar a razão sinal/ruído no sismograma e o resultado foi uma seção sísmica empilhada com boa resolução.

Vimos no Capítulo 3 dessa dissertação algumas maneiras de como a matriz que contém os pulsos de fase mínima estimados pode ser usada para auxiliar no trabalho de interpretação sísmica no que diz respeito a localizar zonas de anomalias de amplitude para investigação de detalhe. Apresentamos um novo método de decomposição onde cada parcela do sinal decomposto é ponderada pelas amplitudes das amostras do próprio traço sísmico (método DRAT). O método DRAT guarda em suas últimas decomposições informações dos eventos de mais baixa frequência, isolando assim nessas parcelas do sinal decomposto as anomalias de baixa frequência associadas tanto a presença de reservatórios como a anomalias devido a litologia.

Como sugestão de trabalhos futuros indicamos a utilização dos métodos propostos em conjunto com perfis de poços, para aferir o método de estimativa do pulso e aperfeiçoar o método para que a estimativa do pulso não tenha que satisfazer a premissa desse ser de fase mínima. Também fica incentivado o uso de dados sintéticos para poder explorar como a natureza do fluido no reservatório influencia o comportamento da assinatura da fonte.

Agradecimentos

Em primeiro lugar agradeço a Jeová Deus por ter me dado motivação e forças para completar mais essa etapa acadêmica. Agradeço também a minha querida esposa Carmen, aquela que tem me acompanhado desde a minha graduação em geofísica. Agradeço também ao professor Dr. Milton José Porsani pela paciência nesses 8 anos de geofísica, dos quais 6 anos foram sob a orientação desse grande geofísico. Agradeço o apoio da FAPESB, cuja bolsa de mestrado foi de fundamental importância para conclusão dessa pesquisa.

Agradeço também a todos os professores do programa de pós-graduação em geofísica aplicada. Aprendi muito com eles e espero continuar aprendendo. Dr. Hédison Kiuity Sato, Dr. Reynam da Cruz Pestana, Dr. Wilson Mouzer Figueiró, Dr. Amin Bassrei, Dr. Bjorn Ursin, Dr. Olivar Antonio Lima de Lima e Dr. Michelângelo. Obrigado a todos!

Agradeço aos meus colegas e amigos que me acompanharam também nessa caminhada.

Referências Bibliográficas

- Alves, F. M. (2015) Aplicação do método de decomposição em modos empíricos e da filtragem SVD na atenuação de ruídos em dados sísmicos de reflexão, Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil <http://www.pggeofisica.ufba.br/media/uploads/publicacoes/310.pdf>.
- Andrews, H. C. e Hunt, B. R. (1977) Digital image restoration, Englewood Cliffs, Prentice-Hall.
- Buland, A. e Omre, H. (2003) Bayesian wavelet estimation from seismic and well data, *Geophysics*, **68**(10).
- Cardoso, C. A. R. (2010) Atenuação do Groundroll utilizando a filtragem SVD, Tese de Doutorado, Trabalho final de graduação, Universidade Federal da Bahia, <http://www.cpgg.ufba.br/gr-geof/geo213/trabalhos-graduacao/Carlos-Americo.pdf>.
- Castagna, J.; Sun, S. e Siegfried, R. W. (2003) Instantaneous spectral analysis: Detection of low-frequency shadows associated with hydrocarbons, *The Leading Edge*, **22**(2):120–127.
- Freire, S. L. M. (1986) Aplicações do método de decomposição em valores singulares no processamento de dados sísmicos, Tese de Doutorado, University Federal of the Bahia.
- Li Han, C. L. e Yuan, S. (2015) Can we use wavelet phase change due to attenuation for hydrocarbon detection?, SEG extended abstract.
- Lucas, S. L. (2014) Caracterização Sismo-estratigráfica e Estrutural de um Reservatório de Hidrocarbonetos no Bloco F3 do Sector Holandês do Mar do Norte, Tese de Doutorado, Dissertação de mestrado, Universidade de Aveiro.
- Montenegro, J. F. B. (1996) Deconvolução adaptativa da assinatura da fonte utilizando janelas de tempo deslizantes., Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil <http://www.pggeofisica.ufba.br/media/uploads/publicacoes/132.pdf>.
- Nanda, N. C. (2016) Seismic Data Interpretation and Evaluation for Hydrocarbon Exploration and Production, Springer International Publishing.

- Nizarul, O.; Hermana, M.; Bashir, Y. e Ghosh, D. P. (2015) Improving thinn bed identification in sarawak basin field using short time fourier transform half cepstrum (stfthc) method, *Journal of Physics*, **660**:6p.
- Porsani, M. e Ursin, B. (1998) Mixed-phase deconvolution, *Geophysics*, **63**:633–647.
- Porsani, M.; Ursin, B. e Silva, M. (2013a) Dynamic estimation of reflectivity by minimum-delay seismic, *Geophysics*, **78**(3):109–117.
- Porsani, M.; Ursin, B.; Silva, M. G. S. e Melo, P. E. M. (2013b) Dip-adaptive singular-value decomposition filtering for seismic reflection enhancement, *Geophysical Prospecting*, **61**(1):42–52.
- Porsani, M. J. (1986) Desenvolvimento de algoritmos tipo-Levinson para o processamento de dados sísmicos, Phd disserttion, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil www.pggeofisica.ufba.br/publicacoes/detalhe/205.
- Porsani, M. J.; Silva, M. G. e Ursin, B. (08/2012) Minimum-delay seismic trace decomposition and svd filtering for seismic reflection enhancement, *Lofotenseminaret i petroleumsgEOFYSIKK*, At Henningsvær Bryggehotell.
- Santos, A. S. (2014) Atenuação do groundroll utilizando a filtragem direcional radial., Trabalho de conclusão de curso, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil <http://www.cpgg.ufba.br/gr-geof/geo213/trabalhos-graduacao/anderson-santos.pdf>.
- Silva, M. G. (2004) Processamento de dados sísmicos da Bacia do Tacutu., Dissertação de mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil www.pggeofisica.ufba.br/publicacoes/detalhe/182.pdf.
- Silva, M. G. (2015) Empilhamento automático ao longo do mergulho local e novos métodos para processamento de dados sísmicos no domínio do tempo, Tese de Doutorado, University Federal of the Bahia.
- White, R. e Simm, R. (2003) Tutorial- good practice in well ties, *First Break*, **21**(10):26.
- Yi, B. Y.; Lee, G. H.; Kim, H.; Jou, H.; Yoo, D. G.; Ryu, B. J. e Lee, K. (2013) Comparison of wavelet estimation methods, *Geosciences Journal*, **17**(1):9.
- Yilmaz, O. (1987) *Seismic data processing*, SEG, Tulsa.
- Zabihi, N. E. e Siahkoohi, H. R. (2006) Single frequency seismic attribute based on short time fourier transform, continous wavelet transform, and s transform., In: *Resumos Expandidos*,

6th *International Conference & Exposition on Petroleum Geophysics*, vol. 1, pp. 662–666, Kolkata.

Zhang, Q.; Zhou, H.; Chen, H. e Wang, J. (2016) Last-squares reverse time migration with and without source wavelet estimation, *Journal of Applied Geophysics*, **1**(34):10.