UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA



URSULA BELEM DA SILVA

## AS CARACTERÍSTICAS PARTICULARES DO PROCESSAMENTO SÍSMICO EM AMBIENTES MARINHO E TERRESTRE

MONOGRAFIA

CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA

Niterói 02/2022

#### URSULA BELEM DA SILVA

## AS CARACTERÍSTICAS PARTICULARES DO PROCESSAMENTO SÍSMICO EM AMBIENTES MARINHO E TERRESTRE

Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

#### Orientador

Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (Orientador)

#### Coorientador

Dr. Marcos Roberto Fetter Lopes (Coorientador)

Niterói 02/2022

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

586c	Silva, Ursula Belem da As Características Particulares do Processamento Sísmico em Ambientes Marinho e Terrestre / Ursula Belem da Silva ; Marco Antonio Cetale Santos, orientador ; Marcos Roberto Fetter Lopes, coorientador. Niterói, 2022. 65 f. : il.
	Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Geofísica)- Universidade Federal Fluminense, Instituto de Geociências, Niterói, 2022.
	<ol> <li>Processamento Sísmico. 2. Atenuação do Efeito Fantasma. 3. Deconvolução Preditiva. 4. Ondas Superficiais.</li> <li>Produção intelectual. I. Santos, Marco Antonio Cetale, orientador. II. Lopes, Marcos Roberto Fetter, coorientador.</li> <li>III. Universidade Federal Fluminense. Instituto de Geociências. IV. Título.</li> </ol>
	CDD -
	586c

Bibliotecário responsável: Debora do Nascimento - CRB7/6368

#### URSULA BELEM DA SILVA

#### AS CARACTERÍSTICAS PARTICULARES DO PROCESSAMENTO SÍSMICO EM AMBIENTES MARINHO E TERRESTRE

Monografia apresentada à Universidade Federal Fluminense como requisito parcial do Curso de Graduação em Geofísica para a obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Aprovada em 11/02/2022 pela banca examinadora abaixo:

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

B hose

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

SERVID LUIZE.F. DA SILVA

Dr. Sergio Luiz Eduardo Ferreira da Silva UFF / DOT / GISIS

Dr. Vinicius José Oliveira/Werneck de Carvalho UFF / DOT / GISIS

Niterói 02/2022

Esse trabalho é dedicado a todos que acreditaram no meu potencial e me apoiaram de alguma forma nessa jornada.

# Agradecimentos

Agradeço a minha família, principalmente minha mãe Rosana Belem, meu padrinho Gilson Belem e minhas irmãs Núbia Belem e Ana Carolina Fontes por sempre me incentivarem.

Agradeço ao meu orientador e coordenador Marco Antonio Cetale Santos por acreditar no meu potencial e por me aceitar no Grupo de Imageamento Sísmico e Inversão Sísmica (GISIS). Assim, proporcionando um ambiente de intenso aprendizado.

Agradeço ao meu coorientador Dr. Marcos Roberto Fetter Lopes por toda a ajuda prestada durante a realização do trabalho.

Agradeço a Petrobras por financiar os Projetos de Volta Redonda e de Pelotas, acreditando no potencial do GISIS, assim proporcionando aos membros do grupo bolsas de pesquisa e desenvolvimento, bem como as bolsas de pesquisa as quais fui agraciada.

Agradeço a ANP pela disponibilidade dos dados marítimos no contexto dos projetos de pesquisa e a Emerson pelas lincenças acadêmicas, as quais foram essenciais para a realização desse trabalho.

Agradeço aos integrantes do GISIS, principalmente o Roberto Miyamoto e o Guilherme Lenz por me proporcionar conhecimentos incalculáveis, pela a paciência, pela amizade e pelo trabalho árduo em equipe nos levantamentos sísmicos e nos processamentos de dados sísmicos.

Agradeço aos professores do curso de graduação em Geofísica da Universidade Federal Fluminense, principalmente o Prof. Alexandre Motta Borges pelo incentivo e pela disponibilidade total em ajudar.

Agradeço aos meus amigos de faculdade, principalmente o Rodrigo Arantes que me presenteou as imagens 3D expostas no trabalho, a Luiza Fonseca, a Giulianna Oliveira, o Anderson Moraes e o Bruno Freitas pela parceria durante o curso.

Agradeço aos meus amigos da vida, principalmente o Matheus Barreto, a Caroline Cunha e a Miriam Morceli por me apoiarem durante o curso preparatório.

Por fim, agradeço às pessoas que de alguma forma colaboraram neste trabalho e que não foram citadas.

"A maneira de ajudar os outros é provar-lhes que eles são capazes de pensar." Helder Camara

# Resumo

BELEM DA SILVA, Ursula. **As Características Particulares do Processamento sísmico em ambientes Marinho e Terrestre**. Monografia, Universidade Federal Fluminense. Niterói, RJ, Brasil, p. 65. 2022.

A sísmica de reflexão é um método geofísico de suma importância, pois é indispensável na exploração de hidrocarbonetos, além de também poder ser usado na exploração de mineral, geotecnia e aplicações diversas ligadas a geologia. Seus dados normalmente apresentam uma ótima penetração e uma ampla extensão regional. Essas gualidades dependem do local de aquisição e do arranjo do mesmo. No entanto, os dados obtidos por esse método apresentam várias fontes de ruídos, que podem estar relacionadas com o ambiente de aquisição. No intuito de explorar estas características dependentes do tipo de ambiente, tem-se como objetivo desse trabalho comparar três fluxos de processamento sísmicos de ambientes distintos, caracterizar as etapas particulares de cada um e proporcionar técnicas de atenuação de ruídos destas etapas. A partir disso, foram propostos três fluxogramas de processamento sísmico genéricos, os quais estão associados à aquisição convencional 2D em ambiente marinho de lâmina d'água profunda e de lâmina d'água rasa, e a aquisição de reflexão de alta resolução em ambiente terrestre. Nesse sentido, ao realizar o processamento sísmico das três linhas de aquisição, verificou-se as etapas particulares associadas ao ambiente proposto, como atenuação do efeito bolha, atenuação do efeito ghost, atenuação de múltipla de curto período, correção estática e atenuação da onda Rayleigh também conhecida como Ground Roll. Além disso, notou-se ao longo do trabalho que os ruídos característicos do ambiente marinho de lâmina d'água rasa e do ambiente terrestre são mais complexos de atenuar do que os do ambiente marinho de lâmina d'água profunda. Normalmente essa complexibilidade estava relacionada a sobreposição da onda direta nas primeiras reflexões no dado sísmico de lâmina d'água rasa, e a forte contaminação do Ground Roll no dado sísmico terrestre.

**Palavras-chaves**: Atenuação do Efeito Bolha, Atenuação do Efeito Fantasma, Deconvolução Preditiva, Estática, Ondas Superficiais.

# Abstract

Reflection seismic is a geophysical method of high importance, as it is indispensable for the oil industry. In addition it's used in mineral exploration, geotechnics and several other applications related to geology. It's data typically has great penetration and a wide regional extent. Those characteristics depends on the survey and it's arrays. However, the data obtained by this method presents several sources of noise, tha can be related to the acquisition of the environment. In order to explore the characteristics dependent on the type of environment, the objective of this work is to compare three seismic processing flows from different environments, to characterize the particular stages of each one and to provide techniques for attenuating noise in these stages. Based on this, three generic seismic processing flowcharts were proposed, which are associated with conventional 2D acquisition in deep-water and shallow-water marine environments, and high-resolution reflection acquisition in land environment. In this sense, when performing the seismic processing of the three acquisition lines, particular steps associated with each proposed environment were verified, such as attenuation of the bubble effect, attenuation of the ghost effect, short-period multiple attenuation, static correction and Rayleigh wave attenuation also known as Ground Roll. In addition, it was observed throughout the work that the characteristic noises of the shallow-water marine environment and the land environment are more complex to attenuate than those of the deep-water marine environment. Normally, this complexity was related to the superposition of the direct wave in the first reflections of the shallow-water seismic data, and the strong contamination of the Ground Roll in the land seismic data.

BELEM DA SILVA, Ursula. **Particular Characteristics of Seismic Data Processing in Marine and Land Environments**. Monography, Fluminense Federal University. Niterói, RJ, Brazil, p. 65. 2022.

**Keywords**: Debubble, Deghost, Predictive Deconvolution, Static Correction, Surface Waves.

# Lista de ilustrações

Figura 1 –	Os movimentos das partículas das ondas P, das ondas S, das ondas	
	Rayleigh e das ondas love, e suas classificações. Modificado de	
	Dondurur (2018)	17
Figura 2 –	Deslocamentos para onda P esférica (SHERIFF; GELDART, 1995)	19
Figura 3 –	Movimentação durante a passagem da onda S (SHERIFF; GELDART,	
	1995)	20
Figura 4 –	Movimentação durante a passagem da onda Rayleigh (SHERIFF;	
	GELDART, 1995)	21
Figura 5 –	Registro sísmico contaminado pelo o ground roll, Modificado de	
	Askari e Siahkoohi (2007)	22
Figura 6 –	As múltiplas podem ser classificadas a partir do comprimento do seu	
	período. a) No caso em que as reflexões múltiplas têm diferentes	
	tempos de chegada em relação as reflexões primárias que as geram,	
	elas são chamadas de múltiplas de longo período. Elas têm uma	
	aparência mais determinística. b) No caso em que as múltiplas	
	são geradas por estratificação de camadas finas, elas interferem	
	na chegada da reflexão primária, e são chamadas de múltiplas de	
	curto período. Elas têm um efeito mais estatístico: muitas múltiplas	
	internas constituirão um efeito de propagação efetivo através do	
	empilhamento de camadas finas, Modificado Verschuur (2013)	24
Figura 7 –	Ilustração esquemática dos principais efeitos da deconvolução em	
	uma <i>wavelet</i> simples no dominio da frequência (parte superior) e no	
	dominio do tempo (parte inferior). A deconvolução tenta ampliar o	
	espectro de amplitude e comprimir a <i>wavelet</i> , Modificado Dondurur	05
<b>F</b> ' <b>O</b>	(2018).	25
Figura 8 -	(A) Taxas de atenuação de amplitude da multipla para valores de <i>lag</i>	
	de predição e valores de comprimento do operador. (B) Um traço	
	sintetico com uma reflexao primaria (P) e sua multipla (M) usado	
	para a analise em (A). (C) A autocorrelação do traço sintetico em (B),	
	indicando que o periodo multiplo e a duração da <i>wavelet</i> são $100ms$	07
	$e_{28}ms$ , respectivamente (DONDURUR, 2018)	27

- Figura 9 Ilustração esquemática da formação do efeito de bolha a partir da fonte *Air guns*. (A) Um *Air guns* fornecendo uma descarrega súbita de ar na água, o qual resulta em uma bolha em expansão, que produz o sinal sísmico primário. (B) Um certo tempo depois, a bolha se comprime de forma repentina devido à pressão hidrostática ser maior do que a pressão interna da bolha, o que produz o primeiro ruído de bolha na assinatura. (C) Em seguida, a bolha se expande novamente por causa de sua pressão interna voltar a ser maior do que a pressão hidrostática, o que produz o segundo ruído de bolha na assinatura.
  (D) A expansão e compressão da bolha continuam até que ela se rompa na superfície do mar (DONDURUR, 2018).

28

# Figura 14 – (A) fluxo genérico marinho para lâmina d'água profunda , (B) fluxo genérico marinho de lâmina d'água rasa, e (C) fluxo genérico terrestre. As caixas em azul escuro indicam as etapas desafiadoras do processamento.

Figura 19 –	- (A) <i>shot gather</i> do dado sísmico de lâmina d'água rasa e (B) <i>shot gather</i> do dado sísmico de lâmina d'água profunda (Fonte: Autor).	43
Figura 20 – Figura 21 –	<ul> <li>- (A) Pulso com o efeito bolha; (B) pulso desejado (Fonte: Autor).</li> <li>- Na parte superior, apresenta a mesma seção do shot gather antes da atenuação da bolha (A) e após a atenuação (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondentes (Fonte: Autor).</li> </ul>	44 45
Figura 22 –	<ul> <li>Na parte superior está o espectro de amplitude do dado de entrada, antes da remoção do resíduo da bolha (A). No centro, observa-se o display interativo da transformada F-K (B), no qual vemos uma elipse vermelha indicando o local do resíduo da bolha. Na parte inferior está o espectro de amplitude após a remoção residual da bolha (C), indicando sua atenuação por uma elipse ciano (Eonte: Autor)</li> </ul>	46
Figura 23 –	- Comportamento de três traços antes do filtro do efeito bolha (A), depois da aplicação do filtro (B), e depois do filtro F-K (C). A elipse ciano indica a <i>wavelet</i> e a elipse amarela indica uma localidade que	10
Figura 24 –	<ul> <li>Na parte superior, apresenta a mesma seção empilhada antes da atenuação do efeito ghost (A) e depois da atenuação do efeito ghost</li> <li>(B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondetes</li> </ul>	
Figura 25 –	(Fonte: Autor)	48 49
Figura 26 –	- Na parte superior, apresenta o mesmo <i>shot gather</i> antes da atenuação do efeito <i>ghost</i> (A) e depois da atenuação do efeito <i>ghost</i> (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondetes (Fonte: Autor).	50
Figura 27 –	- Comportamento de três traços antes (A) e depois (B) da remoção do efeito <i>ahost</i> da fonte e do receptor (Fonte: Autor).	51
Figura 28 –	- Análise da autocorreção dos traços do <i>shot gather</i> 300 (A). Note os efeitos das reverberações, as quais são eventos horizontais e paralelos ao evento forte no tempo zero (Fonte: Autor).	52
Figura 29 –	Análise da autocorreção média dos traços do <i>shot</i> 300, o qual indica o comprimento da <i>wavelet</i> (W) e o períodos da múltipla (M) (Fonte: Autor).	53
Figura 30 –	Na parte superior, apresenta a mesma seção do <i>shot gather</i> 300 antes da deconvolução preditiva (A) e após a deconvolução preditiva (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondetes (Fonte: Autor).	54

Figura 31 – Análise da autocorreção dos traços do shot gather 300 antes (A) e	
depois (B) da deconvolução preditiva. Note os efeitos das	
reverberações em (A), as quais são eventos horizontais e paralelos	
ao evento forte no tempo zero (Fonte: Autor)	55
Figura 32 – Os resultados dos testes de velocidade no shot gather 15. As	
primeiras quebras ficaram horizontais a uma velocidade de refração	
de 2600 $m/s$ (Fonte: Autor)	56
Figura 33 – Linearização gráfica do tempo das primeiras quebras versus offset, o	
qual obteve uma velocidade de refração de 2593 $m/s$ (Fonte: Autor).	57
Figura 34 – Perfil de elevação (A) e a correção estática calculada (B) do shot	
gather (Fonte: Autor)	58
Figura 35 – Perfil de elevação (A) e a correção estática calculada (B) do receptor	
(Fonte: Autor).	58
Figura 36 – Tomografia de refração obtida com um modelo inicial de camadas	
plano-paralelas (CARBONESI, 2018).	59
Figura 37 – (A) Apresenta o dado antes da aplicação do filtro <i>low frequency array</i>	
(LFAF), (B) após aplicação do filtro e (C) é a diferença entre (A) e (B)	
(Fonte: Autor).	60
Figura 38 – (A) Dados sísmico marinho de água rasa exemplificando a filtragem	
da onda Scholte: (A) antes da aplicação do filtro low frequency array	
(LFAF); (B) após aplicação dos filtros. Em (C) temos a diferença entre	
(A) e (B) (Fonte: Autor).	61

# Sumário

1	INTRODUÇÃO	14
2	REVISÃO TEÓRICA	17
2.1	Ondas Sísmicas	17
2.1.1	Ondas de Corpo	18
2.1.2	Ondas de Superfície	21
2.2	Múltiplas	23
2.2.1	Classificação de Múltiplas	23
2.3		24
2.3.1	Deconvolução Preditiva	25
2.4	Efeito Bolha	27
2.5	Efeito Ghost	29
2.6	Estática	31
3	COMPARAÇÃO	33
4	METODOLOGIA	37
4.1	Aquisição Sísmica	37
4.1.1	Aquisição Marinha	37
4.1.2	Aquisição Terrestre	38
4.2	Processamento Sísmico	39
5	RESULTADOS E DISCUSSÕES	43
5.1	Remoção do Efeito Bolha	44
5.2	Remoção do Efeito Ghost	47
5.2.1	Lâmina D'água Rasa	47
5.2.2	Lâmina D'água Profunda	49
5.3	Atenuação de Múltipla	51
5.4	Correção Estática	55
5.5	Atenuação das Ondas Superficiais	59
5.5.1	Ground Roll	59
5.5.2	Onda Scholte	60
6	CONCLUSÃO	62
	REFERÊNCIAS	64

# 1 Introdução

O método sísmico apresentou grandes avanços após sua primeira publicação cientifica em 1982, onde conceitos acadêmicos se tornaram ferramentas práticas essenciais na área petrolífera (SHERIFF; GELDART, 1995). Esse método compreende o uso das ondas mecânicas geradas artificialmente para localizar hidrocarboneto, minério, energia geotérmica, reservatórios e água subterrânea. Além disso, a utilização do método sísmico vem crescendo na área da engenharia civil, especialmente para aferir a profundidade do embasamento em conexão com a construção de prédios, represas, estradas e pesquisas portuarias. Estas análises servem para determinar quando explosões são necessárias para cortes de estradas, e se existem riscos potenciais, como cavernas de calcário ou minas abandonadas embaixo dos locais de construção (SHERIFF; GELDART, 1995).

Normalmente, as empresas petrolíferas reúnem todo o acervo de dados disponíveis da superfície e da subsuperfície das suas áreas de interesse. Com isso, é realizado um estudo para verificar se há dados suficientes e de qualidade, que possam trazer uma análise confiável para os objetivos propostos (AMORIM et al., 2019). Nesse sentido, os dados geofísicos antigos representam um enorme patrimônio para toda comunidade científica, pois mesmo apresentando métodos de aquisição e utilização de técnicas antiquadas existe a possibilidade de aumentar a relação sinal-ruído. Essa melhoria está relacionada ao avanço tecnológico e ao desenvolvimento de aplicativos mais sofisticados para o processamento dos dados.

Duchesne, Brake e Brent (2011) reprocessaram os dados sísmicos de 1960 e de 1980 das Ilhas do Ártico Ocidental. A partir do novo fluxo de processamento foi possível aumentar significativamente tanto a relação sinal ruído quanto a coerência das reflexões. Diviacco et al. (2015) reprocessaram dados sísmicos offshore da Itália, os quais seriam muito difíceis de adquirir nos tempos atuais devido as restrições de licenças de exploração. Ao usar um novo fluxo de processamento sísmico nesses dados, foi possível melhorar a resolução vertical do imageamento. Cooper et al. (2017) reprocessaram os dados sísmicos da Bacia do Golfo de San Jorge na Argentina usando um fluxo de processamento sísmico personalizado, e conseguiram aumentar a qualidade do dado abaixo das áreas com rochas magmáticas intrusivas.

Diversos trabalhos mostram o avanço das técnicas e melhorias do imageamento sísmico. Porém, as principais diferenças entre fluxos de processamento sísmico

associados a ambientes distintos, evidenciando as características particulares entre eles, são difíceis de serem encontrados. Soma-se a isso, a falta de clareza em literaturas sobre as mudanças que ocorrem no fluxo do processamento sísmico a cada ambiente. Neste contexto, o objetivo desse trabalho é comparar as etapas fundamentais do processamento sísmico em ambientes marinho e terrestre, classificar as etapas particulares de cada ambiente e proporcionar as técnica de atenuação para cada etapa particular.

Nesse trabalho serão apresentados três tipos de dados sísmicos de reflexão 2D de ambientes distintos: marinho de lâmina d'água profunda, marinho de lâmina d'água rasa e terrestre de alta resolução. Os dados sísmicos marinhos foram obtidos com a Agência Nacional do Petróleo (ANP), no âmbito do Projeto Pelotas financiados pela Petrobras, na região da Bacia de Pelotas. O dado sísmico terrestre foi levantado na região de Volta Redonda pelo grupo de pesquisa GISIS da Univesidade Federal Fluminense em projeto de pesquisa financiado pela Petrobras em 2016.

Os registros sísmicos são constituídos por sinais desejáveis e indesejáveis (ruídos), onde o ruído pode ser definido por eventos ou amplitudes que não representam reflexões genuínas (DONDURUR, 2018). O processamento sísmico tem como objetivo remover os dados indesejáveis, no intuito de obter uma imagem sísmica final o mais próximo possível da real imagem da subsuperfície. Ao longo do processamento sísmico dos três dados verificou-se que alguns ruídos são específicos para cada ambiente, como o efeito bolha que é gerado pela fonte *Air-gun*, que é operada somente em ambientes marinhos, o qual teve-se que ser removido por duas técnicas, a filtragem realizada pela estimativa do *Far Field* e a filtragem F-K (frequência-número de onda). Além disso, percebeu-se que algumas técnicas de remoção são mais eficientes em um certo tipo de ambiente, como a remoção do efeito *ghost* em lâmina d'água profunda.

Ao comparar as dificuldades no processamento sísmico entre os três ambientes, o dado sísmico de ambiente marinho de lâmina d'água profunda foi o menos complicado, pois apresentou ótimas respostas em relação as técnicas utilizadas associadas com a teoria. Os dados sísmicos do ambiente marinho de lâmina d'água rasa e do ambiente terrestre foram bem mais complicados para processar, principalmente pela sobreposição da onda direta nas reflexões iniciais e a grande presença do ruído *Ground Roll*, respectivamente.

Nesse trabalho de conclusão de curso é apresentado um capítulo de comparação, onde três fluxogramas de processamento de dados sísmicos genéricos, dos ambientes marinho de lâmina d'água profunda e rasa, e terrestre são analisados e associados aos tipos de ruídos que ocorrem em cada ambiente. Também são analisadas as técnicas disponiveis para atenuação destes ruídos. Ademais, este trabalho apresenta a metodologia subdividida em aquisição e em processamento de dados sísmicos, e os resultados e discussões das características particulares de cada ambiente, da mesma forma associadas com as técnicas aplicadas para remoção dos respectivos ruídos. Vale salientar que o *software* comercial *Paradigm* da empresa Emerson foi utilizado para o processamento dos dados sísmicos.

# 2 Revisão Teórica

Neste capítulo serão retratados as teorias fundamentais que esclarecem alguns fenômenos físicos, os quais estão associados ao processamento de dados sísmicos de reflexão. Os fenômenos descritos foram baseados principalmente nos seguintes livros, o do Sheriff e Geldart (1995), o do Yilmaz (2001), o do Dondurur (2018) e do Verschuur (2013).

## 2.1 Ondas Sísmicas

O método sísmico é uma técnica de suma importância na área da geofísica, que é utilizada na exploração de petróleo, na exploração de água subterrânea e na engenharia civil. Esse método utiliza a propagação de ondas mecânicas. Elas podem se propagar em meios gasosos como ar, e em meios sólidos ou líquidos. As principais ondas geradas por uma fonte sísmica são as ondas de corpo e as ondas de superfície, que serão tratadas neste capítulo, e estão exemplificadas na Figura 1.



Figura 1 – Os movimentos das partículas das ondas P, das ondas S, das ondas Rayleigh e das ondas love, e suas classificações. Modificado de Dondurur (2018)

#### 2.1.1 Ondas de Corpo

Existem dois tipos de ondas de corpo, as ondas primárias (P) e as ondas secundárias (S), que propagam-se em subsuperfície. No intuito de decrever as características dessas ondas utilizou-se a Equação 2.1, que retrata a equação da onda elástica com uma solução do tipo  $\mathbf{u} = \nabla \Delta + \nabla \times \theta$ . As Equações 2.2 e 2.3 descrevem as ondas P e S, respectivamente, se propagando em um meio isotrópico homogêneo, através da variação dilatação ( $\Delta$ ), ou através da variação de uma, ou mais componentes de rotação ( $\theta$ ). Sendo  $\alpha$  a velocidade da onda P,  $\beta$  a velocidade da onda S e *t* o tempo de propagação (SHERIFF; GELDART, 1995).

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + 2\mu) \nabla (\nabla \cdot \mathbf{u}) - \nabla \times (\nabla \times \mathbf{u})$$
(2.1)

$$\nabla^2 \Delta = \frac{1}{\alpha^2} \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t^2}$$
(2.2)

$$\nabla^2 \theta = \frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta}{\partial t^2}$$
(2.3)

A onda P também é conhecida como dilatacional, longitudinal, irrotacional, compressional, mas normalmente é conhecida como primária devido ser o primeiro evento nos registros sismológicos de terremotos. Já a onda S é usualmente nomeada como secundária, porque normalmente é o segundo evento sismológico observado nestes registros. Ela pode ser também classificada como cisalhante, transversal, ou rotacional . As Equações 2.4 e 2.5 descrevem a velocidade da onda P ( $\alpha$ ) e a velocidade da onda S ( $\beta$ ), respectivamente, em função das propriedades elásticas. Sendo  $\mu$  o módulo de cisalhamento,  $\lambda$  a constante de Lamé e  $\rho$  é a densidade do meio (SHERIFF; GELDART, 1995).

$$\alpha = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} \tag{2.4}$$

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \tag{2.5}$$

A partir das Equações 2.4 e 2.5 pode-se inferir que as constantes elásticas são positivas e a velocidade da onda primária sempre será maior que a velocidade da onda

secundária. Além disso, para fluídos  $\mu$  é zero e com isso  $\beta$  também será zero, evidenciando a não propagação da onda S em meios fluidos. Assumindo a razão de  $\beta/\alpha$ , dada por  $\gamma$  na Equação 2.6, é possível observar que quando o coeficiente de Poison  $\sigma$  decresce de 0,5 para 0,  $\gamma$  aumenta de 0 para uma razão de  $1/\sqrt{2}$ . Consequentemente, a velocidade da onda S varia de 0% a 70% da velocidade da onda P (SHERIFF; GELDART, 1995).

$$\gamma^2 = \frac{\beta^2}{\alpha^2} = \frac{\mu}{\lambda + 2\mu} = \frac{\frac{1}{2} - \sigma}{1 - \sigma}, \text{ onde } \sigma = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$$
(2.6)

No intuito de visualizar melhor a propagação da onda P, a Figura 2 mostra ondas esféricas, que estão desenhadas em um intervalo de 1/4 do comprimento de onda, e exibem as direções médias de propagação da frente de ondas por setas. Com base nesta descrição, pode-se inferir que o meio está passando por uma compressão máxima em B, ou seja, dilatação ( $\Delta$ ) mínima. Já na frente de onda D a compressão é mínima, com isso a dilatação ( $\Delta$ ) é máxima. Ademais, ao imaginar um raio tão grande, que seja o suficiente, as frentes de onda se tornam praticamente superfícies planas. Com isso, a compressão e dilatação serão eventos perpendiculares à frente de propagação de onda, nos quais as partículas não apresentaram convergência ou divergência lateral em seu movimento (SHERIFF; GELDART, 1995).



Figura 2 – Deslocamentos para onda P esférica (SHERIFF; GELDART, 1995).

Para analisar o movimento de um meio durante a propagação da onda S, deve-se

considerar a Equação 2.7, onde a onda se propaga ao longo do eixo x com rotação  $\theta_z$  (x,t). O movimento da onda consiste somente do deslocamento v do meio em direção a y, onde v é uma função tanto de x quanto de t, porque v independente de y e z, ou seja, o movimento da onda S é em um plano perpendicular ao eixo x (SHERIFF; GELDART, 1995).

$$\frac{1}{\beta^2} \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial t^2} = \frac{\partial^2 \theta_z}{\partial x^2}, \text{ onde } \quad \theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} = \frac{\partial v}{\partial x}$$
(2.7)

A Figura 3 apresenta uma visualização dos deslocamentos do meio durante a propagação da onda S. A onda S chega no ponto P da Figura 3 causando uma rotação nas proximidades, ao redor do eixo Z'Z" (paralelo ao eixo z) através do ângulo  $\varepsilon$ . Já que trata-se de tensões infinitesimais, pode-se ignorar a curvatura dos deslocamentos e considerar que pontos P' e P" estão dispostos paralelamente ao eixo y em relação aos pontos Q' e Q". Desse modo, a onda viaja ao longo do eixo x, e o meio é deslocado transversalmente à direção da propagação da onda. Ademais, a rotação varia de ponto a ponto, e o meio está sujeito a variação de tensões cisalhantes à medida que a onda se propaga (SHERIFF; GELDART, 1995).



Figura 3 – Movimentação durante a passagem da onda S (SHERIFF; GELDART, 1995).

#### 2.1.2 Ondas de Superfície

As ondas de superfície são geradas pela interação das ondas P e S, associados as reflexões e as refrações em uma interface horizontal entre dois meios, onde um dos meios é sólido. Existem dois grupos classificatórios de ondas de superfície, as com deslocamento somente no plano vertical (onda *Rayleigth*, onda *Stoneley* e onda *Scholte*) e as com deslocamento somente no plano horizontal (onda *Love*). (IKELLE; AMUNDSEN, 2018).

A onda de superfície mais importante na área da sismologia do petróleo é a onda *Rayleigh* (R), e quando são componentes dominantes nos dados são conhecidas como *Ground roll* (IKELLE; AMUNDSEN, 2018). Essa onda viaja ao longo da superfície da Terra, com movimentos longitudinais e transversais combinados (através da interferência entre ondas P e S) com uma relação de fase definida, onde sua amplitude decresce exponencialmente com a profundidade. O movimento das partículas é confinado ao plano vertical que inclui a direção de propagação da onda, e assim durante a propagação a partícula segue um caminho elíptico. A tragetória desse caminho é nomeada como retrógrada, e é apresentada na Figura 4 (SHERIFF; GELDART, 1995).





A velocidade de propagação da onda *Rayleigh* depende das constantes elásticas próximas da superfície, e é menor que a velocidade da onda S ( $\beta$ ), exemplificando, quando  $\sigma = \frac{1}{4}$ , a velocidade da onda *Rayleigh* é 0,92 $\beta$ . A perda da amplitude com a profundidade está associada ao comprimento de onda, pois a constante elástica muda com a profundidade, e com isso a velocidade da onda R varia com o comprimento da onda, este fenômeno é conhecido como dispersão (SHERIFF; GELDART, 1995).

O ground roll é um tipo de ruído gerado pelas ondas *Rayleigh* que pode ser disperso por camadas sedimentares heterogeneas próximas à superfície. Trata-se de um ruído coerente que apresenta alta amplitude, baixa frequência e baixa velocidade (<  $1000 \ m \ s$ ). Esse tipo de ruído pode ser removido no campo de aquisição por um arranjo de receptores adequados, no entanto este procedimento aumenta a complexibilidade e o custo da aquisição sísmica (YILMAZ, 2001).

Há diversas técnicas que assumem que o sinal sísmico é estacionário no intuito de remover o ruído *ground roll* no processamento sísmico. Essas técnicas são a filtragem de frequência, a filtragem de velocidade e a filtragem F-K com base na Transformada de Fourier (ASKARI; SIAHKOOHI, 2007). Além disso, existem diversos estudos sobre outras técnicas para remover esse ruído, pois sua remoção é de grande importância, uma vez que contamina fortemente os registros sísmicos nas distâncias entre fonte-receptor pequena (*offsets* curtos), como apresentado na Figura 5. Em casos extremos, sendo inviável a remoção do ruído *ground roll*, é utilizado um silenciamento nas partes contaminadas (*inside mute*).



Figura 5 – Registro sísmico contaminado pelo o *ground roll*, Modificado de Askari e Siahkoohi (2007).

A onda *Love* é um outro tipo de onda de superfície, o qual é gerada por uma camada de superfície que sobrepõe a um semi-espaço (*half-pace*). Esta onda

apresenta um movimento transversal paralelo à interface superfície/ar, ela apresenta uma velocidade intermediária entre a velocidade de propagação da onda S gerada em superfície e a velocidade das camadas mais profundas. As fontes sísmicas controladas não produzem ondas *Love*, em consequência as mesmas não tem importância na exploração sísmica (SHERIFF; GELDART, 1995).

## 2.2 Múltiplas

As múltiplas são eventos que ocorrem nos dados sísmicos quando a propagação da onda sísmica reflete mais de uma vez ao longo do mesmo caminho de raio. Isso ocorre nos levantamentos marinho e terrestre, no entanto é mais habitual em levantamento marinho devido ao grande contraste de impedância presente na interface entre a coluna d'água e o fundo do mar (DONDURUR, 2018).

As múltiplas são consideradas um dos ruídos mais sérios nos dados sísmicos, pois geralmente ocorrem na mesma banda de frequência da reflexão primária e seu tempo de chegada em geral coincide com o tempo de outras reflexões primárias. A partir disso, pode haver uma má interpretação das reflexões primárias, tanto na análise de velocidade, como no mapeamento geológico. Além disso, ela é capaz de afetar a amplitude do dado sísmico de forma construtiva e destrutiva. Em suma, a remoção das reflexões múltiplas é uma etapa crucial no processamento sísmico (DONDURUR, 2018).

#### 2.2.1 Classificação de Múltiplas

Existem diversas formas para classificar as reflexões múltiplas. A partir disso, será retratada somente a classificação que relaciona o tipo de múltipla com o comprimento da *wavelet*. As múltiplas que apresentam um período maior do que a *wavelet*, são chamadas de múltiplas de longo período, conforme ilustrado na Figura 6a. Seus eventos podem ser decompostos em raios primários, os quais possuem tempo de propagação de ida e volta da onda que podem ser observados em diferentes chegadas no dado sísmico. Elas têm um comportamento mais determinístico. As múltiplas que apresentam um período menor do que a *wavelet*, são conhecidas como múltiplas de curto período. Elas não podem ser observadas como eventos separados das primárias que as geram, estão relacionadas a camadas finas como exposto na Figura 6b, e têm um efeito estatístico (VERSCHUUR, 2013).



Figura 6 – As múltiplas podem ser classificadas a partir do comprimento do seu período. a) No caso em que as reflexões múltiplas têm diferentes tempos de chegada em relação as reflexões primárias que as geram, elas são chamadas de múltiplas de longo período. Elas têm uma aparência mais determinística. b) No caso em que as múltiplas são geradas por estratificação de camadas finas, elas interferem na chegada da reflexão primária, e são chamadas de múltiplas de curto período. Elas têm um efeito mais estatístico: muitas múltiplas internas constituirão um efeito de propagação efetivo através do empilhamento de camadas finas, Modificado Verschuur (2013).

Nesse trabalho serão analisadas somente múltiplas de curto período, as quais são designadas normalmente como *peg-legs*. Essas *peg-legs* são eventos que refletem em uma interface fortemente reflexiva, como as reflexões com o fundo do mar em lâminas d'água rasa. Com isso, uma interface fantasma será incorporada no dado sísmico imitando um refletor real, assim gerando refletores fantasmas em um período quase constante após cada reflexão primária (DONDURUR, 2018).

## 2.3 Deconvolução

A técnica de deconvolução está associada ao processo inverso da convolução. Na teoria do modelo convolucional simples que pode ser expresso pela Equação 2.8, onde o traço sísmico s(t) é constituído pela assinatura da fonte w(t), pela série de refletividade r(t) e pelo ruído aleatório n(t). A deconvolução tenta remover o sinal da fonte do traço sísmico. Essa técnica é utilizada no processamento sísmico para melhorar a resolução vertical dos dados, uma vez que é preferível trabalhar com um amplo espectro de amplitude, incluindo frequências baixas e altas (DONDURUR, 2018).

$$s(t) = w(t) * r(t) + n(t)$$
 (2.8)

Além disso, a deconvolução tem diversos efeitos significativos nos dados sísmicos, conforme mostrado na Figura 7, que estão principalmente associados ao

ampliamento do espectro de amplitude e a diminuição do tempo de duração da *wavelet*. Em condições ideais, ela melhora a resolução temporal (vertical), remove ou comprime a *wavelet*, remove o caráter circular das reflexões, elimina reflexões múltiplas e clareia o espectro de amplitude para obter dados de banda larga (DONDURUR, 2018).



Figura 7 – Ilustração esquemática dos principais efeitos da deconvolução em uma wavelet simples no domínio da frequência (parte superior) e no domínio do tempo (parte inferior). A deconvolução tenta ampliar o espectro de amplitude e comprimir a wavelet, Modificado Dondurur (2018).

#### 2.3.1 Deconvolução Preditiva

A deconvolução preditiva é indicada para a remoção de múltiplas de curto período, principalmente em dados marinhos de lâmina d'água rasa. No entanto, usa-se também essa técnica para ganhos de resolução vertical, que estão associados ao *lag* de predição próximo ao valor da taxa de amostragem do dado sísmico. Para a utilização de tal técnica é essencial observar os seguintes tópicos (DONDURUR, 2018):

- (i) A remoção de ruídos aleatórios e coerentes dos dados antes da deconvolução.
- (ii) O dado sísmico deverá estar em fase mínima.
- (iii) O entendimento do comprimento do operador (n) e do *lag* de predição  $(\alpha)$ .

O comprimento do operador e o *lag* de predição podem ser estimados a partir da análise de autocorrelação, assumindo uma deconvolução estatística. Essa análise utiliza a obtenção de grau de semelhança de uma série temporal com ela mesma, o que proporciona o conhecimento das componentes periódicas incorporados aos dados. Sua expressão matemática pode ser descrita pela Equação 2.9, onde  $\tau$  é o tempo de atraso, x(t) é uma função analítica defasada por uma quantidade de  $\tau$ , multiplicado por x(t), e a soma é via integração. Vale salientar que a função autocorrelação é par, e quando o tempo de atraso for zero ela será de valor máximo e corresponderá à energia total da função de entrada. Além de disso, essa análise pode ser usada como controle de qualidade do resultado da deconvolução (DONDURUR, 2018).

$$R_{xx} = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)x(t+\tau) dt$$
(2.9)

A partir disso, Dondurur (2018) realizou um experimento com um traço sintético que contêm uma reflexão primária e sua múltipla para comprovar tal argumento (Figura 8B). Na Figura 8 é apresentado o experimento realizado, onde verifica-se a eficiência da atenuação de amplitude da múltipla para valores de *lag* de predição e de comprimentos de operadores (Figura 8A). Desse modo, foi possível identificar que a atenuação da múltipla é máxima quando o *lag* de predição é de 100ms, que coincide exatamente com o período da múltipla identificado na autocorrelação (Figura 8C), independentemente do valor atribuído ao comprimento do operador. No entanto, quando o *lag* de predição for pequeno a queda de amplitude da atenuação múltipla decai ligeiramente quanto maior for o comprimento do operador. Com isso, o comprimento do operador indicado como o mais adequado foi o de 28ms, que condiz com o comprimento da *wavelet* na autocorrelação (Figura 8C). Vale salientar que assumindo um *lag* de predição maior que o período da múltipla, a atenuação da múltipla simplesmente falha para qualquer valor de comprimento de operador (Figura 8A).



Figura 8 – (A) Taxas de atenuação de amplitude da múltipla para valores de *lag* de predição e valores de comprimento do operador. (B) Um traço sintético com uma reflexão primária (P) e sua múltipla (M) usado para a análise em (A). (C) A autocorrelação do traço sintético em (B), indicando que o período múltiplo e a duração da *wavelet* são 100ms e 28ms, respectivamente (DONDURUR, 2018).

#### 2.4 Efeito Bolha

A fonte normalmente utilizada em aquisição sísmica marinha é o *Air gun*, que produz um sinal sísmico através de uma descarga de ar comprimido na água. Sua maior desvantagem está associada ao ruído gerado pelo efeito da bolha, que pode ser atenuado durante a aquisição por um arranjo de *Air gun* de diferentes intensidades ou durante o processamento, através da deconvolução da assinatura da fonte (DONDURUR, 2018).

Quando ar comprimido é liberado na coluna d'água, tende a se expandir e comprimir de forma consecutiva, assim gerando alterações na assinatura da fonte sísmica. Esse fenômeno é conhecido como efeito bolha. O acionamento do *Air guns* descarrega subitamente o ar comprimido de sua câmara para a água, isso gera a propagação de onda desejável, que resulta no sinal sísmico apresentado na Figura 9A. No início, a pressão interna da bolha é maior que a pressão hidrostática, assim iniciando imediatamente sua expansão. Em certo momento durante a expansão, a pressão interna da bolha se torna menor do que a pressão hidrostática, atingindo seu tamanho máximo. Após isso, a bolha começa a se comprimir, gerando um sinal sísmico secundário na água. Este é o primeiro efeito da bolha no sinal sísmico apresentado na Figura 9B. Este ruído apresenta uma polaridade invertida em relação

ao sinal primário, pois ocorre no momento de compressão da bolha. A bolha nesse momento atinge seu tamanho mínimo, e inicia-se novamente sua expansão, visto que sua pressão interna excede a pressão hidrostática. A partir disso, gera-se outro sinal sísmico apresentado na Figura 9C, mas com a mesma polaridade do sinal primário, pois foi gerado no momento de expansão. Esse ciclo se repete diversas vezes até que as perdas por atrito reduzam a oscilação da bolha ou que ela se rompa ao atingir a superfície do mar. Além disso, as amplitudes das sucessivas bolhas diminuem em relação a amplitude do sinal primário (DONDURUR, 2018).



Figura 9 – Ilustração esquemática da formação do efeito de bolha a partir da fonte Air guns. (A) Um Air guns fornecendo uma descarrega súbita de ar na água, o qual resulta em uma bolha em expansão, que produz o sinal sísmico primário. (B) Um certo tempo depois, a bolha se comprime de forma repentina devido à pressão hidrostática ser maior do que a pressão interna da bolha, o que produz o primeiro ruído de bolha na assinatura. (C) Em seguida, a bolha se expande novamente por causa de sua pressão interna voltar a ser maior do que a pressão hidrostática, o que produz o segundo ruído de bolha na assinatura. (D) A expansão e compressão da bolha continuam até que ela se rompa na superfície do mar (DONDURUR, 2018).

Além disso, no espectro de amplitude, principalmente na prática, o efeito do pulso da bolha cria picos de baixa frequência, normalmente entre 8Hz e 10Hz. Em um arranjo harmônico, estes picos podem se estender até pelo menos 30Hz (SARGENT; HOBBS; GROCKE, 2011). Na Figura 10 é mostrado um exemplo teórico onde o espectro de amplitude apresenta várias oscilações nas baixas frequências de 4Hz - 50Hz, evidenciando os picos característicos do efeito bolha (DONDURUR, 2018).



Figura 10 – Espectro de amplitude característico de um *Air gun* na profundidade de 6m, Modificado Dondurur (2018).

## 2.5 Efeito Ghost

O pulso emitido pelas fontes sísmicas é refletido nas superfícies livres associadas (água-ar no mar, solo-ar na terra). Adicionalmente, no mar, o sinal refletido em subsuperfície, é novamente refletido na superfície livre água-ar antes de chegar ao cabo de receptores, que está posicionado a uma certa profundidade. Estes ruídos, conhecidos como efeito *ghost*, são pulsos atrasados de polaridade inversa (*ghost* de fonte; *ghost* de receptor), ou mesma polaridade (*ghost* de fonte e receptor) convolvidos com o pulso sísmico original. Nessa situação, tem-se uma assinatura de fonte, que consiste na combinação do sinal primário com a interferência do efeito *ghost*. Analisando cada evento da Figura 11, pode-se verificar o comportamento do sinal primário com a convolução dos ruídos do efeito *ghost* (DONDURUR, 2018).

O tempo de atraso entre o sinal da reflexão primária e da reflexão ghost da fonte, exemplificada na Figura 12A, é de  $\Delta t = 2h/V_w$ . Sendo,  $V_w$  a velocidade da água e ha profundidade da fonte. Esse atraso de tempo normalmente é muito pequeno. As reflexões *ghost* provocam interferências construtivas e destrutivas, assim restringindo significativamente a banda de frequência dos dados sísmicos. Esse efeito de restrição, resulta em *notches* periódicos no espectro de amplitude, que prejudica a resolução dos dados. A frequência do primeiro *notch* no espectro pode ser identificada pela Equação 2.10. Este *notch* está associado com a profundidade da fonte ou do cabo de receptores (*h*) e com a velocidade de propagação na água (*V*). Tem-se como exemplo a Figura



Figura 11 – Ilustração esquemática de quatro sinais diferentes na parte superior, obtidos pelo um único disparo e seus caminhos de raios na parte inferior. (A) Uma única reflexão sem ghost, (B) sinal de reflexão com ghost da fonte, (C) sinal de reflexão com ghost do receptor e (D) sinal de reflexão com ghost da fonte e do receptor. Quando a fonte e o notch do ghost são incorporados, o sinal de reflexão gravado torna-se uma wavelet Ricker (DONDURUR, 2018).

12B, o primeiro *notch* apresenta uma frequência de 150Hz para uma profundidade de fonte de 5m (DONDURUR, 2018).



Figura 12 – (A) A reflexão *ghost* apresenta polaridade oposta ao sinal primário com um atraso de 
$$\Delta t = 2h/V_w$$
. (B) A interferência *ghost* causa *notches* periódicos no espectro de amplitude do dado, que aparecem em certas frequências, Modificado Dondurur (2018).

Além disso, pode-se obter de forma calculada o tempo de chegada do ghost da fonte e do receptor, assumindo uma topologia do fundo do mar plana e um traçado de raio direto, a partir da Equação 2.11. Sendo, V a velocidade de propagação na água,

(2.10)

*S* a profundidade da fonte, *R* a profundidade do receptor, *H* a espessura da lâmina d'água, e *G* o offset. Por definição  $H_1 = H - S$  e  $H_2 = H - R$  (LEE; HART; AGENA, 2001).

$$T_{rs} = \frac{2\sqrt{S^2 + X_1^2} + 2\sqrt{R^2 + X_2^2} + \sqrt{H_1^2 + X_3^2}\sqrt{H_2^2 + X_4^2}}{V}$$
(2.11)

Onde,

$$X_{1} = \frac{SG}{2S + 2R + H_{1} + H_{2}}$$

$$X_{2} = \frac{RG}{2S + 2R + H_{1} + H_{2}}$$

$$X_{3} = \frac{H_{1}G}{2S + 2R + H_{1} + H_{2}}$$

$$X_{4} = \frac{H_{2}G}{2S + 2R + H_{1} + H_{2}}$$
(2.12)

A partir disso, assumindo S = 0 e R = 0 na Equação 2.11 tem-se o tempo de trânsito da reflexão primária. Já para obter o tempo do *ghost* da fonte e do receptor, assume-se R = 0 e S = 0, respectivamente (LEE; HART; AGENA, 2001).

## 2.6 Estática

Os dados terrestres apresentam distorções nos tempos de trânsitos das ondas sísmicas, principalmente em offsets mais longos. Esse fator está relacionado com uma camada intemperizada de baixa velocidade, que geralmente está associada a sedimentos aerados sobre o lençol freático ou a sedimentos não consolidados e recentes acima de um substrato de rocha consolidada (MARSDEN, 1993). Além disso, a diferença da elevação topográfica também tem influência nos tempos de trânsito das reflexões, ou seja, existem duas possibilidades para tais distorções: (i) variação da zona de baixa velocidade; (ii) variação topográfica. As duas situações são conhecidas como problemas de estática, as quais distorcem o tempo de trânsito e geram atrasos nas reflexões. A Figura 13 apresenta essas duas situações: no lado direito o comportamento da reflexão na seção zero offset e no lado esquerdo o modelo geológico associado indicando o refletor ideal.



Figura 13 – Efeitos de estática da topografia e da zona de intemperismo em um refletor horizontal (AMORIM; SANTOS, 2007).

A correção estática é uma etapa de suma importância no processamento sísmico de dados terrestres, pois resulta em dados mais confiáveis, aumentando não só a qualidade do dado, mas também a do imageamento. Com isso, pode-se concluir que sem correções adequadas a resolução da sísmica pode ser comprometida, tanto no domínio temporal quanto no espacial. Os efeitos de estática podem causar falseamento estruturais, que dificultam o trabalho do intérprete (MARSDEN, 1993). Yilmaz (2001) cita diversas técnicas para a correção estática com ondas refratadas, que estão associadas a velocidade da onda refratada e da onda direta.

# 3 Comparação

Neste capítulo será apresentada a comparação do processamento de dados sísmicos em três ambientes: marinho de lâmina d'água profunda, marinho de lâmina d'água rasa e terrestre. A Figura 14 expõe três fluxos básicos referentes a esses ambientes A, B e C, respectivamente. Além disso, evidencia-se as 5 etapas que serão o foco do trabalho, também indicadas na Figura 14, com a cor azul escuro.



Figura 14 – (A) fluxo genérico marinho para lâmina d'água profunda , (B) fluxo genérico marinho de lâmina d'água rasa, e (C) fluxo genérico terrestre. As caixas em azul escuro indicam as etapas desafiadoras do processamento.

A etapa de atenuação de ruídos (*Denoise*), que é comumente executada nos três tipos de ambiente apresentados, lida com ruídos gerados por fontes ambientais ou instrumentais, com objetivo de aumentar a relação sinal/ruído. As técnicas empregadas, normalmente, são a de filtragens de frequências, dos tipos corta baixa (*low cut*), corta alta (*high cut*) e passa banda (*band pass*). Ademais, a técnica de atenuação de picos de alta energia de curta duração (*spike*) também é aplicável. Vale salientar que as técnicas podem variar conforme a origem do ruído.

A correção estática (*static correction*) é uma característica particular do fluxo terrestre (C) que está concatenada à variação da topografia e das características da Zona de Intemperismo de baixa velocidade, que afetam diretamente o tempo de

propagação da onda refletida. Técnicas de análise das primeiras quebras do sinal e de tomografia de refração são aplicáveis para a correção estática. A correção estática em ambientes marinhos tem outra finalidade, como a correção da variação de maré e a correção da variação da curvatura do *streamer*, que não são classificados como um desafio devido sua aplicação direta. Já no ambiente terrestre a reparação dos erros estáticos é importante e imprescindível para continuar o processamento, pois sem esta correção os dados apresentaram atrasos no tempo, hipérboles distorcidas e presença de ruídos.

A etapa de atenuação do efeito bolha (*Debubble*) é uma característica particular dos ambientes marinhos. Entretanto, quando não há registro do *far field*, torna-se complexo a criação do filtro inverso para atenuação do efeito bolha em dado sísmico de ambiente marinho de lâmina d'água rasa com sobreposição da onda direta nas primeiras reflexões. Dessa maneira, é mais confiável a criação do filtro inverso em dado sísmico de ambiente marinho de lâmina d'água profunda, pois precisa-se estimar o *far field* a partir da reflexão do fundo marinho. No ambiente terrestre, não há geração de bolhas, pois usa-se um outro tipo de fonte, cuja emissão do sinal é completamente distinto.

O efeito *ghost* é um ruído típico do ambiente marinho, o qual restringe significativamente a banda de frequência do dado sísmico. A remoção do efeito *ghost* comumente chamada pela indústria como *Deghost*, pode recuperar a banda de frequência perdida, sendo considerada uma etapa muito importante no processamento sísmico para melhorar a resolução temporal do dado. Vale ressaltar que o efeito *ghost* pode aparecer em dado sísmico de ambiente terrestre, pois com fontes sísmicas enterradas existe um potencial gerador do efeito *ghost* de fonte. No entanto, esse ruído apresenta pouca energia ao comparar a do ambiente marinho, pois o ambiente terrestre apresenta uma refletividade de superfície diferente, como a topografia altamente variável, e uma camada superficial de solo que atenua a amplitude das reflexões do efeito *ghost*. (MONK, 2020).

No fluxo de processamento do ambiente de lâmina d'água rasa apresenta outra característica particular: a atenuação de múltiplas de curto período a partir da deconvolução preditiva. Essa técnica apresenta desafios, como inferir o comprimento da *wavelet* e do *lag* de predição. Quanto mais precisa for essa análise, melhor será o resultado. Todavia, se a múltipla no dado sísmico for de longo período e a reflexão do fundo do mar não estiver comprometida pela sobreposição da onda direta, pode-se aplicar técnicas mais avançadas, como a *surface related multiple attenuation* (SRMA) (VERSCHUUR, 2013). Além dessa técnica temos também a Transformada Radon Parabólica (TRP), que da mesma forma pode ser eficaz para atenuar múltiplas de

*offsets* longos. Cabe ressaltar que a deconvolução preditiva, além de poder atenuar múltiplas de curto período, também pode ter a finalidade de obter ganho de resolução vertical, em função do *lag* de predição. Nesse sentido, a deconvolução preditiva pode ser aplicada em qualquer ambiente.

O *Ground Roll* é um ruído característico do ambiente terrestre, por estar associado à onda de superfície do tipo *Rayleigh*. Esse ruído tem características como baixa velocidade (100m/s - 1000m/s), baixa frequência, em torno de 10Hz, e amplitude alta. Dessa forma, ocorrem sobreposições de informações, que afetam o dado sísmico drasticamente. Algumas possibilidades de atenuação desse ruído estão no domínio F-K (frequência - número de onda), pois nesse domínio o *Ground Roll* (GR) tem caráter linear distinto dos eventos de reflexão. Por exemplo, o filtro *Low Frequency Array* (LFAF) é projetado no domínio F-K especificando uma faixa de frequências < 25Hz e uma velocidade. O mute interno também é uma possibilidade para atenuar o GR, no entanto é uma medida de último caso. Em ambientes marinhos, ocorre a onda Scholte, interface água-sólido, cuja sua amplitude varia com a composição geológica e a aproximidade da fonte com o fundo do mar. As ondas scholte apresentam propriedades similares ao GR, portanto muitas técnicas para sua atenuação podem ser transferidas da sísmica do ambiente terrestre para a sísmica do ambiente marinho e vice-versa (KUGLER et al., 2005).

No ambiente terrestre, é muito importante o aumento da resolução temporal. Para esse objetivo pode-se usar a deconvolução *spinking*, a deconvolução com consistência em superfície (*surface consistent deconvolution*), ou a deconvolução preditiva citada anteriormente. No entanto, a técnica de *surface consistent deconvolution* é mais utilizada por considerar a convolução da fonte, do receptor, da série de refletividade e do *offset*. Uma vantagem desse método é a estabilidade e eficácia em dados com baixa qualidade e baixa relação sinal-ruído (DONDURUR, 2018). Embora esse método seja normalmente utilizado em processamento sísmico terrestre, pode ser logicamente plausível a aplicação da *surface consistent deconvolution* em ambiente marinho apenas para corrigir a instabilidade da fonte, pois o mau acoplamento do receptor e o efeito da camada de intemperismo superficial não são registrados. Com isso, considera-se a repetibilidade da fonte ou a estabilidade do seu sinal mais importante a ser corrigido no ambiente marinho (DONDURUR, 2018). Vale salientar que a aplicação da deconvolução para ganhos na resolução temporal depende diretamente do dado, pois as vezes esta técnica pode reforçar ruídos aleatórios.

A etapa da deconvolução de fase zero é realizada em todos os ambientes, no entanto depende-se do dado sísmico para escolher a técnica adequada. Por exemplo, o *software* Paradigm apresenta dois tipos de técnicas: na primeira o usuário precisa

estimar a *wavelet* para a criação do filtro; na segunda não é necessária esta estimativa, e o usuário projeta e cria o filtro de modelagem *wavelet*, sem a suposição da *wavelet* de origem. Com isso, a primeira técnica que utiliza a estimativa da *wavelet* não seria adequada em dados sísmicos de ambiente marinho de lâmina d'água rasa, por conta da sobreposição da onda direta na reflexão do fundo do mar. Vale ressaltar que testes foram realizados para validar a melhor técnica, indicando que a técnica que não estima a *wavelet* foi mais adequada para dado sísmico de lâmina d'água rasa. Para o dado de lâmina d'água profunda foi mais adequado a técnica que estima a *wavelet* a partir da reflexão do fundo do mar.

A análise de velocidade é uma etapa de suma impotância para todos os dados sísmicos, idependentemente do ambiente. Para obter boas velocidades é essencial realizar de forma adequada as etapas anteriores, citadas em cada fluxo de processamento da Figura 14.

A migração é realizada em todos os dados sísmicos, seja de dado sísmico marinho ou terrestre. Essa etapa tem como objetivo melhorar a resolução espacial do dado sísmico, assim obtendo uma imagem verdadeira da subsuperfície (DONDURUR, 2018). Existem diversos tipos de migração, cada uma apresenta sua abordagem e suas restrições. Por exemplo, a migração Kirchhoff apresenta bons resultados mesmo assumindo mergulho estrutural de 90 graus, mas têm restrições em relação a grandes variações laterais de velocidade (DONDURUR, 2018).

# 4 Metodologia

Esse capítulo apresentará aspectos metodológicos de aquisição e processamento de dados sísmicos ilustrando dois tipos de ambientes, o marinho e o terrestre. Essa metodologia tem como objetivo definir os passos para a comparação das características particulares de cada fluxo, conforme destacado no capítulo 3.

## 4.1 Aquisição Sísmica

Embora não sejam aprofundados os conceitos de aquisição sísmica nessa seção, serão retratados dois tipos de levantamento sísmico 2D de reflexão, o marinho e o terrestre de alta resolução. A partir desses levantamentos, foi possível obter os dados da Tabela 1, os quais serão utilizados no processamento sísmico.

Parâmetros	Marinho de Lâmina D Água Profunda	Marinho de Lâmina D Água Rasa	Terrestre de Alta Resolução
Localização	Bacia de Pelotas	Bacia de Pelotas	Volta Redonda
Fonte	Air-gun	Air-gun	PEG-40 kg RTClark
Intervalo de Tiro	40 m	50m	8 m
Receptor	Streamer: 4000 m compr.	Streamer: 2400 m compr.	Geofone: 4,5 Hz vertical
	100 canais	48 canais	RTClark - 72 canais
Intervalo de Receptor	40m	50 m	8 m
Offset Mínimo	342 m	300 m	4 m
Taxa de Amostragem	2 ms	4 ms	0,5 ms
Comprimento do Registro	0 10000ms	6000 ms	2900 ms
Intervalo de CDP*	20 m	25 m	4 m
Comprimento da Linha	81490,1107 m	172662,5436 m	2488 m

\*Common Depth Point

Tabela 1 – Parâmetros de aquisição de cada levantamento sísmico.

#### 4.1.1 Aquisição Marinha

Os levantamentos sísmicos marinhos na Bacia de Pelotas, foram realizados em 1990 (lâmina d'água profunda), e em 1969 (lâmina d'água rasa). As duas linhas foram levantadas a partir de arranjos 2D, com uma configuração de reboque de cabos

conforme o esquema ilustrado na Figura 15, em que um navio reboca a fonte sísmica acústica (conjunto de *air guns*) e um longo *streamer*, que fica a alguns metros abaixo da superfície. Em um certo intervalo de tempo, a fonte acústica é acionada e um pulso propaga-se em subsuperfície. Com isso, a energia propagada é parcialmente refletida nas interfaces de impedâncias acústicas diferentes, e é recebida por sensores (hidrofones) dentro do cabo *streamer*. Os dados obtidos fornecem o tempo de chegada e a amplitude das ondas refletidas (ELBOTH, 2010). A partir dessa aquisição foi possível obter os dados descritos na Tabela 1, referentes aos dois levantamentos marinhos, o de lâmina d'água profunda e o de lâmina d'água rasa. Uma descrição detalhada dos dados obtidos consta nos relatórios do observador, que foram realizados pela empresa *Western Geophysical* nestas duas aquisições sísmicas.



Figura 15 - Representação artística de um levantamento sísmico marinho 2D (Fonte: Autor).

#### 4.1.2 Aquisição Terrestre

O levantamento sísmico terrestre foi realizado em novembro de 2017 em Volta Redonda. Trata-se de uma aquisição de reflexão de alta resolução 2D, que foi realizada pelo Grupo de Inversão e Imageamento Sísmico (GISIS) da Universidade Federal Fluminense (UFF). A configuração da aquisição, que está indicada na Figura 16, consiste de uma fonte acústica mecânica, tipo "martelo", onde um peso acelerado colide com uma placa metálica em superfície, assim gerando uma frente de onda. Os registros são obtidos a partir de um arranjo de geofones em superfície conectados a 4 sismógrafos, totalizando 72 canais ativos. A fonte sísmica é conectada a uma

caminhonete como o objetivo de facilitar a locomoção. Em cada ponto de tiro a fonte é acionada entre 2 conjuntos de receptores sucessivamente, de forma equidistante. Com isso, a energia propagada é parcialmente refletida nas interfaces de impedância acústicas diferentes e é recebida pelos sensores (geofones). De maneira análoga ao levantamento marinho, os dados obtidos fornecem o tempo de chegada e a amplitude das ondas refletidas. A partir desse levantamento, foi possível obter os dados indicados na Tabela 1.



Figura 16 – Representação artística de um levantamento sísmico terrestre de reflexão de alta resolução 2D (Fonte: Autor).

## 4.2 Processamento Sísmico

No processamento sísmico, usou-se dois tipos de ensaios sísmicos distintos, a sísmica de reflexão de alta resolução em ambiente terrestre, e a sísmica de reflexão convencional em ambiente marinho. Esses ensaios associados a ambientes distintos apresentaram fluxogramas de processamento distintos. Soma-se a isso, para os dados marinhos a profundidade da d'água, rasa ou profunda, também alterou o fluxograma.

O aprendizado do *software Paradigm* da empresa Emerson foi essencial para a realização do processamento. Durante este aprendizado, foram realizados diversos testes nas linhas até a definição dos fluxogramas apresentados na Figura 14. Após os fluxogramas serem definidos, verificou-se as etapas de características particulares

de cada fluxo, e apartir disso foram definidas as técnicas de filtragem de cada ruído particular.

No pré-processamento, deu-se a entrada dos dados sísmicos em formato *SEGY*, já com a geometria gravada. Em seguida foi realizada a edição de traços, que é uma etapa muito trabalhosa, na qual é realizada a remoção de traços, ou mesmo de registros inteiros, com problemas de gravação, ou com problemas de ruídos irreparáveis. Essa etapa é de suma importância para todos os fluxos, independente do ambiente de aquisição.

Durante o processamento sísmico foram observadas as particularidades das etapas para cada ambiente, conforme descrito a seguir:

- Os dados sísmicos do ambiente marinho de lâmina d'água profunda e rasa apresentam o efeito bolha, ruído gerado pela fonte *Air gun*. No entanto, a aplicação da técnica de filtragem para atenuação desse ruído em dado sísmico de lâmina d'água rasa foi inviável devido a sobreposição da onda direta na reflexão do fundo do mar, que é usada para estimativa da assinatura da fonte sísmica (*wavelet*). Atualmente, a filtragem para atenuação do efeito bolha (*debubble*) é realizada com o *Far Field*, registro adquirido em aquisição. Entretanto, os dois dados marinhos são antigos e não apresentaram esse registro, assim indicando a utilização do fluxo de trabalho do *software Paradigm*, ilustrado na Figura 17. Neste fluxo estima-se a assinatura da fonte através da reflexão do fundo do mar. Este procedimento foi realizado somente no dado sísmico marinho de lâmina d'água profunda, porque neste caso a reflexão do fundo do mar não está contaminada pela a onda direta. Após a definição da *wavelet*, foi definido o filtro para a atenuação do efeito bolha no dado sísmico.
- Os dados sísmicos do ambiente marinho de lâmina d'água profunda e de lâmina d'água rasa, apresentam outra particularidade, relacionada com a atenuação das reverberações conhecidas como efeito *ghost*. No *software* de processamento foi utilizado o aplicativo GHOSTX, que é indicado para a remoção do efeito *ghost* da fonte e do receptor de dados sísmicos convencionais com *streamer* rebocado. Para sua aplicação foi preciso definir a profundidade da fonte, a profundidade do *streamer* e a velocidade de propagação na água (1500m/s).
- Em dados sísmicos de ambiente marinho de lâmina d'água rasa, temos a particularidade da atenuação de múltiplas de curto período com a deconvolução preditiva. Neste processo os parâmetros são definidos a partir da autocorrelação média dos traços de um registro. Foram estimados o comprimento da *wavelet*, e



Figura 17 – Fluxo de trabalho para realização da filtragem de atenuação do efeito bolha (Fonte: Autor).

o período da múltipla a ser atenuada, conforme a teoria discutida por Dondurur (2018). A partir disso, usou-se o aplicativo DECONA, que estima e aplica o filtro de deconvolução a cada traço sísmico, com as sequintes opções: deconvolução *spike* variante no tempo, deconvolução preditiva ou deconvolução passa-banda. Para utilizar a deconvolução preditiva, foi essencial definir o operador, o *lag* de predição (*GAP*) e a janela de aplicação.

 O ambiente terrestre tem uma característica peculiar relacionada com a estática causada pelas variações da zona de intemperismo de baixa velocidade e da topografia de superfície. No entanto, o trabalho utilizará somente o método de correção de elevação, que considera uma camada única sem a definição da camada de intemperismo, através das seguintes equações:

$$Estática \ da \ Fonte = \frac{D - ES + DS}{VSW}$$
(4.1)

$$Estática \ do \ Receptor = \frac{D - ES}{VSW}$$
(4.2)

Onde, D é o *datum* de elevação, ES é a superfície de elevação, DS é a profundidade da fonte que é igual a zero no caso do estudo e VSW é a velocidade da camada *sub-weathering*.

Neste estudo, foi utilizado o fluxo de trabalho apresentado na Figura 18. Para cada etapa deste fluxo será apresentado o respectivo módulo utilizado, sendo que na etapa da obtenção da velocidade da camada *sub-weathering*, serão comparadas duas possibilidades.



Figura 18 - Fluxo de trabalho para realização da correção estática de elevação (Fonte: Autor).

 No ambiente marinho de água rasa e no ambiente terrestre ocorrem ruídos particulares relacionados com a propagação de ondas superficiais, respectivamente conhecidos como ondas *Scholte* e *Ground roll*. Trata-se de ruídos de alta energia, e para atenuá-los foi utilizado o aplicativo de filtragem *low frequency array* (LFAF), parametrizado com velocidades e bandas de frequências adequadas para cada caso.

# 5 Resultados e Discussões

Nesse capítulo serão apresentados os resultados das etapas particulares do processamento sísmico dos ambientes marinho e terrestre. No ambiente marinho temos dois domínios, de acordo com Shanmugam (2000), o de lâmina d'água rasa que representa uma profundidade menor do que 200m, e o de lâmina d'água profunda que se refere à profundidade batial, que é maior que 200m. A partir disso foram classificadas as linhas processadas deste trabalho: uma possui aproximadamente 94m de lâmina d'água (lâmina d'água rasa), e a outra atinge profundidades maiores que 2600m de lâmina d'água (lâmina d'água profunda). É possível verificar algumas diferenças entre os dois ambientes marinhos nos *shots gathers* ilustrados na Figura 19: A Figura 19A é a lâmina d'água profunda (Figura 19B) não ocorre essa sobreposição, e a onda direta fica separada do dado, na região indicada por uma elipse ciano. Pode-se observar também, que o tempo da primeira reflexão do dado sísmico é menor em lâmina d'água rasa quando comparado com o dado sísmico de lâmina d'água profunda.



Figura 19 – (A) *shot gather* do dado sísmico de lâmina d'água rasa e (B) *shot gather* do dado sísmico de lâmina d'água profunda (Fonte: Autor).

## 5.1 Remoção do Efeito Bolha

Normalmente a técnica utilizada para remoção do efeito bolha do dado sísmico é desenvolvida com um filtro calculado a partir da assinatura *far-field*. Entretanto, os dados sísmicos marinhos utilizados no processamento desse trabalho não apresentam esse registro de assinatura. Por este motivo, foi utilizado um fluxo de trabalho no dado de lâmina d'água profunda para estimar o *far-field*, na qual se usa a reflexão do fundo do mar para essa estimativa. Ao final desse fluxo obteve-se o pulso com o efeito bolha (Figura 20A) e o pulso desejado (Figura 20B), que foram usados para a construção do filtro de remoção do efeito bolha. Este fluxo de trabalho utilizado para estimar o pulso de reflexão do fundo do mar, não é adequado para o dado de lâmina d'água rasa desse trabalho, pois a onda direta sobrepõe a reflexão do fundo do mar, assim distorcendo o pulso desejado. Para o dado de água rasa é mais adequado utilizar a deconvolução preditiva. Vale salientar que o pulso estimado apresenta o efeito ghost, pois com base no fluxograma mostrado na Figura 14, a atenuação do efeito ghost é uma etapa posterior à remoção do efeito bolha.



Figura 20 – (A) Pulso com o efeito bolha; (B) pulso desejado (Fonte: Autor).

A partir da aplicação do filtro de remoção do efeito bolha no dado sísmico de lâmina d'água profunda foi adquirido um bom resultado. A Figura 21 apresenta esse resultado, onde na parte inferior observa-se os espectros de amplitude do dado antes (A) e depois (B) da aplicação do filtro, evidenciando uma atenuação do pico de baixa frequência entre 0 - 20Hz, que é característico do efeito bolha, na região indicada por uma elipse de cor ciano. Além disso, na parte superior da Figura 21, estão *shot gathers* correspondentes aos espectros citados, em padrão VAWG (*Variable Area With Wiggle*), indicando o dado antes (A), e depois (B) do filtro aplicado: observa-se que o efeito bolha altera as reflexões do dado de forma construtiva e destrutiva.



Figura 21 – Na parte superior, apresenta a mesma seção do shot gather antes da atenuação da bolha (A) e após a atenuação (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondentes (Fonte: Autor).

O resultado da aplicação do filtro no dado sísmico apresentou um resíduo do efeito bolha, que pode ser identificado pelo espectro amplitude. Com isso, foi realizado uma investigação no display interativo da transformada F-K do *software*, assumindo as seguintes condições: (i) o efeito bolha tem baixa frequência; (ii) a análise do espectro de amplitude diz que o ruído se encontra entre 0-20Hz (Figura 22A). Assim, foi compreendido a localidade da frequência (F) por número de onda (K) do efeito bolha, no qual foi desenhado um polígono para a remoção (Figura 22B), resultando em um espectro de amplitude sem o pico característico do efeito bolha (Figura 22C).



Figura 22 – Na parte superior está o espectro de amplitude do dado de entrada, antes da remoção do resíduo da bolha (A). No centro, observa-se o display interativo da transformada F-K (B), no qual vemos uma elipse vermelha indicando o local do resíduo da bolha. Na parte inferior está o espectro de amplitude após a remoção residual da bolha (C), indicando sua atenuação por uma elipse ciano (Fonte: Autor).

Além das análises realizadas, é de suma importância a análise dos traços após a remoção do efeito bolha, por tratar-se de um tipo de ruído que não altera a *wavelet* do dado sísmico devido ao seu atraso no tempo em relação a primeira reflexão. A Figura 23 apresenta os primeiros três traços de um *shot gather*, a primeira figura é o dado antes do filtro (A), a segunda é o dado depois do filtro de remoção do efeito bolha (B), e a terceira é o dado após o filtro F-K (C). Ao comparar essas figuras a *wavelet* não apresentou deformações e o efeito bolha foi atenuado sutilmente, assim confirmando que o filtro de remoção do efeito bolha e o filtro F-K foram bem-sucedidos.



Figura 23 – Comportamento de três traços antes do filtro do efeito bolha (A), depois da aplicação do filtro (B), e depois do filtro F-K (C). A elipse ciano indica a *wavelet* e a elipse amarela indica uma localidade que apresenta a interferência do efeito bolha (Fonte: Autor).

## 5.2 Remoção do Efeito Ghost

A atenuação do efeito *ghost* é uma técnica particular aplicável em lâmina d'água rasa e em lâmina d'água profunda, cuja aplicação depende dos seguintes dados: (i) profundidade da fonte e sua variação; (ii) profundidade do receptor e sua variação; (iii) velocidade de propagação na água (1500m/s). No entanto, nem todos os dados sísmicos apresentam o ghost da fonte e do receptor, pois depende da profundidade dos equipamentos, e da taxas de amostragem do dado sísmico. Nessa seção serão apresentados dois resultados com taxa de amostragem distintas, de 4ms (dado sísmico de lâmina d'água rasa) e de 2ms (dado sísmico de lâmina d'água profunda). Além disso, os equipamentos citados estavam posicionados em profundidades diferentes nos dois levantamentos sísmicos realizados.

#### 5.2.1 Lâmina D'água Rasa

Os parâmetros utilizados na atenuação do efeito *ghost* do dado sísmico de lâmina d'água rasa foram: profundidade da fonte de  $(5, 4 \pm 0, 8)m$ ; profundidade do receptor de  $(12, 2 \pm 1, 5)m$ . Essas informações foram coletadas do relatório do observador. A partir disso, usou-se a Equação 2.10 para obter as frequências dos *notches* da fonte e do receptor, cujos resultados foram 138Hz e 57, 7Hz, respectivamente. Ao observar o espectro de amplitude do dado sísmico empilhado na Figura 24, concluiu-se que a

frequência do *notch* da fonte não está na banda frequência do dado sísmico de lâmina d'água rasa, por ter uma taxa de amostragem de 4ms, que implica uma frequência máxima de 125Hz. A frequência do *notch* do receptor está presente no dado sísmico. Dessa forma, foi executada somente a remoção do efeito *ghost* do receptor. Além disso, o espectro de amplitude apresenta uma perda de resolução nas baixas frequências após a remoção do efeito *ghost* do receptor, pois normalmente após a aplicação dessa técnica, podem surgir novos ruídos no dado sísmico. Na parte superior da Figura 24, observamos uma mesma seção empilhada, antes (A), e depois (B) da remoção do efeito *ghost* do receptor. Fica evidente que houve uma melhora nas continuidades dos refletores após a remoção do efeito *ghost*.



Figura 24 – Na parte superior, apresenta a mesma seção empilhada antes da atenuação do efeito ghost (A) e depois da atenuação do efeito *ghost* (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondetes (Fonte: Autor).

A técnica de remoção do efeito *ghost* no dado sísmico de lâmina d'água rasa apresentou alguns problemas, devido a sobreposição da onda direta somando construtivamente ou destrutivamente nas reflexões iniciais do dado. Ao analisar o comportamento da *wavelet* baseada na seção 2.5, antes e após da remoção do efeito *ghost*, foram observadas incoerências com a teoria. A Figura 25 exemplifica essas incoerências: a *wavelet* de entrada (A) apresentou característica de fase zero e a

*wavelet* de saída (B) também apresentou característica de fase zero com atenuação do *ghost*. No entanto, foi verificado que o *notch* do receptor foi resolvido, ganhando resolução nos dados de frequências mais altas. Para resolver essas incoerências com a teoria, a remoção da onda direta seria essencial, mas esta remoção não é simples devido a sua sobreposição nas reflexões iniciais.



Figura 25 – Comportamento de três traços antes (A) e depois (B) da remoção do efeito *ghost* do receptor (Fonte: Autor).

#### 5.2.2 Lâmina D'água Profunda

Na seção anterior a técnica de remoção do efeito *ghost* em dados de lâmina d'água rasa apresentou algumas incompatibilidades com a teoria. Com dados sísmicos de lâmina d'água profunda, por outro lado, estes problemas não foram observados.

Para realizar a remoção do efeito *ghost* da fonte e do receptor foram utilizados os seguintes parâmetros:  $(6 \pm 1)m$  de profundidade da fonte;  $(10 \pm 1)m$  de profundidade do receptor; 1500m/s como velocidade de propagação na água. A partir dessas informações, foi possível utilizar a Equação 2.10 para obter as frequências do *notch* da fonte de 125Hz e do *notch* do receptor de 75Hz, ilustrados no espectro de amplitude

do *shot gather* na Figura 26, na parte inferior, antes da remoção do efeito *ghost* (A). O dado sísmico de lâmina d'água profunda utilizado, exibe uma taxa de amostragem de 2ms, atingindo um máximo de frequência de 250Hz, diferente do dado sísmico de lâmina d'água rasa. Após a execução da técnica de remoção do efeito *ghost* da fonte e do receptor, foi identificado na Figura 26, no espectro de amplitude (B), na parte inferior, que os *notches* foram removidos, aumentando a resolução do dado sísmico. Além disso, na parte superior observa-se a mesma seção de *shot gather*, antes (A) e depois (B) da remoção do efeito *ghost* da fonte e do receptor na parte inferior.



Figura 26 – Na parte superior, apresenta o mesmo *shot gather* antes da atenuação do efeito *ghost* (A) e depois da atenuação do efeito *ghost* (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondetes (Fonte: Autor).

A análise da *wavelet* é de suma importância, pois é uma confirmação de que realmente a técnica de remoção do efeito ghost da fonte e do receptor foi bem-sucedida. A Figura 27 exibe três traços mais próximos da fonte (*near-trace*), antes (A) e depois (B) da aplicação do filtro de atenuação do efeito *ghost* da fonte e do receptor, que diferente do dado da lâmina d'água rasa apresentou coerência com a teoria apresentada na seção 2.5. Desse modo, foi possível constatar que aplicabilidade da remoção do

efeito *ghost* é mais eficiente em dados sísmicos que não apresentam a onda direta sobrepondo as reflexões iniciais.



Figura 27 – Comportamento de três traços antes (A) e depois (B) da remoção do efeito *ghost* da fonte e do receptor (Fonte: Autor).

## 5.3 Atenuação de Múltipla

Há diversas técnicas para atenuação de múltiplas, no entanto cada técnica tem suas características e exigências para utilizá-las. Em lâmina d'água rasa, dependendo de sua profundidade, indicam-se a utilização da técnica de SRMA (*Surface-Related Multiple Attenuation*) e a deconvolução preditiva. No entanto, para escolher a técnica ideal a ser utilizada precisa-se conhecer as exigências de cada uma. Por exemplo, para aplicar a técnica de SRMA é indicada a remoção da onda direta, e a múltipla tem que ser de longo período (VERSCHUUR, 2013). Com isso, seria impraticável essa técnica no dado de lâmina d'água rasa, onde a onda direta sobrepõe as reflexões primárias, e ainda por cima com múltiplas de curto período.

A aplicação da técnica de deconvolução preditiva para atenuação de múltiplas de curto período, é normalmente utilizada em dados sísmicos de lâmina d'água rasa. Isso está associado a onda primária reverberando na camada antes de ser registrada

pelo receptor. Essas reverberações, foram identificadas no dado sísmico de lâmina d'água rasa deste trabalho pela autocorrelação dos traços do *shot gather*. A Figura 28 apresenta essa autocorrelação, com um forte evento no tempo zero, conforme o padrão esperado. Os efeitos das reverberações aparecem logo abaixo, caracterizados pelos eventos horizontais e paralelos ao evento de tempo zero.



Figura 28 – Análise da autocorreção dos traços do *shot gather* 300 (A). Note os efeitos das reverberações, as quais são eventos horizontais e paralelos ao evento forte no tempo zero (Fonte: Autor).

Após essa análise, foi realizada uma autocorrelação média dos traços, ilustrada na Figura 29, com o objetivo de identificar os parâmetros essenciais, citados na seção 2.3.1, para aplicação da deconvolução preditiva. A partir dessa autocorrelação da Figura 29, obteve-se o comprimento da *wavelet* (W) de 28ms, e o período da múltipla (M) de 28ms. Ao considerar que estamos analisando a média dos traços é indicado diminuir o período da múltipla, pois a técnica não funciona se o *lag* de predição de clarado for maior que o período da múltipla. Com isso, usou-se um *lag* predição de 26ms.



Figura 29 – Análise da autocorreção média dos traços do *shot* 300, o qual indica o comprimento da *wavelet* (W) e o períodos da múltipla (M) (Fonte: Autor).

A técnica de atenuação de múltiplas de reverberações de curto período pela deconvolução preditiva apresentou resultados satisfatórios. Na Figura 30, na parte inferior, observa-se o espectro de amplitude antes (A) e depois (B) da deconvolução preditiva, através do qual foi possível inferir um aumento da resolução do dado sísmico pelo ganho de amplitude entre 20Hz e 40Hz. Ademais, na parte superior, temos uma seção do *shot gather* antes (A) e depois (B) da mesma técnica, ressaltando uma melhor definição das reflexões do dado sísmico e um aumento de informações.



Figura 30 – Na parte superior, apresenta a mesma seção do *shot gather* 300 antes da deconvolução preditiva (A) e após a deconvolução preditiva (B). Na parte inferior, são os espectros de amplitude correspondetes (Fonte: Autor).

Para validar a deconvolução preditiva utiliza-se a aulocorrelação do dado de entrada e de saída para verificar o resultado. A Figura 31 expõe esses resultados, através dos quais foi possível identificar que os eventos horizontais e paralelos ao tempo zero foram atenuados, validando assim a deconvolução preditiva. Os eventos restantes provavelmente são ruídos que não foram atenuados adequadamente ou correlações. A atenuação de ruídos de forma generalizada em lâmina d'água rasa não é simples, principalmente a onda direta.



Figura 31 – Análise da autocorreção dos traços do *shot gather* 300 antes (A) e depois (B) da deconvolução preditiva. Note os efeitos das reverberações em (A), as quais são eventos horizontais e paralelos ao evento forte no tempo zero (Fonte: Autor).

## 5.4 Correção Estática

A correção estática é imprescindível para o processamento terrestre, pois afeta diretamente o tempo de chegada da onda. As correções estão relacionadas à variação da topografia de superfície e da zona de intemperismo. Diferentemente da correção estática em ambiente terrestre, a correção estática marinha normalmente está associada à variação da lâmina d'água e à variação da curvatura do streamer, o qual também afeta diretamente o tempo da onda refletida.

Neste estudo, foi utilizado um método de correção estática para o dado terrestre, o qual assume uma camada única, sem a definição das características da camada de intemperismo. A correção estática de elevação do *shot* e do receptor é calculada em relação ao datum escolhido, através da velocidade abaixo da zona de intemperismo (*sub-weathering*). Esse método foi aplicado, porque as variações topográficas são suaves, e a espessura da zona de intemperismo varia pouco em grande parte da linha processada.

A correção estática utilizada exige a definição do datum de elevação, da elevação da superfície, da profundidade do *shot* e da velocidade *sub-weathering*. Os dados topográficos da superfície foram levantados durante a aquisição. O valor do *datum* de elevação foi fixado em 437*m* acima do nível do mar, pois a topografia variou entre 428,96*m* e 446,15*m*. A velocidade *sub-weathering* foi obtida pelo módulo *refraction velocity moveout* (RVMO), indicado por Algarni (2019), onde usou-se um conjunto

de testes no *shot* 15 para determinar a velocidade de refração (Figura 32), através da horizontalidade das primeiras quebras. Ao analisar a Figura 32, a velocidade de refração que apresentou uma horizontalidade da primeira quebra mais consistente foi de 2600m/s. Além disso, para validar essa velocidade *sub-weathering*, foi realizado a picagem da primeira quebra manualmente, do *shot* 15 até o *shot* 24, através do módulo *First Break Solution* do *software* de processamento. A Figura 33, apresenta esse módulo, o qual assume uma linearização dos tempos das primeiras quebras em função do *offset* resultando em uma velocidade de refração de 2593m/s, próximo ao valor obtido pelo módulo RVMO, assim validando os dois métodos para obter o valor da velocidade *sub-weathering*.



Figura 32 – Os resultados dos testes de velocidade no *shot gather* 15. As primeiras quebras ficaram horizontais a uma velocidade de refração de 2600m/s (Fonte: Autor).



Figura 33 – Linearização gráfica do tempo das primeiras quebras versus *offset*, o qual obteve uma velocidade de refração de 2593m/s (Fonte: Autor).

A partir disso, foi aplicado os equacionadomentos do método (Equações 4.1 e 4.2), para a obtenção dos valores a serem corrigidos para estática do *shot* e do receptor. As Figuras 34 e 35 apresentam as correçãos estáticas calculadas para a fonte e para o receptor, respectivamente. Observa-se nas figuras que não existem grandes diferenças na elevação topográfica. Dessa forma temos pequenos valores de correções estáticas de elevação, isto porque a aquisição sísmica foi realizada em uma estrada, a qual não apresentava uma variação abrupta do relevo.



Figura 34 – Perfil de elevação (A) e a correção estática calculada (B) do *shot gather* (Fonte: Autor).



Figura 35 – Perfil de elevação (A) e a correção estática calculada (B) do receptor (Fonte: Autor).

Para trabalhos futuros, no intuito de melhorar a correção estática, sugere-se assumir a variação da camada de baixa velocidade. Carbonesi (2018) apresenta a tomografia de refração da linha terrestre desse trabalho (Figura 36), a qual apresenta uma variação da zona de baixa velocidade no final da linha a Norte com velocidades passando de 800m/s para de 300m/s. Assim, fica indicada a possibilidade de aplicação de outras técnicas de correção estática, que levem em conta a variação das características da zona de baixa velocidade, como é o caso da tomografia de refração.



Figura 36 – Tomografia de refração obtida com um modelo inicial de camadas plano-paralelas (CARBONESI, 2018).

## 5.5 Atenuação das Ondas Superficiais

Nesse capítulo apresentarão dois tipos de ruídos gerados pelas ondas superficiais, o *Ground roll* do ambiente terrestre e a onda *Scholte* do ambiente marinho de lâmina d'água rasa, onde serão atenuados pelo filtro LFAF (*low frequency array*).

#### 5.5.1 Ground Roll

A onda Rayleigh viaja ao longo da superfície "livre" na interface ar-solo. A Figura 37A apresenta a interferência dessa onda no dado sísmico. No intuito de atenuar esse ruído usou-se o módulo LFAF (*low frequency array*) com os seguintes parâmetros: a velocidade de 700m/s e o intervalo de frequência de 10Hz a 25Hz. Para inferir a velocidade foi utilizado o modelo tomográfico de refração da Figura 36, que indica a velocidade da camada de intemperismo. A partir disso foi realizado um conjunto de testes de velocidade, onde o valor de 700m/s apresentou a melhor consistência. O módulo de filtragem utilizado apresentou um resultado razoável (Figura 37B) e permitiu a atenuação parcial do ruído (Figura 37C). Desse modo, verificou-se que a remoção do *Ground roll* do dado sísmico terrestre estudado não é simples. Campos (2019), abordando o processamento desse mesmo dado sísmico, optou por utilizar um mute interno para a remoção do *Ground roll*, em consequência da dificuldade em aplicar a técnica F-K.



Figura 37 – (A) Apresenta o dado antes da aplicação do filtro *low frequency array* (LFAF), (B) após aplicação do filtro e (C) é a diferença entre (A) e (B) (Fonte: Autor).

#### 5.5.2 Onda Scholte

A onda *Scholte*, que pode aparecer em ambiente marinho, é uma onda superficial dispersiva que viaja ao longo da interface água-sedimento. O comportamento das partículas dessa onda é bem semelhante ao da onda *Rayleigh*, citada na seção 2.1.2, sendo que geralmente a velocidade de propagação da onda *Scholte* é ligeiramente menor por causa da interação com a água sobrejacente. No entanto, em casos de baixa frequência, ou no limite de comprimento de onda longo, a camada da água pode ser desprezada, e a onda *Scholte* pode ser considerada como uma onda *Rayleigh* (BOHLEN et al., 2004).

O dado sísmico de ambiente marinho de lâmina d'água rasa abordado no presente trabalho evidenciou a presença da onda *Scholte* (Figura 38A). Para atenuar essa onda utilizou-se o filtro LFAF, como uma velocidade de 800m/s e um intervalo de frequência de 18Hz - 25Hz (Figura 38B). O resultado do LFAF foi satisfatório, atenuou significativamente a onda *Scholte*, como pode ser verificado pela diferença do dado antes e depois da aplicação desta técnica de filtragem (Figura 38C).

Nesse caso, foram observadas algumas semelhanças entre a onda *Scholte* e a onda *Rayleigh*, como a presença da carcterística linear do ruído com velocidade e intervalo de frêquencia semelhantes. No entanto, o ruído *Ground roll* no dado sísmico terrestre apresentou mais complexibilidade para atenuar, diferentemente da onda *Scholte*.



Figura 38 – (A) Dados sísmico marinho de água rasa exemplificando a filtragem da onda *Scholte*:
(A) antes da aplicação do filtro *low frequency array* (LFAF); (B) após aplicação dos filtros. Em (C) temos a diferença entre (A) e (B) (Fonte: Autor).

# 6 Conclusão

Ao comparar o processamento sísmico de três ambientes distintos, o marinho de lâmina d'água profunda, o marinho de lâmina d'água rasa e o terrestre, foram observados ruídos particulares, normalmente associados ao ambiente de levantamento do dado sísmico e ao tipo de fonte utilizada para a aquisição. Dessa forma, pode-se afirmar que o fluxo de processamento sísmico modifica a cada tipo de dado. Além disso, verificou-se a importância de conhecer o ambiente do levantamento sísmico, o equipamento utilizado na aquisição e a definição conceitual do ruído apresentado no sismograma para se aplicar a técnica adequada de atenuação no processamento sísmico.

No processamento dos dados sísmicos do ambiente marinho de lâmina d'água rasa e do ambiente terrestre os desafios foram maiores. Destacam-se respectivos problemas relacionados com a sobreposição da onda direta nas reflexões iniciais do dado, e a forte presença do ruído *Ground roll*.

Efeito bolha (marinho), efeito *ghost* (marinho), múltipla (marinho), estática (terrestre) e *Ground roll* (terrestre) foram as características particulares abordadas nos fluxogramas de processamento sísmico apresentados no trabalho. Com isso, foram estudadas técnicas para resolver cada característica particular identificada, as quais podem ser resumidas das seguinte forma:

- (i) A técnica utilizada para atenuação do efeito bolha, a partir da estimativa do far field para a criação da filtragem, apresentou bons resultados. No entanto, esses resultados estão associados ao dado sísmico de ambiente marinho de lâmina d'água profunda, pois não foi adequado usar essa técnica para atenuação do efeito bolha no dado de lâmina d'água rasa. Desse modo, para trabalhos futuros é sugerida a investigação de outras técnicas que possam atenuar o mesmo ruído em lâmina d'água rasa.
- (ii) A técnica utilizada para atenuação do efeito *ghost*, apresentou bons resultados nos dados marinhos de lâmina d'água profunda e rasa. Entretanto, ao realizar a análise dos traços para validar o resultado de lâmina d'água rasa, observouse incoerências com base na teoria. Este problema está relacionado com a sobreposição da onda direta nas primeiras reflexões no dado sísmico. Assim, para trabalhos futuros, no intuito de validar melhor os resultados de lâmina d'água

rasa é também sugerido o estudo de outras técnicas, eventualmente considerando a atenuação da onda direta que prejudicar a reflexão do fundo marinho.

- (iii) A técnica utilizada para a correção estática apresentou bons resultados. Todavia, para obter um melhor resultado deveríamos ter considerado a camada intemperizada. Dessa forma, para trabalhos futuros é sugerida a utilização de um fluxo de trabalho alternativo.
- (iv) A técnica utilizada para atenuação do Ground roll apresentou um resultado razoável, mas ainda não totalmente adequado para o prosseguimento do fluxo de processamento. Com isso, para trabalhos futuros, é indicada a investigação de técnicas mais sofisticadas para sua atenuação.

A partir desse trabalho, pode-se verificar que o processamento sísmico é um aprendizado contínuo. Quanto maior a experiência acumulada, melhor será o resultado. Dessa maneira, é de suma importância que a prática seja concatenada aos estudos dos ambientes de levantamento do dado sísmico proposto, das características dos ruídos relacionados e das opções de técnicas para resolver cada etapa do fluxo do processamento sísmico.

# Referências

ALGARNI, B. M. *Amplitude-preserved Processing of the Blackfoot 10 Hz Seismic Data*. Dissertação (Mestrado) — Missouri University of Science and Technology, 2019.

AMORIM, F. et al. Why reprocess seismic data. *Sociedade Brasileira de Geofísica*, p. 1–5, 01 2019.

AMORIM, W. N.; SANTOS, M. G. Correção estáticas. *PETROBRAS, publicação interna*, 2007.

ASKARI, R.; SIAHKOOHI, H. R. Ground roll attenuation using the s and x-f-k transforms. *Geophysical Prospecting*, v. 56, p. 105 – 114, 09 2007.

BOHLEN, T. et al. 1.5d inversion of lateral variation of scholte-wave dispersion. *Geophysics*, v. 69, p. 330–344, 03 2004.

CAMPOS, Y. S. D. *PROCESSAMENTO DE DADOS SÍSMICOS TERRESTRES NA BACIA DE VOLTA REDONDA*. 2019.

CARBONESI, B. d. L. Tomografia de Refração e sua Aplicação na Identificação dos Altos Estruturais do Gráben da Casa de Pedra, RJ. 2018.

COOPER, N. et al. Improving seismic data quality by reprocessing and redesign of a 3d survey in an area of chaotically scattered source-generated noise. *SEG International Exposition and 87th Annual Meeting*, p. 211–215, 08 2017.

DIVIACCO, P. et al. Data rescue to extend the value of vintage seismic data: The ogs-snap experience. *GeoResJ*, v. 6, 06 2015.

DONDURUR, D. Acquisition and Processing of Marine Seismic Data. [S.I.]: Elsevier, 2018.

DUCHESNE, M. J.; BRAKE, V. I.; BRENT, T. Making new with old: Reprocessing vintage seismic data from the western arctic islands using modern methods. *Recovery–2011 CSPG CSEG CWLS Convention*, 2011.

ELBOTH, T. *Noise in Marine Seismic Data*. Tese (Doutorado) — Faculty of Mathematics and Natural Sciences, University of Oslo, Noruega, 2010.

IKELLE, L.; AMUNDSEN, L. Introduction to Petroleum Seismology. [S.I.: s.n.], 2018. ISBN 978-1-56080-343-0.

KUGLER, S. et al. Variability of scholte-wave dispersion in shallow-water marine sediments. *Journal of Environmental and Engineering Geophysics - J ENVIRON ENG GEOPHYS*, v. 10, p. 203–218, 06 2005.

LEE, M. W.; HART, P. E.; AGENA, W. F. *Processing Strategy for Water-Gun Seismic Data from the Gulf of Mexico*. [S.I.]: US Department of the Interior, US Geological Sursvey, 2001.

MARSDEN, D. Static corrections—a review, part 1. Geophysics, v. 12, 01 1993.

MONK, D. Survey Design and Seismic Acquisition for Land, Marine, and In-between in Light of New Technology and Techniques. [S.I.: s.n.], 2020. ISBN 978-1-56080-370-6.

SARGENT, C.; HOBBS, R. W.; GROCKE, D. R. Improving the Interpretability of Air-gun Seismic Reflection Data Using Deterministic Filters: A Case History from Offshore Cape Leeuwin, Southwest Australia. *Society of Exploration Geophysicists*, 2011. ISSN 0016-8033.

SHANMUGAM, G. 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): Deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology - MAR PETROL GEOL*, v. 17, p. 285–342, 02 2000.

SHERIFF, R. E.; GELDART, L. P. *Exploration Seismology*. [S.I.]: University of Cambridge; 2nd Revised edition, 1995.

VERSCHUUR, D. *Seismic Multiple Removal Techniques: Past, Present and Future.* [S.I.]: European Association of Geoscientists and Engineers, 2013.

YILMAZ, Ö. Seismic data analysis: Processing, inversion, and interpretation of seismic data. [S.I.]: Society of exploration geophysicists, 2001.