

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



TAÍS RENATA ZANATO

**REPROCESSAMENTO SÍSMICO 2D NA REGIÃO DO CONE DO RIO
GRANDE, BACIA DE PELOTAS**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO
DINÂMICA DOS OCEANOS E DA TERRA (DOT)

**Niterói
Junho/2022**

TAÍS RENATA ZANATO

**REPROCESSAMENTO SÍSMICO 2D NA REGIÃO DO CONE DO RIO
GRANDE, BACIA DE PELOTAS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Orientador

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos

Coorientador

Dr. Marcos Roberto Fetter Lopes

**Niterói
Junho/2022**

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

Z27r Zanato, Taís Renata
Reprocessamento sísmico 2D na região do Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas / Taís Renata Zanato ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Marcos Roberto Fetter Lopes, coorientador. Niterói, 2022.
103 f. : il.

Dissertação (mestrado)-Universidade Federal Fluminense, Niterói, 2022.

DOI: <http://dx.doi.org/10.22409/PPGDOT.2022.m.09550661903>

1. Geofísica. 2. Sísmica. 3. Bacia de pelotas. 4. Reprocessamento. 5. Produção intelectual. I. Santos, Marco Antonio Cetale, orientador. II. Lopes, Marcos Roberto Fetter, coorientador. III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.

CDD -

TAÍS RENATA ZANATO

**REPROCESSAMENTO SÍSMICO 2D NA REGIÃO DO CONE DO RIO GRANDE,
BACIA DE PELOTAS**

Dissertação apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Programa de Pós-Graduação em Dinâmica dos Oceanos e da Terra para a obtenção do título de Mestre em Ciências.

Área de concentração: Geologia e Geofísica.

Aprovada em 30/Junho/2022 pela banca examinadora abaixo:

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos. (Orientador)
UFF / DOT / GISIS

Dr. Marcos Roberto Fetter Lopes. (Coorientador)
UFF/ GISIS

Dr Marcus Vinicius Aparecido Gomes de Lima
UNIPAMPA

Dr Rodrigo de Souza Portugal
ENEVA

Dr João Batista Boechat
Consultor independente

Prof Dr Luiz Alberto Santos
PETROBRAS e UFF / DOT / GISIS

Niterói
Junho/2022

Dedico este trabalho a Deus e meus ancestrais.

Agradecimentos

Venho por meio destas palavras expressar meu profundo agradecimento a todos que me auxiliaram chegar aqui. Entre caminhos tortuosos, Deus e minha família sempre estiveram comigo, esta foi a base para alcançar este momento.

Quero agradecer ao meu Orientador Dr. Marco Cetale, por ter me aceito em seu grupo de trabalho GISIS-UFF, local onde expressei total gratidão pelo conhecimento adquirido em tempos tão difíceis de pandemia, mesmo distante, todos colegas de trabalho foram muito solícitos ao me ajudar a sanar minhas dificuldades. Quero agradecer em especial ao grupo de Pelotas: Marcos Fetter, Vinícius Bahia, Paulo Crampes, Úrsula Belém, Guilherme Henz, Rodrigo Stern, Roberto Miyamoto, Vinícius Werneck e Felipe Capuzzo e os demais integrantes do GISIS que me auxiliaram em meu aprendizado. Também expressei meus sinceros agradecimentos ao meu noivo Davy Raeder Brandão pelo apoio prestado durante esta fase.

Além do meu Orientador, gostaria de expressar meus agradecimentos ao meu Coorientador Dr. Marcos Fetter pelo auxílio, correção e direcionamento do meu trabalho e artigo.

Quero agradecer a contribuição de funcionários, técnicos e professores que ajudaram no meu desenvolvimento acadêmico e profissional em todas as etapas da minha vida.

Quero agradecer a Universidade Federal Fluminense e o Programa de pós-graduação Dinâmica dos Oceanos e da Terra (DOT), pelo programa de Mestrado. A CAPES pelo financiamento da bolsa de estudos. Petrobras pelo suporte financeiro, ANP pelo dado sísmico. Emerson Paradigm pelo suporte técnico e licença acadêmica do software de processamento. E finalmente, GISIS e UFF pela infraestrutura.

Os homens sabem onde encontrar a prata nas minas e como refinar o ouro(...)Eles sabem como iluminar a escuridão, de forma a perfurar uma mina, no interior da Terra, explorando os seus recantos mais profundos(...)Conhecem a forma de encontrar safiras e pepitas de ouro; tesouros que não há ave de rapina que possa descobrir, nem olho do falcão que destrinche, pois estão no fundo das minas.(...) Mas onde se encontrará a sabedoria? Onde habita o entendimento? Não sabem como obter tais coisas; o facto é que não se encontram entre os seres vivos. 'Não está aqui!', dizem os oceanos. 'Nem aqui!', respondem os mares. Não podem ser adquiridas com ouro ou prata, ainda que fosse com todo o ouro de Ofir, ou com pedras preciosas de ónix ou safira. A sabedoria é algo muito mais precioso que ouro ou cristal; não pode ser comprada com ricas joias de ouro, cravejadas de pedras preciosas. (BÍBLIA, JÓ, 12, 1:17) Crux Sacra Sit Mihi Lux; Non Draco Sit Mihi Dux; Vade Retro Satana; Nunquam Suade Mihi Vana; Sunt Mala Quae Libas; Ipse Venena Bibas

Resumo

ZANATO, Taís Renata. **Reprocessamento sísmico 2D na Região do Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas** . Dissertação de Mestrado, Universidade Federal Fluminense. Niterói, p. 105. 2022.

A aplicação de técnicas modernas de reprocessamento sísmico é uma alternativa mais econômica e viável do que uma nova aquisição, principalmente em bacias com pouco apelo econômico. Apresenta-se o reprocessamento sísmico de uma linha 2D *offshore*, adquirida na Bacia de Pelotas no ano de 1990, a qual se estende desde águas rasas, até águas ultra-profundas, cobrindo a região do Cone do Rio Grande. Foram aplicadas técnicas avançadas de processamento sísmico no tratamento de ruídos, deconvolução da assinatura da fonte (*debubbling*, *deghosting*), atenuação das múltiplas (SRMA e WEMA), além de gerar um modelo de velocidade para a migração pos-stack. A aplicação de técnicas modernas da deconvolução da assinatura da fonte, nos resultou na delimitação de novos refletores sísmicos abaixo do fundo mar, ganho de amplitude e melhor resolução na seção pos-stack. Técnicas atualizadas de atenuação de múltiplas atenuaram múltiplas relacionadas a superfície em águas profundas, em águas rasas essas técnicas obtiveram melhores resultados na atenuação de reverberações e múltiplas internas. Por meio destas técnicas atualizadas de processamento sísmico, melhoramos significativamente o imageamento das estruturas geológicas tais como falhas, dobras e BSR (*bottom simulating reflector*), além de trazer refletores sísmicos, anteriormente ocultados na zona de sombra delimitada abaixo do fundo do mar.

Palavras-chaves: sísmica, Bacia de Pelotas, Cone do Rio Grande, reprocessamento sísmico, assinatura da fonte, deconvolução, *debubbling*, *deghosting*, atenuação de múltiplas, SRMA, WEMA, atenuação de ruídos, transformada fk, filtro-fk, *swell noise*, ondas *scholtes*, águas rasas, águas profundas, migração, modelo de velocidade, BSR (*bottom simulating reflector*).

Abstract

ZANATO, Taís Renata. **2D Seismic reprocessing data in Rio Grande Cone Area, Pelotas Basin**. Dissertation (Master of Science), Fluminense Federal University. Niterói, p. 105. 2022.

Advanced seismic processing techniques are more viable than a new seismic acquisition, mainly in low economic appeal basins. This presents reprocessing a vintage 2D seismic section offshore, acquired in 1990 into Pelotas Basin. This section extends from shallow water to ultra deep water, covering Rio Grande Cone. Was applied advanced seismic processing techniques in noise processing, source designation (debubbling, deghosting) and multiples attenuation (SRMA, WEMA), in addition to create a velocity section to post-stack migration. The application of advanced techniques in source designation, resulted in delimitation of new reflectors under the sea bottom, amplitude increase and enhance of post-stack resolution. In deep water we had attenuation of surface related multiple, in shallow water the advanced multiples attenuation techniques had better results, subtracting reverberations and internal multiples. With these modern techniques applied in seismic processing, we enhanced the geological settings as faults, folds and BSR (bottom simulating reflector), and displayed seismic reflectors hidden in shadow zone.

Keywords: Seismic, Pelotas Basin, Rio Grande Cone, seismic reprocessing, source seismic, deconvolution, debubbling, deghosting, multiples attenuation, SRMA, WEMA, FK transform, FK-filter, swell noise, scholtes waves, shallow water, deep water, migration, velocity section, BSR (bottom simulating reflector).

Lista de ilustrações

Figura 1 – Localização da Bacia de Pelotas e da linha sísmica de estudo. Fonte: Autor.	19
Figura 2 – Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. Fonte: Bueno,2007	21
Figura 3 – Seção sísmica interpretada. Fonte: Autor.	22
Figura 4 – Interpretação geosísmica do Cone do Rio Grande com a delimitação da BSR.(Fonte Saunders et al 2013)	28
Figura 5 – A geometria NMO para um refletor horizontal. (Fonte: (YILMAZ, 2001))	31
Figura 6 – Correção NMO, com a localização do tempo zero <i>offset</i> (t_0), e o tempo em uma distância qualquer ($t(x)$). (a) Antes; (b) após a correção NMO. (Fonte: (YILMAZ, 2001))	31
Figura 7 – <i>Swell noise</i> no dado pré-stack. Modificado de : (DONDURUR, 2018). .	33
Figura 8 – <i>Ondas Scholtes</i> em região de águas rasas.(Fonte: autor).	34
Figura 9 – a) Efeito <i>aliasing</i> em um dado sintético; b) Dado sintético após o filtro anti-aliasing. (Fonte: (LIU; FOMEL, 2011)).	34
Figura 10 – Gathers acima representando os respectivos <i>dips</i> dos eventos lineares; Gathers abaixo representando suas respectivas amplitudes espectrais no plano f-k. Fonte: (YILMAZ, 2001)	36
Figura 11 – Modelo convolutivo do traço sísmico de reflexão, mostrando o traço como a saída convolvida de uma função refletividade com um pulso de entrada e as relações entre a função refletividade e as propriedades físicas das camadas geológicas. Fonte:(KEAREY; BROOKS; HILL, 2002)	38
Figura 12 – Raios refletido e transmitido associados a um raio normalmente incidente sobre uma interface de contraste de impedância acústica. Fonte:(KEAREY; BROOKS; HILL, 2002)	39
Figura 13 – Uma típica assinatura da <i>air-gun</i> consiste de um pulso largo e suas bolhas. O sinal negativo é proveniente do <i>ghost</i> da fonte. Fonte: (ROSA, 2010)	40

Figura 14 – Ilustração esquemática do efeito bolha. A) descarga de ar gera uma primeira bolha que é responsável pelo sinal sísmico primário. B) Pressão interna da bolha se torna menor do que a ambiente dando início ao colapso da bolha, o qual gera o primeiro efeito bolha. C) Pressão interna se torna maior do que a externa dando início ao segundo efeito bolha. D) Este processo de expansão e colapso continua até que a bolha atinja a superfície da água e se quebre. Fonte: (DONDURUR, 2018)	41
Figura 15 – a) Assinatura near-field. B) Espectro de amplitude da assinatura far-field do air gun, disparado a 6 m de profundidade.. Fonte: (DONDURUR, 2018)	42
Figura 16 – Ilustração das reflexões <i>ghost</i> na sísmica marinha. Reflexão 1 representa as reflexões primárias, 2 <i>ghost</i> da fonte, 3 <i>ghost</i> do receptor, 4 é a combinação da reflexão <i>ghost</i> da fonte e do receptor, tendo a mesma polaridade que o refletor primário. Fonte: (YILMAZ; BAYSAL, 2015)	43
Figura 17 – a) A reflexão <i>ghost</i> é a polaridade oposta do sinal primário com o tempo de atraso de $\Delta = 2h/V_w$. B) Reflexões <i>ghost</i> da fonte e do receptor. C) Interferência <i>ghosts</i> ocasionadas pelos <i>notches</i> periódicos do espectro de amplitude. Fonte: (DONDURUR, 2018). . .	43
Figura 18 – a) sinal primário produzido por uma <i>air gun</i> . B) <i>Ghost</i> da fonte, sendo a versão da polaridade reversa do sinal primário. C) A assinatura do <i>air gun</i> é a combinação do sinal primário e a interferência do <i>ghost</i> . Fonte: (DONDURUR, 2018).	44
Figura 19 – Para quatro diferentes profundidades da fonte, a frequência do <i>notch</i> do <i>ghost</i> $n=1$ é dada em função da equação 6.11. Fonte: (HAMARBITAN; MARGRAVE, 2001)	45
Figura 20 – Modelo de reverberação da energia sísmica. (Fonte: Fernandes 2014)	46
Figura 21 – Esquematização das múltiplas de superfície. A) Múltipla de primeira camada. B) Peg-leg. C) Outros tipos de múltiplas. (Fonte: (COSTA, 2016))	48
Figura 22 – Múltiplas internas. A) Reflexão múltipla de segunda camada. B) Reflexão múltipla de terceira camada. Fonte: (COSTA, 2016).	49
Figura 23 – Representação das múltiplas quanto a ordem de reflexão. Modificado de : (DONDURUR, 2018)	49
Figura 24 – Representação de (a) eventos parabólicos no domínio do tempo – <i>offset</i> e (b) respectiva transformação em um ponto no domínio $\tau - p$. (Fonte: Fernandes, 2014)	53

Figura 25 – Relação entre um evento no domínio (a) tempo- espaço e (b) Radon Parabólico (Fonte:(FERNANDES, 2014)	53
Figura 26 – A múltipla de primeira ordem pode ser representada pela combinação de duas primárias, conectadas entre si por um ponto de reflexão na superfície. (Fonte: (FONSECA, 2016)	54
Figura 27 – A sequência de eventos que deve ser modelada para prever uma múltipla de fundo marinho de seu predecessor: (1) superfície reflexão. (2) propagação para o fundo, (3) reflexão do fundo, e (4) propagação para a superfície.(Fonte:(WIGGINS, 1988)	58
Figura 28 – Ilustração do evento sísmico antes da migração, com difrações nas terminações dos refletores sísmicos e um falso posicionamento do refletor (linha pontilhada). Após a migração, as difrações são colapsadas e o refletor sísmico é posicionado em sua verdadeira localização (linha contínua). Modificado de (SCHULTE, 2012)	60
Figura 29 – A imagem a esquerda apresenta os eventos sísmicos antes da migração com os difradores. A imagem a direita mostra as difrações sendo colapsadas após a migração. Modificado de (SCHULTE, 2012)	60
Figura 30 – Representação esquemática do colapso da hipérbole de difração através da Migração Kirchhoff. a) Hipérbole de difração, onde A e B representam os o ápice e os flancos da hipérbole. b) Resultado da migração de a). c) Amplitudes ao longo dos flancos B são movidas em direção ao ápice A, após a migração. Fonte: (DONDURUR, 2018)	62
Figura 31 – Fluxograma de Processamento	63
Figura 32 – Coordenadas dos tiros, receptores e Fold da Seção Sísmica.	64
Figura 33 – Shot Gather a) Com traços ruidosos; b) Após a edição dos traços ruins.	65
Figura 34 – Parâmetros da janela de análise do <i>despike</i> . LWIN- Comprimento da janela para cálculo da mediana. RATIO - Valor múltiplo mediano para identificação dos <i>spikes</i>	65
Figura 35 – Parâmetros do AMPSCAL aplicados em: a) águas rasas e b) águas profundas. Com variação no NTR- número de traços para cálculo médio e Gate- Tamanho da janela de análise.	66
Figura 36 – Análise do espectro FK. a) Dado de entrada; b) Espectro FK do dado de entrada; c) refletores atenuados do dado correspondente ao filtro de rejeito; b) Delimitação do filtro de rejeito dos ruídos lineares	67
Figura 37 – a) Traço sísmico com o efeito bolha, b) Traço sísmico com o efeito bolha truncado.	68
Figura 38 – Filtro inverso gerado através dos traços da figura 37	68
Figura 39 – Amplitude e frequência dos a) traços de entrada; b) traço de saída.	69

Figura 40 – a) Traço sísmico gerado após o empilhamento, b) Pulso sísmico preservando apenas a reflexão do fundo marinho.	70
Figura 41 – Tempo estimado para o máximo de amplitude no pulso desejado.	71
Figura 42 – Filtro inverso gerado através do <i>matching filter</i>	71
Figura 43 – a) Traço sísmico do dado de entrada; b) traço sísmico após o filtro de rotação de fase.	72
Figura 44 – Interpretação do fundo do mar.	74
Figura 45 – Intervalo de <i>moveout</i> das múltiplas (Fonte:Paradigm)	75
Figura 46 – Teste Radon Parabólico pela diferença de <i>moveout</i> . a) CDP de entrada, tendo em destaque a região da diferença de <i>moveout</i> . B) dado de saída após a subtração dos eventos. c) Diferença do dado de entrada e de saída, eventos lineares correspondem as primárias e eventos parabólicos correspondem a múltiplas	76
Figura 47 – Picagem da velocidade MMO (<i>multiple moveout</i>).	76
Figura 48 – Testes atenuação de multiplas pelo método da filtragem fk. Na região destacada podemos observar os <i>near offsets</i> com curta diferença de chegada para multiplas e primárias.	77
Figura 49 – Informações requeridas para a migração kirchhoff. DX: distanciamento em subsuperfície entre os CDPs (12m). DIPLIM: Máximo ângulo de migração 35°. VEL: Função velocidade.	78
Figura 50 – a) Seção Sísmica pós-stack; b) Semblance calculado do CMP Gather e a picagem da velocidade NMO e RMS; c) CMP Gather com a velocidade corrigida.	79
Figura 51 – Modelo de Velocidade gerado através da análise de velocidade NMO.	79
Figura 52 – <i>Shot Gather</i> na parte rasa da seção. a) Entrada; b) Saída; c) Diferença. (Para melhor visualização do ruído filtrado, colocamos na escala com ganho do tipo AGC).	80
Figura 53 – Despique; a) Entrada; b) Saída; c) Diferença.	81
Figura 54 – Deswell; a) Entrada; b) Saída; c) Diferença.	81
Figura 55 – a) <i>Shot gather</i> contendo reflexões primárias e ruídos lineares, na seção rasa da aquisição sísmica. B) Espectro F-K do shot gather; C) O filtro delimitado para atenuar os eventos lineares de baixa frequência. D) Resultado dos ruídos lineares que foram atenuados através da filtragem f-k delimitada na janela (c).	82
Figura 56 – a) <i>Shot Gather</i> contendo reflexões primárias e ruídos, na seção rasa da aquisição sísmica. B) Espectro F-K do <i>shot gather</i> ; C) O filtro delimitado para atenuar o <i>aliasing</i> . D) Resultado dos ruídos lineares que foram atenuados através da filtragem f-k delimitada na janela (c).	83

Figura 57 – - A) <i>Shot Gather</i> de entrada; B) Resultados após a aplicação da filtragem <i>fk</i> ; C) Ruídos que foram atenuados através da filtragem <i>fk</i> ; D) Espectro de amplitude do dado de entrada; E) Espectro de amplitude do dado de saída.	84
Figura 58 – Assinatura do efeito bolha no espectro de amplitude. A) Espectro do dado de entrada; B) Espectro após a filtragem <i>debubbling</i>	85
Figura 59 – Visualização dos traços sísmicos, com o refletor do fundo do mar em destaque. A) Antes; B) Após a aplicação do <i>debubbling</i>	86
Figura 60 – Seções pós-stack. A) Antes; B) Após a aplicação da filtragem <i>debubbling</i>	87
Figura 61 – Análise espectral do AMPSCAL, com <i>notch</i> próximos as frequências de 60 e 125 Hz, após a aplicação do <i>deghost</i> podemos observar que a frequência de 60 Hz foi estabelecida.	88
Figura 62 – Análise espectral FK a) Antes; b) Após o <i>deghosting</i>	88
Figura 63 – Máximo de amplitude, correspondente a reflexão do fundo do mar a) Antes, b) Após <i>deghosting</i>	89
Figura 64 – Ruídos atenuados através do Filtro <i>Fk</i> após a aplicação do <i>deghosting</i> . A) Dado de entrada (<i>Deghosting</i>); B) Dado de Saída após uma nova aplicação da filtragem <i>fk</i> ; C) Ruídos subtraídos do dado.	90
Figura 65 – Comparação pós stack; a) antes; b) após o <i>deghosting</i>	90
Figura 66 – Seção pós stack em regiões de águas profundas. a) antes do SRMA, b) Após o SRMA, c) Diferença.	91
Figura 67 – CDP <i>Gather</i> regiões de águas profundas. a) antes do SRMA, b) após o SRMA, c) Diferença.	92
Figura 68 – Seção pós-stack em regiões de águas rasas. a) Antes do SRMA, b) Após o SRMA, c) Diferença, d) Espectro de amplitude do dado de entrada, e) Espectro de amplitude do dado de saída.	93
Figura 69 – - Seção sísmica pós stack na região de águas profundas. a) antes do WEMA, b) após o WEMA, c) diferença	93
Figura 70 – - Seção sísmica pós-empilhamento na região de águas rasas. a) antes do WEMA, b) após o WEMA, c) diferença, d) Espectro de amplitude do dado de entrada, e) Espectro de amplitude do dado de saída	94
Figura 71 – Seção pós-stack na região distal do Cone do Rio Grande; a) antes; b) após a migração.	95
Figura 72 – – Seção pós-stack na região do Cone do Rio Grande; a) antes; b) após a migração.	96

Figura 73 – Seção pós-stack na região do cone do rio grande; a) antes; b) após a migração.	96
Figura 74 – Refletor do fundo do mar com estruturas Anticlinais (A), Sinclinais (S). a) Elipsoides destacando as reflexões do tipo <i>bow-tie</i> antes da migração; b) Seção após a migração.	97
Figura 75 – Comparação da seção pós-stack em região de águas rasas; a) Resultado do processamento anterior; b) Resultado do processamento feito pelo autor.	99
Figura 76 – Comparação da seção pós-empilhamento na região distal do cone do rio grande; a) resultado do processamento anterior; b) resultado obtido neste trabalho.	100
Figura 77 – Comparação da seção pós-stack na região afetada pelas múltiplas de superfície; a) resultado do processamento anterior; b) resultado obtido neste trabalho.	100

Sumário

1	INTRODUÇÃO	17
2	LOCALIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO	19
3	GEOLOGIA DA BACIA DE PELOTAS	20
3.1	Estratigrafia da Bacia de Pelotas	20
3.2	Embasamento	23
3.3	Sequência Pré-Rifte	23
3.4	Sequência Rifte	23
3.5	Sequência Pós-Rifte	25
3.6	Sequência Drifte	25
3.6.1	Sequência Plataformal	25
3.6.2	Sequência Transgressiva	26
3.6.3	Sequência Regressiva	26
3.7	Geologia Local - Cone do Rio Grande	27
4	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	29
4.1	Sísmica	29
4.1.1	Velocidade <i>normal moveout</i> - NMO	30
5	RUÍDOS	32
5.1	Tipos de Ruídos	32
5.2	Métodos para atenuação de ruídos	34
6	TRAÇO SÍSMICO	37
6.1	O Pulso sísmico e seus componentes	37
6.2	Assinatura da fonte	39
6.3	Efeito Bolha	40
6.4	O efeito <i>ghost</i>	42
7	MÚTIPLAS	46
7.1	Classificação Das Múltiplas	47
7.2	Atenuação de Múltiplas	50
7.3	Radon Parabólico	50
7.3.1	Parâmetro de curva q	51
7.3.2	Eixo do tempo (τ)	52
7.4	Surface Related Multiple Attenuation (SRMA)	53

7.4.1	Atenuação das múltiplas de superfície em dados marinhos	55
7.5	Atenuação Da Múltipla Baseada Na Equação Da Onda (WEMA- Wave Equation Multiple Attenuation)	57
8	MIGRAÇÃO	60
8.1	Migração Kirchhoff	61
9	METODOLOGIA	63
9.1	Atenuação de ruídos	65
9.2	Processamento do traço sísmico	67
9.3	Atenuação das múltiplas	73
9.4	Migração	78
10	RESULTADOS	80
10.1	Atenuação de ruídos	80
10.2	Processamento do Traço Sísmico	85
10.3	Atenuação de Múltiplas	91
10.4	Migração	95
11	DISCUSSÕES	98
12	CONCLUSÕES	101
	REFERÊNCIAS	102

1 Introdução

Em muitas situações o reprocessamento sísmico é uma alternativa mais econômica e viável do que uma nova aquisição. Com o avanço da tecnologia computacional e dos algoritmos de processamento, tornou-se possível extrair maiores informações de dados sísmicos antigos (HEINONEN et al., 2013; BECCALETTO et al., 2011; BRANCATELLI et al., 2021).

Beccaletto et al. (2011) selecionaram linhas sísmicas regionais da Bacia de Paris para o reprocessamento sísmico, enfatizando correções estáticas e análises de velocidade, para melhorar interpretações geológicas, como falhas e estruturas inversas em campos de hidrocarbonetos. Heinonen et al. (2013), fizeram o reprocessamento de dados sísmicos de reflexão nos maciços vulcânicos de Vilhati, conseguindo por meio da limitação dos *offsets* na seção pós-empilhada, atenuar ruídos, e melhorar a interpretação do contexto geológico dos sulfatos da região.

Brancatelli et al. (2021) usaram uma linha antiga do Mar Andriático, com o objetivo de melhorar a compreensão do arcabouço geológico. Para isso, aplicaram técnicas modernas de processamento sísmico, como *deghosting*, SRMA e WEMA, juntamente com a criação de um modelo de velocidade para a migração pré-stack em profundidade. Pellizzon, Makler e Ávila (2007) aplicaram o método Migração Kirchhoff pré-stack em tempo em um dado antigo da Bacia de Solimões, com o intuito de melhorar o imageamento abaixo das camadas de basalto seu reprocessamento resultou em uma melhora significativa da qualidade do sinal e melhor imageamento das zonas de falha.

Para o presente trabalho, foi utilizada uma linha sísmica *2D offshore*, da Agência Nacional de Petróleo (ANP), adquirida na Bacia de Pelotas no ano de 1990. Os dados foram disponibilizados em formato SEG-Y; por se tratar de uma aquisição antiga, dados sobre a assinatura da fonte são inexistentes. Dificuldades também foram encontradas na interpretação do Relatório do Observador, pois algumas informações estão ilegíveis ou ausentes.

A linha sísmica foi adquirida em uma seção *dip* da Bacia de Pelotas, se estendendo desde águas rasas até águas ultra-profundas, o que apresenta um grande desafio

no processamento sísmico desta seção. A Bacia de Pelotas tem um potencial ainda a ser explorado para a ocorrência de hidrocarbonetos. Estudos recentes apontam a existência de hidrato de gás na Província do Cone do Rio Grande, além de possíveis reservas de hidrocarbonetos (CONTI et al., 2017; MILLER et al., 2015a; ZALÁN, 2017).

O presente trabalho teve como objetivo, aplicar técnicas atualizadas de processamento sísmico no tratamento de ruídos, deconvolução da assinatura da fonte, e atenuação de múltiplas. Foi definido também um modelo de velocidades para migração temporal pós-stack. Por meio deste fluxo de processamento, procurou-se melhorar a razão sinal/ruído, aumentar a resolução dos refletores sísmicos e delimitar melhor a base da camada de hidrato de gás, conhecida como BSR (*Bottom Simulating Reflector*).

Este trabalho está dividido nos seguintes tópicos: Localização e Geologia da Área de Estudo, onde a região é contextualizada geologicamente; Revisão teórica onde é explicada a teoria dos métodos aplicados; Metodologia, a qual discutirá as técnicas e parâmetros aplicados no fluxo de processamento; Resultados e Discussões, onde serão apresentadas e debatidas as conclusões finais deste trabalho, sendo destacados também os principais resultados.

2 Localização da Área de Estudo

A área estudada está inserida na Bacia de Pelotas, que está localizada no extremo sul do território brasileiro. Situa-se entre o paralelo 28 graus sul que coincide com o Alto de Florianópolis (Fig. 1), e o paralelo 34 graus sul, já nos limites com o território do Uruguai que coincide com o Alto de Polônio, limite norte da Bacia de *Punta del Este* (SILVEIRA; MACHADO, 2004).

A porção oceânica da bacia compreende cerca de 250.000 km² até a curva batimétrica de 3.000 m. A porção emersa e plataforma continental corresponde a 20% da área total da bacia (MOHRIAK, 2003). O Cone do Rio Grande é a expressão morfológica que está na zona de transição entre estas duas porções batimétricas. A seção sísmica escolhida para este estudo tem direção NW-SE e 310km de extensão, partindo desde a porção rasa da plataforma continental ao largo da Lagoa dos Patos, passando pelo Cone do Rio Grande até a porção abissal da bacia.

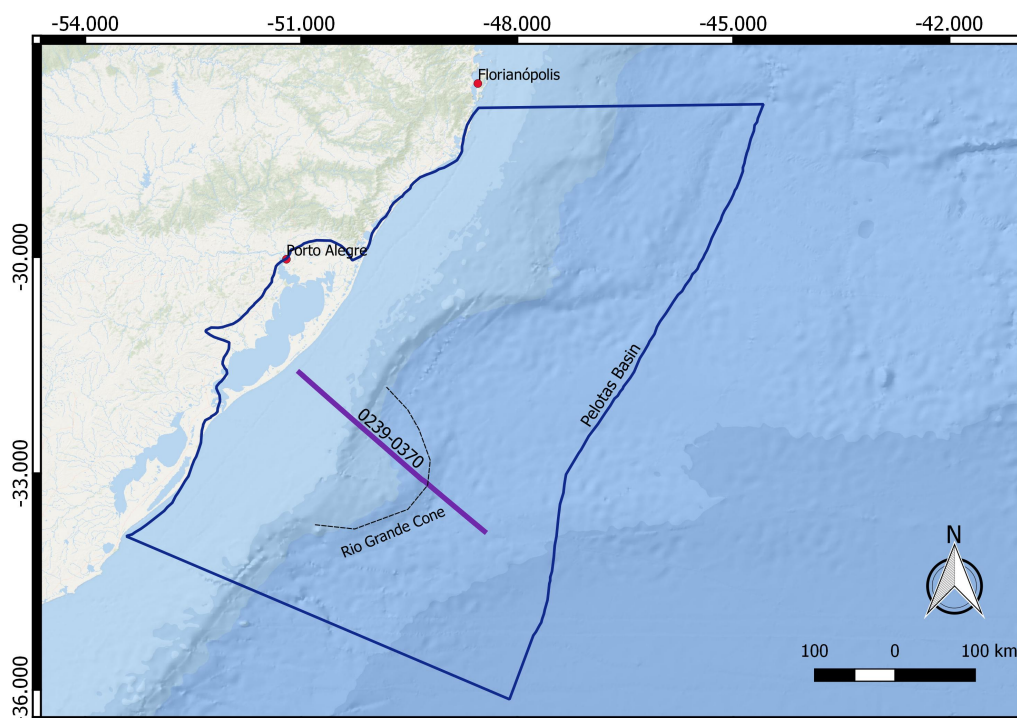


Figura 1 – Localização da Bacia de Pelotas e da linha sísmica de estudo. Fonte: Autor.

3 Geologia da Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas está localizada no extremo Sul da margem continental do Brasil, e estende-se até a costa do Uruguai. As atividades de exploração de petróleo nesta bacia começaram na década de 50, mas a Bacia de Pelotas ainda permanece como uma fronteira exploratória pouco explorada. Recentemente foram observadas na bacia reservas de hidratos de gás, na área conhecida como Cone do Rio Grande (MILLER et al., 2015a), contudo ainda não foram comprovados sistemas petrolíferos ativos, uma vez que os hidratos de gás podem ser de origem biogênica (MILLER et al., 2015b). Publicações recentes sugerem um potencial ainda não avaliado em vários sistemas petrolíferos possíveis na evolução da bacia, tanto na porção uruguaia (CONTI et al., 2017), quanto na porção brasileira (ZALÁN, 2017; STICA; ZALÁN; FERRARI, 2014)

3.1 Estratigrafia da Bacia de Pelotas

As unidades lito-tectônicas da Bacia de Pelotas são as seqüências estratigráficas correspondentes às fases pré-rifte, rifte, oceano estreito (deriva precoce) e oceano aberto (deriva franca ou tardia), relacionadas com o processo de ruptura continental do Gondwana Meridional, e com a subsequente migração divergente das placas africana e sul-americana (FONTANA, 1996). Neste contexto, a bacia foi formada no Cretáceo Inferior, e seu preenchimento sedimentar vem ocorrendo desde então, até o Recente (figuras 2 e 3). A seguir será apresentada de forma resumida a evolução da estratigrafia da Bacia de Pelotas.

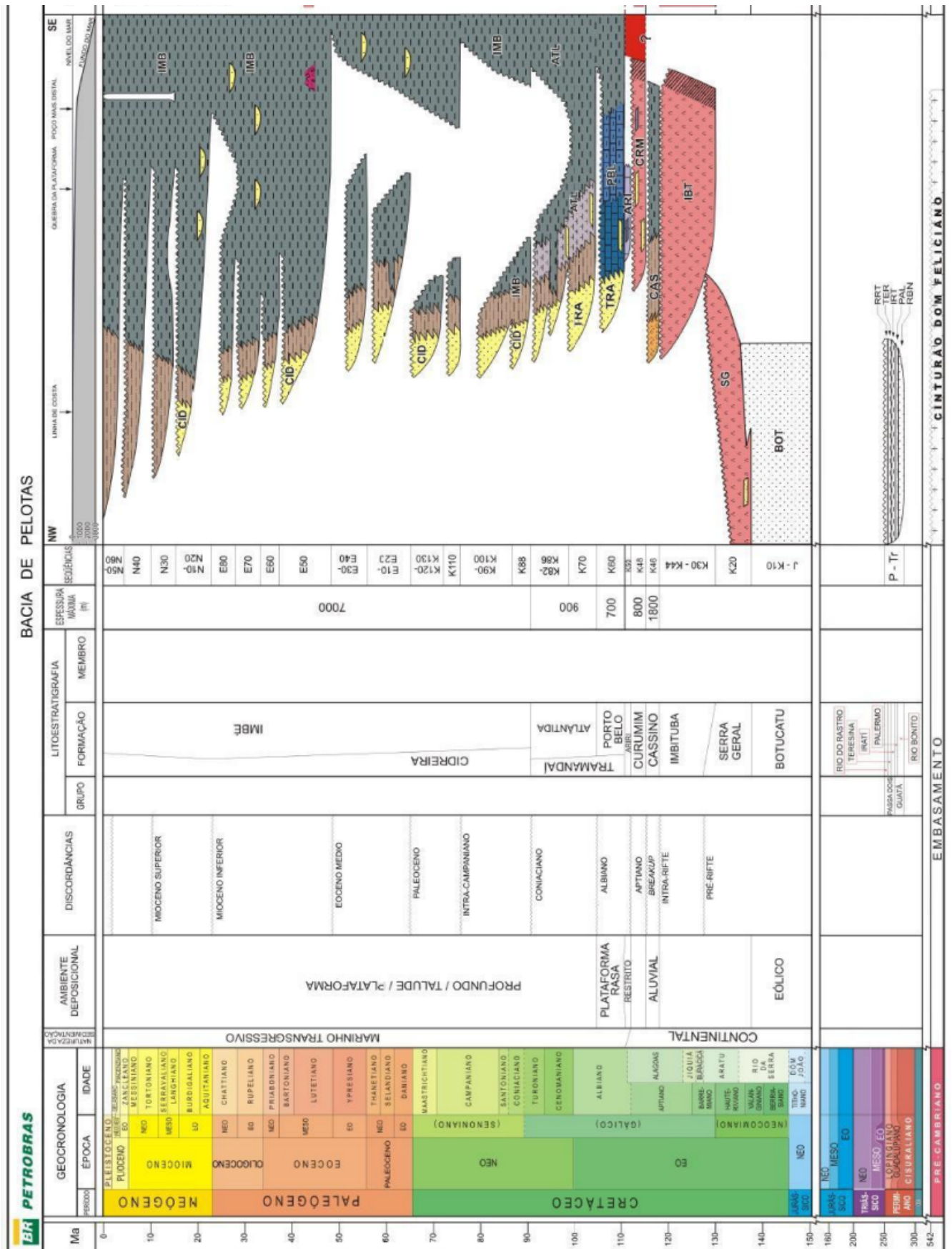


Figura 2 – Carta Estratigráfica da Bacia de Pelotas. Fonte: Bueno,2007



Figura 3 – Seção sísmica interpretada. Fonte: Autor.

3.2 Embasamento

O embasamento da Bacia de Pelotas, datando da transição Proterozóico-Paleozóico, é constituído pelo Cinturão Dom Feliciano, composto por rochas metamórficas de baixo grau (filitos, xistos, quartzitos e mármore), granitos e migmatitos cobertos por uma sequência molássica. Este embasamento é superposto na região pelas Sequências Sedimentares da Bacia do Paraná, de idade paleozóica, relacionadas com a subsidência térmica que se seguiu ao resfriamento da crosta continental posterior ao Ciclo Orogênico Brasileiro-Pan Africano (ZALÁN et al., 1990). Todo este conjunto foi afetado pelo magmatismo Mesozóico da Fm. Serra Geral (BUENO et al., 2007)

3.3 Sequência Pré-Rifte

A natureza dos estratos pré-rifte está relacionada ao comportamento de ascensão da astenosfera nesta região no Cretáceo Inferior. Os riftes do sul-sudeste da margem continental brasileira são marcados pelo intenso magmatismo toleítico da Província Paraná-Etendeka nesta fase (LIP Paraná-Etendeka). Bueno et al. (2007) e Milani et al. (2007); consideraram os espessos derrames basálticos da Formação Serra Geral, sotopostos aos basaltos da Formação Imbituba na porção norte da Bacia de Pelotas, como manifestações magmáticas do estágio pré-rifte da ruptura do Gondwana Meridional. Esta ruptura regional das rochas crustais continentais, compostas por resíduos granulíticos, gnaisses, migmatitos, xistos e anfibolitos do Escudo Sul-rio grandense de idade pré-cambriana até eo-cambriana, e das rochas supracrustais paleozóicas da Bacia do Paraná, foi acomodada por um padrão de falhas antitéticas bastante conspícuo nas regiões subplataformais, e por um outro padrão de falhas sintéticas nas regiões de talude (FONTANA, 1996).

3.4 Sequência Rifte

Segundo Bueno et al. (2007) a fase rifte pode ser dividida em dois estágios:

- Rifte I – representada pelos basaltos da Formação Imbituba, síncronos à Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.
- Rifte II – Caracterizada por meio-grábens que se apresentam como cunhas que se espessam ao encontro a falhas antitéticas em direção à bacia. Estas cunhas correspondem às fácies siliciclásticas da Formação Cassino constituída por conglomerados, diamictitos e siltitos, cujos fragmentos de rocha mostram uma forte contribuição de rochas vulcânicas na base das sucessões sedimentares. Esta contribuição vulcânica diminui para o topo, acompanhada por um aumento da contribuição de fragmentos de rochas metamórficas. Interpretam-se estes depósitos como leques aluviais prográdantes da borda flexural em direção a depocentros lacustres.

Segundo(FONTANA, 1996) a sequência rifte ocorre dentro dos meio-grabens assimétricos muitas vezes formados por falhas antitéticas. Na fase rifte final, o processo de subsidência é acelerado e tem taxas de variação maiores do que as taxas de queda do nível do mar, fazendo com que o afundamento da bacia seja mais rápido que o aporte de sedimentos. Nesta fase a linha de praia tende a mover-se gradualmente mais rápido em direção ao continente em resposta a subsidência termal da bacia, caracterizando a deposição de sequências transgressivas e seções condensadas.

Cunhas de SDRs (*Seaward dipping reflections*) de diferentes idades podem ser vistas em seções sísmicas ao longo do contato crosta continental-crosta oceânica. As relações de contatos entre elas conduzem a interpretar porções mais antigas na porção sul da bacia e as mais jovens na porção norte (BUENO et al., 2007). As SDRs podem ser divididas em três subpacotes. Os dois pacotes SDRs internos são interpretados como constituintes de fluxos de lava provenientes de erupções subaéreas sintectônicas, associadas com a província ígnea da Bacia do Paraná, fluindo para o leste em uma bacia distensional. O pacote SDR externo mostra geometrias de refletores que progressivamente se movem em direção ao oceano, interpretadas como extrusivas originadas de uma migração para o leste do magmatismo, associada com a cadeia oceânica recém-formada. As análises de Harkin et al. (2020) indicam que os dois modelos mencionados acima podem ser aplicados a margem rifte da bacia de Pelotas.

3.5 Sequência Pós-Rifte

O estágio de subsidência térmica pós-rifte é equivalente a suíte vulcânica (basaltos, andesitos e traquiandesitos) da formação Curumim, sendo esta recoberta em discordância pelos evaporitos da Formação Ariri, e pela seção carbonática da Formação Porto Belo na porção norte da bacia. Também podem ser identificados sedimentos interderrames (*intertraps*) constituídos por arenitos continentais na base, os quais são sobrepostos por arenitos marinhos e carbonatos, mais para o topo, com presença de algas vermelhas, oncólitos e oólitos (BUENO et al., 2007).

3.6 Sequência Drifte

Após o término dos eventos tectônicos distensionais e dos consequentes movimentos de blocos que acompanharam a fase rifte na Bacia de Pelotas e na Plataforma de Florianópolis no Cretáceo Inferior, deu-se início a um processo de colapso constante e gradativo da margem continental, acompanhado da deriva continental divergente, fruto do resfriamento e contração da crosta, que havia sido aquecida durante o processo de ruptura da crosta continental (*rifting*) devido à subida do manto. A partir do Aptiano, observa-se uma subida gradual e de longa duração da curva eustática de variação relativa do nível do mar (HAQ; HARDENBOL; VAIL, 1987). Nessa fase são gerados depósitos do tipo leque de talude e cunha de nível de mar baixo (Fontana, 1996). Segundo Bueno et al. (2007) a evolução do preenchimento da Bacia de Pelotas pode ser considerada em três fases: a inicial, representada por depósitos de plataforma rasa no Albiano; a intermediária, caracterizada como um período transgressivo que se estende do Albiano ao Oligoceno; e a fase mais recente, que é definida por uma cunha clástica regressiva no Neógeno.

3.6.1 Sequência Plataformal

Esta sequência é formada pelos depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Portobelo. Suas camadas de calcarenitos bioclásticos e oolíticos se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí em direção ao continente. Em direção à bacia, os calcarenitos gradam para calcilutitos. Seu contato inferior ora se dá

em concordância com os delgados depósitos evaporíticos da Formação Ariri, ora em discordância com as rochas vulcânicas da Formação Curumim. O contato superior é discordante com os pelitos da Formação Atlântida (BUENO et al., 2007).

3.6.2 Sequência Transgressiva

O início do ciclo transgressivo é marcado pela presença da espessa seção de pelitos da Formação Atlântida, que recobrem em discordância os carbonatos da Formação Portobelo. Os folhelhos gradam para margas e siltitos que se interdigitam com os arenitos da Formação Tramandaí. Para os arenitos finos intercalados a folhelhos e siltitos da Formação Tramandaí, interpreta-se um ambiente marinho raso, que sofre a transgressão dos pelitos de plataforma externa da Formação Atlântida (BUENO et al., 2007).

No Paleoceno o trato de nível de mar baixo é representado pelo leque de assoalho de bacia, que corresponde a turbiditos depositados com *onlap* sobre a base do talude. A seguir, depositou-se a cunha de nível de mar baixo tardio, com *downlap* sobre o leque de assoalho de bacia e extenso *onlap* sobre a plataforma. Sobre a cunha de mar baixo foram depositados folhelhos do início da transgressão, alternados a finos depósitos de arenito.

3.6.3 Sequência Regressiva

Esta seção é representada pelas rochas das formações Cidreira e Imbé, onde os siltitos e arenitos finos da primeira progradam sobre os pelitos da segunda, caracterizando uma cunha sedimentar regressiva no Neógeno, à semelhança do que ocorre com a maioria das bacias da margem leste brasileira (BUENO et al., 2007). O pacote sedimentar desenvolvido a partir do Eoceno representa segunda fase de deposição pós-deriva continental e é caracterizado por espessas cunhas clásticas progradantes. A partir desta idade, começou a se delinear uma distinção bem definida entre plataforma e talude, por causa à construção de espessas cunhas regressivas. Devido aos prováveis soerguimentos tectônicos, associados ao magmatismo do Paleógeno, ocorridos ao longo da margem continental brasileira, houve neste período um acréscimo substancial no aporte detrítico na margem continental sudeste-brasileira.

Isto, propiciou a implantação de diversos sistemas deltaicos prográdantes, como é o caso de feição deposicional na região do talude continental da bacia conhecida como Cone do Rio Grande (FONTANA, 1996). O Cone do Rio Grande foi formado pelo rápido aporte de pelitos na porção distal da Bacia de Pelotas, e gerou uma instabilidade no talude, produzindo movimentações gravitacionais de grandes massas pouco consolidadas em direção à bacia (BUENO et al., 2007).

3.7 Geologia Local - Cone do Rio Grande

O Cone do Rio Grande é um cone sedimentar prográdacional formado do Mioceno ao Recente (ZALAN et al., 2005), gerado pelo rápido aporte de sedimentos finos na porção distal. O cone se caracteriza por movimentações gravitacionais de grandes massas pouco consolidadas em direção à bacia. Suas principais estruturas são falhas normais junto ao talude, dobramentos, cavalgamentos em sua porção distal e acumulações de hidrato de gás conhecidas como BSR (*Bottom simulator reflectors*) (LÓPEZ; JR, 2014) (ZALAN et al., 2005) (BUENO et al., 2007). Saunders et al. (2013) demarcaram esta camada sólida de hidrato delimitada na base pelo evento sísmico denominado *Bottom Simulation Reflectors (BSR)* (figura 4).

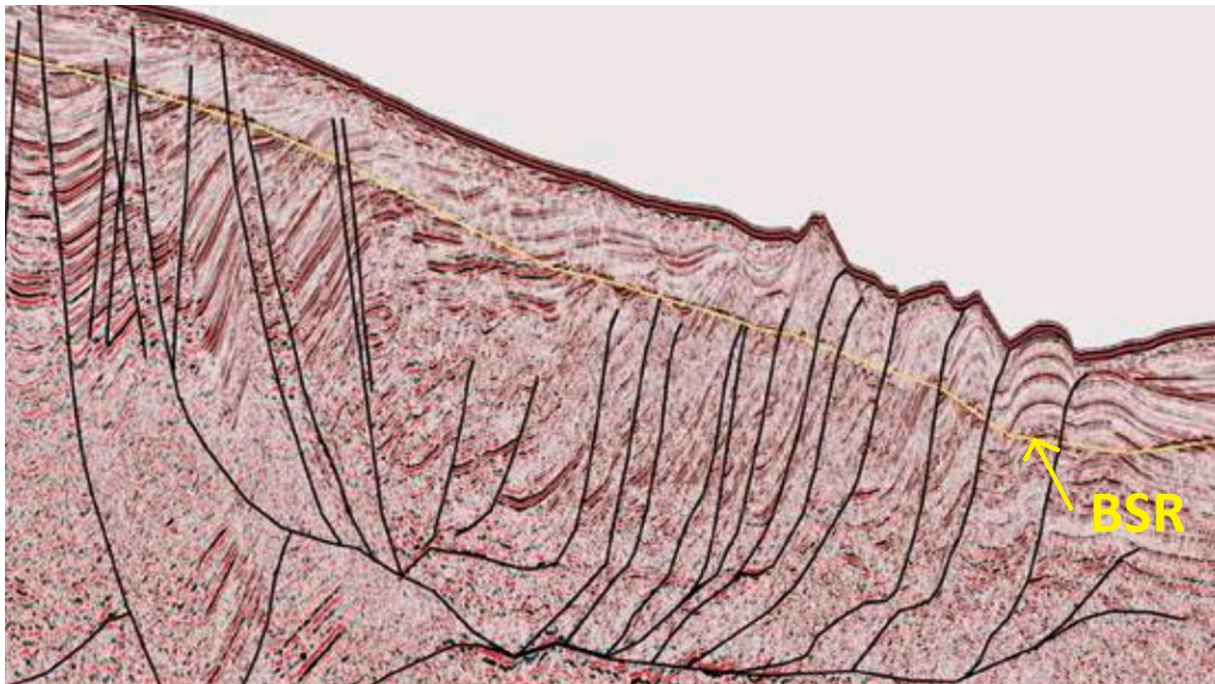


Figura 4 – Interpretação geosísmica do Cone do Rio Grande com a delimitação da BSR.(Fonte Saunders et al 2013)

4 Fundamentação Teórica

4.1 Sísmica

O método sísmico consiste na propagação de ondas mecânicas em subsuperfície. A propagação nas partículas da rocha ocorre após a liberação súbita de energia proveniente de uma fonte geradora (ROCHA, 2010). O método sísmico é aplicado para a detecção e mapeamento de interfaces geológicas em subsuperfície. Através deste método é possível identificar importantes propriedades físicas das rochas. Por essas características, o método sísmico é amplamente utilizado na exploração de óleo e gás, podendo ser aplicado tanto em mar quanto em terra. Como mencionado anteriormente, trabalharemos apenas com dado sísmico de reflexão em ambiente marinho, portanto, trataremos apenas da propagação de onda e correções feitas para este ambiente.

As ondas sísmicas de corpo são pacotes de energia de deformação elástica que se espalham radialmente em um meio homogêneo e isotrópico a partir de uma fonte sísmica. Fontes adequadas para levantamentos sísmicos produzem trens de onda de curta duração, conhecidos como pulsos, elas possuem uma ampla gama de frequências. As velocidades de propagação de pulsos sísmicos são determinadas pelos módulos elásticos e densidades dos materiais onde as ondas se propagam (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). Durante a propagação da onda sísmica, alguns fatores como a absorção e espalhamento geométrico interferem no decaimento da amplitude do sinal. Além disso, fatores litológicos como, porosidade, fluido da formação e pressão dos poros, influenciam na velocidade de propagação das ondas. (YILMAZ, 2001)

A sísmica de reflexão utiliza apenas as ondas que se propagam no interior da Terra (*body waves*). A propagação destas ondas segue a Lei de Snell-Descartes, ou seja, quando uma frente de onda sísmica, encontra uma interface geológica com diferentes impedâncias elásticas, parte da energia é refletida e outra parte é refratada. Logo, ondas sísmicas que se propagam no interior da Terra posteriormente serão refletidas e retornarão para a superfície, onde serão captadas por receptores. (ROCHA, 2010).

As ondas sísmicas são subdivididas em ondas primárias (onda P) e

secundárias/cisalhantes (onda S). Como os esforços de cisalhamento não se transmitem em fluídos, temos somente a propagação da onda P em ambiente marinho. Também conhecida como onda longitudinal ou compressional, a onda P a partir da fonte se propaga por deformação uniaxial (compressão e expansão) na direção de propagação da onda. O movimento de partículas associado à passagem da onda compressional envolve oscilação em torno de um ponto fixo na direção de propagação; a velocidade v_p de uma onda de corpo compressional, que envolve uma deformação compressional uniaxial, é dada pela equação-4.1 (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002):

$$v_p = \sqrt{\frac{\psi}{\rho}} \quad (4.1)$$

Onde: ψ é o módulo elástico apropriado do material; ρ é a densidade do material.

4.1.1 Velocidade *normal moveout* - NMO

Para uma camada horizontal com velocidade constante, a curva do tempo do percurso da reflexão em função do *offset* é uma hipérbole. A diferença entre o tempo de um determinado *offset* e o *zero offset* é conhecida como *normal moveout* (NMO). A velocidade necessária para corrigir o efeito *normal moveout* é chamado de velocidade NMO. Os refletores devem ser corrigidos pela velocidade NMO, para somar os traços do CMP *gather* ao longo do eixo dos *offsets* (figuras 5 e 6) (YILMAZ, 2001).

O *normal moveout* (NMO) para a distância de afastamento x , é a diferença do tempo de percurso ΔT entre as chegadas das reflexões em x e o afastamento nulo (equação 4.2) (figura 5) (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002; YILMAZ, 2001)

$$\Delta t = t_x - t_0 \frac{x^2}{2v^2 t_0} \quad (4.2)$$

O NMO é uma função do afastamento (x), da velocidade intervalar da camada (V), e da profundidade z (pois $z = V t_0 / 2$), o tempo de chegada da reflexão na posição $x/2$ é dado por (t_x) e o tempo da reflexão no afastamento nulo é (t_0).

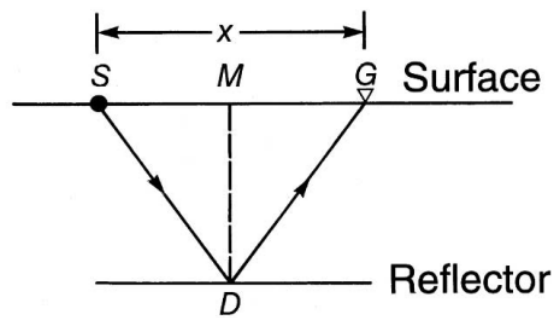


Figura 5 – A geometria NMO para um refletor horizontal. (Fonte: (YILMAZ, 2001))

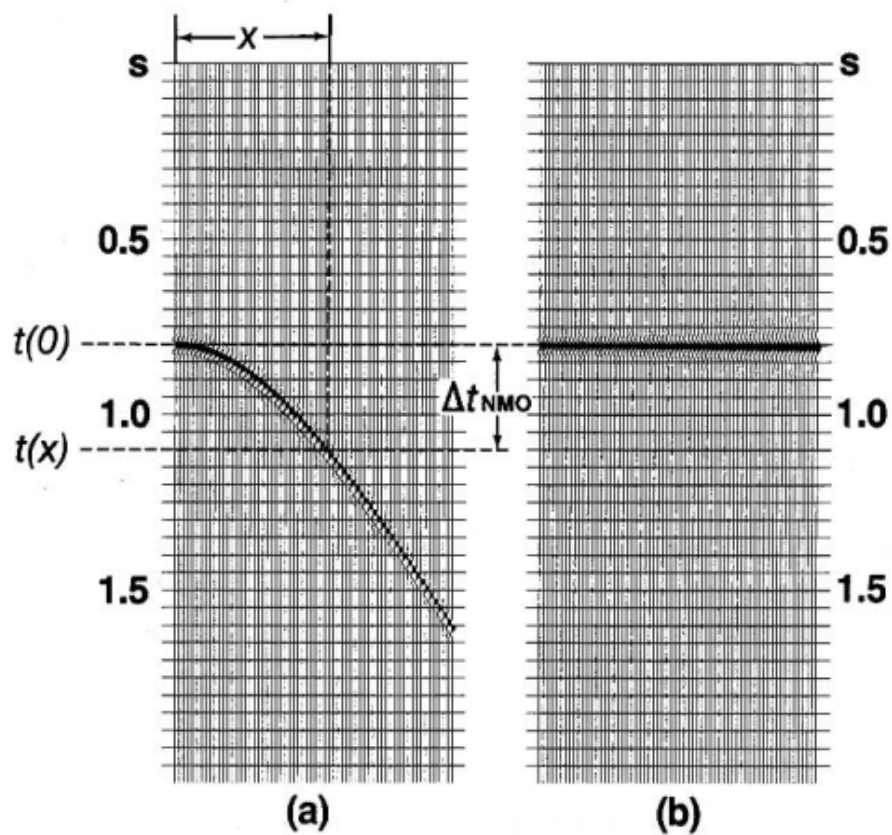


Figura 6 – Correção NMO, com a localização do tempo zero *offset* (t_0), e o tempo em uma distância qualquer ($t(x)$). (a) Antes; (b) após a correção NMO. (Fonte: (YILMAZ, 2001))

5 Ruídos

5.1 Tipos de Ruídos

A aquisição sísmica marinha contém várias componentes de ruídos externos que podem afetar a qualidade do dado sísmico. A existência de ruído no dado sísmico afeta a informação de amplitude, prejudicando a interpretação e modelagem de reservatórios em subsuperfície (ELBOTH et al., 2008).

Os ruídos podem ser classificados em ruídos aleatórios ou ruídos coerentes. O ruído aleatório inclui ruídos dispersos na direção temporal e espacial não correlacionados traço a traço, alguns destes ruídos são caracterizados por se assemelharem a *spikes*. O ruído coerente inclui o ruído linear, reverberações, múltiplas, *aliasing* e Onda *Scholte*, entre outros (YILMAZ, 2001).

Dentre as fontes causadoras dos ruídos, estão: o motor do navio, vento, bolhas próximas a superfície, cabo *streamer*, etc. Um dos ruídos característicos da aquisição marinha é o *Swell noise* (ruído de onda), ele é ocasionado por mudanças de longo período na superfície do oceano, se tratando de um ruído incoerente caracterizado pela baixa frequência com feições de alta amplitude. O mecanismo primário das más condições climáticas são as propagações das ondas longitudinais que atingem o *streamer* e criam ruído de baixa frequência (figura 7). Segundo Zhao et al. (2019), Bekara (2010) as causas mais comuns são:

- Flutuação da pressão hidrostática, resultando na movimentação vertical do oceano, devido as fortes ondas do mar;
- Variação da pressão dinâmica ao longo da superfície do streamer.

Um modo de onda que particularmente é danoso ao imageamento são as ondas superficiais *Scholte*. Segundo Johansen e Ruud (2020) as ondas *Scholte* são provenientes da energia da onda cisalhante dos sedimentos do fundo marinho que se propaga na interface entre o fluido e o meio sólido elástico (figura 8).

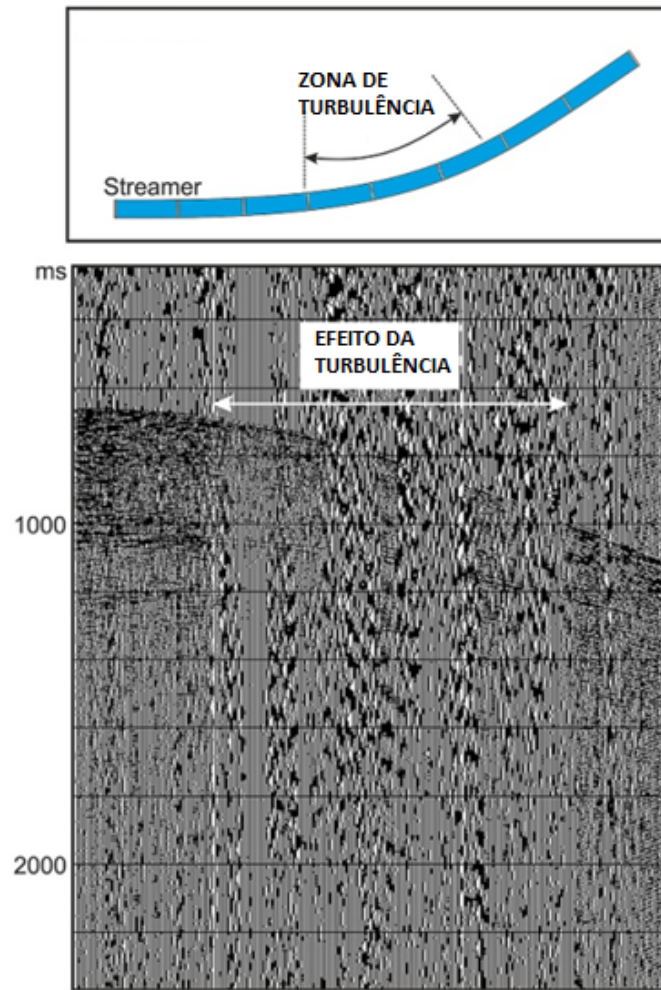


Figura 7 – Swell noise no dado pré-stack. Modificado de : (DONDURUR, 2018).

A amostragem inadequada do sinal sísmico, resulta em uma ambiguidade entre o sinal e o ruído, um efeito conhecido como *aliasing* (figura 9). Para evitar esse tipo de distorção no dado, se estabelece uma faixa de frequências de amostragem, para atenuar os sinais com frequências superior à máxima desejada (ROSA, 2010; LIU; FOMEL, 2011). Para um intervalo de tempo (Δt), o limite entre as frequências amostradas corretamente e aquelas que se apresentam em *aliasing* é a frequência de *Nyquist*, ou frequência de *aliasing* (f_n) definida pela equação 5.1:

$$f_n = \frac{1}{2\Delta t} \quad (5.1)$$

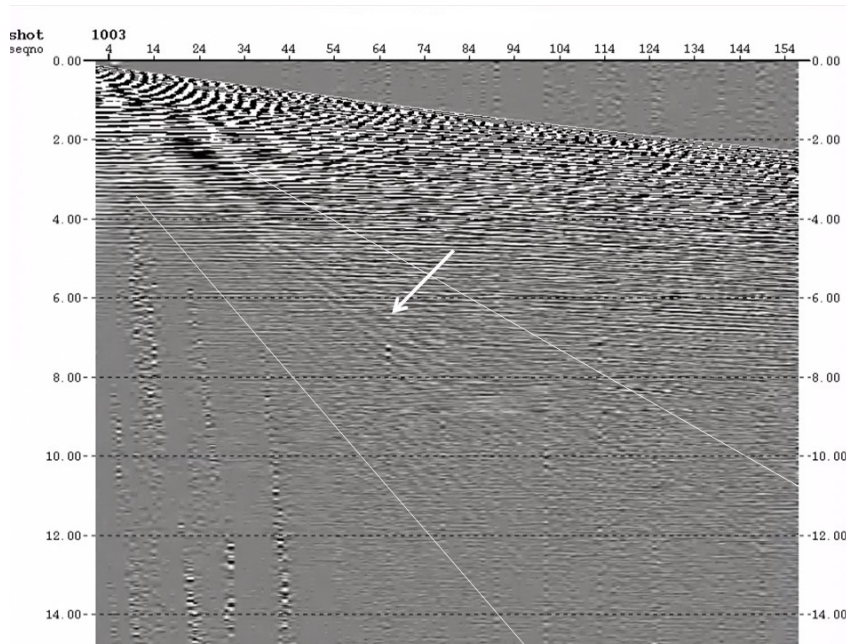


Figura 8 – Ondas Scholtes em região de águas rasas. (Fonte: autor).

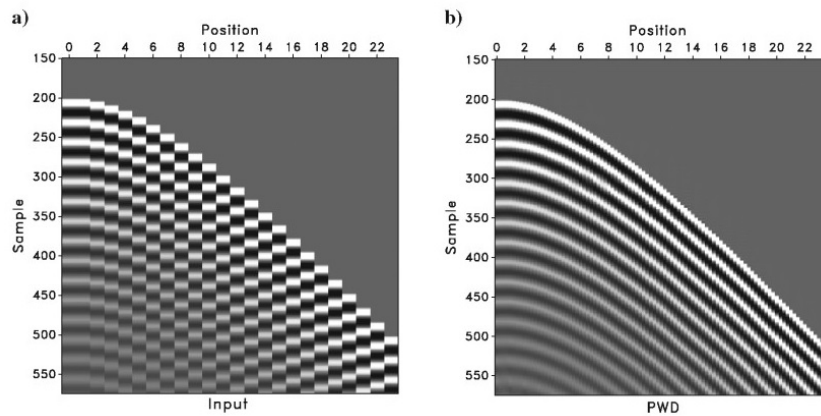


Figura 9 – a) Efeito *aliasing* em um dado sintético; b) Dado sintético após o filtro anti-aliasing. (Fonte: (LIU; FOMEL, 2011)).

5.2 Métodos para atenuação de ruídos

A atenuação do ruído é uma etapa importante no processamento sísmico, a qual assume que sinal e ruído possuem diferentes características que podem ser separadas por um modelo matemático específico. Os modelos podem ser baseados em leis físicas, em propriedade estatísticas para diferenciação entre sinal e ruído, e em filtragem no domínio da frequência e número da onda entre outros (BEKARA, 2010).

A atenuação do *swell noise*, é um dos primeiros passos no processamento sísmico do dado marinho, já que as características desse ruído podem mascarar o sinal de interesse. A separação deste ruído das reflexões primárias, é um problema no processamento sísmico, o qual interfere na qualidade do imageamento sísmico e inversão geofísica, como a variação de amplitude com a inversão de *offset*, inversão da forma da onda e interpretação geológica (ZHAO et al., 2019; BEKARA, 2010). A técnica de filtragem utilizada para atenuação deste ruído, se dá pela detecção e localização do ruído através de uma pequena janela sobreposta na janela de comparação de amplitude dos traços vizinhos.

Para atenuação dos ruídos aleatórios do tipo *spikes*, foi feita a substituição de valores medianos através dos cálculos das amostras proximais. A filtragem mediana simples de uma série temporal, é realizada pela passagem de uma janela sobre uma série temporal, aonde é feita a substituição de cada ponto pelo valor mediano. Para isso usamos a equação 5.2, onde a saída da série temporal de filtro mediano é $x(t)$, e o comprimento de filtro igual a $2n + 1$ (DUNCAN; BERESFORD, 1995).

$$Y(t) = MED[x(t - n), \dots, x(t), \dots, x(t + n)]. \quad (5.2)$$

Para a atenuação dos demais ruídos coerentes e aleatórios, aplicamos a Transformada de Fourier. Normalmente, o sinal sísmico é representado em função do tempo e das coordenadas espaciais, entretanto, para algumas análises, como a equação da onda e suas aplicações geofísicas, são melhores compreendidas no domínio frequência-distância do que no domínio tempo-distância (ver figura 10) (ROSA, 2010).

No método $F - K$, o dado é transformado do domínio tempo-distância para o domínio frequência-número de onda, por meio da transformada dupla de Fourier. Neste domínio, os eventos com o mesmo ângulo de inclinação podem ser isolados, ou seja, reflexões primárias e múltiplas (eventos hiperbólicos) são mapeadas na mesma região do domínio $F - K$ (YILMAZ, 2001).

Para um determinado *dip*, todos os componentes de frequência mapeados dentro do domínio $f - k$ ao longo de uma linha reta que passa através da origem. Isso nos permite eliminar determinados tipos de energias indesejadas do dado. Ruídos lineares inibem as reflexões primárias. Esses tipos de ruídos podem ser isolados da energia

de reflexão no domínio $f - k$. O *dip* mais alto, mais próximo a linha radial no domínio $f - k$ é o eixo do número de onda componente do *zero-dip* mapeia ao longo do eixo da frequência. Quanto mais íngreme o *dip*, mais baixa é a frequência que a análise espacial ocorre (YILMAZ, 2001).

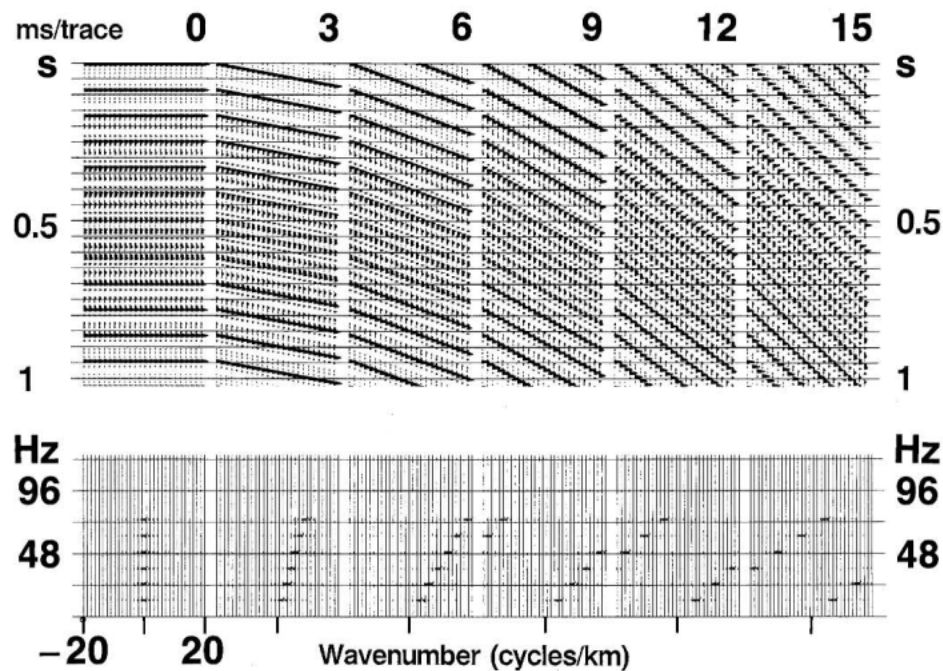


Figura 10 – Gathers acima representando os respectivos *dips* dos eventos lineares; Gathers abaixo representando suas respectivas amplitudes espectrais no plano $f-k$. Fonte: (YILMAZ, 2001)

6 Traço Sísmico

6.1 O Pulso sísmico e seus componentes

Um pulso sísmico pode ser definido como a forma de onda produzida pela fonte de energia elástica empregada na aquisição de dados sísmicos. Essa definição permite induzir que um traço sísmico é o resultado da convolução entre a série de coeficientes de reflexão e o efeito da atuação da fonte sísmica (assinatura da fonte) (ROSA, 2010). Segundo Berkhout (1977) o modelo do traço sísmico pode ser dado pela expressão mostrada na equação 6.1:

$$x(t) = w(t) * u(t) + n(t) \quad (6.1)$$

Onde, $x(t)$ é o registro sísmico, $w(t)$ é a função refletividade, $u(t)$ é a fonte sísmica, $n(t)$ corresponde aos ruídos, t é um parâmetro discreto no tempo ($t = \dots - 2, -1, 0, +1, +2, \dots$) e $*$ denota a convolução.

Em subsuperfície, as diferentes propriedades físicas das interfaces geológicas, resultam na variação da propagação das ondas sísmicas no meio. Nas interfaces, a energia contida num pulso sísmico incidente é dividida em pulso transmitido e refletido. As amplitudes relativas dos pulsos transmitidos e refletidos dependem das velocidades e densidades das duas camadas e do ângulo de incidência sobre a interface (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002). A figura 11 mostra a relação das camadas geológicas, da variação em impedância acústica e dos coeficientes de reflexão em função da profundidade.

Um raio compressivo de amplitude A_0 incide normalmente em uma interface entre dois meios de diferentes velocidade e densidade (figura 12). Um raio transmitido de amplitude A_2 atravessa a interface na mesma direção do raio incidente, e um raio refletido de amplitude A_1 retorna, seguindo a mesma trajetória do raio incidente. A energia total dos raios transmitido e refletido deve ser a mesma do raio incidente. As proporções relativas da energia transmitida e refletida são determinadas pelo contraste em impedância acústica Z da interface, a impedância acústica das camadas, é dada pela equação 6.2:

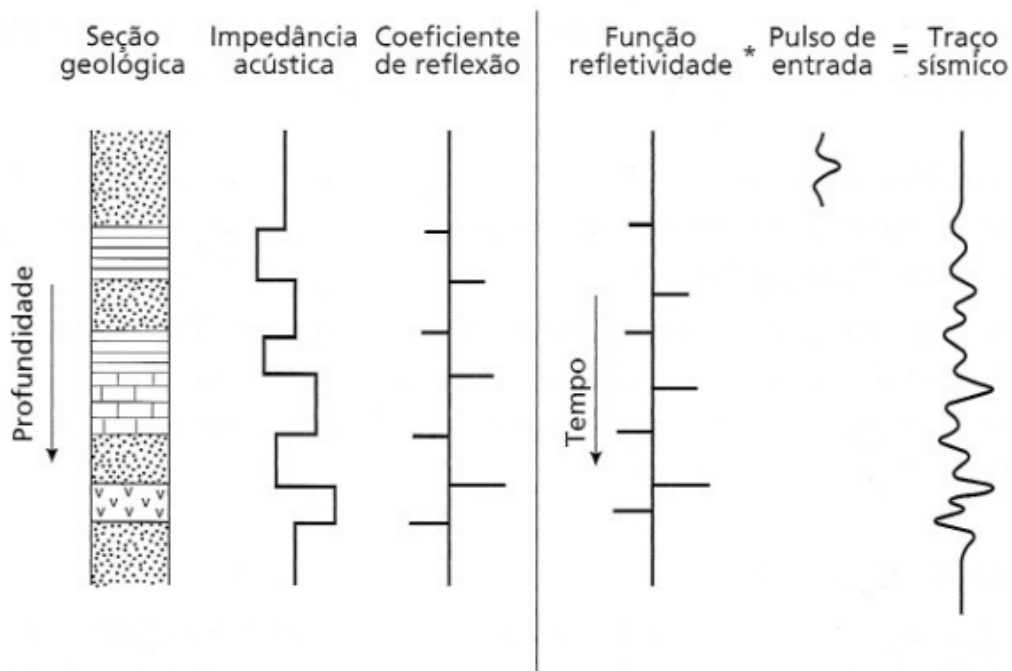


Figura 11 – Modelo convolutivo do traço sísmico de reflexão, mostrando o traço como a saída convolvida de uma função refletividade com um pulso de entrada e as relações entre a função refletividade e as propriedades físicas das camadas geológicas. Fonte:(KEAREY; BROOKS; HILL, 2002)

$$Z = \rho v \tag{6.2}$$

Sendo:

ρ : densidade e v : velocidade da propagação da onda.

A princípio, quanto mais rígida a rocha, mais alta é a impedância acústica. Quanto menor o contraste de impedância acústica em uma interface, maior é a proporção da energia transmitida através dela. O coeficiente de reflexão R é uma medida quantitativa do efeito de uma interface sobre a propagação de onda, o qual é calculado como a razão entre a amplitude A_1 do raio refletido e a amplitude do raio incidente A_0 (equação 6.3) (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

$$R = A_1/A_0 \tag{6.3}$$

Para um raio normalmente incidente, as relações podem ser expressas pelo

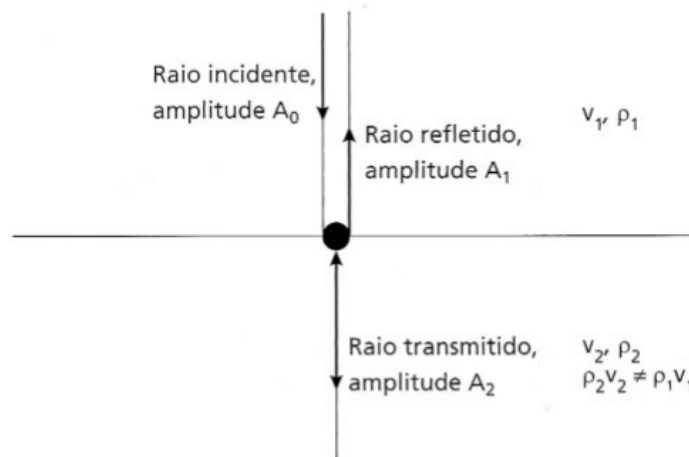


Figura 12 – Raios refletido e transmitido associados a um raio normalmente incidente sobre uma interface de contraste de impedância acústica. Fonte:(KEAREY; BROOKS; HILL, 2002)

coeficiente de reflexão (R) equação 6.4:

$$R = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (6.4)$$

Onde $\rho_1, v_1, Z_1, \rho_2, v_2, Z_2$, são respectivamente os valores da densidade, da velocidade das ondas P e da impedância acústica na primeira e segunda camada. Dessa equação segue que $-1 \leq R \leq +1$. O valor negativo de R significa uma mudança de fase de $\pi(180^\circ)$ no raio refletido. O coeficiente de transmissão T é a razão entre a amplitude A_2 do raio transmitido e a amplitude A_0 do raio incidente (equação 6.5) (KEAREY; BROOKS; HILL, 2002).

$$T = A_2/A_0 \quad (6.5)$$

A equação de *Zoeppritz* (equação 6.6) definem os coeficientes de reflexão e transmissão para todos os ângulos de incidência e todas as fases sísmicas:

$$T = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (6.6)$$

6.2 Assinatura da fonte

A assinatura da fonte apresenta formas muito variáveis em função do tipo de equipamento usado para produzir energia elástica. Na aquisição sísmica dos dados

deste projeto foi utilizada uma fonte do tipo *air gun*. Este tipo de fonte produz formas de onda mais longas em razão da formação de bolhas de ar (figura 13). (ZIOLKOWSKI et al., 1982).

A informação da assinatura da fonte (*far-field signature*) encontra-se indisponível, portanto, utilizou-se de uma metodologia semelhante ao trabalho de Wong e Ronen (2009), os quais apresentaram um estudo de estimativa da assinatura da fonte a partir da reflexão do fundo do mar. Esses autores extrairam a assinatura da fonte em diferentes *offsets*. O campo de onda descendente foi obtido através da soma de pressão (P) e velocidade vertical parcial (Z) do dado e a soma foi escalonada por um fator dependente do *offset*, estimado diretamente a partir dos valores de amplitude de P e Z no domínio $t - x$.

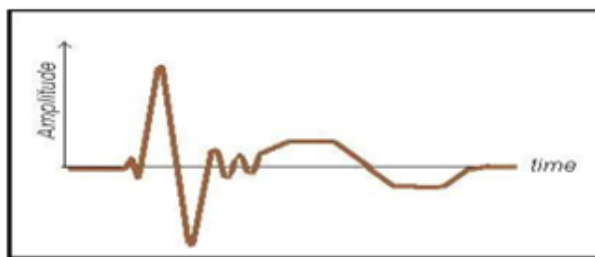


Figura 13 – Uma típica assinatura da *air-gun* consiste de um pulso largo e suas bolhas. O sinal negativo é proveniente do *ghost* da fonte. Fonte: (ROSA, 2010)

6.3 Efeito Bolha

O *air gun* ao ser acionado, libera uma alta pressão de ar na coluna de água, gerando um pico de pressão desejado: o sinal sísmico (figura 14-a). No início, a pressão dentro da descarga de ar inicial, é muito maior do que a pressão ambiente na profundidade do canhão de ar; logo a bolha começa a se expandir. Durante a expansão, a pressão interna da bolha se torna mais baixa que a pressão ambiente, neste ponto a bolha atinge seu tamanho máximo e começa a encolher, gerando um segundo sinal sísmico na água. Este efeito está relacionado ao primeiro efeito bolha (figura 14-b), também conhecido como rarefação (DONDURUR, 2018; LEVY; CLOWES, 1980).

O segundo sinal, no entanto, tem polaridade reversa em relação ao sinal sísmico primário gerado durante a primeira expansão, pois é produzido durante o colapso da

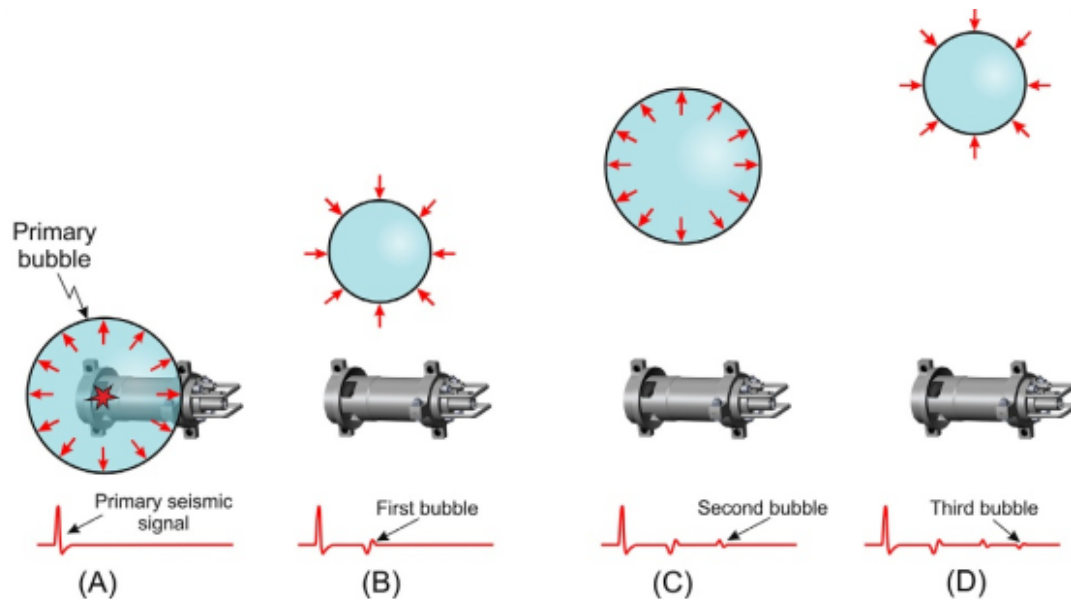


Figura 14 – Ilustração esquemática do efeito bolha. A) descarga de ar gera uma primeira bolha que é responsável pelo sinal sísmico primário. B) Pressão interna da bolha se torna menor do que a ambiente dando início ao colapso da bolha, o qual gera o primeiro efeito bolha. C) Pressão interna se torna maior do que a externa dando início ao segundo efeito bolha. D) Este processo de expansão e colapso continua até que a bolha atinja a superfície da água e se quebre. Fonte: (DONDURUR, 2018)

bolha de ar. A bolha em colapso atinge seu tamanho mínimo e começa a se expandir novamente, uma vez que sua pressão interna excede a pressão ambiente, ela produz outro sinal sísmico com a mesma polaridade do sinal primário. Este é o segundo efeito bolha (figura 14-c) que é conhecido como compressão, expresso por números negativos no registro sísmico (DONDURUR, 2018).

A forma do sinal produzido pelo *air-gun*, pode ser observada através do hidrofone *near-field*, localizado próximo ao *air-gun*. A figura 15-a mostra uma assinatura do campo próximo ao *air-gun*, que consiste no sinal sísmico primário gerado durante a primeira expansão da bolha de ar e as amplitudes dos efeitos de bolha resultantes do sucessivo colapso e expansão a bolha de ar inicial dentro da água. A amplitude gerada pela oscilação da bolha diminui com o tempo. O período de oscilação da bolha não é constante de um ciclo para outro e depende da temperatura e volume do ar descarregado na água, pressão inicial do ar e a pressão ambiente (ou seja, profundidade do *air-gun*). O efeito bolha causa oscilações nos componentes de baixa frequência do espectro de amplitude da assinatura (figura 15-b) tipicamente entre 4 e 50 Hz (DONDURUR, 2018). A metodologia aplicada para atenuação do efeito bolha (*debubbling*) será discutida posteriormente no capítulo 9.

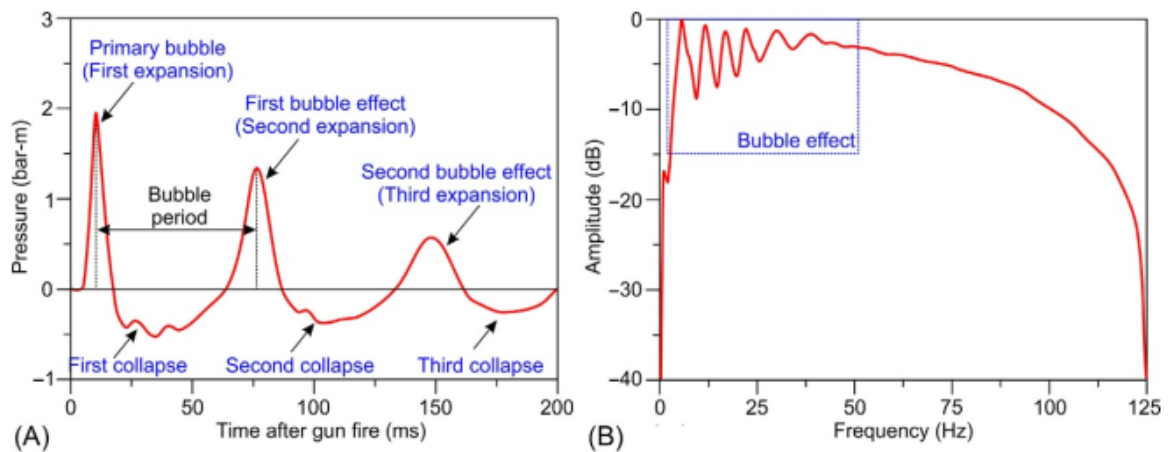


Figura 15 – a) Assinatura near-field. B) Espectro de amplitude da assinatura far-field do air gun, disparado a 6 m de profundidade..Fonte: (DONDURUR, 2018)

6.4 O efeito *ghost*

O *air gun* ao ser acionado durante a aquisição sísmica marinha, emite um campo de onda que se propaga em todas as direções. Conforme apresentado na figura 16 este campo de ondas emite, reflexões primárias, as quais saem da fonte, refletem nas interfaces geológicas e chegam diretamente ao receptor. Também ocorrem reflexões do *ghost* da fonte, no qual o sinal parte da fonte, reflete na interface água/ar, percorre as interfaces geológicas e é registrado no receptor; reflexões *ghost* do receptor, o qual o sinal parte da fonte, reflete nas interfaces geológicas, reflete na interface água/ar e é registrado no receptor; e as reflexões do *ghost* fonte-receptor, que é o registro da interação dos *ghosts* da fonte e do receptor (YILMAZ; BAYSAL, 2015).

Quando não é possível separar o sinal fantasma do primário durante a aquisição, ele é considerado uma parte integrante da assinatura da fonte. Portanto, a assinatura de campo distante dos canhões de ar consiste na combinação de ambos os sinais (Figura 18), que é a interferência do *ghost* sobre o sinal primário, sendo uma versão atrasada do sinal sísmico primário com a polaridade oposta, este efeito é prejudicial a interpretação pois deixa as reflexões com a imagem aparentemente "dobrada", criando um falseamento geológico (DONDURUR, 2018; YILMAZ; BAYSAL, 2015).

A interferência do *ghost* restringe significativamente a banda de frequência do dado sísmico. Esta interferência gera *notches* periódicos no espectro (Figura 17 C),

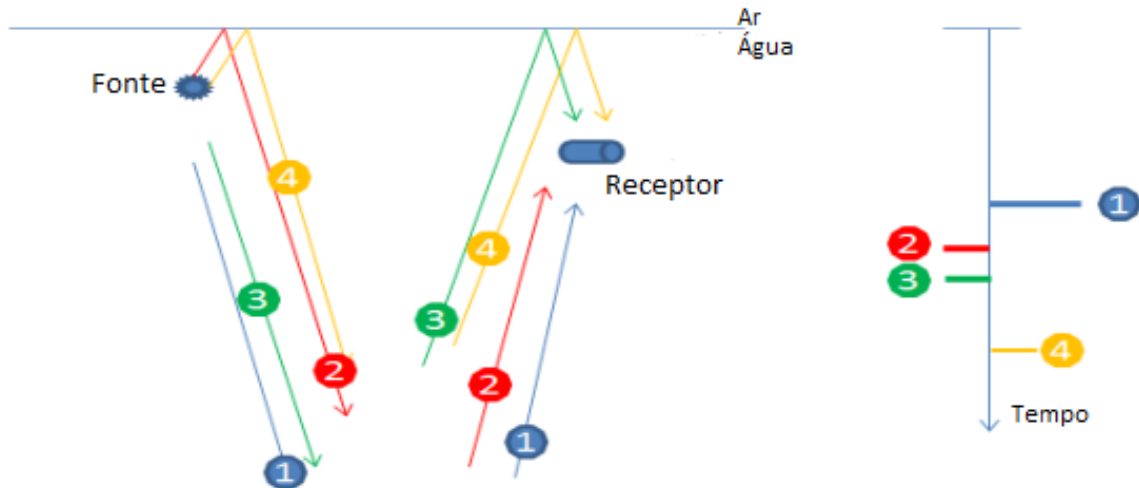


Figura 16 – Ilustração das reflexões *ghost* na sísmica marinha. Reflexão 1 representa as reflexões primárias, 2 *ghost* da fonte, 3 *ghost* do receptor, 4 é a combinação da reflexão *ghost* da fonte e do receptor, tendo a mesma polaridade que o refletor primário. Fonte: (YILMAZ; BAYSAL, 2015)

fazendo com que a frequência da banda fique limitada entre 0 e o primeiro *notch*, o qual diminui com a profundidade ((DON DURUR, 2018). A eliminação do *ghost* da assinatura da fonte amplia o espectro de amplitude do sinal, o que melhora consideravelmente a resolução do dado sísmico (DON DURUR, 2018).

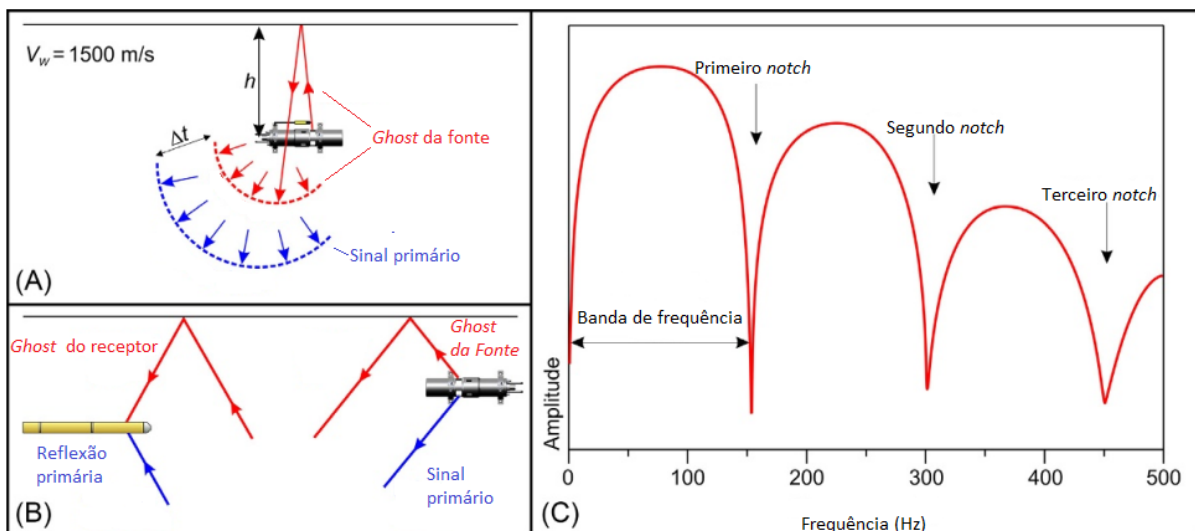


Figura 17 – a) A reflexão *ghost* é a polaridade oposta do sinal primário com o tempo de atraso de $\Delta = 2h/V_w$. B) Reflexões *ghost* da fonte e do receptor. C) Interferência ghosts ocasionadas pelos *notches* periódicos do espectro de amplitude. Fonte: (DON DURUR, 2018).

Existem vários métodos de separar o *ghost* do sinal primário durante a aquisição

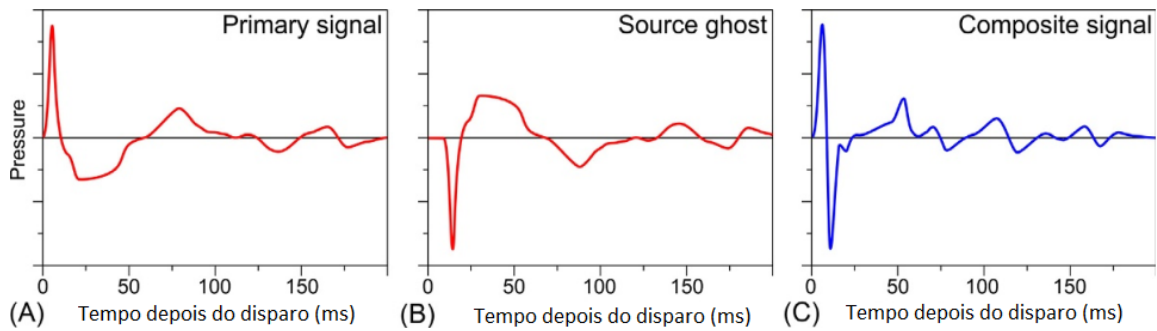


Figura 18 – a) sinal primário produzido por uma *air gun*. B) *Ghost* da fonte, sendo a versão da polaridade reversa do sinal primário. C) A assinatura do *air gun* é a combinação do sinal primário e a interferência do *ghost*. Fonte: (DON DURUR, 2018).

(e.g. Dondurur (2018)). Contudo, estes métodos não são capazes de recuperar a parte crítica do espectro: as baixas frequências (YILMAZ; BAYSAL, 2015). Estes autores propuseram que as reflexões representadas na figura 16 podem ser calculadas através da equação 6.7:

$$W(t) = U(t) + \alpha U(t - \tau_s) + \beta U(t - \tau_R) + \alpha\beta U(t - (\tau_s + \tau_R)) \quad (6.7)$$

Onde $W(t)$ é o campo de onda total em função do tempo, $U(t)$ é o campo de onda do *ghost* livre ascendente em função do tempo, α e β são fonte e receptor do coeficiente de reflexão na superfície mais o decaimento exponencial devido ao atraso do percurso, τ_s é o *ghost* da fonte, τ_R é o *ghost* do receptor.

Assumindo um meio homogêneo próximo à superfície com os caminhos de propagação da onda praticamente verticais, o *ghost* de origem deve ficar atrás do pulso direto por t_0 , o tempo de viagem vertical bidirecional da fonte à superfície. Um modelo de transformação z simples para esta *wavelet* é: (HAMARBITAN; MARGRAVE, 2001):

$$W(z)_{eff} = W(z)[1 + rz^{t_0}] \quad (6.8)$$

Na equação 6.8 $W(z)$ é a transformada z da assinatura da fonte, r é o coeficiente de reflexão da superfície livre, e z^{t_0} é o atraso do operador para t_0 . O espectro de *Fourier* da *wavelet* efetiva é obtido definindo $z = e^{i\omega}$, onde ω é a frequência angular. Se definirmos $r = -1$, obtemos a equação 6.9:

$$W(\omega)eff = W(\omega)e^{i\omega t_0/2}[e^{-i\omega t_0/2}-e^{i\omega t_0/2}] = 2W(\omega)e^{i(\omega t_0 + 3\pi)}\sin(\omega t_0/2). \quad (6.9)$$

Portanto, o *ghost* altera tanto a amplitude quanto a fase da *wavelet* da fonte. Logo, o espectro de amplitude da equação 6.9 é dado por:

$$W(\omega)eff = 2w(\omega)\sin(\omega t_0/2) \quad (6.10)$$

A função seno na equação 6.10 introduz os *notches* no espectro da *wavelet* efetiva, quando $\omega t_0/2n\pi$, onde $n = 0, 1, 2, \dots$ nas frequências $f_n D(2 \dots)!$ $1!nDn = t0..$ A frequência *notch* f_n , é onde a interferência destrutiva ocorre entre o pulso da fonte e o *ghost*. O *notch* em $0Hz(n = 0)$ garante o pulso efetivo. O cálculo do *notch* da fonte e do receptor pode ser calculado através da equação 6.11, onde Δz é a profundidade da fonte e v_w a velocidade da água (HAMARBITAN; MARGRAVE, 2001) (Ver figura 19):

$$f_n = \frac{nv_x}{2\Delta z}, n = 0, 1, 2... \quad (6.11)$$

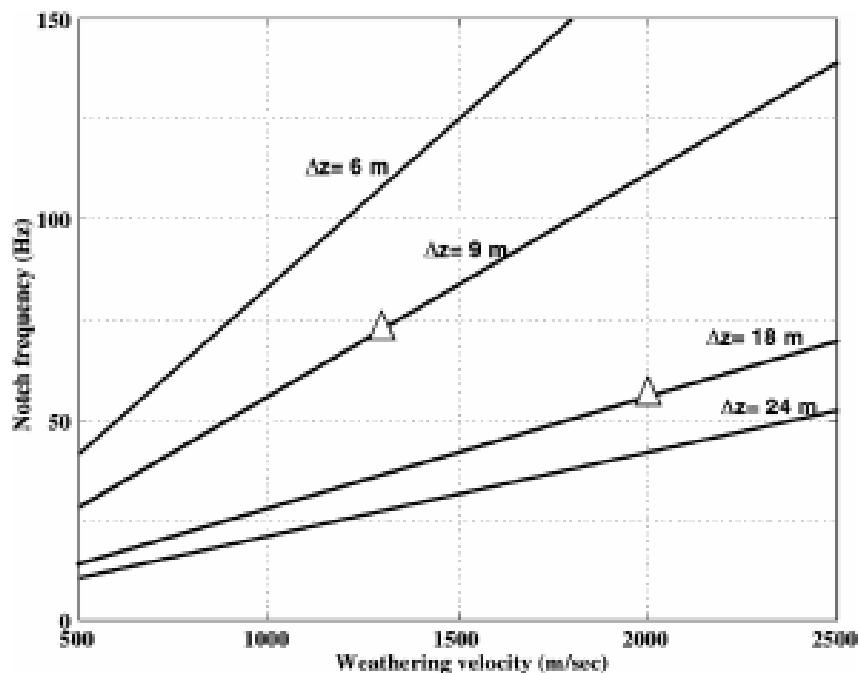


Figura 19 – Para quatro diferentes profundidades da fonte, a frequência do *notch* do *ghost* $n=1$ é dada em função da equação 6.11. Fonte: (HAMARBITAN; MARGRAVE, 2001)

7 Múltiplas

As reflexões múltiplas representam um dos maiores desafios no levantamento de sísmica de reflexão. Em aquisições marinhas, a interface do fundo mar gera reflexões múltiplas que ficam registradas sobrepostas à energia do sinal, o que representa um grande problema, pois as múltiplas ocorrem tipicamente no mesmo tempo e na mesma banda de frequência das reflexões primárias. A forte inclinação do fundo do mar e a geologia na região do Talude continental interferem fortemente na qualidade da imagem sísmica. Ao longo deste tópico iremos descrever algumas técnicas e tentativas que foram aplicadas para atenuação das múltiplas.

A fonte sísmica, tem por objetivo gerar a propagação de ondas sísmicas em subsuperfície até a reflexão em interfaces com contrastes de impedância. Essa reflexão, constitui o sinal sísmico é chamada de reflexão primária. Entretanto, se a diferença da impedância for significativa, pode acontecer da energia sísmica refletir-se várias vezes entre as camadas, reverberando, até ser registrada nos receptores, em um tempo mais longo. Esse tipo de evento é denominado de reflexão múltipla e pode ser classificada de diversas formas, as quais serão descritas mais adiante (Fernandes, 2014).

No levantamento marinho, o contraste de impedância entre os contatos água-ar e água-assoalho oceânico retém a energia sísmica nessas interfaces, refletindo inúmeras vezes e gerando eventos múltiplos nas imagens sísmicas (Figura 1). Essas reverberações, ao serem detectadas pelo receptor, geram ruídos na seção sísmica mascarando os verdadeiros refletores devido as semelhanças com a reflexão primária, como a velocidade, a amplitude, a forma do pulso e o conteúdo de frequência (PONTES, 1985) *apud* (FERNANDES, 2014) (WIGGINS, 1988).

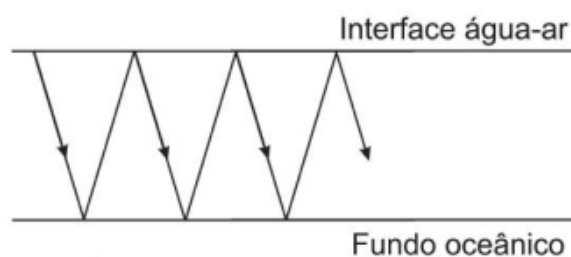


Figura 20 – Modelo de reverberação da energia sísmica. (Fonte:Fernandes 2014)

7.1 Classificação Das Múltiplas

As classificações das múltiplas dependem do critério que está sendo adotado seja a interface, ordem ou tempo de trânsito. Quando o parâmetro analisado é a interface, é averiguado em qual camada mais próxima à superfície a energia possui uma reflexão descendente, sendo estes eventos classificados em múltiplas relacionadas à superfície e múltiplas internas. As relacionadas à superfície são eventos que possuem ao menos uma reflexão descendente na superfície, ou seja, na interface água-ar (Figura 21). As múltiplas de superfícies são subdivididas em três classes (COSTA, 2016):

- **Múltipla de primeira camada:** Também conhecidas como reflexões de fundo marinho. Este evento não possui reflexões abaixo do fundo oceânico (figura 21-a). Portanto, grande parte da energia de propagação fica restrita à lâmina d'água;
- **Peg-leg:** São múltiplas que foram geradas pela única reflexão da onda abaixo do fundo do mar, seguida por várias reflexões na interface entre a superfície da água e o fundo marinho (Figura 21-b);
- **Outras Múltiplas:** As configurações possíveis para este tipo de evento são diversas. Podendo ter duas ou mais reflexões abaixo do fundo do mar (Figura 21c).

As múltiplas internas diferem das múltiplas descritas acima, pois seus eventos possuem todas as reflexões descendentes abaixo do fundo do mar, ou seja, não tem reflexões na lâmina d'água. Sua classificação é referenciada em qual camada mais próxima a superfície, a energia possui uma reflexão descendente. Com isso, nomeamos múltipla de segunda, terceira camada e assim sucessivamente (Figura 22) (COSTA, 2016)

A classificação das reflexões múltiplas quanto a sua ordem, é referente ao número de reflexões em uma determinada camada. (Figura 23)

As múltiplas também podem ser classificadas quanto ao seu tempo de trânsito ((PONTES, 1985) *apud* (FERNANDES, 2014)):

- **Múltiplas de longo período:** são eventos distintos das reflexões primárias que lhe originaram;

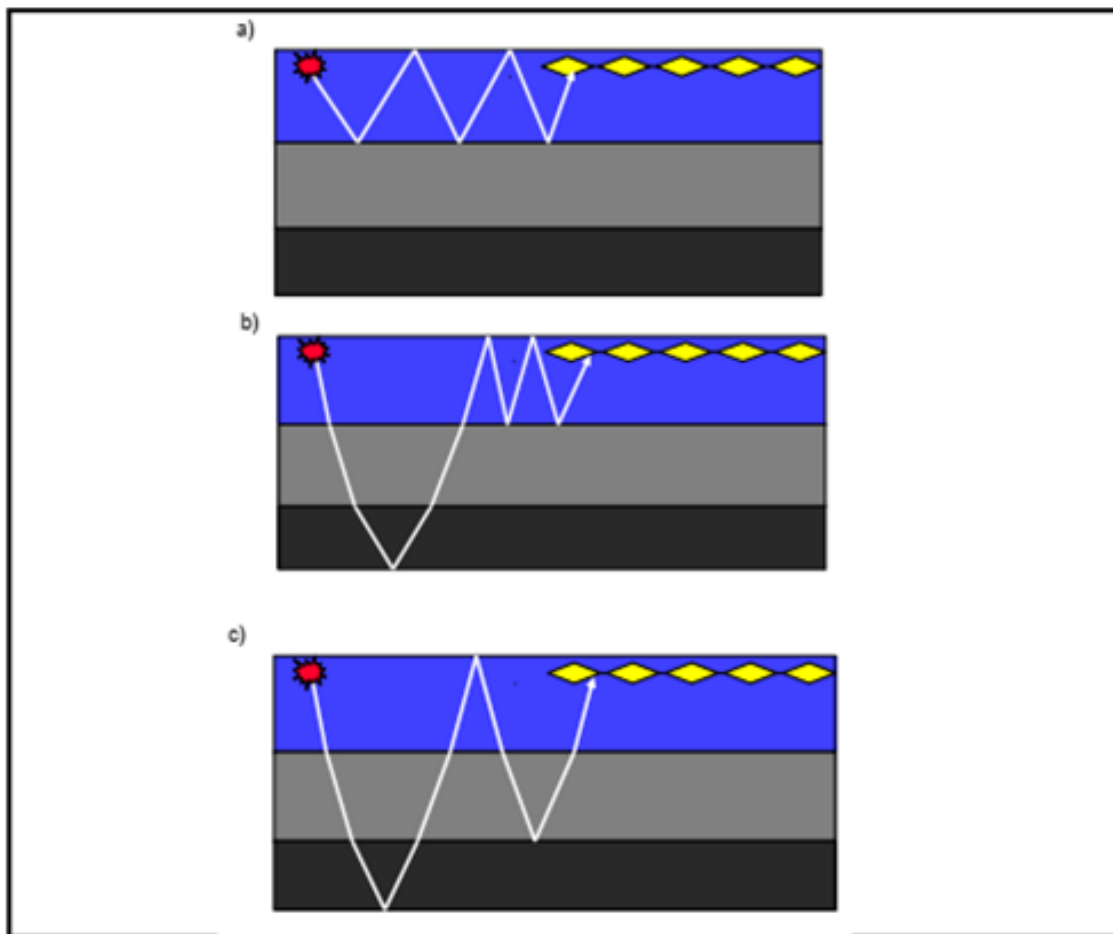


Figura 21 – Esquematização das múltiplas de superfície. A) Múltipla de primeira camada. B) Peg-leg. C) Outros tipos de múltiplas. (Fonte:(COSTA, 2016))

- Múltiplas de curto período: são eventos superpostos aos eventos primários de origem, estando relacionadas a camadas de pouca espessura.

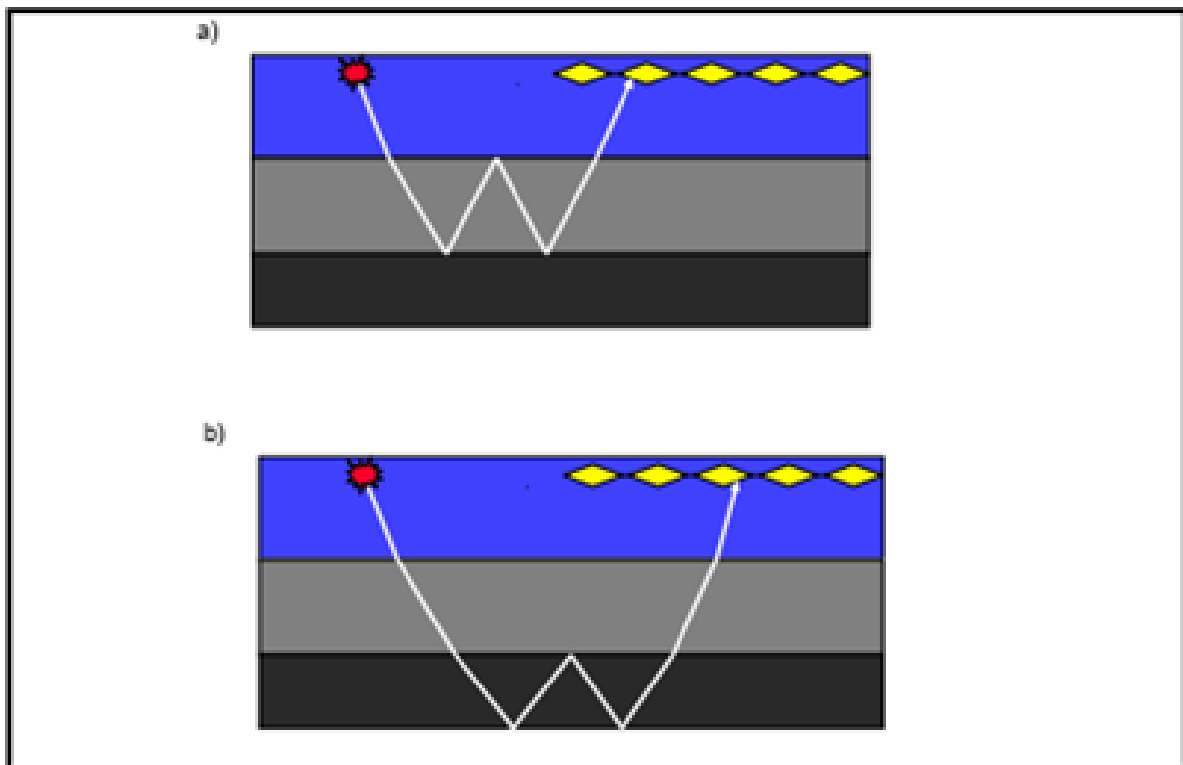


Figura 22 – Múltiplas internas. A) Reflexão múltipla de segunda camada. B) Reflexão múltipla de terceira camada. Fonte: (COSTA, 2016).

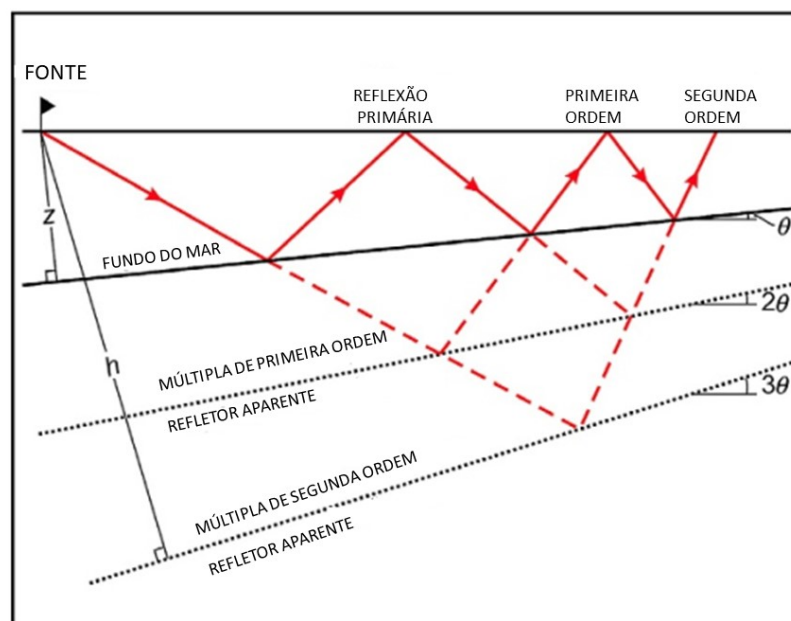


Figura 23 – Representação das múltiplas quanto a ordem de reflexão. Modificado de :(DONDURUR, 2018)

7.2 Atenuação de Múltiplas

Existem basicamente duas abordagens básicas para a atenuação de múltiplas:

1. Técnicas que buscam explorar uma característica ou propriedade que diferencia as primárias das múltiplas. Sendo normalmente métodos de filtragem, que buscam explorar algumas diferenças entre múltiplas e primárias, podendo se tornar aparente em um domínio específico. Como por exemplo a filtragem no domínio $f - k$ ou $\tau - p$, onde assume-se que as primárias e múltiplas tenha diferença de *moveout* suficiente para melhor distinção entre elas. (WEGLEIN, 1999) (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a).
2. Técnicas que predizem e subtraem múltiplas do sinal sísmico. Sendo estas baseadas na previsão de modelagem ou inversão do campo de ondas sísmicas registrados.

As técnicas de filtragem no domínio $f - k$ ou $\tau - p$ funcionam melhor em dados com largos *offsets* (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992b). Se a diferença de *moveout* entre as múltiplas e primárias é pequena, a única opção disponível é a técnica de predição de múltiplas, como por exemplo o SRME (*surface-related multiple attenuation*) que consiste na filtragem de erro de previsão multidimensional por convolução ponderada. (BERKHOUT; VERSCHUUR, 2006).

7.3 Radon Parabólico

A transformada Radon Parabólico é uma ferramenta muito conhecida para atenuação de reflexões múltiplas em dados sísmicos. A técnica é baseada na discriminação de velocidades aparentes dos eventos que se deseja atenuar, para isso, é aplicada uma correção parcial de NMO (Normal Moveout) para a discretização dos eventos múltiplos e primários. (ABBAD; URSIN; PORSANI, 2011) (FERNANDES, 2014). A estratégia básica para identificação e filtragem dos eventos, é transformar o dado para um novo domínio, onde cada componente possa ser isolado e somente então o dado é mapeado de volta para o domínio original contendo apenas a informação desejada.

A transformada Radon Parabólico tem se mostrado uma ferramenta efetiva na atenuação de múltiplas. Entretanto alguns fatores tornam esta técnica menos eficiente, como quando as diferenças de *moveout* entre as múltiplas e primárias são muito pequenas (WIGGINS, 1988); (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a). Ou em situações de campos de ondas complexos, como no caso de frentes de ondas não hiperbólicas (Berkhout, 2006). Ainda há o problema da variação da amplitude com o *offset* (AVO) o que degrada o processo de atenuação das múltiplas, assim como o problema das manchas (*smearing*) nas amplitudes, que é comum na inversão padrão da transformada do Radon parabólico devido à limitada cobertura do *offset* e amostragem espacial (COSTA, 2016).

A transformada Radon Parabólico busca a separação da energia de múltiplas e primárias. Para isto, o dado original é somado através de parábolas, de acordo com as equações 7.1 e 7.2 (COSTA, 2016):

$$R(q, \tau) = \int_{-\infty}^{+\infty} D(x, t = \tau + qx^2) dx \quad (7.1)$$

Ou

$$R(q, \tau) = \sum_x D(x, t = \tau + qx^2) \quad (7.2)$$

Onde $D(t, x)$ é o dado original no domínio do tempo t e *offset* x é conduzido para o domínio tau-pi (τ, p) e o parâmetro q é referido como parâmetro de curvatura e τ a intersecção da curva com o eixo do tempo.

7.3.1 Parâmetro de curva q

Este parâmetro está associado a correção *moveout* associada a técnica do Radon parabólico. Segundo (COSTA, 2016), demonstramos isto, considerando um evento com *zero-offset*, tempo duplo t_0 e a velocidade quadrática média V_{rms} . Adotando uma velocidade de correção V_c , obtém-se o tempo corrigido $T(x)$ para um dado afastamento x , pela equação 7.3:

$$T(x) = t_0 \left(1 + \sqrt{1 + \frac{x^2}{V_{rms}^2 \cdot t_0^2}} - \sqrt{1 + \frac{x^2}{V_c^2 \cdot t_0^2}} \right) \quad (7.3)$$

Expandindo a equação 7.3 utilizando a série de Taylor, tem-se:

$$T(x) = t_0 \left(1 + \frac{1}{2} \frac{x^2}{t_0^2} \left(\frac{1}{V_{rms.}^2} - \frac{1}{V_c^2} \right) + L \right) \quad (7.4)$$

Definindo uma velocidade residual V_r como sendo:

$$\frac{1}{V_r^2} = \frac{1}{V_{rms.}^2} - \frac{1}{V_c^2} \quad (7.5)$$

A equação 7.4 pode ser reescrita como:

$$T(x) = t_0 + \frac{x^2}{2t_0V_r^2} + K \quad (7.6)$$

Se $\frac{x}{t_0V_r} \ll 1$, a expansão da série pode ser truncada para os termos de alta ordem.

Adotando $q = \frac{1}{2t_0V_r^2}$, a equação 7.6 pode ser aproximada por:

$$T(x) = t_0 + qx^2 \quad (7.7)$$

A equação 7.7 modela o tempo de trânsito, através da parábola, com o parâmetro de curvatura q , definido acima.

7.3.2 Eixo do tempo (τ)

Na transformada Parabólico, eventos parabólicos são mapeados (Figura 24), desconsiderando eventos lineares, os quais ficarão dispersos dentro do domínio espaço-tempo. Ao aplicar essa técnica, a seção será filtrada e o domínio transformado não conterá os eventos lineares. Para isso, utiliza-se a equação hiperbólica de tempo de trânsito fazendo as devidas transformações, tornando-a Parabólico (FERNANDES, 2014):

$$\tau' = t - qx^2 \quad (7.8)$$

Utiliza-se a equação 7.8 para traçar parábolas de curvaturas diferentes (q variado). Ao longe destas parábolas somam-se as amplitudes coincidentes com cada curva traçada.

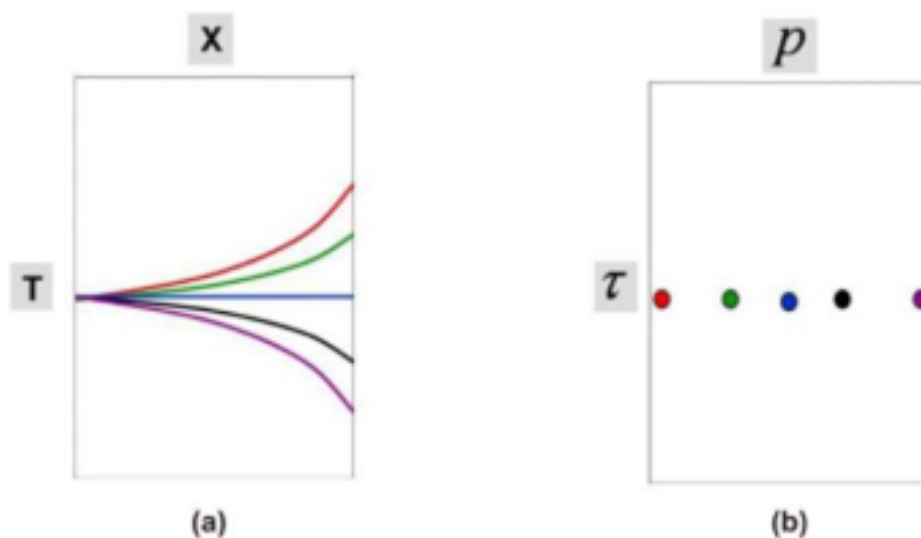


Figura 24 – Representação de (a) eventos parabólicos no domínio do tempo – *offset* e (b) respectiva transformação em um ponto no domínio $\tau - p$. (Fonte:Fernandes, 2014)

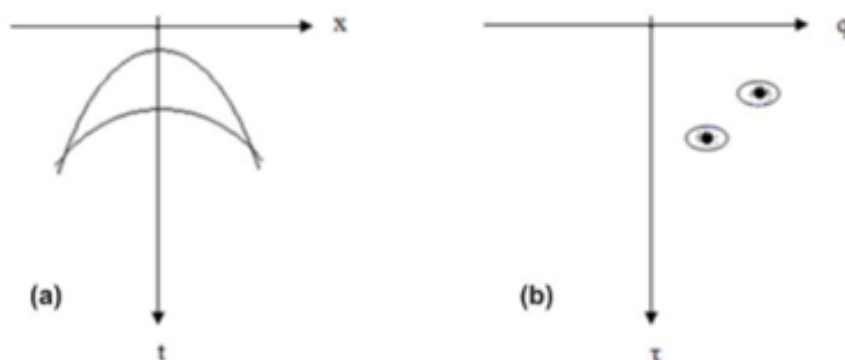


Figura 25 – Relação entre um evento no domínio (a) tempo- espaço e (b) Radon Parabólico (Fonte:(FERNANDES, 2014)

7.4 Surface Related Multiple Attenuation (SRMA)

O método *Surface Related Multiple Attenuation* (SRMA) é um processo de predição e subtração de múltiplas, com base na periodicidade das múltiplas internas e de superfície, sendo uma alternativa de atenuação das múltiplas. O SRMA se apresenta muito efetivo para casos de fortes refletores do fundo marinho, onde múltiplas relativamente fortes relacionadas à superfície podem ser esperado nos dados, especialmente para alvos profundos (acima de $2s$) (VERSCHUUR, 1991) (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a); (FONSECA, 2016).

O SRMA dispensa informações de subsuperfície como campo de velocidade ou profundidade de camadas. Entretanto é necessário obter as informações sobre a refletividade da superfície e as características da fonte e receptor. Sua principal característica é que seus próprios dados sísmicos agem como um filtro de predição de erro multicanal, o que venha a ser uma vantagem em situações de mecanismos complexos de espalhamento em subsuperfície (BERKHOUT; VERSCHUUR, 2006) (FONSECA, 2016) (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992b).

Ao se observar o percurso do raio da múltipla podemos correlacioná-lo com a superfície. Como visto na Figura 26, a múltipla de primeira ordem pode ser considerada como constituída por dois caminhos primários, os quais estão ligados no ponto de superfície de reflexão (BERKHOUT; VERSCHUUR, 2006). Desta maneira, podemos combinar as reflexões primárias disponíveis nos dados para construção das múltiplas de primeira ordem, seguindo a Lei de Snell no ponto de reflexão. Ou seja, o ângulo de incidência de chegada da primeira primária ao receptor é o mesmo ângulo de emissão da segunda primária (FONSECA, 2016).

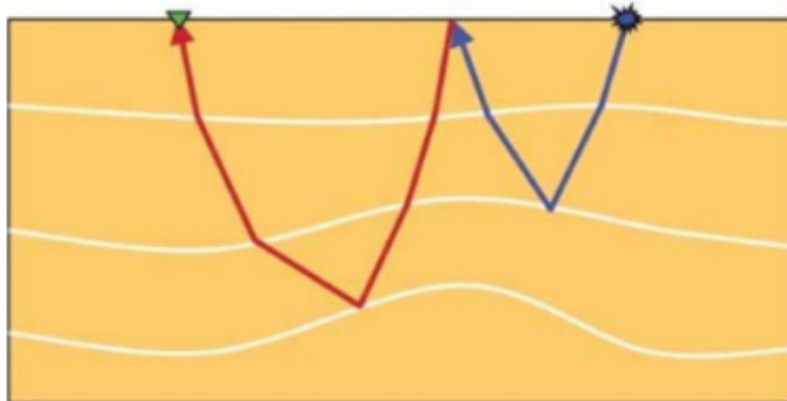


Figura 26 – A múltipla de primeira ordem pode ser representada pela combinação de duas primárias, conectadas entre si por um ponto de reflexão na superfície. (Fonte: (FONSECA, 2016))

Anstey (1966) , observou que era possível modelar múltiplas através da autocorrelação de traços, afirmando que a função de autocorrelação contém informações acerca de toda a atividade das reflexões múltiplas presentes em um traço, auxiliando na escolha do método de atenuação. A predição de múltiplas tem o mesmo tempo de percurso que as múltiplas registradas no dado sísmico, mas com diferentes amplitudes e formato da *wavelet*.

7.4.1 Atenuação das múltiplas de superfície em dados marinhos

Faremos a apresentação do modelo de atenuação de múltiplas para aquisição sísmica marinha, portanto assumiremos apenas a medição da onda longitudinal (P). O modelo proposto pode ser formulado com um processo de inversão bem estabilizada, e portanto, um modelo mais avançado de dados sísmicos serão derivados primeiro e a matriz de notação introduzida em Berkhout (1982) *apud* (VERSCHUUR, 1991) e (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a) serão utilizadas.

Para isso consideramos uma linha sísmica 2D, com um espaçamento fixo de N detectores. O shot está posicionado na primeira posição do detector, e move no espaçamento de um detector após cada tiro, resultando no registro de N tiros. Os tiros são registrados na Transformada Fourier para o domínio da frequência e os dados são separados para cada frequência. Isso resulta em N monocromáticos *common-shot gathers*, na qual cada um consiste de N amostragens complexas. Os tiros monocromáticos são registrados em colunas de matrizes, definindo os dados de matrizes por frequência particular. Para dados sísmicos 2D, as matrizes tem dimensão N , com dado *zero-offset* na principal diagonal e o dado de *common-midpoint* na antidiagonal. Com essa discretização, convoluções espaciais podem ser descritas pelas multiplicações de matrizes (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a) (VERSCHUUR, 1991).

O campo de onda de pressão ascendente na superfície $P_0^-(z_0)$ pode ser escrito pela equação 7.9:

$$P_0^-(z_0) = X_0(z_0, z_0) S^+(z_0) \quad (7.9)$$

Onde $S^+(z_0)$ é a matriz contendo o campo de ondas da fonte descendente na superfície e $X_0(z_0, z_0)$ é a resposta da matriz da subsuperfície para uma superfície não reflexiva. $X_0(z_0, z_0)$ contém todas reflexões primárias e múltiplas internas de subsuperfície. A referência z_0 indica que o dado está relacionado a superfície. (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a).

Na presença de uma superfície livre, a onda ascendente reflete na superfície sendo transformada em uma onda descendente. Isso significa que o campo total da onda descendente proveniente da superfície não apenas consiste da iluminação do campo de onda da fonte $S^+(z_0)$, mas também do campo de ondas que antes eram ascendentes e na reflexão passaram a ser descendentes (incluindo as múltiplas),

$R^-(z_0)$ e $P^-(z_0)$.

$$P^-(z_0) = X_0(z_0, z_0) [S^+(z_0) + R^-(z_0) P^-(z_0)] \quad (7.10)$$

Com $P^-(z_0)$ sendo definido como o campo total de ondas ascendente na superfície z_0 , e $R^-(z_0)$.

A equação 7.10 é uma expressão implícita para o dado com múltiplas $P^-(z_0)$. A expressão explícita para o campo total de ondas ascendentes na superfície incluindo múltiplas relacionadas a superfície podem ser derivadas da equação 7.11: (VERSCHUUR; BERKHOUT; WAPENAAR, 1992a) (VERSCHUUR, 1991):

$$P^-(z_0) = [I - X_0(z_0, z_0) R^-(z_0)]^{-1} X_0(z_0, z_0) S^+(z_0) \quad (7.11)$$

Ou definindo $X_0(z_0, z_0)$ como a resposta da subsuperfície com a múltipla de superfície relacionada inclusa nas equações 7.12 e 7.13:

$$P^-(z_0) = X_0(z_0, z_0) S^+(z_0) \quad (7.12)$$

Com

$$X_0(z_0, z_0) = [I - X_0(z_0, z_0) R^-(z_0)]^{-1} X_0(z_0, z_0) \quad (7.13)$$

A matriz inversa na equação 3ª pode ser expandida em uma série:

$$P^-(z_0) = \left[\sum_{n=0}^{\infty} X_0(z_0, z_0) R^-(z_0)^n \right] X_0(z_0, z_0) S^+(z_0) \quad (7.14)$$

A comparação entre a equação 7.14 e a equação 7.9 revela que os termos extras na equação 14 geraram todas as múltiplas de superfície.

Para uma superfície de pressão livre na acústica marinha, a matriz de refletividade $R^-(z_0)$ simplificada para:

$$R^-(z_0) = r_0 I \quad (7.15)$$

Onde na equação 7.15 $r_0 = -1$

Para remover as múltiplas do dado $P^-(z_0)$, a equação 7.10 pode ser invertida para obter uma expressão explícita para $X_0(z_0, z_0)$ (equação 7.16):

$$X_0(z_0, z_0) = P^-(z_0) [S^+(z_0) + R^-(z_0) P^-(z_0)]^{-1} \quad (7.16)$$

Por meio das equações apresentadas acima por Verschuur (1991) e Verschuur, Berkhout e Wapenaar (1992a) o *Software Echos Paradigm* calcula a predição da múltipla através da série expandida de Taylor no domínio da frequência dada pela equação 7.17:

$$P_0 = P - \left(\frac{R}{S(\omega)}\right) [P]^2 + \left(\frac{R}{S(\omega)}\right)^2 [P]^3 - \left(\frac{R}{S(\omega)}\right)^3 [P]^4 + \dots = T_0 + T_1 + T_2 + T_3 + \dots \quad (7.17)$$

Onde: P é a matriz do dado sísmico de entrada. P_0 representa o dado da múltipla livre.

Uma coluna de P representa um *common shot gather* para uma dada frequência, enquanto uma fileira de P representa um *common receiver gather*. R é o coeficiente de reflexão na superfície livre, $S(\omega)$ é a fonte da *wavelet* em função da frequência.

7.5 Atenuação Da Múltipla Baseada Na Equação Da Onda (WEMA- *Wave Equation Multiple Attenuation*)

Reflexões múltiplas geradas pelo fundo marinho, podem ser preditas pela combinação da extrapolação da onda através da camada de água e a estimação da refletividade do fundo marinho, pela combinação numérica da extrapolação da onda através da lâmina da água e estimação da refletividade do fundo marinho. A atenuação das múltiplas ocorrem quando a predição do campo de onda é subtraído do dado original. Wiggins (1988) derivou a expressão necessária para a predição das múltiplas, seguindo as ideias de Moley 1982, de uma maneira na qual poderia ser usada para estimar a refletividade do fundo marinho o qual muitas vezes tem um formato complexo e com uma refletividade que varia com sua posição lateral, frequência e ângulo de reflexão. A forma específica das operações necessárias para a predição é implementada sem premissas sobre um fundo marinho pouco acidentado. A derivação implica que o campo de onda registrado pode ser interpretado tanto como onda ascendente e descendente (WIGGINS, 1988).

As múltiplas do fundo do mar, consiste numa repetição padrão do sinal, as

sequências desses eventos são denominadas de ciclos. As múltiplas de longo período podem ser previstas em duas etapas segundo Wiggins (1988):

- A primeira etapa considera o atraso na propagação entre a chegada de uma ocorrência da múltipla e sua próxima ocorrência. Isso é realizado por extrapolação temporal dos dados registrados com cálculos na base da equação da onda acústica;
- A segunda etapa consiste na estimação da refletividade no fundo do mar, onde a predição da múltiplas é subtraída do dado sísmico.

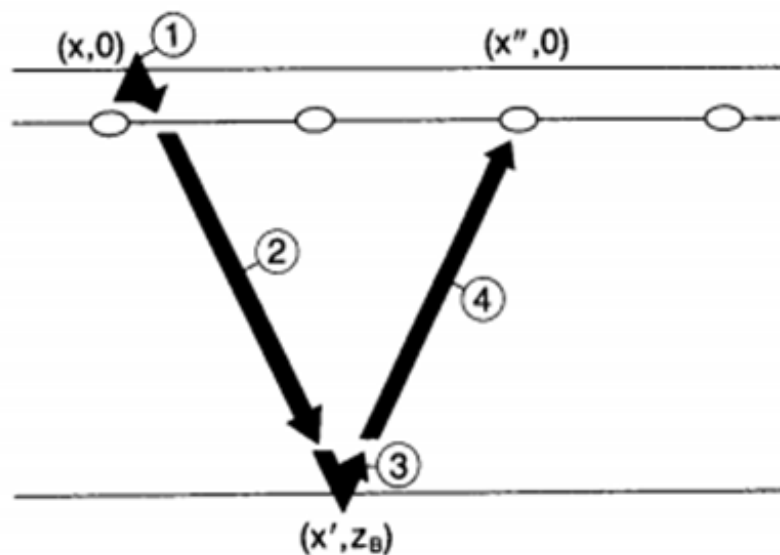


Figura 27 – A sequência de eventos que deve ser modelada para prever uma múltipla de fundo marinho de seu predecessor: (1) superfície reflexão. (2) propagação para o fundo, (3) reflexão do fundo, e (4) propagação para a superfície.(Fonte:(WIGGINS, 1988))

Wiggins (1988) descreveu uma sequência de operações para predição de múltiplas de fundo marinho (Equação 7.18 (Fig.27), as quais representam a evolução do campo de onda através de um ciclo:

$$w^{calc}(x^n) = g_u(x''; x') \cdot r_b(x') \cdot g_d(x'; x) \cdot r_s(x) \cdot w^{obs}(x) \quad (7.18)$$

Onde:

$w^{calc}(x)$ é o campo de onda observado em $(x, 0)$;

$r_s(x)$ é a superfície da água refletida em $(x, 0)$;

$g_d(x'; x)$ é o operador que extrapola o campo de onda descendente em $(x, 0)$ para o

local do fundo marinho (x', z_b) ;

$r_b(x')$ é o operador de reflexão do fundo marinho em (x', z_b) ;

$g_u(x''; x')$ é o operador que extrapola o campo de onda ascendente em (x', z_b) para $(x'', 0)$;

$w^{calc}(x^n)$ é o campo de onda calculado em $(x'', 0)$.

Para isto, o fundo marinho deve ser especificado para as extrapolações da onda. No software utilizado (Echos Paradigm) fizemos uso da ferramenta WEMA (*Wave equation multiple attenuation*) a qual se baseia na atenuação de múltiplas pela equação da onda, para fazer a predição e subtração adaptativa das múltiplas no domínio do shot.

As múltiplas são modeladas pela continuação descendente dos receptores para a geração de múltiplas de fundo marinho e continuação ascendente do campo de receptores pela mesma quantidade. É seguido pela subtração adaptativa e a continuação dos receptores voltam para a profundidade original dos receptores. (WIGGINS, 1988)

8 Migração

A migração tem por objetivo movimentar os refletores sísmicos em suas verdadeiras posições espaciais, melhorando a resolução espacial do imageamento sísmico em subsuperfície (figura 28). É um processo baseado na equação da onda que remove distorções dos refletores registrados pelo colapso da energia das difrações de volta aos seus pontos de dispersão (figura 29) (GAZDAG; SGUAZZERO, 1984; GRAY et al., 2001; DONDURUR, 2018).

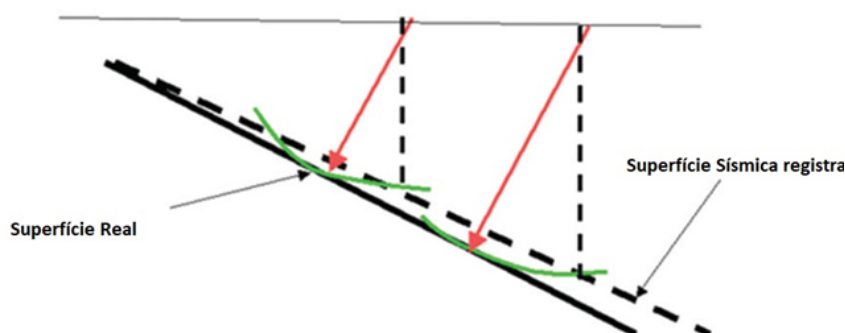


Figura 28 – Ilustração do evento sísmico antes da migração, com difrações nas terminações dos refletores sísmicos e um falso posicionamento do refletor (linha pontilhada). Após a migração, as difrações são colapsadas e o refletor sísmico é posicionado em sua verdadeira localização (linha contínua). Modificado de (SCHULTE, 2012)

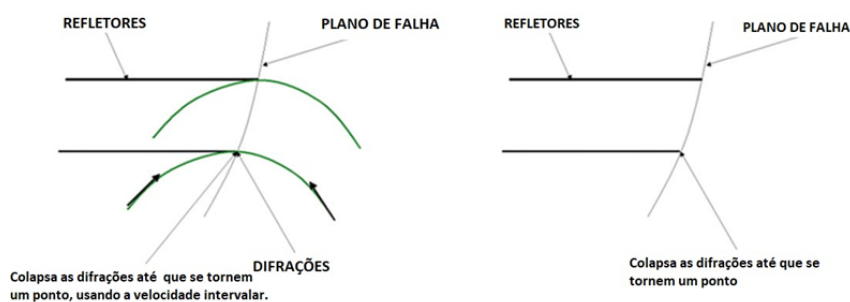


Figura 29 – A imagem a esquerda apresenta os eventos sísmicos antes da migração com os difratores. A imagem a direita mostra as difrações sendo colapsadas após a migração. Modificado de (SCHULTE, 2012)

O sinal sísmico registrado pelo receptor é uma superposição das ondas sísmicas provenientes de todas as direções em subsuperfície. Logo, o evento registrado pode não ser do refletor diretamente abaixo do receptor, mas de uma interface geológica

distante do ponto de registro. O conceito de migração segue os seguintes termos (GAZDAG; SGUAZZERO, 1984):

- Na aquisição sísmica as ondas ascendentes são registradas em superfície;
- No processo de migração essas ondas registradas são usadas tanto na condição inicial quanto nas condições de limites para um campo de onda guiado pela equação da onda;
- As ondas são propagadas de volta no tempo reverso, da superfície para a posição dos refletores.

8.1 Migração Kirchhoff

A Migração Kirchhoff é baseada na solução integral da equação escalar da onda, onde o princípio de Huygens é definido como base do seu método, seus refletores de subsuperfície podem ser constituídos de várias fontes pontuais, que geram uma nova hipérbole de difração registrada nos receptores (DONDURUR, 2018)

A Migração Kirchhoff soma as amplitudes sobre as hipérbolas de difração e atribui a amplitude somada ao ápice da hipérbole. A curvatura da hipérbole de difração é controlado pela velocidade RMS, (equação 8.1) onde t = tempo, x = distância em metros, V = velocidade

$$t^2(x) = t^2(0) + \frac{x^2}{V^2} \quad (8.1)$$

Este processo é esquematizado pela figura 30 onde as amplitudes ao longo dos flancos da hipérbole (B) são somadas até o ápice (A), esse processo é repetido para todas amostragens e traços na seção. O parâmetro mais importante da Migração Kirchhoff é o ângulo de abertura, o qual controla a qualidade e precisão do resultado (DONDURUR, 2018).

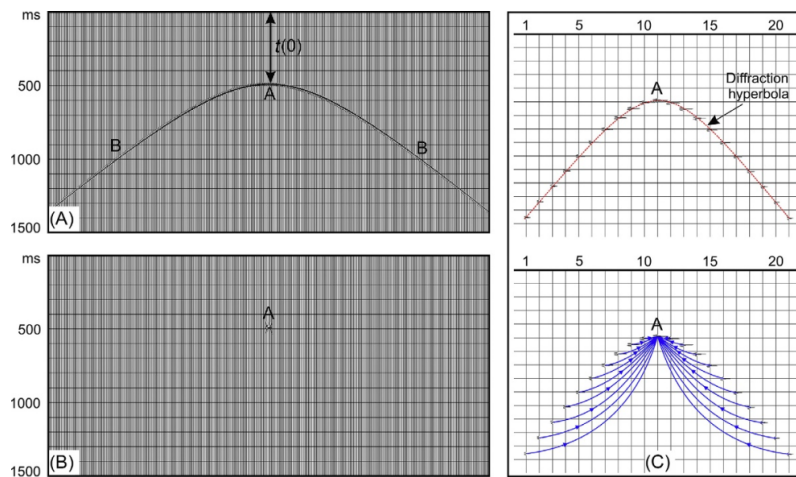


Figura 30 – Representação esquemática do colapso da hipérbole de difração através da Migração Kirchhoff. a) Hipérbole de difração, onde A e B representam os o ápice e os flancos da hipérbole. b) Resultado da migração de a). c) Amplitudes ao longo dos flancos B são movidas em direção ao ápice A, após a migração. Fonte: (DONDURUR, 2018)

9 Metodologia

Foram disponibilizados pela Agência Nacional do Petróleo (ANP), dados pré-empilhados de uma seção sísmica de reflexão no formato *.sgy*, a qual se estende ao longo da Bacia de Pelotas, com direção *NW – SE* por *310km*. Todos os resultados serão apresentados na mesma orientação, *NW* à esquerda da seção sísmica e *SE* à direita. (ver seção 2).

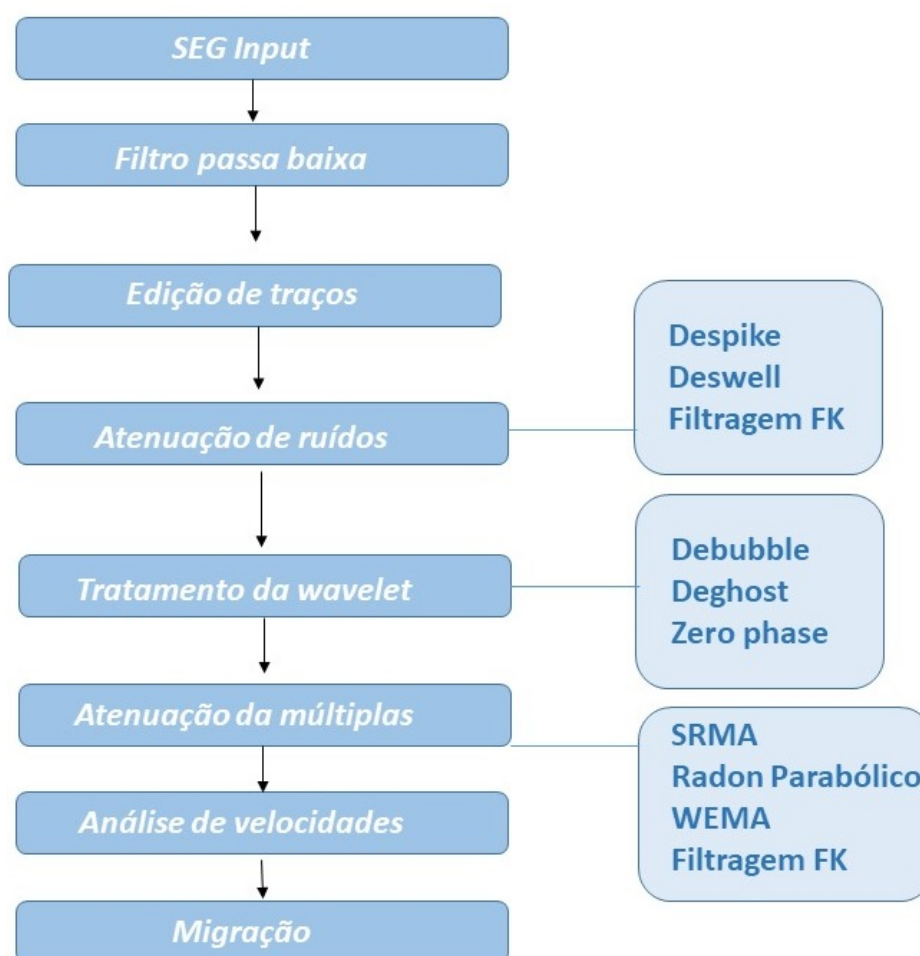


Figura 31 – Fluxograma de Processamento

Durante toda etapa de reprocessamento, foi utilizada uma licença acadêmica disponibilizada pela empresa Emerson, do *software* de processamento sísmico *Echos Paradigm*. O fluxo de processamento sísmico está representado na figura 31. O fluxo

iniciou com a implementação da Geometria utilizando as informações do arquivo tipo UKOOA P1 – 90 e do Relatório do Observador. Foram assim obtidas as informações sobre a quantidade de tiros, coordenadas e estações, que foram registradas em uma tabela que foi incorporada ao dado.

Durante a aquisição, foram utilizados 160 canais ao longo de um cabo *streamer* de 4000m, com um intervalo de grupo a cada 50m. Foi utilizado um arranjo de fonte com 8 *air guns* e volume total de 8832 CU.IN., disparando a cada 50m, resultando em um *fold* com cobertura de 40 com um intervalo de CMP (*common midpoint*) de 12.5m. A distância da fonte e o receptor mais próximo é de 180m. Os dados foram registrados em 18s com uma taxa de amostragem de 2ms.

Para controle de qualidade, foi utilizado o aplicativo *Basemap* pertencente ao *Software Emerson Paradigm*, para averiguação da plotagem em mapa das coordenadas da tabela de Tiros, Receptores e CMP's, conforme mostrado na figura 32. Com a geometria do dado correta, extraímos as informações da geometria sísmica do *header* dos traços sísmicos através da ferramenta EXTRACT, de modo que podemos iniciar as demais etapas de processamento sísmico dentro da plataforma *Echos Paradigm*.

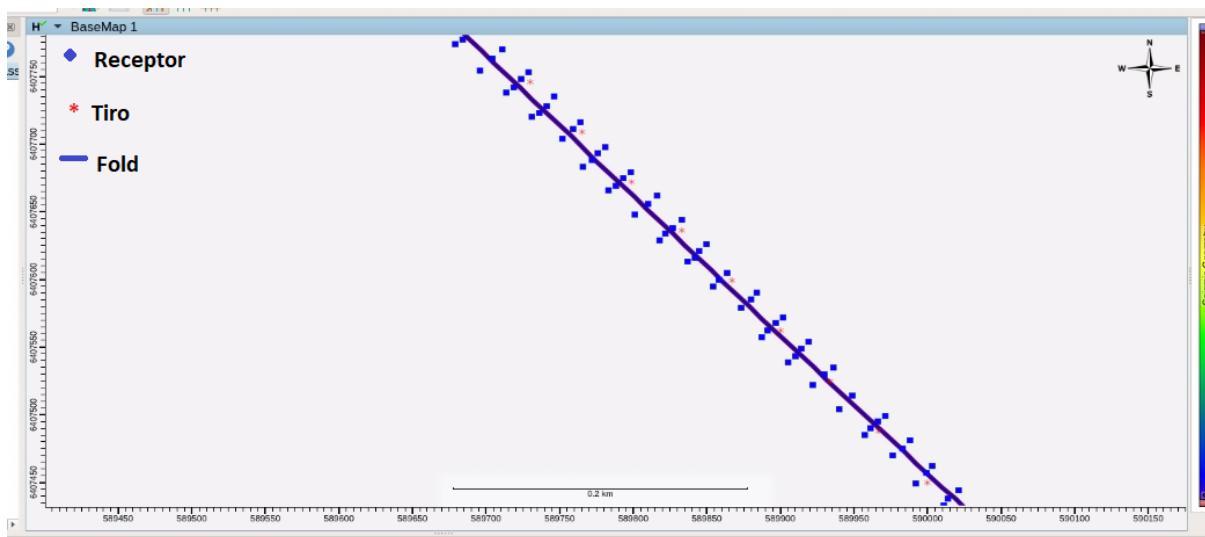


Figura 32 – Coordenadas dos tiros, receptores e Fold da Seção Sísmica.

Afim de não prejudicar as futuras etapas de processamento, eliminamos traços mortos e ruidosos, pela redução da amplitude do traço a zero através da ferramenta EDIT. Após a análise dos 6820 tiros, notou-se que além de eventuais canais ruidosos, os canais 57, 99 e 159 apresentaram-se ruidosos durante toda a aquisição, logo, esses três canais foram removidos do dado. (figura 33).

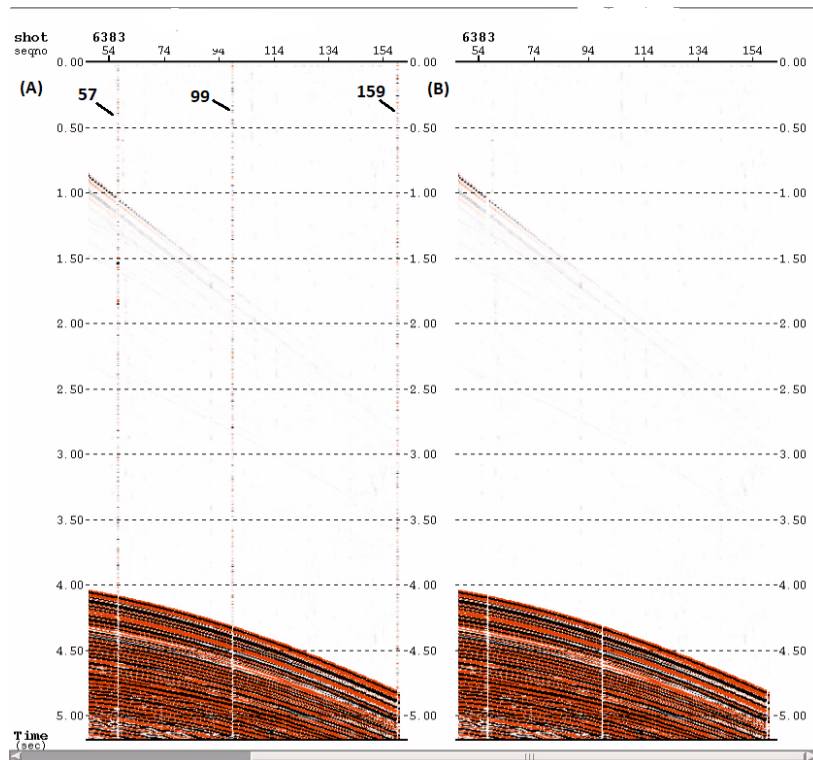


Figura 33 – Shot Gather a) Com traços ruídos; b) Após a edição dos traços ruins.

9.1 Atenuação de ruídos

Para atenuação dos ruídos de baixa frequência, foi determinado através de testes que a banda mais adequada para este dado seria o filtro trapezoidal de $0 - 4Hz$. Os ruídos *spikes*, foram atenuados, utilizando-se ferramenta REMSPK, com os parâmetros de abertura da janela de análise apresentados na figura 34.

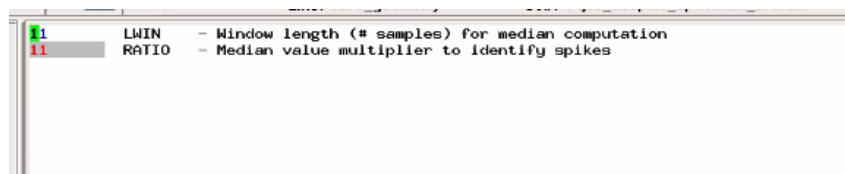


Figura 34 – Parâmetros da janela de análise do *despike*. LWIN- Comprimento da janela para cálculo da mediana. RATIO - Valor múltiplo mediano para identificação dos *spikes*.

Um grande desafio no processamento desta linha foi a atenuação do *swell noise*. Este ruído foi persistente durante toda aquisição sísmica. A ferramenta aplicada para atenuação deste ruído foi a AMPSCAL, descrita na seção 5.2. Foi necessária a aplicação de diferentes parâmetros de interpolação na parte de águas rasas e

profundas da seção, conforme a figura 35. Mais adiante, veremos que o *swell noise* residual também pode ser atenuado com a filtragem $F - K$.



Figura 35 – Parâmetros do AMPSCAL aplicados em: a) águas rasas e b) águas profundas. Com variação no NTR- número de traços para cálculo médio e Gate- Tamanho da janela de análise.

O sinal sísmico é representado em função temporal e espacial, entretanto, para separar eventos lineares de diferentes mergulhos, é conveniente analisar o mesmo sinal no domínio da frequência, conforme visto na seção 5.2. Para este fim, aplicamos a *Transformada de Fourier* no dado pré-empilhado, para distinção dos ruídos lineares através da análise espectral $2D$. Para isso, aplicamos a ferramenta FK FILTER para delimitar o filtro de rejeito nas regiões espectrais correspondentes a energia dos ruídos lineares. (figura 36)

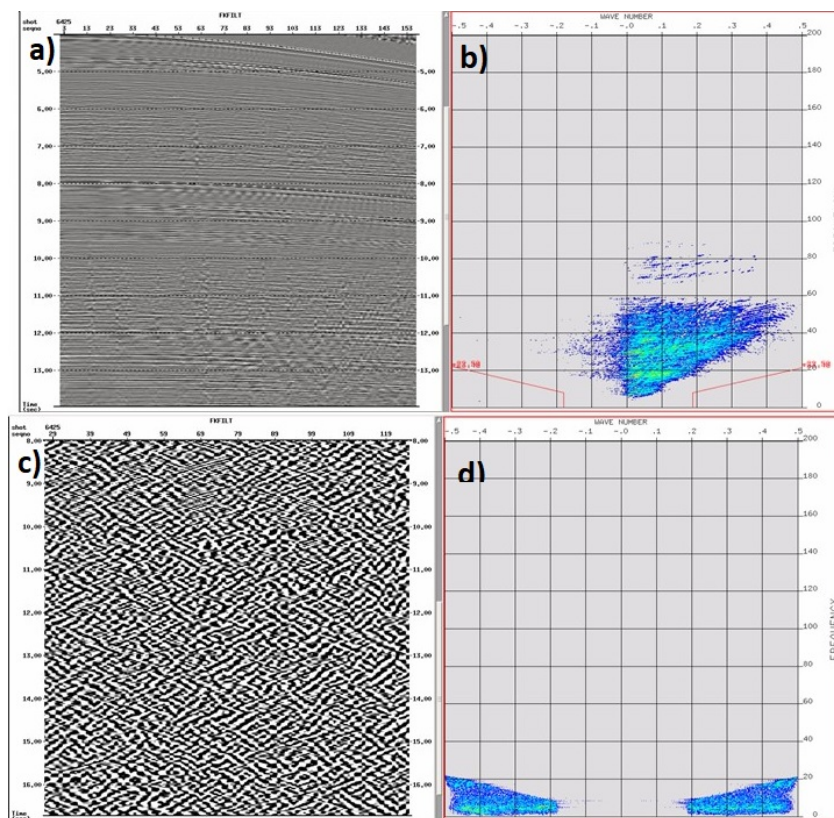


Figura 36 – Análise do espectro FK. a) Dado de entrada; b) Espectro FK do dado de entrada; c) refletos atenuados do dado correspondente ao filtro de rejeito; b) Delimitação do filtro de rejeito dos ruídos lineares

9.2 Processamento do traço sísmico

Para a deconvolução da assinatura da fonte é necessário a informação do *far-field-signature*, entretanto a informação estava indisponível em nosso *dataset*. Uma metodologia alternativa foi necessária para estimar a assinatura da fonte, a qual foi feita através da reflexão do campo de onda do fundo do mar.

Para isso utilizamos a onda descendente dos *near-offsets*, onde aplicou-se a correção NMO, utilizando a velocidade da água ($1500m/s$). A seguir, fizemos a correção estática nos traços do sismograma para a aplicação de um *bulk shift* de $250 msec$, nesta etapa calculou-se a estática pela *cross* correlação entre os traços adjacentes e as mesmas foram gravadas no *database*.

No próximo passo, empilhamos os traços para a geração de uma único traço com o efeito bolha (figura 37-a). Ganhos foram aplicados neste traço para que o efeito bolha

fosse truncado, resultando no traço desejável sem o efeito bolha (fig 37-b). Através do aplicativo *matching filter*, correlacionamos os traços da figura 37 para a geração do filtro inverso (figura - 38) e suas respectivas amplitudes e frequências (figura 39).

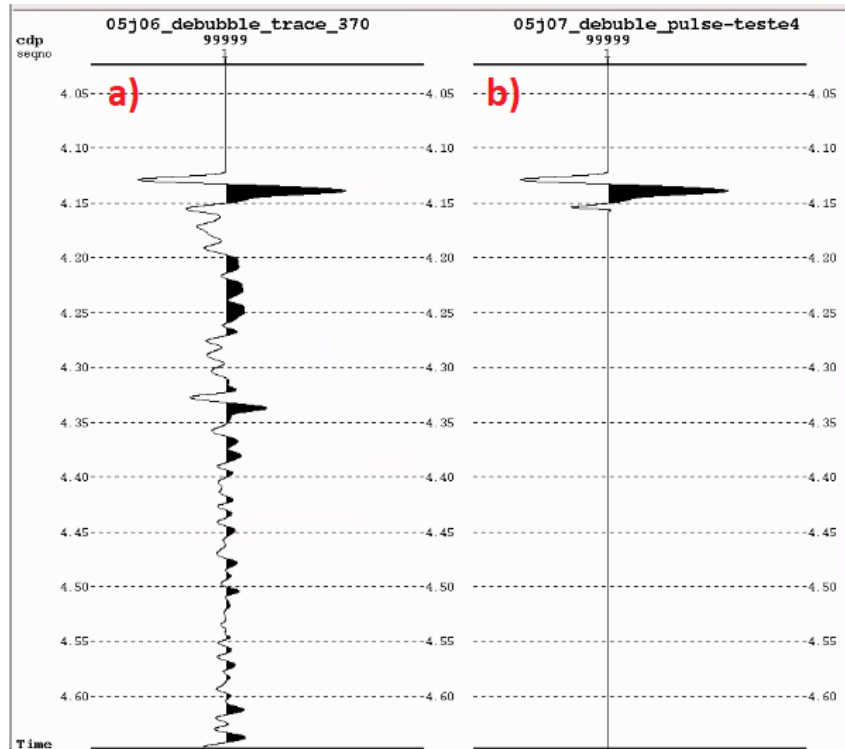


Figura 37 – a) Traço sísmico com o efeito bolha, b) Traço sísmico com o efeito bolha truncado.

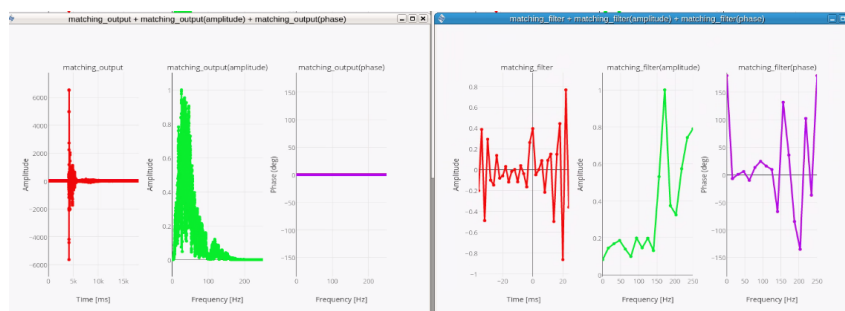


Figura 38 – Filtro inverso gerado através dos traços da figura 37

Para a deconvolução do efeito *ghost*, fizemos uso da ferramenta GHOSTX, a qual tem sua teoria embasada na seção 6.4. O GHOSTX deriva e aplica o *deghosting filter* para aquisição sísmica *streamer* convencional. Esta ferramenta requer informações de profundidade dos receptores e da fonte. Com a informação do receptor indisponível, associamos sua profundidade com a do *transducer*, sendo esta 14m. A profundidade da fonte 6m, estava disponível no relatório do observador.

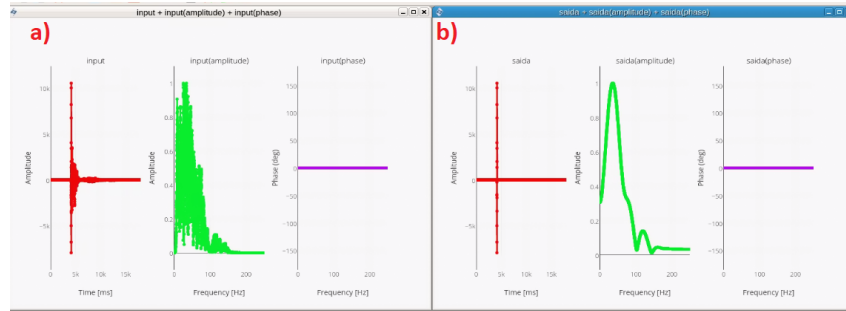


Figura 39 – Amplitude e frequência dos a) traços de entrada; b) traço de saída.

A rotação da fase mínima para zero fase, foi feita através do de um filtro inverso construído a partir do aplicativo *Wavelet Utility* da *Echos Paradigm*. A construção desse filtro seguiu procedimento similar ao que foi utilizado para o filtro *debubble*. Através da reflexão do campo de onda do fundo do mar, estimou-se a assinatura da fonte usando os *near-offsets*, com a correção NMO da velocidade da água. Correções estáticas foram aplicadas no dado, para o empilhamento dos traços e a geração de um único traço (figura 40-a). Ganhos foram aplicados no traço para que fosse preservada apenas a reflexão do fundo do mar em fase mínima. (figura 40-b)

Com o aplicativo *wavelet utility*, carregamos o último pulso sísmico gerado (figura 40-b) para a rotação em fase zero. Para isso, determinamos qual seria o tempo em que ocorreria a amplitude máxima em fase zero no pulso sísmico desejado (figura 41). Com estas informações, o próprio aplicativo calculou o filtro inverso para a rotação da fase. (Figura 42). Na figura 43 temos a comparação da rotação de fase do traço sísmico após a aplicação do filtro inverso. A amplitude máxima do traço sísmico, antes em fase mista (figura 43-a), agora está com seu máximo de amplitude simetricamente coincidindo com o refletor do fundo do mar (figura 43-b).

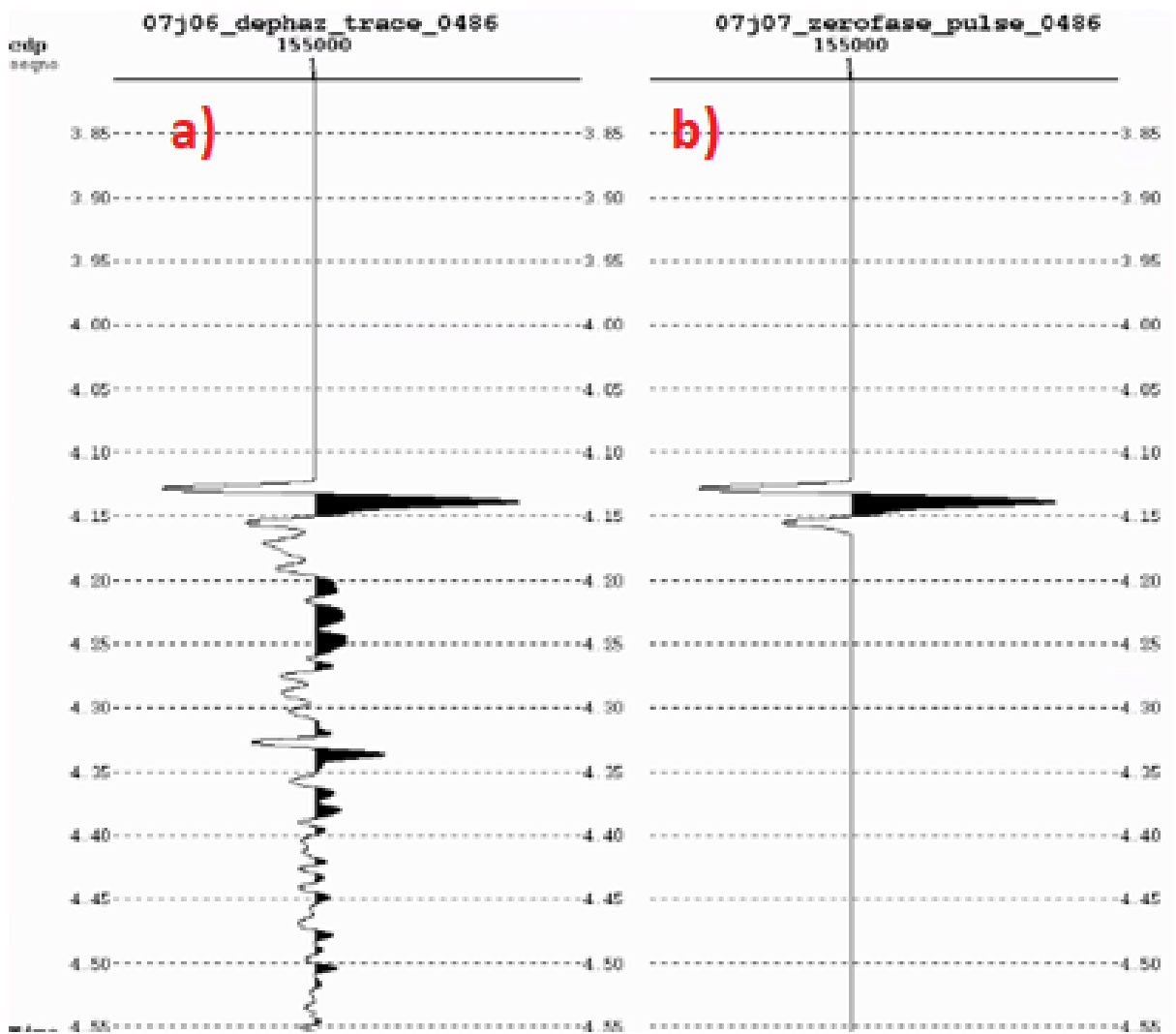


Figura 40 – a) Traço sísmico gerado após o empilhamento, b) Pulso sísmico preservando apenas a reflexão do fundo marinho.

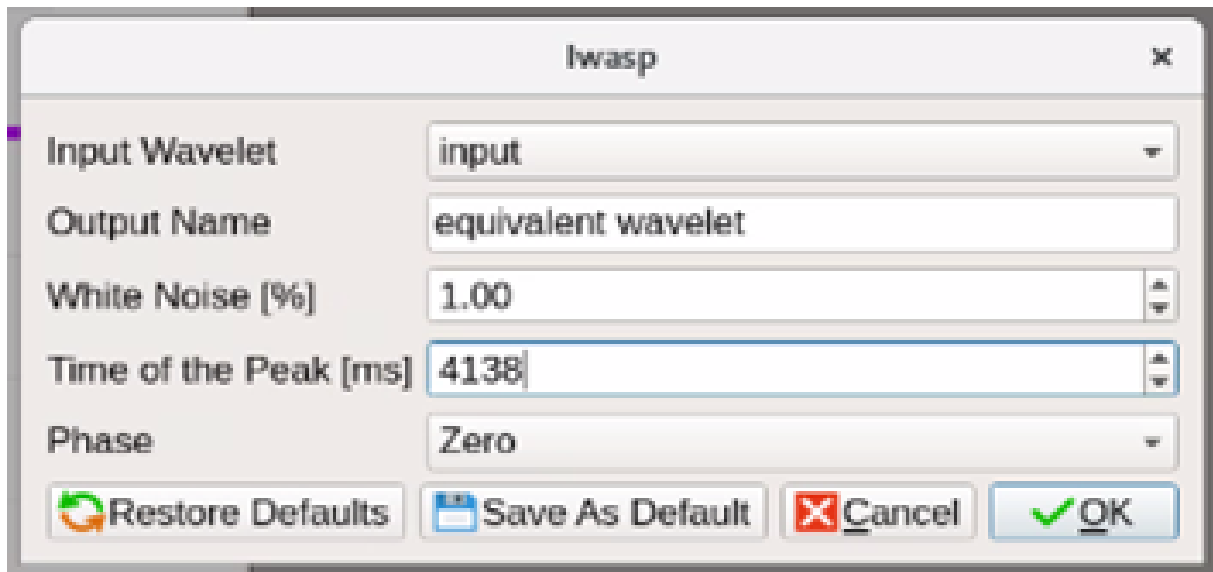


Figura 41 – Tempo estimado para o máximo de amplitude no pulso desejado.

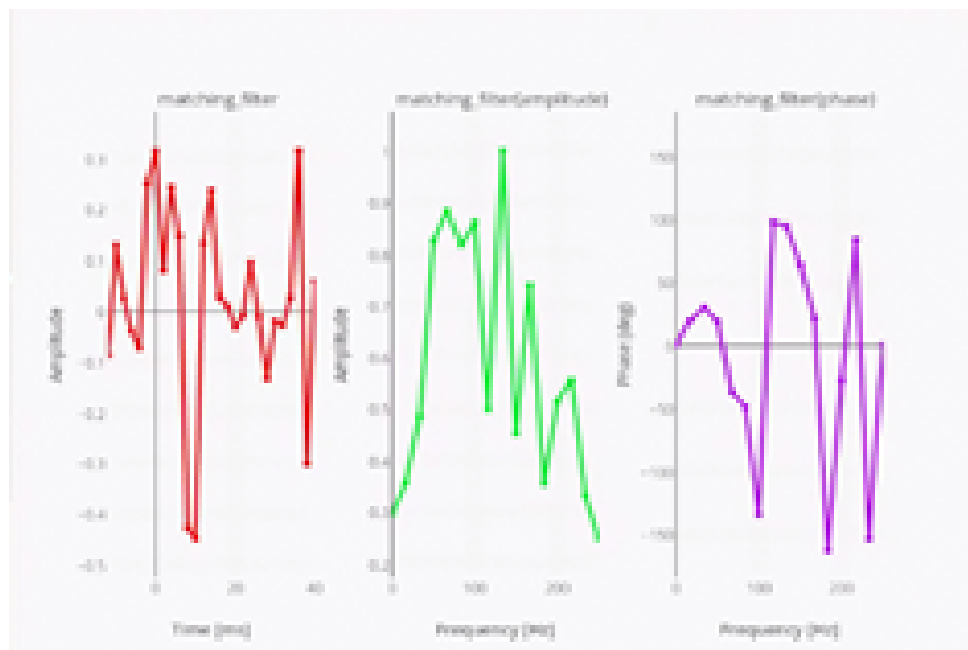


Figura 42 – Filtro inverso gerado através do *matching filter*.

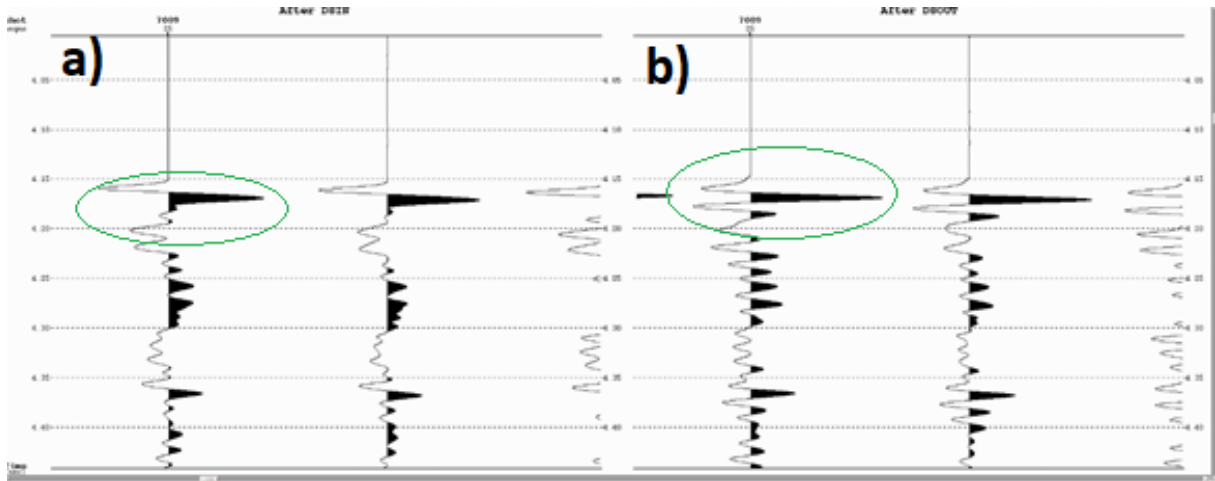


Figura 43 – a) Traço sísmico do dado de entrada; b) traço sísmico após o filtro de rotação de fase.

9.3 Atenuação das múltiplas

Múltiplas e reverberações são ruídos coerentes que podem prejudicar muito a qualidade dos dados sísmicos. Em alguns casos as múltiplas podem se sobrepor ao sinal das reflexões primárias, dificultando a interpretação. Em casos mais graves, podem inclusive ser confundidas com o sinal, levando a interpretações incorretas (Capítulo 7).

Na tentativa de remoção das múltiplas, utilizamos duas diferentes abordagens:

- Método da predição e subtração das múltiplas: É uma técnica baseada na previsão das múltiplas através da modelagem ou inversão do campo de ondas sísmicos registrados. Dentro desta abordagem, foram utilizados os aplicativos SRMA (*Surface Related Multiple Attenuation*)(seção 7.4) e WEMA (*Wave Equation Multiple Attenuation*)(seção 7.5) do pacote de processamento Echos (Emerson-Paradigm).
- Método da filtragem: Busca explorar uma característica ou propriedade que diferencia eventos primários e múltiplos, a qual pode se tornar aparente dentro de um domínio específico. Dentro desta abordagem fizemos uso do domínio $f - k$ (seção 5.2) e $\tau - p$ (Radon Parabólico, seção 7.3) na tentativa de remoção das múltiplas.

A atenuação das múltiplas iniciou pela aplicação da técnica SRMA, esta técnica não requer informações do modelo de subsuperfície, como modelo de velocidade ou profundidade das camadas. Um dos parâmetros exigidos para o cálculo do modelo de predição das múltiplas (ver seção 7.4) é a assinatura da fonte em função da frequência $S(\omega)$ e o modelo de reflexão na superfície R . Quando a assinatura da fonte é desconhecida, um *Spike* é definido no SRMA, e o valor de R é igual a 1, isto resulta na distorção do traço sísmico no modelo de predição das múltiplas, podendo impactar no operador de subtração do programa (SMACMS).

Em seguida aplicamos a técnica do WEMA para predição de múltiplas de fundo marinho. Esta técnica requer um modelo de coluna de água incluindo a profundidade do fundo marinho e a refletividade combinada com a velocidade da água. Sem a batimetria

da seção sísmica a solução alternativa foi migrar a seção *zero-offset* em profundidade e interpretar a reflexão do fundo marinho através da ferramenta *pick horizon* (figura 44).

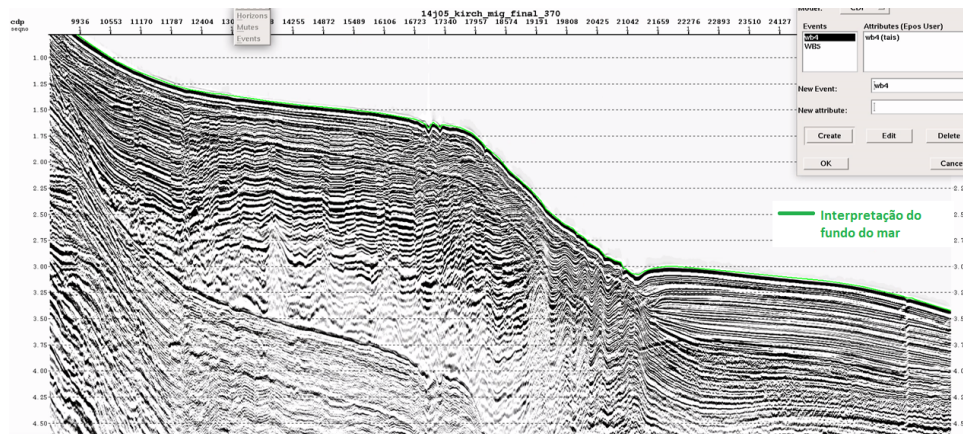


Figura 44 – Interpretação do fundo do mar.

As técnicas de predição e subtração de múltiplas (SRMA e WEMA) não foram suficientes para eliminar as múltiplas relacionadas à superfície (ver capítulo 10). Na tentativa de remover esses eventos residuais, foram testadas técnicas de filtragem (Radon Parabólico e FK).

Através da ferramenta RADNPAR, o Radon Parabólico pode ser efetuado por duas maneiras distintas, sendo elas a diferença de *moveout* e filtragem no domínio $\tau - p$ (subseção 7.3.2). Estas técnicas exigem a correção da velocidade NMO (*normal moveout*), para distinção dos eventos múltiplos e primários.

Com a correção da velocidade NMO, eventos primários tendem a ter um comportamento linear, enquanto que eventos múltiplos tendem a ser aproximadamente parabólicos. Com isso conseguimos distinguir múltiplas e primárias pela diferença de *moveout* (fig 45). No RADNPAR, especificamos no *offset* máximo, qual o intervalo (PBEG e PEND) em que ocorrem os eventos múltiplos, a partir de então é feita a subtração das múltiplas no dado (figura 46). Na figura 46-a, podemos observar que a diferença de *moveout* entre múltiplas e primárias é muito curta ($0,2s$), de modo que não conseguimos separar os eventos múltiplos e primários (Figura 46-c).

Após a correção NMO, os eventos múltiplos e primários podem ser distinguidos e separados pela diferença de *moveout* no domínio $\tau - p$ (subseção 7.3.2). Através

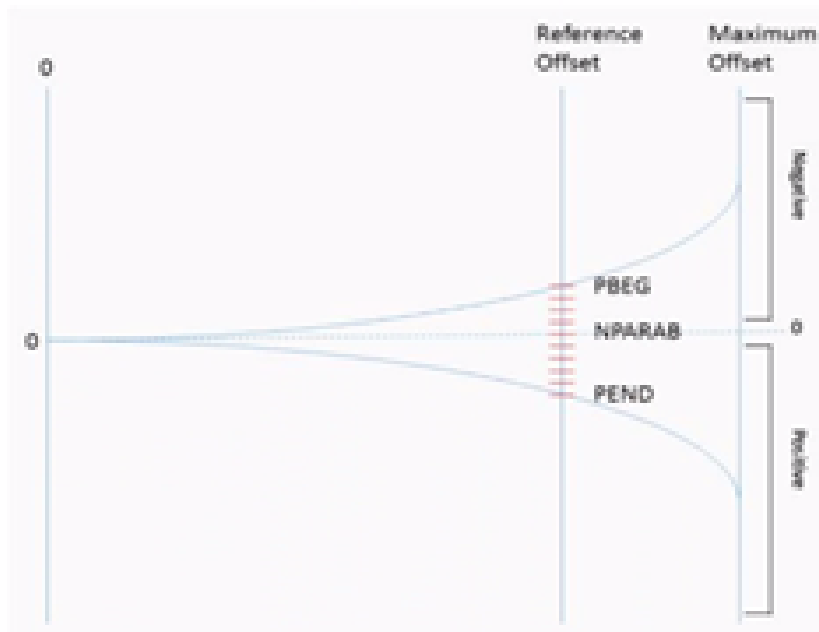


Figura 45 – Intervalo de *moveout* das múltiplas (Fonte:Paradigm)

deste domínio, delimitou-se a região onde estava a maior parte da energia dos eventos múltiplos, região a qual foi subtraída do dado. Em seguida, aplicou-se a Transformada Radon Parabólico Inversa, retornando o dado para seu domínio original ($t - x$). Este método também foi ineficaz devido a pequena diferença de *moveout* entre múltiplas e primárias (figura 46-a).

Em seguida testamos a remoção da múltipla residual pelo filtro FK, o qual iniciou pela picagem da velocidade MMO (*multiple moveout*) (figura 47). Na correção MMO as reflexões múltiplas são horizontalizadas e as primárias são sobrecorrigidas, desta maneira a energia das múltiplas é mapeada em um evento paralelo ao eixo da frequência no domínio FK e as primárias são mapeadas no quadrante negativo do domínio.

Diferentes polígonos foram mapeados no espectro FK na tentativa de separar a energia das múltiplas e primárias. Nos *near-offsets* não foi possível separar a energia destes eventos. Devido ao curto tempo de atraso, ambas reflexões são lineares nestes *offsets* (figura 48).

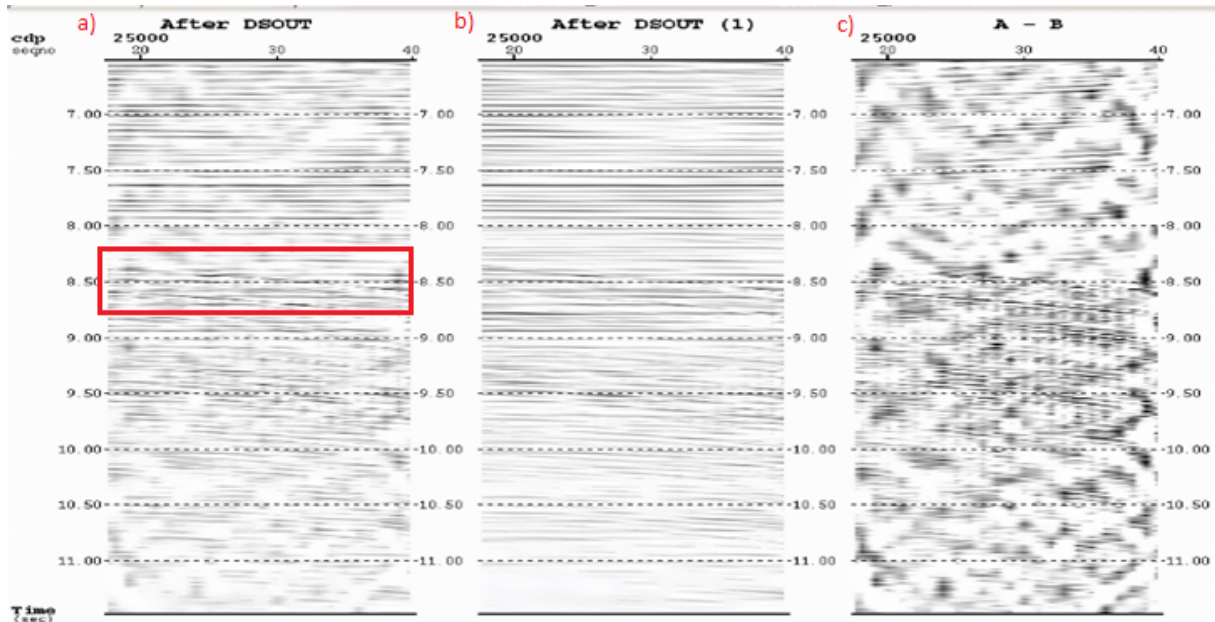


Figura 46 – Teste Radon Parabólico pela diferença de *moveout* . a) CDP de entrada, tendo em destaque a região da diferença de *moveout*. B) dado de saída após a subtração dos eventos. c) Diferença do dado de entrada e de saída, eventos lineares correspondem as primárias e eventos parabólicos correspondem a múltiplas

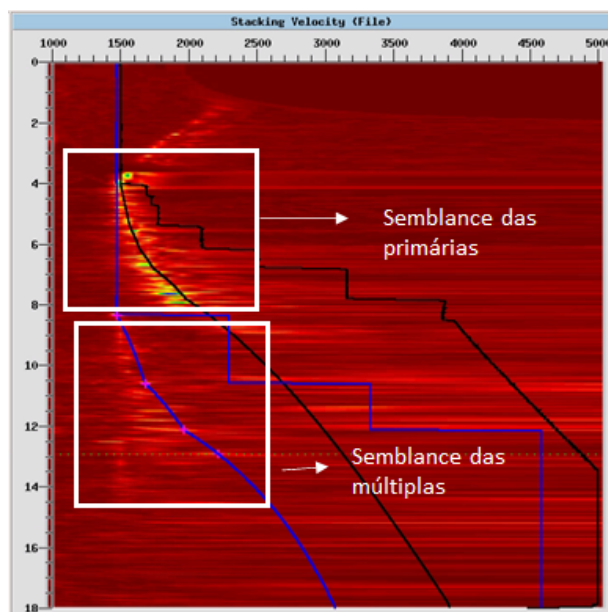


Figura 47 – Picagem da velocidade MMO (*multiple moveout*).

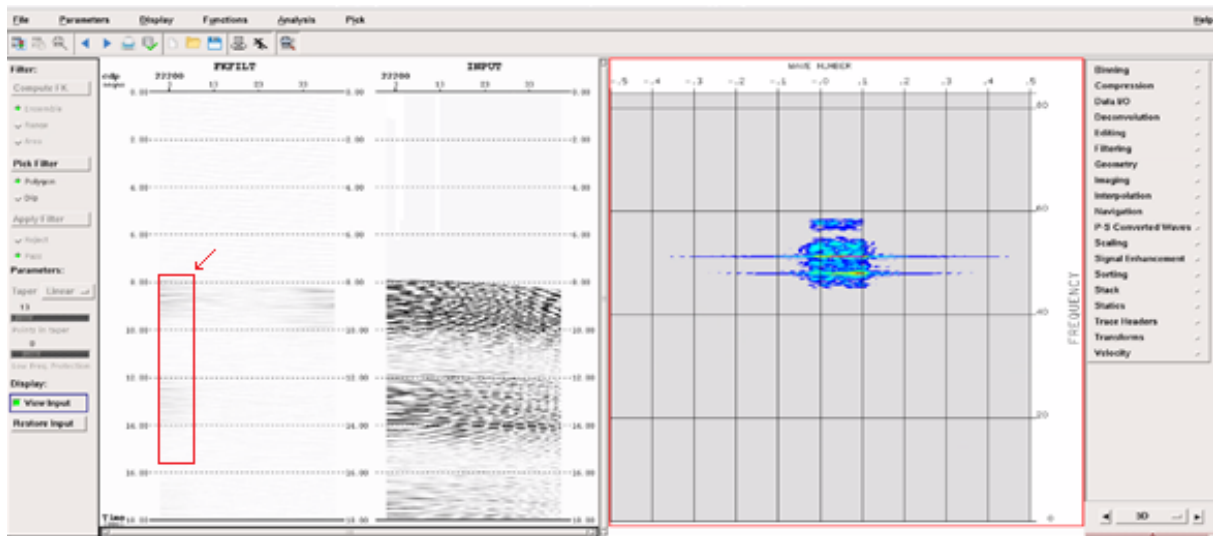
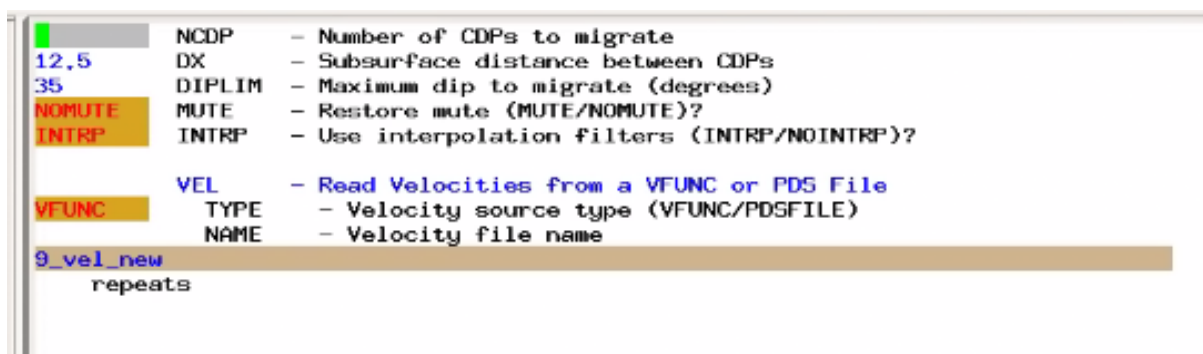


Figura 48 – Testes atenuação de múltiplas pelo método da filtragem fk. Na região destacada podemos observar os *near offsets* com curta diferença de chegada para múltiplas e primárias.

9.4 Migração

A migração pós-stack foi feita através da ferramenta MIGTX, a qual realiza a migração no domínio do tempo e espaço através da Migração *Kirchhoff* (seção 8.1). Os parâmetros necessários para este processo são o ângulo de abertura, o distanciamento entre CDPs em subsuperfície e o modelo de velocidades. O valor de 35° para o ângulo de abertura foi definido através de testes, aonde ao colocar ângulos maiores entrava muito ruído e ao colocar ângulos menores a técnica não fazia um colapso eficaz das hipérbolas de difração. O afastamento entre CDPs ($12.5m$) foi obtido a partir da geometria de aquisição.



```

12.5 NCDP - Number of CDPs to migrate
35 DX - Subsurface distance between CDPs
NOMUTE DIPLIM - Maximum dip to migrate (degrees)
INTRP MUTE - Restore mute (MUTE/NOMUTE)?
VFUNC INTRP - Use interpolation filters (INTRP/NOINTRP)?
VEL - Read Velocities from a VFUNC or PDS File
VFUNC TYPE - Velocity source type (VFUNC/PDSFILE)
NAME - Velocity file name
9_vel_new
repeats
```

Figura 49 – Informações requeridas para a migração kirchhoff. DX: distanciamento em subsuperfície entre os CDPs ($12m$). DIPLIM: Máximo ângulo de migração 35° . VEL: Função velocidade.

O modelo de velocidade criado para esta seção sísmica, foi feito a partir da análise da Velocidade NMO dos Gathers CMP, a qual se deu de forma manual, através do aplicativo *Velocity Navigator – Emerson Paradigm*. Para a lâmina d'água e o refletor do fundo do mar, foi atribuído a velocidade de $1500m/s$. Para o último ponto do embasamento, a velocidade atribuída foi de aproximadamente $5000m/s$. Dentro deste intervalo, as velocidades foram picadas no ponto de maior energia em gráficos do tipo *Semblance*, conforme a (figura 50). A partir dos pontos de análise de velocidade da seção sísmica, criou-se uma seção de velocidade *stacking 2D* (figura-51)

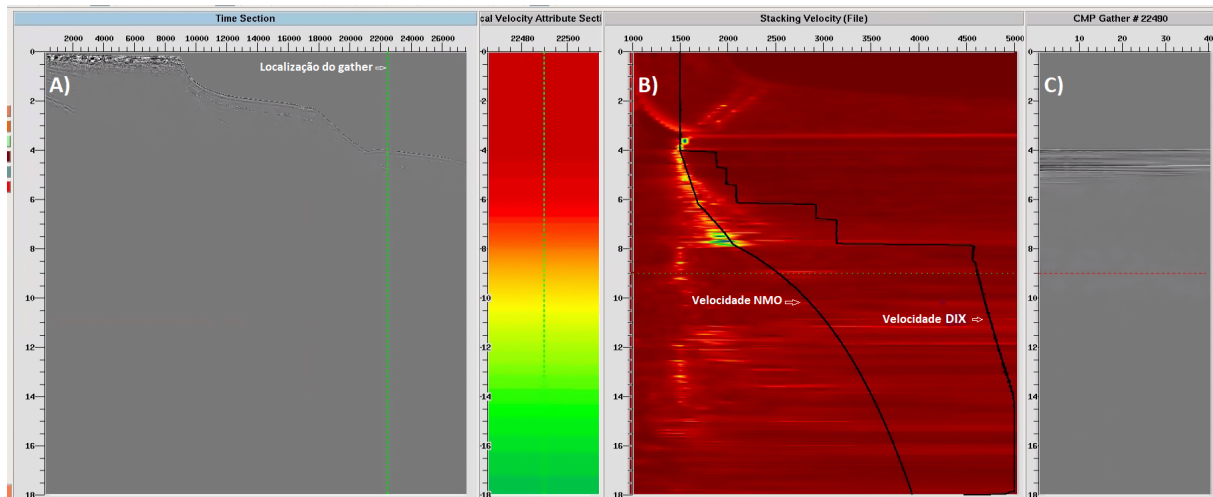


Figura 50 – a) Seção Sísmica pós-stack; b) Semblance calculado do CMP Gather e a picagem da velocidade NMO e RMS; c) CMP Gather com a velocidade corrigida.



Figura 51 – Modelo de Velocidade gerado através da análise de velocidade NMO.

10 Resultados

10.1 Atenuação de ruídos

Após a geometria e edição de traços (capítulo 9), a próxima etapa foi a aplicação do filtro corta baixa (*low cut filter*), aonde delimitamos um filtro trapezoidal de $0 - 4Hz$ no dado pré-empilhado para eliminação dos ruídos de baixa frequência (figura 52). Conforme mostrado na figura 52-c tanto ruídos aleatórios (região 1), quanto ruídos coerentes (região 2) foram atenuados.

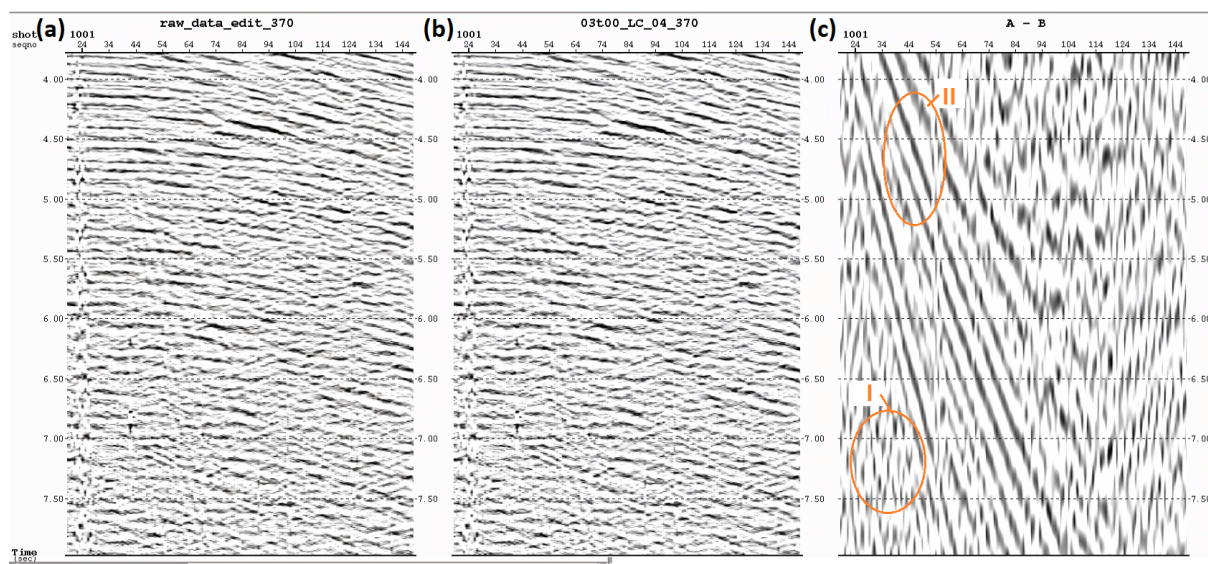


Figura 52 – *Shot Gather* na parte rasa da seção. a) Entrada; b) Saída; c) Diferença. (Para melhor visualização do ruído filtrado, colocamos na escala com ganho do tipo AGC).

Em seguida foi efetuada a remoção *spike* através do método não linear para atenuação de ruídos de alta amplitude e curta duração (ver seção 5.2 e 9.1). Como podemos analisar na figura 53-c o dado apresentou poucos ruídos com amplitudes anômalas a serem atenuados.

Ruídos verticais caracterizados por baixa frequência e alta amplitude foram observados ao longo de toda seção sísmica (*swell noise*). Através da ferramenta AMPSCAL delimitou-se pequenas janelas espaciais e temporais sobrepostas, nas quais, por meio da comparação da janela de amplitude com traços vizinhos, foi

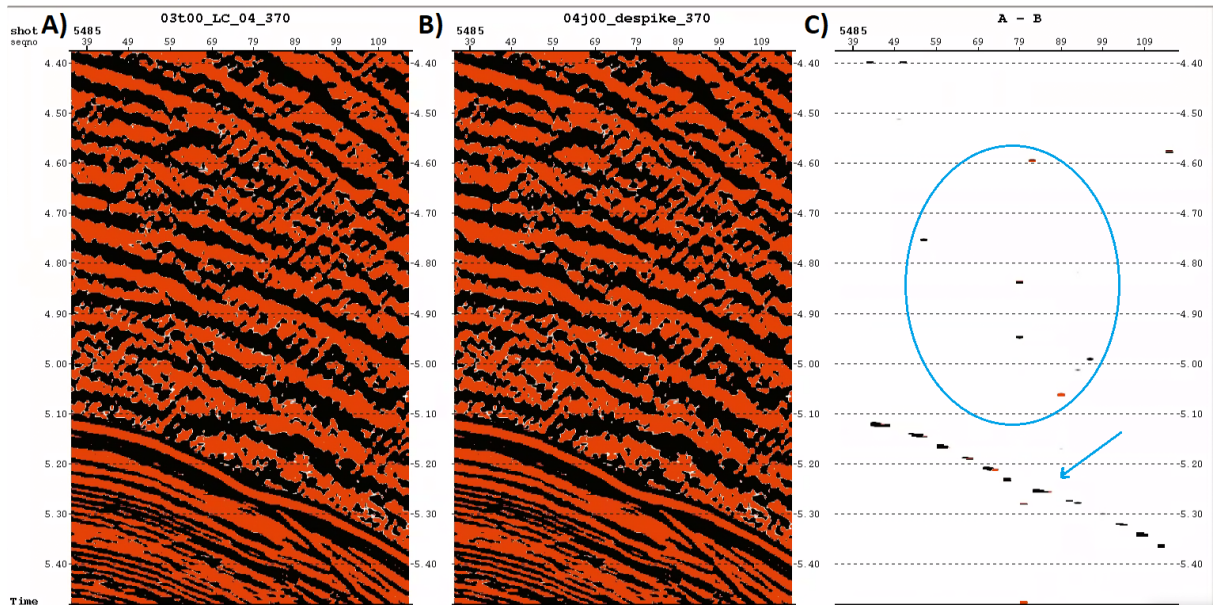


Figura 53 – Despike; a) Entrada; b) Saída; c) Diferença.

possível fazer a subtração deste ruído. Como visto na figura 54, a ferramenta AMPSCAL atenuou boa parte do *swell noise* contido no dado pré-stack. Apesar desta ferramenta ter sido eficiente para subtração deste ruído, ficou evidenciado na região 1 (figura 54-b) o *swell noise* residual no dado.

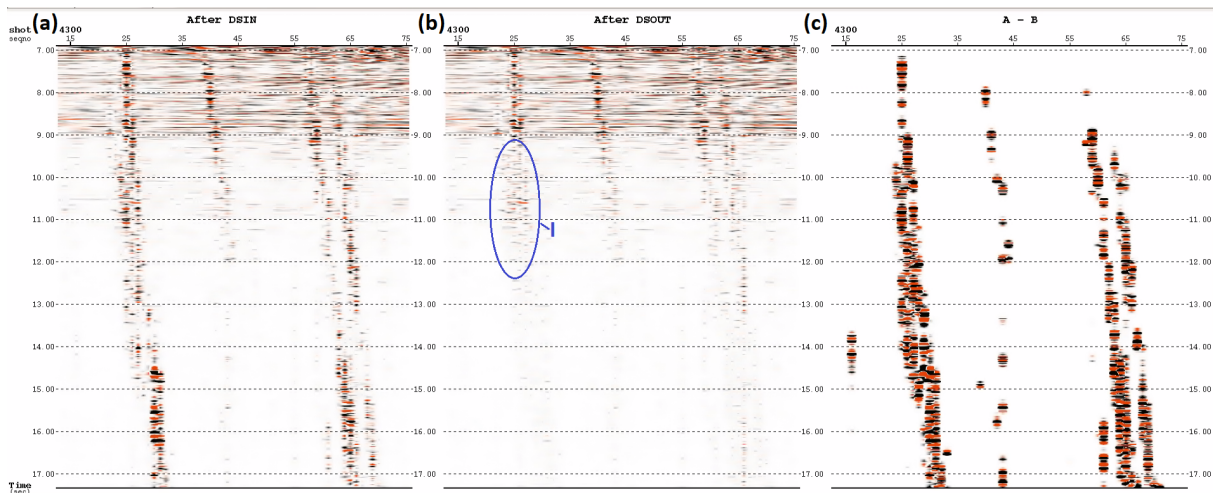


Figura 54 – Deswell; a) Entrada; b) Saída; c) Diferença.

Ruídos lineares, provenientes de fontes externas podem ser caracterizados pela baixa frequência e alta amplitude. Foram relacionados a *Aliasing*, *Swell noise* e *Ondas Scholtes* na região de águas rasas (figuras 55 e 56). Estes ruídos podem ter sua energia mapeada no domínio da frequência espacial e número de onda através da

Transformada Fourier $2D$ (ver seção 5.2).

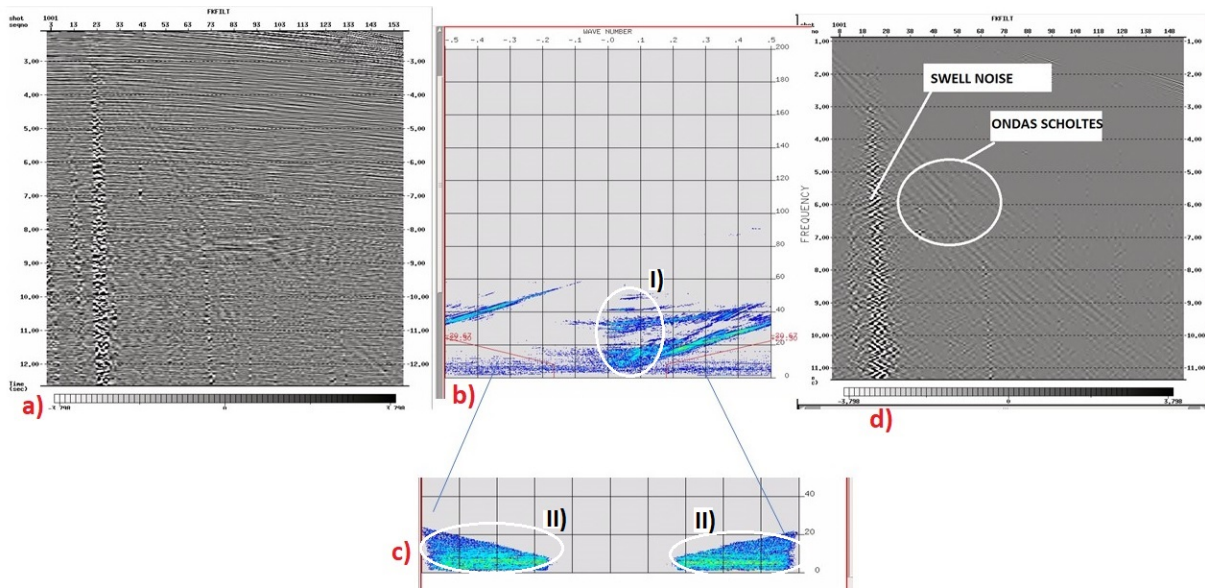


Figura 55 – a) *Shot gather* contendo reflexões primárias e ruídos lineares, na seção rasa da aquisição sísmica. B) Espectro F-K do shot gather; C) O filtro delimitado para atenuar os eventos lineares de baixa frequência. D) Resultado dos ruídos lineares que foram atenuados através da filtragem f-k delimitada na janela (c).

A figura 55 mostra um registro em região de águas rasas e seu respectivo espectro fk $2D$. Eventos contidos no centro do espectro (região I), correspondem a energia de refletores primários e múltiplos. Na região II, foi delimitado o filtro de rejeito, correspondente aos ruídos lineares coerentes de baixa velocidade e amplitude dispersiva.

Na figura 56-a, temos o *Shot Gather* de entrada com ruídos lineares contaminando o dado. Após a aplicação da filtragem fk (figura 56 - b), observamos o dado com refletores primários melhores definidos. Na figura 56-c vemos que as reflexões subtraídas do *Gather*, correspondem apenas aos ruídos lineares. Através da análise do espectro de amplitude do dado de entrada e saída (56 D e E) vemos que a amplitude do sinal foi preservada após a aplicação da filtragem fk .

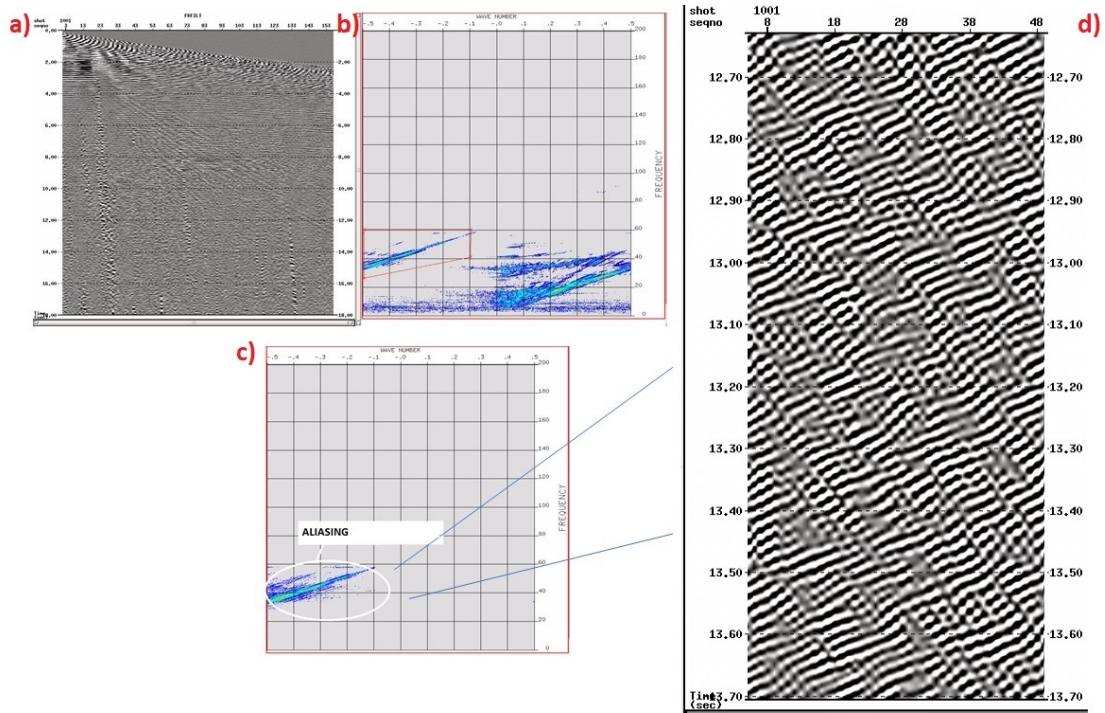


Figura 56 – a) *Shot Gather* contendo reflexões primárias e ruídos, na seção rasa da aquisição sísmica. B) Espectro F-K do *shot gather*; C) O filtro delimitado para atenuar o *aliasing* . D) Resultado dos ruídos lineares que foram atenuados através da filtragem f-k delimitada na janela (c).

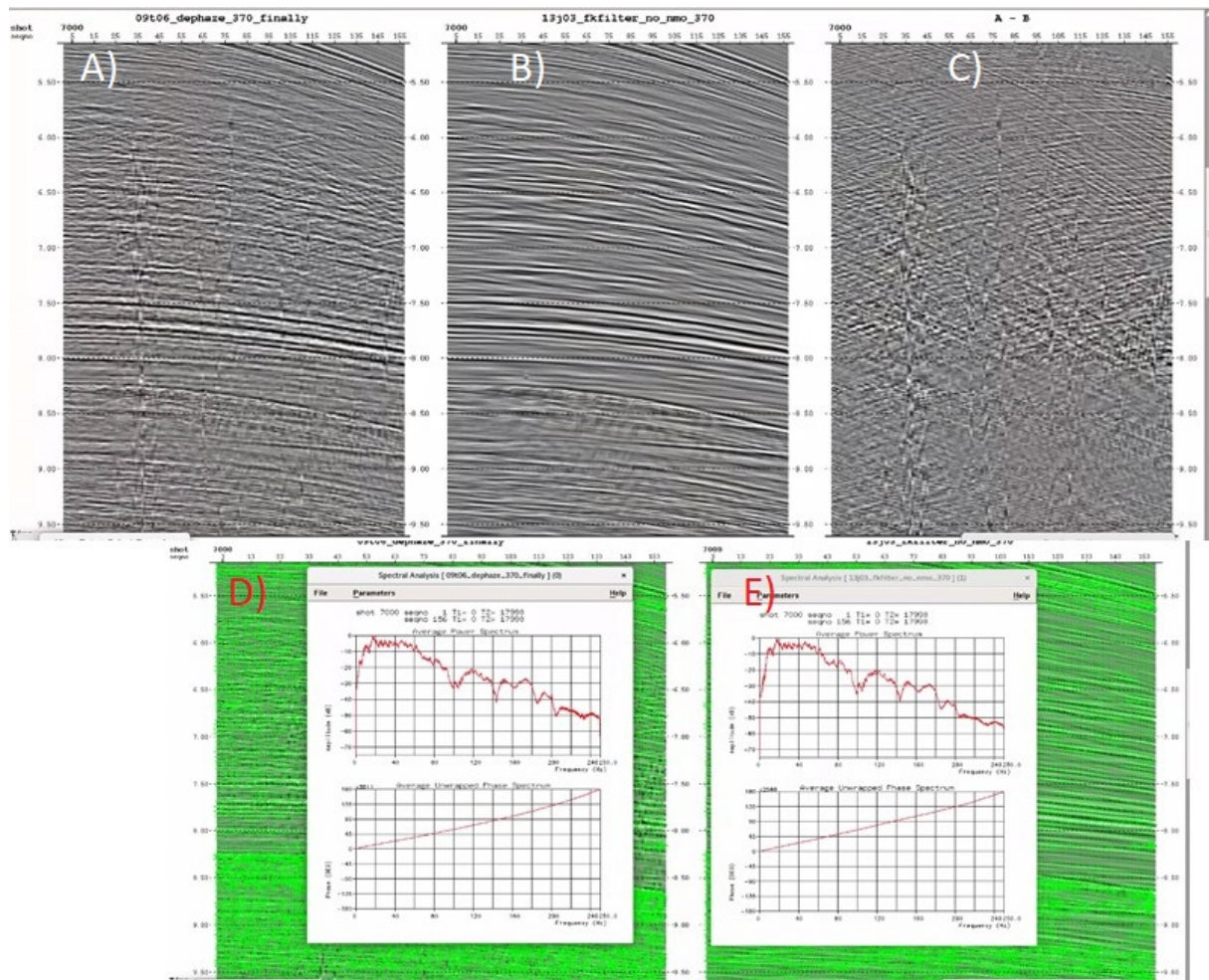


Figura 57 – A) Shot Gather de entrada; B) Resultados após a aplicação da filtragem fk; C) Ruídos que foram atenuados através da filtragem fk; D) Espectro de amplitude do dado de entrada; E) Espectro de amplitude do dado de saída.

10.2 Processamento do Traço Sísmico

As oscilações causadas pelas sucessivas contrações e expansões da bolha de gás provenientes da fonte *air gun* resultaram em falsas reflexões no dado sísmico. As análises do filtro de deconvolução da assinatura da fonte (*debubbling*), gerado na seção 9.2 serão discutidas a seguir.

A figura 58 apresenta a análise espectral antes e após a aplicação do filtro *debubbling*. Na região *I*, local de baixa frequência (abaixo de 20Hz), está destacada uma oscilação no espectro de amplitude característica da assinatura da fonte. Após a aplicação do filtro *debubbling*, vemos que esta assinatura não está mais presente no espectro (região *II*).

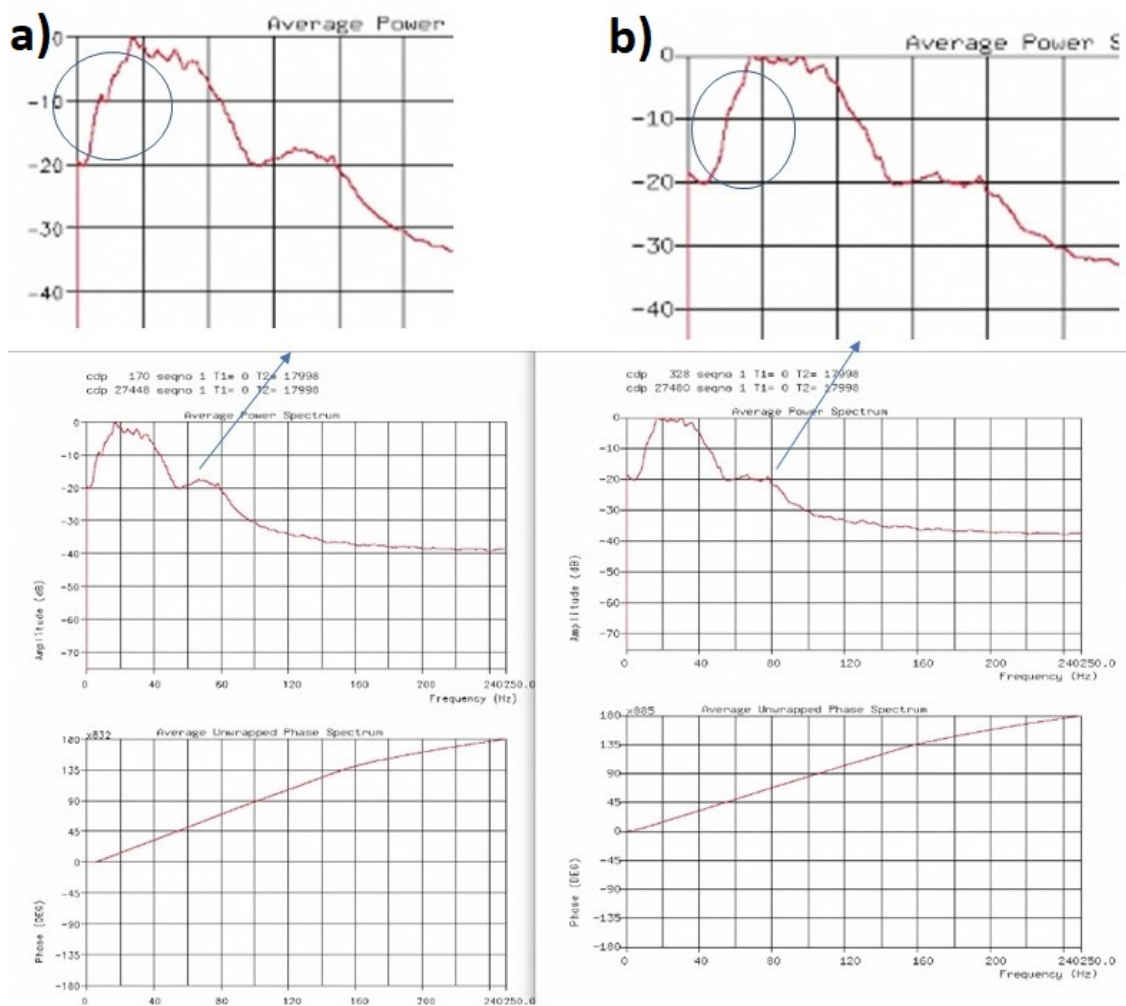


Figura 58 – Assinatura do efeito bolha no espectro de amplitude. A) Espectro do dado de entrada; B) Espectro após a filtragem *debubbling*.

Outra característica do efeito bolha pode ser observada no refletor do fundo do mar, através da visualização do traço sísmico. Na figura 59, a região em destaque mostra o pico máximo de amplitude, representado pelo fundo do mar, apresentando oscilação no seu máximo de amplitude devido ao efeito da bolha. Após a aplicação do filtro *debubbling*, vemos que esta oscilação foi atenuada, conservando a amplitude do refletor do fundo do mar e com o traço sísmico em fase mista.

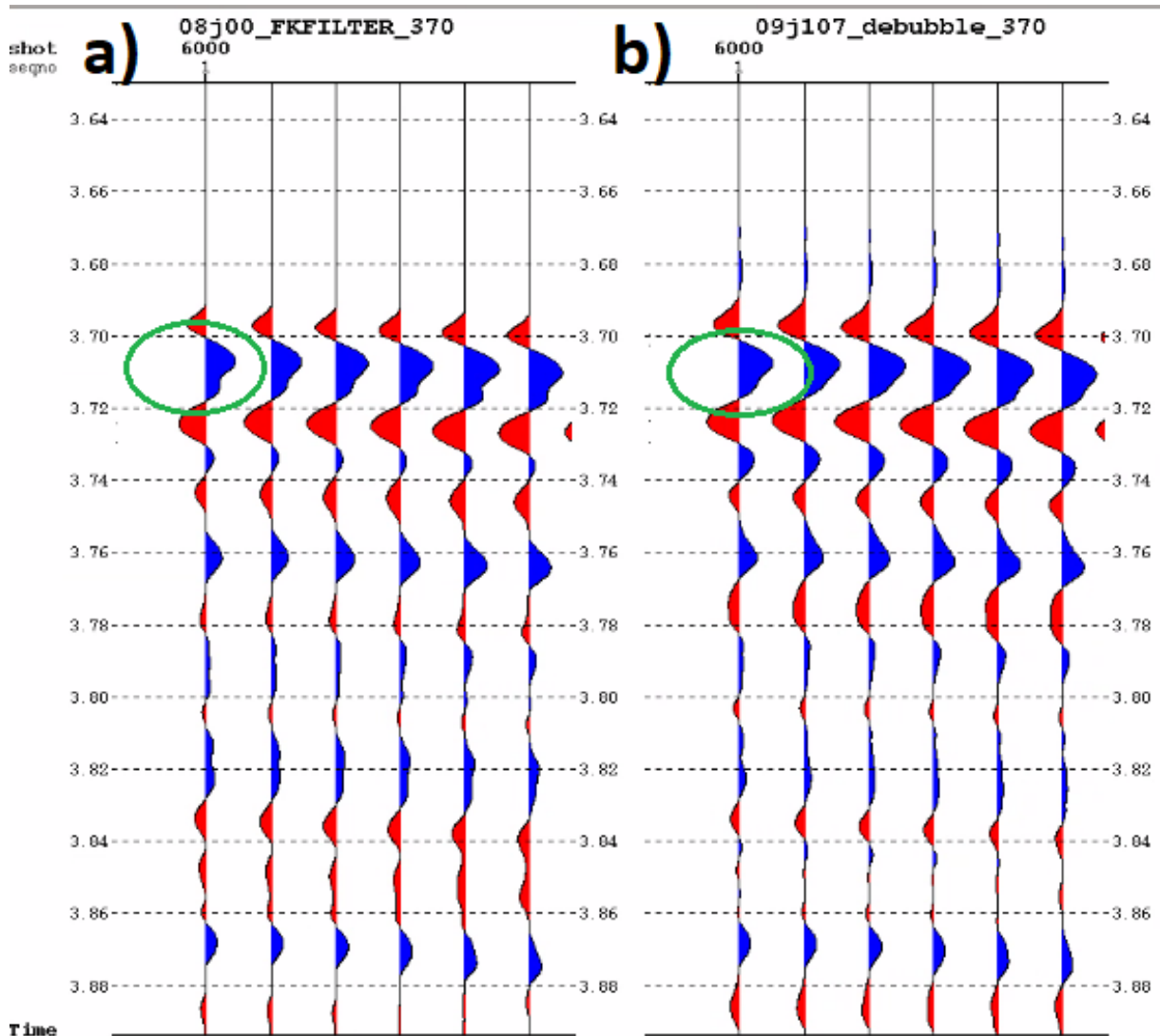


Figura 59 – Visualização dos traços sísmicos, com o refletor do fundo do mar em destaque. A) Antes; B) Após a aplicação do *debubbling*.

Na figura 60-a, temos seções pós-empilhamento, indicando uma baixa frequência ao longo do refletor do fundo do mar. Este é mais um efeito proveniente do efeito bolha na assinatura da fonte. Além da atenuação desta baixa frequência, a aplicação do filtro *debubbling*, nos trouxe ganho de resolução da imagem, com horizontes melhores definidos e melhor razão sinal/ruído (figura 60-b).

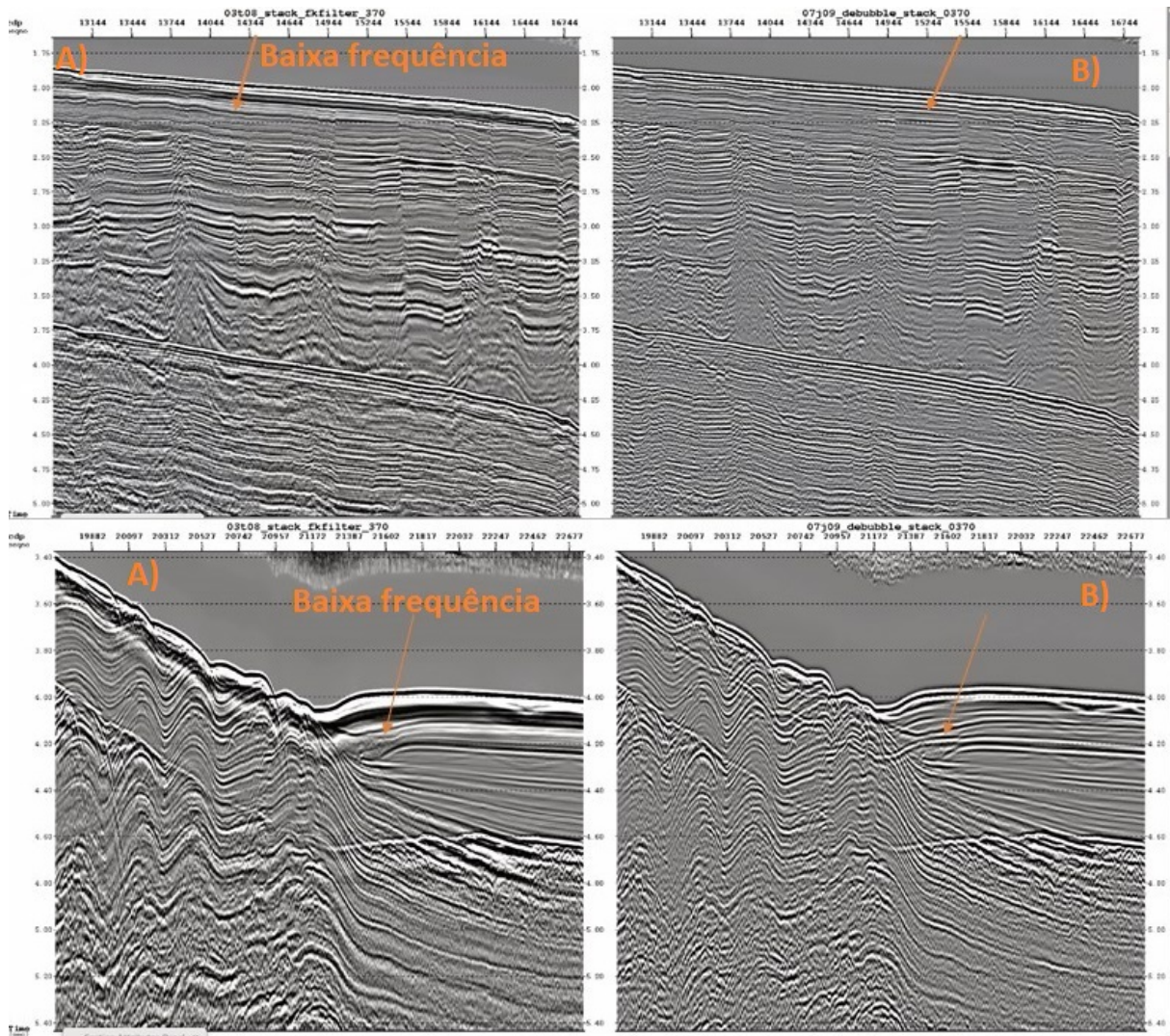


Figura 60 – Seções pós-stack. A) Antes; B) Após a aplicação da filtragem *debubbling*.

Através da equação 6.11 podemos ter o cálculo aproximado das interferências destrutivas (*notches*) provenientes da fonte e do receptor (ver seção 6.4). A partir deste cálculo e das análises espectrais da figura 61-a, determinou-se que o *notch* do receptor estaria próximo a 60Hz e o *notch* da fonte a 125Hz . O *notch* do receptor também pode ser observado no espectro fk 2D (figura 62).

Vemos na figura 63-a o efeito *ghost* sobre os traços sísmicos, onde o pico de máxima amplitude (refletor do fundo do mar) se apresenta em fase mista com duas oscilações referentes ao *ghost* da fonte e do receptor. Após a aplicação da deconvolução *deghosting* (figura 63-b) vemos a deconvolução do *ghost* do receptor ao atenuar uma das oscilações no refletor do fundo do mar. Após o processo do *deghosting*, foi necessário fazer a rotação da fase, para que a amplitude máxima do

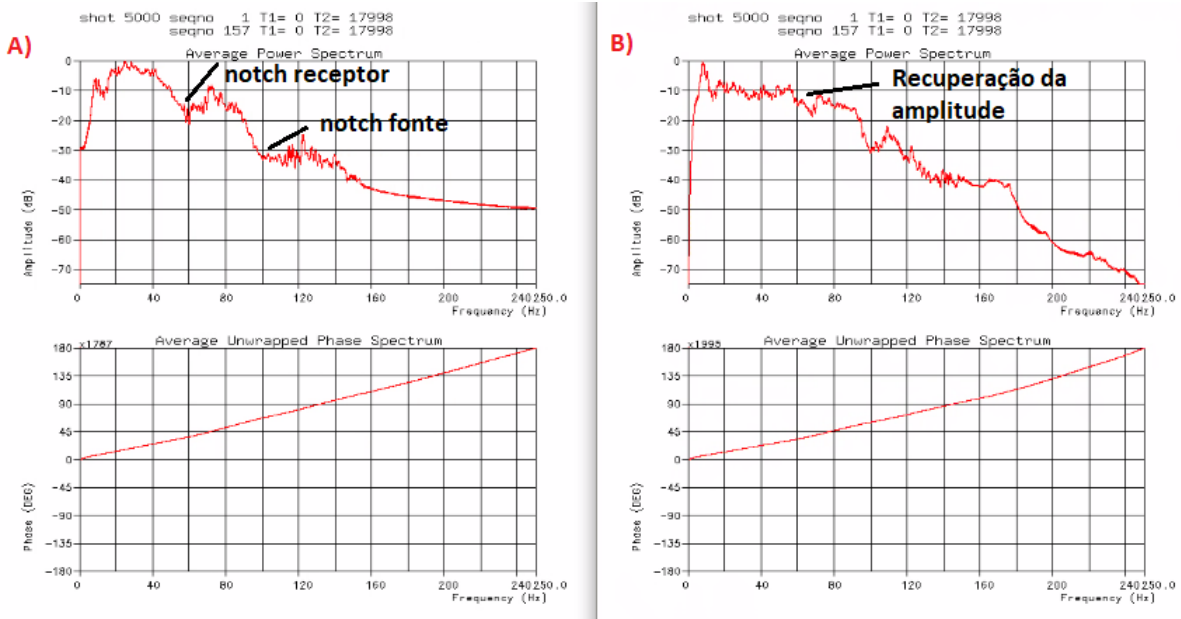


Figura 61 – Análise espectral do AMPSCAL, com *notch* próximos as frequências de 60 e 125 Hz, após a aplicação do *deghost* podemos observar que a frequência de 60 Hz foi estabelecida.

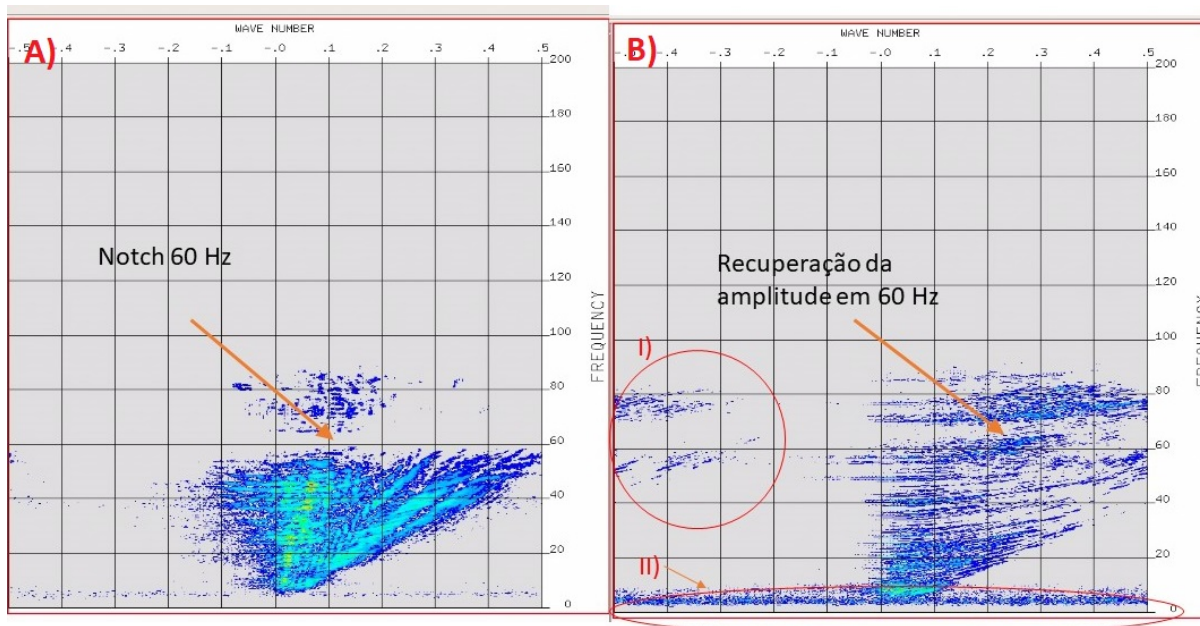


Figura 62 – Análise espectral FK a) Antes; b) Após o *deghosting*.

pulso passasse para zero fase, conforme a descrição da seção 9.2.

Na figura 61 temos as análises espectrais antes e após a aplicação do *deghosting*, com os *notches* da fonte e receptor indicados no espectro de amplitude da figura

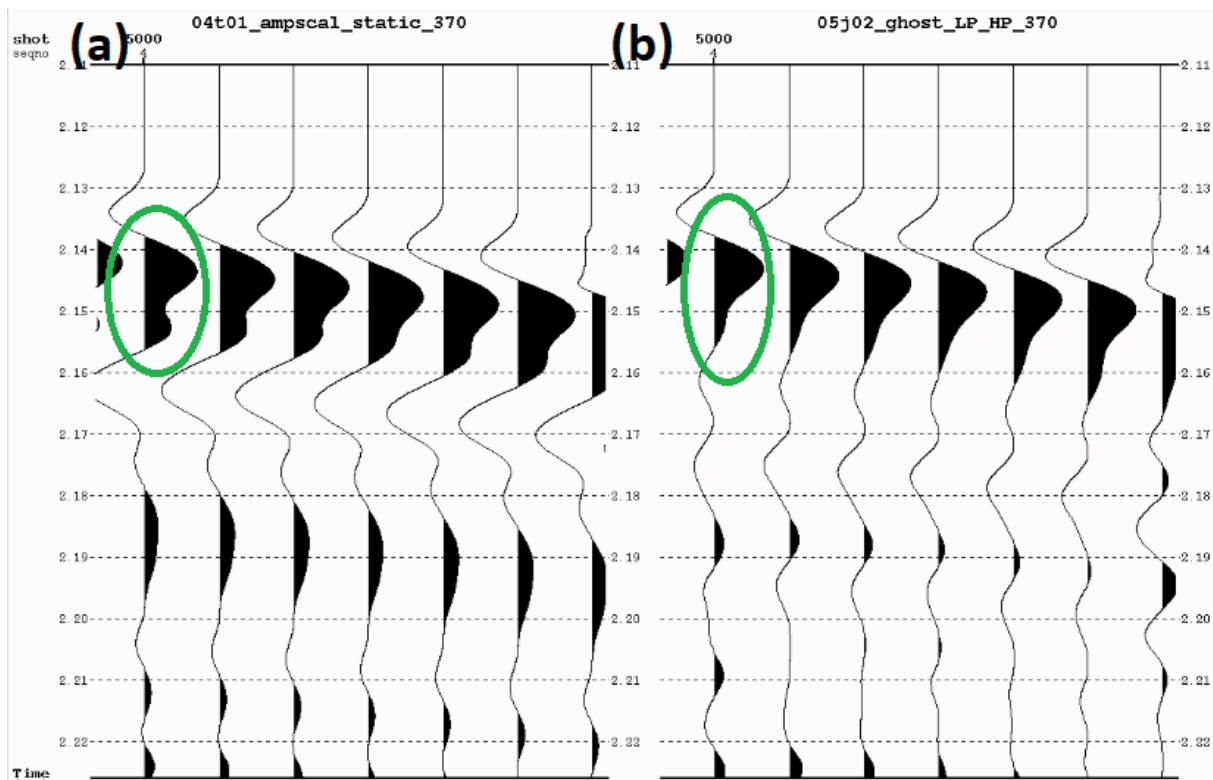


Figura 63 – Máximo de amplitude, correspondente a reflexão do fundo do mar a) Antes, b) Após *deghosting*

61-a. Na figura 61-b, temos a análise do espectro de amplitude após o *deghosting*, onde podemos observar a recuperação do espectro de amplitude do *notch* do receptor ($60Hz$). A recuperação da amplitude do *notch* da fonte ($125Hz$) não foi efetiva.

A mesma recuperação de amplitude do *notch* do receptor ($60Hz$), pode ser observada na análise espectral fk da figura 62. Após a aplicação do *deghosting*, além da elevação da amplitude em torno de $60Hz$, observamos o ressurgimento da amplitude de duas regiões indicadas na figura 62-b. A região *I*, apresenta número de onda (k) negativo e frequências entre $40Hz$ e $60Hz$ a qual representa o ressurgimento do ruído *aliasing* no dado. A região *II*, está associada a ruídos de baixa amplitude, antes atenuados, mas que voltaram a poluir o dado.

Devido ao ressurgimento dos ruídos descritos acima, mais uma vez fizemos uso da filtragem fk , a qual se mostrou eficiente na remoção dos ruídos, conforme a figura 64. Na figura 65 temos a comparação pós-empilhamento, antes e após a aplicação do *deghosting*. Na região destacada da figura 65-b podemos observar a recuperação da amplitude em refletores profundos após o *deghosting*.

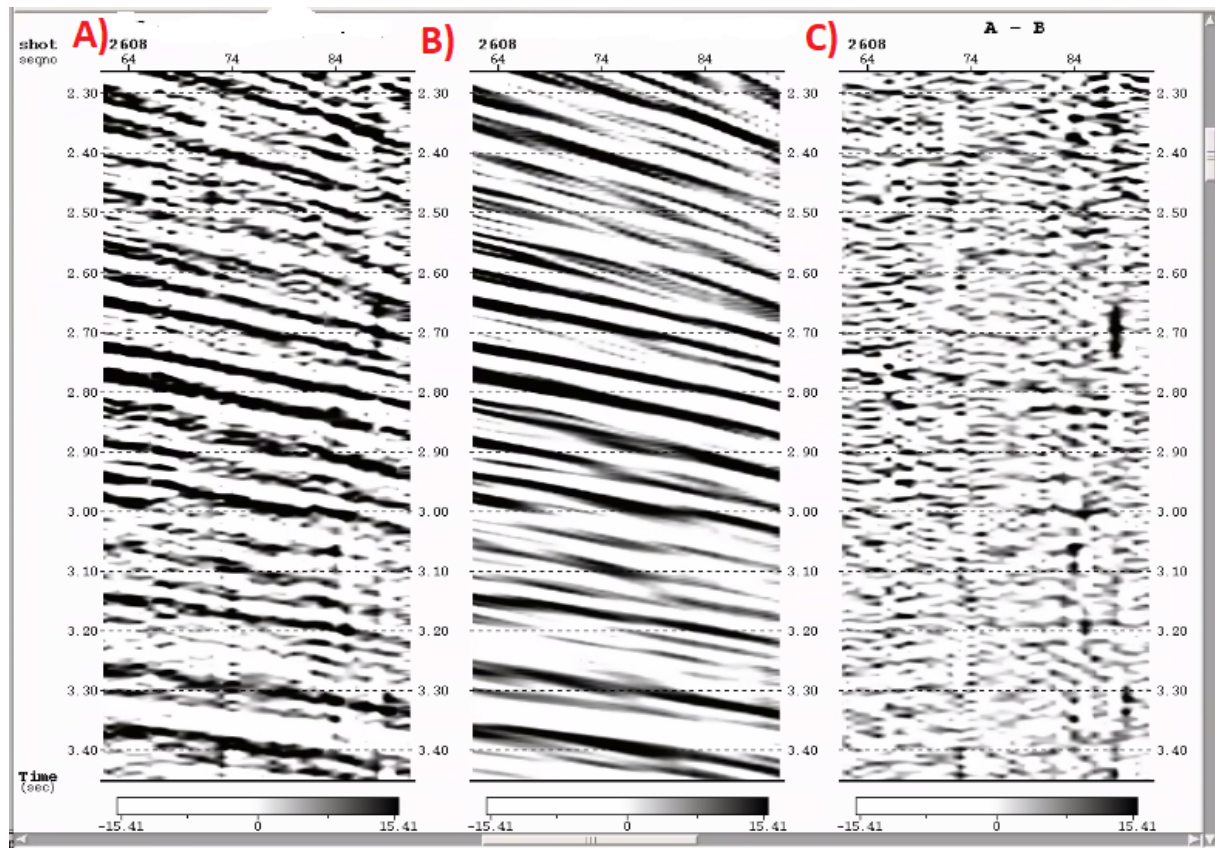


Figura 64 – Ruídos atenuados através do Filtro Fk após a aplicação do *deghosting*. A) Dado de entrada (*Deghosting*); B) Dado de Saída após uma nova aplicação da filtragem fk ; C) Ruídos subtraídos do dado.

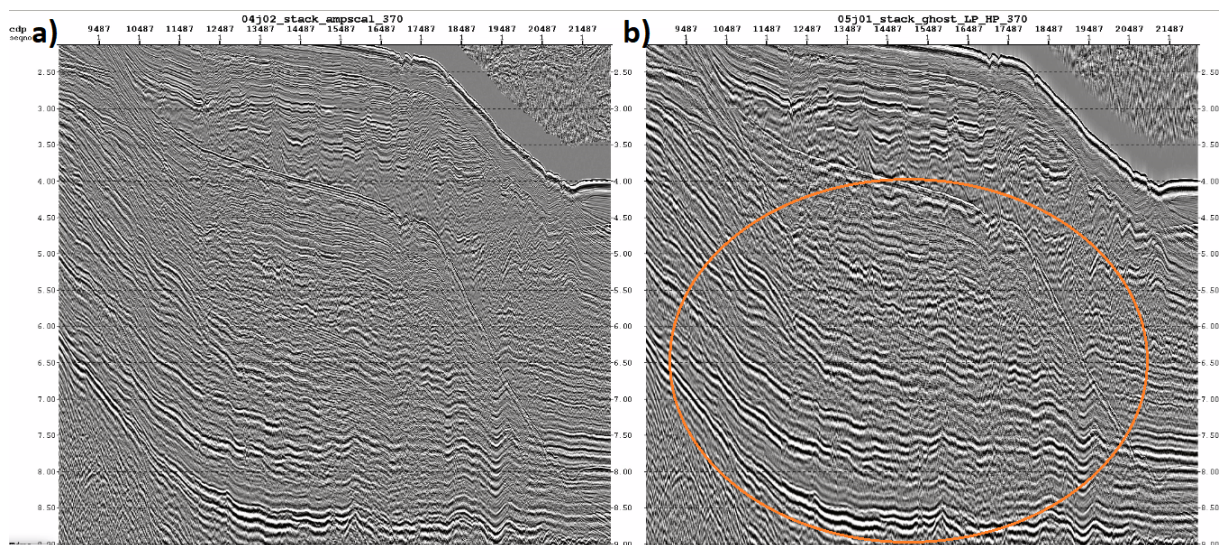


Figura 65 – Comparação pós stack; a) antes; b) após o *deghosting*.

10.3 Atenuação de Múltiplas

Após tentativas para atenuação de múltiplas citadas na seção 9.3, foi notório que apenas as técnicas de predição (SRMA e WEMA) obtiveram resultados satisfatórios para seguir no fluxo do trabalho (seção 9). Na região de águas profundas, o SRMA se mostrou eficiente na predição de múltiplas de superfície, entretanto, múltiplas residuais ainda constam no dado (figura 66-b). Na região de águas rasas, o SRMA atenuou reverberações sem danificar a amplitude do sinal (figura 68-d e 68-e).

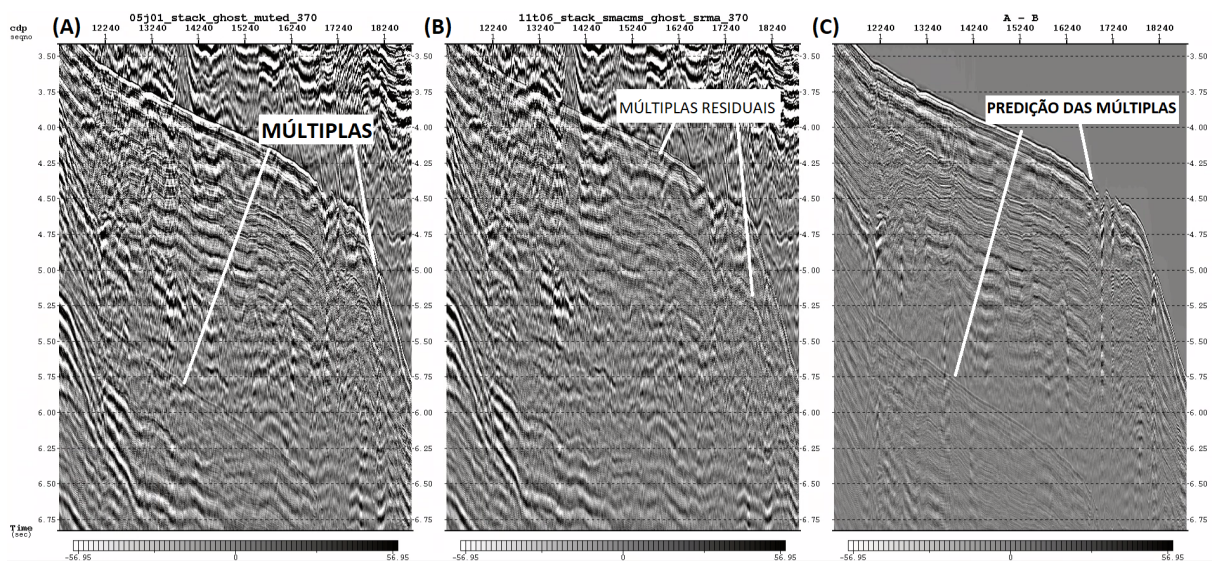


Figura 66 – Seção pós stack em regiões de águas profundas. a) antes do SRMA, b) Após o SRMA, c) Diferença.

As múltiplas de superfície de primeira ordem, ocorrem com o dobro de tempo de reflexão do fundo do mar, no *Gather* apresentado na figura 67-a, temos a reflexão do fundo do mar ocorrendo a aproximadamente $4s$, logo estimamos que as múltiplas de superfície iniciem a aproximadamente $8s$. Através da figura 67-c, observamos que a técnica do SRMA estimou e subtraiu as múltiplas de superfície no tempo previsto de $8s$.

Segundo Rosa (2010), ambientes com elevado contraste de velocidade e alto mergulho de camadas são locais propícios a formação de múltiplas internas. Um ambiente em condições similares foi localizado na figura 70, onde foi interpretado o topo do embasamento com alto ângulo de mergulho em direção a bacia. Na região *I* da figura 70-a estão destacadas as múltiplas internas formadas por este ambiente. Na figura 70-b temos destacada a região *II* mostrando a deconvolução das múltiplas internas através da aplicação do WEMA.

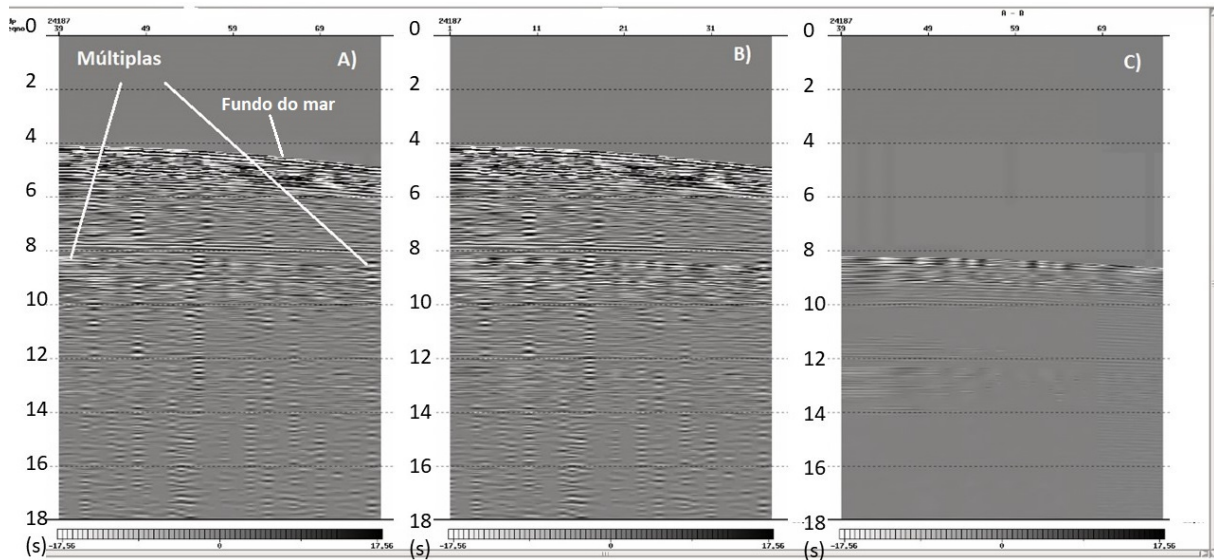


Figura 67 – CDP *Gather* regiões de águas profundas. a) antes do SRMA, b) após o SRMA, c) Diferença.

Conforme mostrado nas figuras 69 e 70, o WEMA foi uma técnica eficaz na predição de múltiplas de fundo marinho e múltiplas internas em regiões de águas rasas, sem perda na amplitude do sinal (figura 70-d e 70-e). Já na região de águas profundas, esta técnica não obteve tanto êxito, visto que reflexões múltiplas residuais ainda ficaram remanescentes no dado. Na tentativa de remover as múltiplas residuais, foram testadas técnicas de atenuação de múltipla pelo método da filtragem (ver seção 9.3), porém, a pequena diferença de *moveout* nos impossibilitou a utilização destas técnicas no nosso dado.

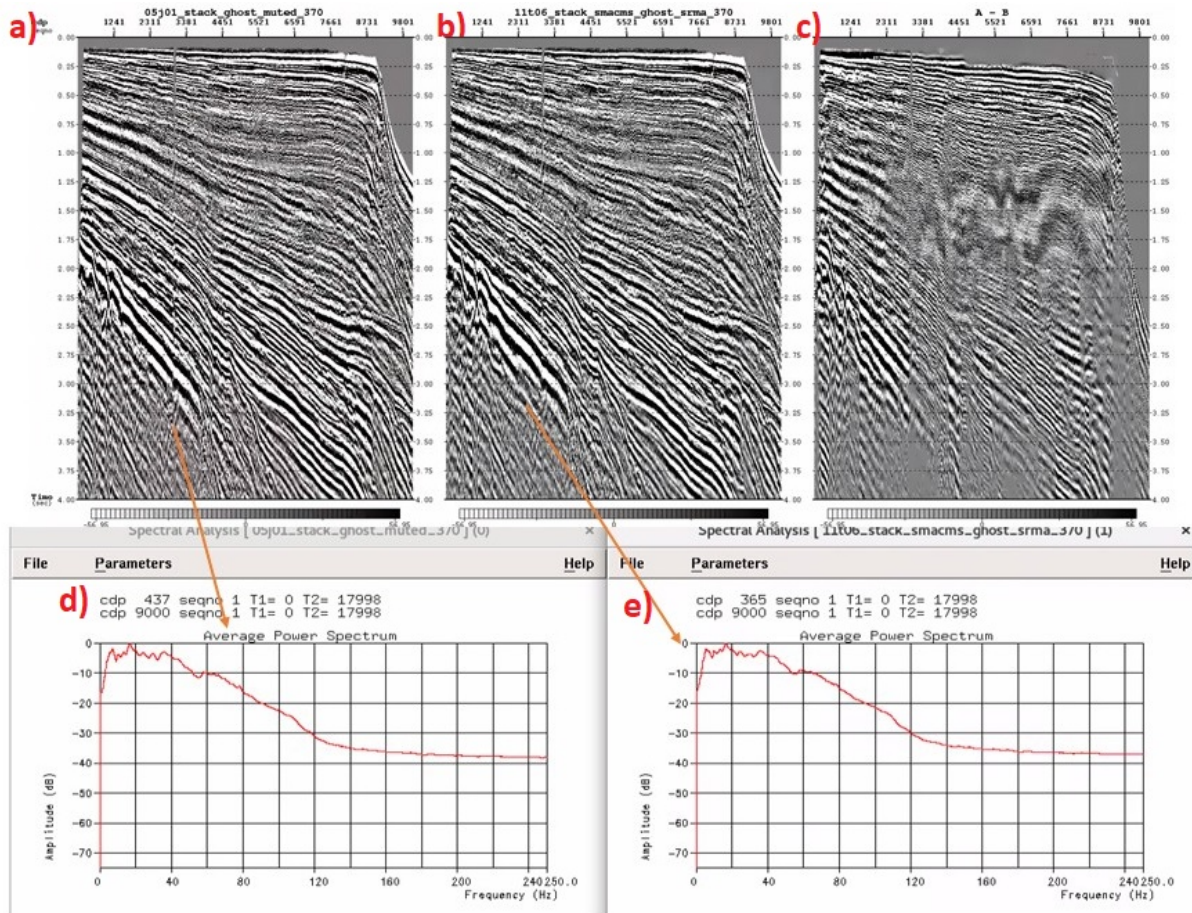


Figura 68 – Seção pós-stack em regiões de águas rasas. a) Antes do SRMA, b) Após o SRMA, c) Diferença, d) Espectro de amplitude do dado de entrada, e) Espectro de amplitude do dado de saída.

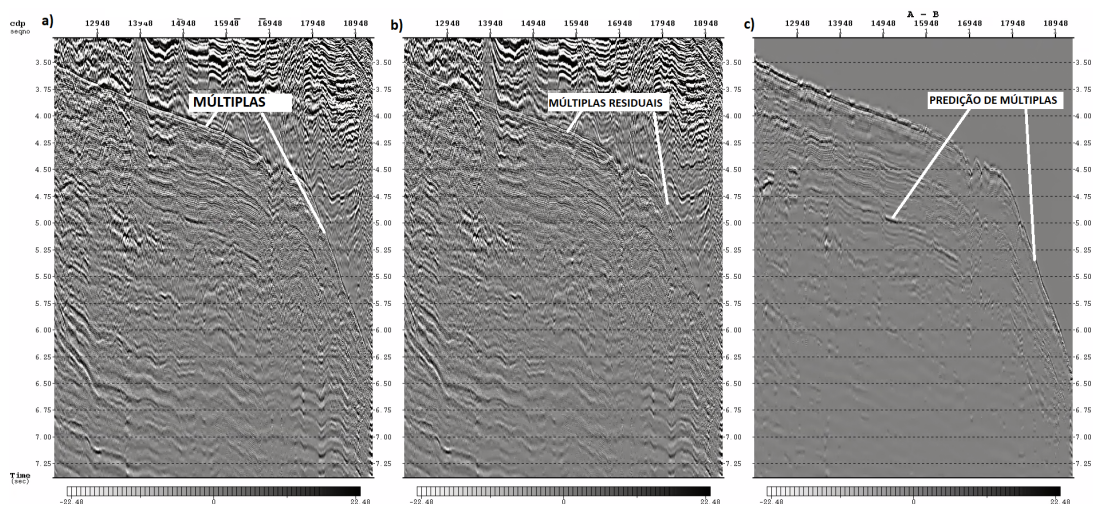


Figura 69 – Seção sísmica pós stack na região de águas profundas. a) antes do WEMA, b) após o WEMA, c) diferença

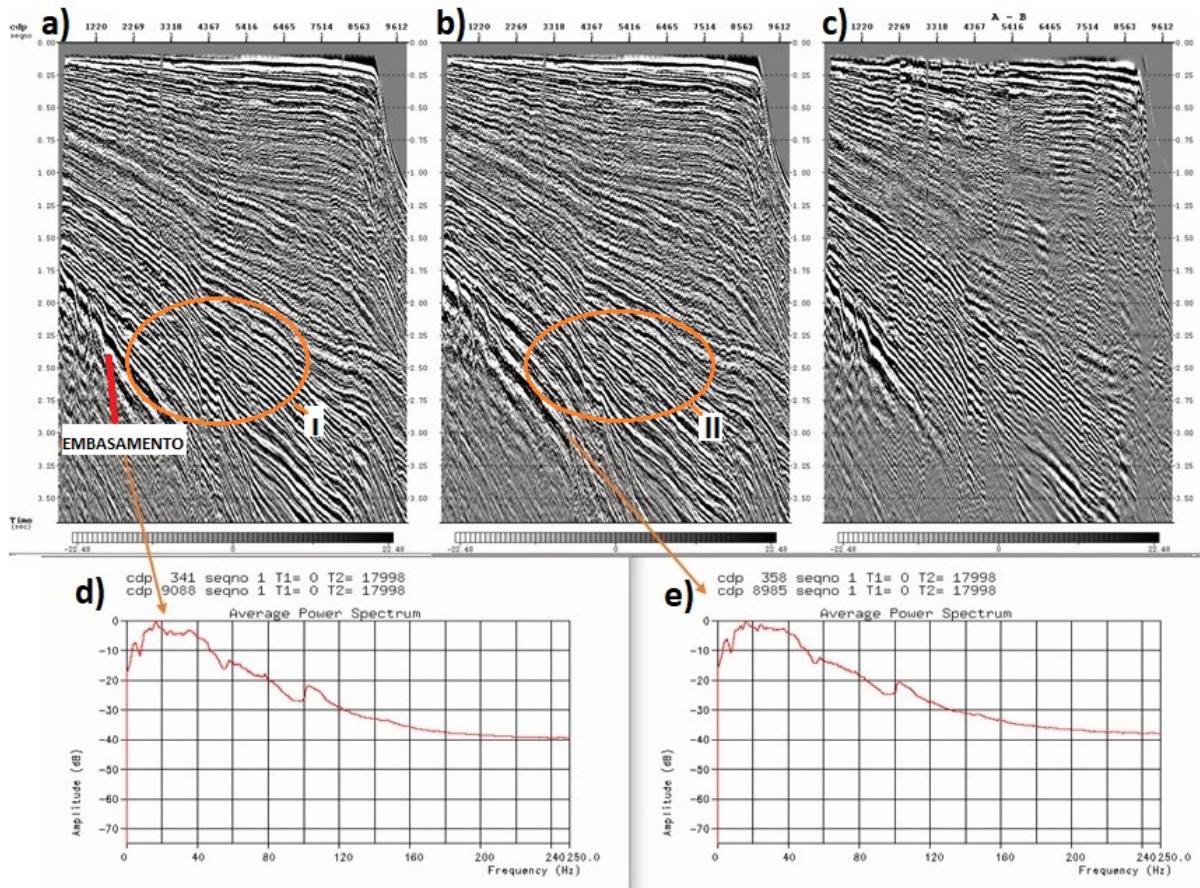


Figura 70 – Seção sísmica pós-empilhamento na região de águas rasas. a) antes do WEMA, b) após o WEMA, c) diferença, d) Espectro de amplitude do dado de entrada, e) Espectro de amplitude do dado de saída

10.4 Migração

Como visto nas seções 8.1 e 9, neste fluxo foi aplicada a migração em tempo *Kirchhoff*. Os resultados referentes à migração em tempo pós-empilhamento, serão discutidos através das figuras 71 a 74.

Na figura 71-a, temos indicadores direcionados as hipérbolas de difrações em regiões geologicamente acidentadas. Após a migração (figura 71-b), as difrações tiveram sua energia colapsada para o ponto ápice da hipérbole, resultando em uma melhor resolução lateral e a definições de dobras e falhas reversas.

Na região do Cone do Rio Grande (figura 72-a) estão indicadas pequenas difrações ao longo de mergulhos geológicos. Após a migração da seção 72-b, com as difrações colapsadas, é possível visualizar falhas normais, com mergulhos opostos. Está destacada na figura 73-a uma região ruidosa, com muitas difrações. Depois da migração, foi possível definir uma região de falhas de alto mergulho na área destacada (figura 73-b). Nesses três exemplos citados acima, notamos que a migração não desloca eventos horizontais, ao invés disto, ela move eventos com mergulho para suas reais posições, colapsando as difrações, nos permitindo assim, delinear falhas e dobras na seção pós-migrada.

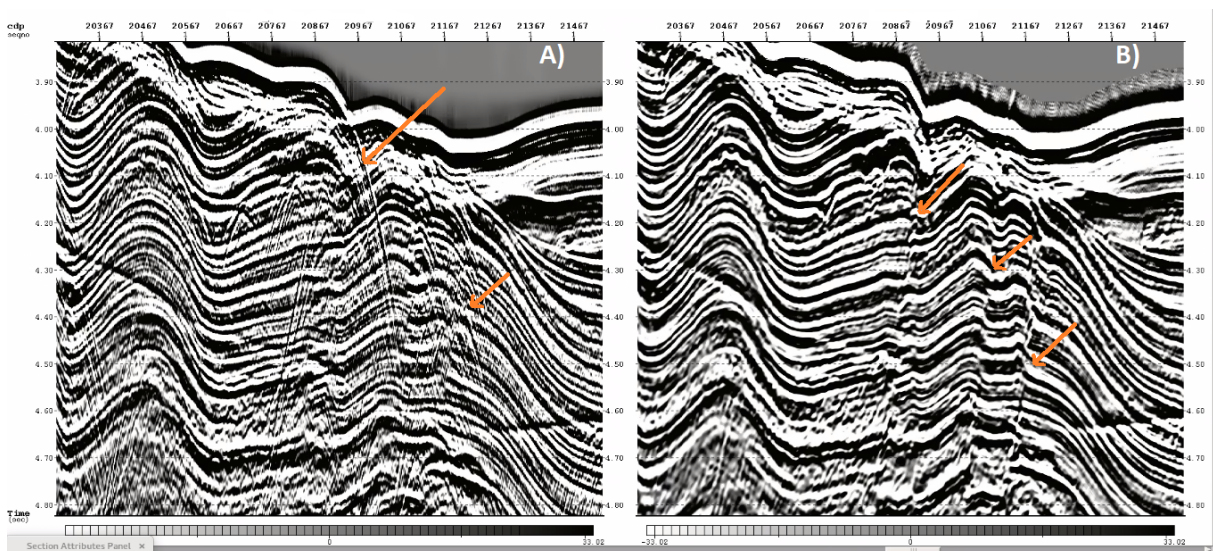


Figura 71 – Seção pós-stack na região distal do Cone do Rio Grande; a) antes; b) após a migração.

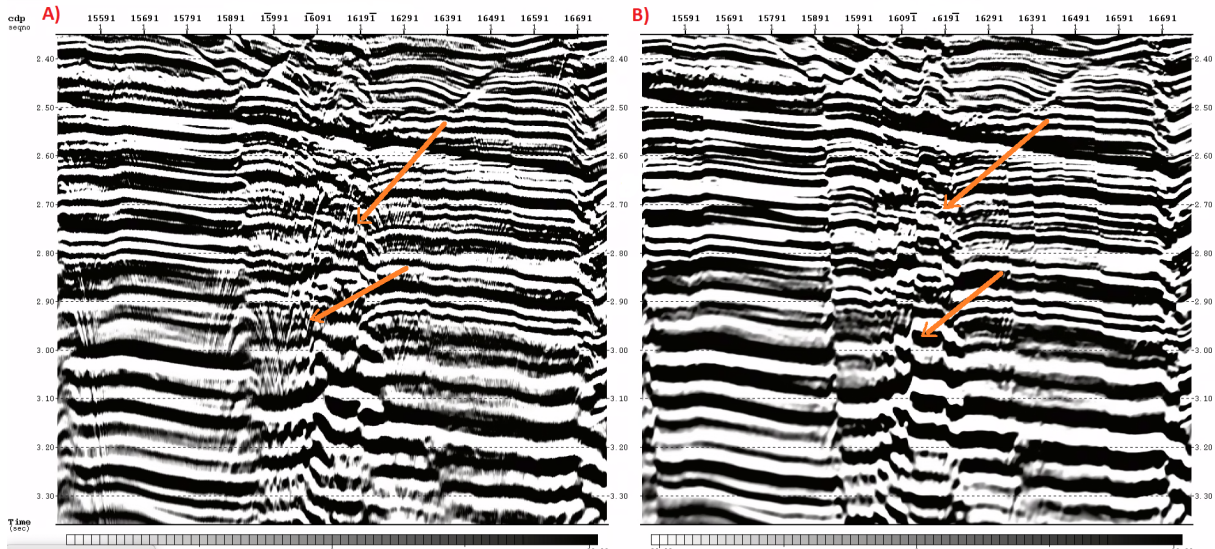


Figura 72 – Seção pós-stack na região do Cone do Rio Grande; a) antes; b) após a migração.

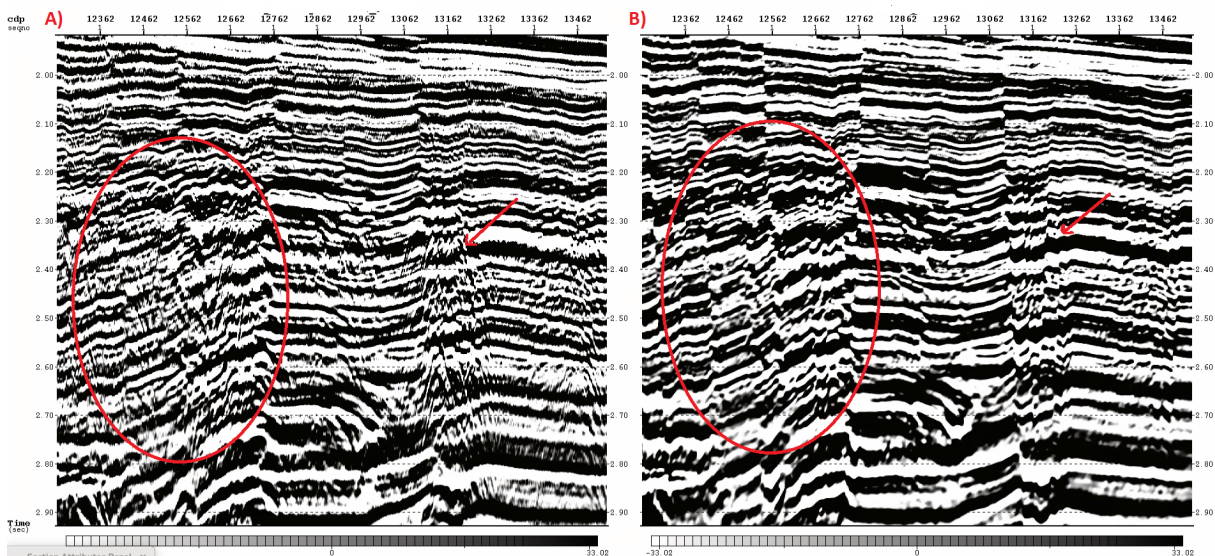


Figura 73 – Seção pós-stack na região do cone do rio grande; a) antes; b) após a migração.

Na figura 74 temos uma região com o fundo do mar acidentado, com estruturas anticlinais (A) e Sinclinais . As estruturas sinclinais realizam uma reflexão característica, conhecida por *bow-tie* (gravata borboleta) destacado na figura 74-a. Mais uma vez podemos comprovar a eficácia da migração, ao observar o colapso da *bow-tie* na seção pós-migrada (figura 74-b).

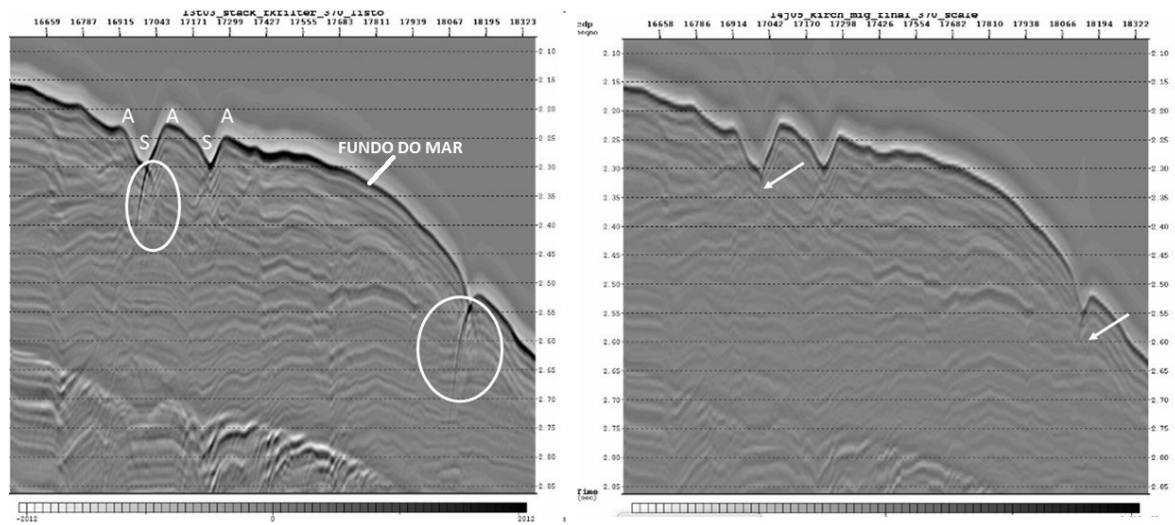


Figura 74 – Refletor do fundo do mar com estruturas Anticlinais (A), Sinclinais (S). a) Elipsoides destacando as reflexões do tipo *bow-tie* antes da migração; b) Seção após a migração.

11 Discussões

Um dos grandes desafios do processamento desta seção sísmica foi conciliar técnicas e parâmetros de processamento para regiões de águas rasas e profundas (ver capítulo 9). Pois algumas vezes, ao tentar aplicar técnicas para deconvolução do ruído/reverberação do sinal em águas rasas, o mesmo gerava ruídos ou danificava a amplitude do sinal em regiões de águas profundas.

A atenuação de ruídos característicos de lâmina d'água rasa, como reverberações, *peg-legs*, sobreposição da onda direta e ruídos lineares no sinal, foram etapas desafiadoras no processamento sísmico. Técnicas de deconvolução preditiva não foram uma alternativa viável no tratamento de toda seção, entretanto, técnicas modernas de deconvolução da assinatura da fonte tais como *debubbling*, *deghosting*, se mostraram eficientes na eliminação de falsos eventos e na delimitação de novos refletores, tanto em águas rasas como profundas.

Como visto nas figuras 55, 56 e 64 a filtragem fk foi eficiente na atenuação dos ruídos lineares, tais como *ondas scholte*, *swell noise* e *aliasing*. Quanto às técnicas modernas de predição de múltiplas, o SRMA se mostrou mais eficiente na atenuação de múltiplas de superfície (figura 66), entretanto, a ausência da assinatura da fonte, gerou uma distorção no traço sísmico no modelo de predição; prejudicando o operador de subtração do programa.

Na figura 75 temos a comparação pós-empilhamento do resultado do processamento disponibilizado pela ANP com o deste trabalho região de águas rasas. Nas imagens, as elipses destacam regiões onde o resultado deste trabalho teve ganho significativo na definição de estruturas geológicas, apresentando interfaces mais nítidas e ganho de resolução. A seta indica uma falha que não estava evidenciada no resultado do processamento anterior.

Na figura 76 trouxemos a comparação pós-empilhamento na região distal do Cone. Esta região contém estruturas geológicas mais complexas em relação as demais estruturas da Bacia de Pelotas, contendo, dobras, falhas reversas e a zona de hidrato de gás (BSR). No processamento anterior (figura 76-a), temos abaixo do refletor do

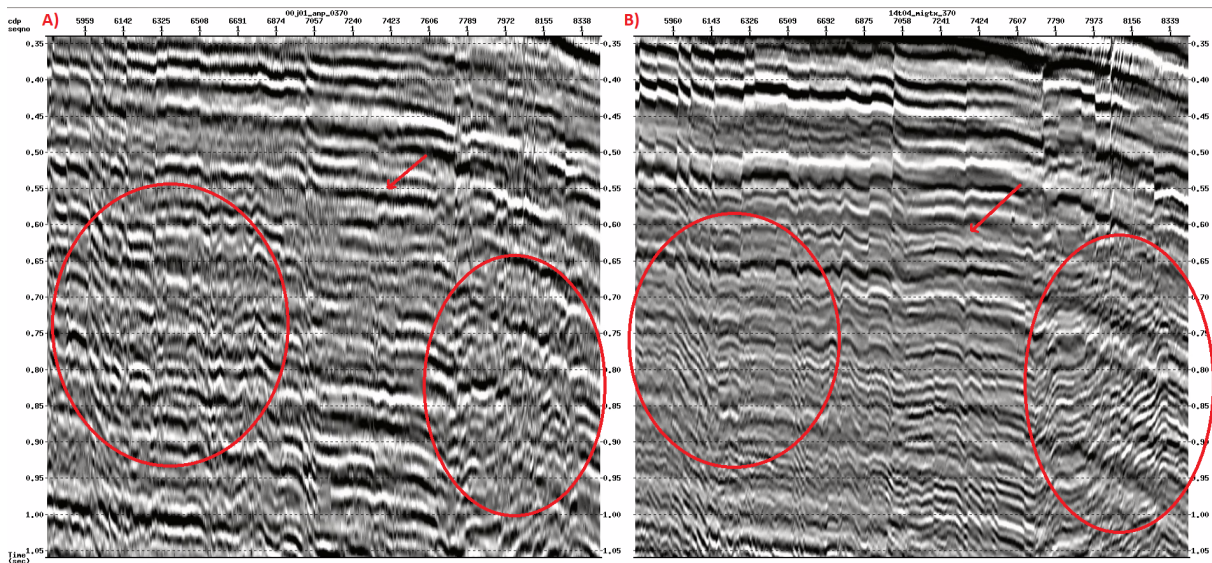


Figura 75 – Comparação da seção pós-stack em região de águas rasas; a) Resultado do processamento anterior; b) Resultado do processamento feito pelo autor.

fundo do mar, uma região sem refletores sísmicos. Esta região foi denominada pelo autor de “zona de sombra”. Na figura 76-b, vemos que os refletores sísmicos da zona de sombra foram recuperados através de técnicas de deconvolução da assinatura da fonte e tratamento da *wavelet* (*debubbling*, *deghosting*). Comparamos que além da seção pós-empilhamento com melhor razão sinal/ruído, temos refletores geológicos mais nítidos e melhores definidos. Na figura 76-b, as setas indicam a melhora significativa na definição de dobras e falhas reversas. Entretanto, ao analisar a base da BSR, observamos que a fase está oposta ao fundo do mar, isso pode ter ocorrido pelo fato de não termos conseguido remover o *ghost* da fonte do traço sísmico, pois o mesmo tem fase oposta ao sinal primário (ver capítulo 4).

As múltiplas de superfície, foram um problema persistente no resultado da ANP (figura 77-a). Apesar das várias tentativas de atenuação de múltiplas feitas neste trabalho (seção 9.3), as múltiplas residuais ainda seguem inibindo a visualização dos refletores mais profundos da seção (figura 77-b). Na figura ?? temos a comparação final de toda extensão da seção sísmica.

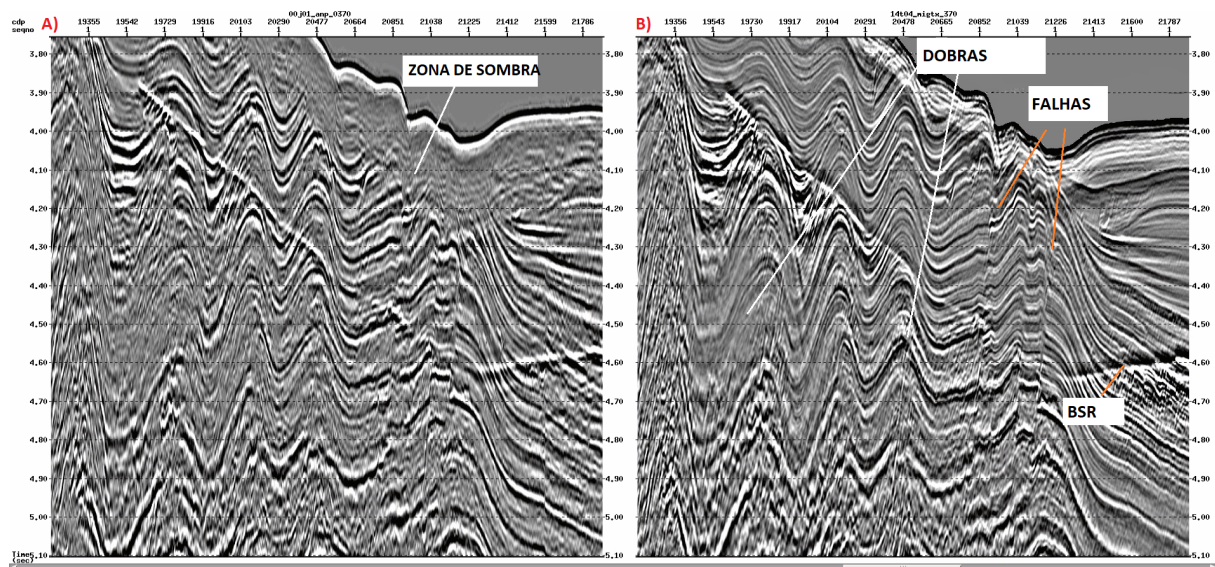


Figura 76 – Comparação da seção pós-empilhamento na região distal do cone do rio grande; a) resultado do processamento anterior; b) resultado obtido neste trabalho.

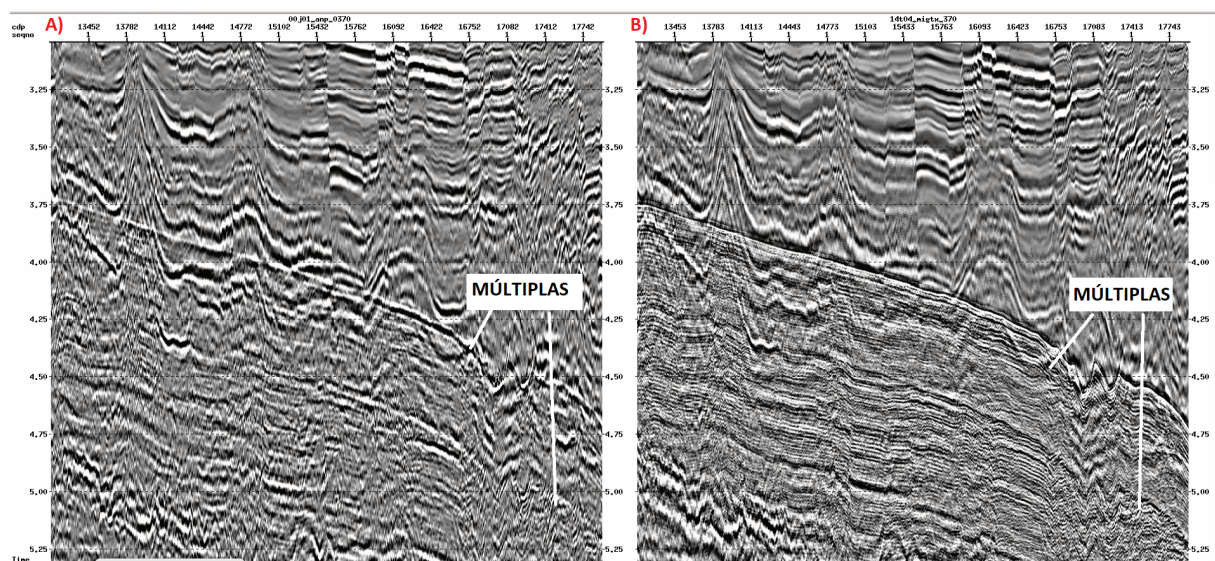


Figura 77 – Comparação da seção pós-stack na região afetada pelas múltiplas de superfície; a) resultado do processamento anterior; b) resultado obtido neste trabalho.

12 Conclusões

Por meio dos resultados e discussões apresentados anteriormente, concluímos que a aplicação de técnicas modernas de processamento (*debubbling*, *deghosting*) e a construção de um modelo de velocidade criterioso, são capazes de melhorar significativamente o imageamento de estruturas geológicas de um dado antigo. Quando comparados com os resultados do processamento sísmico anterior desta linha, os resultados obtidos no presente trabalho evidenciaram um potencial considerável de melhorias de qualidade com as novas técnicas aplicadas no reprocessamento dos dados.

O processo de deconvolução da fonte (*debubbling* e *deghosting*) foi fundamental para a atenuação de falsos refletores sísmicos e ruídos, melhorando a resolução e a amplitude do sinal. Este procedimento acabou definindo os refletores sísmicos, anteriormente ocultados na zona de sombra delimitada abaixo do refletor do fundo do mar.

As técnicas e parâmetros aplicados neste fluxo recuperaram a resolução e amplitude das estruturas geológicas em águas rasas e profundas. Em regiões geologicamente mais acidentadas no Cone do Rio Grande, estruturas como dobras, falhas reversas, falhas normais de alto mergulho e a base do hidrato de gás (BSR) ganharam melhores definições. Apesar dos aperfeiçoamentos mencionados acima, ainda existem etapas a serem melhores investigadas, tais como a atenuação de múltiplas de superfície e recuperação da amplitude do *ghost* da fonte.

O aperfeiçoamento deste trabalho foi possível graças às técnicas e análises criteriosas desenvolvidas no nosso Grupo de Imageamento e Inversão Sísmica (GISIS). Algumas destas análises muitas vezes não podem ser estudadas no processamento sísmico industrial por conta da demanda de produção.

Referências

- ABBAD, B.; URSIN, B.; PORSANI, M. J. A fast, modified parabolic radon transform. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 76, n. 1, p. V11–V24, 2011.
- ANSTEY, N. A. The sectional auto-correlogram and the sectional retro-correlogram* part i: The sectional auto-correlogram. *Geophysical Prospecting*, Wiley Online Library, v. 14, n. 4, p. 389–426, 1966.
- BECCALETTO, L. et al. Overview of the subsurface structural pattern of the Paris Basin (France): Insights from the reprocessing and interpretation of regional seismic lines. *Marine and Petroleum Geology*, v. 28, n. 4, p. 861–879, apr 2011. ISSN 02648172.
- BEKARA, M. High-amplitude noise detection by the expectation-maximization algorithm with application to swell-noise attenuation. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 75, n. 3, p. V39–V49, 2010.
- BERKHOUT, A. J. *LEAST-SQUARES INVERSE FILTERING AND WAVELET DECONVOLUTION*. [S.l.], 1977. v. 42, n. 7, 1369–1383 p. Disponível em: (<http://library.seg.org/>).
- BERKHOUT, A. J.; VERSCHUUR, D. J. Imaging of multiple reflections. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 71, n. 4, 2006. ISSN 00168033.
- BRANCATELLI, G. et al. Time to depth seismic reprocessing of vintage data: a case study in the otranto channel (south adriatic sea). EarthArXiv, 2021.
- BUENO, G. et al. Bacia de pelotas: Boletim de geociências da petrobrás, v. 15. 2007.
- CONTI, B. et al. Speculative petroleum systems of the southern Pelotas Basin, offshore Uruguay. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier Ltd, v. 83, p. 1–25, may 2017. ISSN 02648172.
- COSTA, R. D. S. Estudo da transformada radon para a remoção das reflexões múltiplas dos dados sísmicos. Universidade Federal Fluminense, 2016.
- DONDURUR, D. *Acquisition and processing of marine seismic data*. [S.l.]: Elsevier, 2018.
- DUNCAN, G.; BERESFORD, G. Some analyses of 2-d median fk filters. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 60, n. 4, p. 1157–1168, 1995.
- ELBOTH, T. et al. De-noising seismic data in the time-frequency domain. In: *SEG Technical Program Expanded Abstracts 2008*. [S.l.]: Society of Exploration Geophysicists, 2008. p. 2622–2626.
- FERNANDES, F. V. *Atenuação de reflexões múltiplas utilizando a Transformada Radon Parabólica*. Tese (Doutorado) — Master Dissertation on Geophysics-Centro de Graduação em Geofísica e . . . , 2014.

- FONSECA, J. B. Atenuação das múltiplas de superfície utilizando os métodos: Sme, radon e f-k com o software seisspace. Universidade Federal da Bahia, 2016.
- FONTANA, R. L. Geotectônica e sismoestratigrafia da bacia de pelotas e plataforma de Florianópolis. *Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Tese de Doutorado em Geociências. Porto Alegre, RS, v. 2, 1996.*
- GAZDAG, J.; SGUAZZERO, P. Migration of seismic data. *Proceedings of the IEEE, IEEE, v. 72, n. 10, p. 1302–1315, 1984.*
- GRAY, S. H. et al. Seismic migration problems and solutions. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 66, n. 5, p. 1622–1640, 2001.*
- HAMARBITAN, N.; MARGRAVE, G. F. Spectral analysis of a ghost. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 66, n. 4, p. 1267–1273, 2001.*
- HAQ, B. U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P. R. Chronology of fluctuating sea levels since the triassic. *Science, American Association for the Advancement of Science, v. 235, n. 4793, p. 1156–1167, 1987.*
- HARKIN, C. et al. Origin, composition and relative timing of seaward dipping reflectors on the Pelotas rifted margin. *Marine and Petroleum Geology, Elsevier Ltd, v. 114, apr 2020. ISSN 02648172.*
- HEINONEN, S. et al. Enhancing hardrock seismic images: Reprocessing of high resolution seismic reflection data from Vihanti, Finland. *Journal of Applied Geophysics, v. 93, p. 1–11, jun 2013. ISSN 09269851.*
- JOHANSEN, T. A.; RUUD, B. O. Characterization of seabed properties from Scholte waves acquired on floating ice on shallow water. *Near Surface Geophysics, John Wiley and Sons Inc., v. 18, n. 1, p. 49–59, feb 2020. ISSN 15694445.*
- KEAREY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. *An introduction to geophysical exploration. [S.l.]: John Wiley & Sons, 2002. v. 4.*
- LEVY, S.; CLOWES, R. Debubbling: A generalized linear inverse approach. *Geophysical Prospecting, Wiley Online Library, v. 28, n. 6, p. 840–858, 1980.*
- LIU, Y.; FOMEL, S. Seismic data interpolation beyond aliasing using regularized nonstationary autoregression. *Geophysics, Society of Exploration Geophysicists, v. 76, n. 5, p. V69–V77, 2011.*
- LÓPEZ, L. A. C.; JR, F. C. Seismostratigraphy and geomorphology of the rio grande cone, pelotas basin (brazilian offshore). *Geología Colombiana, v. 39, p. 55–72, 2014.*
- MILANI, E. J. et al. Bacias sedimentares brasileiras: cartas estratigráficas. *Anexo ao Boletim de Geociências da Petrobrás, v. 15, n. 1, p. 183–205, 2007.*
- MILLER, D. J. et al. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology, Elsevier Ltd, v. 67, p. 187–196, nov 2015. ISSN 02648172.*

- MILLER, D. J. et al. Natural gas hydrates in the Rio Grande Cone (Brazil): A new province in the western South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier Ltd, v. 67, p. 187–196, nov 2015. ISSN 02648172.
- MOHRIAK, W. U. Bacias sedimentares da margem continental brasileira. *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil*, CPRM Brasília, v. 3, p. 87e165, 2003.
- PELLIZZON, M.; MAKLER, M.; ÁVILA, R. Qualidade do imageamento sísmico através do reprocessamento de dados—bacia do solimões. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS. *10th International Congress of the Brazilian Geophysical Society*. [S.l.], 2007. p. cp–172.
- PONTES, C. E. d. S. *Algumas Técnicas de Supressão de Reflexões Múltiplas e Aplicação ao Alto do Macau, Bacia Potiguar*. Tese (Doutorado) — Dissertação de Mestrado, UFBA, Salvador, Brasil, 1985.
- ROCHA, N. M. *TÉCNICAS PARA SUPRESSÃO DE MÚLTIPLAS NA FOZ DO AMAZONAS UTILIZANDO O SOFTWARE FOCUS*. [S.l.], 2010. v. 1.
- ROSA, A. L. R. Análise do sinal sísmico. *SBGF-Sociedade Brasileira de Geofísica, Rio de Janeiro, Brasil*, p. 20, 2010.
- SAUNDERS, M. et al. The pelotas basin oil province revealed. *GEO ExPro Magazine*, 2013.
- SCHULTE, B. Overview on the fundamentals of imaging. *CSEG Recorder*, v. 37, p. 40, 2012.
- SILVEIRA, D. t.; MACHADO, M. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia de pelotas. *Boletim informativo da Fundação Paleontológica Phoenix*, v. 63, n. 6, 2004.
- STICA, J. M.; ZALÁN, P. V.; FERRARI, A. L. The evolution of rifting on the volcanic margin of the Pelotas Basin and the contextualization of the Paraná-Etendeka LIP in the separation of Gondwana in the South Atlantic. *Marine and Petroleum Geology*, Elsevier Ltd, v. 50, p. 1–21, 2014. ISSN 02648172.
- VERSCHUUR, D. J. Surface-related multiple elimination, an inversion approach. *Ph. D. Thesis*, 1991.
- VERSCHUUR, D. J.; BERKHOUT, A.; WAPENAAR, C. Adaptive surface-related multiple elimination. *Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, v. 57, n. 9, p. 1166–1177, 1992.
- VERSCHUUR, D. J.; BERKHOUT, A. J.; WAPENAAR, C. P. A. *Adaptive surface-related multiple elimination*. [S.l.], 1992. v. 57, n. 9, 1166–1177 p. Disponível em: <http://library.seg.org/>.
- WEGLEIN, A. B. Multiple attenuation: an overview of recent advances and the road ahead (1999). *The Leading Edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 18, n. 1, p. 40–44, 1999.
- WIGGINS, J. W. *Attenuation of complex water-bottom multiples by wave-equation-based prediction and subtraction*. [S.l.], 1988. v. 53, n. 12, 1527–1539 p. Disponível em: <http://library.seg.org/>.

- WONG, M.; RONEN, S. Source signature and static shifts estimations for multi-component ocean bottom data. *STANFORD EXPLORATION PROJECT*, Citeseer, p. 225, 2009.
- YILMAZ, Ö. *Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data*. [S.l.]: Society of exploration geophysicists, 2001.
- YILMAZ, O.; BAYSAL, E. An effective ghost removal method for marine broadband seismic data processing. In: EUROPEAN ASSOCIATION OF GEOSCIENTISTS & ENGINEERS. *77th EAGE Conference and Exhibition 2015*. [S.l.], 2015. v. 2015, n. 1, p. 1–5.
- ZALAN, P. et al. End members of gravitational fold and thrust belts (gftbs) in the deep waters of brazil. *An AAPG Seismic Atlas: AAPG Studies in Geology*, v. 53, p. 147–156, 2005.
- ZALÁN, P. V. Where should we drill in the deep waters of the pelotas basin, southern brazil and uruguay. In: *AAPG Centennial Annual Convention, AAPG Search and Discovery Article*. [S.l.: s.n.], 2017. v. 10975.
- ZALÁN, P. V. et al. Bacia do paraná. *Origem e evolução das bacias sedimentares*, Petrobras Rio de Janeiro, p. 135–168, 1990.
- ZHAO, X. et al. Swell-noise attenuation: A deep learning approach. *The Leading Edge*, Society of Exploration Geophysicists, v. 38, n. 12, p. 934–942, 2019.
- ZIOLKOWSKI, A. et al. *The signature of an air gun array: Computation from near-field measurements including interactions*. [S.l.], 1982. v. 47, n. 10, 1413–1421 p.