



DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PROCESSAMENTO SÍSMICO E
INTERPRETAÇÃO
SISMOESTRATIGRÁFICA NO
NORDESTE DA BACIA DO
RECÔNCAVO

MARCELO QUERINO E SILVA DO PRADO VIEIRA

VIRTUTE SPIRITUS

SALVADOR – BAHIA
AGOSTO – 2018

Processamento sísmico e interpretação sismoestratigráfica no nordeste da Bacia do Recôncavo

por

MARCELO QUERINO E SILVA DO PRADO VIEIRA
Bacharel em Geofísica (Universidade Federal da Bahia – 2013)

Orientador: Milton José Porsani

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Submetida em satisfação parcial dos requisitos ao grau de

MESTRE EM CIÊNCIAS

EM

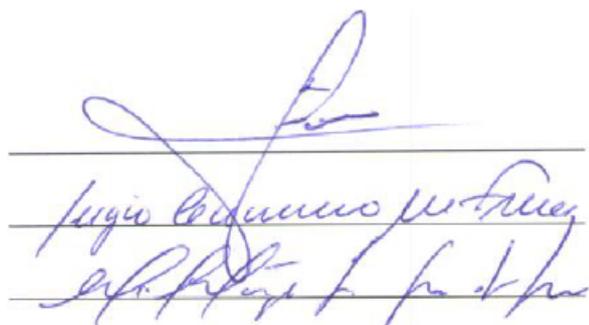
GEOFÍSICA

ao

Conselho Acadêmico de Ensino

da

Universidade Federal da Bahia



Comissão Examinadora

Dr. Milton José Porsani - Orientador (UFBA)

Dr. Sergio Luciano Moura Freire (Petrobras)

Dr. Michelângelo Gomes da Silva (UFBA)

Aprovada em 28 de agosto de 2018

A presente pesquisa foi desenvolvida no Centro de Pesquisa em Geofísica e Geologia da UFBA, com recursos do CNPq.

V658 Vieira, Marcelo Querino e Silva do Prado,

Processamento sísmico e interpretação sismoestratigráfica no nordeste da Bacia do Recôncavo / Marcelo Querino e Silva do Prado Vieira. — Salvador, 2018.

115 f. : il

Orientador: Milton José Porsani

Dissertação (Mestrado) - Pós-Graduação em Geofísica. Instituto de Geociências da Universidade Federal da Bahia, 2018.

1. Geofísica aplicada. 2. Processamento sísmico. 3. Interpretação sismoestratigráfica. I. Título.

500.3:500.8.013(811.4)(043)

"A experiência é uma lanterna
dependurada nas costas que apenas
ilumina o caminho já
percorrido." (Confúcio)

Resumo

A Bacia do Recôncavo consiste em um aulacógeno desenvolvido a partir da abertura do Supercontinente Gondwana, fenômeno que culminou na formação do Oceano Atlântico sul. Situada na Bahia, a bacia foi a primeira a produzir hidrocarbonetos em território nacional.

O trabalho consistiu no processamento de uma linha sísmica situada na região nordeste da Bacia do Recôncavo, na amarração de dois poços e na interpretação sismoestratigráfica sob à ótica da estratigrafia de sequências aplicada a bacias *rift*.

Sendo um dado sísmico ruidoso, diversos métodos de filtragem foram utilizados para gerar a seção empilhada, a qual foi posteriormente migrada por Kirchhoff *pós-stack*. Dentre as principais etapas do processamento, destacam-se o método SVD no domínio F-X para atenuar a onda direta, o método SVD traço a traço para atenuação do *ground-roll* e a deconvolução preditiva multicanal, os quais contribuíram significativamente para uma maior continuidade e individualização dos refletores na seção sísmica.

A interpretação sismoestratigráfica foi realizada tendo como base o modelo de Prosser (1993) - uma adaptação da estratigrafia de sequências para bacias *rift* - o qual considera que a tectônica, e não a eustasia, é o principal fator controlador da relação entre taxa de acomodação e aporte sedimentar. Ou seja, em bacias *rift* a tectônica controla o movimento da linha de costa e os padrões de empilhamento. Desta maneira, a sequência *rift* é dividida em trato de sistemas tectônicos de início de *rift*, de clímax de *rift* e de final de *rift*, cada um associado a um estágio distinto do rifteamento.

Contribuíram para a interpretação sismoestratigráfica os dados de dois poços próximos à linha, os quais foram amarrados e cujos perfis de raio gama foram a base para identificar as superfícies estratigráficas que separam os tratos de sistemas tectônicos.

Palavras-chave: Filtragem de onda direta; Filtragem de *ground-roll*; Deconvolução do pulso; Estratigrafia de sequências; Bacia do Recôncavo.

Abstract

The Recôncavo Basin consists of an aulacogen developed from the opening of the Gondwana Supercontinent, a phenomenon that culminated in the formation of the South Atlantic Ocean. Located in Bahia, the basin was the first to produce hydrocarbons in national territory.

The work consisted in the processing of a seismic line located in the northeast region of the Recôncavo Basin, in the tying of two wells and in the seismostratigraphic interpretation under the perspective of sequence stratigraphy applied to rift basins.

Being a noisy seismic data, several filtering methods were used to generate the stacked section, which was later migrated by Kirchhoff post-stack. Among the main processing steps, we highlight SVD method in F-X domain to attenuate the direct wave, single-trace SVD for ground-roll attenuation and multichannel predictive deconvolution, which contributed significantly to a greater continuity and individualization of the reflectors in the seismic section.

The seismostratigraphic interpretation was based on the model of Prosser (1993) - an adaptation of sequence stratigraphy for rift basins - which considers that tectonics, not eustasy, is the main factor controlling the relationship between accommodation rate and sedimentation. That is, in rift basins tectonics controls the movement of the shoreline and stacking patterns. Thus, rift sequence is divided into tectonic systems tract of rift initiation, rift climax and rift final, each associated with a distinct stage of rifting.

The data from two wells close to the line, which were tied to seismic section and whose gamma ray profiles were the basis for identifying the stratigraphic surfaces separating the tectonic systems tracts, contributed to the seismostratigraphic interpretation.

Keywords: Direct wave attenuation; Ground-roll attenuation; Pulse deconvolution; Sequence Stratigraphy; Recôncavo basin.

Índice

Resumo	4
Abstract	5
Índice	6
Índice de Tabelas	8
Índice de Figuras	9
Introdução	14
1 Bacia do Recôncavo	15
1.1 Geologia Regional	15
1.2 Geologia local	19
2 Estratigrafia de sequências	22
2.1 Estratigrafia de sequências aplicada a bacias rift	27
3 Processamento sísmico e seus resultados	35
3.1 Pré-processamento	37
3.1.1 Importação	37
3.1.2 Geometria	37
3.1.3 Edição, mute e reversão de traços	39
3.1.4 Correção estática	41
3.2 Processamento avançado	44
3.2.1 Atenuação da onda direta	44
3.2.2 Filtragem de ground-roll	46
3.2.3 Deconvolução do pulso	50
3.2.4 Análise de velocidades	58
3.2.5 Correção de normal moveout	59
3.2.6 Empilhamento	62

3.2.7	Correção estática residual	62
3.2.8	Migração	63
3.2.9	Resultados: seções sísmicas	67
4	Resultados finais	76
4.1	Interpretação dos perfis de poço	77
4.2	Amarração sísmica-poço	81
4.3	Interpretação sismoestratigráfica	84
5	Conclusões	89
	Agradecimentos	91
	Apêndice A Tópicos em Álgebra Linear	92
A.1	Matriz de covariância	92
A.2	Autovalores e autovetores	93
A.3	Decomposição espectral de matrizes simétricas	94
A.4	Teoremas e corolários para a decomposição em valores singulares	97
A.5	Decomposição de matriz em valores singulares	98
A.6	As autoimagens	100
	Apêndice B Power Method	102
	Apêndice C Tópicos em Deconvolução do pulso	103
C.1	Filtro inverso de um pulso conhecido	103
C.2	Filtro inverso para um pulso desconhecido - Filtro de Wiener-Levinson	105
C.3	Recursão de Levinson	107
	Referências Bibliográficas	110

Índice de Tabelas

3.1	Parâmetros de aquisição.	37
3.2	Trecho da planilha com informações sobre as estações. É a primeira planilha a ser usada na confecção da geometria no <i>software SeisSpace</i>	39
3.3	Trecho da planilha com informações sobre as fontes. É a segunda planilha a ser usada na confecção da geometria no <i>software SeisSpace</i> . Registro é o número do registro dentro da fita original, ponto de tiro é a estação onde se encontra a fonte, canais é o número de receptores, canal inicial e final é a estação onde se encontra o primeiro e o último receptor.	39
3.4	Trecho da planilha com informações sobre o lanço em registros onde o arranjo é <i>split-spread</i> assimétrico. Note que cada registro é dividido como se fossem dois <i>end-ons</i> . É a última planilha a ser usada na confecção da geometria no <i>software SeisSpace</i> . Registro: número do registro, PT: posição do ponto de tiro, Ch.: número de canais, 1o. Ch.: número do primeiro canal, Últ. Ch.: número do último canal, Incr. Ch.: incremento de canais, 1a Est.: estação do primeiro canal, Últ. Est.: estação do último canal, Incr. Est.: incremento de estação.	39

Índice de Figuras

1.1	Localização da Bacia do Recôncavo. Fonte: Santos, 2005.	16
1.2	Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo evidenciando geometria em meio- <i>graben</i> e falhamentos normais de alto ângulo. Fonte: Adaptado de Penteado, 1999.	18
1.3	Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Fonte: Adaptado de Silva <i>et al.</i> , 2007.	20
1.4	Localização da área de trabalho.	21
1.5	Mapa geológico de superfície da área de trabalho e a localização dos poços analisados.	21
2.1	Conceito de nível de base, definido como a superfície acima do qual prevalecem processos erosivos e abaixo do qual prevalece a deposição sedimentar. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.	22
2.2	Conceitos de transgressão, regressão forçada (RF) e regressão normal (RN) definidos pela interação entre taxa de variação do nível de base e aporte sedimentar. A parte superior da figura mostra a variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo. A parte inferior da figura mostra a taxa de variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo e a sua relação com o aporte sedimentar, considerado aproximadamente constante. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.	24
2.3	Ciclo completo de queda e subida do nível de base evidenciando os pontos que delimitam os eventos de movimento da linha de costa. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.	25
2.4	Arquitetura regional dos sistemas deposicionais, tratos de sistemas e superfícies estratigráficas. Abreviações: i-RF, início da regressão forçada; f-RF, final da regressão forçada; i-T, início da transgressão; f-T, final da transgressão. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.	26

- 2.5 A) Modelo evolutivo de uma bacia *rift* evidenciando a contemporaneidade entre soerguimento no *footwall* e subsidência no *hangingwall* relacionados a um pulso tectônico. B) Modelo evolutivo de uma bacia *rift* evidenciando o atraso do aporte sedimentar relacionado a um pulso tectônico, ainda que o espaço de acomodação tenha sido criado instantaneamente ao pulso. Fonte: Küchle *et al.*, 2007. 29
- 2.6 Trato de sistemas tectônico de início de *rift* (TSTIR): a) bloco diagrama evidenciando uma bacia subaérea alimentada por rios axiais. Notar o movimento discreto das falhas. b) seção geológica esquemática evidenciando as deposições lacustre e fluvial e a sobreposição das camadas depositadas. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993. 30
- 2.7 Trato de sistemas tectônico de clímax de *rift* (TSTCR), em etapa intermediária: a) bloco diagrama evidenciando arquitetura em meio-*graben* mais evoluída que no estágio S2, presença dos leques aluviais de falha de borda e considerável aumento do espaço de acomodação. b) seção geológica esquemática evidenciando inicial progradação no *hangingwall* seguida de retrogradação, lama e turbiditos lacustres na porção mais central da bacia e agradação a progradação dos leques aluviais de falha de borda. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993. 32
- 2.8 Uma possível configuração de refletores nas etapas inicial (a), intermediária (b) e final (c) do trato de sistemas tectônico de clímax de *rift* (TSTCR). a) agradação no *footwall* e progradação no *hangingwall*. b) retrogradação no *hangingwall*, refletores divergentes em porções mais centrais e agradação a progradação no *footwall*. c) cobertura argilosa de espessura relativamente constante. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993. 33
- 2.9 Trato de sistemas tectônico de final de *rift*: a) bloco diagrama evidenciando escarpa de falha degradada pela erosão e pelo término dos pulsos tectônicos. b) seção geológica esquemática evidenciando *downlap* no *hangingwall* e *onlap* no *footwall* e na porção central da bacia. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993. 34
- 3.1 Fluxograma simplificado de processamento adotado no presente trabalho. . . 36
- 3.2 Família de tiro comum. O sinal sísmico de uma mesma fonte detonada é captado por diversos receptores dispostos a uma certa distância um do outro. 38
- 3.3 Exemplo de *mute* aplicada a todos os traços de uma família de tiro comum. Note que acima das primeiras quebras todo o sinal é zerado. 40
- 3.4 Exemplo de edição aplicado a um traço. Note que o canal 39 tem um ruído de alta amplitude em torno de 1500 ms e nenhuma correlação com traços vizinhos. 41

3.5	Exemplo de reversão de polaridade aplicada ao canal 40 de uma família de tiro comum. Note que além da reversão de polaridade foi também aplicado <i>mute</i> a todos os traços.	41
3.6	Elevação topográfica das 527 estações da linha sísmica. Em destaque: estações correspondentes aos receptores do tiro 381.	42
3.7	<i>Picking</i> de primeiras quebras após ajuste manual no tiro 381. O quadro vermelho evidencia a região que mais sofreu alteração na correção estática. .	43
3.8	Correção estática aplicada ao tiro 381. Note, no quadro vermelho, a diferença da posição vertical em cada traço.	43
3.9	Tempos de trânsito das ondas direta, refratada e refletida num modelo com duas camadas plano-paralelas, sendo maior a velocidade da onda na camada subjacente. x_{crit} é o <i>offset</i> a partir do qual a refração é registrada.	44
3.10	Funcionamento da filtragem SVD. a) Dado de entrada no domínio do tiro com energia normalizada; b) aplicação da correção <i>linear moveout</i> ; c) primeira autoimagem após aplicação do filtro SVD; d) resíduo (dado filtrado): subtração entre os itens (b) e (c); e) aplicação da correção <i>linear moveout</i> inversa. . . .	46
3.11	Os traços de (a) até (e) representam, respectivamente, as autoimagens de $\tau = 0$ a $\tau = 4$. A primeira autoimagem é dominada pelas frequências mais baixas do traço sísmico. Ao somarmos todas as cinco autoimagens, obtemos (f). Note que é idêntico ao traço sísmico original, mostrado em (g). Fonte: Adaptado de Silva <i>et al.</i> (2016).	48
3.12	Espectro de amplitude médio de todos os traços para o dado original, <i>ground-roll</i> e dado filtrado. Filtro ótimo obtido para $N = 11$ e $Niter = 23$. A energia do <i>ground-roll</i> se concentra em torno dos 10 Hz e, a do dado filtrado (reflexões), em torno dos 17 Hz.	50
3.13	Resultado da filtragem de <i>ground-roll</i> aplicada a três registros da linha sísmica trabalhada no domínio do tiro comum. a) dado de entrada; b) filtro direcional radial; c) filtro trapezoidal de frequência; d) balanceamento espectral; e) ST-SVD.	51
3.14	Os diferentes métodos de deconvolução aplicados ao dado filtrado de <i>ground-roll</i> por balanceamento espectral: a) sem deconvolução; b) <i>surface consistent deconvolution</i> ; c) filtro de Wiener-Levinson de predição unitária; d) deconvolução preditiva multicanal. Os registros estão mostrados no domínio CDP. Note como todos os métodos mantêm a mesma razão sinal-ruído que o dado não-deconvolvido em (a).	57

3.15	Os diferentes métodos de deconvolução aplicados ao dado filtrado por ST-SVD: a) sem deconvolução; b) <i>surface consistent deconvolution</i> ; c) filtro de Wiener-Levinson de predição unitária; d) deconvolução preditiva multicanal. Os registros estão mostrados no domínio CDP. Note como o método mostrado em (d), além de atenuar ainda mais o ruído de <i>ground-roll</i> , foi capaz de individualizar as reflexões.	58
3.16	Espectro de velocidades e <i>picks</i> de velocidade para o dado a) filtrado por balanceamento espectral; b) filtrado por ST-SVD + deconvolução preditiva multicanal. Note a melhor qualidade em (b), justificando o uso do método de filtragem ST-SVD para a geração do campo de velocidades.	60
3.17	Campo de velocidade gerado pela análise de velocidades preliminar. A cor azul representa velocidades menores e a cor vermelha, maiores.	60
3.18	Geometria para uma onda refletida em uma única camada. M é o ponto médio entre a fonte S e o receptor R.	61
3.19	Horizontes associados a refletores contínuos para aplicação da estática residual.	63
3.20	O mesmo <i>supergather</i> : a) sem estática residual; b) com estática residual para a segunda análise de velocidades.	64
3.21	Campo de velocidades final após aplicação da estática residual. A cor azul representa velocidades menores e a cor vermelha, maiores.	64
3.22	Seção empilhada após as etapas de edição, <i>mute</i> e correção estática.	69
3.23	Seção empilhada após a atenuação da onda direta.	70
3.24	Seção empilhada após filtragem de <i>ground-roll</i> por balanceamento espectral.	71
3.25	Seção empilhada após filtragem de <i>ground-roll</i> por ST-SVD.	72
3.26	Seção empilhada com o campo de velocidades final, após filtragem de <i>ground-roll</i> por ST-SVD e estática residual.	73
3.27	Seção migrada por Kirchhoff <i>pós-stack</i> , com campo de velocidades final.	74
4.1	Interpretação do perfil de raio gama (cor azul) do poço 1-BGR-0001. A radioatividade cresce para a direita e diminui para a esquerda. Em cinza, o caliper; em vermelho, o potencial espontâneo.	78
4.2	Seção estratigráfica esquemática A-B-C-D. Poço B é o 1-BGR-0001.	79
4.3	Seção estratigráfica esquemática E-F-G-H. Poço G é o 1-MLL-0002.	80
4.4	Perfil sônico do poço 1-MLL-0002: a) perfil bruto, iniciado aos 295,9 metros de profundidade; b) preenchimento dos 295,9 metros iniciais por dados de poços vizinhos; c) resultado após suavização.	81

4.5	Geração do sismograma sintético para o poço 1-MLL-0002. a) perfil sônico (vermelho) e perfil de densidade (azul); b) impedância acústica (vermelho) e refletividade (azul); c) sismograma sintético (à esquerda) e o CDP correspondente na seção sísmica (à direita).	83
4.6	Correspondências entre o sismograma sintético final para o poço 1-MLL-0002 e o CDP correspondente na seção sísmica migrada.	84
4.7	Refletor correspondente ao topo do embasamento (cor verde).	85
4.8	Superfície de início de clímax de <i>rift</i> (cor verde) separando TSTIR (abaixo) do TSTCR (acima). Notar terminações <i>downlap</i> retrogradacionais (setas vermelhas) e divergência de refletores.	85
4.9	Superfície de rifteamento máximo (cor verde) separando TSTCR (abaixo) do TSTFR (acima). Notar terminações <i>onlap</i> contra a superfície inclinada (setas vermelhas).	86
4.10	Seção sísmica migrada.	87
4.11	Seção sísmica migrada interpretada e com poços amarrados.	88

Introdução

O método sísmico de reflexão constitui-se como um dos mais importantes métodos para prospecção de hidrocarboneto em bacias sedimentares. Com um custo relativamente baixo, é capaz de mapear estruturas e camadas geológicas em subsuperfície com elevado grau de precisão. Para se gerar a seção sísmica a ser interpretada, uma série de etapas devem ser seguidas, como a filtragem e atenuação dos ruídos coerentes e aleatórios, correção dos efeitos topográficos e de afastamento entre fonte e receptor, restituição da refletividade, e a migração, que leva os refletores à sua posição real.

Este trabalho propõe um fluxograma de processamento para uma linha sísmica do nordeste da bacia do Recôncavo e sua interpretação com o auxílio de amarração sísmica-poço. O objetivo é identificar o registro sedimentar da sequência *rift*. Para isto, usa-se como modelo de interpretação a estratigrafia de sequências aplicada a bacias *rift* desenvolvida por Prosser (1993), por ser uma abordagem atualizada numa bacia cujos estudos até então foram realizados predominantemente sob a ótica da estratigrafia dita tradicional.

A Bacia do Recôncavo se formou a partir da ruptura do supercontinente Gondwana, fenômeno responsável pela formação do oceano Atlântico sul. A bacia corresponde a um aulacógeno desse processo de rifteamento e seu registro sedimentar corresponde majoritariamente justamente ao estágio *rift*, sendo por esta razão pertinente a aplicação da técnica proposta.

O trabalho é justificável por ter a possibilidade de, com novas técnicas de processamento e interpretação que não existiam na época em que a aquisição foi realizada, compreender melhor a evolução tectônica e sedimentar da bacia ao ponto de identificar potenciais reservatórios de hidrocarboneto.

1

Bacia do Recôncavo

Este capítulo apresentará, de maneira sucinta, a deposição sedimentar na Bacia do Recôncavo e sua evolução tectônica. Posteriormente, serão mostradas algumas informações acerca da região da bacia que será estudada no presente trabalho.

1.1 Geologia Regional

A Bacia do Recôncavo está localizada no Estado da Bahia, região Nordeste do Brasil, e ocupa uma área de cerca de 11.500 km². É limitada pelo sistema de falhas da Barra, a sul; pelo sistema de falhas de Salvador, a leste; pelo Alto de Aporá, a norte e noroeste; e pela Falha de Maragogipe, a oeste. Compreende a porção sudeste do *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá.

Segundo Destro *et al.* (2003) o *rift* Recôncavo-Tucano-Jatobá é interpretado como um aulacógeno do Atlântico Sul. Sua origem está relacionada ao estiramento crustal que resultou na fragmentação do Supercontinente Gondwana entre o Jurássico Superior e o Cretáceo Inferior, culminando na formação do Oceano Atlântico.

Segundo Silva *et al.* (2007), a configuração estrutural da Bacia do Recôncavo é representada basicamente por um meio-*graben* com falha de borda a leste e orientação geral NE-SW. O mergulho regional de camadas para leste é condicionado por falhas normais planares com direção preferencial N30°E, enquanto zonas de transferência com orientação N40°W acomodaram taxas de extensão variáveis entre diferentes compartimentos da bacia ao longo de sua evolução.

Desenvolvido sobre o cráton do São Francisco, o embasamento da bacia é composto

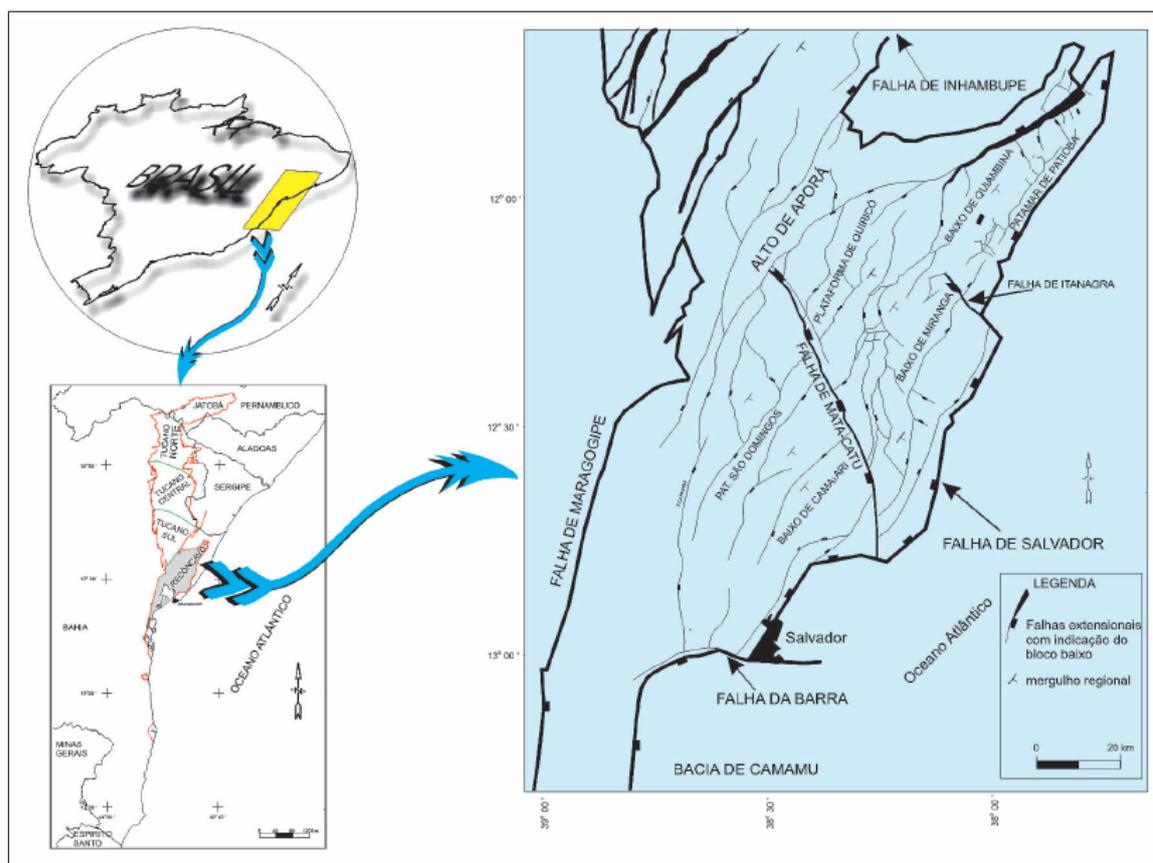


Figura 1.1: Localização da Bacia do Recôncavo. Fonte: Santos, 2005.

predominantemente por gnaisses granulíticos arqueanos do Bloco Serrinha, a oeste e norte; pelos cinturões Itabuna-Salvador-Curaçá, a oeste-sudeste; e Salvador-Esplanada, a leste-nordeste. Ao norte, ocorrem também rochas metassedimentares de idade neoproterozóica, relacionadas ao Grupo Estância (Silva *et al.*, 2007).

Segundo Magnavita (1993) e Silva *et al.* (2007), o preenchimento sedimentar da Bacia do Recôncavo pode ser dividido em quatro estágios distintos: sinéclise, pré-*rift*, *rift* e pós-*rift*. Ressalva-se o uso dos termos pré e pós-*rift* como uma simplificação, uma vez que, *sensu lato*, qualquer unidade mais velha ou mais nova que o rifteamento pode ser considerada pré ou pós-*rift*. No presente trabalho, no entanto, os termos são aplicados aos estratos formados indiretamente pelo processo de rifteamento.

A fase sinéclise, denominada Supersequência Paleozóica, ocorreu durante o Permiano sob paleoclima árido e contexto de bacia intracratônica. A deposição nesta fase ilustra uma tendência geral regressiva, com transição de sedimentação marinha rasa a lacustre, representada, respectivamente, pelos Membros Pedrão e Cazumba da Formação Afligidos (Silva *et al.*, 2007).

A Supersequência Pré-*rift* (ou fase pré-*rift*) está inserida num estágio inicial de flexura da crosta, em resposta aos esforços distensionais ocorridos durante o Jurássico e o Cretáceo. A deposição sedimentar nesta fase é representada por três grandes ciclos flúvio-eólicos representados, da base para o topo, pelo Membro Boipeba da Formação Aliança e pelas formações Sergi e Água Grande. Esses ciclos são separados por transgressões lacustres de caráter regional, sendo relacionadas aos sedimentos pelíticos do Membro Capianga da Formação Aliança e à Formação Itaparica. (Silva *et al.*, 2007).

Segundo Caixeta *et al.* (1994) e Magnavita (1996) *apud* Silva *et al.* (2007), o início da fase *rift* (ou Supersequência *Rift*) marca não apenas o início do aumento da taxa de subsidência devido às rupturas na crosta por forças tectônicas distensivas como também uma mudança climática de árido para úmido. O aumento da taxa de subsidência somado à umidificação climática promoveu uma transgressão regional lacustre sobreposta aos fácies flúvio-eólicos da Formação Água Grande.

Segundo Magnavita (1993) e Silva *et al.* (2007), o início da fase *rift* não deve ser atribuído ao aparecimento dos leques conglomeráticos sin-tectônicos da falha de borda (Formação Salvador), uma vez que esses depósitos indicam apenas a existência de elevação topográfica. O início da fase *rift* deve ter precedido a primeira entrada conglomerática, pois uma fase inicial de subsidência é necessária para criar espaço de acomodação para esses sedimentos. Desta forma, o início do estágio *rift* é atribuído à base do Membro Tauá da Formação Candeias, composto por folhelhos lacustres depositados durante a subsidência sofrida pela bacia por esforços tectônicos distensivos.

A defasagem entre o primeiro registro de conglomerados de falha de borda e o início da fase *rift* é considerada compatível com o tempo necessário para o soerguimento do *footwall* e sua posterior erosão para constituição dos leques aluviais (Silva *et al.*, 2007).

O início do *rift* ocorreu há aproximadamente 144 Ma, durante o Berriasiano; já a deposição sedimentar da fase *rift* durou 22 Ma, desde o início do Barriasiano ao final do Barremiano. O arcabouço estrutural da Bacia do Recôncavo foi determinado durante esse período (Magnavita, 1993).

Durante uma fase inicial de bacia faminta, foram depositados folhelhos lacustres e turbiditos do Membro Gomo (Formação Candeias). Esta deposição ocorreu inicialmente em lago restrito, o qual foi posteriormente ampliado durante a deposição da Formação Maracangalha (Membros Pitanga e Caruaçu) devido à intensa atividade tectônica (Magnavita, 1993).

Uma atenuação da atividade tectônica com conseqüente diminuição na taxa de subsidência (indicado pela presença de carbonatos oncolíticos no topo da Formação Maracangalha)

permitiu que deltas progradassem através das plataformas existentes ao longo das margens flexurais, preenchendo os depocentros com arenitos deltaicos das Formações Marfim e Pojuca. O peso exercido por esses pacotes de arenito aliado a fisiografia da bacia como um meio-*graben* promoveram a pressurização dos folhelhos da Formação Maracangalha resultando em diápiros de folhelhos associados a falhas de crescimento (Magnavita, 1993).

Durante o Hauteriviano Superior e o Barremiano Inferior, uma queda no nível do lago tectonicamente induzida originou um canyon na porção oeste das bacias de Tucano Sul e Recôncavo (Bueno, 1987 *apud* Magnavita, 2005), sendo preenchido por arenitos deltaicos e folhelhos da Formação Taquipe (Netto e Oliveira, 1985 *apud* Magnavita *et al.*, 2005).

Os depósitos deltaicos foram sucedidos por sedimentos fluviais da Formação São Sebastião, depositados na fase final do processo de assoreamento da bacia. Esse sistema fluvial progradou de NNW para SSE a partir da Bacia de Tucano (Gama, Jr., 1970 *apud* Magnavita, 1993).

A fase pós-*rift* ou Supersequência Pós-*rift* representa um estágio da bacia já em um contexto de subsidência térmica, após a separação dos continentes e das fontes de calor. É composto por conglomerados aluviais e arenitos, além de ocasionais folhelhos e calcários da Formação Marizal (Brazil, 1947 *apud* Magnavita, 1993). Os estratos são sub-horizontais e se sobrepõem discordantemente aos estratos da fase *rift* (Da Silva, 1993 *apud* Silva *et al.*, 2007).

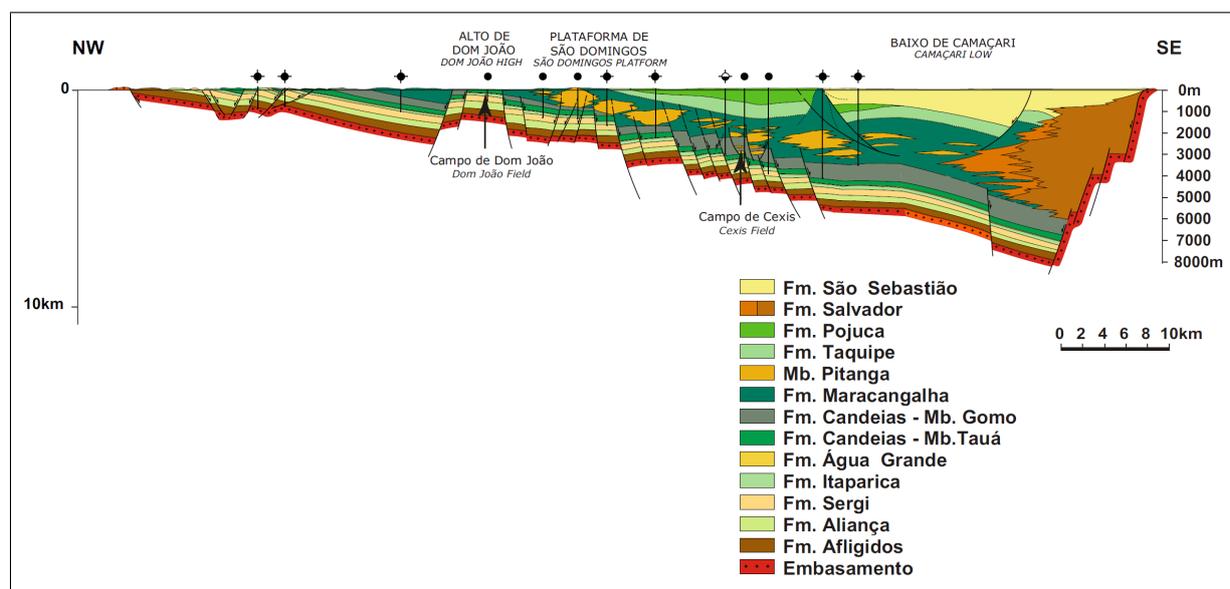


Figura 1.2: Seção geológica esquemática da Bacia do Recôncavo evidenciando geometria em meio-*graben* e falhamentos normais de alto ângulo. Fonte: Adaptado de Pentead, 1999.

Não relacionada ao processo de rifteamento, a Sequência do Neógeno completa o processo deposicional da bacia recobrimdo principalmente a porção nordeste e o embasamento cristalino da borda leste (Magnavita *et al.*, 2005 e Silva *et al.* 2007). Segundo Caixeta *et al.* (1994) e Silva *et al.* (2007), essa sequência engloba folhelhos cinza esverdeados e calcários impuros relacionados a uma transgressão marinha de idade miocênica (Formação Sabiá) e depósitos fluviais associados a leques aluviais pliocênicos da Formação Barreiras.

A evolução estratigráfica da bacia é ilustrada na carta estratigráfica (Figura 1.3).

1.2 Geologia local

A área de trabalho está localizada no limite nordeste da Bacia do Recôncavo e é limitada a oeste pela Falha de Tombador; a sul pelo Baixo de Alagoinhas; e a leste pela Falha de Salvador. Encontra-se no município de Esplanada e adjacências, nordeste do Estado da Bahia. Compreende uma área de aproximadamente 225 km² e engloba o Campo de Bela Vista, campo maduro de hidrocarboneto.

Segundo a ANP, o campo de Bela Vista possui uma área de 2,1 km² e sete poços perfurados. Produziu gás e principalmente petróleo leve de 28,4° API a partir das formações Candeias, Água Grande e Sergi, de 1984 a 1996.

Nos poços da área de trabalho afloram três unidades sedimentares: Grupo Santo Amaro, Grupo Ilhas e Formação Barreiras. O Grupo Santo Amaro reúne as formações Itaparica, Água Grande, Candeias e Maracangalha e é de idade Berriasiana a Eobarremiana. O Grupo Ilhas é de idade Valanginiana a Aptiana e inclui os depósitos deltaicos das formações Marfim e Pojuca. A Formação Barreiras é do Plioceno e consiste de arenitos grossos fluviais e recobre a maior parte da área de trabalho.

Como material de trabalho, tem-se uma linha sísmica pré-*stack* com direção NW-SE (Linha 0026-1205) e dois poços perfilados (1-MLL-0002 e 1-BGR-0001), o primeiro em sua extremidade e o segundo próximo ao centro da linha.

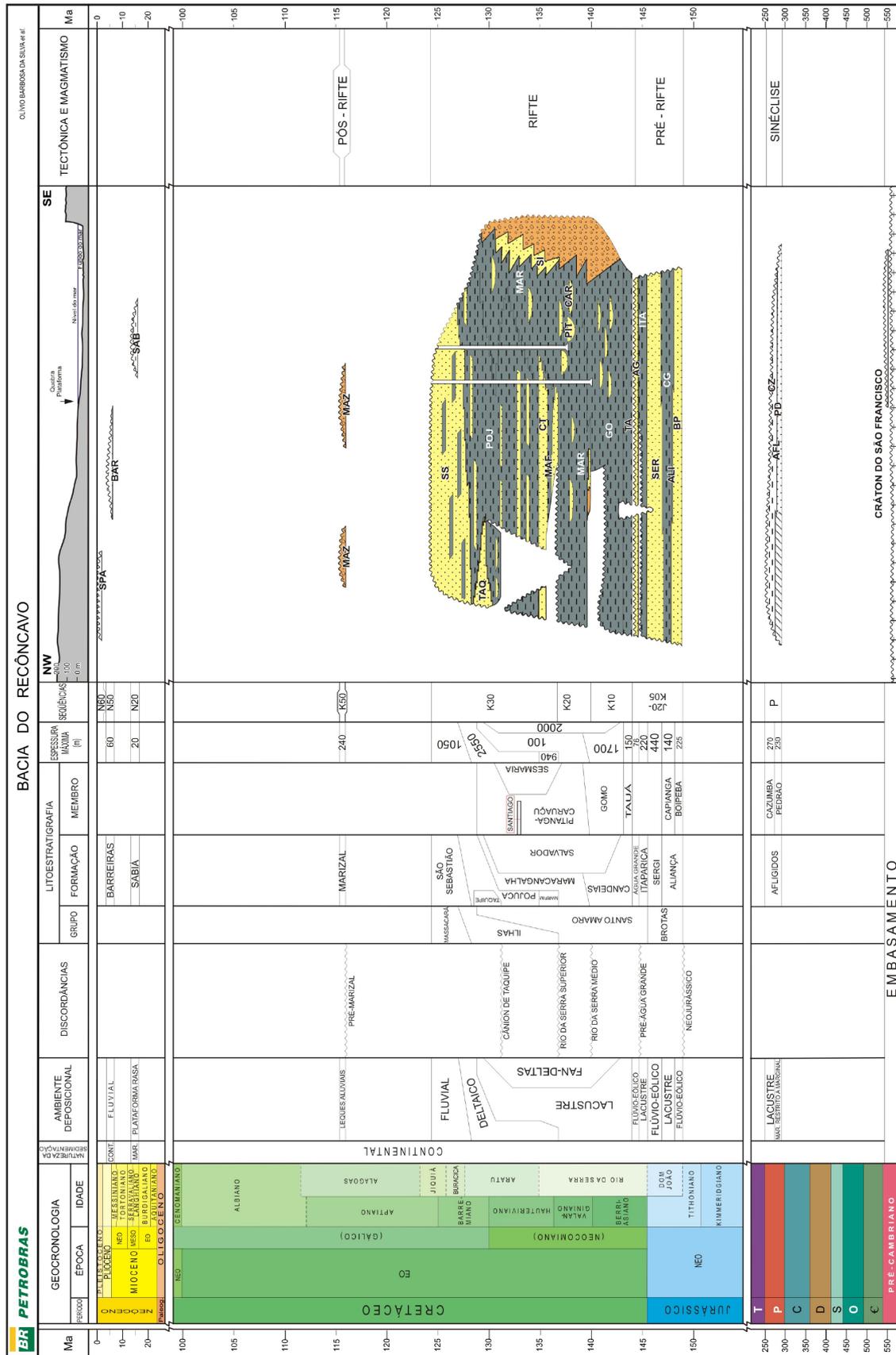


Figura 1.3: Carta estratigráfica da Bacia do Recôncavo. Fonte: Adaptado de Silva et al., 2007.

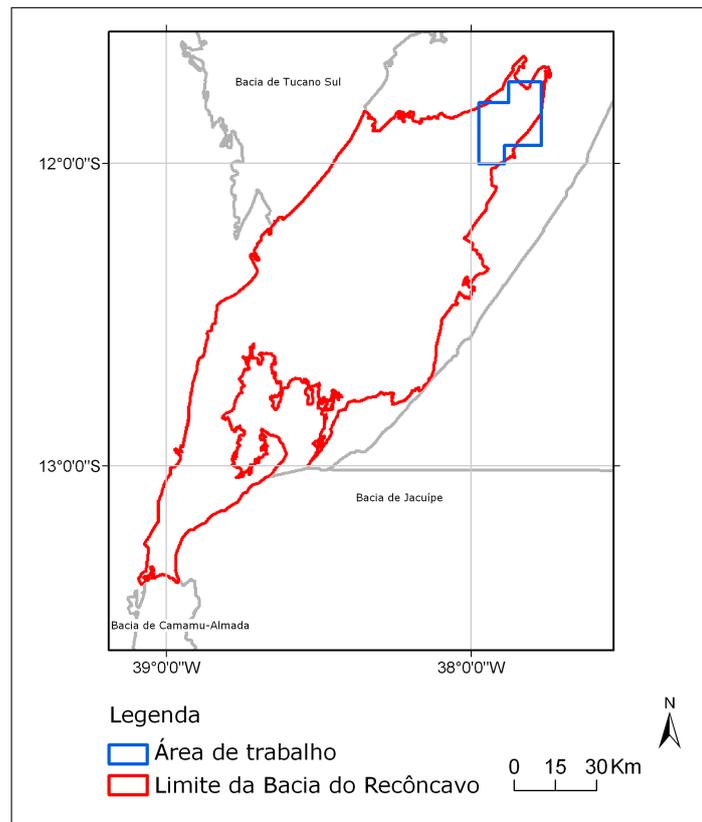


Figura 1.4: Localização da área de trabalho.

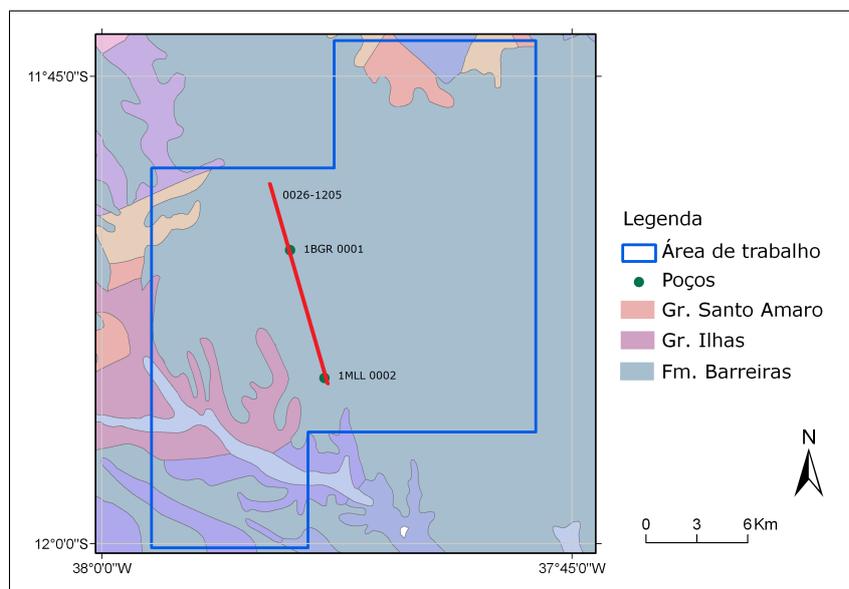


Figura 1.5: Mapa geológico de superfície da área de trabalho e a localização dos poços analisados.

2

Estratigrafia de sequências

A estratigrafia de sequências é uma ferramenta da estratigrafia que permite compreender como as unidades estratigráficas, fácies e elementos deposicionais se relacionam entre si no tempo e no espaço dentro de uma bacia sedimentar. A ferramenta analisa a resposta sedimentar às variações do nível de base através dos padrões de empilhamento consequentes da relação entre taxa de acomodação e aporte sedimentar. É considerada a maior revolução recente na estratigrafia e na sedimentologia e é amplamente aplicada na indústria petrolífera por ser capaz de prever novos *leads* exploratórios (Catuneanu, 2006).

A acomodação é o volume disponível para o sedimento preencher, sendo limitada no topo pelo nível de base e na base pela superfície deposicional (Jervey, 1988 *apud* Catuneanu, 2006). A acomodação está disponível tanto em ambientes marinhos como nos ambientes não-marinhos (fluvial, lacustre, costeiros) e é resultado do efeito combinado do clima, tectonismo e, principalmente, eustasia dentro da bacia.

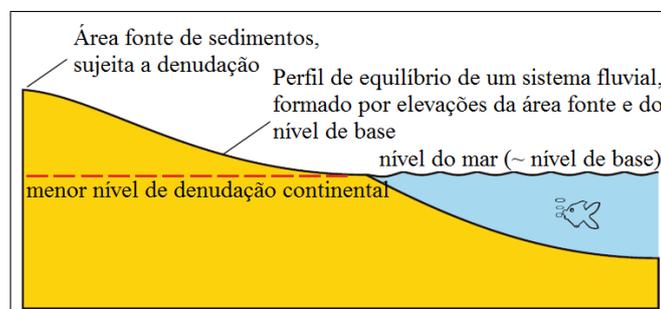


Figura 2.1: Conceito de nível de base, definido como a superfície acima do qual prevalecem processos erosivos e abaixo do qual prevalece a deposição sedimentar. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.

O nível de base é definido como uma superfície dinâmica, subindo e descendo ao longo do tempo em paralelo com subidas e quedas eustáticas, podendo ser considerado aproximadamente o nível do mar em casos de entrada marinha na bacia (Jervey, 1988 e Schumm, 1993 *apud* Catuneanu, 2006). O nível de base é a superfície acima do qual prevalecem os processos erosivos e abaixo do qual prevalece a deposição sedimentar (Figura 2.1) (Catuneanu, 2006). Por se tratar de uma superfície dinâmica, movimentos de subida e descida com velocidades diferentes acarretam em taxas de acomodação diferentes.

O aporte sedimentar se refere ao fluxo e ao tamanho do sedimento fornecido da área-fonte para dentro da bacia pelos diversos agentes transportadores (gravidade, água e vento). O aporte sedimentar é produto do clima e do tectonismo. Um clima mais úmido aumenta a quantidade do fornecimento de sedimentos a partir do aumento da desagregação e da erosão. O clima mais úmido aumenta também a capacidade de transportar esses sedimentos através das condições promovidas pelo clima (como uma descarga mais forte em um rio pela maior presença de água). O tectonismo aumenta o aporte sedimentar através do soerguimento da área fonte e aumenta a capacidade de transportá-lo através da acentuação do declive pelo movimento tectônico (Catuneanu, 2006).

A relação entre taxa de acomodação (através das variações relativas do nível de base) e aporte sedimentar determina a trajetória da linha de costa, isto é, se a linha de costa sofrerá transgressão, regressão forçada ou regressão normal (Figura 2.2). A definição desses movimentos da linha de costa é dado por:

- Transgressão é definida como a migração da linha de costa no sentido do continente e ocorre quando a taxa de acomodação é maior que o aporte sedimentar. Isso resulta num padrão de empilhamento retrogradacional, que é uma tendência deposicional diagnóstica para transgressões e compreende fácies distais sobrepostos a fácies proximais (Catuneanu, 2006).
- Regressão forçada ocorre durante estágios de queda do nível de base, quando a linha de costa é forçada a regressar (migrar no sentido do oceano) pela queda do nível de base independente do aporte sedimentar, e resulta num padrão de empilhamento progradacional, que é uma tendência deposicional diagnóstica para regressões e que compreende fácies proximais sobrepostos a fácies distais (Catuneanu, 2006).
- Regressão normal ocorre durante as fases inicial e final da subida do nível de base, quando o aporte sedimentar é maior ou igual à baixa taxa de subida do nível de base. A acomodação recém-criada é totalmente preenchida pelo aporte sedimentar e o excesso de sedimento provoca a migração da linha de costa no sentido do oceano. Dessa forma,

ocorre padrão de empilhamento progradacional dos sedimentos. Durante a regressão normal, num breve momento em que a taxa de subida do nível de base é igual ao aporte sedimentar observa-se padrão de empilhamento agradacional, sem movimento da linha de costa (Catuneanu, 2006).

A principal unidade da estratigrafia de seqüências é a seqüência deposicional, definida como uma unidade estratigráfica limitada na base e no topo por discordância subaérea na margem da bacia e por sua conformidade correlativa no centro da bacia (Payton, 1977 e Wilgus *et al.*, 1988 *apud* Catuneanu, 2006). A seqüência deposicional compreende um ciclo completo de queda e subida relativa do nível de base (Figura 2.3).

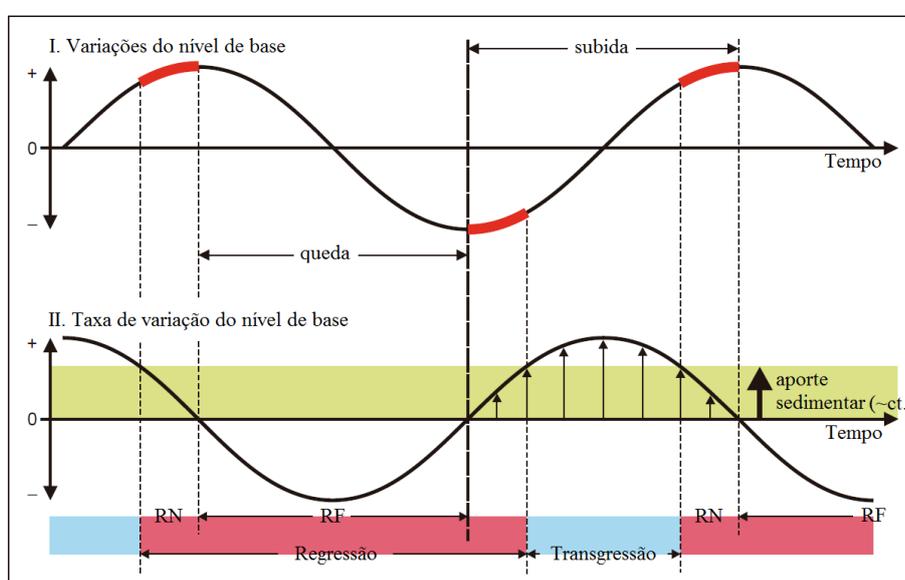


Figura 2.2: Conceitos de transgressão, regressão forçada (RF) e regressão normal (RN) definidos pela interação entre taxa de variação do nível de base e aporte sedimentar. A parte superior da figura mostra a variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo. A parte inferior da figura mostra a taxa de variação da magnitude do nível de base ao longo do tempo e a sua relação com o aporte sedimentar, considerado aproximadamente constante. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.

Posamentier e Vail (1988) *apud* Catuneanu (2006) subdividiram a seqüência deposicional em quatro tratos de sistemas. Segundo Catuneanu (2006), trato de sistemas é definido como um pacote de estratos associado a um padrão de empilhamento específico e, conseqüentemente, associado também a uma trajetória da linha de costa. De maneira complementar, Brown e Fisher (1977) *apud* Catuneanu (2006) definem trato de sistemas como um conjunto de sistemas deposicionais contemporâneos que subdivide a seqüência deposicional; e Mitchum e Van Wagoner (1990) *apud* Prosser (1993) definem trato de sistemas como sendo depositado

durante uma fase ou porção específica do ciclo completo de queda e subida relativa do nível de base, sendo este movimento relativo de origem eustática ou tectônica.

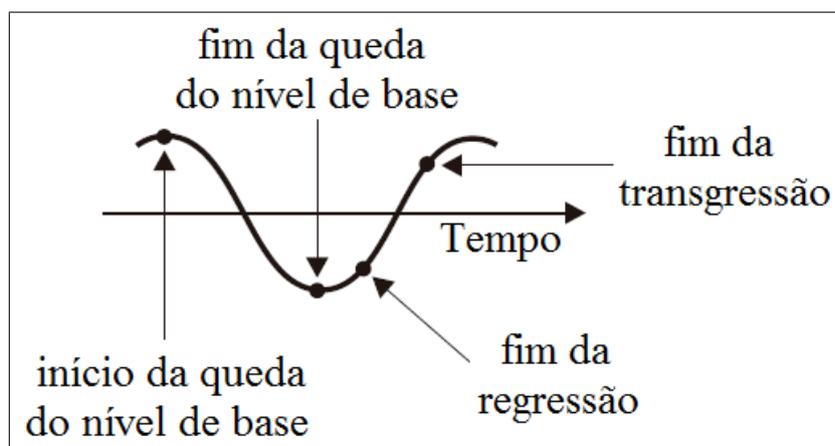


Figura 2.3: Ciclo completo de queda e subida do nível de base evidenciando os pontos que delimitam os eventos de movimento da linha de costa. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.

Diversos autores propuseram variações do modelo original de sequência deposicional, todos eles diferindo entre si, basicamente, na posição da superfície limítrofe da sequência (Catuneanu, 2006). Este trabalho segue o modelo de Posamentier e Vail (1988) *apud* Catuneanu (2006), no qual a superfície limítrofe da sequência deposicional está posicionada no início da queda do nível de base. A sequência deposicional é subdividida, dessa forma, em: trato de sistemas de nível alto (TSNA), trato de sistemas de regressão forçada (TSRF), trato de sistemas de nível baixo (TSNB) e trato de sistemas transgressivo (TST) (Figura 2.4).

- Trato de sistemas de nível alto (TSNA)

É formado durante o estágio tardio de subida do nível de base, à medida que a taxa de acomodação desacelera. Numa fase inicial em que a subida do nível de base é relativamente rápida, a taxa de acomodação é igual ao aporte sedimentar, resultando num padrão de empilhamento agradacional. Numa fase mais tardia e significativa do TSNA, a subida do nível de base é lenta, ou seja, o aporte sedimentar é maior que a taxa de acomodação, resultando num padrão de empilhamento progradacional e gerando uma regressão normal da linha de costa (Catuneanu, 2006).

O trato de sistemas de nível alto é limitado na base pela superfície de inundação máxima (ou superfície de transgressão máxima, STM) e limitado no topo por um conjunto de superfícies que inclui uma porção de discordância subaérea, a superfície basal de regressão forçada e a porção mais velha da superfície regressiva de erosão marinha (Catuneanu, 2006).

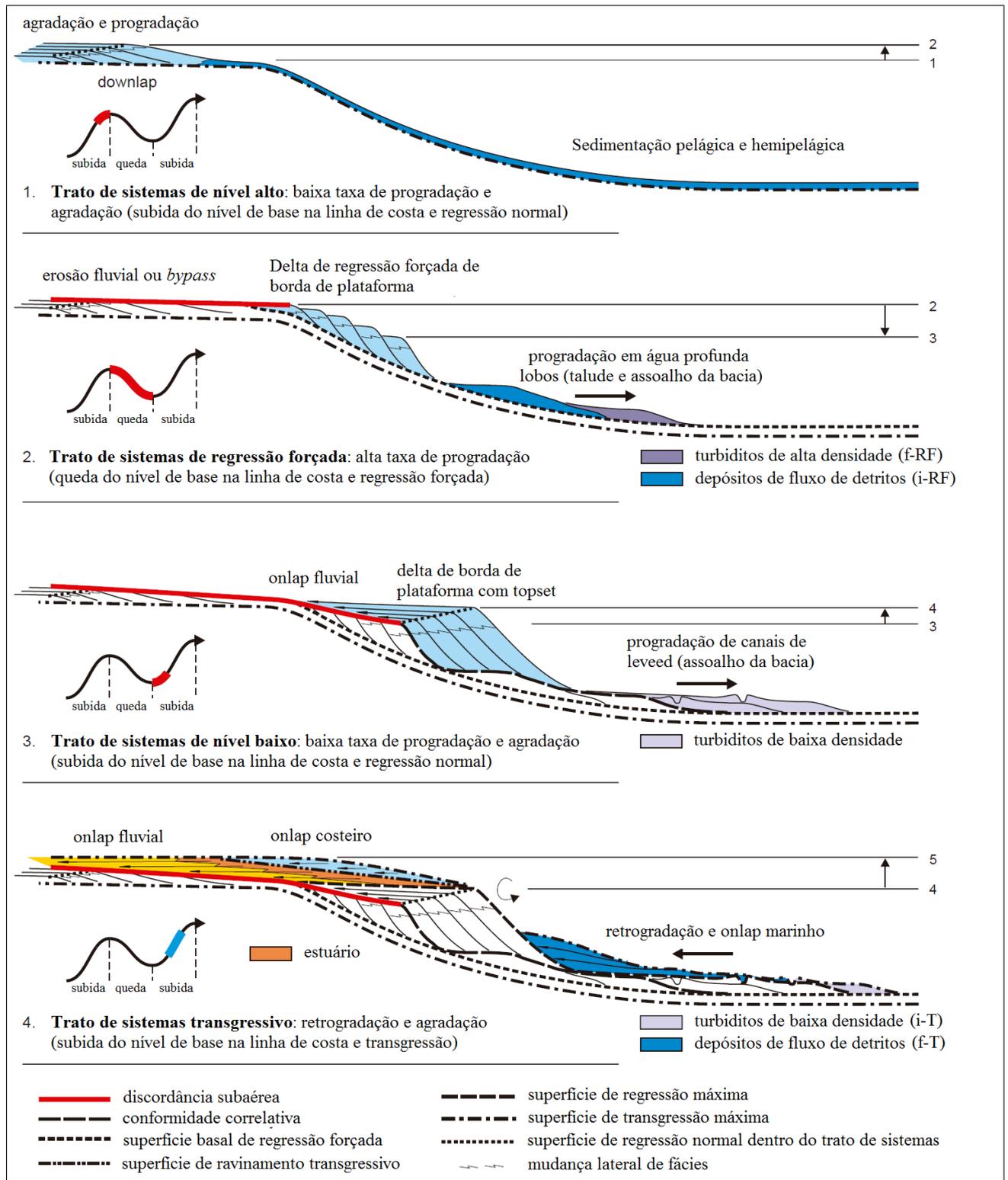


Figura 2.4: Arquitetura regional dos sistemas deposicionais, tratos de sistemas e superfícies estratigráficas. Abreviações: i-RF, início da regressão forçada; f-RF, final da regressão forçada; i-T, início da transgressão; f-T, final da transgressão. Fonte: Adaptado de Catuneanu, 2006.

- Trato de sistemas de regressão forçada (TSRF)

Inclui todos os estratos acumulados na bacia sedimentar durante uma regressão forçada da linha de costa. Esses depósitos consistem basicamente de fácies de águas rasa e profunda acumulados ao mesmo tempo da formação da discordância subaérea na porção não-marinha da bacia (Catuneanu, 2006).

O trato de sistemas de regressão forçada é limitado na base pela superfície basal de regressão forçada e pela porção mais velha da superfície regressiva de erosão marinha. É limitado no topo por um conjunto de superfícies que inclui discordância subaérea, sua conformidade correlativa e pela porção mais nova da superfície regressiva de erosão marinha (Catuneanu, 2006).

- Trato de sistemas de nível baixo (TSNB)

É formado durante o estágio inicial de subida do nível de base. Inicialmente, a subida do nível de base é lenta, isto é, o aporte sedimentar é maior que a taxa de acomodação, resultando em padrão de empilhamento progracional e gerando uma regressão normal da linha de costa. Num estágio mais avançado, a subida do nível de base se torna mais rápida e a taxa de acomodação se iguala ao aporte sedimentar, gerando padrão de empilhamento agradacional (Catuneanu, 2006).

O trato de sistemas de nível baixo é limitado na base pela discordância subaérea e sua conformidade correlativa marinha e no topo pela superfície de regressão máxima (Catuneanu, 2006).

- Trato de sistemas transgressivo (TST)

É formado durante o estágio de subida do nível de base em que a taxa de acomodação ultrapassa o aporte sedimentar. É reconhecido por padrão de empilhamento retrogradacional e gera uma transgressão da linha de costa (Catuneanu, 2006). O trato de sistemas transgressivo é limitado na base pela superfície de regressão máxima e no topo pela superfície de transgressão máxima (STM) (Catuneanu, 2006).

2.1 Estratigrafia de sequências aplicada a bacias rift

A estratigrafia de sequências proposta por Posamentier e Vail (1988) *apud* Prosser (1993) foi desenvolvida para a análise de bacias de margem passiva, onde a subsidência tectônica ocorre numa escala de tempo muito maior que as variações do nível do mar eustático (Watts, 1989 *apud* Prosser, 1993). O componente tectônico da subsidência é considerado nesses casos linear e quantificável no cálculo de sua contribuição para as variações do nível de base

(Posamentier e Vail, 1988 *apud* Prosser, 1993). Assim, a eustasia controla predominantemente o desenvolvimento dos tratos de sistemas em bacias de margem passiva (Prosser, 1993).

A partir da década de noventa do século passado, a estratigrafia de sequências já se encontrava estabelecida e diversas adaptações foram criadas no intuito de promover uma compreensão mais completa do preenchimento sedimentar de bacias de outras naturezas. De fato, os principais mentores dessa ferramenta já alertavam para suas limitações e para a necessidade de adaptações. Neste contexto, destaca-se a contribuição de Prosser (1993), aplicando a estratigrafia de sequência a bacias *rift* a partir de análise de linhas sísmicas da bacia de Magnus e do meio-*graben* do Mar de Barents (Küchle e Scherer, 2010).

Segundo Prosser (1993), a distribuição espacial e a evolução temporal dos sistemas deposicionais em bacias limitadas por falhas normais ativas (bacias *rift*) são influenciadas predominantemente pelo tectonismo e, em menor importância, pelo clima. As variações eustáticas não contribuem para a deposição nessas bacias. O movimento das falhas e o estágio de desenvolvimento da bacia controlam o potencial para erosão, através da destruição do espaço, e deposição, através da criação de espaço.

Segundo Küchle *et al.* (2007), a evolução do *rift* ocorre através de um evento considerado instantâneo no tempo geológico, denominado pulso tectônico. A partir dessa conclusão são observados dois fatores intrínsecos à bacia *rift*. O primeiro se refere à contemporaneidade entre o potencial para erosão e deposição, uma vez que o pulso tectônico atuante num *rift* com geometria de meio-*graben* gera soerguimento do *footwall* (favorecendo a destruição de espaço) ao passo que gera subsidência no *hangingwall* (criando espaço de acomodação, que possibilita a deposição). Esse fenômeno é possível uma vez que o pulso tectônico acontece por rotação de bloco. O segundo fator se refere ao atraso do aporte sedimentar referente ao pulso tectônico gerador, uma vez que apesar do pulso tectônico ser instantâneo no tempo geológico, é necessário um intervalo de tempo maior para haver erosão, transporte e deposição desses sedimentos, ainda que o espaço de acomodação tenha sido gerado instantaneamente ao pulso tectônico (Figura 2.5).

Segundo Prosser (1993), quatro estágios distintos da evolução do *rift* podem ser reconhecidos, cada um com sistemas deposicionais característicos e expressões sísmicas distintas: início de *rift* (estágio S2), clímax de *rift* (estágio S3), final imediato de *rift* (estágio S4) e final tardio de *rift* (estágio S5). A cada estágio foi atribuído um trato de sistemas, sendo estes não controlados pela eustasia, mas pela tectônica uma vez que esta controla predominantemente as variações do nível de base. Por esse motivo uma nova nomenclatura foi dada sem, no entanto, deixar de obedecer à definição de trato de sistemas de Mitchum e Van Wagoner (1990) (Prosser, 1993). Foram definidos, então: trato de sistemas tectônico

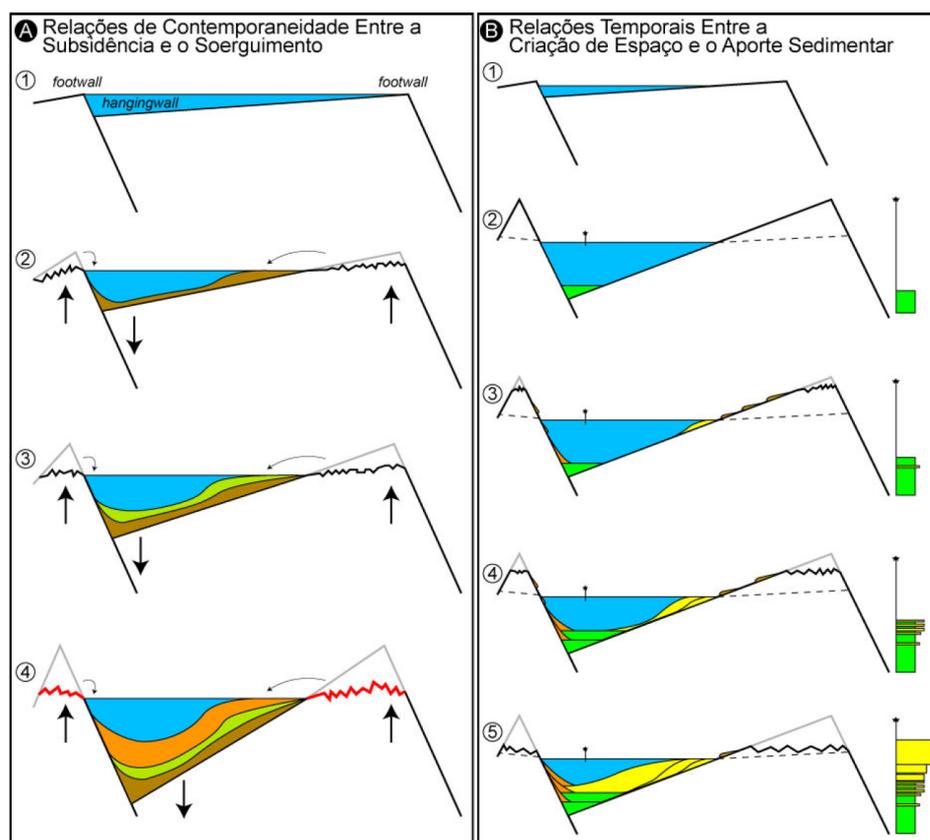


Figura 2.5: A) Modelo evolutivo de uma bacia *rift* evidenciando a contemporaneidade entre soerguimento no *footwall* e subsidência no *hangingwall* relacionados a um pulso tectônico. B) Modelo evolutivo de uma bacia *rift* evidenciando o atraso do aporte sedimentar relacionado a um pulso tectônico, ainda que o espaço de acomodação tenha sido criado instantaneamente ao pulso. Fonte: Küchle *et al.*, 2007.

de início de *rift*, trato de sistemas tectônico de clímax de *rift*, trato de sistemas tectônico de final imediato de *rift* e trato de sistemas tectônico de final tardio de *rift*.

A partir das especificações de Prosser (1993), Küchle *et al.* (2007) e Holz (2012) propuseram uma nomenclatura semelhante, as quais são usadas no presente trabalho: trato de sistemas tectônico de início de *rift* (TSTIR), trato de sistemas tectônico de clímax de *rift* (TSTCR) e trato de sistemas tectônico de final de *rift* (TSTFR).

- Trato de sistemas tectônico de início de *rift* (TSTIR)

Corresponde ao estágio S2. Durante esta fase surgem os primeiros movimentos da bacia (crescimento individual das falhas), sem que haja, no entanto, a geometria de meio-*graben* próprio de uma bacia *rift*. O movimento discreto e inicial das falhas forma pequenas bacias inseridas em contexto subáereo. Já o suprimento de água é suficiente para manter rios perenes axiais à bacia e o aporte sedimentar é igual ou ultrapassa a

subsidência. Dessa forma, a deposição sedimentar é preferencialmente longitudinal e é observado um padrão agradacional a progradacional.

A expressão sísmica neste estágio engloba uma geometria geral em cunha, estando a parte menos espessa na porção mais elevada do *hangingwall*. Os refletores internos são geralmente descontínuos, sugerindo a existência de canais longitudinais. Cada camada componente da cunha é sobreposta à outra (Figura 2.6). É possível mapear superfícies *downlap* evidenciando progradações em situações em que o aporte sedimentar se sobrepôs à subsidência. (Prosser, 1993).

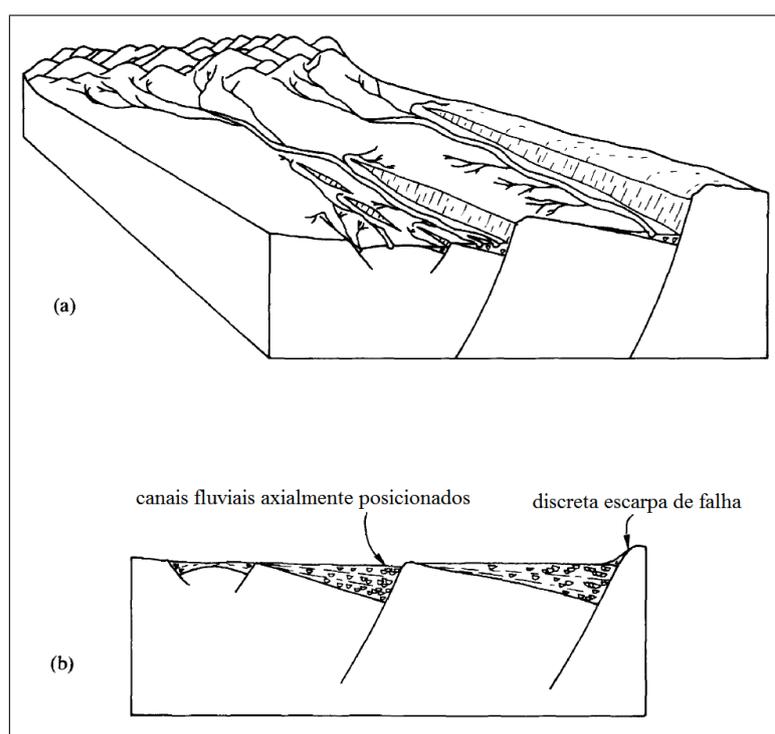


Figura 2.6: Trato de sistemas tectônico de início de *rift* (TSTIR): a) bloco diagrama evidenciando uma bacia subaérea alimentada por rios axiais. Notar o movimento discreto das falhas. b) seção geológica esquemática evidenciando as deposições lacustre e fluvial e a sobreposição das camadas depositadas. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993.

- Trato de sistemas tectônico de clímax de *rift* (TSTCR)

Corresponde ao estágio S3. Neste estágio a subsidência ultrapassa o aporte sedimentar; a ação tectônica atinge seu ápice e o falhamento individual das falhas característico do estágio S2 evolui tornando as bacias pequenas anteriores em apenas uma grande bacia com geometria de meio-*graben*; e aparecem os leques conglomeráticos de falha de borda.

Numa etapa inicial de bacia faminta, é possível haver agradação no *footwall* e progra-

dação no *hangingwall* referente à existência de deltas, turbiditos e leques num golfo ou lago. No entanto, esta etapa inicial tem baixo poder de preservação uma vez que um caráter subaéreo inicial favorece a erosão no *hangingwall*. O começo do segundo estágio está associado ao início da transgressão no *hangingwall* com afogamento dos antigos depósitos sedimentares. Isso é expresso como retrogradações no *hangingwall*. As escarpas das falhas de borda são erodidas e depositadas como leques aluviais conglomeráticos agradantes a progradantes no *footwall* (Figura 2.7). A bacia se encontra cada vez mais em ambiente subaquoso no *hangingwall* com decantação de lama lacustre concomitante a deposições turbidíticas. Numa última etapa, o aporte sedimentar ainda é baixo e a bacia se encontra em contexto predominantemente subaquoso. Dessa forma a bacia é completamente coberta por sedimentos finos lacustres de espessura relativamente uniforme (Figura 2.7). Vale ressaltar que o contexto subaéreo ou subaquoso no qual a bacia pode estar inserida não é regra; varia de bacia para bacia.

A expressão sísmica na primeira etapa do S3 distingue-se do S2 por uma superfície *downlap* associada à agradação no *footwall* e à progradação no *hangingwall*. Já a segunda etapa é marcada por refletores caóticos no *footwall* associado aos leques conglomeráticos, retrogradação no *hangingwall* e por refletores divergentes nas porções mais centrais da bacia associados aos pulsos tectônicos. A última etapa é marcada por um refletor contínuo em toda a bacia e pouca ou nenhuma divergência (Figura 2.8) (Prosser, 1993).

- Trato de sistemas tectônico de final de *rift* (TSTFR)

Compreende o estágio S4. O fim da atividade tectônica tem duas implicações: cessam os pulsos tectônicos e subsidência diferencial ao longo do plano de falha; taxa de subsidência regional cai, mas subsidência continua, nesse estágio, por efeitos de resfriamento termal. O aporte sedimentar supera a subsidência, evidenciado por um padrão progradacional no *hangingwall*. Por outro lado, na falha de borda, nota-se uma agradação a retrogradação dos leques aluviais conglomeráticos (Figura 2.9).

A expressão sísmica deste estágio pode mostrar *downlap* no *hangingwall* e *onlap* no *footwall* e região central da bacia. Este estágio marca o fim das divergências de refletores. Os refletores podem mostrar tanto agradação preenchendo a depressão como uma maior proporção de progradação (Prosser, 1993).

Durante o estágio S5 a topografia diferencial resultante do movimento das falhas tende a ser horizontalizada pela erosão, já que durante este estágio as falhas não se movimentam e a subsidência térmica é pouco atuante se comparado ao estágio S4 (Prosser, 1993). Este estágio (S5) não é considerado por Küchle *et al.* (2007), Holz (2012) e pelo

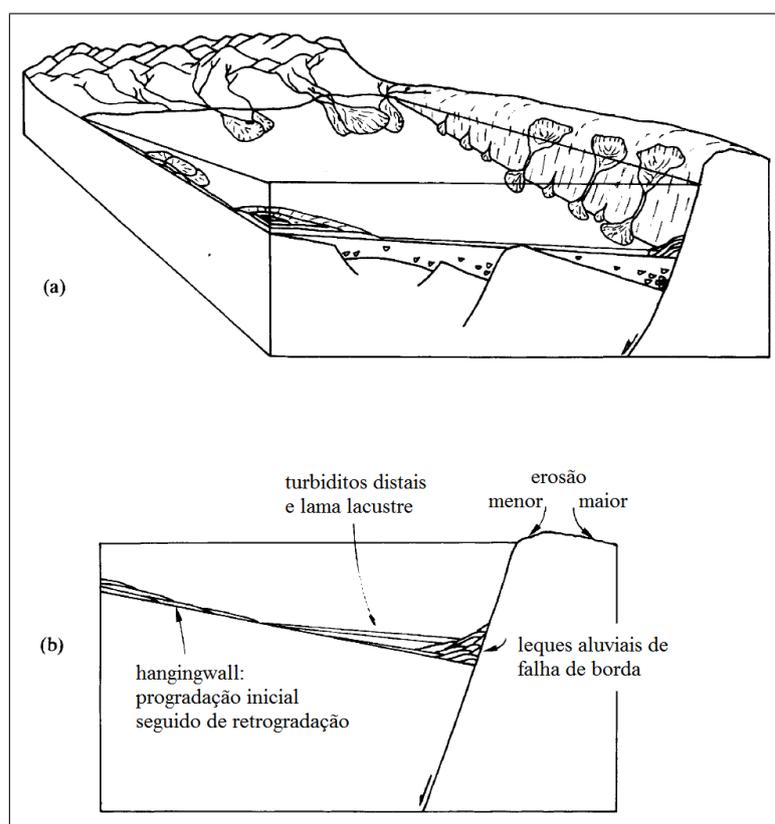


Figura 2.7: Trato de sistemas tectônico de clímax de *rift* (TSTCR), em etapa intermediária: a) bloco diagrama evidenciando arquitetura em meio-*graben* mais evoluída que no estágio S2, presença dos leques aluviais de falha de borda e considerável aumento do espaço de acomodação. b) seção geológica esquemática evidenciando inicial progradação no *hangingwall* seguida de retrogradação, lama e turbiditos lacustres na porção mais central da bacia e agradação a progradação dos leques aluviais de falha de borda. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993.

presente trabalho, uma vez que durante esse estágio a bacia tende a registrar eventos de outras origens, pois o tectonismo já não é atuante.

Os estratos depositados anteriormente ao processo de rifteamento estão separados do TSTIR por uma discordância angular devido ao basculamento desses estratos pré-*rift* (discordância *sin-rift*). O TSTIR está delimitado no seu topo por uma superfície *downlap* (superfície de início de clímax de *rift*). A superfície de rifteamento máximo (SRM), análogo da superfície de transgressão máxima (STM) das bacias de margem passiva, limita o TSTCR no seu topo, separando-o do TSTFR. Já a discordância pós-*rift* separa o TSTFR dos estratos pós-*rift* (Holz, 2012).

É importante salientar que as considerações e conclusões acerca da evolução deposicional de bacias *rift* propostas por Prosser (1993) não constituem uma regra. Diversos

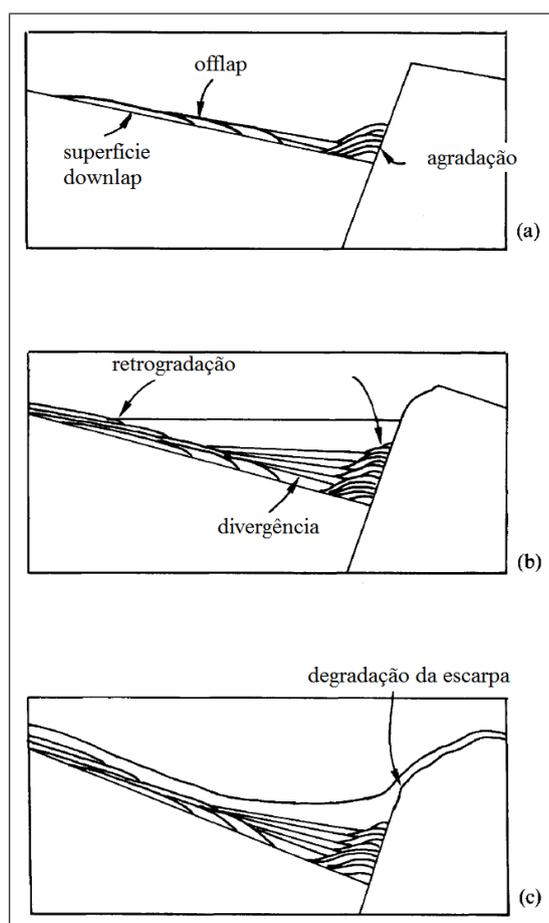


Figura 2.8: Uma possível configuração de refletores nas etapas inicial (a), intermediária (b) e final (c) do trato de sistemas tectônico de clímax de *rift* (TSTCR). a) agradção no *footwall* e progradação no *hangingwall*. b) retrogradação no *hangingwall*, refletores divergentes em porções mais centrais e agradção a progradação no *footwall*. c) cobertura argilosa de espessura relativamente constante. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993.

fatores tais como clima, composição das rochas da área-fonte, aporte sedimentar e até eustasia podem modificar os padrões de empilhamento, a existência de sistemas deposicionais e o aspecto geral dos tratos de sistemas tectônicos.

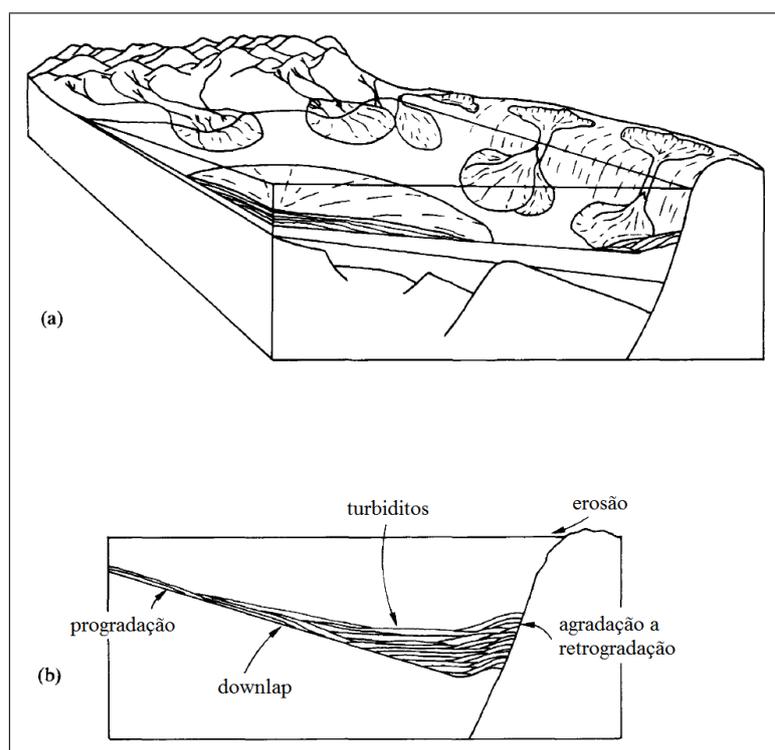


Figura 2.9: Trato de sistemas tectônicos de final de *rift*: a) bloco diagrama evidenciando escarpa de falha degradada pela erosão e pelo término dos pulsos tectônicos. b) seção geológica esquemática evidenciando *downlap* no *hangingwall* e *onlap* no *footwall* e na porção central da bacia. Fonte: Adaptado de Prosser, 1993.

3

Processamento sísmico e seus resultados

Nesta seção serão mostradas e explicadas de forma objetiva as etapas básicas de processamento às quais um dado sísmico pode ser submetido. Existem inúmeras maneiras possíveis de se processar um dado sísmico, isto é, existem diferentes fluxogramas de processamento que usam, para cada etapa, técnicas diversas com o intuito de se chegar a uma seção migrada que traga uma boa resolução.

O processamento sísmico pode ser dividido em duas fases: pré-processamento e processamento avançado. O pré-processamento consiste basicamente em um tratamento inicial ao dado bruto que o prepara para o processamento avançado, que é a fase mais sofisticada, que aumenta a razão-sinal ruído e culmina na seção empilhada ou, como no caso do presente trabalho, na seção migrada.

As subseções abaixo explicam a teoria por trás das etapas do processamento e seguem o fluxograma adotado no processamento do dado sísmico do presente trabalho (Figura 3.1). Os resultados obtidos em cada etapa também serão mostrados.

Foram usados no presente trabalho dois *softwares* de processamento: *Seismic Unix*, *software* gratuito mantido pela *Center for Wave Phenomena* (CWP) da *Colorado School of Mines*, e *SeisSpace*, *software* desenvolvido pela empresa *Halliburton*. O *SeisSpace* foi o principal *software* usado no processamento da linha devido às suas facilidades operacionais, enquanto o *Seismic Unix* foi necessário para rodar programas desenvolvidos em linguagem *fortran*.

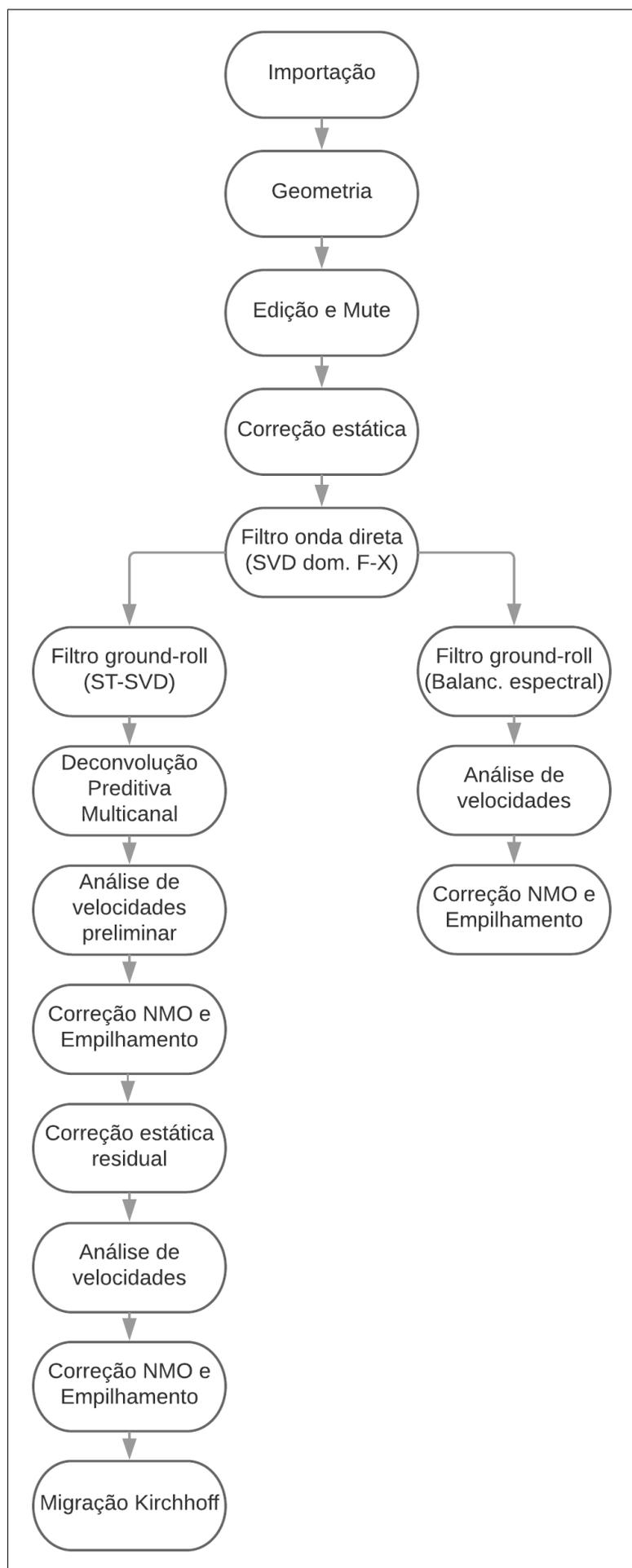


Figura 3.1: Fluxograma simplificado de processamento adotado no presente trabalho.

3.1 Pré-processamento

Como dito anteriormente, nesta fase é realizado um tratamento inicial ao dado sísmico bruto.

3.1.1 Importação

Nesta etapa inicial, é realizada a conversão do arquivo original do dado sísmico registrado em campo para um formato compatível com o *software* de processamento. Os dados sísmicos são gravados em um formato padronizado pela *Society of Exploration Geophysicists* (SEG).

Já convertido para um formato compatível com o *software*, devemos ler o relatório de campo para compreender como foi realizada a aquisição do dado sísmico. A Tabela 3.1 mostra os parâmetros de aquisição da linha sísmica utilizada. Ressalta-se que o arranjo adotado se inicia como *end-on* com a fonte à esquerda, segue para um *split-spread* assimétrico aumentando a cada registro um receptor à esquerda até se tornar *end-on* com fonte à direita.

Bacia	Recôncavo
Linha	0026-1205
Extensão	13,15 km
Número de registros	511
Número de estações	527
Tempo de registro	3 s
Razão de amostragem	4 ms
Número de canais	48
Distância entre geofones	25 m
Distância entre pontos de tiros	25 m
Grau de cobertura	48
Offset mínimo	50 m / 100 m
Arranjo	End-on / Split-assimétrico

Tabela 3.1: Parâmetros de aquisição.

3.1.2 Geometria

É uma das etapas mais importantes do pré-processamento uma vez que erros associados à localização e à identificação do traço comprometerão totalmente os resultados obtidos em etapas subsequentes. O objetivo desta etapa é preencher o *header* de cada traço sísmico no *software* de processamento com os valores corretos para cada atributo, tais como o número sequencial correspondente ao traço, o número do registro ao qual ele está ligado, o número do canal correspondente dentro do registro, o número e posição do CDP (*common depth point*) ao qual ele pertence, seu *offset* - distância entre a sua posição e a posição da fonte

no registro - e a posição da fonte (ponto de tiro) dentro do registro onde ele foi coletado. E para preencher corretamente estes atributos deve-se ler o relatório de campo para identificar o arranjo adotado na aquisição e as distâncias e posições envolvidas dentro de cada registro.

O arranjo adotado na aquisição não interfere na etapa de geometria, pois uma vez preenchido o *header* dos traços - isto é, finalizada a etapa da geometria - será possível reorganizar todo o dado de acordo com a conveniência. A Figura 3.2 mostra como exemplo a organização do dado em família de tiro comum, na qual receptores com *offsets* diferentes registram o sinal sísmico de uma mesma fonte detonada. A escolha do arranjo será definida pelo custo envolvido na aquisição, pelas particularidades geológicas encontradas em subsuperfície ou dificuldades operacionais, tais como passagem de um rio ou estrada.

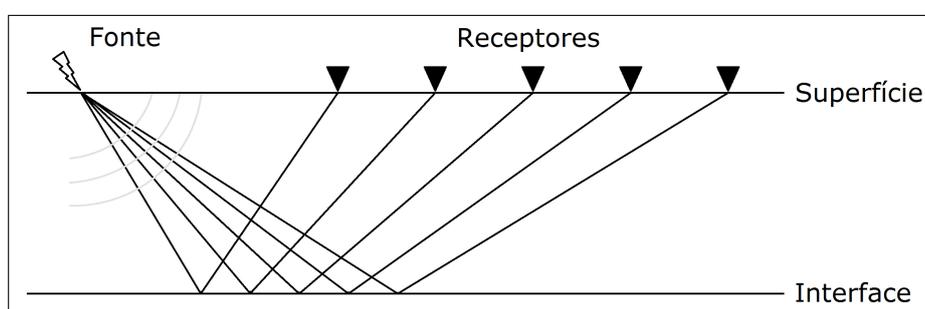


Figura 3.2: Família de tiro comum. O sinal sísmico de uma mesma fonte detonada é captado por diversos receptores dispostos a uma certa distância um do outro.

No presente trabalho a geometria foi realizada com auxílio do *software SeisSpace*. Nele é possível realizar a etapa de diferentes maneiras, mas optamos pela importação de três planilhas geradas pelo próprio usuário:

A primeira planilha traz as informações sobre as estações, isto é, pontos com coordenadas geográficas da linha sísmica nos quais podem ser colocados pontos de tiros (fonte) ou receptores (canais). Para esta primeira planilha é usado como base o arquivo UKOOA da linha sísmica que fornece, para cada estação, suas coordenadas geográficas e sua elevação topográfica (Tabela 3.2).

A segunda planilha traz as informações dos pontos de tiro. Para cada registro é especificado a estação na qual se encontrou o ponto de tiro, suas coordenadas, além de as estações onde se encontram o primeiro e último receptor (canais) por tiro e a quantidade de receptores em cada tiro (Tabela 3.3).

A terceira planilha traz informações do lanço (padrão). Isto é, para cada registro é especificado em quais estações se encontram os receptores (canais) e como estão organizados. Quando o arranjo é *split-spread* assimétrico, o respectivo tiro será dividido em duas linhas

na planilha, cada uma sendo considerada um *end-on* (Tabela 3.4).

Estação	Coordenada X (UTM)	Coordenada Y (UTM)	Altitude (m)
1	622291.0	8682499.8	100.6
2	622282.9	8682523.8	99.4
3	622274.9	8682547.8	97.7
4	622267.1	8682571.8	99.9

Tabela 3.2: Trecho da planilha com informações sobre as estações. É a primeira planilha a ser usada na confecção da geometria no *software SeisSpace*.

Registro	Ponto de tiro	Canais	Canal Inicial	Canal Final
8	2	48	4	51
9	3	48	5	52
10	5	48	7	54
12	6	48	8	55

Tabela 3.3: Trecho da planilha com informações sobre as fontes. É a segunda planilha a ser usada na confecção da geometria no *software SeisSpace*. Registro é o número do registro dentro da fita original, ponto de tiro é a estação onde se encontra a fonte, canais é o número de receptores, canal inicial e final é a estação onde se encontra o primeiro e o último receptor.

Registro	PT	Ch.	1o. Ch.	Últ. Ch.	Incr. Ch.	1a Est.	Últ. Est.	Incr. Est.
492	477	1	1	1	1	473	473	1
492	477	47	2	48	1	481	527	1
493	478	2	1	2	1	473	473	1
493	478	46	3	48	1	482	527	1
494	479	3	1	3	1	473	473	1
494	479	45	4	48	1	483	527	1

Tabela 3.4: Trecho da planilha com informações sobre o lanço em registros onde o arranjo é *split-spread* assimétrico. Note que cada registro é dividido como se fossem dois *end-ons*. É a última planilha a ser usada na confecção da geometria no *software SeisSpace*. Registro: número do registro, PT: posição do ponto de tiro, Ch.: número de canais, 1o. Ch.: número do primeiro canal, Últ. Ch.: número do último canal, Incr. Ch.: incremento de canais, 1a Est.: estação do primeiro canal, Últ. Est.: estação do último canal, Incr. Est.: incremento de estação.

3.1.3 Edição, mute e reversão de traços

Nesta etapa o geofísico deve realizar uma inspeção visual dos traços removendo ruídos da faixa de tempo na qual não haja sinal sísmico. Estes ruídos podem ser identificados pela

grande diferença de amplitude e de frequência com amostras vizinhas e não trazem informação geológica, muito pelo contrário, sua permanência no dado diminui a razão sinal-ruído e compromete a eficácia das etapas seguintes. Há três correções a se fazer: *mute*, edição e reversão de traços.

O *mute* é o procedimento no qual as amplitudes das amostras para tempos acima das primeiras quebras são zerados. São ruídos aleatórios sem significado geológico e gerados pelo mal acoplamento de geofones ou por motivos ambientais. Do ponto de vista prático, o geofísico para realizá-lo deve estabelecer para cada família de tiro comum uma função linear que esteja acima das primeiras quebras e, então, zera todas as amostras contidas acima desta função. Sem a edição as técnicas de *picking* de primeira quebra na etapa de correção estática ficam prejudicadas.

A edição é o silenciamento total de traços que não contém informações geológicas. São traços com baixa razão sinal-ruído, traços em mono ou alta frequência ou com amplitudes elevadas. O geofísico deve observar atentamente se todo o traço deve ser silenciado para que não haja perda de informação geológica desnecessariamente e deve observar também os traços vizinhos para identificar aqueles que são de fato ruidosos.

A reversão é o procedimento no qual a polaridade do traço é invertida. É facilmente observada a necessidade da reversão porque há uma descontinuidade característica com os traços vizinhos.

Usamos o *software SeisSpace* pela sua praticidade de trabalho. Para *mute*, basta marcar com o cursor do *mouse* alguns pontos e o próprio programa define uma função linear que será aplicada a todas as demais famílias de tiro comum, daí, basta o ajuste fino pelo usuário quando necessário. Para a edição ou reversão, basta selecionar com o cursor do *mouse* os traços a serem corrigidos. Exemplos são mostrados nas Figuras 3.3, 3.4 e 3.5.

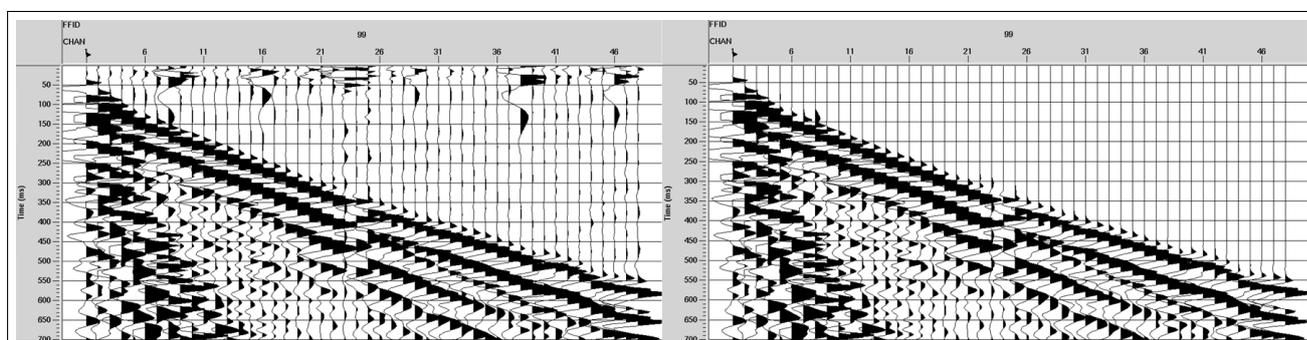


Figura 3.3: Exemplo de *mute* aplicada a todos os traços de uma família de tiro comum. Note que acima das primeiras quebras todo o sinal é zerado.

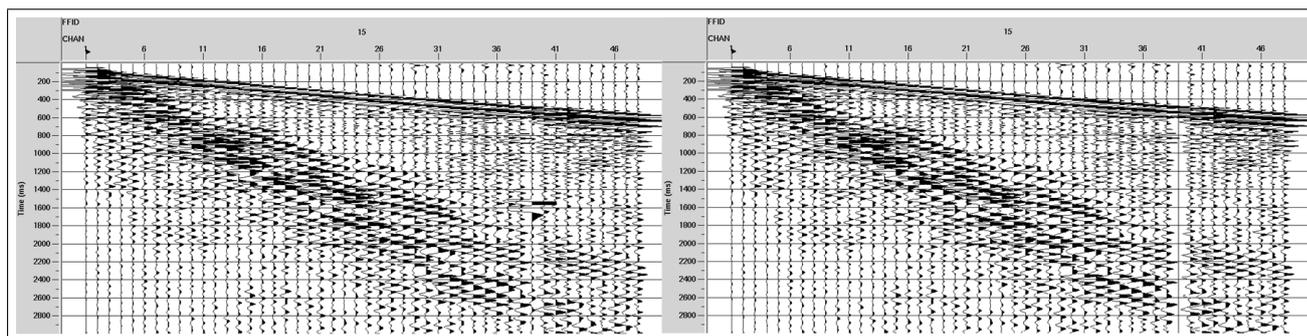


Figura 3.4: Exemplo de edição aplicado a um traço. Note que o canal 39 tem um ruído de alta amplitude em torno de 1500 ms e nenhuma correlação com traços vizinhos.

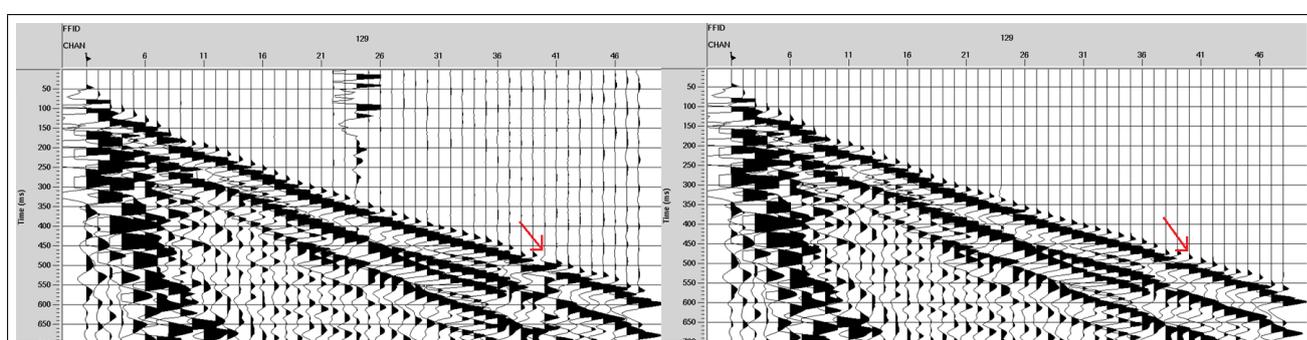


Figura 3.5: Exemplo de reversão de polaridade aplicada ao canal 40 de uma família de tiro comum. Note que além da reversão de polaridade foi também aplicado *mute* a todos os traços.

3.1.4 Correção estática

A correção estática é um deslocamento temporal aplicado a cada traço para corrigir atrasos ou antecipações nas chegadas das reflexões sísmicas. Estes deslocamentos ocorrem devido às variações topográficas no terreno e devido à heterogeneidade e variação da espessura da região intemperizada em subsuperfície, chamada de zona de baixa velocidade (ZBV). Após a correção, espera-se que todos os traços estejam posicionados em um mesmo *datum*. Em outras palavras, não é a mera existência de uma elevação topográfica e ZBV que geram a necessidade da correção estática, mas as variações topográficas e mudanças na ZBV ao longo da linha sísmica. Como a topografia e a ZBV são irregulares, cada traço sofrerá um deslocamento temporal diferente, representado pelos erros de estática relacionados à fonte e ao próprio receptor.

A zona de baixa velocidade (ZBV) representa o pacote litológico aflorante, intemperizado e com espessura que varia de poucos a centenas de metros. Por sofrer intemperismo físico

(fragmentação mecânica) e químico (alteração mineralógica), as ondas elásticas ao percorrê-la têm velocidade baixa, chegando a no máximo 1.500 m/s e sofrem atenuações. Ou seja, a ZBV é um meio dispersivo e influencia negativamente a qualidade do dado sísmico.

Na Bacia do Recôncavo, a zona de baixa velocidade equivale litologicamente à porção intemperizada da formação Barreiras, unidade aflorante no nordeste da bacia com espessura de aproximadamente 50 metros, de acordo com informações dos poços perfurados. Sua porção não-intemperizada corresponde à sub-ZBV (primeiro refrator). A Figura 3.6 mostra a elevação topográfica das estações que compõem a linha sísmica. Nota-se que, como a elevação topográfica varia bastante de estação para estação, é imprescindível a realização desta etapa no processamento, caso contrário a seção empilhada não conteria informações geológicas bem definidas e demarcadas.

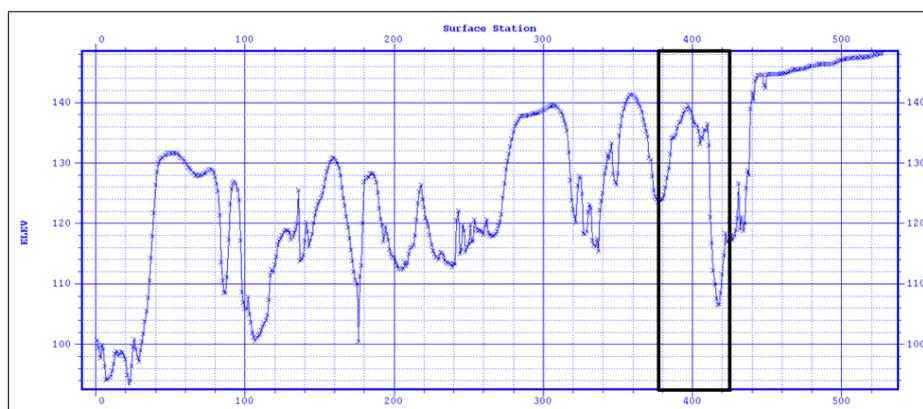


Figura 3.6: Elevação topográfica das 527 estações da linha sísmica. Em destaque: estações correspondentes aos receptores do tiro 381.

No *software SeisSpace* a etapa de correção estática é realizada mediante três etapas, listadas abaixo:

1. *Picking* de primeiras quebras: marcação traço a traço dos tempos correspondentes às primeiras quebras (onda direta, nos *offsets* menores; onda refratada, nos *offsets* maiores), os quais guardam informações sobre a ZBV. Foi usado o módulo *First Break Picking*, que marca automaticamente as primeiras quebras de cada traço, seguido de ajuste fino manual, uma vez que o resultado não foi totalmente satisfatório (Figura 3.7).
2. Cálculo da correção estática: computa a velocidade e o *delay* temporal do refrator, além da profundidade do modelo adotado e a estática das fontes e dos receptores a partir de parametrizações escolhidas pelo usuário. No presente trabalho, foi adotado um modelo de ZBV com apenas uma camada com velocidade de 800 m/s, *offset* mínimo

dos refratores (sub-ZBV) de 400 metros e *datum* final de zero metro (abaixo da ZBV), sendo este *datum* o padrão usado nos processamentos sísmicos da Bacia do Recôncavo.

3. Aplicação da correção estática de refração: usa a estática de refração e as elevações topográficas para computar a estática do *datum* flutuante e final para cada traço. Foi escolhida a velocidade de reposição (velocidade da camada sub-ZBV) de 2.700 m/s. A Figura 3.8 mostra um registro com a correção estática aplicada. Note, comparando-a com a Figura 3.7, como todas as amostras são antecipadas no tempo e como as velocidades aparentes das primeiras quebras são modificadas.

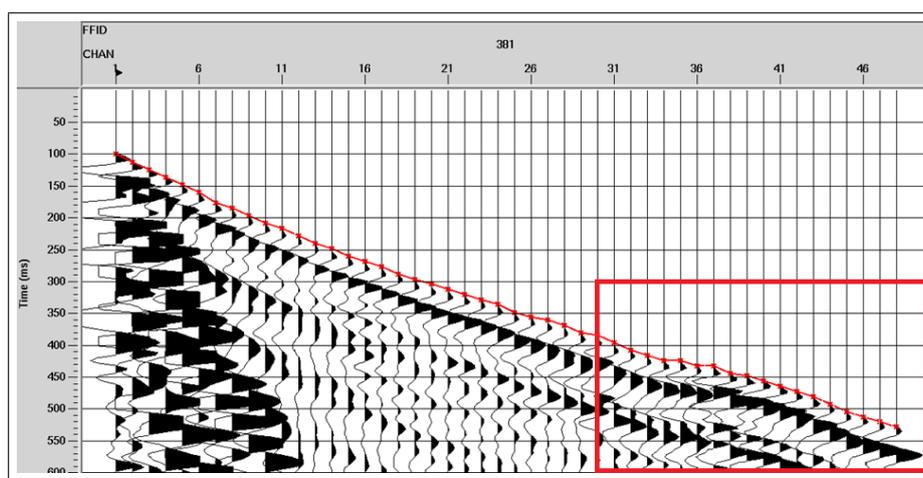


Figura 3.7: *Picking* de primeiras quebras após ajuste manual no tiro 381. O quadro vermelho evidencia a região que mais sofreu alteração na correção estática.

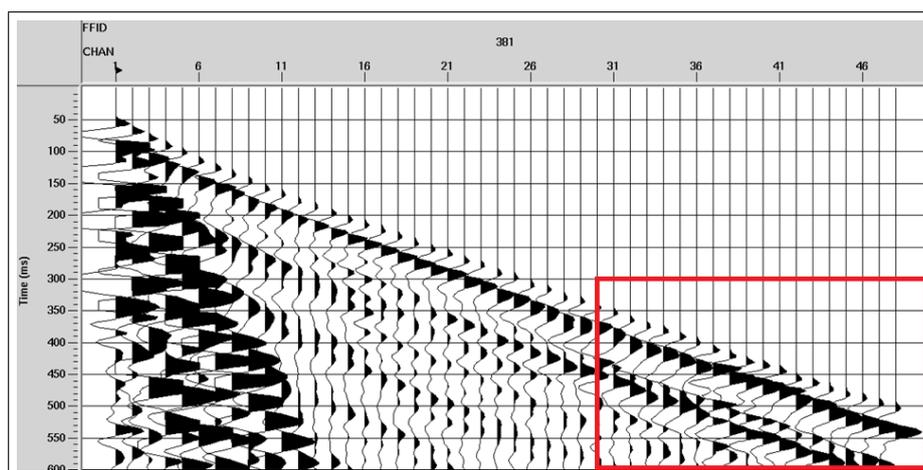


Figura 3.8: Correção estática aplicada ao tiro 381. Note, no quadro vermelho, a diferença da posição vertical em cada traço.

3.2 Processamento avançado

Após o pré-processamento, espera-se que o dado sísmico esteja preparado para a etapa mais refinada da atividade: o processamento avançado. Nesta fase, métodos mais sofisticados do ponto de vista matemático são realizados no dado com a finalidade de atenuar ruídos coerentes que prejudicam a razão sinal-ruído do dado. Espera-se, após este tratamento inicial de ruídos, que as reflexões sísmicas estejam visíveis o suficiente para que seja facilitada a análise de velocidades e a obtenção do campo de velocidades que será usado para produzir a seção empilhada e migrada.

3.2.1 Atenuação da onda direta

Pode-se resumir o processamento sísmico como uma sequência de procedimentos matemáticos que modificam o dado com o intuito de atenuar os ruídos para evidenciar as reflexões sísmicas associadas às interfaces entre as camadas em subsuperfície. Um desses ruídos necessitou de especial atenção devido a sua elevada amplitude: a onda direta, que percorre a fonte até o receptor diretamente com a velocidade da primeira camada em subsuperfície. À rigor, a onda refratada, cujo registro se dá a partir de um *offset* crítico, também é um ruído presente que deve ser atenuado.

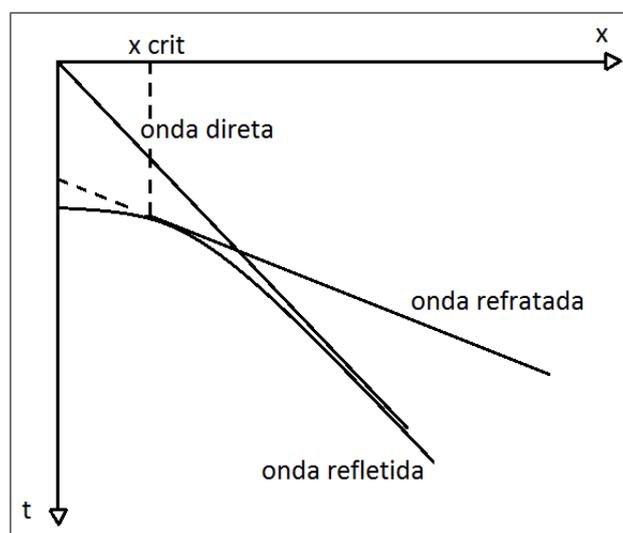


Figura 3.9: Tempos de trânsito das ondas direta, refratada e refletida num modelo com duas camadas plano-paralelas, sendo maior a velocidade da onda na camada subjacente. x_{crit} é o *offset* a partir do qual a refração é registrada.

Esta etapa foi realizada com a filtragem SVD. Os aspectos teóricos mais gerais acerca do método SVD estão explicados no *Apêndice A*.

A filtragem por decomposição em valores singulares (*Singular Value Decomposition* - SVD) utilizada atua numa matriz X ($m \times n$) que representa o dado no domínio do tiro, ou seja, cada matriz é um registro com m traços e n amostras por traços. O filtro SVD, como o nome sugere, decompõe cada matriz do dado em um somatório de suas autoimagens e subtrai a primeira autoimagem após a horizontalização da onda direta, uma vez que é na primeira autoimagem onde haverá uma maior coerência horizontal. Abaixo estão listadas as etapas realizadas na aplicação da filtragem:

1. O dado de entrada é organizado no no domínio do tiro;
2. O usuário calcula a inclinação correspondente ao evento de onda direta para cada registro a qual será utilizada para a correção de *linear moveout*;
3. Normaliza a energia do dado de entrada;
4. Aplica a correção *linear moveout* para horizontalizar os eventos correspondentes à onda direta. Após esta correção somente este evento dentre todos os eventos registrados estará horizontalizado, tornando possível aplicar a filtragem;
5. Aplica a Transformada de Fourier para levar o dado de entrada do domínio T-X (tempo *versus* espaço) para o domínio F-X (frequência *versus* espaço);
6. Aplica a filtragem SVD propriamente dita da seguinte maneira: inicialmente, é aplicado um operador de dimensão 3x3 e, depois de o dado ser filtrado, aplica-se neste novo dado um novo operador, agora de dimensão 5x3, sempre no domínio F-X;
7. Guarda a informação correspondente à primeira autoimagem, a qual corresponde ao evento de maior coerência horizontal, isto é, a onda direta;
8. Aplica a Transformada Inversa de Fourier trazendo o dado de volta ao domínio T-X;
9. Subtrai a primeira autoimagem do dado linearizado. O resíduo é o dado filtrado;
10. Aplica a correção *linear moveout* inversa.

A Figura 3.10 mostra as etapas da filtragem SVD. Notar no item (c) a coerência horizontal correspondente à primeira autoimagem.

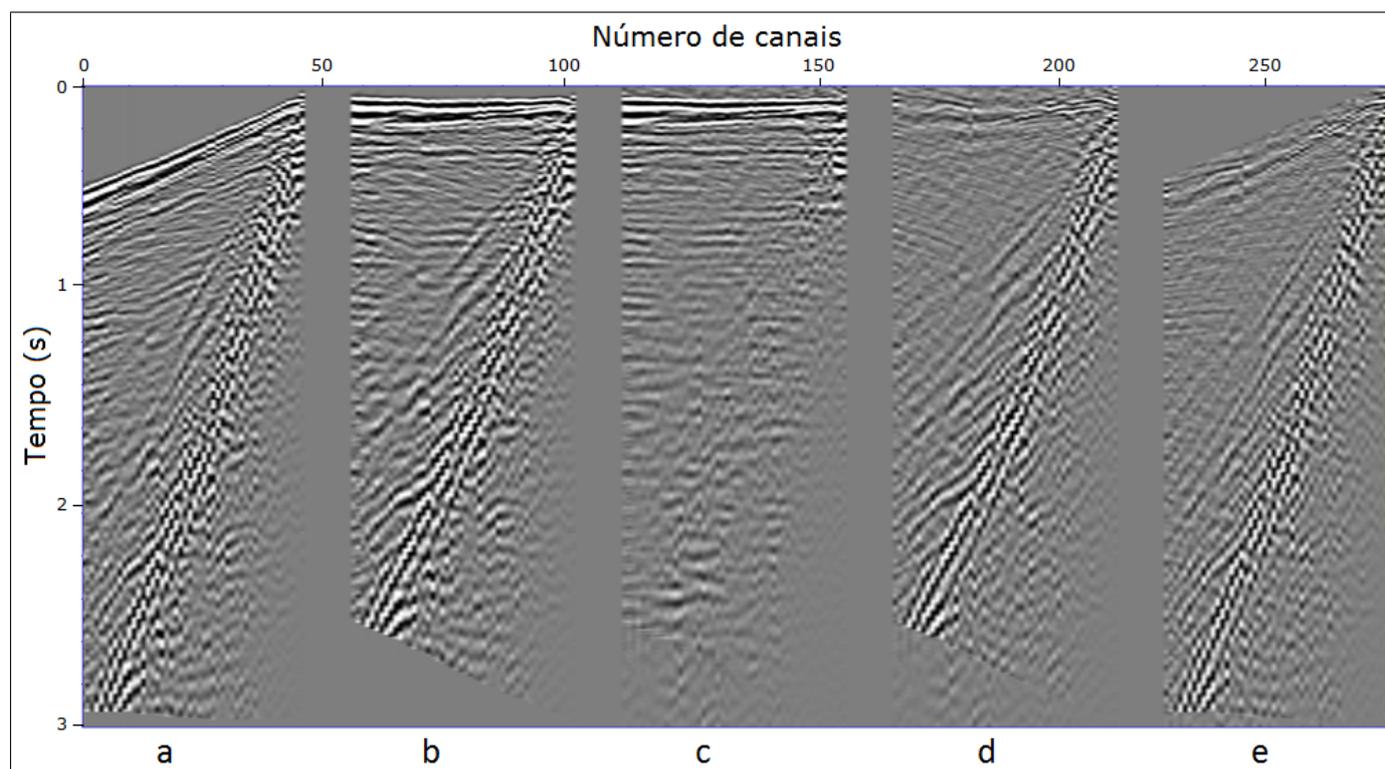


Figura 3.10: Funcionamento da filtragem SVD. a) Dado de entrada no domínio do tiro com energia normalizada; b) aplicação da correção *linear moveout*; c) primeira autoimagem após aplicação do filtro SVD; d) resíduo (dado filtrado): subtração entre os itens (b) e (c); e) aplicação da correção *linear moveout* inversa.

3.2.2 Filtragem de ground-roll

O *ground-roll* ou ruído de rolamento superficial é um ruído coerente (não-aleatório) presente em dados sísmicos terrestres. Ele está associado ao percurso das ondas superficiais do tipo *rayleigh* na zona de baixa velocidade e são caracterizados nos sismogramas por um padrão linear com elevada amplitude, baixa frequência e baixa velocidade. Segundo Telford *et al.* (1976), a velocidade de propagação das ondas *rayleigh* está situada entre 100 e 1000 m/s e a frequência, em torno de 10 Hz.

Como atinge uma região extensa do sismograma, o *ground-roll* camufla boa parte das reflexões e sua atenuação se torna imprescindível para aumentar a razão sinal-ruído. Por este motivo, esta foi considerada uma das etapas mais críticas do processamento da nossa linha, cujas reflexões, além de terem baixa amplitude e continuidade, encontravam-se escondidas pelo ruído.

Foram utilizados diversos métodos para a filtragem do *ground-roll*, tais como filtro de frequência, filtragem direcional radial, balanceamento espectral e *single trace* SVD (ST-

SVD). Pelos melhores resultados obtidos, nós nos aprofundaremos somente na fundamentação teórica do último método.

O filtro ST-SVD (*Single Trace - Singular Value Decomposition*) é baseado no método de decomposição em valores singulares e decompõe cada traço sísmico individualmente considerando a correlação temporal entre os eventos de reflexão. O método foi desenvolvido por Silva *et al.* (2016) e, abaixo, explicaremos os pontos mais importantes para a sua compreensão.

Considere que $d = (d_1, \dots, d_M)^T$ represente o traço sísmico com M amostras e D_N , de ordem $(M + N - 1 \times N)$ represente a matriz com o traço sísmico deslocado em cada coluna conforme a Equação 3.1. τ representa a variável associada a cada deslocamento, variando de $\tau = 0$ para a primeira coluna da matriz D_N até $\tau = N - 1$, na última coluna:

$$\mathbf{D}_N = \begin{bmatrix} \mathbf{d} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{d} & \dots & \mathbf{0} \\ \vdots & \vdots & & \vdots \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} & \dots & \mathbf{d} \end{bmatrix} \quad (3.1)$$

A decomposição em valores singulares reduzida da matriz D_N pode ser representada, segundo Golub *et al.* (1996), por:

$$\mathbf{D}_N = \sum_{\tau=0}^{N-1} \sigma_{\tau} \mathbf{u}_{\tau} \mathbf{v}_{\tau}^T = \sum_{\tau=0}^{N-1} \tilde{\mathbf{D}}_{N\tau}, \quad (3.2)$$

onde $\tilde{\mathbf{D}}_{N\tau} = \sigma_{\tau} \mathbf{u}_{\tau} \mathbf{v}_{\tau}^T$ representa a autoimagem de índice τ associada à decomposição ST-SVD de ordem N .

Definamos um operador linear $\mathbf{J}\{\cdot\}$ o qual uma vez aplicado à matriz \mathbf{D}_N : i) remova o *linear moveout*, ii) empilhe as colunas da matriz, e iii) faça a média do resultado. Ou seja, ao aplicarmos o operador à matriz D_N , obteremos um vetor composto pelas primeiras m amostras da primeira coluna da matriz D_N , isto é, obteremos o traço sísmico original:

$$\mathbf{J}\{\mathbf{D}_N\} = \mathbf{d} \quad (3.3)$$

Assim, considerando a Equação 3.2 e usando o operador $\mathbf{J}\{\cdot\}$ para recuperar o traço sísmico d , decompomos o traço sísmico em termos das N autoimagens:

$$\mathbf{J}\{\mathbf{D}_N\} = \sum_{\tau=0}^{N-1} \mathbf{J}\{\tilde{\mathbf{D}}_{N\tau}\} = \sum_{\tau=0}^{N-1} \tilde{\mathbf{d}}_{N\tau} = \mathbf{d}. \quad (3.4)$$

A Figura 3.11 ilustra uma decomposição de traço sísmico para $N = 5$.

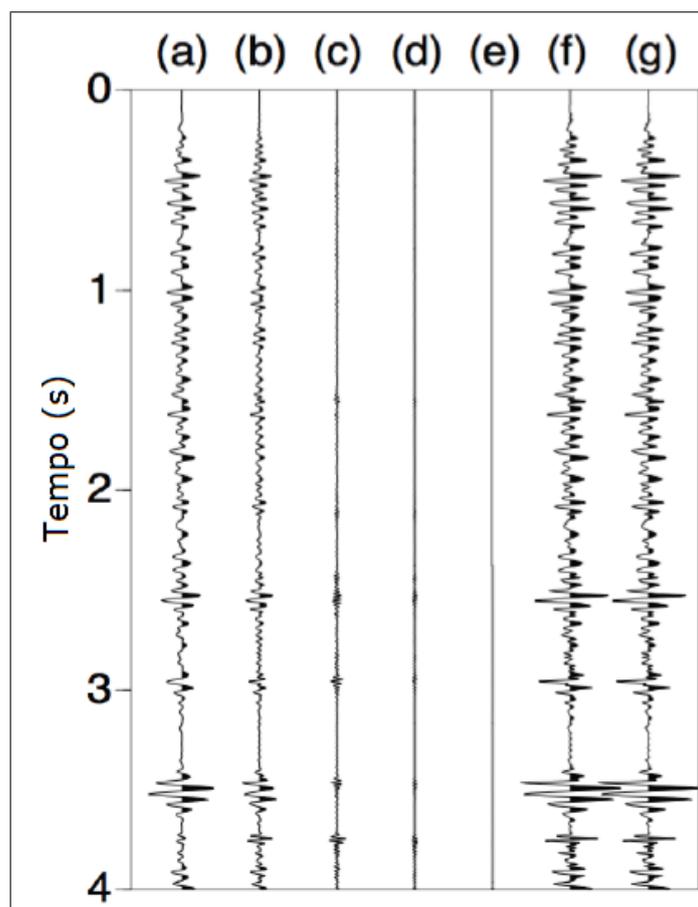


Figura 3.11: Os traços de (a) até (e) representam, respectivamente, as autoimagens de $\tau = 0$ a $\tau = 4$. A primeira autoimagem é dominada pelas frequências mais baixas do traço sísmico. Ao somarmos todas as cinco autoimagens, obtemos (f). Note que é idêntico ao traço sísmico original, mostrado em (g). Fonte: Adaptado de Silva *et al.* (2016).

Considerando que o *ground-roll* é caracterizado pela baixa frequência quando comparado à banda de frequência do sinal (reflexões), é imediato perceber, pela Equação 3.4 e pela Figura 3.11 que, ao suprimirmos a primeira autoimagem e aplicarmos o operador $\mathbf{J}\{\cdot\}$, recuperaremos o traço sísmico sem o *ground-roll*, que é o dado de saída que procurávamos.

O método ST-SVD mostrado acima pode ser aplicado recursivamente, aumentando a ordem da matriz \mathbf{D} até o valor N . Um traço composto pelas frequências mais baixas $\tilde{\mathbf{d}}$ e seu resíduo correspondente $\mathbf{e} = \mathbf{d} - \tilde{\mathbf{d}}$ são computados seguindo as seguintes etapas:

- Vetor auxiliar inicial $\mathbf{d}_0 = \mathbf{d}$

DO $j=1, N-1$

- Gera a matriz \mathbf{D}_j a partir de \mathbf{d}_{j-1}
- Computa a primeira autoimagem $\tilde{\mathbf{d}}_{j0} = \mathbf{J}\{\tilde{\mathbf{D}}_{j0}\}$
- Computa o resíduo $\mathbf{e}_j = \mathbf{d}_{j-1} - \tilde{\mathbf{d}}_{j0}$
- Atualiza o vetor inicial para aumentar a ordem $\mathbf{d}_j = \mathbf{e}_j$

END DO

- Prediz o traço com as frequências mais baixas $\tilde{\mathbf{d}}_N = \mathbf{d} - \mathbf{e}_N$

$\tilde{\mathbf{d}}_N$ e \mathbf{e}_N correspondem aos componentes de baixa e alta frequência do traço sísmico, respectivamente. Vale observar que quanto maior for N , isto é, quanto maior for o número de colunas da matriz D_N , mais a primeira autoimagem $\tilde{\mathbf{d}}_N$ representará uma banda estreita de baixa frequência.

Somente a primeira autoimagem da matriz \mathbf{D}_j é necessária para computar o primeiro autotraço $\tilde{\mathbf{d}}_{j0}$. A obtenção dela pode ser feita de forma eficiente do ponto de vista computacional através do *Power Method* (Golub e Van Loan, 1996), cuja explicação se encontra resumida no Apêndice B.

O procedimento acima pode ser melhorado usando-o de forma iterativa. Desta forma, a cada iteração a recursão acima será realizada. A vantagem é que com o aumento do número de iterações, a componente de baixa frequência (associada ao *ground-roll*) aumenta a sua amplitude. Assim, o método conseguirá, através de duas variáveis, representar as duas características marcantes do *ground-roll*: sua baixa frequência com elevada amplitude.

Portanto, a utilização do método ST-SVD por parte do usuário, consiste em manipular duas variáveis: i) N : número de recursões, o qual é usado para aumentar a ordem da matriz D ; ii) $Niter$: número de iterações, ou seja, número de vezes que o procedimento exposto em i) será repetido para cada traço sísmico. O filtro ótimo, isto é, aquele cujas variáveis atenuam o ruído *ground-roll* de maneira mais satisfatória sem comprometer a qualidade das reflexões é encontrado observando tanto a qualidade do dado sísmico filtrado quanto a diferença entre os espectros de amplitude médio do dado original, dado filtrado e do *ground-roll*.

A Figura 3.12 mostra o espectro de amplitude médio para todos os traços do dado sísmico trabalhado. Note que o método ST-SVD com as variáveis $N = 11$ e $Niter = 23$ (filtro ótimo) atribuiu ao *ground-roll* elevada amplitude a uma frequência em torno de 10 Hz, enquanto o sinal (reflexões) tem uma menor amplitude e frequência cujo pico está situado em 17 Hz.

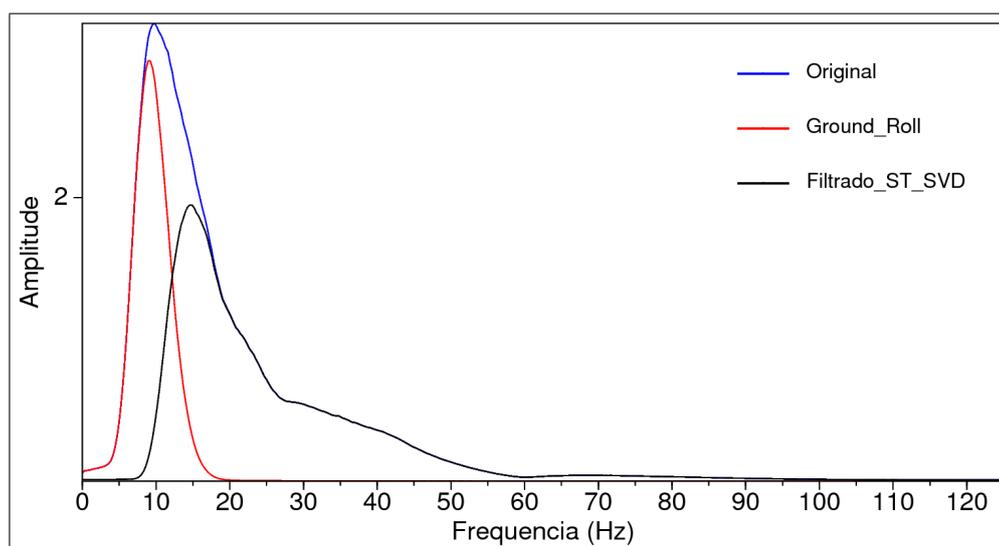


Figura 3.12: Espectro de amplitude médio de todos os traços para o dado original, *ground-roll* e dado filtrado. Filtro ótimo obtido para $N = 11$ e $Niter = 23$. A energia do *ground-roll* se concentra em torno dos 10 Hz e, a do dado filtrado (reflexões), em torno dos 17 Hz.

A Figura 3.13 mostra o resultado da filtragem de *ground-roll* por diferentes métodos testados. Uma observação pertinente diz respeito à qualidade do dado filtrado por balanceamento espectral. Um observador mais atento pode acreditar erroneamente que as reflexões parecem mais bem definidas com o filtro por balanceamento espectral (d) do que com o filtro ST-SVD (e). No entanto, o balanceamento espectral já é um tipo de deconvolução, o que torna os refletores mais delgados. Diversos testes realizados durante o pré-processamento da linha sísmica nos mostraram que, agregado a um método de deconvolução do pulso (que será visto na subseção seguinte), o dado filtrado por ST-SVD gerou resultados mais satisfatórios que o do balanceamento espectral, o qual não apresenta nenhuma melhoria na razão sinal-ruído quando posteriormente deconvolvido.

3.2.3 Deconvolução do pulso

A deconvolução tem como objetivo aumentar a resolução temporal ou vertical dos traços sísmicos, além de poder atenuar reflexões múltiplas, sendo por isso de extrema utilidade em aquisições sísmicas marinhas.

Os dados sísmicos obtidos (traços sísmicos) podem ser matematicamente descritos por uma convolução (Equação 3.5). Neste modelo, a amplitude do traço é função da convolução do pulso sísmico com a função refletividade. O pulso sísmico representa a assinatura da fonte sísmica utilizada em campo e a função refletividade representa a assinatura da litologia em

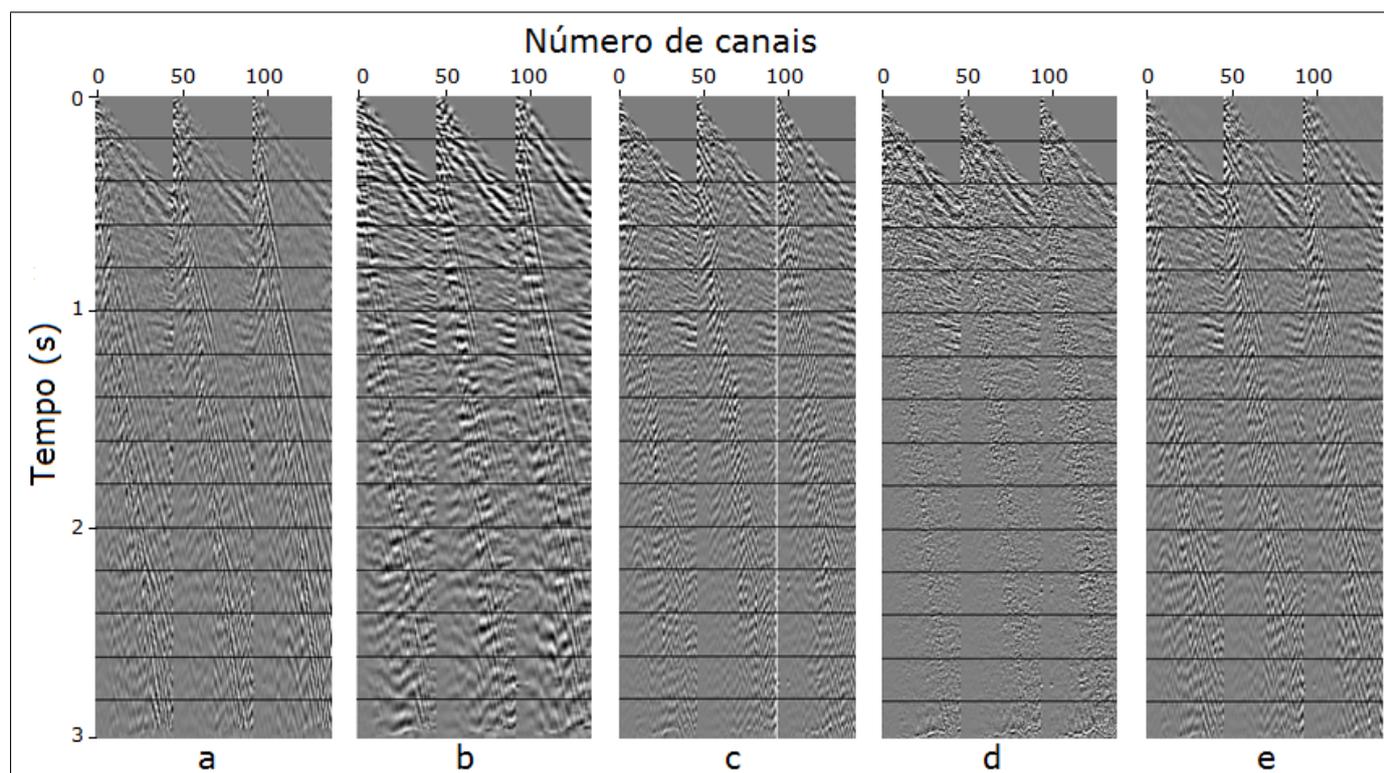


Figura 3.13: Resultado da filtragem de *ground-roll* aplicada a três registros da linha sísmica trabalhada no domínio do tiro comum. a) dado de entrada; b) filtro direcional radial; c) filtro trapezoidal de frequência; d) balanceamento espectral; e) ST-SVD.

subsuperfície.

$$x_t = p_t * e_t + \eta_t \quad (3.5)$$

onde,

- x_t é o traço sísmico;
- p_t é o pulso sísmico;
- e_t é a função refletividade;
- η_t é o ruído aleatório;
- $*$ é a operação de convolução.

Segundo Yilmaz (1987), o modelo convolucional do traço sísmico descrito acima precisa admitir algumas hipóteses:

- A fonte gera uma onda plana compressional (P) que penetram as camadas em subsuperfície com incidência normal, e não há onda transversal gerada;
- A onda é estacionária, isto é, a forma da onda não muda durante seu percurso, não havendo decaimento da amplitude em decorrência de atenuação durante sua propagação;
- A forma da onda da fonte é conhecida;
- O ruído é desprezível;
- A refletividade é aleatória. Ou seja, o traço sísmico tem as características do pulso sísmico e suas autocorrelações e espectros de amplitude são semelhantes.

A função refletividade é a componente do traço sísmico que se busca encontrar, pois apenas ela registra as informações da litologia em subsuperfície. Dessa forma, esta etapa do processamento sísmico consiste em deconvolver o traço sísmico - isto é, convolvê-lo com o filtro inverso do pulso sísmico - com o objetivo de isolar a função refletividade.

Considere que f_t seja uma aproximação do filtro inverso do pulso sísmico. Isto significa que:

$$f_t \approx p_t^{-1}; \quad f_t * w_t^{-1} \approx \delta_t = \begin{cases} 0, & t \neq 0 \\ 1, & t = 0 \end{cases} \quad (3.6)$$

E, aplicando o filtro inverso aproximado f_t ao traço sísmico (Equação 3.5), teremos:

$$\begin{aligned} f_t * x_t &= f_t * p_t * e_t + f_t * \eta_t \\ f_t * x_t &= \delta_t * e_t + f_t * \eta_t \end{aligned} \quad (3.7)$$

E, desprezando o ruído:

$$\begin{aligned} f_t * x_t &= \delta_t * e_t \\ f_t * x_t &= e_t \end{aligned} \quad (3.8)$$

Nos casos em que a forma do pulso sísmico é conhecida, a deconvolução é considerada um problema determinístico e o filtro calculado é denominado filtro inverso e o filtro ótimo pode ser estimado com base no método dos mínimos quadrados. No entanto, quando o pulso sísmico é desconhecido, que é o caso geral, o filtro é estimado estatisticamente. O Apêndice C se aprofunda neste assunto e mostra como estimar o filtro inverso tanto para o caso de um pulso conhecido quanto desconhecido.

No presente trabalho foram testados três métodos de deconvolução do pulso: a) o módulo *Surface Consistent Deconvolution* do *software Seispace*; b) filtro inverso de Wiener-Levinson de predição unitária; c) deconvolução preditiva multicanal. Os métodos "b" e "c" foram desenvolvidos no CPGG/UFBA pelo orientador Dr. Milton J. Porsani em linguagem *fortran*.

Aplicamos cada um dos três métodos de deconvolução aos dados de entrada com filtragem de *ground-roll* por balanceamento espectral e por ST-SVD. O melhor resultado obtido foi aquele no qual aplicamos a deconvolução preditiva multicanal no domínio do *offset* comum ao dado filtrado de *ground-roll* por ST-SVD (Figuras 3.14 e 3.15). Por este motivo, explicaremos abaixo somente este método.

Considere um modelo que prediz as amostras de um traço sísmico como $\tilde{z}_t = \tilde{h}_t * x_t + \tilde{f}_t * y_t$. O traço sísmico pode ser visto como uma combinação linear entre os traços sísmicos adjacentes x_t e y_t e os filtros \mathbf{h} e \mathbf{f} :

$$\tilde{z}_t = \sum_{k=1}^3 x_{t-k+1} \tilde{h}_k + \sum_{k=1}^3 y_{t-k+1} \tilde{f}_k \quad (3.9)$$

Exemplificando para o caso no qual os traços tenham M amostras e que existam 2 filtros com 3 coeficientes cada, temos a forma matricial:

$$\begin{bmatrix} z_0 \\ z_1 \\ z_2 \\ \vdots \\ z_M \\ \vdots \\ \vdots \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_0 & y_0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ x_1 & y_1 & x_0 & y_0 & 0 & 0 \\ x_2 & y_2 & x_1 & y_1 & x_0 & y_0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ x_M & y_M & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & x_M & y_M & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & 0 & x_M & y_M \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \tilde{h}_1 \\ \tilde{f}_1 \\ \tilde{h}_2 \\ \tilde{f}_2 \\ \tilde{h}_3 \\ \tilde{f}_3 \end{bmatrix} \quad (3.10)$$

O desvio (erro) entre os valores observados z_t e calculados \tilde{z}_t é:

$$e_t = z_t - \tilde{z}_t = z_t - h_t * x_t - f_t * y_t \quad (3.11)$$

que em forma matricial é:

$$\begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ e_2 \\ \vdots \\ e_m \\ e_{m+1} \\ e_{m+2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} z_0 & x_0 & y_0 & 0 & 0 & 0 & 0 \\ z_1 & x_1 & y_1 & x_0 & y_0 & 0 & 0 \\ z_2 & x_2 & y_2 & x_1 & y_1 & x_0 & y_0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ z_m & x_m & y_m & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ z_{m+1} & 0 & 0 & x_m & y_m & \vdots & \vdots \\ z_{m+2} & 0 & 0 & 0 & 0 & x_m & y_m \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ -\tilde{h}_1 \\ -\tilde{f}_1 \\ -\tilde{h}_2 \\ -\tilde{f}_2 \\ -\tilde{h}_3 \\ -\tilde{f}_3 \end{bmatrix} \quad (3.12)$$

ou em notação vetorial:

$$\mathbf{e} = \mathbf{z} - \mathbf{W}_0 \tilde{\mathbf{c}}_{31} - \mathbf{W}_1 \tilde{\mathbf{c}}_{32} - \mathbf{W}_2 \tilde{\mathbf{c}}_{33}, \quad (3.13)$$

com:

$$\mathbf{z}^T = [z_0 \quad z_1 \quad \cdots \quad z_{m+2}],$$

$$\tilde{\mathbf{c}}_{3j} = \begin{bmatrix} \tilde{h}_j \\ \tilde{f}_j \end{bmatrix}, j = 1, 2, 3,$$

$$\mathbf{W}_0^T = \begin{bmatrix} x_0 & \cdots & x_m & 0 & 0 \\ y_0 & \cdots & y_m & 0 & 0 \end{bmatrix},$$

$$\mathbf{W}_1^T = \begin{bmatrix} 0 & x_0 & \cdots & x_m & 0 \\ 0 & y_0 & \cdots & y_m & 0 \end{bmatrix},$$

$$\mathbf{W}_2^T = \begin{bmatrix} 0 & 0 & x_0 & \cdots & x_m \\ 0 & 0 & y_0 & \cdots & y_m \end{bmatrix}$$

O filtro ótimo pode ser encontrado pelo método dos mínimos quadrados, o qual toma a forma quadrática do erro, $\mathbf{e}^T \mathbf{e}$, e o minimiza ao igualar a zero sua derivada em relação ao filtro.

Daí, temos as equações normais (ENs) na forma ampliada:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{z}^T \mathbf{z} & \mathbf{z}^T \mathbf{W}_0 & \mathbf{z}^T \mathbf{W}_1 & \mathbf{z}^T \mathbf{W}_2 \\ \mathbf{W}_0^T \mathbf{z} & \mathbf{W}_0^T \mathbf{W}_0 & \mathbf{W}_0^T \mathbf{W}_1 & \mathbf{W}_0^T \mathbf{W}_2 \\ \mathbf{W}_1^T \mathbf{z} & \mathbf{W}_1^T \mathbf{W}_0 & \mathbf{W}_1^T \mathbf{W}_1 & \mathbf{W}_1^T \mathbf{W}_2 \\ \mathbf{W}_2^T \mathbf{z} & \mathbf{W}_2^T \mathbf{W}_0 & \mathbf{W}_2^T \mathbf{W}_1 & \mathbf{W}_2^T \mathbf{W}_2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ -\tilde{\mathbf{c}}_{31} \\ -\tilde{\mathbf{c}}_{32} \\ -\tilde{\mathbf{c}}_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{E}_3 \\ 0 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix}, \quad (3.14)$$

onde \mathbf{E}_3 representa a soma total dos erros quadrados minimizados (STEQM) para a ordem 3.

Já na forma reduzida, as ENs ficam:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{R}_0 & \mathbf{R}_{-1} & \mathbf{R}_{-2} \\ \mathbf{R}_1 & \mathbf{R}_0 & \mathbf{R}_{-1} \\ \mathbf{R}_2 & \mathbf{R}_1 & \mathbf{R}_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} -\tilde{\mathbf{c}}_{31} \\ -\tilde{\mathbf{c}}_{32} \\ -\tilde{\mathbf{c}}_{33} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{W}_0^T \mathbf{z} \\ \mathbf{W}_1^T \mathbf{z} \\ \mathbf{W}_2^T \mathbf{z} \end{bmatrix}, \quad (3.15)$$

com:

$$\mathbf{R}_j = \mathbf{R}_{-j},$$

$$\mathbf{R}_0 = \mathbf{W}_j^T \mathbf{W}_j, \quad j = 0, 1, 2,$$

$$\mathbf{R}_1 = \mathbf{W}_j^T \mathbf{W}_{j+1}, \quad j = 0, 1,$$

$$\mathbf{R}_2 = \mathbf{W}_j^T \mathbf{W}_{j+2}, \quad j = 0.$$

Como a matriz dos elementos \mathbf{R}_j é simétrica e possui estrutura bandeada do tipo Toeplitz, a solução das equações normais pode ser encontrada pela recursão de Levinson (Apêndice C). Diferentemente da forma monocanal das equações normais, aqui os elementos \mathbf{R}_j não são escalares, mas matrizes quadradas de ordem igual ao número de canais (traços sísmicos) usados. Considerando o caso de um filtro com três coeficientes (ordem $N = 3$), chega-se à:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{R}_0 & \mathbf{R}_{-1} & \mathbf{R}_{-2} & \mathbf{R}_{-3} \\ \mathbf{R}_1 & \mathbf{R}_0 & \mathbf{R}_{-1} & \mathbf{R}_{-2} \\ \mathbf{R}_2 & \mathbf{R}_1 & \mathbf{R}_0 & \mathbf{R}_{-1} \\ \mathbf{R}_3 & \mathbf{R}_2 & \mathbf{R}_1 & \mathbf{R}_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{I} & \mathbf{B}_{33} \\ \mathbf{A}_{31} & \mathbf{B}_{32} \\ \mathbf{A}_{32} & \mathbf{B}_{31} \\ \mathbf{A}_{33} & \mathbf{I} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{E}_{\mathbf{A}3} & \oplus \\ \oplus & \oplus \\ \oplus & \oplus \\ \oplus & \mathbf{E}_{\mathbf{B}3} \end{bmatrix} \quad (3.16)$$

onde \mathbf{I} é a matriz identidade de ordem N e \oplus é a matriz de ordem N com todos os elementos iguais a zero. \mathbf{A}_{3j} e \mathbf{B}_{3j} são, respectivamente, os filtros inversos de ordem 3 dos erros de predição no sentido *forward* (para frente) e *backward* (para trás), enquanto $\mathbf{E}_{\mathbf{A}3}$ e $\mathbf{E}_{\mathbf{B}3}$ são, respectivamente, a soma total dos erros quadrados minimizados (STEQM) para a ordem 3 no sentido *forward* e *backward*.

Vale observar que a equação acima representa a combinação das ENs ampliadas do filtro de predição no sentido *forward* e *backward*. Pela recursão de Levinson, é possível encontrar a solução da equação acima desde que se tenha a solução das ENs de ordem inferior $N - 1$ do seguinte modo:

$$\begin{bmatrix} \mathbf{I} & \mathbf{B}_{33} \\ \mathbf{A}_{31} & \mathbf{B}_{32} \\ \mathbf{A}_{32} & \mathbf{B}_{31} \\ \mathbf{A}_{33} & \mathbf{I} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{I} & \oplus \\ \mathbf{A}_{21} & \mathbf{B}_{22} \\ \mathbf{A}_{22} & \mathbf{B}_{21} \\ \oplus & \mathbf{I} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{I} & \mathbf{B}_{33} \\ \mathbf{A}_{33} & \mathbf{I} \end{bmatrix} \quad (3.17)$$

Passos do algoritmo para deconvolução preditiva multicanal com distância de predição unitária:

Início:

$$\mathbf{E}_A = \mathbf{E}_B = \mathbf{E}_0$$

$$\mathbf{c}_{1,1} = \mathbf{R}_0^{-1} \mathbf{z}^T \mathbf{W}_0$$

DO $j = 1, N - 1$

$$\Delta_{A_{j-1}} = [\mathbf{R}_j \quad \cdots \quad \mathbf{R}_1] \begin{bmatrix} \mathbf{I} \\ \mathbf{A}_{j-1,1} \\ \vdots \\ \mathbf{A}_{j-1,j-1} \end{bmatrix}$$

$$\mathbf{A}_{jj} = -\mathbf{E}_{B_{j-1}}^{-1} \Delta_{A_{j-1}}$$

$$\mathbf{B}_{jj} = -\mathbf{E}_{A_{j-1}}^{-1} \Delta_{A_{j-1}}^T$$

$$\mathbf{E}_{A_j} = \mathbf{E}_{A_{j-1}} + \Delta_{A_{j-1}}^T \mathbf{A}_{jj}$$

$$\mathbf{E}_{B_j} = \mathbf{E}_{B_{j-1}} + \Delta_{A_{j-1}} \mathbf{B}_{jj}$$

$$\begin{bmatrix} \mathbf{I} & \mathbf{B}_{jj} \\ \mathbf{A}_{j1} & \vdots \\ \vdots & \mathbf{B}_{j1} \\ \mathbf{A}_{jj} & \mathbf{I} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \mathbf{I} & \oplus \\ \mathbf{A}_{j-1,1} & \mathbf{B}_{j-1,j-1} \\ \vdots & \vdots \\ \mathbf{A}_{j-1,j-1} & \mathbf{B}_{j-1,1} \\ \oplus & \mathbf{I} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{I} & \mathbf{B}_{jj} \\ \mathbf{A}_{jj} & \mathbf{I} \end{bmatrix} \quad (3.18)$$

ENDDO

O método de deconvolução preditivo multicanal é, portanto, um método de supressão do pulso sísmico o qual explora a redundância espacial e temporal dos sismogramas se comparado ao método monocanal uma vez que prediz as amostras de um traço a partir das amostras dos traços adjacentes, e é possível encontrar os coeficientes do filtro através da recursão de Levinson. No presente trabalho, o filtro inverso que gerou o melhor resultado foi composto por 3 coeficientes e foi obtido a partir da coerência do traço central com o traço adjacente à esquerda e com o outro à direita.

As Figuras 3.14 e 3.15 comparam os melhores resultados dos três métodos de deconvolução testados nos dados de entrada filtrados de *ground-roll* por balanceamento espectral e ST-SVD, respectivamente.

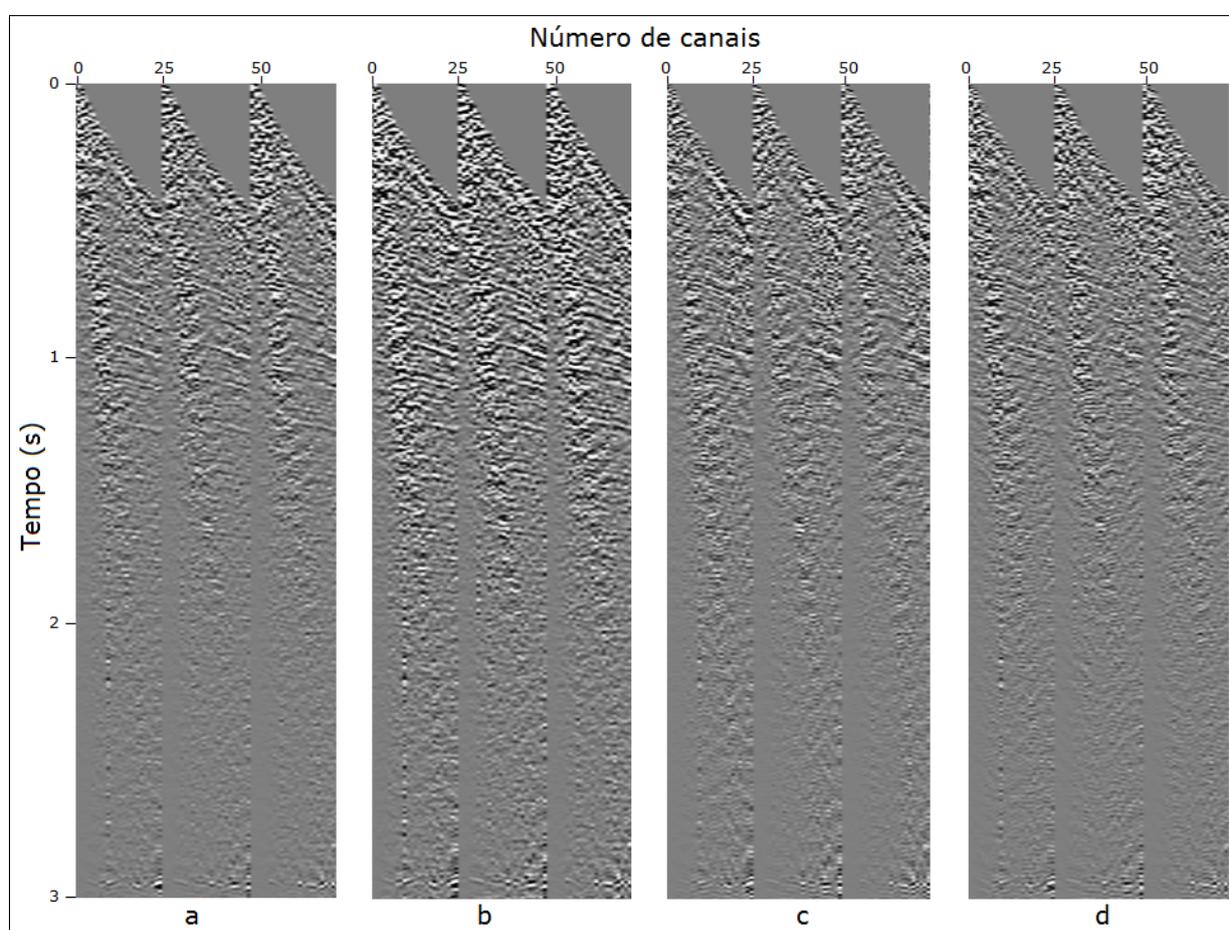


Figura 3.14: Os diferentes métodos de deconvolução aplicados ao dado filtrado de *ground-roll* por balanceamento espectral: a) sem deconvolução; b) *surface consistent deconvolution*; c) filtro de Wiener-Levinson de predição unitária; d) deconvolução preditiva multicanal. Os registros estão mostrados no domínio CDP. Note como todos os métodos mantêm a mesma razão sinal-ruído que o dado não-deconvolvido em (a).

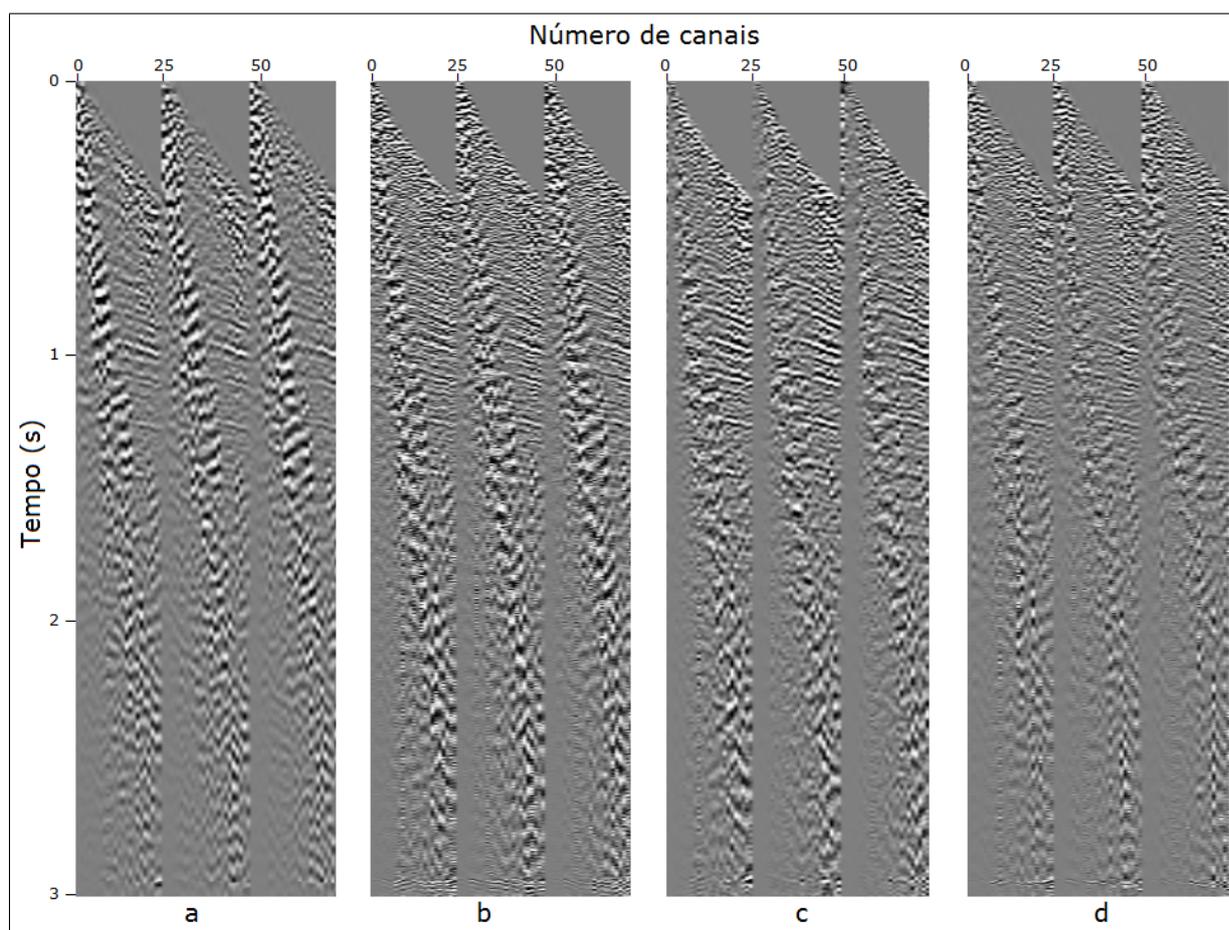


Figura 3.15: Os diferentes métodos de deconvolução aplicados ao dado filtrado por ST-SVD: a) sem deconvolução; b) *surface consistent deconvolution*; c) filtro de Wiener-Levinson de predição unitária; d) deconvolução preditiva multicanal. Os registros estão mostrados no domínio CDP. Note como o método mostrado em (d), além de atenuar ainda mais o ruído de *ground-roll*, foi capaz de individualizar as reflexões.

3.2.4 Análise de velocidades

O objetivo da análise de velocidades é gerar um campo de velocidades o qual seja capaz de compensar as diferenças de sobretempo normal (*normal moveout*) das reflexões sísmicas em cada família CDP. Em outras palavras, a análise de velocidades definirá funções de velocidades que irão horizontalizar os eventos hiperbólicos correspondentes ao *moveout* das reflexões sísmicas em cada família CDP e, uma vez horizontalizadas as reflexões, os traços sísmicos de uma mesma família CDP poderão ser empilhados para formar a seção empilhada.

Como a qualidade do sinal sísmico pode ser baixa, é importante encontrar inicialmente algum mecanismo que torne mais nítida a continuidade dos eventos hiperbólicos que representam as reflexões. Como as famílias CDP (grupo dos traços que representam o mesmo

ponto em subsuperfície organizados pelos seus *offsets*) podem ter um número reduzido de canais, a saída encontrada é reagrupar os traços não em famílias CDP, mas em *supergathers*.

Cada *supergathers* reúne dentro de si um número definido de CDPs sequenciais. Todos os traços que correspondem a estes CDPs são tratados como pertencentes ao mesmo CDP e são organizados dentro do *supergather* apenas pelo seu *offset*. O resultado é o aumento da continuidade lateral das hipérbolas de reflexões, o que torna mais confiável a análise de velocidades.

No entanto, deve-se tomar alguns cuidados quando se define os parâmetros dos *supergathers*: i) um número elevado de CDPs tornaria uma região extensa da linha sísmica como a representante de um mesmo ponto, e isto certamente acarretaria em equívocos do ponto de vista geológico; e ii) uma distância muito longa entre dois *supergathers* adjacentes empobreceria a qualidade do campo de velocidades. No presente trabalho, o melhor resultado foi obtido agrupando 21 CDPs no mesmo *supergather*, com uma distância de 20 CDPs entre dois *supergathers* adjacentes, totalizando 52 *supergather* os quais englobaram todos os 1045 CDPs existentes no dado.

Definidos os *supergathers*, parte-se para a análise de velocidades preliminar, que consiste em marcar os pontos de maior coerência no espectro de velocidades. O espectro de velocidade - ou análise de *semblance* - leva em consideração a coerência dos eventos hiperbólicos no *supergather* e atribui a cor vermelha à velocidade que melhor represente o evento hiperbólico no tempo considerado. A Figura 3.16 compara o espectro de velocidades e *picks* de velocidade para o dado de entrada filtrado por balanceamento espectral e por ST-SVD + deconvolução preditiva multicanal. A Figura 3.17 mostra o campo de velocidades gerado pela análise de velocidades preliminar.

3.2.5 Correção de normal moveout

Em aquisições sísmicas 2D, o arranjo fonte-receptor é movido ao longo de uma linha reta, mantendo as distâncias entre eles. A distância entre uma fonte (S) e cada receptor (R) é chamada *offset* e a posição CMP (M) (*commom midpoint*) é definida como sendo o ponto médio entre eles. Cabe aqui uma observação: CDP (D) (*commom depth point*) é o ponto médio entre fonte e receptor em subsuperfície para modelos geológicos de camadas plano-paralelos com velocidades constantes. Considerando este modelo, pares de fonte-receptor com mesma posição CMP formam uma família de CMPs e os traços correspondentes armazenam as informações do mesmo ponto em subsuperfície para diferentes *offsets*. Esta redundância de informação que cada família CMP carrega é a base para o empilhamento CMP.

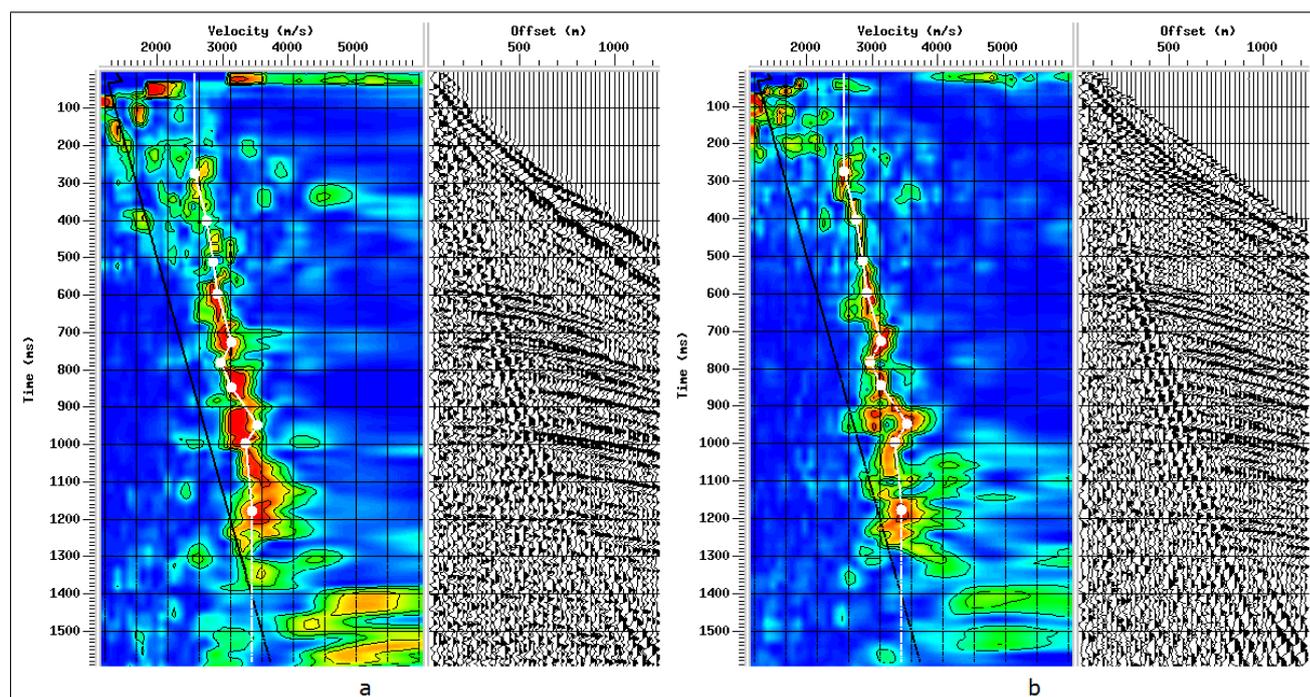


Figura 3.16: Espectro de velocidades e *picks* de velocidade para o dado a) filtrado por balanceamento espectral; b) filtrado por ST-SVD + deconvolução preditiva multicanal. Note a melhor qualidade em (b), justificando o uso do método de filtragem ST-SVD para a geração do campo de velocidades.

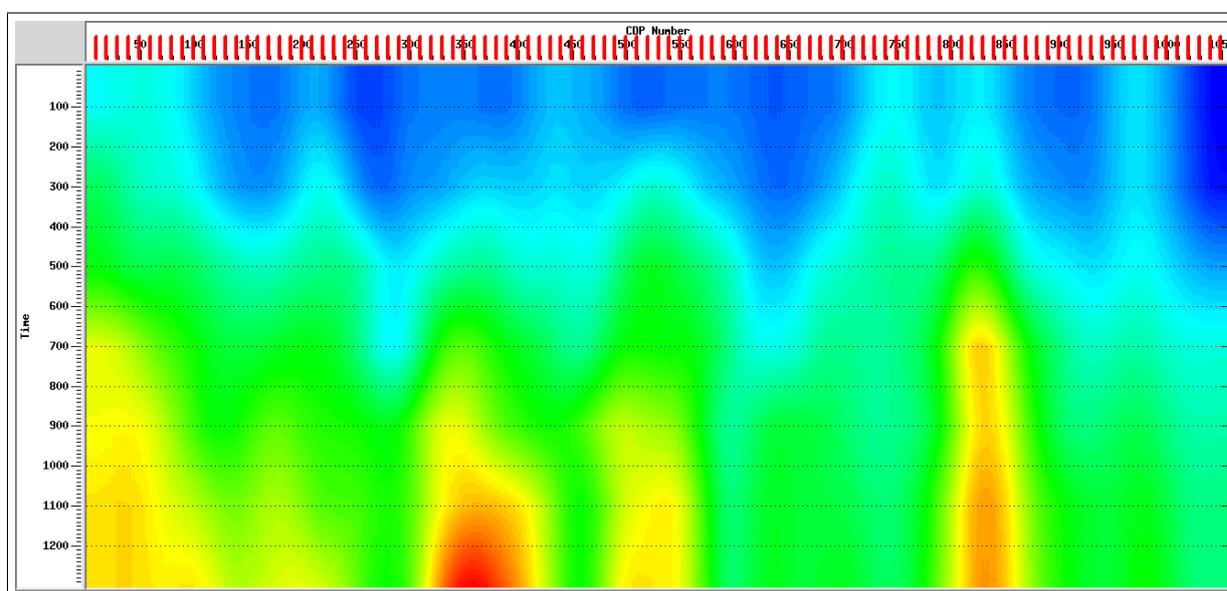


Figura 3.17: Campo de velocidade gerado pela análise de velocidades preliminar. A cor azul representa velocidades menores e a cor vermelha, maiores.

Observe a Figura 3.18. É necessário determinar o tempo t que a onda leva para percorrer a distância \overline{SDR} . Utilizando o teorema de Pitágoras:

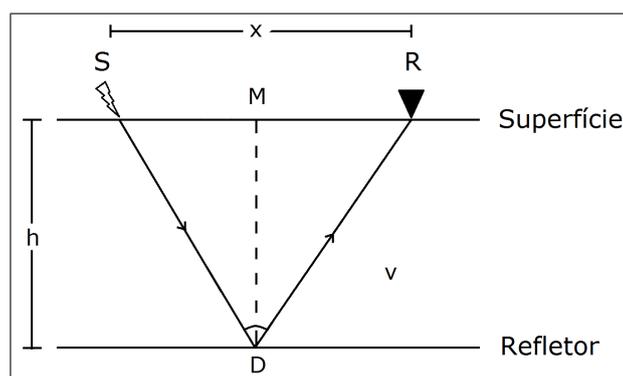


Figura 3.18: Geometria para uma onda refletida em uma única camada. M é o ponto médio entre a fonte S e o receptor R.

$$t = 2\sqrt{\frac{\frac{x^2}{4} + h^2}{V^2}}. \quad (3.19)$$

Elevando a equação acima ao quadrado e fazendo $t_0 = \frac{4h^2}{V^2}$:

$$t^2 = \frac{x^2}{V^2} + t_0^2, \quad (3.20)$$

sendo V a velocidade do meio acima do refletor e t_0 o tempo de percurso para afastamento nulo, ou seja, quando a fonte e o receptor estão na mesma posição ($x = 0$).

A equação 3.19 representa uma hipérbole. A diferença entre o tempo de percurso da onda para um afastamento qualquer t e o tempo de percurso para o afastamento nulo t_0 é chamada *normal moveout* (NMO). A correção de *normal moveout* anula o efeito do *offset* ao trazer os eventos ocorridos no tempo t para o tempo t_0 , isto é, para o *offset* nulo.

A correção NMO é dada pela diferença:

$$\Delta t_{NMO} = t - t_0. \quad (3.21)$$

Substituindo-a na equação 3.19, temos:

$$\Delta t_{NMO} = t_0 \left[\sqrt{1 + \left(\frac{x}{Vt_0}\right)^2} - 1 \right]. \quad (3.22)$$

Uma vez aplicada a correção NMO aos traços de cada família CMP, os eventos hiperbólicos associados às reflexões estarão horizontalizados. A velocidade utilizada na correção NMO é denominada velocidade de NMO (V_{NMO}). Caso a velocidade NMO usada na equação

3.22 for maior que a velocidade do meio, ocorre uma subcorreção; se for menor, ocorre uma sobrecorreção, e em ambos os casos os eventos não estarão horizontalizados.

3.2.6 Empilhamento

Após a correção de NMO todos os traços de uma mesma família CMP horizontalizada representam o mesmo traço de afastamento nulo ou *zero-offset*. Esta redundância de informação é crucial uma vez que aumenta a razão sinal-ruído. Portanto, ao invés de selecionar somente um traço da família para representar o CMP, calcula-se a média aritmética de todos os traços, isto é, cada amostra do traço sísmico resultante é a média aritmética da mesma amostra de todos os traços pertencentes ao CMP de acordo com a equação abaixo:

$$A(t) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N a_i(t), \quad (3.23)$$

onde $A(t)$ é a amplitude da amostra correspondente ao tempo t , N é o número de traços que compõem a família CMP, $a_i(t)$ é o valor da amplitude do traço i no tempo t . A razão sinal-ruído aumenta uma vez que o ruído é considerado aleatório e a soma de valores aleatórios tende a zero para N elevado.

Unindo lado a lado o traço resultante que corresponde a cada uma das famílias CMP, tem-se a seção empilhada, cuja qualidade estará diretamente ligada à qualidade do campo de velocidades gerado, isto é, à capacidade de horizontalizar os eventos hiperbólicos de reflexão.

3.2.7 Correção estática residual

De posse do campo de velocidades gerado pela análise de velocidades preliminar foi possível construir a seção empilhada. Este empilhamento inicial tem como objetivo servir de base para aplicação da estática residual. A partir dela, uma nova análise de velocidades será realizada - desta vez, com uma melhor continuidade dos eventos hiperbólicos de reflexão - para gerar o campo de velocidades final e, enfim, a seção empilhada final.

O objetivo da estática residual é obter um maior alinhamento possível de sinais primários em traços de uma mesma família CMP, além de corrigir erros que não puderam ser corrigidos somente com a correção estática. Usa-se como ponto de partida horizontes de referência no dado empilhado para, posteriormente, aplicar o processo. No presente trabalho, a estática residual foi aplicada com o módulo *2D/3D Max. Power Autostatics* do *software Seispace*.

Devido a baixa qualidade do dado sísmico, não foi possível observar continuidade de

refletores numa pequena porção da seção empilhada, conforme a Figura 3.19.

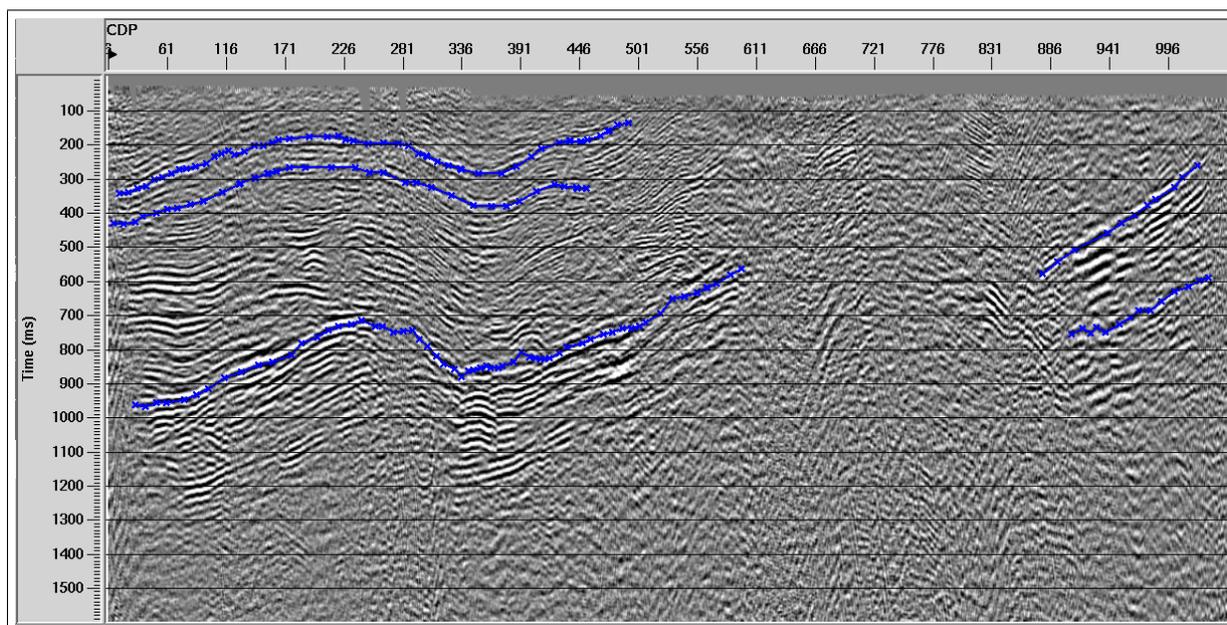


Figura 3.19: Horizontes associados a refletores contínuos para aplicação da estática residual.

A Figura 3.20 mostra a diferença na continuidade dos eventos hiperbólicos em um mesmo *supergather* sem a estática residual (a) e com a estática residual (b) para a segunda análise de velocidades.

E, realizando a análise de velocidades pós-estática residual, chegamos ao campo de velocidades final (Figura 3.21).

3.2.8 Migração

A migração é a etapa do processamento na qual os refletores são levados à sua posição real. A seção *zero-offset* representa uma seção sísmica que simula uma aquisição na qual a fonte sísmica e o receptor do sinal estão posicionados no mesmo ponto em superfície, ou seja, sem distância horizontal entre eles. Caso alguma estrutura seja inclinada, como, por exemplo, um domo de sal ou uma falha geológica, o refletor correspondente na seção sísmica - denominado refletor aparente - aparecerá numa posição abaixo e com dimensões maiores que a realidade - chamado refletor verdadeiro. Ou seja, a seção empilhada sem migração mostrará estruturas maiores e em posição mais abaixo, impossibilitando a demarcação precisa de estruturas de interesse.

A equação fundamental da migração, que relaciona a posição do refletor aparente e verdadeiro é dada pela Equação 3.24:

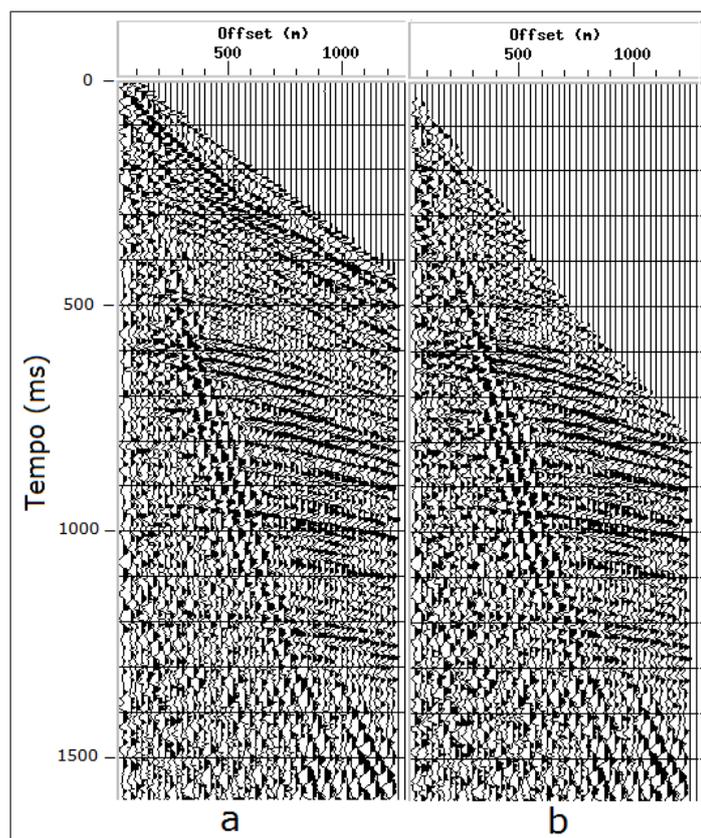


Figura 3.20: O mesmo *supergather*: a) sem estática residual; b) com estática residual para a segunda análise de velocidades.

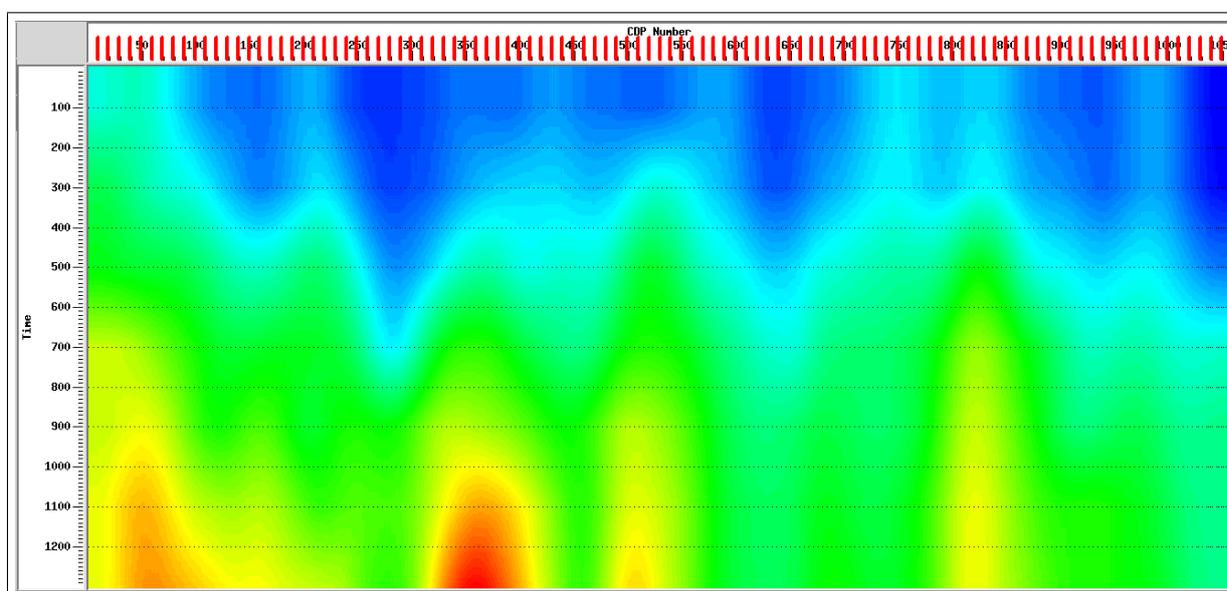


Figura 3.21: Campo de velocidades final após aplicação da estática residual. A cor azul representa velocidades menores e a cor vermelha, maiores.

$$\sin \beta = \tan \alpha, \quad (3.24)$$

onde α é o ângulo de inclinação do refletor aparente e β é o ângulo de inclinação do refletor verdadeiro.

Pode-se migrar uma seção no tempo ou na profundidade, e ela pode ser realizada antes ou depois do empilhamento. Deve-se lembrar que o custo computacional da migração pré-empilhamento é maior, pois é realizada em todos os traços do dado original, enquanto a migração pós-empilhamento é realizada na seção empilhada *zero-offset*.

Diversos métodos de migração foram implementados para diferentes graus de complexidade de modelo geológico, cada um com custo computacional diferente. Considerando, por exemplo, alguns métodos *pós-stack* que utilizam como base física a equação de Helmholtz, temos a migração Stolt, que só pode ser usado para um modelo de velocidade constante; migração *phase-shift*, que só pode ser usado para um modelo de velocidade que varie com a profundidade; e os métodos PSPI (*phase-shift plus interpolation*) e *split-step*, os quais servem para modelos de velocidades que variam tanto com a profundidade quanto com o *offset*. No entanto, todos os métodos listados acima tem o alcance limitado, isto é, não são capazes de migrar inclinações de qualquer ângulo, já que não usam como base a equação completa da onda.

Neste trabalho foi aplicada a migração Kirchhoff *pós-stack* no domínio do tempo, a qual se baseia na solução integral da equação da onda acústica. Não foi possível realizar a migração Kirchhoff *pré-stack* por motivos operacionais no *software Seispace*. No entanto, a migração *pós-stack* se mostrou suficiente para levar os refletores à sua posição correta com um custo computacional baixo. Foge ao escopo deste trabalho se aprofundar no estudo sobre este método de migração, sendo por este motivo apresentado somente um breve resumo.

Parte-se do teorema de Gauss, o qual enuncia que o fluxo externo de um campo vetorial \vec{F} que passa numa superfície fechada S é igual à integral do volume V da divergência sobre a região dentro da superfície:

$$\oint_V \nabla \cdot \vec{F} dV = \oint_S \vec{F} \cdot \hat{n} dS, \quad (3.25)$$

onde \hat{n} é o versor normal à superfície S . \vec{F} pode ser definido por:

$$\vec{F} = P\nabla G - G\nabla P, \quad (3.26)$$

com $P = P(x, y, z, \omega)$ e $G = G(x, y, z, \omega)$ sendo grandezas escalares dependentes das coordenadas espaciais x, y e z e da frequência angular ω .

Aplicando a Equação 3.26 na Equação 3.25, temos o Teorema de Green:

$$\oint_V (P\nabla^2 G - G\nabla^2 P) dV = \oint_S (P\nabla G - G\nabla P) \cdot \hat{n} dS, \quad (3.27)$$

onde $\nabla^2 = \nabla \cdot (\nabla)$ é o operador Laplaciano. De acordo com a Equação 3.27, consegue-se informações de um campo de onda a partir de medidas desse campo efetuadas na superfície que envolve o volume.

Mas P satisfaz a equação de Helmholtz:

$$\begin{aligned} \nabla^2 P + k^2 P &= 0 \\ \nabla^2 P &= -\frac{\omega^2}{v^2} P, \end{aligned} \quad (3.28)$$

onde $k = \frac{\omega}{v}$ é o número de onda e v é a velocidade de fase da onda. Esta equação representa a propagação da onda gerada por fontes fora do volume V .

Já G satisfaz:

$$\nabla^2 G + k^2 G = 4\pi\delta(r' - r_0), \quad (3.29)$$

onde $r' = \vec{r}'(x', y', z' = 0)$ representa as coordenadas dos pontos de observação, e $r_0 = \vec{r}'_0(x'_0, y'_0, z_0)$ representa as coordenadas das fontes impulsivas (modelo do refletor explosivo). Esta equação representa a propagação de onda gerada por fontes dentro do volume V .

Substituindo as Equações 3.28 e 3.29 em 3.27, temos a integração de Kirchhoff:

$$P(r_0) = P(x_0, y_0, z_0) = \oint_S (P\nabla G - G\nabla P) \cdot \hat{n} dS, \quad (3.30)$$

que avalia o campo no interior do volume V (\vec{r}'_0) a partir de medidas feitas na superfície fechada S .

Se considerarmos $S = S_1 + S_2$, com S_1 tendo coordenada $z = 0$ (superfície $z = 0$, onde as medidas foram tomadas) e S_2 um volume com raio suficientemente grande, teremos $S = S_1$. Com S_1 horizontal, então:

$$\begin{aligned} \nabla P \cdot \hat{n} &= -\frac{\partial P}{\partial z} \\ \nabla G \cdot \hat{n} &= -\frac{\partial G}{\partial z} \end{aligned} \quad (3.31)$$

Substituindo a equação 3.31 em 3.30 e lembrando que em S_1 temos $G = 0$ (condição de contorno de Dirichlet), a equação de Kirchhoff se torna:

$$P(\vec{r}_0, \omega) = -\frac{1}{4\pi} \oint_{S_1} P \frac{\partial G}{\partial z} dS_1 \quad (3.32)$$

No caso tridimensional, a função de Green é definida por:

$$\begin{aligned} G &= \frac{e^{ik \cdot r}}{r} \\ k &= \frac{\omega}{v} \\ G &= \frac{e^{i\omega\tau(x,z)}}{r}, \end{aligned} \quad (3.33)$$

com $\tau = \frac{r}{v}$ e r sendo a distância do geofone até a fonte explosiva.

Substituindo a equação 3.33 em 3.32 chega-se à solução no domínio da frequência:

$$P(r_0, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int dx' \int dy' P(x', y', z' = 0, \omega) \cos\alpha \left[\frac{1}{r^2} - \frac{i\omega}{vr} \right] e^{i\frac{\omega}{v}r}, \quad (3.34)$$

onde $\cos\alpha = \frac{z_0}{r}$. No domínio do tempo, a solução é:

$$P(r_0, \omega) = \frac{1}{2\pi} \int dx' \int dy' \frac{\cos\alpha}{rv} \frac{\partial P}{\partial t}(x', y', z' = 0, t - \tau), \quad (3.35)$$

onde $\tau = \frac{r}{v}$ é a diferença do tempo trazendo o dado do nível A para o nível B abaixo de A.

A Figura 3.27 na subseção seguinte mostra o resultado da migração Kirchhoff *pós-stack* no domínio do tempo.

3.2.9 Resultados: seções sísmicas

Nesta subseção são mostradas as seções empilhadas e migrada que foram geradas nas principais etapas do processamento. Cada figura, a partir da segunda, traz um quadro vermelho que deixa evidente a melhoria na qualidade da seção sísmica em relação à figura anterior.

A Figura 3.22 mostra a seção empilhada com o campo de velocidades preliminar, anterior à estática residual, após o pré-processamento, isto é, após as etapas de edição, mute e reversão de traços e correção estática de campo. Já é possível observar que as reflexões sísmicas chegam a até o tempo duplo de 1500 ms, abaixo do qual já se chega ao embasamento.

A Figura 3.23 mostra a seção empilhada após a atenuação da onda direta pela filtragem SVD no domínio F-X. Os ruídos coerentes de elevada amplitude e baixa frequência para os

tempos duplos de até 1000 ms são atenuados, desmascarando refletores.

As Figuras 3.24 e 3.25 mostram, respectivamente, a seção empilhada após a filtragem de *ground-roll* por balanceamento espectral e por ST-SVD + deconvolução preditiva multicanal do pulso. Ruídos de baixa frequência e alta amplitude foram atenuados dando lugar às reflexões. As diferenças entre as duas seções empilhadas deixam claro aquilo que os resultados no domínio CDP e nos *supergathers* já haviam mostrado: a filtragem por ST-SVD + deconvolução preditiva multicanal foi mais eficaz, dando uma maior continuidade e visibilidade aos refletores.

A Figura 3.26 mostra o resultado da estática residual no dado filtrado por ST-SVD + deconvolução. Percebe-se claramente que nas regiões da seção onde foi possível mapear horizontes de referência houve um aumento na continuidade dos refletores. No entanto, a região entre os CDPs 600 e 850 se manteve inalterada, uma vez que não foi possível mapear nenhum horizonte nesta zona de baixa razão sinal-ruído.

Finalmente, a Figura 3.27 mostra a seção sísmica final, após a migração Kirchhoff pós-stack, a qual foi capaz de levar os refletores à sua posição correta. Esta seção foi a usada para as etapas posteriores de amarração sísmica-poço e interpretação sismoestratigráfica.

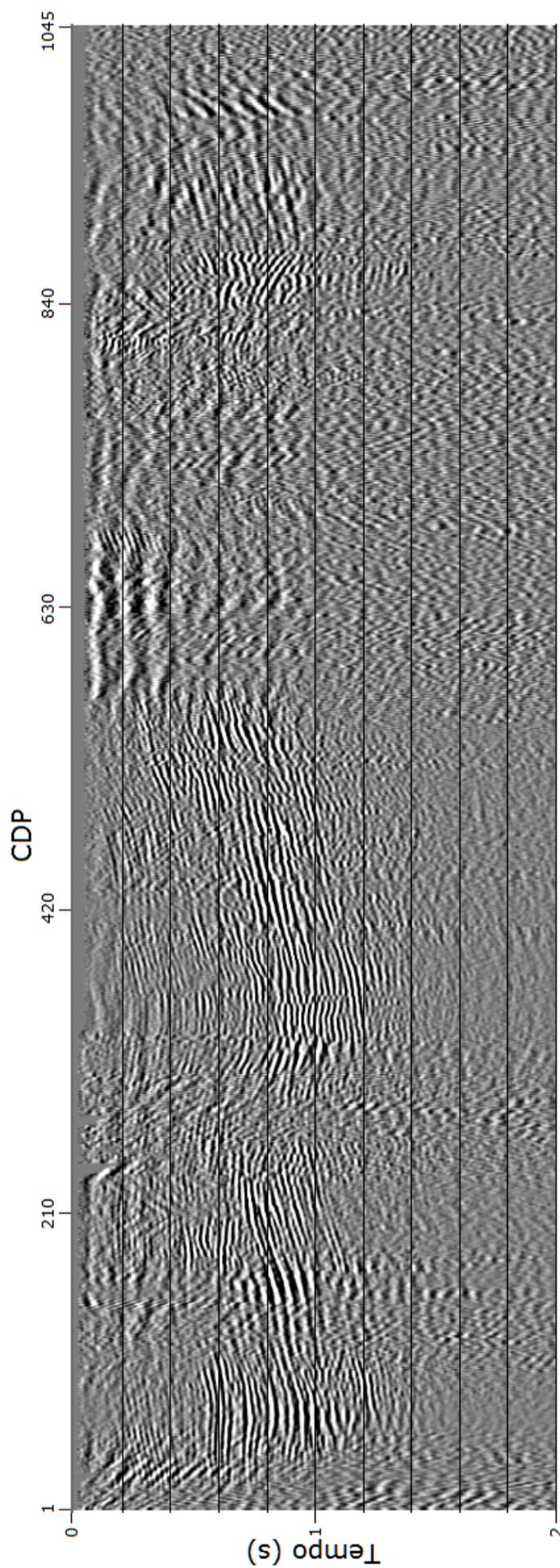


Figura 3.22: Seção empilhada após as etapas de edição, *mute* e correção estática.

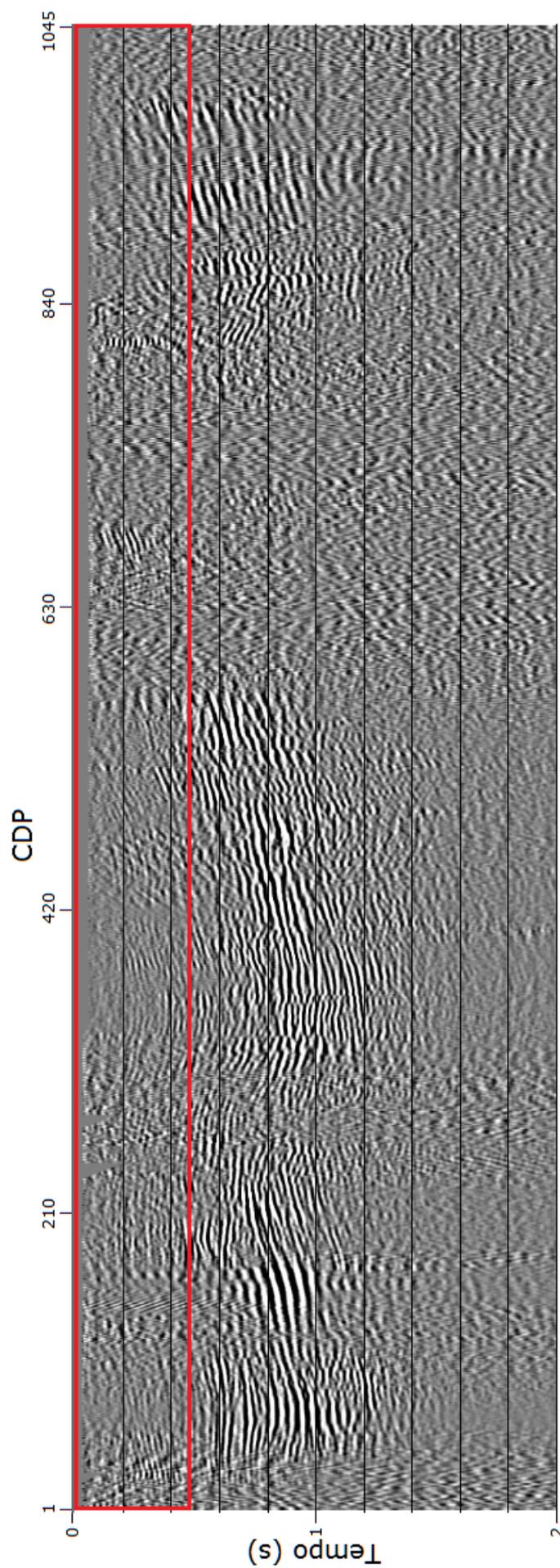


Figura 3.23: Seção empilhada após a atenuação da onda direta.

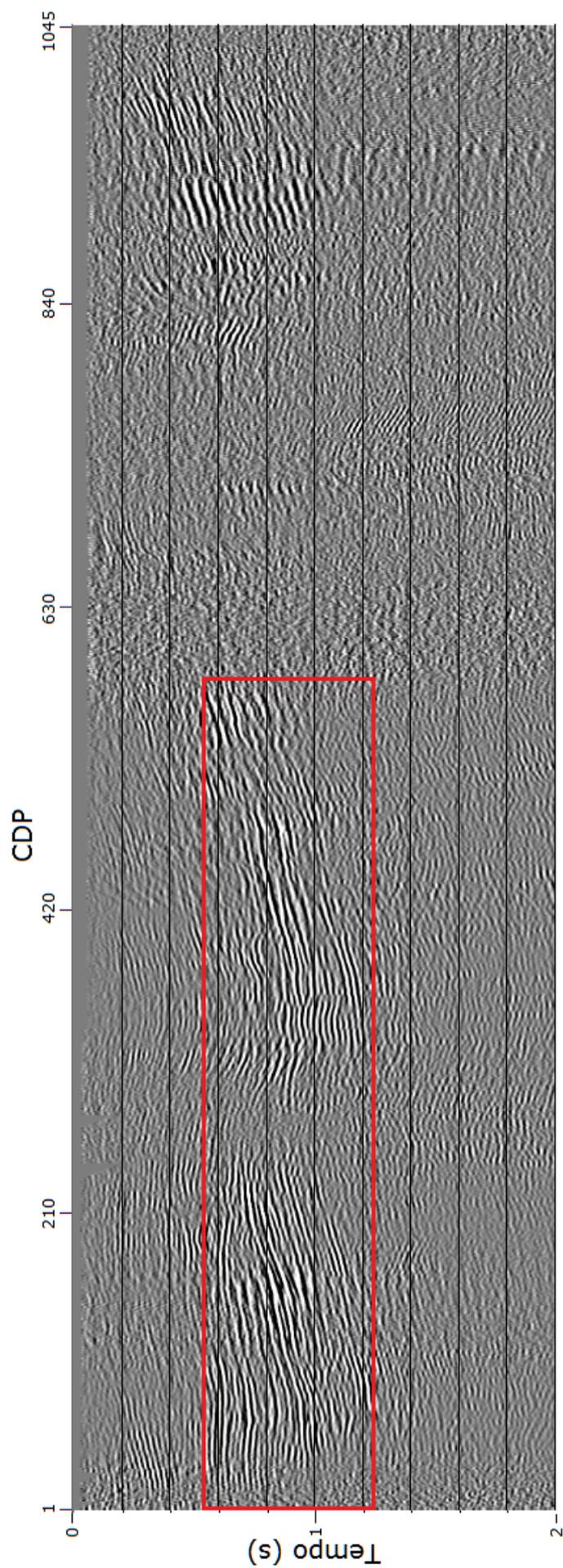


Figura 3.24: Seção empilhada após filtragem de *ground-roll* por balanceamento espectral.

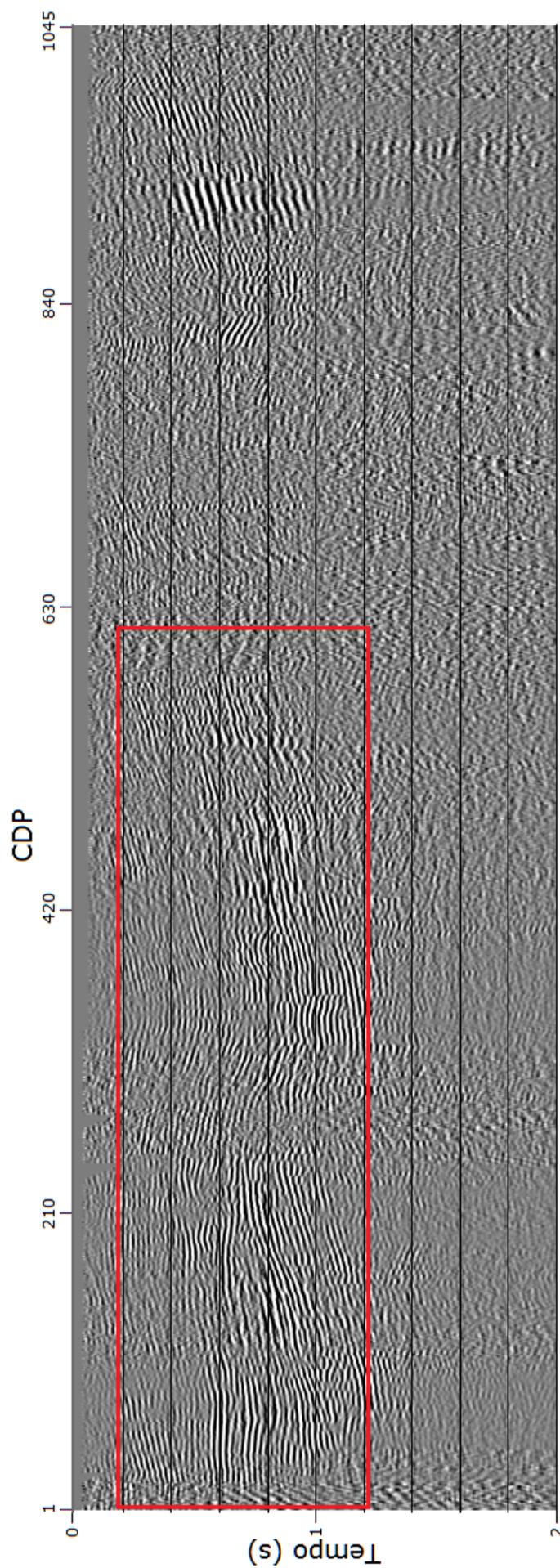


Figura 3.25: Seção empilhada após filtragem de *ground-roll* por ST-SVD.

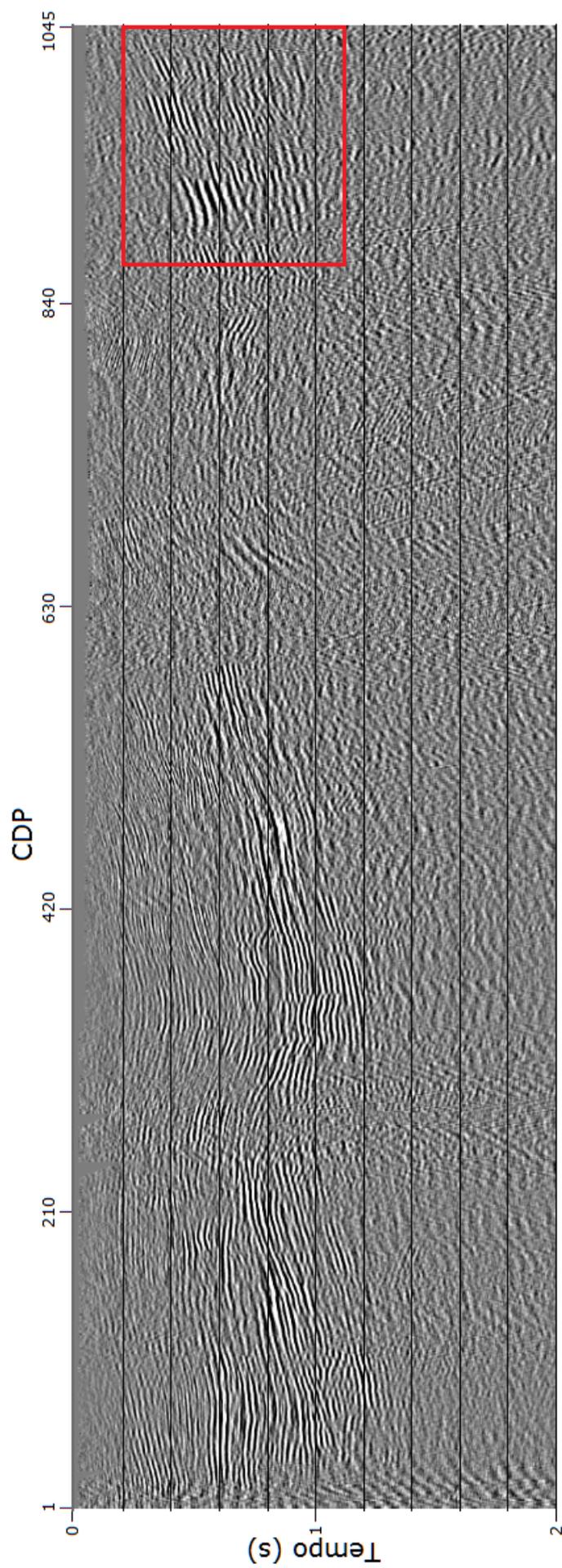


Figura 3.26: Seção empilhada com o campo de velocidades final, após filtragem de *ground-roll* por ST-SVD e estática residual.

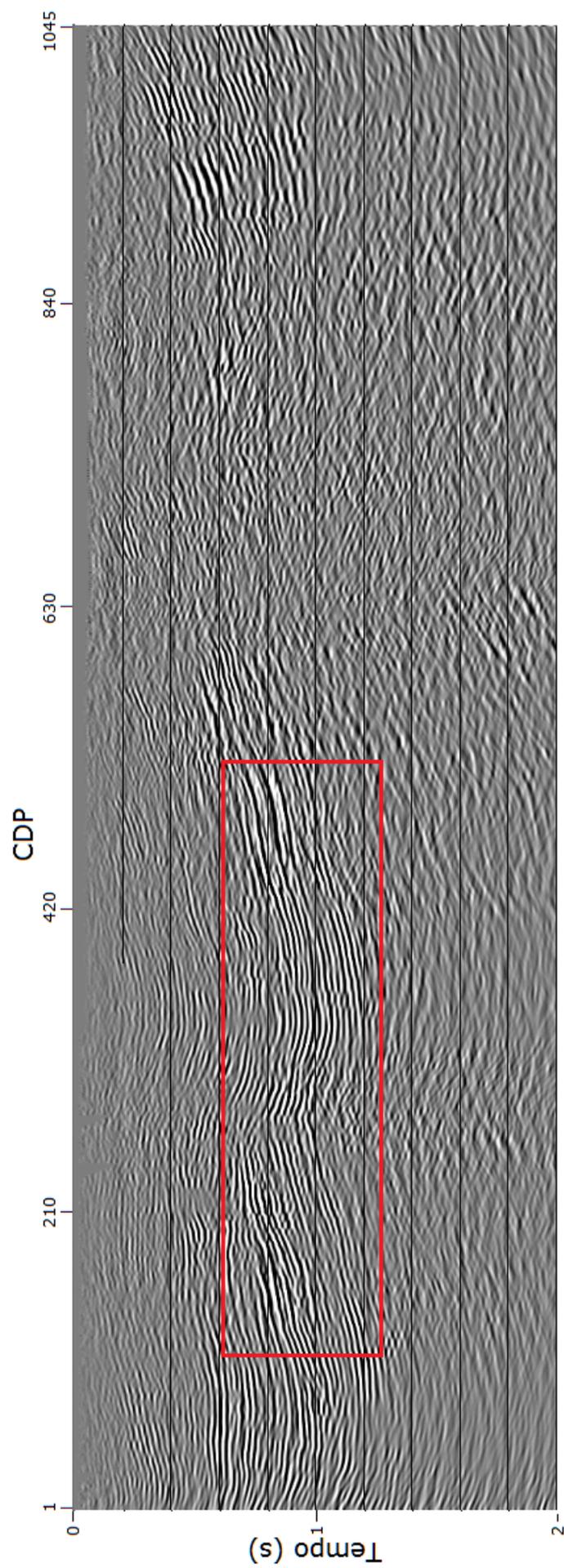


Figura 3.27: Seção migrada por Kirchhoff *pós-stack*, com campo de velocidades final.

4

Resultados finais

O objetivo central do processamento sísmico é fornecer uma seção sísmica que torne possível uma interpretação que melhore o conhecimento acerca da evolução tectônica e sedimentar de uma bacia sedimentar com o intuito de identificar e mapear possíveis reservatórios de hidrocarboneto. Uma nova abordagem na Bacia do Recôncavo que utilize técnicas de processamento e ferramentas de interpretação não usadas anteriormente se faz necessária por se tratar de uma bacia onde coexistem levantamentos sísmicos antigos com novos e os campos são maduros.

Desta forma, propomos no presente trabalho uma interpretação sismoestratigráfica baseada na estratigrafia de sequências, ferramenta capaz de compreender o preenchimento sedimentar de uma bacia a partir da análise das relações espaciais e temporais dos pacotes sedimentares, diferentemente da forma puramente descritiva feita pela Litoestratigrafia. Contudo, a estratigrafia de sequências foi originalmente desenvolvida para bacias de margem passiva e sua aplicação para a interpretação de bacias de outras naturezas depende de adaptações. Por este motivo, o presente trabalho adota o modelo de Prosser (1993), que adapta a estratigrafia de sequências à bacias do tipo *rift*.

O modelo de Prosser (1993) assume que é a tectônica - e não a eustasia - o principal fator controlador da relação entre taxa de acomodação e aporte sedimentar. Desta forma, a sequência deposicional correspondente à fase *rift* não deve ser dividida em relação à curva de variação do nível de base, mas em relação à evolução do rifteamento.

Para auxiliar a interpretação foram usados dois poços amarrados à seção. Inicialmente, os perfis de raio gama dos poços foram interpretados, dividindo seu conteúdo entre os tratos de sistemas tectônicos de acordo com os padrões de empilhamento. Posteriormente, os

perfis sônicos e de densidade foram usados para gerar o sismograma sintético e amarrar os poços à seção para, finalmente, a seção sísmica ser interpretada com uma maior riqueza de informações.

4.1 Interpretação dos perfis de poço

Os poços foram interpretados a partir dos perfis de raio gama. Perfis de raio gama têm a utilidade de diferenciar folhelhos de rochas não-argilosas, pois aqueles têm maior teor de Potássio 40 e habilidade em reter íons metálicos, como Urânio e Tório. Dessa forma, quanto maior o valor da radioatividade, maior o teor de argilas e folhelhos na camada em questão.

Esta informação guarda grande importância para a estratigrafia de sequências. A relação dinâmica entre taxa de acomodação (criação de espaço) e aporte sedimentar determina a trajetória da linha de costa da bacia, podendo haver transgressão, regressão forçada ou regressão normal, cada qual com padrões de empilhamento característicos. E esses padrões de empilhamento - retrogradação, progradação ou agradação - são identificáveis em escala de poço pelo perfil de raio gama uma vez que a relação temporal entre folhelhos e sedimentos maiores numa camada sedimentar é fruto da relação temporal entre a taxa de acomodação e aporte sedimentar no momento da sedimentação. Identificando os padrões de empilhamento na camada sedimentar em toda a extensão do poço será possível identificar a sequência *rift* da bacia e as superfícies limítrofes dos tratos de sistemas.

A análise tem como objetivo a delimitação da sequência *rift* e a delimitação dos tratos de sistemas de início de *rift* (TSTIR), de clímax de *rift* (TSTCR) e de final de *rift* (TSTFR) a partir da identificação dos padrões de empilhamento e no agrupamento das tendências deposicionais semelhantes.

Apesar de somente dois poços estarem localizados dentro dos limites da seção sísmica, outros poços das proximidades foram utilizados para dar maior consistência à interpretação dos perfis de raio gama uma vez que os poços não foram perfilados em sua totalidade.

A Figura 4.1 mostra o poço 1-BGR-0001 interpretado. Na cor azul, o perfil de raio gama; em cinza, o caliper; e, em vermelho, o potencial espontâneo, sem utilidade para este propósito. No perfil de raio gama é possível notar um padrão agradacional à progradacional, isto é, uma diminuição da radiotividade para profundidades menores e, posteriormente, uma clara tendência retrogradacional, cuja base indica o fim do TSTIR e o início do TSTCR. O caliper mede o diâmetro do poço - o qual pode sofrer alterações devido a desmoronamentos - e, por isso, serviu como controle de qualidade para o perfil de raio gama.

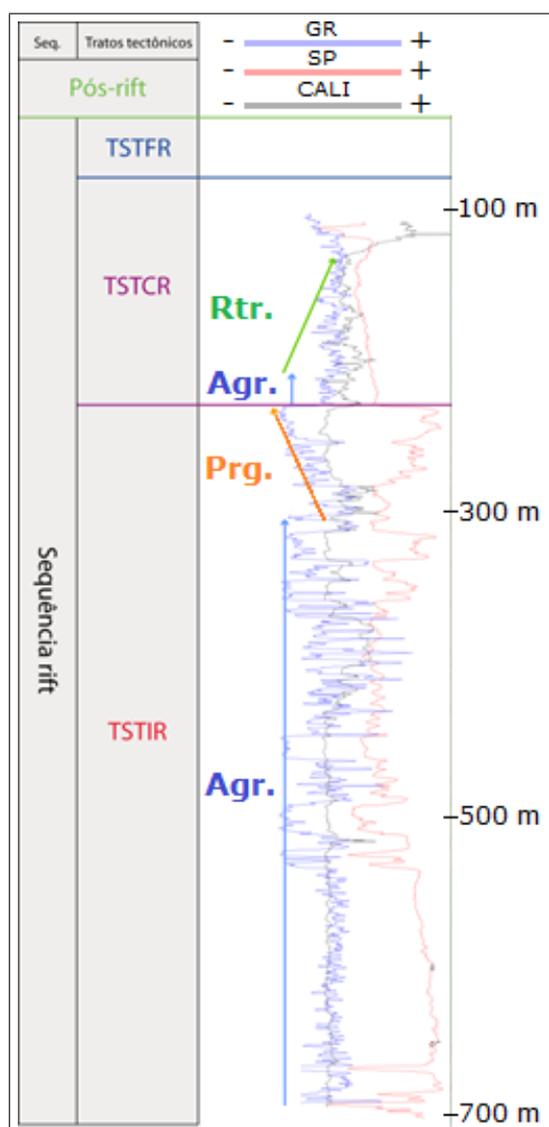


Figura 4.1: Interpretação do perfil de raio gama (cor azul) do poço 1-BGR-0001. A radioatividade cresce para a direita e diminui para a esquerda. Em cinza, o caliper; em vermelho, o potencial espontâneo.

As Figuras 4.2 e 4.3 mostram duas seções estratigráficas desenvolvidas a partir da interpretação do perfil de raio gama dos poços localizados na região. O *datum* escolhido para as duas seções estratigráficas foi a SRM (superfície de rifteamento máximo), acima da qual os estratos tendem a estar horizontalizados devido ao fim dos pulsos tectônicos. O *datum* representa como se encontrava a bacia durante o período geológico no qual os pulsos tectônicos findaram. Evidentemente, esta representação é grosseira e meramente esquemática uma vez que foram desconsiderados os efeitos estruturais do tectonismo e não há uma verdadeira correspondência entre os pacotes sedimentares ilustrados e os reais. O único propósito das seções estratigráficas é nos dar uma ideia das feições que serão encontradas na seção sísmica.

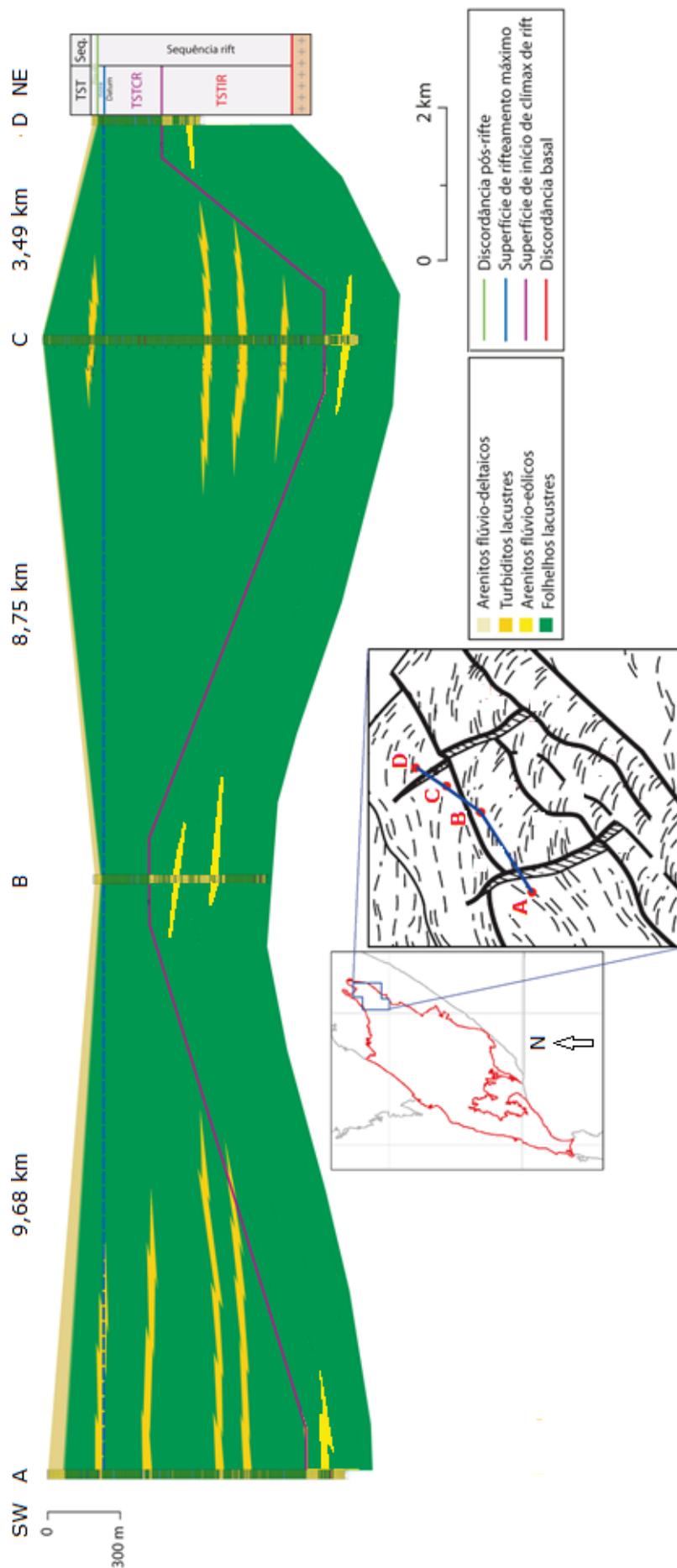


Figura 4.2: Seção estratigráfica esquemática A-B-C-D. Poço B é o 1-BGR-0001.

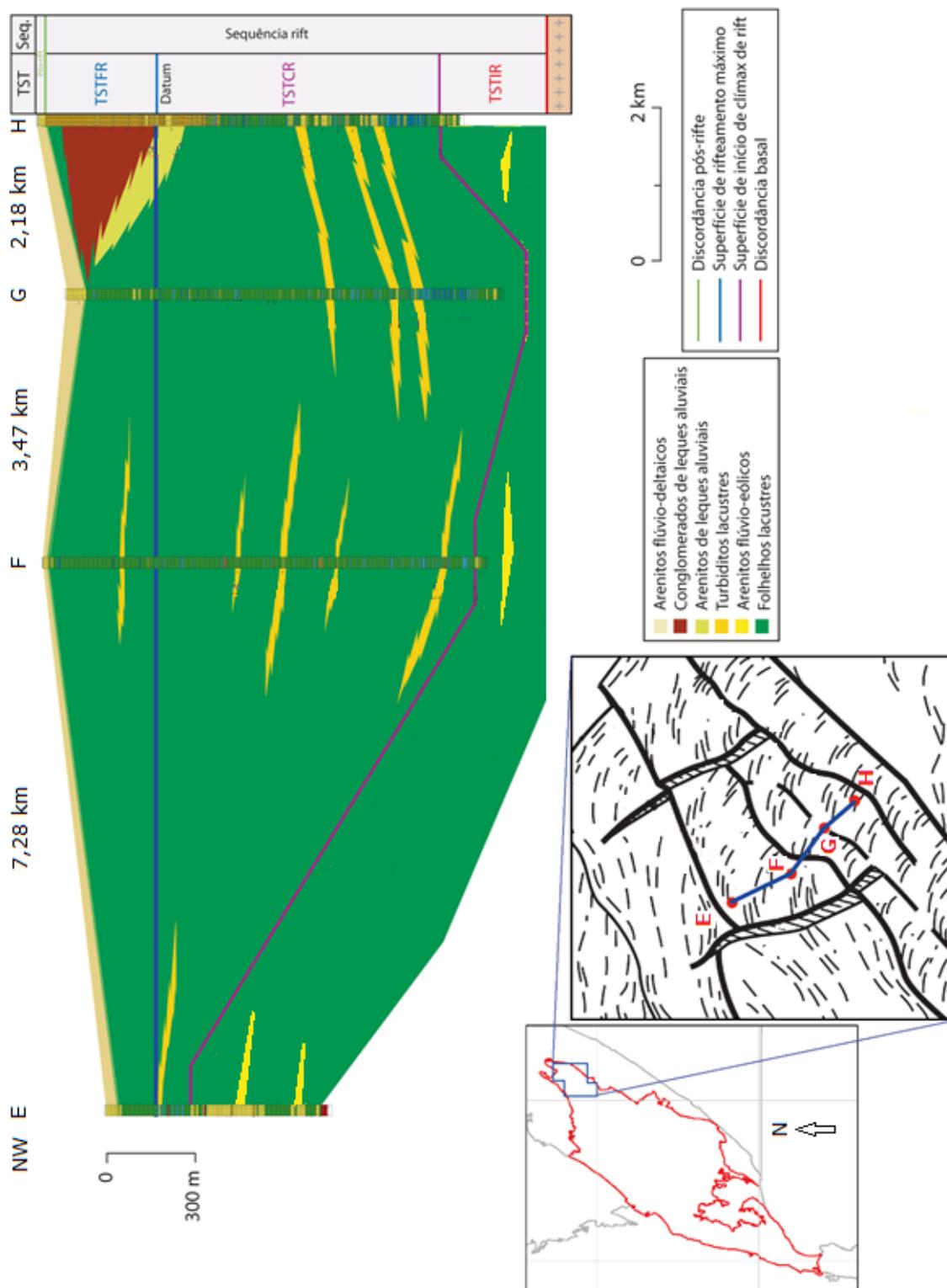


Figura 4.3: Seção estratigráfica esquemática E-F-G-H. Poço G é o 1-MLL-0002.

4.2 Amarração sísmica-poço

A amarração sísmica-poço consiste basicamente em: i) converter a informação presente no perfil sônico do poço - tabela de profundidade *versus* vagarosidade - para tempo duplo acumulado, que é a unidade de medida da seção sísmica; ii) carregar o perfil de densidade ou gerá-lo a partir do perfil sônico; iii) determinar a *wavelet*; e iv) gerar o sismograma sintético, o qual será ajustado à posição vertical correta correspondente na seção sísmica.

Para a realização desta etapa foi utilizado o *software OpendTect*. A Figura 1.5 mostra a localização dos dois poços amarrados à seção sísmica. De acordo com informações da ANP, o poço 1-BGR-0001 é seco, e o 1-MLL-0002 contém óleo.

Nenhum dos dois poços foi perfilado por completo. Para preencher as lacunas do perfil sônico usamos informações do sônico de poços vizinhos correspondentes às mesmas formações geológicas, conforme indicação do arquivo de poço. A Figura 4.4 mostra o resultado após o preenchimento das lacunas e suavização.

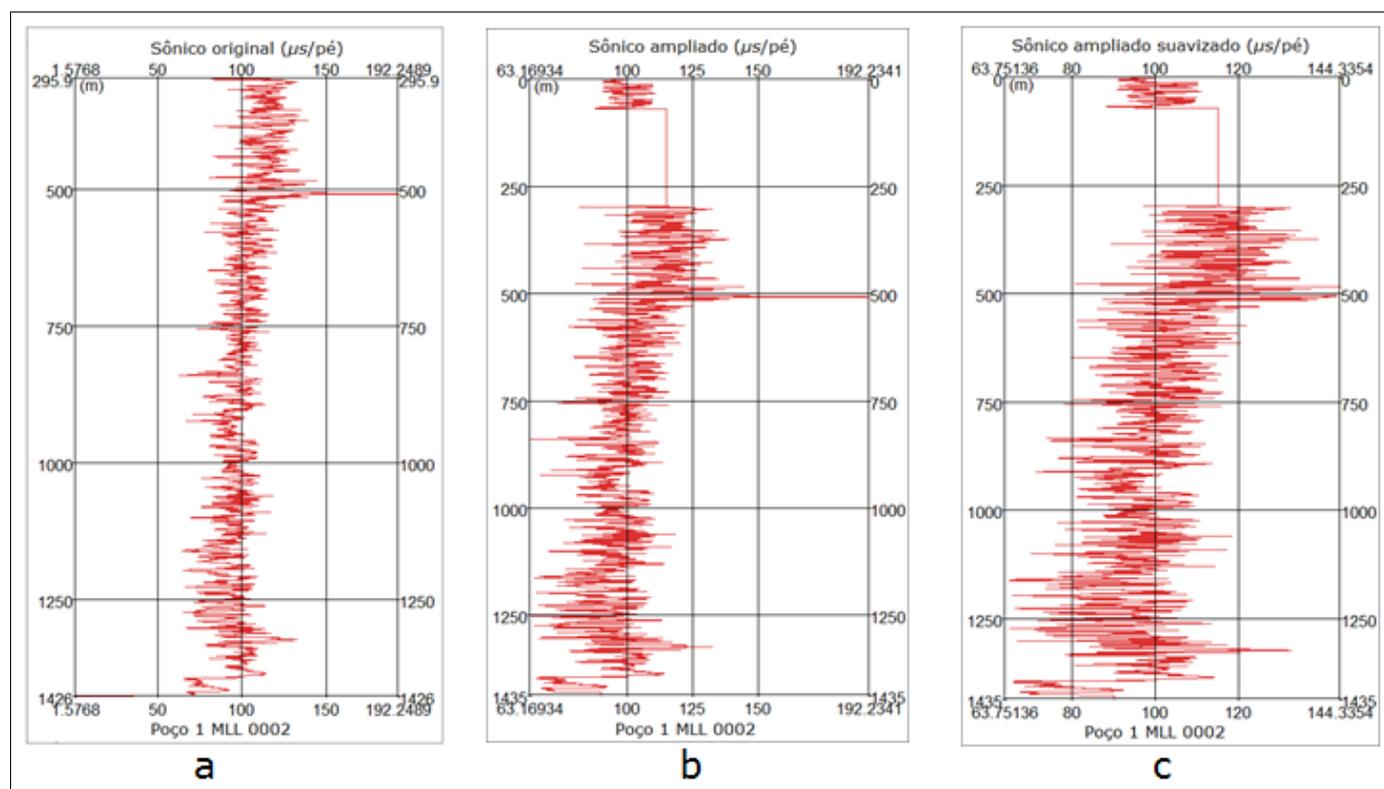


Figura 4.4: Perfil sônico do poço 1-MLL-0002: a) perfil bruto, iniciado aos 295,9 metros de profundidade; b) preenchimento dos 295,9 metros iniciais por dados de poços vizinhos; c) resultado após suavização.

Após o preenchimento do perfil sônico, partimos para a segunda etapa: carregamento

do perfil de densidade. Somente o poço 1-MLL-0002 o forneceu. Para o poço 1-BGR-0001, ele foi gerado a partir do perfil sônico utilizando a equação de Gardner:

$$densidade = a \left(\frac{1}{sonico} \right)^b, \quad (4.1)$$

com as constantes $a = 0,31$ e $b = 0,25$.

De posse dos perfis sônico e de densidade, faltou a última etapa antes da confecção do sismograma sintético: determinar a *wavelet*. O software *OpendTect* permite o uso tanto de uma *wavelet* sintética quanto extraída do dado. A *wavelet* sintética tem sua banda de frequência determinada pelo próprio usuário, enquanto a *wavelet* extraída do dado, como o nome sugere, utiliza informações da própria seção sísmica e costuma gerar melhores resultados.

Utilizamos a *wavelet* extraída do dado, cujos passos são: i) extrai-se os traços de uma região escolhida da seção sísmica; ii) calcula-se a auto-correlação dos traços usando o comprimento da *wavelet* desejado; iii) calcula-se o espectro de amplitude da auto-correlação; iv) toma-se a raiz quadrada do módulo do espectro de amplitude e o componente zero Hz é silenciado; v) computa-se a FFT (*fast Fourier transform* inversa; vi) a *wavelet* de fase zero é a parte real da saída do FFT inverso.

A partir do perfil sônico são obtidas as velocidades intervalares as quais, agregadas ao perfil de densidade geram a impedância acústica. A partir do contraste de impedância acústica é calculada a função refletividade a qual, convolvida com a *wavelet* escolhida, fornece o sismograma sintético conforme a Figura 4.5 para o poço 1-MLL-0002:

Para melhorar a qualidade da amarração sísmica-poço, pode-se modificar a *wavelet* extraída - rotação de fase ou mudança do comprimento - de modo que o seu coeficiente de *cross-correlation* aumente. À essa *wavelet* resultante dá-se o nome de "estimada", a qual é utilizada para gerar um novo sismograma sintético, cujos refletores são ligados ao refletor correspondente no CDP da seção sísmica (Figura 4.6). Finalizada a amarração sísmica-poço, basta salvar a tabela tempo *versus* profundidade.

A amarração sísmica-poço para o poço 1-BGR-0001 se mostrou pouco confiável devido à baixa razão sinal-ruído na região correspondente na seção sísmica, pela falta de correção estática residual e pela falta do perfil de densidade. Felizmente, a amarração para o poço 1-MLL-0002 se mostrou satisfatória.

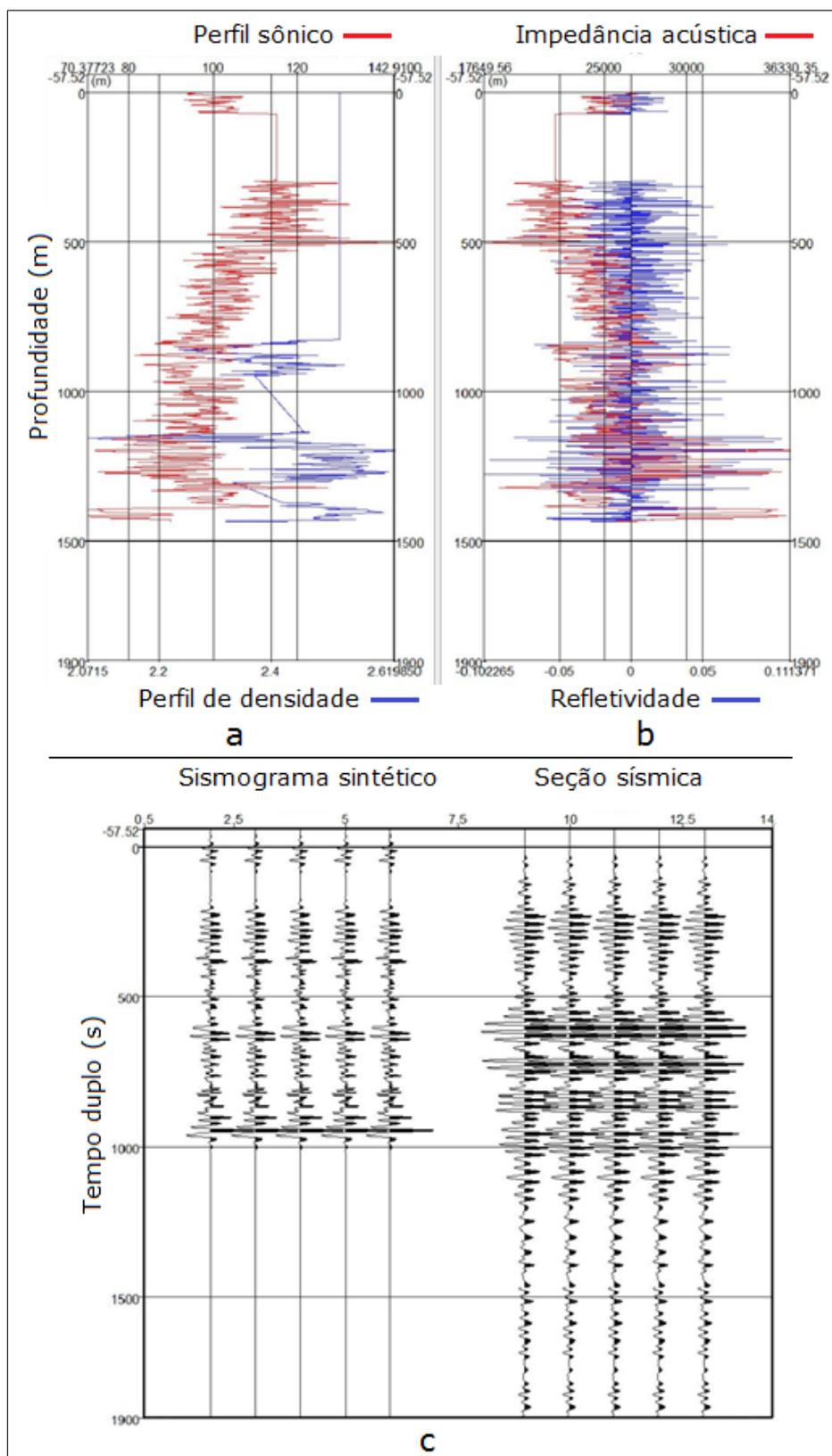


Figura 4.5: Geração do sismograma sintético para o poço 1-MLL-0002. a) perfil sônico (vermelho) e perfil de densidade (azul); b) impedância acústica (vermelho) e refletividade (azul); c) sismograma sintético (à esquerda) e o CDP correspondente na seção sísmica (à direita).

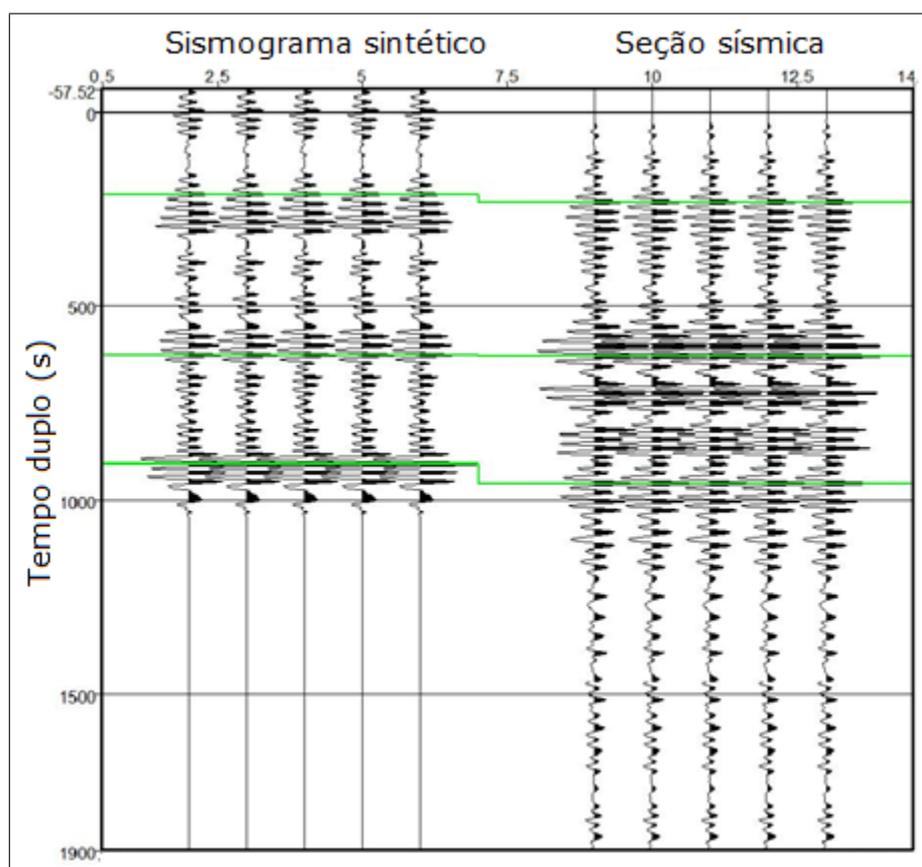


Figura 4.6: Correspondências entre o sismograma sintético final para o poço 1-MLL-0002 e o CDP correspondente na seção sísmica migrada.

4.3 Interpretação sismoestratigráfica

O topo do embasamento foi marcado como sendo o primeiro refletor com alta amplitude e continuidade uma vez que a esta superfície está associado um grande contraste de impedância acústica promovido pela mudança litológica entre rochas ígneas ou metamórficas do embasamento para rochas sedimentares da bacia, conforme indica a Figura 4.7.

A Figura 4.8 mostra a superfície de início de clímax de *rift*, que separa o trato de sistemas tectônicos de início de *rift* (abaixo) do trato de sistemas tectônicos de clímax de *rift* (acima). É possível notar que a superfície indica o início de terminações do tipo *downlap* retrogradacionais, além de divergência de refletores, indicando que a partir deste momento a atividade tectônica se intensificou.

A Figura 4.9 mostra a superfície de rifteamento máximo, o qual separa o trato de sistemas tectônicos de clímax de *rift* (abaixo) do trato de sistemas tectônicos de final de *rift* (acima). São observadas, nessa superfície inclinada, terminações do tipo *onlap*, acima da qual os refletores se tornam horizontalizados, indicando uma diminuição significativa da atividade

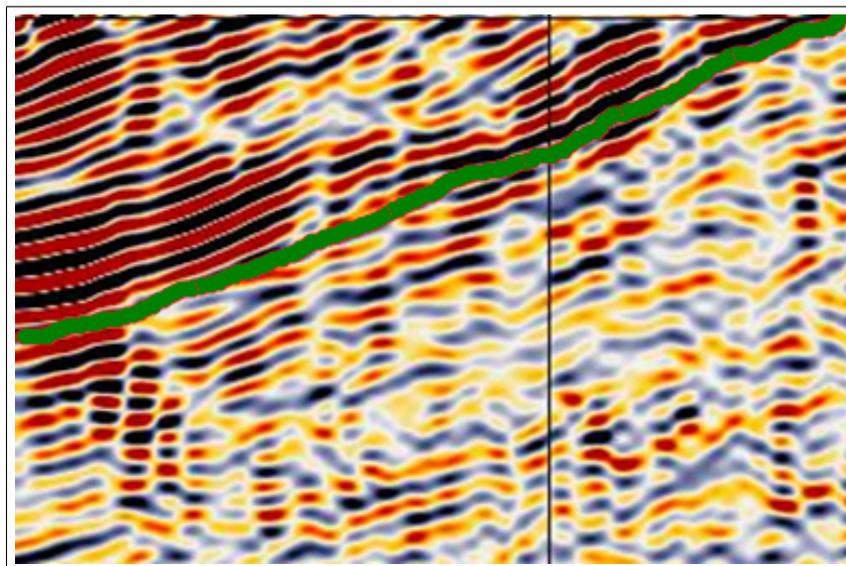


Figura 4.7: Refletor correspondente ao topo do embasamento (cor verde).

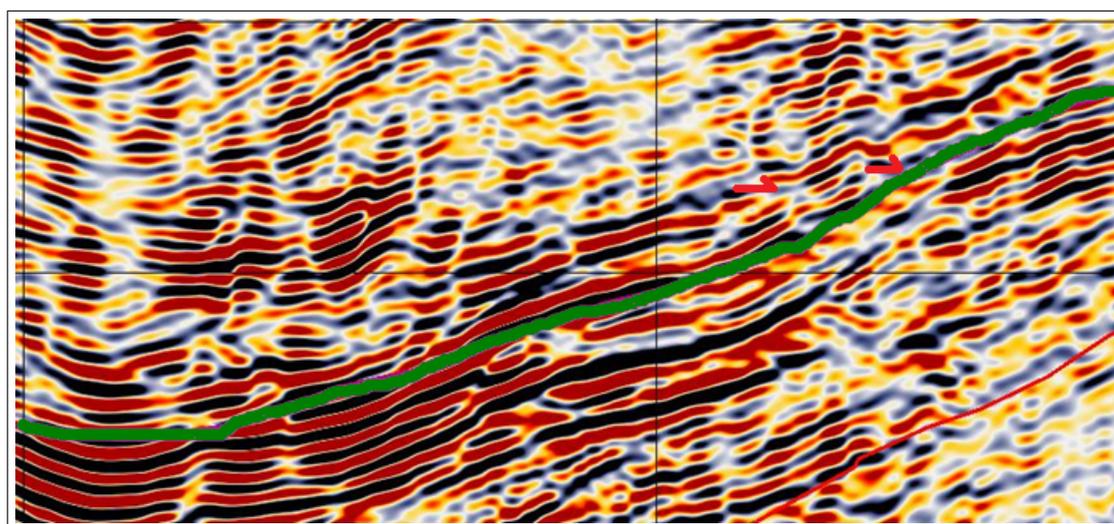


Figura 4.8: Superfície de início de clímax de *rift* (cor verde) separando TSTIR (abaixo) do TSTCR (acima). Notar terminações *downlap* retrogradacionais (setas vermelhas) e divergência de refletores.

tectônica e o início de uma fase de subsidência térmica na bacia.

As Figuras 4.10 e 4.11 mostram, respectivamente, a seção sísmica migrada e interpretada com as superfícies limítrofes dos tratos de sistemas tectônicos, principais falhamentos normais responsáveis pela geometria da bacia e pelos dois poços amarrados.

É importante pontuar que o poço 1-BGR-0001 não foi capaz de fornecer informações coerentes acerca da posição correta das superfícies estratigráficas por estar localizada numa zona de baixa razão sinal-ruído, pela conseqüente falta de estática residual e, possivelmente,

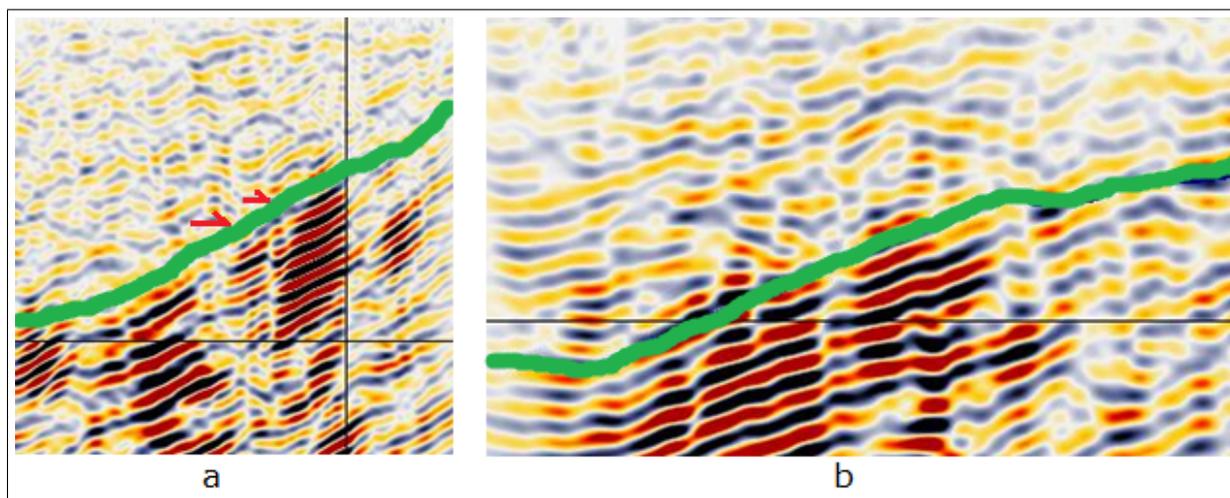


Figura 4.9: Superfície de rifteamento máximo (cor verde) separando TSTCR (abaixo) do TSTFR (acima). Notar terminações *onlap* contra a superfície iniciada (setas vermelhas).

por erros associados ao *datum* usado na seção sísmica. Este poço possui 700 metros de espessura e, de acordo com informações da pasta do poço, chega até o membro Boipeba da formação Aliança, isto é, primeiro pacote sedimentar do *pré-rift*. Abaixo dele só existe a formação Afligidos, da fase sinéclise, o que nos permite concluir que, de fato, a deposição sedimentar nesta região é muito curta, conforme a Figura 4.11. Por outro lado, a amarração do poço 1-MLL-0002 se mostrou satisfatória e indicou de forma coerente a posição da superfície de rifteamento máximo.

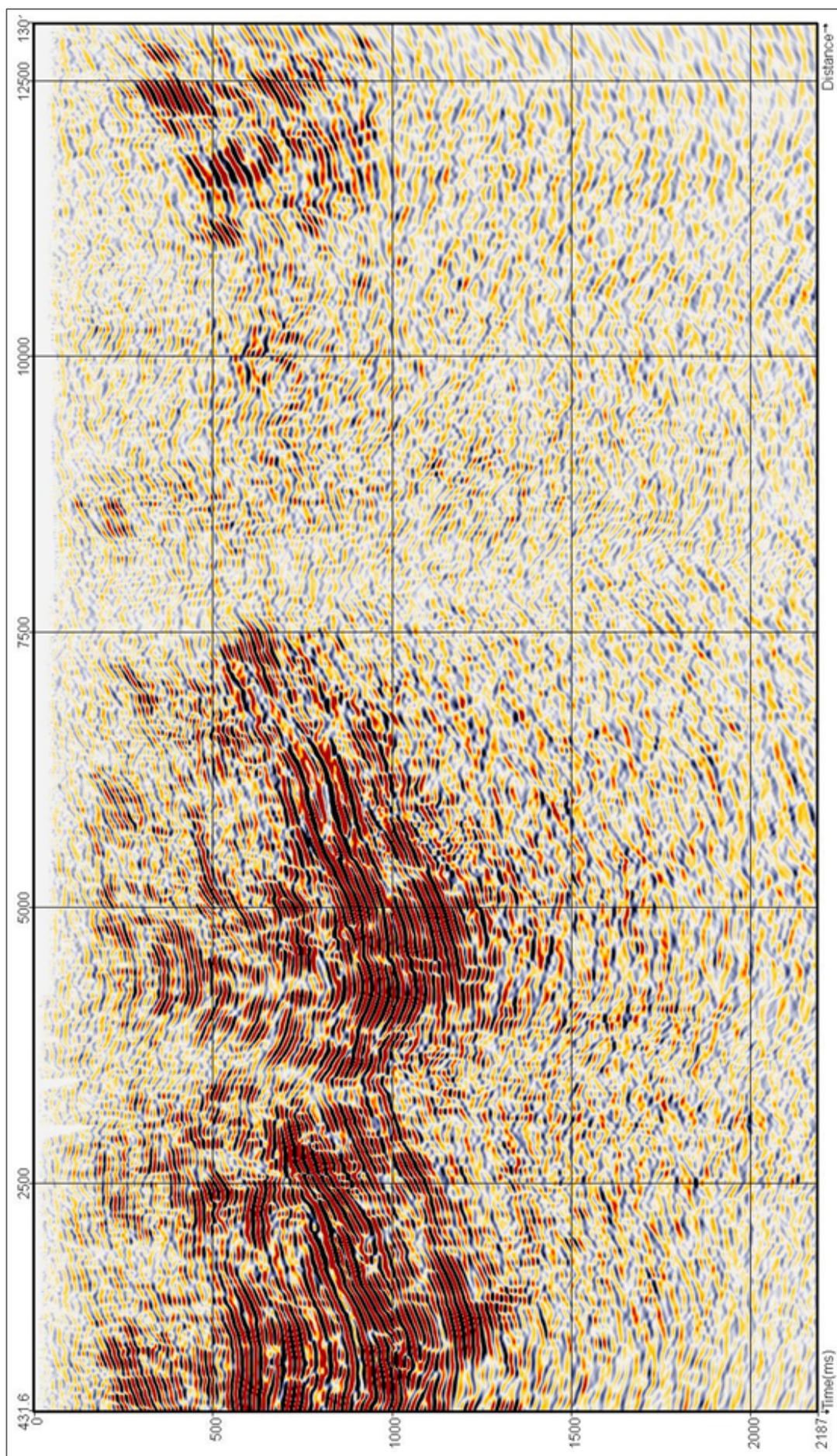


Figura 4.10: Seção sísmica migrada.

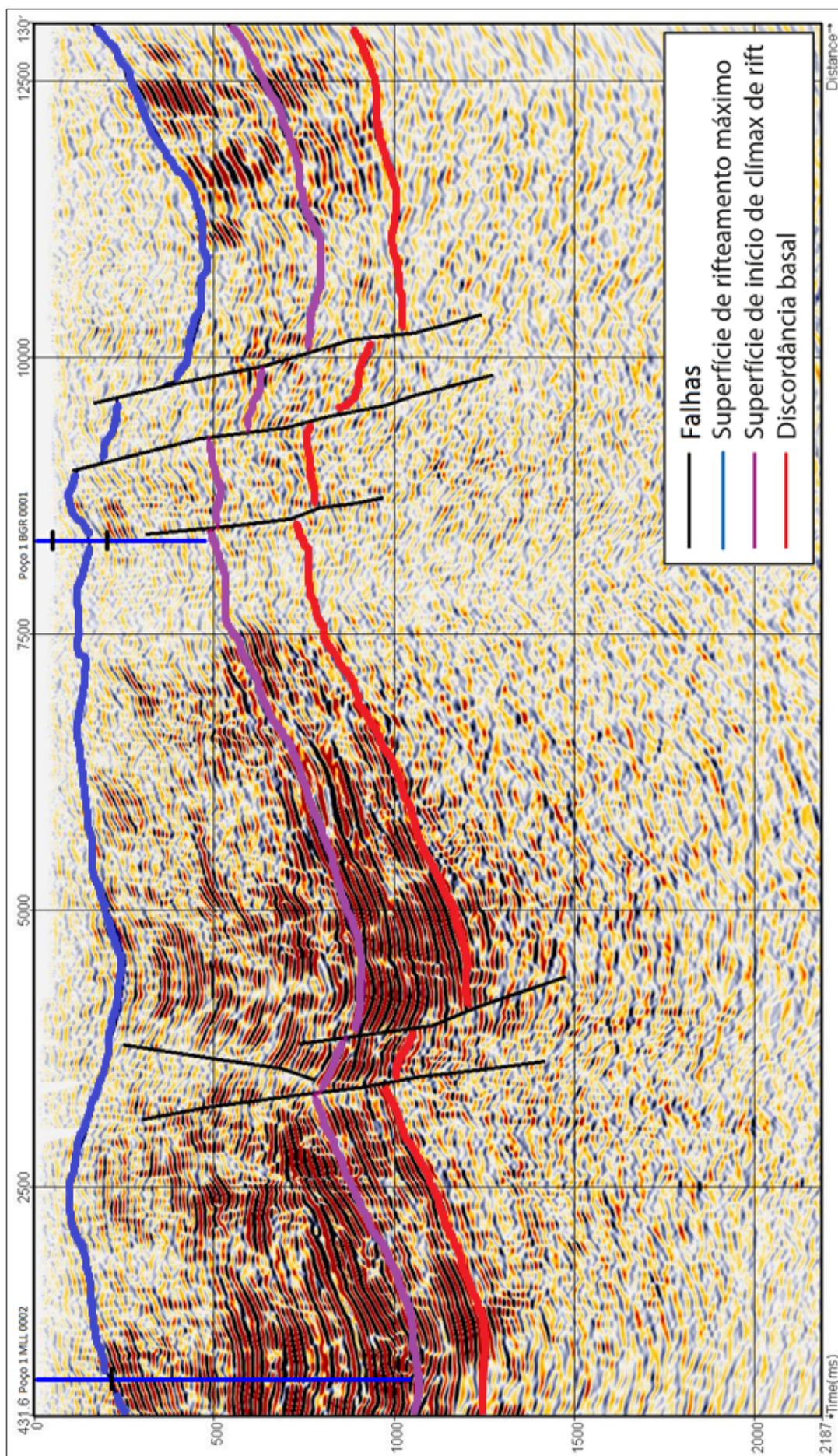


Figura 4.11: Seção sísmica migrada interpretada e com poços amarrados.

5

Conclusões

O dado sísmico processado no presente trabalho tinha originalmente baixíssima razão sinal-ruído, no qual ruídos coerentes como onda direta, onda refratada e *ground-roll* mascaravam as reflexões sísmicas. Após diversas combinações entre métodos de filtragem tradicionais e mais atuais, foi possível melhorar consideravelmente a qualidade da seção final em quase a totalidade da linha sísmica. É curioso que a região da linha sísmica onde não foi possível melhorar a razão sinal ruído coincida com o trecho da linha cuja aquisição se deu com maior grau de cobertura, em arranjo do tipo *split-spread* assimétrico. Acreditamos que tenha sido essa baixa qualidade do sinal no trecho o real motivo de se ter aumentado o grau de cobertura.

O método SVD no domínio F-X se mostrou necessário para atenuar os efeitos da onda direta e refratada, tornando possível visualizar reflexões antes mascaradas nos tempos iniciais de cada registro. Já o método SVD traço a traço (ST-SVD) se mostrou superior aos demais métodos em atenuar os efeitos do ruído de *ground-roll*. A deconvolução preditiva multicanal também se mostrou essencial ao comprimir o pulso e ao individualizar as hipérbolas de reflexão, o que tornou os refletores da seção empilhada final mais contínuos e delgados. Por fim, a migração Kirchhoff, *pós-stack* por motivos operacionais, se mostrou suficiente para levar os refletores às suas posições reais com um custo computacional reduzido.

Mesmo considerando os fatos de a aquisição ser antiga - datada da década de 80 -, de ter baixa taxa de amostragem, de ter um número reduzido de canais por registro e de a linha estar situada numa região limítrofe da bacia, onde as reflexões só chegam a até cerca de 1600 milissegundos de tempo duplo, o resultado final do processamento foi satisfatório e permitiu uma amarração sísmica-poço coerente e uma interpretação sismoestratigráfica realista.

A adaptação da estratigrafia de sequências para bacias *rift* proposta por Prosser (1993)

funcionou satisfatoriamente para o trecho da Bacia do Recôncavo analisado. A predição dos padrões de empilhamento característicos de cada trato de sistemas tectônico foi confirmada pelas terminações estratais na sísmica e pelo perfil de raio gama nos dados de poço. A superfície de início de clímax de *rift*, que separa o TSTIR do TSTCR foi demarcado tendo como base uma superfície *downlap* retrogradacional, a qual coincide também com o início da divergência entre refletores, indicando que a partir daquele momento geológico os pulsos tectônicos atingiram seu ápice. Já a superfície de rifteamento máximo (SRM), que separa o TSTCR do TSTFR, foi demarcado por uma superfície *onlap* acima da qual os refletores se tornam horizontalizados, indicando o fim dos pulsos tectônicos e início da subsidência térmica.

A fase sinéclise, anterior à sequência *rift*, não foi registrada nos poços analisados nem identificada na seção sísmica. Provavelmente isso se deve ao fato de a área estudada se encontrar numa zona limítrofe da bacia, onde não havia deposição sedimentar anterior ao rifteamento. A fase Neógeno, posterior à sequência *rift*, não foi identificada na seção sísmica uma vez que compreende a ZBV, cujo registro foi removido no processamento sísmico pela correção estática.

No que diz respeito a sistemas petrolíferos, é possível que outros falhamentos normais existam e atuem na migração de hidrocarboneto. Possíveis rochas geradoras são os folhelhos lacustres do estágio inicial do TSTCR, enquanto possíveis reservatórios são os arenitos flúvio-eólicos do TSTIR e os turbiditos lacustres do TSTCR. Como rocha selante, os folhelhos lacustres do TSTCR.

A falta de dados - isto é, número reduzido de poços próximos à linha, lacunas nos perfis sônicos e de raio gama e falta do perfil de densidade para um dos poços - além da qualidade reduzida do dado sísmico foram as limitações encontradas na realização deste trabalho. O problema relacionado às lacunas no perfil sônico foi resolvido por comparação com poços vizinhos, e a falta do perfil de densidade, por formulação matemática que relaciona a informação do dado sônico a ele. Em relação à limitação da qualidade do dado sísmico, seria interessante o processamento de um maior número de linhas sísmicas que se cruzem para enriquecer a interpretação e a compreensão da evolução tectônica e sedimentar na região estudada da bacia.

Agradecimentos

A Deus.

À minha família e amigos, por todo apoio e carinho.

Ao meu orientador, Dr. Milton J. Porsani, por toda ajuda, atenção e cobrança que fizeram toda a diferença ao longo destes dois anos.

Aos meus colegas de pós-graduação e amigos Anderson Silva, André Dantas e Misael Possidonio cuja ajuda foi fundamental para a realização deste trabalho.

À ANP, por ter cedido todos os dados sísmicos e de poço necessários para a realização do trabalho.

Ao CNPQ, pela concessão da bolsa que tornou possível a dedicação exclusiva ao projeto.

À Landmark Halliburton pelas licenças educacionais dos softwares SeisSpace/ProMAX cedidas ao CPGG-UFBA.

Ao CPGG/UFBA, por toda estrutura e conforto oferecidos sem os quais tornariam árduo o desenvolvimento do projeto.

Apêndice **A**

Tópicos em Álgebra Linear

A.1 Matriz de covariância

Inicialmente, considere uma matriz retangular X de ordem $m \times n$ que represente um sismograma com m traços e n amostras por traço. O elemento x_{ij} representa a amplitude do sinal captado pelo receptor i no instante de tempo j .

A partir desta notação, tem-se os vetores:

$$\begin{aligned} \mathbf{y}_j^T &= [\mathbf{x}_{1j}, \mathbf{x}_{2j}, \dots, \mathbf{x}_{mj}] \\ \mathbf{x}_i^T &= [\mathbf{x}_{i1}, \mathbf{x}_{i2}, \dots, \mathbf{x}_{in}] \end{aligned} \quad (\text{A.1})$$

onde o vetor y_j representa todos os traços sísmicos de X em um determinado instante de tempo j , os elementos do vetor x_i são todas as amostras do traço sísmico i e T representa a transposta.

Uma matriz de covariância de X é a matriz quadrada XX^T de ordem m , dada pelo produto interno dos traços sísmicos x_i :

$$\mathbf{XX}^T = \begin{bmatrix} \mathbf{x}_1^T \mathbf{x}_1 & \mathbf{x}_1^T \mathbf{x}_2 & \dots & \mathbf{x}_1^T \mathbf{x}_m \\ \mathbf{x}_1^T \mathbf{x}_2 & \mathbf{x}_2^T \mathbf{x}_2 & \dots & \mathbf{x}_2^T \mathbf{x}_m \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{x}_1^T \mathbf{x}_m & \mathbf{x}_2^T \mathbf{x}_m & \dots & \mathbf{x}_m^T \mathbf{x}_m \end{bmatrix} \quad (\text{A.2})$$

Cada elemento da diagonal principal de XX^T corresponde à energia do traço sísmico (autocorrelação no *lag* zero). Já os outros elementos são as correlações cruzadas entre os traços sísmicos. Desta forma, a soma dos elementos da diagonal principal representa a energia

total de X , enquanto a magnitude de cada elemento fora da diagonal principal indica o grau de correlação ou coerência horizontal entre os traços.

Outra matriz de covariância de X é a matriz quadrada $X^T X$ de ordem n , dada pelo produto interno entre os valores y_j :

$$\mathbf{X}^T \mathbf{X} = \begin{bmatrix} \mathbf{y}_1^T \mathbf{y}_1 & \mathbf{y}_1^T \mathbf{y}_2 & \cdots & \mathbf{y}_1^T \mathbf{y}_n \\ \mathbf{y}_2^T \mathbf{y}_1 & \mathbf{y}_2^T \mathbf{y}_2 & \cdots & \mathbf{y}_2^T \mathbf{y}_n \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{y}_n^T \mathbf{y}_1 & \mathbf{y}_n^T \mathbf{y}_2 & \cdots & \mathbf{y}_n^T \mathbf{y}_n \end{bmatrix} \quad (\text{A.3})$$

Como o vetor y_j contém as amostras de todos os traços de X para um determinado instante de tempo j , então os elementos de $X^T X$ indicam em qual instante de tempo e com qual intensidade a correlação existe. A totalidade da informação presente em cada instante de tempo é mostrada em cada elemento da diagonal principal, enquanto os elementos fora da diagonal principal medem o grau de correlação entre dois instantes de tempo diferentes.

Como as matrizes de covariância são sempre simétricas numa base vetorial ortonormal - a base canônica é uma base ortonormal -, então o operador associado a elas é auto-adjunto e, portanto, a matriz é diagonalizável. Esta matriz diagonal é encontrada mediante uma base dos autovetores ortonormais associados à matriz de covariância e os elementos da diagonal principal desta matriz são os autovalores associados a esses autovetores.

A.2 Autovalores e autovetores

Considere uma matriz A quadrada de ordem m que represente uma transformação linear que leva vetores de um espaço vetorial nele mesmo, ou seja, a matriz A está associada a um operador linear. Define-se autovalor e seu(s) autovetor(es) associado(s), respectivamente, como todo escalar λ e vetor v não-nulo que tornem verdadeira a seguinte igualdade:

$$\mathbf{A}\mathbf{v} = \lambda\mathbf{v}, \quad (\text{A.4})$$

isto é, quais vetores são levados por A em um múltiplo de si mesmo.

A equação acima é chamada de *autoestrutura de A* e consiste num sistema com incógnitas λ e vetor v . Passando λv para o lado esquerdo, temos:

$$\begin{aligned} \mathbf{A}\mathbf{v} - \mathbf{I}\lambda\mathbf{v} &= \mathbf{0} \\ (\mathbf{A} - \lambda\mathbf{I})\mathbf{v} &= \mathbf{0} \end{aligned} \quad (\text{A.5})$$

A Equação A.5 é um sistema homogêneo. Se $\det(A - \lambda v) \neq 0$, então o sistema tem uma única solução, que é a solução com vetor nulo $v = 0$. Como o vetor v deve ser diferente de zero pela definição de autovetor, a única maneira de se encontrar autovalores e autovetores é a partir de:

$$\mathbf{P}(\lambda) = \mathbf{det}(\mathbf{A} - \lambda \mathbf{I}) = \mathbf{0}, \quad (\text{A.6})$$

onde $P(\lambda)$ é o *polinômio característico* cujas raízes são os autovalores e I é a matriz identidade de mesma ordem que \mathbf{A} . Quando existem, os autovetores representam as direções dos vetores do domínio que são preservadas pela transformação linear correspondente à matriz A e o autovalor é a dilatação ou contração que o vetor sofre na transformação.

A.3 Decomposição espectral de matrizes simétricas

A importância do estudo da autoestrutura de um operador linear deve-se às definições, teoremas e corolários a seguir os quais são necessários para compreender a decomposição espectral de matrizes simétricas. As demonstrações fogem ao escopo do presente trabalho e podem ser encontradas em Boldrini *et al.* (1980).

1. Um operador linear é diagonalizável se existir uma base vetorial cujos elementos são autovetores desse operador. E os elementos da diagonal principal são os autovalores associados, não necessariamente distintos;
2. Define-se uma base ortonormal $\alpha = [\alpha_1, \alpha_2, \dots, \alpha_m]$ como aquela cujos elementos são ortogonais entre si e suas normas são unitárias, ou seja:

$$\alpha_i^T \alpha_j = \begin{cases} 1, & \text{se } i = j \\ 0, & \text{se } i \neq j \end{cases}, \text{ e } |\alpha_i| = \mathbf{1}, \forall i; \quad (\text{A.7})$$

3. Define-se um operador A como ortogonal se $AA^T = A^T A = I$, e, conseqüentemente, $\det(A) = \pm 1$;
4. Uma matriz é ortogonal se e somente se as colunas (ou linhas) são vetores ortonormais;
5. Sejam α e β duas bases ordenadas de um mesmo espaço vetorial. As matrizes mudança de base I_β^α e I_α^β são inversíveis e $I_\beta^\alpha = (I_\alpha^\beta)^{-1}$;
6. Sejam α e β bases ortonormais de um espaço vetorial com produto interno. Então as matrizes mudança de base I_β^α e I_α^β são ortogonais.

7. Um operador linear ortogonal será também ortogonal para qualquer outra base ortonormal escolhida;
8. Define-se um operador como auto-adjunto quando a matriz associada for simétrica numa base vetorial ortonormal;
9. Um operador linear auto-adjunto será também auto-adjunto para qualquer outra base ortonormal escolhida;
10. Se um operador linear for auto-adjunto, então existe uma base ortonormal de autovetores desse operador;
11. Define-se a forma quadrática $Q(v)$ como aquela associada a uma transformação bilinear $B(v, w)$ simétrica, isto é, com $B(v, w) = B(w, v)$, onde v e w são quaisquer vetores do espaço vetorial e $v = w$. Ou seja, sejam os vetores v e w pertencentes ao espaço vetorial de dimensão m :

$$\begin{aligned} \mathbf{v}^T &= [\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_m] \\ \mathbf{w}^T &= [\mathbf{w}_1, \mathbf{w}_2, \dots, \mathbf{w}_m] \end{aligned} \quad (\text{A.8})$$

A forma bilinear simétrica $B(v, w) = B(w, v)$ é dada por:

$$\mathbf{B}(\mathbf{v}, \mathbf{w}) = \mathbf{v}^T \mathbf{B} \mathbf{w} = [\mathbf{v}_1, \mathbf{v}_2, \dots, \mathbf{v}_m] \begin{bmatrix} \mathbf{b}_{11} & \mathbf{b}_{12} & \cdots & \mathbf{b}_{1m} \\ \mathbf{b}_{12} & \mathbf{b}_{22} & \cdots & \mathbf{b}_{2m} \\ \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ \mathbf{b}_{1m} & \mathbf{b}_{2m} & \cdots & \mathbf{b}_{mm} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \mathbf{w}_1 \\ \mathbf{w}_2 \\ \vdots \\ \mathbf{w}_m \end{bmatrix} \quad (\text{A.9})$$

onde B é sempre uma matriz simétrica.

E a forma quadrática é dada por:

$$\mathbf{Q}(\mathbf{v}) = \mathbf{B}(\mathbf{v}, \mathbf{v}) = \mathbf{v}^T \mathbf{B} \mathbf{v} \quad (\text{A.10})$$

Portanto, partindo das definições, teoremas e corolários acima, consideremos um operador auto-adjunto $T : V \rightarrow V$ (onde V é o espaço vetorial de dimensão n) numa base vetorial ortonormal α . É possível encontrar para este operador uma base ortonormal β de autovetores. Ou seja, a matriz B_α^α (matriz B associada ao operador T na base α) é simétrica, mas a matriz B_β^β é diagonal, cujos elementos da diagonal principal são os autovalores λ_i . Como B_α^α é simétrica, podemos relacioná-la à forma quadrática $Q(v) = B(v, v)$, onde v é um vetor qualquer do espaço vetorial V :

$$\mathbf{Q}(\mathbf{v}) = \mathbf{B}(\mathbf{v}, \mathbf{v}) = \mathbf{v}_\alpha^T \mathbf{B}_\alpha^\alpha \mathbf{v}_\alpha \quad (\text{A.11})$$

Podemos escrever B_α^α em termos da base de autovetores ortonormais β :

$$\mathbf{B}_\alpha^\alpha = \mathbf{I}_\alpha^\beta \begin{bmatrix} \lambda_1 & & \mathbf{0} \\ & \ddots & \\ \mathbf{0} & & \lambda_n \end{bmatrix} \mathbf{I}_\beta^\alpha \quad (\text{A.12})$$

Como α e β são bases ortonormais, então as matrizes mudança de base são ortogonais, isto é, suas colunas (ou linhas) são vetores ortonormais e, portanto: $\mathbf{I}_\alpha^\beta = (\mathbf{I}_\beta^\alpha)^{-1} = (\mathbf{I}_\beta^\alpha)^T$.

Assim,

$$\mathbf{B}_\alpha^\alpha = (\mathbf{I}_\beta^\alpha)^T \begin{bmatrix} \lambda_1 & & \mathbf{0} \\ & \ddots & \\ \mathbf{0} & & \lambda_n \end{bmatrix} \mathbf{I}_\beta^\alpha \quad (\text{A.13})$$

Ou, equivalentemente:

$$(\mathbf{I}_\beta^\alpha)^T \mathbf{B}_\alpha^\alpha \mathbf{I}_\beta^\alpha = \begin{bmatrix} \lambda_1 & & \mathbf{0} \\ & \ddots & \\ \mathbf{0} & & \lambda_n \end{bmatrix} \quad (\text{A.14})$$

Da equação acima, temos que uma matriz simétrica B numa base vetorial ortonormal qualquer pode ser diagonalizada mediante o seu produto com uma matriz ortogonal e sua transposta.

Consideremos agora a autoestrutura de uma matriz simétrica A , que é dada por:

$$\mathbf{A}\mathbf{v}_i = \lambda_i \mathbf{v}_i \quad (\text{A.15})$$

onde v_i é um autovetor de A e λ_i é o autovalor correspondente.

Podemos representar todos os autovalores e autovetores associados na mesma equação matricial:

$$\mathbf{A}\mathbf{V} = \mathbf{V}\mathbf{\Lambda} \quad (\text{A.16})$$

Com V sendo a matriz contendo os autovetores em colunas e Λ sendo a matriz diagonal contendo os autovalores associados aos autovetores em sequência. Note que a matriz diagonal

Λ deve pós-multiplicar a matriz dos autovetores V para a operação estar correta.

Pós-multiplicando a equação por V^{-1} para isolar A , temos:

$$\mathbf{A} = \mathbf{V}\Lambda\mathbf{V}^{-1} \quad (\text{A.17})$$

Ainda que haja autovalores iguais e os autovetores v_i não sejam ortogonais, é possível ortogonalizá-los mediante o processo de ortogonalização de Gram-Schmidt (Boldrini *et al.* (1980)). E, uma vez ortogonalizados, basta tornar suas normas unitárias para que a matriz V seja ortogonal. Daí, recairemos no problema computacionalmente mais simples $V^{-1} = V^T$, como a situação da Equação A.13. E, finalmente, teremos a equação:

$$\mathbf{A} = \mathbf{V}\Lambda\mathbf{V}^T \quad (\text{A.18})$$

A Equação A.18 representa o teorema da decomposição espectral de uma matriz simétrica A , que a decompõe num produto envolvendo a matriz diagonal dos autovalores e a matriz ortogonal dos autovetores associados.

A.4 Teoremas e corolários para a decomposição em valores singulares

A subseção anterior trata somente da decomposição de matrizes *simétricas*, isto é, matrizes quadradas com elementos $a_{ij} = a_{ji}$, para $i \neq j$. Nesta seção, veremos uma maneira de decompor qualquer matriz $m \times n$.

Inicialmente, semelhante ao que foi feito na subseção anterior, veremos alguns teoremas e corolários necessários para compreender a decomposição em valores singulares. As demonstrações dos itens abaixo podem ser encontradas em Freire (1986) e Souto (2000).

Seja X uma matriz $m \times n$. Então:

1. XX^T e $X^T X$ são chamadas matrizes de covariância de X ;
2. XX^T e $X^T X$ são matrizes simétricas;
3. XX^T e $X^T X$ são semidefinidas positivas, isto é, todos os seus autovalores são não-negativos;
4. A nulidade $N(X^T X) = N(XX^T) = N(X)$;

5. $\text{posto}(X^T X) = \text{posto}(X X^T) = \text{posto}(X) = \text{posto}(X^T)$;
6. Se v é um autovetor de $X^T X$ associado a um autovalor $\lambda \neq 0$, então Xv é um autovetor de $X X^T$ associado ao mesmo autovalor;
7. $X X^T$ e $X^T X$ têm os mesmos autovalores não-nulos, considerando a multiplicidade;
8. Sejam v_1 e v_2 autovetores de $X^T X$. Se v_1 e v_2 são ortogonais, então Xv_1 e Xv_2 também são ortogonais.
9. Seja A uma matriz quadrada de ordem n com n autovetores linearmente independentes v_1, \dots, v_n associados aos autovalores $\lambda_1, \dots, \lambda_n$. Supondo os r primeiros autovalores não-nulos e os $(n - r)$ últimos sendo nulos. Então:

$$\mathbf{Im}(\mathbf{A}) = [\mathbf{v}_1, \dots, \mathbf{v}_r], \quad \text{e} \quad \mathbf{posto}(\mathbf{A}) = r; \quad (\text{A.19})$$

Podemos resumir alguns dos teoremas e corolários acima de uma maneira didática: seja $r < \min(m, n)$ o posto de X . Se $m < n$, então os r autovalores não-nulos de $X X^T$ são iguais aos r autovalores não-nulos de $X^T X$, e os demais autovalores são iguais a zero.

A.5 Decomposição de matriz em valores singulares

A partir das informações da subseção anterior, enunciaremos o *Teorema da Decomposição em Valores Singulares*:

Teorema: Seja X uma matriz $m \times n$ de posto r , então existem números reais positivos $\sigma_1 \geq \sigma_2 \geq \dots \geq \sigma_r > 0$ chamados valores singulares de X , uma base ortonormal $V = [v_1, v_2, \dots, v_n]$ de R^n e uma base ortonormal $U = [u_1, u_2, \dots, u_m]$ de R^m tais que:

$$\mathbf{X} = \mathbf{U}\mathbf{\Sigma}\mathbf{V}^T \quad (\text{A.20})$$

onde $\mathbf{\Sigma}$ é uma matriz $m \times n$ dada por:

$$\mathbf{\Sigma} = \begin{bmatrix} \mathbf{D} & \mathbf{0} \\ \mathbf{0} & \mathbf{0} \end{bmatrix} \quad (\text{A.21})$$

com D sendo uma matriz diagonal de ordem r , não singular, cujos elementos da diagonal principal são os valores singulares $\sigma_1, \sigma_2, \dots, \sigma_r$. V e U são, respectivamente, matrizes cujas

colunas são os autovetores normalizados de $X^T X$ e XX^T , e $\sigma_1^2, \sigma_2^2, \dots, \sigma_r^2$ são, respectivamente, os autovalores $\lambda_1, \lambda_2, \dots, \lambda_r$ não nulos de $X^T X$ e XX^T .

Outra maneira de representar a Equação A.20 é:

$$\begin{aligned} \mathbf{X}\mathbf{v}_i &= \sigma_i \mathbf{u}_i, & \text{se } i = 1, \dots, r; & & \text{e } \mathbf{X}\mathbf{v}_i &= \mathbf{0}, & \text{se } i = r+1, \dots, n \\ \mathbf{X}^T \mathbf{u}_i &= \sigma_i \mathbf{v}_i, & \text{se } i = 1, \dots, r; & & \text{e } \mathbf{X}^T \mathbf{u}_i &= \mathbf{0}, & \text{se } i = r+1, \dots, m \end{aligned} \quad (\text{A.22})$$

Demonstração:

Considere $V = [v_1, v_2, \dots, v_n]$ de R^n uma base ortonormal de R^n constituída por autovetores ordenados de $X^T X$ de modo que seus autovalores associados sejam $\lambda_1 > \lambda_2 > \dots > \lambda_n$. Devemos lembrar que $\lambda_i \geq 0$, pois $X^T X$ é semidefinida positiva. Sendo r o posto, já sabemos que $\text{posto}(X) = \text{posto}(X^T X)$ e, portanto:

$$\lambda_i \begin{cases} > 0, & \text{se } 1 \leq i \leq r \\ = 0, & \text{se } r+1 \leq i \leq n \end{cases} \quad (\text{A.23})$$

Definamos, para $i = 1, \dots, r$, σ_i e o vetor u_i como:

$$\sigma_i = |\mathbf{X}\mathbf{v}_i| \quad \text{e} \quad \mathbf{u}_i = \frac{1}{\sigma_i} \mathbf{X}\mathbf{v}_i \quad (\text{A.24})$$

Desenvolvendo as definições acima, teremos:

$$\mathbf{X}\mathbf{v}_i = \sigma_i \mathbf{u}_i; \quad |\mathbf{u}_i| = 1, \quad \text{p/ } i = 1, \dots, r; \quad \text{e} \quad \sigma_i^2 = \lambda_i \quad (\text{A.25})$$

Para $i = r+1, \dots, n$, temos $\lambda_i = 0$, portanto, $Xv_i = \lambda_i v_i = 0$.

Pelo item 8, sabemos que $(Xv_i)^T (Xv_j) = 0$ para $i \neq j$, ou seja, u_1, \dots, u_r são ortogonais e, como sua norma é unitária, são ortonormais.

Para $i = 1, \dots, r$, temos que:

$$\mathbf{X}^T \mathbf{u}_i = \frac{1}{\sigma_i} \mathbf{X}^T \mathbf{X}\mathbf{v}_i = \left(\frac{\lambda_i}{\sigma_i}\right) \mathbf{v}_i = \sigma_i \mathbf{v}_i \quad (\text{A.26})$$

E, pelo item 6, os vetores u_1, \dots, u_r são autovetores de XX^T associados aos autovalores não-nulos.

Como XX^T é uma matriz de ordem m e seu posto é r , então ela tem espaço nulo de dimensão $(m - r)$.

Façamos u_{r+1}, \dots, u_m uma base ortonormal do núcleo de XX^T , isto é, $XX^T u_i = 0$ para $i = r+1, \dots, m$ ou, ainda, u_{r+1}, \dots, u_m são autovetores de XX^T associados aos autovalores iguais a zero. Como estes autovetores são ortogonais a u_1, \dots, u_r , então u_1, \dots, u_m formam uma base ortonormal de autovetores de XX^T .

E, finalmente, como sabemos que $N(XX^T) = N(X^T)$, conclui-se que $X^T u_i = 0$, para $i = r+1, \dots, m$.

Finalizada sua demonstração, voltemos, então, ao teorema.

Para fins de filtragem de ruídos coerentes, a Equação A.20 não é a maneira mais usual de representar a decomposição. Prefere-se, para um filtro bidimensional, a representação da matriz X como um somatório de matrizes de posto unitário, ponderadas pelos seus respectivos valores singulares, isto é:

$$\mathbf{X} = \sum_{i=1}^r \sigma_i \mathbf{u}_i \mathbf{v}_i^T, \quad (\text{A.27})$$

onde u_i é o i -ésimo autovetor de XX^T , v_i é o i -ésimo autovetor de $X^T X$ e σ_i é o i -ésimo valor singular de X .

O produto externo $u_i v_i^T$ é denominado *i -ésima autoimagem de X* .

A.6 As autoimagens

De acordo com a Equação A.27, cada autoimagem é uma matriz de posto unitário, de mesma ordem de X , computada pelo produto externo de um autovetor de norma unitária do espaço vetorial dos traços (de dimensão m) e o autovetor de norma unitária correspondente do espaço vetorial do tempo (de dimensão n). Ou seja, a matriz X é integralmente recuperada por uma soma de todas as suas autoimagens ponderadas pelo valor de seu respectivo valor singular, que funciona como um peso. Como os autovetores de um mesmo espaço vetorial (tanto do domínio dos traços quanto do domínio do tempo) são ortonormais, então a decomposição em valores singulares tem um caráter não-linear.

A decomposição em valores singulares tem a capacidade de determinar o posto ou o grau de singularidade da matriz dos dados. Esta singularidade está relacionada ao grau de correlação que existe entre os traços do registro da seguinte maneira: se o posto r for pequeno, então há uma maior correlação entre os dados, ou seja, é possível recuperar integralmente a matriz dos dados X com poucas autoimagens, as quais deverão ter valores singulares elevados.

A decomposição em valores singulares considera elevado grau de correlação todo aquele evento sísmico que tenha *direção horizontal*. Isso nos leva a concluir que ruídos aleatórios estejam associados às últimas autoimagens, que são aquelas cujo peso σ_i é baixo. Já o sinal ou até mesmo ruído coerente, *se forem horizontais* ou poderem *horizontalizados* por alguma correção de *moveout*, estarão situados nas primeiras autoimagens, com σ_i elevados. Deste modo, o filtro consiste em suprimir da matriz X aquelas autoimagens que não sejam necessárias.

Para um aprofundamento maior neste tema, sugerimos a leitura de Freire (1986).

Apêndice **B**

Power Method

Seja D uma matriz dos dados e R sua matriz de covariância dada por:

$$\mathbf{R} = \mathbf{D}^T \mathbf{D}. \quad (\text{B.1})$$

Segundo o *power method* (Golub *et al.* (1996) e Silva (2015)), para calcular u_1 , tendo $u_0 = e$, isto é, todos os elementos iguais a 1, fazemos a iteração:

$$\mathbf{v}_{n+1} = \frac{\mathbf{R}\mathbf{v}_n}{|\mathbf{R}\mathbf{v}_n|}, \quad (\text{B.2})$$

até $|v_{n+1} - v_n| < \epsilon$ (limite estabelecido para parar o algoritmo).

Daí, aplicamos o teorema da decomposição em valores singulares:

$$\mathbf{D}\mathbf{v}_1 = \tilde{\mathbf{u}} = \sigma_1 \mathbf{u}_1, \quad (\text{B.3})$$

com $\sigma_1 = |\tilde{\mathbf{u}}|$ e $u_1 = \tilde{\mathbf{u}}/|\tilde{\mathbf{u}}|$.

Conhecendo os primeiros autovetores u_1 e v_1 e o primeiro valor singular σ_1 , obtemos a primeira autoimagem:

$$\tilde{\mathbf{D}}_1 = \mathbf{u}_1 \sigma_1 \mathbf{v}_1^T. \quad (\text{B.4})$$

Apêndice C

Tópicos em Deconvolução do pulso

C.1 Filtro inverso de um pulso conhecido

Considere conhecida a assinatura da fonte sob a forma de um pulso sísmico $p_t = p_0, \dots, p_M$. O filtro inverso \tilde{h}_t é aquele sinal que, convolvido com o pulso, resultará numa aproximação do impulso, isto é:

$$\tilde{h}_t * p_t = \tilde{\delta}_t \approx \delta_t. \quad (\text{C.1})$$

O erro e_t associado a esta aproximação é dado por:

$$e_t = \delta_t - \tilde{\delta}_t = \delta_t - \tilde{h}_t * p_t. \quad (\text{C.2})$$

Em notação matricial, a equação acima, para um filtro de três coeficientes fica:

$$\begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ \vdots \\ e_M \\ e_{M+1} \\ e_{M+2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & p_0 & 0 & 0 \\ 0 & p_1 & p_0 & 0 \\ 0 & p_2 & p_1 & p_0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & p_M \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ -\tilde{h}_0 \\ -\tilde{h}_1 \\ -\tilde{h}_2 \end{bmatrix} \quad (\text{C.3})$$

Pode-se calcular o número positivo $Q(\tilde{h}) = \sum_t e_t^2$ que corresponde à soma dos quadrados dos desvios. $Q(\tilde{h})$ representa uma forma quadrática não-negativa e sempre possui um único ponto de mínimo. O conjunto de coeficientes \tilde{h}_j^* que faz $Q(\tilde{h}^*)$ mínimo será o filtro inverso

ótimo, estimado com base no método dos mínimos quadrados. Para isso, basta derivar $Q(\tilde{h})$ em relação aos parâmetros \tilde{h}_j e igualar a zero. Daí se obtém um conjunto de equações a ser resolvido, denominado equações normais (ENs), cuja representação em notação matricial é mostrada abaixo para um filtro inverso de $N + 1$ coeficientes:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_{-1} & \cdots & r_{-N} \\ r_1 & r_0 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & r_{-1} \\ r_N & \cdots & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \tilde{h}_0 \\ \tilde{h}_1 \\ \vdots \\ \tilde{h}_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} p_0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.4})$$

onde r_k representa o coeficiente k da função de auto-correlação (FAC) do pulso, calculado por:

$$r_k = \sum p_t p_{t+k} \quad (\text{C.5})$$

A FAC é, portanto, a convolução do sinal com ele próprio revertido para tempos negativos.

Pela equação acima, conclui-se que $r_k = r_{-k}$. Desta forma, a matriz das auto-correlações do pulso mostrada na equação acima, além de simétrica, é bandeada em relação à diagonal principal. Esta matriz é denominada matriz de auto-correlação banda estruturada Toeplitz, cuja solução pode ser obtida de forma rápida através da recursão de Levinson (Porsani (1986)).

Uma observação importante diz respeito a pulsos com características distintas, mas que são formados por uma convolução de dipolos similares, como os casos abaixo:

$$\begin{aligned} {}^1p_t &= 2, 1 * 2, 3 = 4, 8, 3 \\ {}^2p_t &= 1, 2 * 2, 3 = 2, 7, 6 \end{aligned} \quad (\text{C.6})$$

Note que a diferença entre os dipolos que compõem os pulsos diz respeito somente à ordem dos elementos, não à magnitude. Note ainda que, como esses pulsos têm a mesma FAC (vide Equação C.5), os filtros inversos obtidos pela resolução da equação serão necessariamente iguais, a menos de um fator de escala.

A equação C.1 considerou o impulso δ_t no tempo $t = 0$. É possível deslocar o sinal desejado para a posição k , de tal modo que o impulso se torne δ_{t-k} . Este deslocamento pode se fazer necessário para assegurar que as características do pulso sejam utilizadas na construção do filtro inverso. Em situações como essa, as equações normais mostradas na Equação C.1 se tornam:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_{-1} & \cdots & r_{-N} \\ r_1 & r_0 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & r_{-1} \\ r_N & \cdots & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \tilde{h}_0 \\ \tilde{h}_1 \\ \vdots \\ \tilde{h}_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} p_k \\ p_{k-1} \\ \vdots \\ p_{k-N} \end{bmatrix} \quad (\text{C.7})$$

a qual pode também ser solucionada através da recursão de Levinson.

Para assegurar que o filtro inverso estimado seja ótimo, calcula-se o erro quadrático $Q(k\tilde{h})$ para sucessivos valores de k e atribui o filtro ótimo \tilde{h}_t^* ao menor valor de $Q(k\tilde{h})$.

C.2 Filtro inverso para um pulso desconhecido - Filtro de Wiener-Levinson

O pulso sísmico geralmente não é conhecido, mas mesmo nestes casos é possível utilizar a equação C.1 para estimar seu filtro inverso. Isto é possível porque os coeficientes da FAC do pulso podem ser estimados a partir do traço sísmico, cuja informação é conhecida.

A partir do modelo de convolução do traço sísmico, considerando o ruído desprezível, calculemos a FAC do traço sísmico $R_x(t)$:

$$\begin{aligned} R_x(t) &= x_t * x_{-t} \\ &= (p_t * e_t) * (p_{-t} * e_{-t}) \\ &= (p_t * p_{-t}) * (e_t * e_{-t}) \\ &= R_p(t) * R_e(t) \end{aligned} \quad (\text{C.8})$$

Em outras palavras, a FAC do traço é o resultado da convolução entre a FAC do pulso e a FAC da refletividade. Como assume-se que a função refletividade é aleatória, temos que:

$$R_e(t) = \begin{cases} 0, & t \neq 0 \\ \sigma_e, & t = 0 \end{cases} \quad (\text{C.9})$$

E, assim, a FAC do pulso sísmico e do traço sísmico são iguais exceto por um fator de escala:

$$R_p(t) = \sigma_e^{-1} R_x(t) \quad (\text{C.10})$$

Se normalizarmos a equação C.1 pelo primeiro coeficiente do filtro, obteremos:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_{-1} & \cdots & r_{-N} \\ r_1 & r_0 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & r_{-1} \\ r_N & \cdots & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_1 \\ \vdots \\ c_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_N \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.11})$$

A equação C.11 acima é denominada equações de Yule-Walker.

Considere que se parta de um *modelo linear preditivo* (ou *modelo de predição unitária*):

$$e_t = p_t - \tilde{a}_1 p_{t-1} - \dots - \tilde{a}_N p_{t-N}, \quad (\text{C.12})$$

isto é, um modelo em que cada amostra do sinal ao tempo t é obtida como combinação linear dos N valores a tempos atrasados. Se aplicarmos o método dos mínimos quadrados, chegaremos à mesma equação C.11, com $c_j = -\tilde{a}_j$. A equação C.11, portanto, representa as equações normais do modelo de predição unitária na forma ampliada, onde a quantidade $E_N = Q_{\min}(c_t) = \min \sum e_t^2 = r_0 + \sum r_{-j} c_j$ é a soma total dos erros quadrados minimizados (STEQM).

Os coeficientes do filtro $c_t = c_1, \dots, c_N$ da equação C.11 podem ser estimados pela recursão de Levinson, conforme veremos abaixo, e é denominado filtro inverso de Wiener-Levinson (WL), que é um caso particular da deconvolução preditiva na qual a distância de predição é unitária.

Provemos, pois, o que foi visto acima. Partindo do modelo de predição unitária (Equação C.12) e fazendo $c_j = -\tilde{a}_j$, temos a forma matricial do erro associado para um traço sísmico de $M + 1$ amostras e filtro inverso de N componentes:

$$\begin{bmatrix} e_0 \\ e_1 \\ \vdots \\ e_{M+N} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} x_0 & 0 & 0 & \cdots & 0 \\ x_1 & x_0 & 0 & \cdots & 0 \\ x_2 & x_1 & x_0 & \cdots & 0 \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ x_M & x_{M-1} & x_{M-2} & \cdots & x_{M-N} \\ 0 & x_M & x_{M-1} & \cdots & x_{M-N+1} \\ 0 & 0 & x_M & \cdots & x_{M-N+2} \\ \vdots & \vdots & \vdots & \ddots & \vdots \\ 0 & 0 & 0 & \cdots & x_M \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_1 \\ \vdots \\ c_N \end{bmatrix} \quad (\text{C.13})$$

Ou, na forma vetorial:

$$\mathbf{e} = \mathbf{X}_{n+1} \begin{bmatrix} 1 \\ \mathbf{c}_n \end{bmatrix} \quad (\text{C.14})$$

Conforme vimos na subseção anterior, para utilizar o método dos mínimos quadrados de modo a tornar o vetor erro associado \mathbf{e} o menor valor possível, devemos calcular a quantidade $Q(\mathbf{c}_n) = \mathbf{e}^T \mathbf{e}$, derivar em relação ao vetor filtro \mathbf{c}_n e igualar a zero. Daí, as equações normais na forma ampliada estarão representadas pela Equação C.11 e podem ser resolvidas pela recursão de Levinson, vista na subseção seguinte.

C.3 Recursão de Levinson

Inicialmente, troquemos a notação usada na equação C.11 e lembremos que $r_j = r_{-j}$:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & \cdots & r_n \\ r_1 & r_0 & \ddots & \vdots \\ \vdots & \ddots & \ddots & r_1 \\ r_n & \cdots & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{n,1} \\ \vdots \\ c_{n,n} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_n \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.15})$$

Escrito desta forma, $c_{n,j}$, com $1 \leq j \leq n$, indica o j -ésimo elemento do filtro inverso de Wiener-Levinson de ordem (ou comprimento) n . Isto se faz necessário porque a recursão de Levinson prediz os elementos do filtro inverso de ordem k recorrendo aos elementos do filtro inverso de ordem $k - 1$.

A forma ampliada das equações normais (ENs) de ordem 1 que minimiza $Q(\mathbf{c}_1)$, onde $\mathbf{c}_1 = [c_{1,1}]$ é o vetor que representa o filtro inverso de ordem 1, é dada por:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 \\ r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{1,1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_1 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.16})$$

onde a quantidade $E_1 = \min Q(\mathbf{c}_1)$ é a soma total dos erros quadrados minimizados (STEQM) para o filtro inverso de ordem 1. Resolvendo o sistema, temos:

$$\begin{aligned} c_{1,1} &= -\frac{r_1}{r_0} \\ E_1 &= r_0 + r_1 c_{1,1} \end{aligned} \quad (\text{C.17})$$

A forma ampliada das ENs de ordem 2 fica:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 \\ r_1 & r_0 & r_1 \\ r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,1} \\ c_{2,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_2 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.18})$$

Pela Relação de Levinson, $c_{2,1} = c_{1,1} + c_{1,1}c_{2,2}$, que, em forma matricial, é:

$$\begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,1} \\ c_{2,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ c_{1,1} & c_{1,1} \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,2} \end{bmatrix} \quad (\text{C.19})$$

Ou, igualmente:

$$\begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,1} \\ c_{2,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ c_{1,1} \\ 0 \end{bmatrix} + c_{2,2} \begin{bmatrix} 0 \\ c_{1,1} \\ 1 \end{bmatrix} \quad (\text{C.20})$$

Fazendo:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 \\ r_1 & r_0 & r_1 \\ r_2 & r_1 & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 & 0 \\ c_{1,1} & c_{1,1} \\ 0 & 1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_2 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.21})$$

vemos que:

- Linha $(r_1 \ r_0 \ r_1)$ é resolvida independentemente de $c_{2,2}$;
- Linha $(r_2 \ r_1 \ r_0)$ gera:

$$c_{2,2} = -\frac{r_2 + r_1 c_{1,1}}{E_1} = -\frac{\Delta\tilde{c}_1}{E_1} \quad (\text{C.22})$$

Abrindo a equação C.21:

$$\begin{bmatrix} E_1 & \Delta\tilde{c}_1 \\ 0 & 0 \\ \Delta\tilde{c}_1 & E_1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_2 \\ 0 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.23})$$

Ou, na forma compacta:

$$\begin{bmatrix} E_1 & \Delta\tilde{c}_1 \\ \Delta\tilde{c}_1 & E_1 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1 \\ c_{2,2} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} E_2 \\ 0 \end{bmatrix} \quad (\text{C.24})$$

E, finalmente:

$$E_2 = E_1 + \Delta\tilde{c}_1 c_{2,2} \quad (\text{C.25})$$

Para o cálculo do filtro com k coeficientes o procedimento é o mesmo, isto é, escrevemos a relação de Levinson a partir do filtro de ordem $k - 1$, resolvemos as ENs e atualizamos a energia do erro.

Abaixo segue o algoritmo para a obtenção do filtro de predição unitária para um traço de m amostras e filtro inverso com n termos:

INÍCIO:

$$r_0 = \sum_{t=0}^{m-1} x_t^2 ; E_0 = r_0 ; \text{Calcula } r_i, \text{ para } 1 \leq i \leq m$$

DO $j = 1, n$

$$\Delta \tilde{c}_{j-1} = r_j + \sum_{k=1}^{j-1} r_{j-k} c_{j-1,k}$$

$$c_{j,j} = -\frac{\Delta \tilde{c}_{j-1}}{E_{j-1}} ; E_j = E_{j-1} + c_{j,j} \Delta \tilde{c}_{j-1}$$

Usa a relação de Levinson para encontrar de $c_{j,1}$ até $c_{j,j-1}$:

$$\begin{bmatrix} 1 \\ c_{j,1} \\ \vdots \\ c_{j,j} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ c_{j-1,1} \\ \vdots \\ c_{j-1,j-1} \\ 0 \end{bmatrix} + c_{j,j} \begin{bmatrix} 0 \\ c_{j-1,j-1} \\ \vdots \\ c_{j-1,1} \\ 1 \end{bmatrix}$$

ENDDO

Referências Bibliográficas

BOLDRINI, J. L.; COSTA, S. I.; FIGUEIREDO, V. L.; WETZLER, H. G. (1980) Álgebra Linear, ed. 3, Harper e Row do Brasil, São Paulo.

CAIXETA, J. M.; BUENO, G. V.; MAGNAVITA, L. P.; FEIJÓ, F. J. (1994) Bacias do Recôncavo, Tucano e Jatobá, Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 8, n. 1, p. 163-166.

CATUNEANU, O. (2006) Principles of Sequence Stratigraphy, ed. 1, Elsevier, Oxford, Reino Unido.

DESTRO, N.; SZATMARI, P.; ALKMIM, F. F. (2003) Release faults, associated structures, and their control on petroleum trends in the Recôncavo rift, northeast Brazil, AAPG Bulletin, Oklahoma, Estados Unidos, v. 87, n. 7, p. 1123-1144.

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, Bahia.

GOLUB, G. H.; LOAN, C. F. V. (1996) Matrix computations: Johns Hopkins University Press.

HOLZ, M. (2012) Estratigrafia de sequências: histórico, princípios e aplicações. Interciência, Rio de Janeiro.

KOSIN, M. D. (2008) O embasamento das bacias do Recôncavo, de Tucano e de Jatobá: uma visão a partir das cartas geológicas do Brasil ao milionésimo, Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 17, n. 1, p. 89-108.

KÜCHLE, J.; HOLZ, M.; SCHERER, C. M. S.; FERNANDES, F.; BEDREGAL, R. P. (2007) Mapeamento estratigráfico de bacias rifte a partir de padrões de empilhamento e seus significados genético, In: *Anais do 4º Congresso Brasileiro de Pesquisa e Desenvolvimento em Petróleo e Gás*, São Paulo, ABPG.

KÜCHLE, J.; SCHERER, C. M. S. (2010) Sismoestratigrafia de bacias rifte: técnicas,

métodos e sua aplicação na Bacia do Recôncavo, Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 179-206.

LIMA, A. P.; PORSANI, M. J. (2001) Deconvolução preditiva de reflexões múltiplas e peg-legs utilizando filtragem Wiener-Levinson multicanal, Revista Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, Brasil, v. 19, n. 3, p. 303-313.

LINES, L. R.; NEWRICK, R. T. (2004) Fundamentals of Geophysical Interpretation, In: *Monograph series*, n. 13, Oklahoma, Estados Unidos, Society of Exploration Geophysicists.

MAGNAVITA, L. P. (1993) Geometry and kinematics of the Recôncavo-Tucano-Jatobá Rift, NE Brazil, Ph. D. Thesis, University of Oxford, Oxford, Reino Unido.

MITCHUM, R. M.; VAIL, P. R.; SANGREE, J.B. (1977) Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 6: Stratigraphy Interpretation of Seismic Reflection Patterns in Depositional Sequences, In: PAYTON, C.E. (Ed.) *Seismic Stratigraphy: applications to hydrocarbon exploration*, AAPG Memoir 26, Tulsa, Estados Unidos, n. 26, p. 117-133.

NICHOLS, G. (2009) Sedimentology and Stratigraphy, ed. 2, Wiley-Blackwell, Oxford, Reino Unido.

PORSANI, M. J.; URSIN, B. (2007) Direct Multichannel Predictive Deconvolution, *Geophysics*, Tulsa, Estados Unidos, v. 72, n. 2, p. H11-H27.

PORSANI, M. J. (1986) Desenvolvimento de algoritmos tipo-Levinson para o processamento de dados sísmicos, Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia.

PROSSER, S. (1993) Rift-related linked depositional systems and their seismic expression, In: WILLIAMS, G. D.; DOBB, A. (Ed.) *Tectonics and Seismic Sequence Stratigraphy*, The Geological Society, Londres, Reino Unido, n. 71, p. 35-66.

RIDER, M. (1996) The geological interpretation of well logs, ed. 2, Rider-French, Sutherland, Escócia.

SILVA, M. G. (2015) Empilhamento automático ao longo do mergulho local e novos métodos para o processamento de dados sísmicos no domínio do tempo, Tese de Doutorado, Universidade Federal da Bahia, Salvador, Bahia.

SILVA, M. G.; PORSANI, M. J. (2016) A single-trace singular value decomposition method with application to the ground-roll removal, In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, Estados Unidos, Society of Exploration Geophysics, p. 4659-4663.

SOUTO, G. (2000) Decomposição em valores singulares, Trabalho de conclusão de curso,

Universidade Federal de Santa Catarina, Florianópolis, Santa Catarina.

TELFORD, W. M.; GELDART, L. P.; SHERIFF, R. E.; KEYS, D. A. (1976) Applied geophysics, ed. 1, Cambridge University Press, Cambridge, London.

TUCKER, P. M.; YORSTON, H. J. (1973) Pitfalls in seismic interpretation, In: *Monograph series*, n. 2, Oklahoma, Estados Unidos, Society of Exploration Geophysicists.

WALKER, R. G.; JAMES, N. P. (1992) Facies models: response to sea level change, Geological Association of Canada, Ontario, Canadá.

YILMAZ, O. (1987) Seismic data processing, Society of Exploration Geophysics, Tulsa, Oklahoma.