



**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA E GEOFÍSICA
CURSO DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA**

LUCAS FERREIRA CONZ EUGENIO

**ESTUDO E APLICAÇÃO DA MIGRAÇÃO REVERSA NO
TEMPO EM DADOS SÍSMICOS SINTÉTICOS**

**RIO DE JANEIRO
2016**

LUCAS FERREIRA CONZ EUGENIO

**ESTUDO E APLICAÇÃO DA MIGRAÇÃO REVERSA NO
TEMPO EM DADOS SÍSMICOS SINTÉTICOS**

Trabalho apresentado ao programa de graduação em Geofísica, da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

Orientador: Prof. Dr. Leandro Di Bartolo (ON)

Co-Orientador: Prof. Dr. Marco Antonio Cetale Santos (UFF)

**RIO DE JANEIRO
2016**

LUCAS FERREIRA CONZ EUGENIO

**ESTUDO E APLICAÇÃO DA MIGRAÇÃO REVERSA NO
TEMPO EM DADOS SÍSMICOS SINTÉTICOS**

Trabalho apresentado ao programa de graduação em Geofísica, da Universidade Federal Fluminense, como parte dos requisitos necessários à obtenção do título de Bacharel em Geofísica.

BANCA EXAMINADORA:

LEANDRO DI BARTOLO, D. Sc. (ON)

MARCO ANTONIO CETALE SANTOS, D. Sc. (UFF)

LUIZ ALBERTO SANTOS, D. Sc. (UFF)

**RIO DE JANEIRO
2016**

E87

Eugenio, Lucas Ferreira Conz

Estudo e aplicação da Migração Reversa no Tempo em dados sísmicos sintéticos / Lucas Ferreira Conz Eugenio. – Niterói : [s.n.], 2016.

91 f.

Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geofísica) – Universidade Federal Fluminense, 2016.

1.Sísmica de reflexão. 2.Processamento sísmico. 3.Modelagem sísmica. 4.Migração Reversa no Tempo. 5.Geofísica aplicada.

I.Título.

CDD 622.1592

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, gostaria de agradecer à minha família, em especial minha mãe Mary, a qual me forneceu todos os insumos existentes para que pudesse ter condições de chegar até esta etapa da minha vida e pela qual sou grato por toda minha formação acadêmica, desde os primeiros passos. Gostaria de agradecer aos meus avós Lisete e Delcio, por terem dividido toda responsabilidade da minha criação com minha mãe e por terem me ensinado a ser o homem que sou. Além disso, gostaria de agradecer também ao meu pai Rafael pelo suporte dado ao longo desses anos de graduação, à sua maneira.

Ao meu melhor amigo, irmão, mentor e conselheiro Mateus, gostaria de agradecer por todos esses 22 anos de vida e por ter me acompanhado e motivado ao longo dessa árdua estrada de estudos.

Muitos momentos foram difíceis de enfrentar durante esses 5 anos, mas teriam sido muito piores se não tivesse encontrado amigos tão especiais como o Gabriel Brando, Matheus Lima e Reinaldo "Mazão". Viva o Gastação! Espero tê-los para sempre na minha vida, meus irmãos.

Um agradecimento especial à família Redusino, formada pelos queridos tios Miguel Cesar e Isabel Cristina e pelos primos Augusto e Miguel. Obrigado meu irmão Miguel, por ter me apresentado essa ciência pela qual sou apaixonado hoje em dia.

Além disso, gostaria de agradecer aos meus orientadores Leandro Di Bartolo e Marco Cetale por terem aceitado me orientar neste trabalho. E ao professor Luiz Antonio por compor a banca de avaliação junto destes. Em especial ao Leandro Di Bartolo, pelo companheirismo e orientação de 2 anos, neste trabalho que foi oriundo de uma Iniciação Científica no Observatório Nacional.

À todos os professores do IGEO, à Universidade Federal Fluminense e ao Observatório Nacional, deixo meu eterno agradecimento. Além disso, agradeço ao CNPq pela bolsa fornecida ao longo de toda construção desta monografia.

Por final, mas não menos importante, gostaria de agradecer à minha companheira Amanda e toda sua família, em especial Zeneida e Júlia, por terem me dado suporte ao longo desses 5 anos de curso e por terem compartilhado tantos momentos bons comigo a fim de me motivar nessa caminhada.

RESUMO

A etapa de migração é uma das últimas etapas da cadeia de procedimentos realizados no processamento sísmico, tendo como objetivo gerar uma imagem relativa aos horizontes geológicos, associados a contrastes de impedância acústica, denominados genericamente – no contexto do método sísmico de reflexão – de refletores. A interpretação geológica da seção sísmica migrada é a principal ferramenta para a decisão final da locação de um poço exploratório a ser perfurado com o intuito de identificar um reservatório de hidrocarbonetos. Um dos métodos de maior destaque atualmente, seja na área acadêmica ou na indústria, é a Migração Reversa no Tempo (MRT). O presente trabalho tem como objetivo central estudar os conceitos teóricos que fundamentam esta técnica e desenvolver algoritmos de MRT com o objetivo de aplicá-los a quatro modelos geológicos sintéticos de complexidade crescente. As imagens obtidas apresentam boa qualidade para todos os casos, incluindo o caso mais complexo, o modelo conhecido como Hess.

Palavras-chave: Geofísica Aplicada; Sísmica de Reflexão; Processamento Sísmico; Modelagem Sísmica; Migração Reversa no Tempo.

ABSTRACT

The migration stage is one of the last steps of the chain of procedures performed in seismic processing, aiming to generate an image related to the geological horizons, associated to acoustic impedance contrasts, generically called - in the context of the seismic reflection method - reflectors. The geological interpretation of the migrated seismic section is the main tool for the final decision to lease an exploratory well to be drilled with the purpose of identifying a reservoir of hydrocarbons. One of the most prominent methods today, whether in academia or in industry, is Reverse Time Migration (RTM). The main objective of this work is to study the theoretical concepts underlying this technique and to develop RTM algorithms with the goal of applying them to four synthetic models of increasing complexity. The obtained images present good quality for all cases, including the most complex case, the model known as Hess.

Key words: Applied Geophysics; Reflection Seismic; Seismic Processing; Seismic Modeling; Reverse Time Migration.

CONTEÚDO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	RELEVÂNCIA	13
1.2	OBJETIVOS.....	15
1.3	ESTRUTURA DO TRABALHO.....	15
2	MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO.....	17
2.1	LEVANTAMENTOS MARINHOS	18
2.2	LEVANTAMENTOS TERRESTRES.....	20
2.3	PROPAGAÇÃO DE ONDAS SÍSMICAS	21
2.3.1	Equação Acústica da Onda	21
2.3.2	Lei de Snell e o Coeficiente de Reflexão	22
2.3.3	Princípio de Huygens-Fresnel e a Difração.....	24
2.3.4	Tipos de Ondas Sísmicas	25
2.4	SISMOGRAMA DE REFLEXÃO	30
3	PROCESSAMENTO SÍSMICO.....	33
3.1	MIGRAÇÃO	34
3.1.1	Métodos de Migração	36
3.1.2	Domínios Verticais da Migração	38
3.1.3	Migração Pré-Empilhamento e Pós-Empilhamento.....	39
4	MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO.....	41
4.1	CONDIÇÕES DE IMAGEM.....	42
4.1.1	Condição de Imagem por Tempo de Excitação	43
5	METODOLOGIA	46
5.1	GERAÇÃO DOS MODELOS DE VELOCIDADES.....	47
5.2	MODELAGEM DIRETA.....	48
5.2.1	Esquema de Malha Simples	49
5.2.2	Esquema de Malhas Intercaladas.....	50
5.2.3	Fonte Sísmica	52
5.3	CRITÉRIOS DE ESTABILIDADE E DISPERSÃO NUMÉRICA	53
6	RESULTADOS.....	54

6.1	MODELOS SINTÉTICOS.....	54
6.2	PROPAGAÇÃO DAS ONDAS ACÚSTICAS	58
6.2.1	Matrizes de Tempo de Trânsito	62
6.2.2	Sismogramas Sintéticos	65
6.3	DEPROPAGAÇÃO DAS ONDAS ACÚSTICAS.....	67
6.4	IMAGENS OBTIDAS.....	68
7	CONCLUSÕES	72
8	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	73
	APÊNDICE A.....	78
A.1	OBTENÇÃO DOS OPERADORES DE DIFERENÇAS FINITAS PARA MALHAS SIMPLES	78
A.1.1	OPERADORES PARA DERIVADA PRIMEIRA	78
A.1.2	OPERADORES PARA DERIVADA SEGUNDA.....	80
A.1.3	EQUAÇÃO DE DIFERENÇAS FINAL.....	81
A.2	OBTENÇÃO DOS OPERADORES DE DIFERENÇAS FINITAS PARA MALHAS INTERCALADAS	81
	APÊNDICE B.....	83
B1.	PRÉ-PROCESSAMENTO.....	83
B1.1	DEMÚLTIPLEXAÇÃO	83
B1.2	GEOMETRIA	83
B1.3	EDIÇÃO DE TRAÇOS	83
B1.4	CORREÇÃO ESTÁTICA	84
B2.	DECONVOLUÇÃO	84
B3.	FILTRAGEM	85
B4.	ORDENAÇÃO EM FAMÍLIAS CMP	86
B5.	ANÁLISE DE VELOCIDADES.....	89
B6.	CORREÇÃO <i>NORMAL-MOVEOUT</i> (NMO)	90
B7.	EMPILHAMENTO	91

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Exemplo de levantamento marinho	17
Figura 2 - Exemplo de levantamento terrestre	18
Figura 3 - Imagens referentes à fonte sísmica marinha <i>air gun</i> : único equipamento a esquerda e um arranjo com três <i>air guns</i> a direita	18
Figura 4 - Arranjo com diversos hidrofones ao longo de um cabo, denominado <i>streamer</i>	19
Figura 5 - Fonte sísmica terrestre conhecida como <i>vibroscis</i>	20
Figura 6 - Conjunto de receptores terrestres, chamados de geofones	20
Figura 7 - Esquema representando a incidência de um raio sobre uma interface geológica e as posteriores reflexões e transmissões a partir do mesmo	22
Figura 8 - Esquema representando a transmissão e reflexão de ondas compressoriais, respeitando os princípios da Lei de Snell	23
Figura 9 - Esquema ilustrando o Princípio de Huygens	24
Figura 10 - Fenômeno da difração na propagação de ondas: ao encontrar uma fenda (esquerda) e um obstáculo (direita)	25
Figura 11 - Deformações elásticas e movimentos de partículas associados à propagação de ondas sísmicas de corpo	26
Figura 12 - Deformações elásticas e movimentos de partículas associados a propagação das ondas sísmicas superficiais	29
Figura 13 - Exemplo de Sismograma de Reflexão terrestre	30
Figura 14 - Modelo convolucional do traço sísmico de reflexão: convolução entre a função refletividade e o pulso de entrada.....	31
Figura 15 - Exemplo de fluxo básico de processamento de dados sísmicos	34
Figura 16 - Ilustração de possíveis pontos de reflexão que possuem o mesmo tempo duplo de propagação	35
Figura 17 - Superfície de reflexão inclinada e sua respectiva superfície imageada em uma seção sísmica não migrada.....	36
Figura 18 - Resultado da aplicação da migração em uma seção sísmica bruta. (A) seção não migrada; (B) seção migrada.....	37
Figura 19 - Modelo geológico da Bacia de Santos evidenciando a estruturação altamente complexa causada pela halocinese	41

Figura 20 - Representação do princípio do imageamento, utilizando a condição de imagem por tempo de excitação	44
Figura 21 - Fluxograma da metodologia utilizada neste trabalho	46
Figura 22 - Modelo de velocidades sintético obtido pela utilização do software "Gerador de Grids"	47
Figura 23 - Malha de diferenças finitas simples utilizada.....	49
Figura 24 - Significado geométrico das aproximações das derivadas em uma dimensão	50
Figura 25 - Discretização do sistema de equações acústicas utilizando malhas intercaladas	51
Figura 26 - Cubo extraído da figura 25 representando o local onde as equações são equilibradas neste esquema	52
Figura 27 - Pulso sísmico injetado no algoritmo de modelagem direta.....	52
Figura 28 - Modelo sintético de falha normal.....	54
Figura 29 - Modelo sintético de anticlinal suave	55
Figura 30 - Modelo sintético de acumulação de hidrocarbonetos estruturalmente trapezados.....	56
Figura 31 - Modelo sintético de Hess, fornecido pela SEG.....	57
Figura 32 - Propagação de ondas acústicas no modelo de falha. (a) após 0,9 s; (b) após 1,2 s; (c) após 1,5 s.....	59
Figura 33 - Propagação de ondas acústicas no modelo de anticlinal suave. (a) após 1,05 s; (b) após 1,35 s; (c) após 1,5 s.	60
Figura 34 - Propagação de ondas acústicas no modelo de acumulação de HC's. (a) após 0,6 s; (b) após 0,9 s; (c) após 1,2 s.	61
Figura 35 - Propagação de ondas acústicas no modelo de acumulação de HC's. (a) após 0,9 s; (b) após 1,2 s; (c) após 1,5 s.	62
Figura 36 - Propagação de ondas acústicas no modelo de Hess após suavização das vagarosidades. (a) após 0,9 s; (b) após 1,2 s; (c) após 1,5 s.	63
Figura 37 - MTT's antes da suavização (esquerda) e após (direita). MTT's superiores associadas ao modelo de falha e inferiores ao modelo de anticlinal suave	63
Figura 38 - MTT's antes da suavização (esquerda) e após (direita). MTT's superiores associadas ao modelo de acumulação de HC's e inferiores ao modelo de Hess	64

Figura 39 - Geometria de aquisição planejada para todos os modelos sintéticos utilizados.....	65
Figura 40 - Exemplos de sismogramas sintéticos gerados pela modelagem direta e a respectiva posição do tiro à esquerda.....	66
Figura 41 - Depropagação do campo de ondas no modelo de falha. (a) em 2,4 s; (b) em 1,7 s; (c) em 0,0 s.	67
Figura 42 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de falha. Imagens finais após (a) 20 tiros, (b) 45 tiros, (c) 70 tiros e (d) 81 tiros.	69
Figura 43 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de anticlinal suave. Imagens finais após (a) 20 tiros, (b) 45 tiros, (c) 70 tiros e (d) 81 tiros. ...	69
Figura 44 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de acumulação de HC's. Imagens finais após (a) 20 tiros, (b) 45 tiros, (c) 70 tiros e (d) 81 tiros.....	70
Figura 45 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de Hess. Imagens finais após (a) 30 tiros, (b) 70 tiros, (c) 110 tiros e (d) 144 tiros.....	71

1 INTRODUÇÃO

A geofísica é uma ciência multidisciplinar que tem como objetivo estudar a estrutura, composição, propriedades físicas e os processos dinâmicos da Terra. Como não é possível realizar uma observação direta do interior da Terra – com exceção da perfuração de poços que sofre com um problema duplo: alto custo e informação em apenas uma coordenada geográfica –, a geofísica necessita utilizar métodos indiretos de investigação. Os dados utilizados são coletados por instrumentos adequados que empregam diversos métodos geofísicos para obter informações físicas da subsuperfície a serem analisadas.

A investigação da Terra pode ser realizada tanto por meio de estudos básicos, a chamada geofísica de Terra sólida, para determinação de sua estrutura e composição de maneira global, quanto de estudos aplicados, a chamada geofísica aplicada, que busca por recursos minerais, energéticos e hídricos. Além disso, também pode ser utilizada na avaliação dos melhores locais para a construção de grandes obras como barragens e usinas, bem como monitorar seus efeitos sobre o meio ambiente.

O presente trabalho está inserido no contexto de um método amplamente utilizado na geofísica aplicada à prospecção de hidrocarbonetos, conhecido como método sísmico de reflexão. Este método se apresenta há anos como peça fundamental no desenvolvimento dos conhecimentos de subsuperfície, sendo amplamente utilizado para as análises geológicas preliminares nas bacias sedimentares.

Pode-se dizer que este método consiste em três etapas principais: aquisição, processamento e interpretação (YILMAZ, 2001a,b). A migração reversa no tempo (MRT), tema central deste trabalho, está inserida em uma das últimas etapas da longa cadeia de procedimentos realizados no processamento de dados, mais especificamente na etapa de migração sísmica.

1.1 RELEVÂNCIA

As primeiras descobertas de campos de petróleo, datadas de meados do século XIX, estavam associadas a condições geológicas favoráveis, como jazidas

próximas à superfície e geologia simples. Quando a utilização dos métodos sísmicos se iniciou, as descobertas continuaram associadas na maioria dos casos a condições geológicas favoráveis, uma vez que os instrumentos disponíveis na época, tanto de aquisição quanto de processamento, ainda eram bastante rudimentares. No entanto, as primeiras descobertas associadas à utilização da sísmica de reflexão abriram um caminho para o contínuo desenvolvimento tecnológico e refinamento do método, levando ele a um patamar inimaginável então, onde imagens de boa resolução e sinal/ruído são obtidas em regiões extremamente complexas.

Este desenvolvimento permitiu paulatinamente a descoberta de novos campos petrolíferos, associados a condições geológicas cada vez mais complexas, ratificando a posição do método sísmico de reflexão como principal ferramenta de exploração de hidrocarbonetos, sendo os demais métodos utilizados de forma auxiliar.

O processamento de dados sísmicos possui um papel fundamental neste método, visto que as técnicas empregadas ao longo de suas etapas têm como objetivo a obtenção de uma imagem que represente de maneira mais fidedigna possível a geologia de subsuperfície. A migração sísmica, uma das últimas etapas do processamento, tem como objetivo corrigir possíveis distorções nas posições dos refletores em subsuperfície, migrando os mesmos para suas corretas localizações.

Diversos tipos de algoritmos de migração foram desenvolvidos ao longo dos anos, o primeiro deles foi baseado na solução de uma aproximação da equação da onda por diferenças finitas (CLAERBOUT & DOHERTY, 1972). Em seguida, outros tipos de algoritmos de migrações foram desenvolvidos, como a migração Kirchhoff (SCHNEIDER, 1978; FRENCH, 1975) e a migração baseada em frequência e número de onda (GAZDAG, 1978; STOLT, 1978).

No entanto, frequentemente, estes métodos não apresentam resultados satisfatórios para condições geológicas mais complexas, como na região do Pré-Sal brasileiro, onde existem grandes variações laterais das velocidades de propagação das ondas sísmicas e acentuados mergulhos dos refletores. Com o intuito de resolver este problema, a migração reversa no tempo (MRT), baseada na equação completa da onda, foi desenvolvida (BAYSAL *et al.*, 1983; MCMECHAN, 1983; WHITMORE, 1983). Essa técnica foi escolhida como tema central deste trabalho, em virtude da boa resolução apresentada nessas regiões de alta complexidade

geológica, que serão cada vez mais comuns no futuro da exploração mundial de hidrocarbonetos.

Apesar dos algoritmos de MRT apresentarem um custo computacional elevado, especialmente na migração pré-empilhamento, o aumento da tecnologia – principalmente o desenvolvimento de computadores mais rápidos e com maior capacidade de armazenamento – vem possibilitando recentemente maiores estudos e aplicações destes algoritmos na escala industrial.

Atualmente, existem diversos estudos acadêmicos que objetivam a melhora dos resultados obtidos com a migração reversa no tempo, seja com a proposição de novas condições de imagem (NAKATA & BEROZA, 2016) ou com a criação de novos algoritmos de MRT que fornecem resultados cada vez melhores no imageamento sísmico (LI *et. al*, 2016; LEE *et. al*, 2016; QU *et. al*, 2015; SHI & WANG, 2015; ZHU & HARRIS, 2015). Diversas empresas deste ramo oferecem processamento pré-empilhamento utilizando a migração reversa no tempo.

1.2 OBJETIVOS

O principal objetivo deste trabalho é fornecer um estudo sobre a Migração Reversa no Tempo, bem como desenvolver algoritmos que serão aplicados a diferentes dados sísmicos sintéticos, gerados a partir de diferentes modelos de velocidades sintéticos. Para isso, será realizada uma revisão sobre o método sísmico de reflexão e um exemplo de fluxo básico de processamento de dados sísmicos será apresentado.

De modo geral, podem-se destacar os seguintes objetivos: (1) Desenvolver algoritmos de migração reversa no tempo; (2) Verificar o desempenho do algoritmo desenvolvido e eficácia do método utilizado aplicando o mesmo em modelos de velocidade de interesse; (3) Analisar o comportamento do algoritmo em diferentes condições geológicas, em especial uma com complexidade considerável, onde se utilizou o modelo Hess (tomado como isotrópico).

1.3 ESTRUTURA DO TRABALHO

A fundamentação teórica para o entendimento do método de MRT está presente nos capítulos 2 e 3, onde serão apresentados os conceitos do método

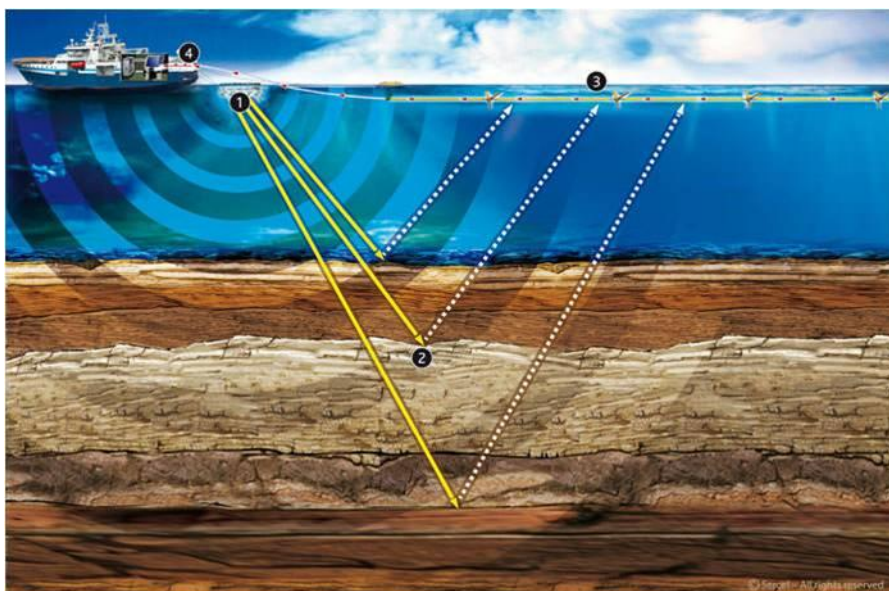
sísmico de reflexão e de um fluxo de processamento básico, respectivamente. Finalmente, no capítulo 4 a técnica de migração reversa no tempo será introduzida. Os capítulos 5 e 6 tratarão, respectivamente, da metodologia que será utilizada no presente trabalho e a apresentação dos resultados obtidos no mesmo. O último capítulo apresenta as conclusões obtidas após a análise dos resultados.

2 MÉTODO SÍSMICO DE REFLEXÃO

A sísmica de reflexão é a técnica da geofísica aplicada mais largamente utilizada em exploração de petróleo, resultado do grande investimento feito pela indústria de hidrocarbonetos para aprimorá-la, valendo-se do desenvolvimento da tecnologia eletrônica e de computação avançada.

O método consiste na emissão de pulsos sísmicos para subsuperfície, a partir de fontes sísmicas artificiais. Tais pulsos serão refletidos pelas interfaces geológicas e registrados na superfície pelos equipamentos chamados receptores (Figs. 1 e 2). Os receptores registram o tempo de trânsito que a onda sísmica levou desde sua emissão até o retorno à superfície, bem como as amplitudes associadas.

Figura 1 - Exemplo de levantamento marinho



Fonte: Página virtual da Sercel¹.

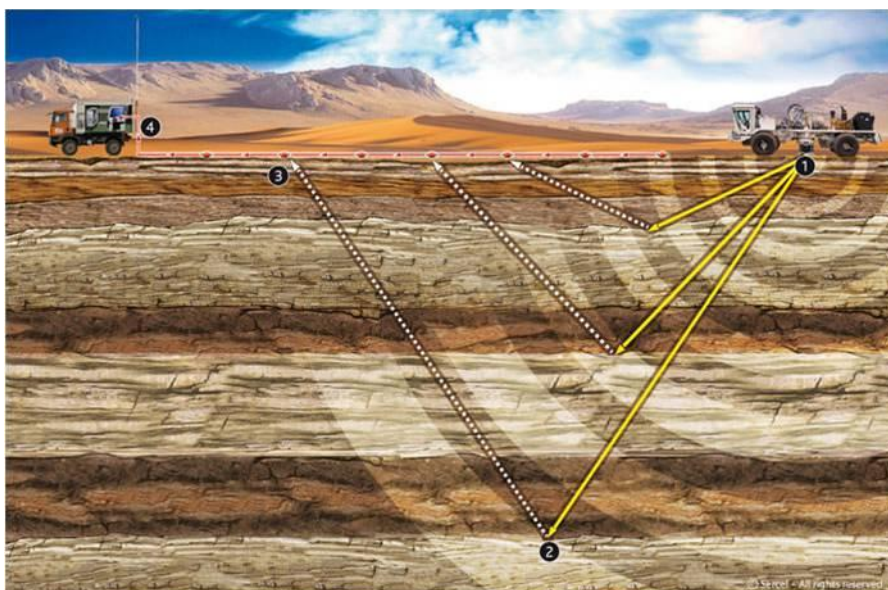
Como a velocidade de propagação dessas ondas varia de acordo as diferenças nas propriedades físicas das camadas, os tempos de percurso medidos podem ser convertidos em estimativas de profundidade das interfaces geológicas.

O levantamento sísmico de reflexão pode ser realizado tanto em ambiente marinho (Fig. 1), quanto em ambiente terrestre (Fig. 2). Isso é possível pois existem equipamentos específicos para cada tipo de ambiente. É importante ressaltar que os dados sísmicos adquiridos nesses ambientes possuem algumas diferenças, que

¹ Disponível em: <<http://www.sercel.com/about/Pages/what-is-geophysics.aspx>> Acesso em Jun. 2016.

devem ser consideradas tanto na etapa de processamento de dados, quanto na etapa de interpretação de dados.

Figura 2 - Exemplo de levantamento terrestre



Fonte: Página virtual da Sercel².

2.1 LEVANTAMENTOS MARINHOS

Os levantamentos marinhos empregam navios que rebocam os arranjos de fontes e receptores (Fig. 1). A fonte sísmica marinha mais utilizada é o canhão de ar, do inglês *air gun* (Fig. 3).

Figura 3 - Imagens referentes à fonte sísmica marinha *air gun*: único equipamento a esquerda e um arranjo com três *air guns* a direita



Fonte: Página virtual da Bolt Technology³.

² Disponível em: <<http://www.sercel.com/about/Pages/what-is-geophysics.aspx>> Acesso em Jun. 2016.

³ Disponível em: <<http://www.bolt-technology.com/pages/products.htm>> Acesso em Jun. 2016.

Os receptores de sinais sísmicos em ambientes marinhos são chamados de hidrofones. Em geral, um conjunto de hidrofones é colocado – com espaçamento fixo entre eles – em um cabo, conhecido como *streamer* (Fig. 4), que é rebocado pela embarcação.

Figura 4 - Arranjo com diversos hidrofones ao longo de um cabo, denominado *streamer*



Fonte: Página virtual da GEOExPro⁴.

O desenvolvimento dessas fontes de energia sísmica para levantamentos marinhos tem sido estabelecido pelos seguintes parâmetros: (1) A fonte não deve perturbar nem destruir a vida marinha; (2) O efeito bolha deve ser mínimo; (3) O sistema de fonte deve repetir a assinatura sequencialmente, sem grandes diferenças entre um tiro e outro; (4) O sistema deve ser aplicável a uma profundidade o mais constante possível.

Apesar de resultarem em dados de melhor razão sinal/ruído, a presença de ruídos coerentes prejudiciais é inevitável em dados marinhos, principalmente associados às múltiplas do fundo do mar. Essas múltiplas ocorrem devido aos fortes coeficientes de reflexão do fundo do mar e da interface água-ar, onde o campo de ondas ascendente é novamente refletido pela interface água-ar, gerando um novo campo de ondas descendentes.

As reflexões múltiplas são consideradas reflexões espúrias, uma vez que a maioria dos métodos existentes não é capaz de gerar imagens corretamente posicionadas destas. Portanto, na etapa de processamento de dados existem

⁴ Disponível em: <<http://www.geoexpro.com/articles/2009/02/measuring-seismic-with-light>> Acesso em Jun. 2016.

técnicas para que essas reflexões múltiplas sejam suprimidas do dado para que não induzam o intérprete a erros de interpretação.

2.2 LEVANTAMENTOS TERRESTRES

Os levantamentos terrestres (Fig. 2) consistem na elaboração de uma geometria de aquisição onde, de maneira geral, a fonte e os receptores têm de ser movidos a cada tiro dado. Por conta disso, esse tipo de aquisição é geralmente mais demorada que a realizada em ambiente marinho. As principais fontes sísmicas terrestres são as dinamites e os caminhões *vibroiseis* (Fig. 5).

Figura 5 - Fonte sísmica terrestre conhecida como *vibroiseis*



Fonte: Página virtual da Network for Earthquake Engineering Simulation (NEES)⁵.

Os receptores de sinais sísmicos em ambientes terrestres são chamados de geofones (Fig. 6). Em geral, um conjunto de geofones é disposto – com espaçamento fixo entre eles – em uma malha, de modo que a área de interesse do levantamento seja totalmente coberta.

Figura 6 - Conjunto de receptores terrestres, chamados de geofones



Fonte: Página virtual da empresa Colt Exploration⁶.

⁵ Disponível em: <<https://nees.org/press-kit>> Acesso em Jun. 2016.

Os dados terrestres possuem pior relação sinal/ruído quando comparados aos dados marinhos, visto que a quantidade de ruídos inerentes é maior. Além dos ruídos coerentes já esperados, como o *ground roll*, ainda existe uma zona de baixa velocidade sísmica, devido à camada de intemperismo próxima a superfície, que prejudica a qualidade do sinal, embora técnicas de correção estática possam ser aplicadas com o intuito de minimizar este problema.

2.3 PROPAGAÇÃO DE ONDAS SÍSMICAS

2.3.1 Equação Acústica da Onda

A equação acústica da onda pode ser considerada como um caso particular da equação elástica da onda, visto que esta equação considera a propagação de ondas em meios onde o coeficiente de cisalhamento é nulo. Em outras palavras, essa equação descreve apenas a propagação de ondas compressoriais, não considerando meios que apresentem resistência ao cisalhamento.

Cabe ressaltar também que são considerados meios isotrópicos e camadas com gradientes de densidades desprezíveis. Desta forma, a equação acústica da onda pode ser representada como

$$\nabla^2 u - \frac{1}{c^2} \frac{\partial^2 u}{\partial t^2} = -\rho s, \quad (1)$$

onde u representa o campo de pressões, ∇^2 é o operador espacial Laplaciano, c representa a velocidade de propagação da onda, ρ é a densidade do meio e s representa o termo fonte. Esta equação é aplicável em diversas dimensões e, neste trabalho, será considerada a equação em duas dimensões. Ao aplicar o operador Laplaciano e isolando a derivada temporal, a equação fica da seguinte forma:

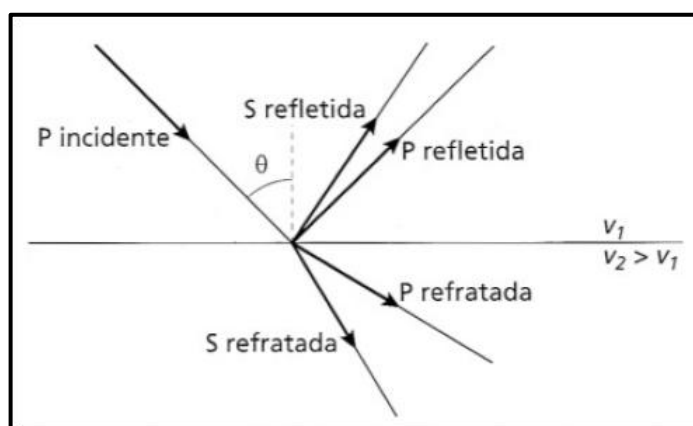
$$\frac{\partial^2 u(x, z)}{\partial t^2} = c(x, z)^2 \left(\frac{\partial^2 u(x, z)}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u(x, z)}{\partial z^2} \right) + c(x, z)^2 \rho(x, z) s(x, z). \quad (2)$$

⁶ Disponível em: <http://www.coltexploration.com/seismic_permitting.html> Acesso em Jun. 2016.

2.3.2 Lei de Snell e o Coeficiente de Reflexão

Durante sua propagação, as ondas sísmicas encontram superfícies denominadas interfaces geológicas. Essas interfaces são caracterizadas por separar duas camadas com contrastes de impedância acústica, ou seja, com propriedades físicas distintas. No momento da incidência da onda na interface, parte das ondas sísmicas são transmitidas para subsuperfície e outra parcela é refletida em direção a superfície. Adicionalmente, as ondas compressivas (P) podem ser transformadas em ondas cisalhantes (S) refletidas e transmitidas (Fig. 7).

Figura 7 - Esquema representando a incidência de um raio sobre uma interface geológica e as posteriores reflexões e transmissões a partir do mesmo



Fonte: KEAREY *et al.*, 2009.

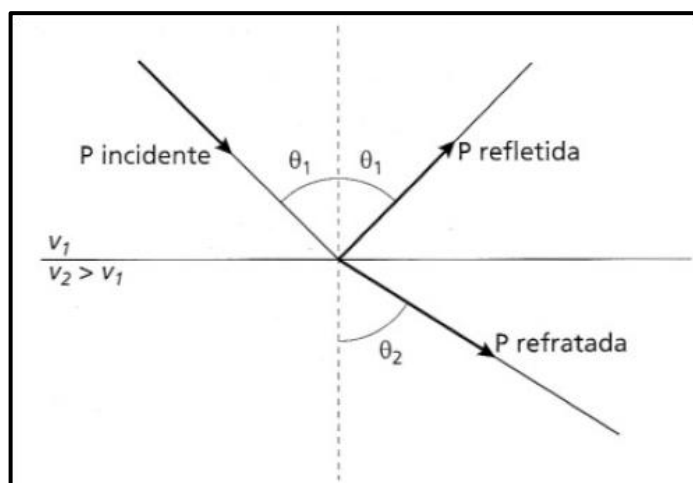
Apesar de saber que a propagação das ondas ocorre de maneira esférica, será considerado um esquema de raios com a finalidade de simplificar o entendimento dos eventos que ocorrem ao longo da transmissão destas ondas. Feito isso, os raios transmitidos percorrem a camada inferior com uma mudança na direção de propagação, ou seja, tornam-se raios refratados.

Snell definiu o parâmetro do raio $p = \frac{\sin(i)}{v}$, onde i é o ângulo de inclinação do raio em uma camada que se propaga a uma velocidade v . A forma geral da Lei de Snell afirma que, ao longo de qualquer raio, o parâmetro p permanece constante.

$$\frac{\sin(\theta_1)}{v_1} = \frac{\sin(\theta_2)}{v_2} \quad (3)$$

Portanto, se um raio é transmitido a partir de um meio com velocidade de propagação v_1 , para um meio inferior com velocidade de propagação v_2 , maior que v_1 , então o ângulo de inclinação do raio no meio inferior será necessariamente maior do que no meio superior. Portanto, nessas condições o raio refratado se afastará da componente Normal (Fig. 8).

Figura 8 - Esquema representando a transmissão e reflexão de ondas compressoriais, respeitando os princípios da Lei de Snell



Fonte: KEAREY *et. al*, 2009.

Se a velocidade de propagação do meio inferior for menor do que a velocidade do meio superior, acontece exatamente o contrário e o raio refratado se aproxima da componente Normal. A Lei de Snell também se aplica aos raios refletidos, onde o ângulo de incidência dos raios será igual ao ângulo de reflexão dos mesmos (Fig. 8).

Um parâmetro importante na sismica de reflexão é o coeficiente de reflexão, que é uma medida numérica do efeito de uma interface sobre a propagação da onda. Relacionar esta medida simples às propriedades físicas dos materiais na interface é um problema complexo, todavia no início do século XX, a solução formal para esse problema foi encontrado através das equações de Zoeppritz (ZOEPPRITZ, 1919 *apud* KEAREY *et. al*, 2009). Para um raio normalmente incidente, as relações são bastante simples e podem ser expressas por:

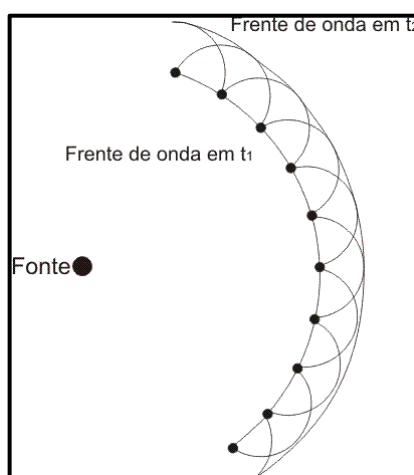
$$R = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1}, \quad (4)$$

onde ρ_1 , v_1 , Z_1 e ρ_2 , v_2 , Z_2 são os valores da densidade, da velocidade das ondas compressoriais e impedância acústica nas primeira e segunda camadas (Figs. 7 e 8), respectivamente. Basicamente, a equação 4 diz que esse coeficiente é caracterizado pelos contrastes de impedância acústica entre dois meios adjacentes. Altos valores do mesmo implicam em uma maior reflexão das ondas, quando comparados com a transmissão das mesmas, enquanto que um baixo valor implica exatamente no contrário.

2.3.3 Princípio de Huygens-Fresnel e a Difração

Ainda com relação à propagação de ondas, em 1678 um físico holandês chamado Christiaan Huygens propôs uma teoria baseada em uma construção geométrica chamada Princípio de Huygens. Essa construção permite prever onde estará certa frente de onda, num instante qualquer do futuro, desde que se conheça a sua posição atual. Isto é, para um considerado instante de propagação de uma onda, cada ponto de sua frente de onda comporta-se como fonte das ondas elementares de Huygens e a soma destas ondas secundárias determina a forma da onda neste instante (Fig. 9).

Figura 9 - Esquema ilustrando o Princípio de Huygens



Fonte: Página virtual Só Física⁷.

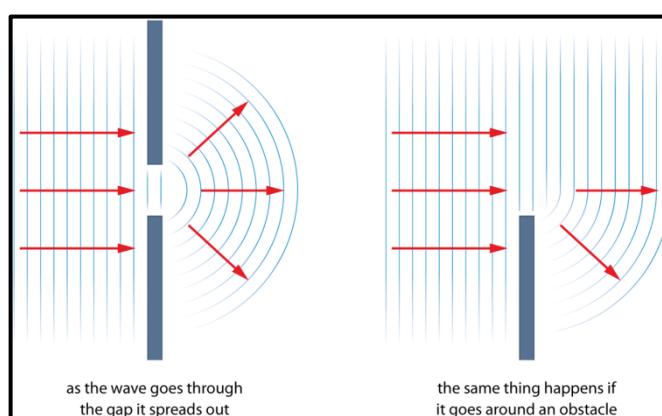
Mais especificamente, o princípio de Huygens diz: *"Todos os pontos de uma frente de onda devem ser considerados como fontes puntiformes para produção de*

⁷ Disponível em: <<http://www.sofisica.com.br/conteudos/Ondulatoria/Ondas/principiodehuygens.php>> Acesso em Jul. 2016.

ondas esféricas secundárias; depois de certo tempo t , a nova posição da frente de onda é a superfície que tangencia essas ondas secundárias." (HALLIDAY; RESNICK, 1996, p. 113-114).

Ainda que de forma qualitativa, as leis de reflexão e refração de ondas foram derivadas utilizando este princípio. No entanto, ainda haviam fenômenos importantes da propagação de ondas, como a propagação retilínea da onda e a difração, que não eram bem explicados utilizando os princípios de Huygens.

Figura 10 - Fenômeno da difração na propagação de ondas: ao encontrar uma fenda (esquerda) e um obstáculo (direita)



Fonte: Página virtual Tasker Milward physics⁸.

A difração é um fenômeno que ocorre quando determinada onda encontra um obstáculo durante sua propagação, de modo que sua forma seja alterada (Fig. 10). No entanto, em 1816 um físico francês chamado Augustin-Jean Fresnel demonstrou que o Princípio de Huygens, junto do seu próprio princípio da interferência de ondas, podia explicar a propagação linear da onda e os efeitos da difração.

Além disso, um resultado matemático do Princípio de Huygens é o princípio de Fermat, que diz que o caminho percorrido por uma onda entre dois pontos é o caminho que pode ser atravessado no menor tempo possível. Este princípio pode ser utilizado para derivar diversas leis da propagação de ondas, como a Lei de Snell.

2.3.4 Tipos de Ondas Sísmicas

Ondas sísmicas são ondas mecânicas, ou seja, propagam-se através de um meio material, que se propagam de forma radial a partir de uma fonte sísmica, como

⁸ Disponível em: < http://physics.taskermilward.org.uk/wave_behaviour_2.htm > Acesso em Jul. 2016.

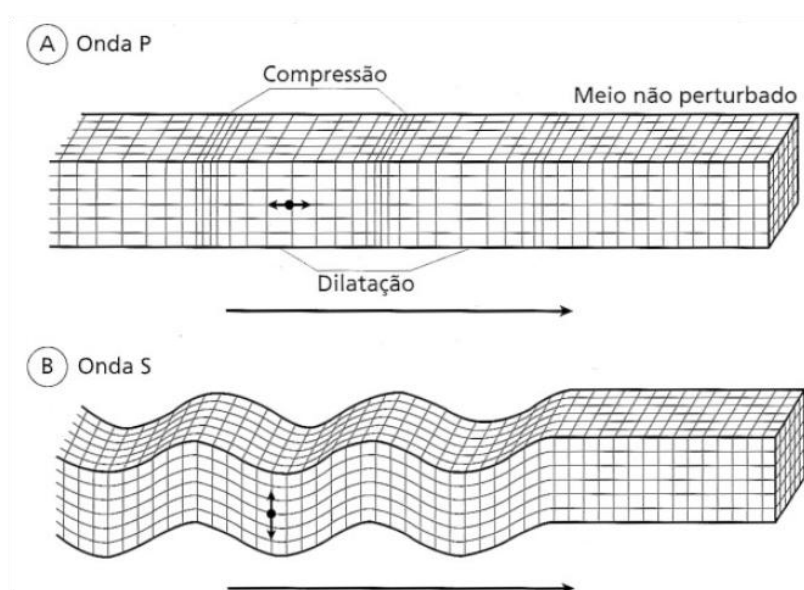
um terremoto ou uma explosão. Em geral, as fontes utilizadas nos levantamentos sísmicos geram trens de onda de curta duração, chamados de pulsos, compostos por uma ampla gama de frequências.

Admitindo-se que as perturbações geradas por estas ondas são elásticas, as velocidades de propagação dos pulsos sísmicos podem ser calculadas pelos módulos elásticos e densidade dos materiais através dos quais eles se propagam. Existem dois tipos de grupos de ondas sísmicas, chamadas de ondas de corpo e ondas superficiais (KEAREY *et. al*, 2009).

2.3.4.1 Ondas de Corpo

Estas ondas propagam-se através do volume de um sólido elástico e podem ser de dois tipos: compressionais e cisalhantes. As ondas compressionais, também chamadas de longitudinais, primárias ou ondas P, propagam-se por deformação uniaxial (compressão e expansão) na direção de propagação da onda. O movimento das partículas associado à passagem desta onda evolui a oscilação - em torno de um ponto fixo - na direção de propagação (Fig. 11A).

Figura 11 - Deformações elásticas e movimentos de partículas associados à propagação de ondas sísmicas de corpo



Fonte: BOLT, 1982 *apud* KEAREY *et al*, 2009.

As ondas cisalhantes, também chamadas de transversais, secundárias ou S, propagam-se por meio de um cisalhamento simples numa direção perpendicular à

direção de propagação da onda. Os movimentos das partículas envolvem a oscilação - em torno de um ponto fixo - num plano perpendicular à direção de propagação da onda (Fig. 11B).

A velocidade de propagação das ondas de corpo em um material homogêneo e isotrópico pode ser determinada através da seguinte expressão (KEAREY *et. al*, 2009):

$$v = \sqrt{\frac{\text{módulo elástico apropriado do material}}{\text{densidade do material } \rho}}. \quad (5)$$

A partir da equação 5, pode-se deduzir a velocidade de propagação para as ondas compressoriais e cisalhantes. Logo, a velocidade v_p de uma onda de corpo compressional, que envolve deformação ao longo da direção de propagação, é dada por

$$v_p = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}}, \quad (6)$$

onde K é o módulo de incompressibilidade e μ e ρ correspondem a rigidez e densidade do material do meio, respectivamente. Da mesma forma, a velocidade de propagação v_s de uma onda de corpo cisalhante, que envolve cisalhamento puro, é dada por

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}, \quad (7)$$

onde μ e ρ correspondem a rigidez e densidade do material do meio, respectivamente. Como a rigidez é nula para materiais líquidos, conclui-se que a velocidade de propagação das ondas cisalhantes nestes meios é igual a zero. Portanto, as ondas cisalhantes não se propagam em meios líquidos.

Apesar de fornecer um indicativo sobre a geologia em subsuperfície, as ondas P dependem de três propriedades físicas diferentes da rocha, por muitas vezes fornecendo resultados ambíguos sobre a litologia. Um indicador mais confiável é

dados pela Razão de Poisson (σ), que se relaciona com as ondas v_p e v_s da seguinte forma (KEAREY *et. al*, 2009):

$$\frac{v_p}{v_s} = \sqrt{\frac{2(1 - \sigma)}{(1 - 2\sigma)}}. \quad (8)$$

A partir das equações 6 e 7, pode-se deduzir que as ondas P viajam com maior velocidade através de um mesmo meio, quando comparadas com as ondas S. Além disso, estas relações fundamentais entre a velocidade de propagação e as propriedades físicas dos materiais independem da frequência das ondas e as ondas de corpo não são dispersivas (dentro do escopo da teoria da elasticidade), ou seja, todos os componentes de frequência em um pulso viajam através de um material com a mesma velocidade, determinada somente pelo módulo elástico e pela densidade do material.

Cabe ressaltar que, as camadas rochosas que compõe a Terra são, na verdade, dispersivas, embora este efeito não seja levado em conta nas teorias acústica e elástica. Neste sentido, uma descrição mais fidedigna poderia ser feita através de uma teoria visco-elástica, por exemplo.

De uma forma geral, a maior parte dos processamentos sísmicos utilizam somente as ondas compressoriais, visto que as mesmas simplificam as técnicas de levantamentos de duas maneiras. Em primeiro lugar, podem ser utilizados detectores sísmicos que registram somente os movimentos verticais do terreno. Segundo, a velocidade mais alta das ondas P assegura que estas serão sempre as primeiras a chegarem aos receptores (atrás apenas da onda direta), sendo mais facilmente reconhecíveis.

No entanto, levantamentos multicomponentes e técnicas de processamento mais robustas estão sendo cada vez mais utilizados, visto que a obtenção de informações sobre as ondas S fornece um maior volume de informações valiosas para a interpretação geológica de subsuperfície.

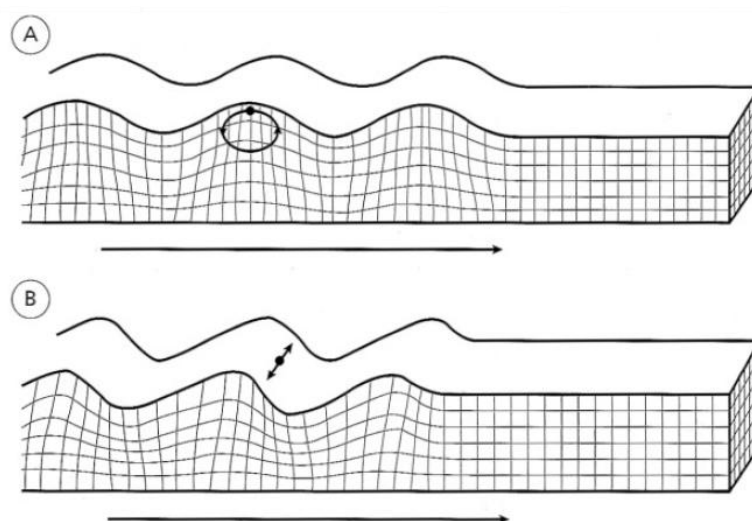
2.3.4.2 Ondas Superficiais

Estas ondas propagam-se ao longo das superfícies que limitam o volume de um sólido elástico e podem ser de dois tipos: Rayleigh e Love. As ondas Rayleigh

propagam-se ao longo de uma superfície livre ou ao longo da interface entre dois meios sólidos distintos. O movimento das partículas ocorre de modo elíptico num plano perpendicular à superfície e possuem a direção de propagação (Fig. 12A).

Estas ondas possuem velocidade de propagação menor que as ondas de corpo de cisalhamento e deveriam ser não dispersivas quando propagadas em um meio-espaço homogêneo. Todavia, observa-se que as ondas Rayleigh, quando se propagam ao redor da superfície terrestre, são dispersivas e sua forma de onda sofre variações progressivas durante a propagação como resultado de diferentes componentes de frequência viajando a velocidades distintas. Essa dispersão é diretamente atribuída à variação da velocidade de propagação ao longo da profundidade no interior da Terra.

Figura 12 - Deformações elásticas e movimentos de partículas associados a propagação das ondas sísmicas superficiais



Fonte: BOLT, 1982 *apud* KEAREY *et. al*, 2009.

Se a houver estratificação na superfície e a velocidade das ondas de cisalhamento na camada superficial for menor que a das camadas subjacentes, um segundo conjunto de ondas de superfície é gerado, chamado de ondas Love. Essas ondas são ondas de cisalhamento polarizadas, onde o movimento das partículas ocorre paralelamente à superfície livre e perpendicularmente à direção de propagação da onda (Fig. 12B).

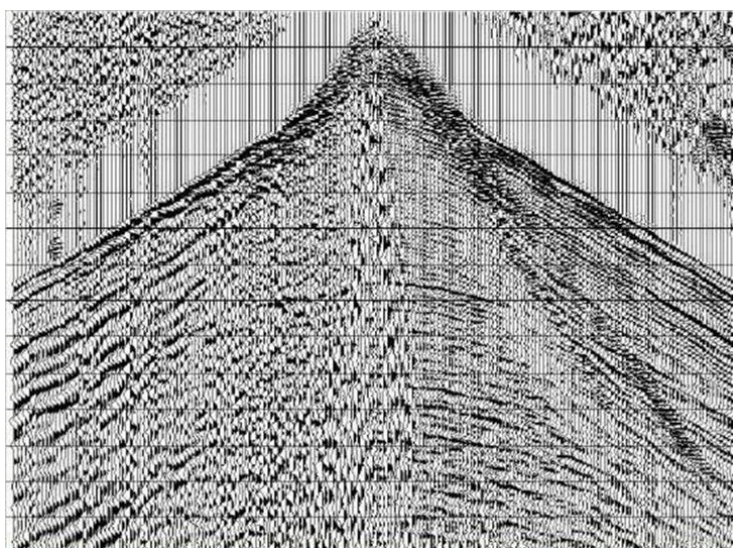
A velocidade de propagação destas ondas é intermediária entre as velocidades das ondas de cisalhamento da camada superficial e aquela das

camadas mais profundas. Além disso, as ondas Love são inerentemente dispersivas e esta dispersão funciona de maneira análoga às ondas Rayleigh.

2.4 SISMOGRAMA DE REFLEXÃO

O objetivo fundamental do método sísmico de reflexão é registrar os movimentos do terreno causados por uma fonte conhecida em determinada localização também conhecida. O registro desse movimento ao longo do tempo é chamado de sismograma (Fig. 13) e é a informação básica utilizada para obter a seção sísmica a ser interpretada. Os requisitos necessários para a obtenção de um sismograma são: (1) gerar um pulso sísmico com uma fonte apropriada; (2) detectar as ondas sísmicas no solo por meio de um transdutor apropriado; (3) registrar e apresentar as formas de ondas sísmicas em um sismógrafo apropriado (KEAREY *et al.*, 2009).

Figura 13 - Exemplo de Sismograma de Reflexão terrestre



Fonte: YILMAZ, 2001a.

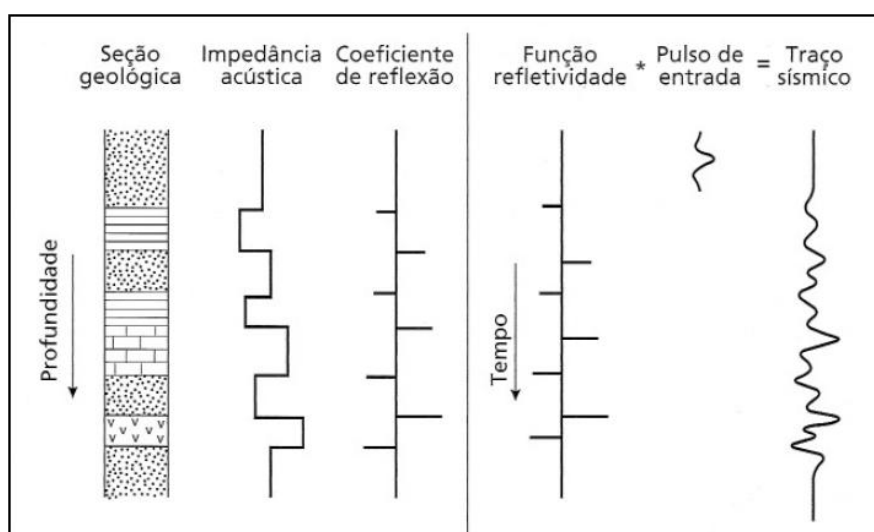
Ao longo de uma aquisição sísmica, diversos tiros são dados a partir da fonte utilizada e cada tiro produzirá um sismograma associado. O sismograma de campo constitui na primeira visualização do dado, ainda que o mesmo esteja totalmente bruto, sem nenhum tipo de processamento realizado para eliminação de ruídos. Cada sismograma é composto de diversos traços sísmicos, que correspondem ao número de receptores disponíveis durante uma aquisição. Ou seja, o número de

traços no sismograma será igual ao número de receptores utilizado no projeto de aquisição sísmica.

Em cada interface geológica, uma parte da energia incidente do pulso sísmico é refletida de volta à superfície. Essa fração de energia é determinada pelo contraste de impedância acústica entre as duas camadas, onde a impedância de cada camada é obtida a partir do produto entre a densidade e a velocidade de propagação da onda sísmica na mesma. Como visto, o coeficiente de reflexão R é a propriedade que regula a amplitude da onda refletida. Além disso, a amplitude dos pulsos varia em função da distância percorrida pelas ondas, devido a divergência esférica. Os tempos de chegada dos pulsos sísmicos nos receptores variam de acordo com a profundidade das interfaces, pelas velocidades de propagação entre elas e de acordo com a distância entre a fonte e o receptor.

O traço sísmico resultante em um sismograma pode ser compreendido, em uma primeira aproximação, como a convolução do pulso de entrada com uma série temporal conhecida como função refletividade, composta de uma série de impulsos (Fig. 14). Cada impulso tem uma amplitude relacionada com o coeficiente de reflexão de uma interface e um tempo de percurso equivalente ao tempo duplo de reflexão para aquela interface.

Figura 14 - Modelo convolucional do traço sísmico de reflexão: convolução entre a função refletividade e o pulso de entrada



Fonte: KEAREY *et. al*, 2009.

Na figura 14 pode-se observar que a função refletividade está diretamente relacionada com as propriedades físicas das camadas geológicas, uma vez que a

série de impulsos desta função está diretamente relacionada com os contrastes de impedância acústica – gerados pelas variações litológicas na seção geológica à esquerda – e pelos coeficientes de reflexão de cada interface.

Cabe ressaltar que o pulso sísmico se alonga durante sua propagação devido à perda progressiva, por absorção, de seus componentes de alta frequência. Portanto, o traço sísmico pode ser encarado como a convolução da função refletividade com um pulso sísmico variável com o tempo. Isso resulta em um traço sísmico mais complicado, pois há superposição de ruídos, tais como reflexões múltiplas, ondas de corpo diretas e refratadas, ondas de superfície (*ground roll*), ondas de ar e ruídos coerentes e incoerentes não relacionados à fonte sísmica. Além disso, o pulso também possui um comprimento finito e as reflexões individuais a partir de interfaces pouco espaçadas aparecem sobrepostas no sismograma resultante.

O processamento sísmico existe justamente por conta destes problemas inerentes ao pulso sísmico. Como o produto gerado na aquisição sísmica são os sismogramas, compostos pelos traços sísmicos, o objetivo principal do processamento é tentar reconstruir a função refletividade real correspondente à geologia em subsuperfície. Essa reconstrução envolverá, impreterivelmente, (1) remoção de ruídos; (2) determinação do pulso de entrada e sua remoção para a obtenção da função refletividade; (3) determinação da função velocidade para permitir a conversão do eixo do tempo para o da profundidade; (4) determinação das impedâncias acústicas (e propriedades relacionadas) das formações geológicas (KEAREY *et al.*, 2009).

3 PROCESSAMENTO SÍSMICO

O processamento sísmico é uma etapa do método sísmico de reflexão que é constituída por um conjunto de técnicas que visa aumentar a relação sinal/ruído dos dados adquiridos em campo, ou seja, remover os ruídos inerentes a este método e que prejudicam a qualidade da seção sísmica final. Em geral, o processamento sísmico de reflexão fornece uma imagem da subsuperfície da Terra através de uma seção sísmica, a qual é representada na maioria das vezes no domínio do tempo, isto é, o tempo em que as ondas levam para se propagarem em direção a subsuperfície e voltarem aos receptores em superfície (ver capítulo 2).

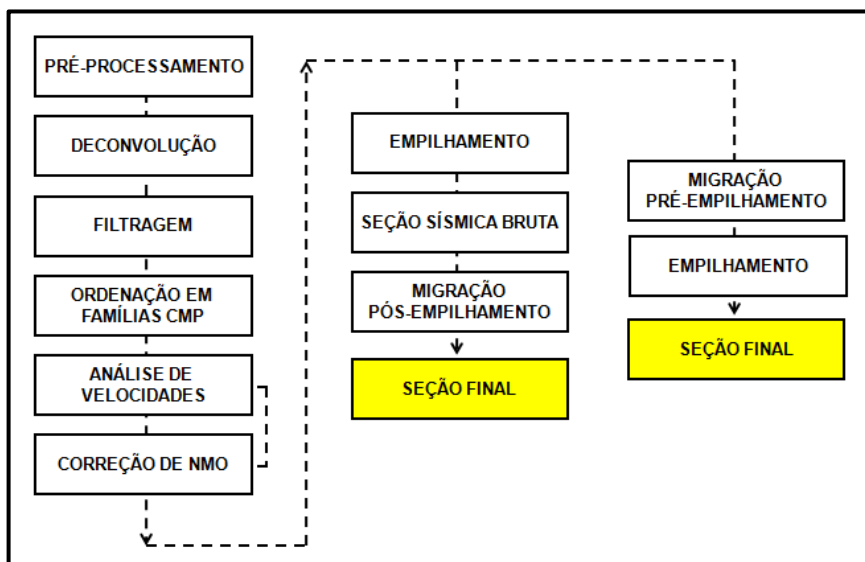
Cabe ressaltar que as estratégias de processamento e seus resultados são fortemente afetados pelos parâmetros utilizados durante a aquisição. Além disso, condições de superfície, como a absorção de grande parte da energia emitida pela fonte sísmica em regiões onde há a presença de camadas superficiais espessas de intemperismo, têm um impacto significativo na qualidade do sinal coletado.

Além disso, condições ambientais e demográficas também podem ter grande impacto na qualidade do dado adquirido. Por exemplo, muitas vezes em regiões urbanas não é possível utilizar toda a potência de um *vibroscis* (ver seção 2.2), visto que há risco de danos nas propriedades. Portanto, essa energia limitada pode não ser suficiente para produzir uma boa imagem de subsuperfície. Condições climáticas, cuidados tomados durante o registro do dado e a condição dos equipamentos também influenciam na qualidade do dado sísmico.

Logicamente, a qualidade dos resultados gerados pelo processamento depende das técnicas que são utilizadas ao longo do mesmo. No entanto, a intensidade destas condições adversas durante a aquisição de dados pode gerar ruídos que dificilmente serão eliminados durante o processamento e os intérpretes terão que lidar com uma seção sísmica final com uma relação sinal/ruído não satisfatória.

No apêndice B do trabalho, as etapas de um exemplo básico de fluxo de processamento baseado em YILMAZ (2001a) (Fig. 15) são apresentadas até a etapa de migração, que será abordada de forma mais detalhada a seguir.

Figura 15 - Exemplo de fluxo básico de processamento de dados sísmicos



Fonte: Elaborado pelo autor, baseado em YILMAZ (2001a).

3.1 MIGRAÇÃO

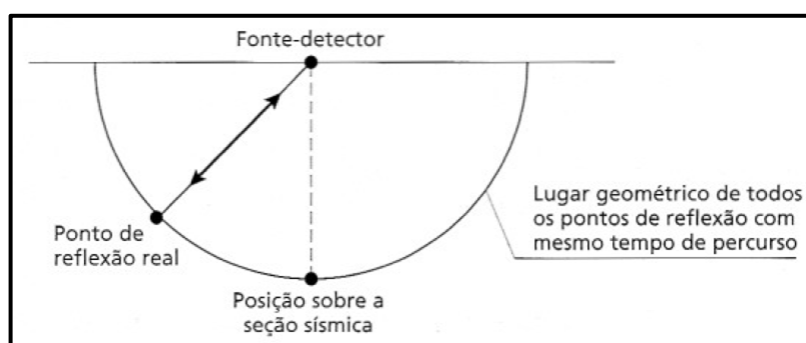
Apesar de ser uma das últimas etapas no processamento sísmico, a migração possui uma grande importância para a geração de uma seção sísmica final de qualidade e representa o tema central do presente trabalho. Como apresentado no apêndice B deste trabalho, a seção sísmica empilhada visa retirar o efeito do afastamento dos sismogramas, apresentando-se como uma primeira imagem da geologia em subsuperfície. Ela apresenta as reflexões e difrações registradas exatamente abaixo do receptor ou, mais precisamente, abaixo dos pontos médios das famílias CMP.

No entanto, os registros de reflexão estarão posicionados no local correto somente se o refletor for horizontal (ver apêndice B.4). Em geral, essa premissa não é verdadeira, uma vez que os refletores podem apresentar uma componente de mergulho. O objetivo da migração é reconstruir estas seções sísmicas de modo que os eventos de reflexão sejam reposicionados para suas corretas localizações em subsuperfície e nos tempos de reflexão verticais corretos.

Além disso, o processo de migração melhora a resolução das seções principalmente por colapsar padrões de difração gerados por refletores pontuais e camadas falhadas, que atuam como obstáculos para a propagação de ondas sísmicas (ver subseção 2.3.3).

A seguir, será discutido o conceito de migração pós-empilhamento (*pos-stack*) no qual é considerada a hipótese de afastamento nulo (*zero-offset*) entre a fonte e um receptor sísmico, ou seja, este tipo de migração deve ser aplicado a seções empilhadas. Nesse caso, os raios emitidos incidem perpendicularmente sobre a interface refletora e, respeitando a Lei de Snell (ver subseção 2.3.2), os raios refletidos terão a mesma direção do incidente. Ou seja, eles percorrerão a mesma trajetória na descida e na subida, como mostrado para o caso simples de uma camada com velocidade de propagação constante (Fig. 16).

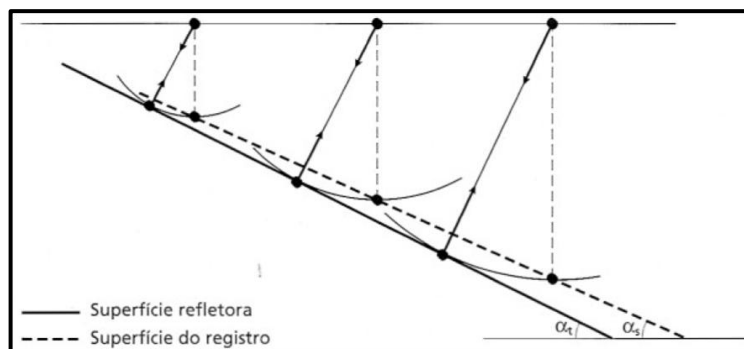
Figura 16 - Ilustração de possíveis pontos de reflexão que possuem o mesmo tempo duplo de propagação



Fonte: KEAREY *et. al*, 2009.

A geometria da propagação de uma onda sísmica em um meio com velocidade constante é representada por qualquer raio vetor de uma semiesfera centrada na posição da fonte, chamada de superfície isócrona. Os receptores registram o tempo duplo de reflexão, podendo o evento de reflexão, que foi registrado abaixo do respectivo receptor (na verdade, do respectivo CMP na seção empilhada), ser proveniente de um refletor situado em qualquer ponto pertencente à isócrona (Fig. 16). Assim, como o registro de um evento sísmico é feito exatamente abaixo de um receptor (ou CMP), ocorre uma distorção do evento registrado, como discutido a seguir.

Figura 17 - Superfície de reflexão inclinada e sua respectiva superfície imageada em uma seção sísmica não migrada



Fonte: KEAREY *et. al*, 2009.

Por exemplo, no caso de um refletor inclinado em um meio com velocidade constante acima dele, podemos, de forma similar ao caso anterior, fazer a construção de arcos de círculos para todos os eventos de reflexão registrados (Fig. 17). Com isso, é possível observar que haverá uma distorção na posição real do refletor, como mostrado na figura 17. Tal distorção é corrigida após a execução do processo de migração.

3.1.1 Métodos de Migração

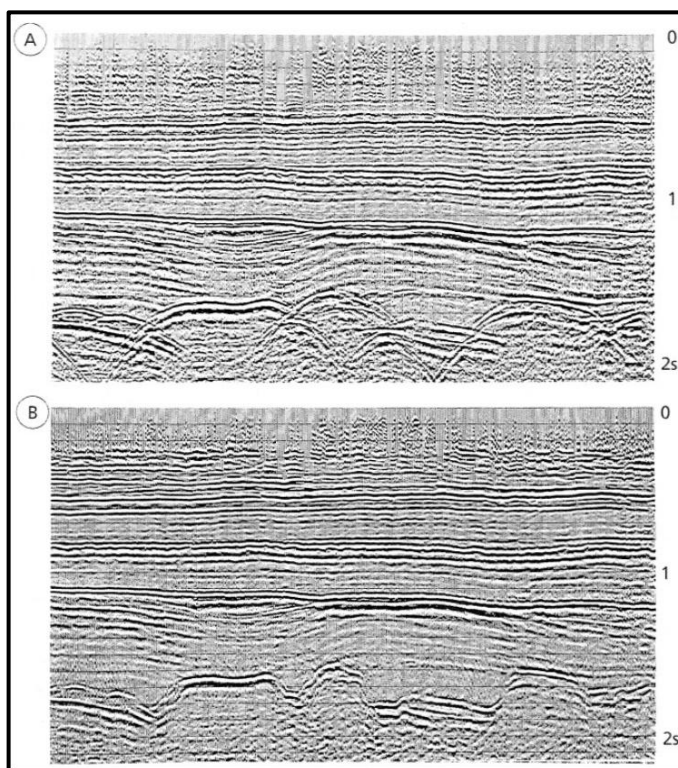
As abordagens mais modernas de migração envolvem a utilização da equação da onda (ver subseção 2.3.1), que é uma equação diferencial parcial que descreve o movimento de ondas sísmicas, geradas por uma fonte, no interior de um meio. Para a migração, é necessário realizar uma reconstrução da forma do campo de ondas nas proximidades da interface refletora. Isso pode ser alcançado através da solução da equação da onda, especificamente propagando o campo de ondas no sentido inverso do tempo. A propagação do campo de ondas registrado na seção empilhada até a metade do caminho de volta ao seu tempo de origem posiciona a onda depropagada na interface refletora e, desta forma, a geometria real do refletor pode ser obtida. Isto é conseguido dividindo-se todas as velocidades do macromodelo por dois e propagando-se a onda do tempo final para o inicial. Este procedimento é conhecido como migração reversa no tempo pós-empilhamento.

Além do método mencionado acima, existem diversas abordagens para a solução deste problema, que geram tipos específicos de migração, como o método das diferenças finitas (ALTERMAN & KORNFELD, 1968; ALTERMAN &

ROTENBERG, 1969; ALTERMAN & LOEWENTHAL, 1970; OTTAVIANI, 1971), de PSPI, do inglês *Phase Shift Plus Interpolation* (GAZDAG & SGUAZZERO, 1984), de Kirchhoff (FRENCH, 1975; SCHNEIDER, 1978), de *Split-Step* (STOFFA *et al*, 1990) e diversos outros. No presente trabalho, a solução utilizada será a da migração reversa no tempo pré-empilhamento.

Para a realização de qualquer migração, é necessário o conhecimento, com precisão suficiente, de um modelo de velocidades correspondente à subsuperfície. Se este modelo estiver incorreto, o resultado da migração invariavelmente também estará incorreto (BANCROFT, 2007). A estimativa para esse modelo é obtida a partir de análises anteriores das próprias seções sísmicas brutas e da extração de informações em perfis de poços (quando disponíveis).

Figura 18 - Resultado da aplicação da migração em uma seção sísmica bruta. (A) seção não migrada; (B) seção migrada



Fonte: KEAREY *et. al*, 2009. (Cortesia de Prakla-seismos GmbH).

Cabe ressaltar que a primeira estimativa deste modelo é obtida na etapa de análise de velocidades (ver apêndice B.5). Em geral, as interpretações que levam a decisões sobre locações de poços durante a prospecção de hidrocarbonetos, principalmente em áreas de grande complexidade estrutural, são realizadas apenas

em seções sísmicas migradas, visto que a migração na maioria das vezes leva a grandes melhorias no imageamento sísmico da geometria dos refletores (Fig. 18), representando mais fielmente a geologia em profundidade.

3.1.2 Domínios Verticais da Migração

A migração pode ser realizada em seções sísmicas com o domínio do eixo vertical tanto em tempo, quanto em profundidade. Na migração em tempo, as seções sísmicas migradas permanecerão com o tempo como domínio no eixo vertical. Já na migração em profundidade, a qual será utilizada no presente trabalho, os tempos de reflexão migrados são convertidos para profundidades usando-se informações de velocidades adequadas.

Com relação à diferença dos resultados oriundos por estes dois tipos de domínios, GRAY *et. al* (2001) destacam que a migração em tempo utiliza um campo de velocidades que segue os mesmos conceitos do processo de NMO e empilhamento, ou seja, o campo de velocidades que melhor ajusta cada ponto da imagem migrada. Logo, estes campos de velocidades podem variar de ponto pra ponto da seção, de modo que a migração em tempo é realizada utilizando-se uma velocidade constante para cada ponto da imagem de modo independente, desde que este campo ajuste os pontos à imagem.

Apesar destas incoerências no modelo de velocidades utilizado, a migração em tempo é considerada como um processo de imageamento válido, que inclusive consegue colapsar o efeito das difrações. No entanto, deve-se ter em mente que a capacidade de reposicionar os eventos para suas corretas localizações em subsuperfície e fornecer um bom modelo de velocidades pode ser prejudicada. De forma geral, o objetivo da migração em tempo é de fornecer uma imagem, não um modelo de velocidades geologicamente válido (GRAY *et. al*, 2001).

Já a migração em profundidade utiliza um modelo de velocidades intervalares, que é obtido como uma média das propriedades físicas das camadas. Isso permite construir um modelo de velocidades mais confiável, visto que são utilizadas técnicas que permitem variações nos modelos de velocidades de entrada até que uma boa condição de imagem seja obtida. Ou seja, além de colapsar as difrações inerentes aos dados sísmicos, a migração em profundidade também é considerada como uma

boa ferramenta para se obter uma boa estimativa de velocidades de subsuperfície (GRAY *et. al*, 2001).

No entanto é preciso ter cuidado, ainda que os modelos de velocidade utilizados para a migração estejam geologicamente incorretos, os mesmos podem produzir bons resultados de imageamento para refletores horizontais (STORK, 1992).

Resumidamente, a migração em profundidade é considerada mais ambiciosa que a migração em tempo. Apesar das duas formas terem o objetivo comum de produzir uma imagem e estimativas de velocidades, a migração em profundidade é inerentemente mais complexa que a realizada em tempo, que em geral pode produzir imagens aceitáveis muito rapidamente. Entretanto, a migração em profundidade é uma ferramenta de processamento mais poderosa, e seus resultados podem gerar informações mais confiáveis que os resultados da migração em tempo tanto na estruturação geológica em subsuperfície, quanto no modelo de velocidades.

3.1.3 Migração Pré-Empilhamento e Pós-Empilhamento

A etapa de migração pode ser realizada tanto antes do empilhamento (pré-empilhamento), quanto depois do empilhamento (pós-empilhamento) (Fig. 15). A diferença entre elas é basicamente na quantidade de vezes que será realizada a migração, isto é, na migração pós-empilhamento, o processo de migração é realizado apenas uma vez, utilizando a seção empilhada como entrada. Já a migração pré-empilhamento, que será utilizada neste trabalho, realiza o processo de migração para cada tiro dado durante a aquisição sísmica, utilizando como entrada os sismogramas processados obtidos até a etapa anterior ao empilhamento.

Tendo em vista esta diferença, é óbvio notar que a migração pré-empilhamento é muito mais demorada e necessita de computadores de alta qualidade, quando comparada com a migração pós-empilhamento. No entanto, os resultados produzidos pela migração pré-empilhamento apresentam, na maioria das vezes, maior qualidade do que aqueles produzidos pela migração realizada em uma seção já empilhada.

Uma solução para contornar o problema do custo computacional e do tempo na migração pré-empilhamento seria de não trabalhar somente com traços individuais, mas com subconjuntos de traços empilhados, registrados ao longo de

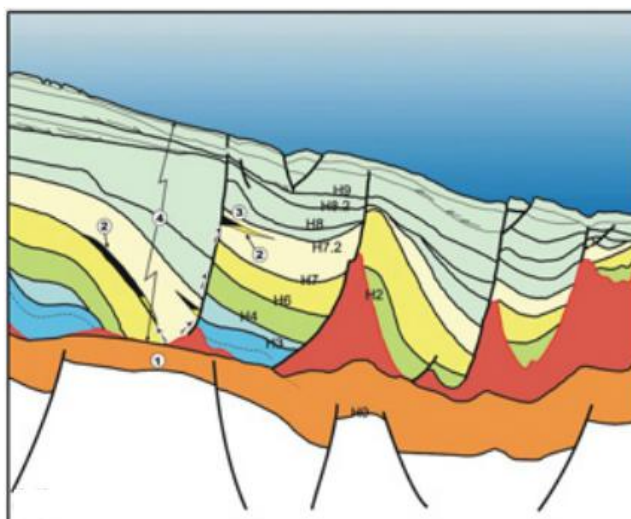
um curto intervalo de distâncias de afastamento. Desta forma, a seção final poderia ser obtida através do empilhamento destes subconjuntos (KEAREY *et. al*, 2009) e o tempo de processamento seria menor.

4 MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO

O principal objeto de estudo do presente trabalho é a migração reversa no tempo (MRT), que assim como outros métodos de migração, também utiliza a equação da onda e resolve a mesma utilizando a abordagem por diferenças finitas, na qual a equação da onda é aproximada por uma equação de diferenças finitas, apropriada para solução computacional. Os primeiros trabalhos sobre a técnica de MRT surgiram na década de 80, nos artigos de BAYSAL *et. al* (1983), WHITMORE (1983) e LEVIN (1984).

A MRT é uma técnica de migração que exige muito em termos computacionais, quando comparada a outros métodos de migração (ver subseção 3.1.1). No entanto, a principal vantagem da MRT com relação aos demais métodos é o fato desta técnica apresentar excelentes resultados em modelos geológicos de alta complexidade estrutural, em especial onde existem grandes variações de velocidade. Portanto, com a crescente complexidade dos alvos exploratórios, em especial com a descoberta dos reservatórios brasileiros do Pré-Sal, a aplicação da MRT se faz cada vez mais presente no cotidiano das grandes empresas de processamento de dados sísmicos.

Figura 19 - Modelo geológico da Bacia de Santos evidenciando a estruturação altamente complexa causada pela halocinese



Fonte: Modificado de CHANG *et. al*, 2008.

A Petrobrás definiu as rochas do pré-sal como formações situadas sob extensa camada evaporítica nas bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, no

litoral leste do Brasil (BARBASSA, 2007). Essa camada evaporítica apresenta algumas características peculiares, como a plasticidade e as altas velocidades de propagação sísmica em relação às demais camadas sedimentares. Portanto, a geração de esforços devido à sobreposição de novas camadas sedimentares fez com que esta camada de sal se movimentasse em subsuperfície, gerando domos e muros de sal (em vermelho) que afetaram a estruturação das camadas superiores (Fig. 19), em um processo conhecido como halocinese.

Por conta disso, a estruturação dos grandes reservatórios do Pré-Sal é altamente complexa, visto que as camadas de sal estão em contato direto, tanto lateralmente quanto verticalmente, com estes reservatórios (CHANG *et. al*, 2008). Esses contatos geram interfaces geológicas com grandes contrastes de impedância acústica, visto que as camadas evaporíticas possuem grandes velocidades de propagação sísmica. Esses grandes contrastes são prejudiciais ao imageamento sísmico, visto que a energia transmitida aos reservatórios abaixo do sal é muito pequena e, portanto, a imagem desses refletores na seção sísmica é prejudicada.

Além disso, a forma complexa dos domos salinos faz com que os raios incidentes sejam refletidos de modo irregular, prejudicando a recuperação destas informações nas técnicas convencionais de migração. A maior utilização da MRT nos últimos anos está diretamente associada a esses fatores prejudiciais na geração de boas imagens sísmicas.

Essa técnica de migração consiste na propagação do campo de ondas registrado nos sismogramas no sentido inverso do tempo, ou seja, do tempo final até o tempo inicial do registro sísmico. Como o campo de ondas é registrado por diversos receptores em superfície, na depropagação a energia presente nos sismogramas é injetada exatamente na posição dos receptores sísmicos. Desta forma, os receptores atuam como fontes pontuais nesta depropagação. Para que ocorra o imageamento em subsuperfície, a MRT utiliza uma condição de imagem durante a depropagação do campo de ondas.

4.1 CONDIÇÕES DE IMAGEM

A condição de imagem, como o nome indica, fornece as condições para a existência de um ponto imagem em uma determinada posição da subsuperfície. Ao longo dos anos, algumas condições de imagem foram desenvolvidas com o objetivo

de melhorar a imagem obtida e reduzir os custos computacionais. Dentre as quais destacam-se a condição de correlação cruzada (WHITMORE & LINES, 1986) e a condição por tempo de excitação. Cabe ressaltar que o cálculo da condição de imagem por tempo de excitação não é único, visto que a mesma pode ser obtida através de métodos híbridos de traçado de raios (HU & MCMECHAN, 1986; CHANG & MCMECHAN, 1986) e através do critério de amplitude máxima (LOEWENTHAL & HU, 1991).

No presente trabalho, será utilizada a condição de imagem por tempo de excitação calculado através do critério da amplitude máxima de LOEWENTHAL & HU (1991).

4.1.1 Condição de Imagem por Tempo de Excitação

Como mencionado na seção anterior, a condição de imagem por tempo de excitação obtido através do critério da amplitude máxima será utilizado no presente trabalho. Esse critério é utilizado para a obtenção de matrizes de tempo de trânsito (MTT's) que serão utilizadas na condição de imagem. Basicamente, as MTT's são matrizes que armazenam os tempos de trânsito do campo de ondas descendentes, isto é, apenas da onda direta a partir de uma fonte pontual.

Sabe-se que, à medida que as ondas sísmicas se propagam a partir de uma fonte, a amplitude destas ondas é cada vez mais atenuada devido a diversos fatores físicos (ver seção 2.3). Logo, os tempos de trânsito que formarão as MTT's podem ser obtidos utilizando-se o tempo de trânsito da onda com amplitude máxima que passa em um determinado ponto do modelo.

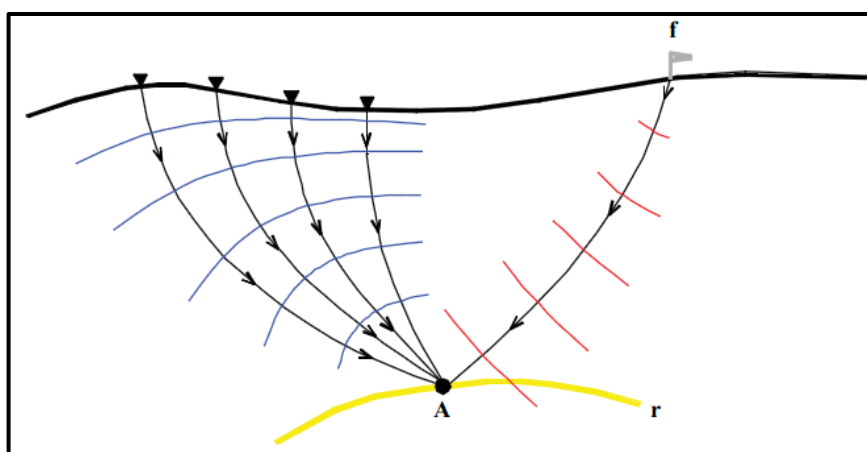
Com o critério da amplitude máxima, em geral, os tempos de trânsito somente serão sobrescritos nas matrizes quando houver uma amplitude maior que a anteriormente registrada naquele ponto. Em situações simples, a onda direta é a de maior amplitude e uma vez medido o tempo associado a tal evento, o tempo referente àquele ponto do modelo não será mais sobrescrito. No entanto, esses tempos podem ser sobrescritos de maneira errônea se houverem amplitudes de ondas maiores em tempos futuros. Isso pode acontecer em alguns casos quando há a soma das ondas descendentes com as ondas que são refletidas nas interfaces geológicas, por exemplo. Para garantir que isso não ocorra, ou pelo menos para minimizar tal problema, são utilizados modelos de velocidades onde a vagarosidade

é suavizada (LOEWENTHAL *et. al*, 1987), a fim de que não haja reflexões nas interfaces, visto que o coeficiente de reflexão (ver subseção 2.3.2) é quase anulado devido a esta suavização.

Uma vez obtida a MTT, a condição de imagem pode ser aplicada em uma etapa subsequente. Esta condição ocorre quando os tempos de trânsito do campo de ondas propagado a partir da fonte sísmica (armazenados nas MTT's) e o tempo do campo de ondas depropagado forem iguais (BULCÃO, 2004). Essa condição é conhecida como a condição de imagem por tempo de excitação.

Este conceito é ilustrado na figura 20, onde o campo de ondas descendentes é representado pela cor vermelha e o campo de ondas depropagado é representado pela cor azul. Nota-se que o campo de ondas descendentes é emitido pela própria fonte sísmica, enquanto que o campo de ondas depropagado é injetado na posição de cada receptor. Nesse caso, a MTT registrará o tempo de trânsito (t_A) referente à onda direta quando a mesma passar pelo ponto A, no refletor representado pela linha amarela. Como o campo de ondas registrado nos sismogramas é propagado no sentido inverso do tempo, em determinado momento este tempo da depropagação será igual ao tempo t_A , referente à passagem da onda direta pelo ponto A e armazenado na MTT. Essa igualdade indicará que aquele ponto é um ponto imagem, podendo o mesmo ser um refletor ou um difrator.

Figura 20 - Representação do princípio do imageamento, utilizando a condição de imagem por tempo de excitação



Fonte: BULCÃO, 2004.

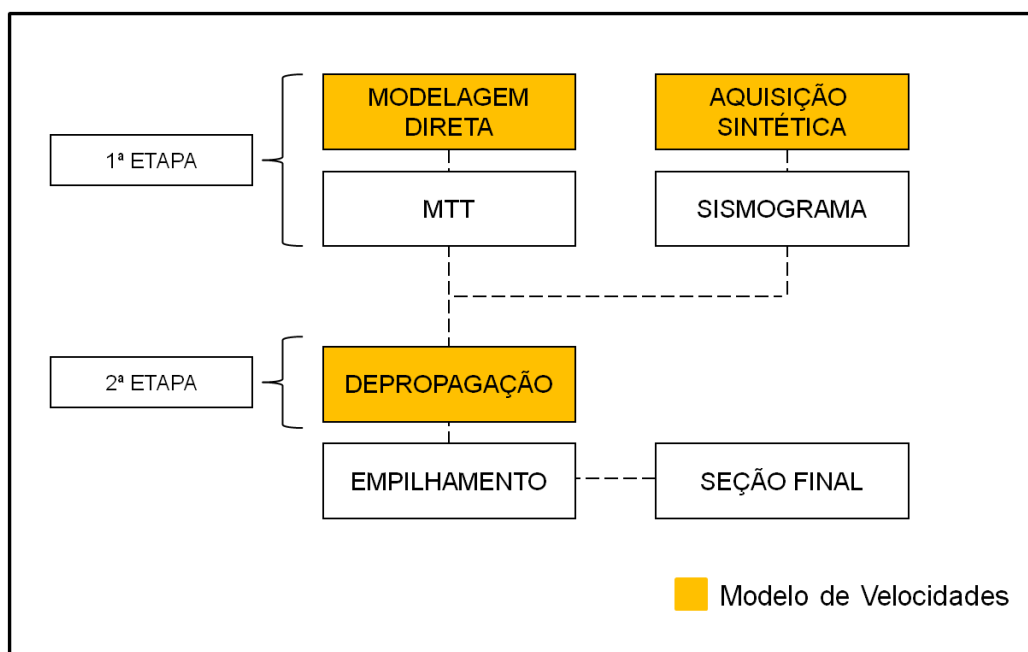
Neste sentido, o algoritmo de migração utilizado é composto por duas etapas principais, sendo elas: (1) a propagação de ondas sísmicas a partir da fonte, sendo

utilizadas soluções numéricas da equação da onda por diferenças finitas para o registro das MTT's utilizando-se o critério da amplitude máxima e (2) a depropagação do campo de ondas registrado nos sismogramas e aplica a condição de imagem, gerando as seções sísmicas finais migradas. Ambas as etapas devem utilizar, como feito neste trabalho, o modelo suavizado.

5 METODOLOGIA

Como já visto ao longo deste trabalho, uma MRT pré-empilhamento em profundidade será realizada em dados sísmicos sintéticos bidimensionais – gerados pelo autor – e no modelo de *Hess* disponibilizado pela *Society of Exploration Geophysicists* (SEG). Além disso, não será necessária nenhuma etapa de processamento com objetivos de remover ruídos, visto que não será introduzido ruído aleatório nos dados sintéticos gerados e os ruídos coerentes - como múltiplas - são suficientemente atenuados no empilhamento empreendido após a migração. Tendo em vista alcançar os objetivos enunciados na seção 1.2, a seguinte metodologia foi utilizada: (1) geração de modelos de velocidades de interesse; (2) criar dois algoritmos de modelagem direta para obtenção das MTT's e sismogramas sintéticos (dados sintético a ser migrado); (3) desenvolver e aplicar um algoritmo de MRT e (4) analisar os resultados obtidos.

Figura 21 - Fluxograma da metodologia utilizada neste trabalho



Fonte: Elaborada pelo autor.

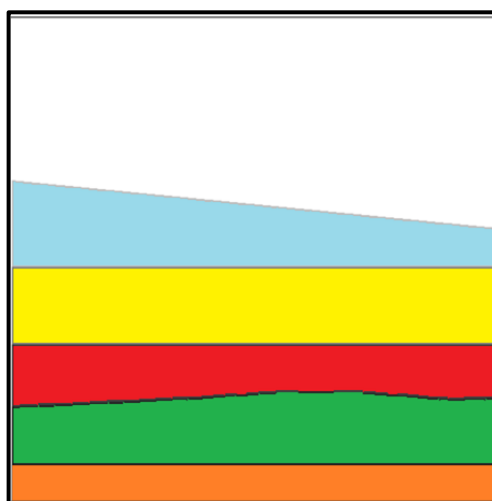
Os modelos de velocidades gerados serão correspondentes a situações de interesse em geofísica aplicada, com complexidade crescente, sendo o último modelo rodado de alta complexidade geológica, a fim de justificar a utilização da técnica de MRT. Como os algoritmos de MRT desenvolvidos pelo autor serão

utilizados em dados sísmicos sintéticos, um algoritmo de modelagem direta que simule uma aquisição sísmica será desenvolvido para a obtenção dos respectivos sismogramas. Uma pequena variação deste algoritmo será responsável pela geração das MTT's, que servirão como condição de imagem para a MRT. Em seguida, o algoritmo que realiza a segunda etapa da MRT, referente à depropagação do campo de ondas, será aplicado utilizando como entrada os sismogramas e as MTT's obtidas na etapa anterior. Após a aplicação de outro algoritmo referente à soma das imagens resultantes de cada tiro (empilhamento), a última etapa será analisar as seções migradas obtidas. O fluxograma que representa a metodologia utilizada pode ser visualizado na figura 21. Cabe ressaltar que todos os algoritmos desenvolvidos pelo autor foram construídos utilizando a linguagem de programação Fortran 90.

5.1 GERAÇÃO DOS MODELOS DE VELOCIDADES

Para a geração de modelos de velocidades de interesse, primeiramente é necessário criar um modelo geológico coerente de subsuperfície. Como a migração reversa no tempo utiliza velocidades intervalares, para cada camada do modelo geológico uma velocidade de propagação sísmica deve estar associada. Cabe ressaltar que, como já mencionado anteriormente, para executar qualquer algoritmo de migração sísmica é necessário um modelo de velocidades (ver seção 3.1).

Figura 22 - Modelo de velocidades sintético obtido pela utilização do software “Gerador de Grids”



Fonte: Elaborada pelo autor.

A geração dos modelos foi realizada através da utilização do *software* “Gerador de Grids”, versão 1.0, desenvolvido pelos pesquisadores D. Sc. Eng. Cid da Silva Garcia Monteiro e D. Sc. Eng. Cleberson Dors. Este *software* permite a construção de modelos geológicos em malhas pré-determinadas pelo usuário (Fig. 22). Além disso, é possível associar uma velocidade de propagação para cada ponto da malha desenvolvida. Por exemplo, na figura 22 cada cor está associada a uma velocidade sísmica de propagação diferente. Este programa fornece como saída o modelo de velocidades desenvolvido em formato binário, que será lido nos algoritmos posteriormente.

5.2 MODELAGEM DIRETA

Como a condição de imagem utilizada será a por tempo de excitação, uma modelagem direta deverá ser realizada para se obter as matrizes de tempo de trânsito referentes ao campo de ondas descendentes. Além disso, essa simulação também será necessária, pois a migração será realizada em dados sísmicos sintéticos, ou seja, em dados que não foram adquiridos em levantamentos reais. Em termos técnicos, uma modelagem sísmica é o ato de simular um fenômeno natural através de um modelo físico ou matemático (DUARTE, 1997 *apud* SANTOS, 2011).

A primeira equação de onda utilizada no presente trabalho (ver subseção 2.3.1) descreve bem a propagação de ondas P em duas dimensões e em meios isotrópicos. Além disso, será considerado um gradiente de densidades desprezível nos modelos, isto é, será utilizada a equação acústica da onda (equação 2), ou seja, os coeficientes de reflexões (ver subseção 2.3.2) dependerão apenas dos contrastes de velocidades de propagação entre os meios e serão dados, a partir da equação 4 da seguinte forma:

$$R = \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1}, \quad (11)$$

onde v_1 , e v_2 são os valores da velocidade das ondas compressoriais de determinadas camadas, superior e inferior a uma interface, ao longo de um modelo, respectivamente. Para resolver a equação acústica da onda computacionalmente, foi utilizado o método de diferenças finitas para aproximar as derivadas parciais da

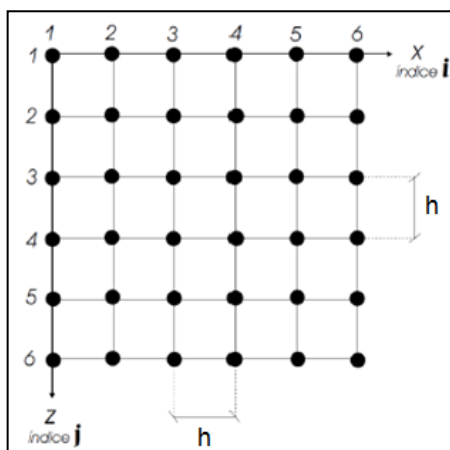
equação 2. Nas modelagens desenvolvidas neste trabalho, foram utilizadas também equações mais gerais que consideram a heterogeneidade espacial da densidade.

Existem diversos tipos de formulações desenvolvidas para a resolução da equação da onda, principalmente esquemas heterogêneos, como em DI BARTOLO *et. al* (2012), LEVANDER (1989) e MOCZO *et. al* (2007). No presente trabalho, foram implementados dois tipos de malhas para resolução da equação acústica da onda: um esquema de malha simples (que considera gradientes de densidades desprezíveis) e um esquema de malhas intercaladas (para meios acústicos gerais).

5.2.1 Esquema de Malha Simples

O esquema de malha simples é caracterizado por discretizar o domínio espacial em pontos igualmente espaçados em cada uma das duas direções (x e z). Em cada ponto da malha as propriedades do meio, como velocidade de propagação $c(x,z)$ e a pressão acústica $u(x,z)$, são definidos. A formulação escolhida utiliza o mesmo espaçamento h nas duas direções (Fig. 23).

Figura 23 - Malha de diferenças finitas simples utilizada

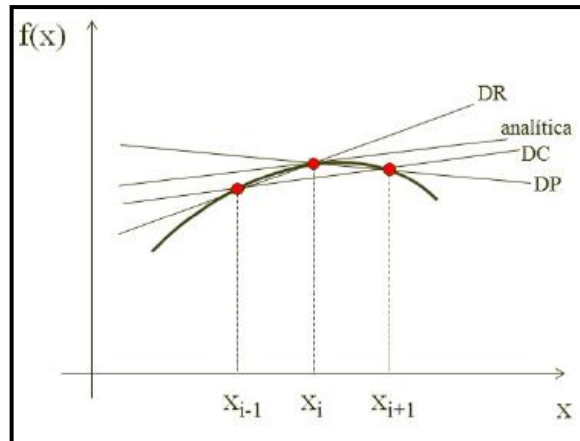


Fonte: Modificado de DI BARTOLO, 2013.

As derivadas podem ser aproximadas por diferenças regressivas, progressivas ou centrais. No caso da diferença regressiva (DR), a derivada é aproximada utilizando o próprio ponto e o ponto imediatamente anterior. Na progressiva (DP), é utilizado o próprio ponto e o ponto imediatamente posterior. Já na central (DC), são utilizados os pontos imediatamente posteriores e anteriores ao ponto que se quer calcular. No presente trabalho, foi utilizada a aproximação por

diferenças centrais, por este apresentar precisão maior em comparação com a resposta analítica, dada pela inclinação mais próxima da reta de DC em relação à solução analítica (Fig. 24).

Figura 24 - Significado geométrico das aproximações das derivadas em uma dimensão



Fonte: DI BARTOLO, 2013.

A partir disso, os operadores de diferenças finitas podem ser obtidos e substituídos na equação original, gerando uma equação de diferenças finitas que será implementada computacionalmente. O desenvolvimento matemático para a obtenção destes operadores pode ser encontrado no Apêndice A. Para este trabalho, foram escolhidos operadores de segunda ordem para as derivadas parciais temporais e de quarta ordem para as derivadas parciais espaciais.

5.2.2 Esquema de Malhas Intercaladas

Neste trabalho, uma abordagem de malhas intercaladas proposta por VIRIEUX (1986) será utilizada, com a devida simplificação para o caso acústico tratado. Neste sentido, o objetivo é resolver o sistema de equações de primeira ordem para a pressão e velocidade abaixo:

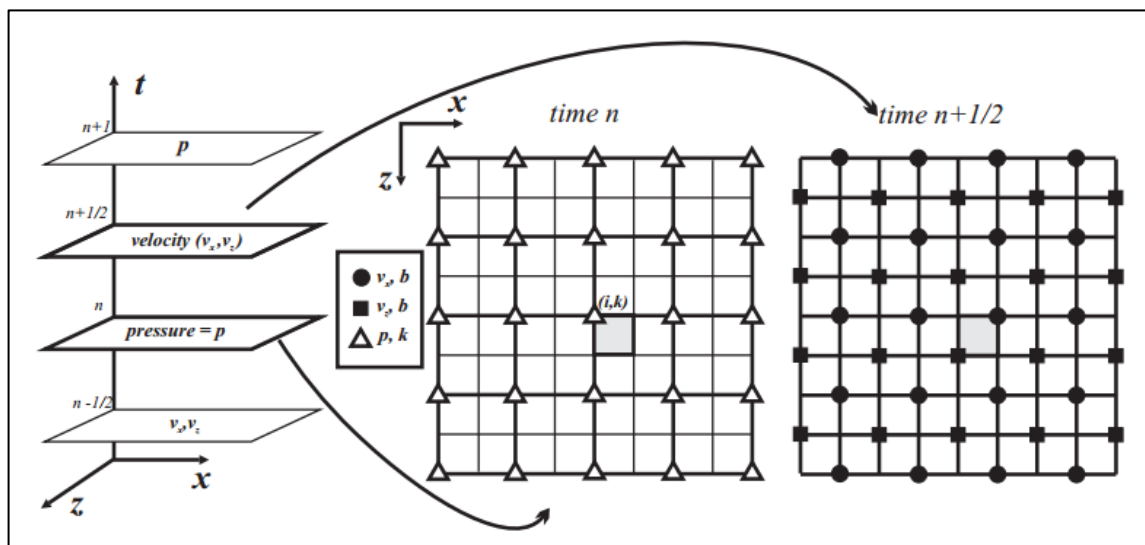
$$\frac{1}{k} \frac{\partial u}{\partial t} + \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_z}{\partial z} = \frac{\partial i_v(r,t)}{\partial t} \quad (9)$$

$$\rho \frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial x} = 0 \quad (10)$$

$$\rho \frac{\partial v_z}{\partial z} + \frac{\partial u}{\partial z} = 0. \quad (11)$$

O sistema de equações acima já incorpora possíveis heterogeneidades no meio, calculando tanto o campo de pressões quanto o de velocidades em todas dimensões utilizadas (no caso do presente trabalho, nas dimensões x e z). A malha utilizada para discretizar estas equações é apresentada na figura 25.

Figura 25 - Discretização do sistema de equações acústicas utilizando malhas intercaladas

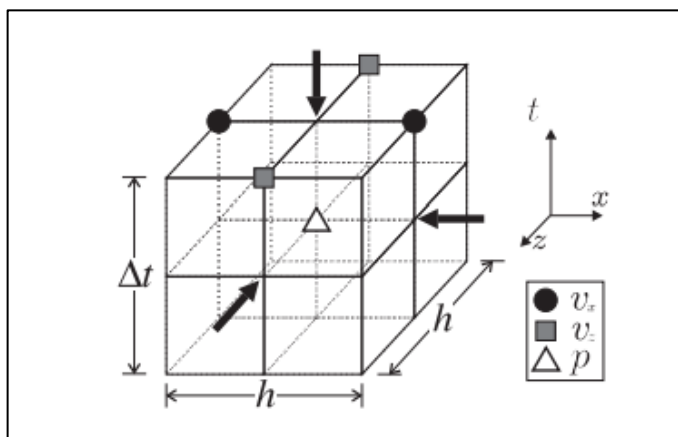


Fonte: DI BARTOLO *et. al*, 2012.

Esta malha é intercalada tanto no tempo, quanto no espaço e representa um caso simplificado da malha proposta por VIRIEUX (1986), uma vez que não há tensões cisalhantes e as tensões normais são ambas iguais a pressão acústica (com sinal negativo). Esta configuração permite calcular de maneira apropriada as derivadas parciais utilizando-se diferenças centrais, bastando-se equilibrar as equações nas posições corretas, como ilustrado na figura 26.

Para maiores detalhes acerca da obtenção dos operadores de diferenças finitas obtido para este esquema, ver o apêndice A.2 deste trabalho.

Figura 26 - Cubo extraído da figura 25 representando o local onde as equações são equilibradas neste esquema

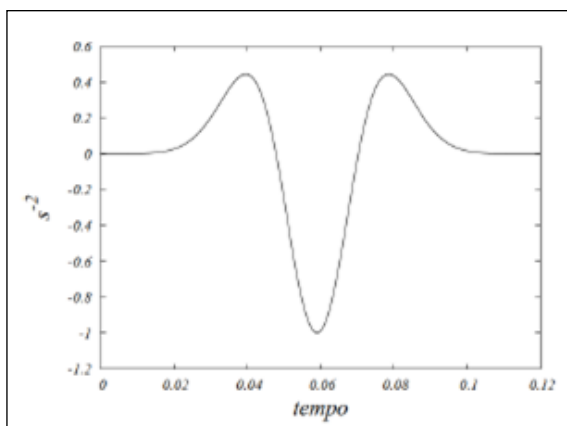


Fonte: DI BARTOLO *et. al*, 2012.

5.2.3 Fonte Sísmica

Analisando as equações de onda acústica escolhidas, em ambos esquemas de malhas, o único parâmetro restante a ser definido é a fonte sísmica. A fonte escolhida foi um pulso *Ricker*. A frequência de corte (f_c) utilizada foi de 60 Hz (Fig. 27). Matematicamente, essa fonte é representada pela derivada segunda da função gaussiana (DI BARTOLO *et al*, 2012).

Figura 27 - Pulso sísmico injetado no algoritmo de modelagem direta



Fonte: Modificado de DI BARTOLO, 2013.

5.3 CRITÉRIOS DE ESTABILIDADE E DISPERSÃO NUMÉRICA

Como já visto anteriormente, na teoria acústica, as ondas sísmicas de corpo são ondas não-dispersivas (ver subseção 2.3.4), nas quais todas as bandas de frequência propagam-se com a mesma velocidade. Entretanto, a partir do momento que a propagação (modelagem direta) ou a depropagação (MRT) é realizada em um domínio discreto, a velocidade da onda passa a depender do espaçamento utilizado na malha (h) e das frequências do sinal (PALERMO, 2002).

Para que não ocorra a dispersão numérica, existe uma relação empírica para a determinação do espaçamento, dada por:

$$h \leq \frac{v_{\min}}{\alpha f_c}. \quad (12)$$

Essa equação é função da frequência de corte da fonte (f_c), da velocidade mínima do modelo de velocidades (v_{\min}) e de um parâmetro empírico α , que define a quantidade de amostras necessárias para um único comprimento de onda (CAPUCCI, 2010).

A estabilidade da solução também é dependente das velocidades utilizadas para a propagação, já que se refere à análise de crescimento dos erros ao longo das iterações de tempo (SANTOS, 2011). A partir disto, existe uma formulação para determinar o maior espaço de tempo (Δt) possível para que o método se mantenha estável, sendo este relacionado com o número de Courant. A relação dada a seguir garante a estabilidade e uma precisão numérica adequada:

$$\Delta t \leq \frac{h}{\beta v_{\max}}. \quad (13)$$

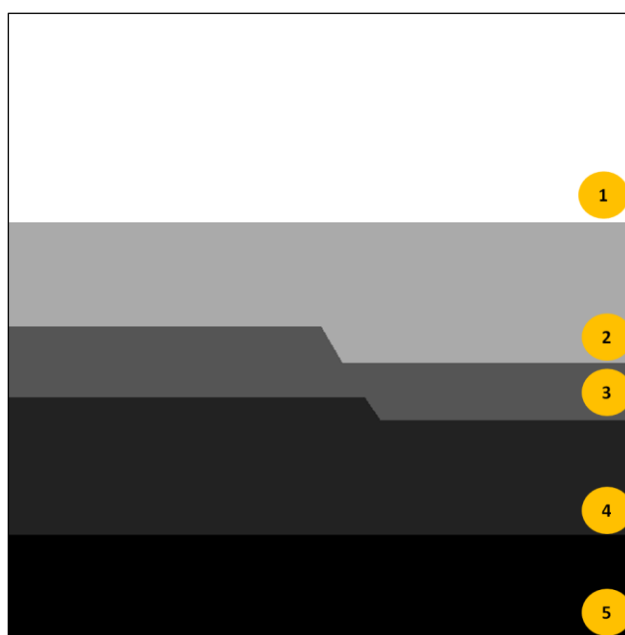
Essa equação é função do espaçamento (h) utilizado na malha, da velocidade máxima do modelo de velocidades (v_{\max}) e de um parâmetro empírico β , que se refere à amostragem por comprimento de onda. Os parâmetros α e β podem assumir diversos valores dependendo da formulação numérica. No presente trabalho, os valores ideais são $\alpha = 5$ e $\beta = 4$ (ALFORD, KELLY e BOORE, 1974).

6 RESULTADOS

6.1 MODELOS SINTÉTICOS

Nesta seção serão apresentados os modelos sintéticos utilizados para aplicação dos algoritmos de migração reversa no tempo desenvolvidos. Com exceção do modelo de Hess, disponibilizado no site da SEG, todos os outros modelos foram desenvolvidos pelo autor utilizando-se o software de gerador de grids binários mencionado anteriormente.

Figura 28 - Modelo sintético de falha normal



Fonte: Elaborada pelo autor.

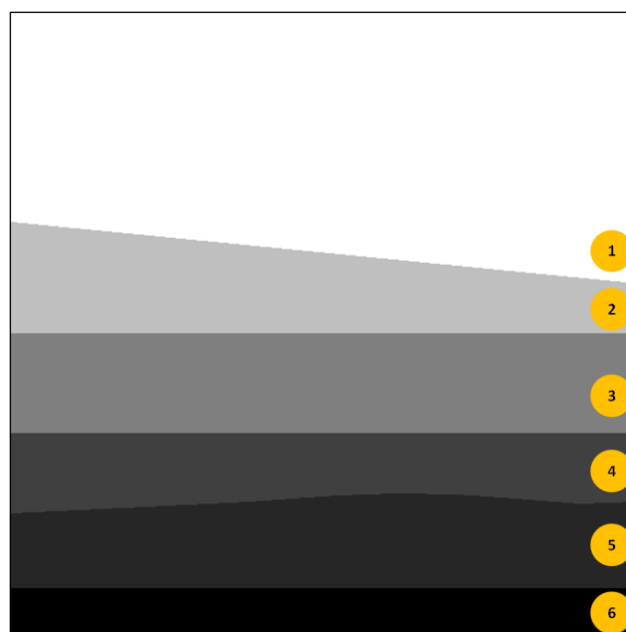
Tabela 1 - Velocidades utilizadas no modelo de falha normal

Velocidades de Propagação do Modelo de Falha Normal	
V_1	1500 m/s
V_2	2000 m/s
V_3	2500 m/s
V_4	2800 m/s
V_5	3000 m/s

O primeiro modelo é o de geologia mais simples, com camadas plano-paralelas e uma falha normal associada entre a segunda e terceira camada (Fig. 28).

Este modelo possui uma extensão de 3,000 metros tanto na vertical, quanto na horizontal. Além disso, a malha utilizada para discretizá-lo possui 601 pontos nas duas dimensões x e z. A tabela 1 lista o valor das velocidades de propagação das ondas primárias de cada camada deste modelo.

Figura 29 - Modelo sintético de anticlinal suave



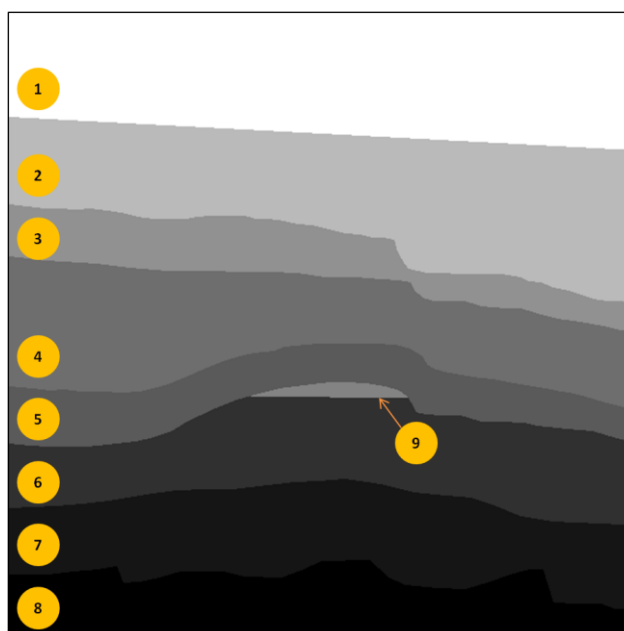
Fonte: Elaborada pelo autor

Tabela 2 - Velocidades utilizadas no modelo de anticlinal suave

Velocidades de Propagação do Modelo de Anticlinal Suave	
V_1	1500 m/s
V_2	2000 m/s
V_3	2500 m/s
V_4	3000 m/s
V_5	3200 m/s
V_6	3500 m/s

O segundo modelo, também simples, representa uma situação de fundo do mar inclinado, com uma camada mais profunda dobrada, produzindo uma feição de anticlinal suave (Fig. 29). A extensão também é de 3,000 metros nas duas direções. Além disso, também foram utilizados 601 pontos para discretizar as dimensões x e z. A tabela 2 lista o valor das velocidades de propagação de cada camada deste modelo.

Figura 30 - Modelo sintético de acumulação de hidrocarbonetos estruturalmente trapeados



Fonte: Elaborada pelo autor.

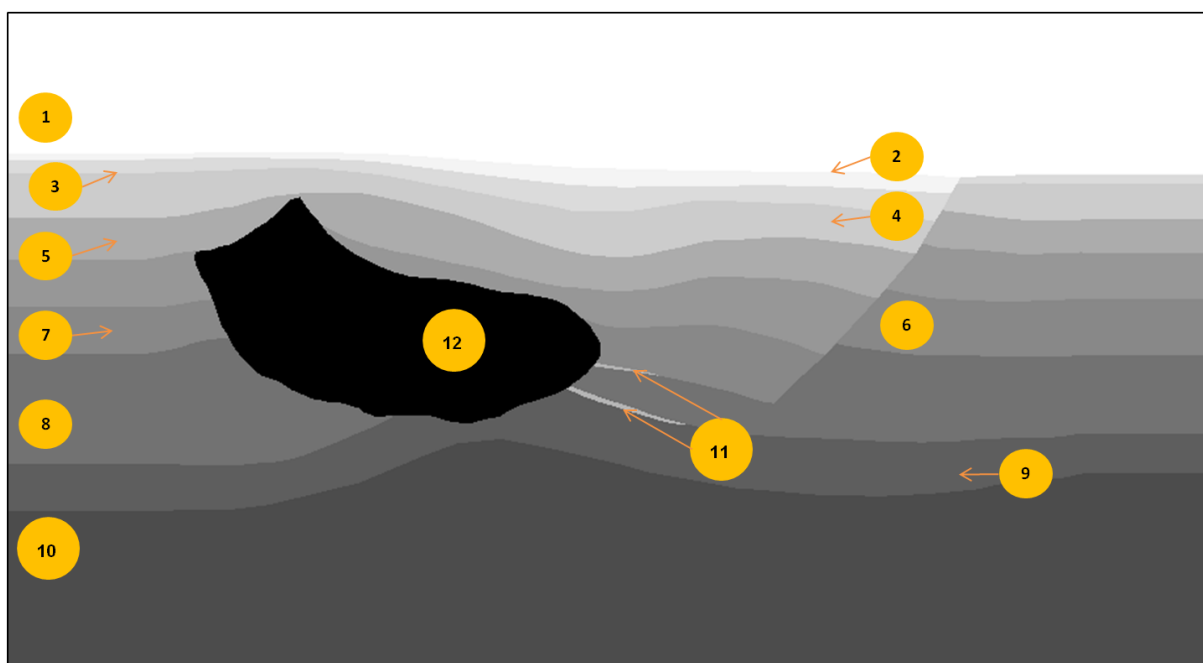
O terceiro modelo utilizado possui uma geologia um pouco mais realista, com um plano de falha bem definido e uma acumulação de hidrocarbonetos trapeada estruturalmente por um anticlinal acentuado nas camadas mais profundas (Fig. 30).

Tabela 3 - Velocidades utilizadas no modelo de acumulação de hidrocarbonetos (HC's)

Velocidades de Propagação do Modelo de Acumulação de HC's	
V_1	1500 m/s
V_2	2000 m/s
V_3	2300 m/s
V_4	2550 m/s
V_5	2700 m/s
V_6	3000 m/s
V_7	3200 m/s
V_8	3350 m/s
V_9	2400 m/s

A extensão do modelo também é de 3,000 metros nas duas direções e foi utilizado 601 pontos em ambas para discretização do modelo na malha. A tabela 3 discrimina os valores de velocidades de propagação utilizados neste modelo.

Figura 31 - Modelo sintético de Hess, fornecido pela SEG



Fonte: Elaborada pelo autor.

Tabela 4 - Velocidades utilizadas no modelo de Hess

Velocidades de Propagação do Modelo de Hess	
V_1	1524 m/s
V_2	1650 m/s
V_3	1942 m/s
V_4	2121 m/s
V_5	2492 m/s
V_6	2742 m/s
V_7	2917 m/s
V_8	3179 m/s
V_9	3407 m/s
V_{10}	3620 m/s
V_{11}	2377 m/s
V_{12}	4511 m/s

O último modelo utilizado foi disponibilizado pela SEG e é chamado de modelo de Hess. Com uma tectônica associada ao deslocamento do sal em subsuperfície, onde existem duas acumulações de hidrocarbonetos trapeadas nos flancos do mesmo. Este modelo é mais realístico que os demais e também mais

complexo (Fig. 31). A extensão é de 4600 metros na superfície e de 2500 metros de profundidade.

Em termos de discretização da malha de diferenças finitas, foram utilizados 921 pontos no domínio horizontal e 501 pontos no vertical. A tabela 4 fornece os valores de velocidades para todas as camadas deste modelo.

6.2 PROPAGAÇÃO DAS ONDAS ACÚSTICAS

Nesta seção, alguns *snapshots* da propagação das ondas acústicas serão analisados. Nas propagações utilizando-se o esquema de malhas simples foi utilizada a equação 2 (ver subseção 2.3.1). Em se tratando de malhas intercaladas, o sistema de equações 9-11 (ver subseção 5.2.2) foi utilizado.

Para cada modelo sintético uma lista individual de parâmetros foi utilizada. Esses parâmetros correspondem ao tempo total de propagação da onda, tamanho do modelo, posição da fonte e dos receptores, além dos parâmetros numéricos h e dt , que devem obedecer aos critérios de estabilidade/precisão e não dispersão numérica discutidos na seção 5.3. A tabela 5 abaixo mostra os parâmetros utilizados para cada modelo sintético utilizado.

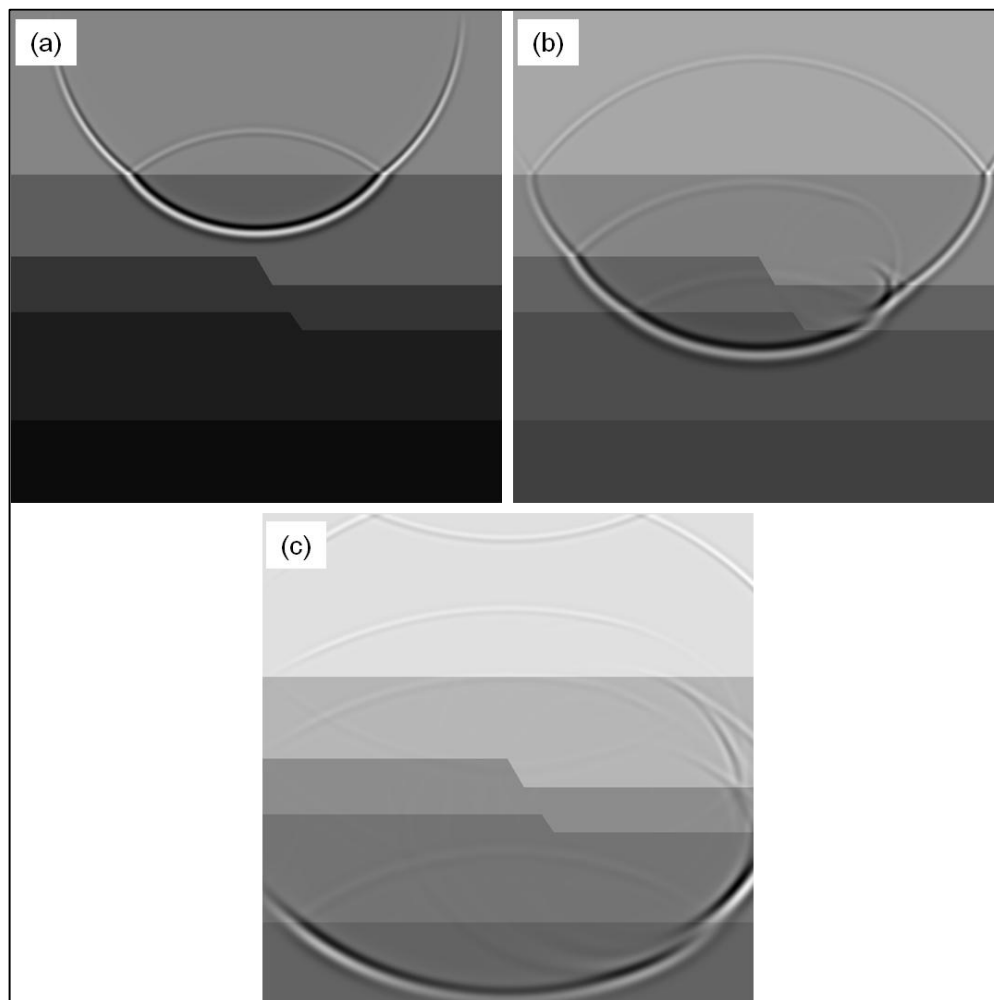
Tabela 5 - Tabela de parâmetros utilizados em cada modelo sintético na modelagem direta

Parâmetros Utilizados na Modelagem Direta				
Modelo	Tempo Total de Propagação (t)	Espaçamento entre os pontos da malha (h)	Intervalo de tempo entre passos consecutivos (dt)	Tamanho do modelo em pontos da malha (Nz,Nx)
Falha	3.0 s	5.0 m	0.0004 s	601,601
Anticlinal	3.0 s	5.0 m	0.0003 s	601,601
Acumulação	3.0 s	5.0 m	0.0003 s	601,601
Hess	3.0 s	5.0 m	0.0002 s	501,921

Esta etapa do trabalho, que também poderia ser chamada de modelagem direta, fornecerá as matrizes de tempo de trânsito e os sismogramas sintéticos que serão utilizados na etapa seguinte da migração reversa no tempo. A modelagem direta que gera as matrizes de tempo de trânsito, as quais são elementos necessários para a condição de imagem utilizada, é caracterizada como a primeira

etapa da MRT. Cabe ressaltar que se houvessem dados reais disponíveis, não seria necessário realizar uma modelagem para obter os sismogramas sintéticos. Logo, a etapa de geração de sismogramas não faz parte da MRT nos casos reais.

Figura 32 - Propagação de ondas acústicas no modelo de falha. (a) após 0,9 s; (b) após 1,2 s; (c) após 1,5 s.



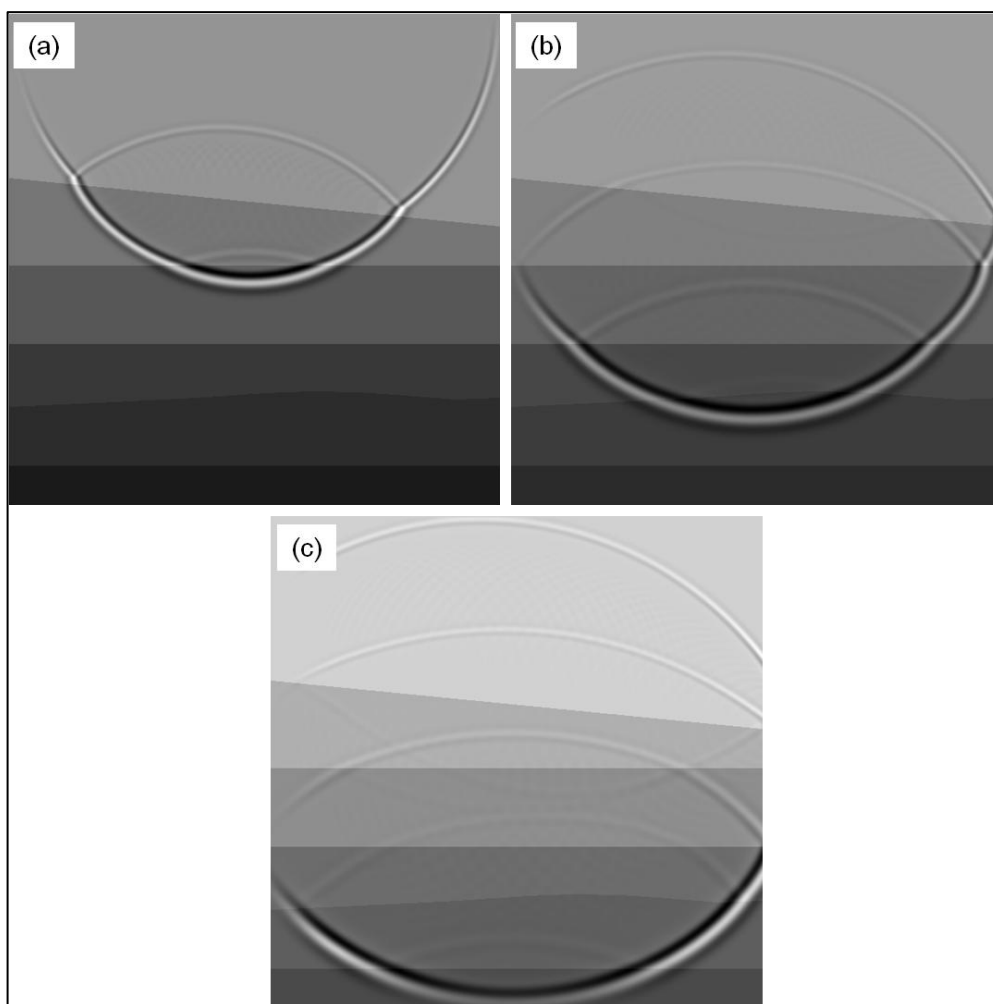
Fonte: Elaborada pelo autor.

A figura 32 mostra a propagação da onda acústica gerada pela fonte sísmica na posição central do modelo de falha, isto é, na posição de 1500 metros na superfície. A profundidade da fonte é de 10 metros e, portanto, estaria submersa na água do mar. Cabe ressaltar o efeito causado pelo plano de falha na propagação das ondas, que altera a forma da mesma devido ao efeito da difração (ver subseção 2.3.3).

A figura 33 mostra a propagação da onda acústica gerada na posição central (1500 metros) do modelo de anticlinal suave. Notar a reflexão diferencial da primeira

camada causada pelo mergulho do fundo do mar. A profundidade da fonte é de 10 metros abaixo da superfície do nível do mar. Além disso, nesta propagação fica evidente o alargamento do pulso sísmico a medida que o mesmo vai ganhando profundidade, visto que as velocidades das camadas mais profundas aumentam o seu comprimento de onda. (ver seção 2.4).

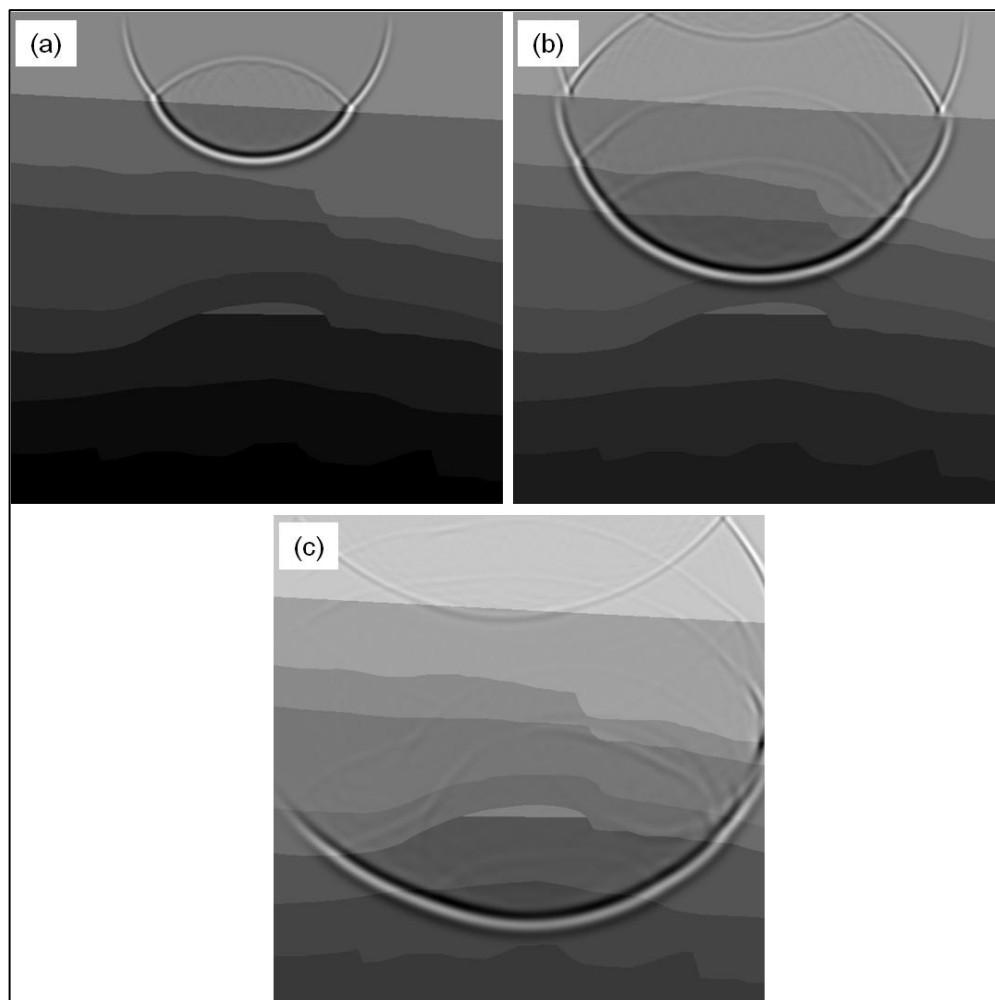
Figura 33 - Propagação de ondas acústicas no modelo de anticlinal suave. (a) após 1,05 s; (b) após 1,35 s; (c) após 1,5 s.



Fonte: Elaborada pelo autor.

A figura 34 mostra a propagação das ondas acústicas originadas na posição central (1500 metros) do modelo sintético de acumulação de hidrocarbonetos. Dada a complexidade do modelo, a partir de 1,2 segundos de propagação grande parte da amplitude das ondas já havia sido perdida. Isso ilustra a dificuldade de gerar boas imagens a medida que os refletores estão em profundidades maiores.

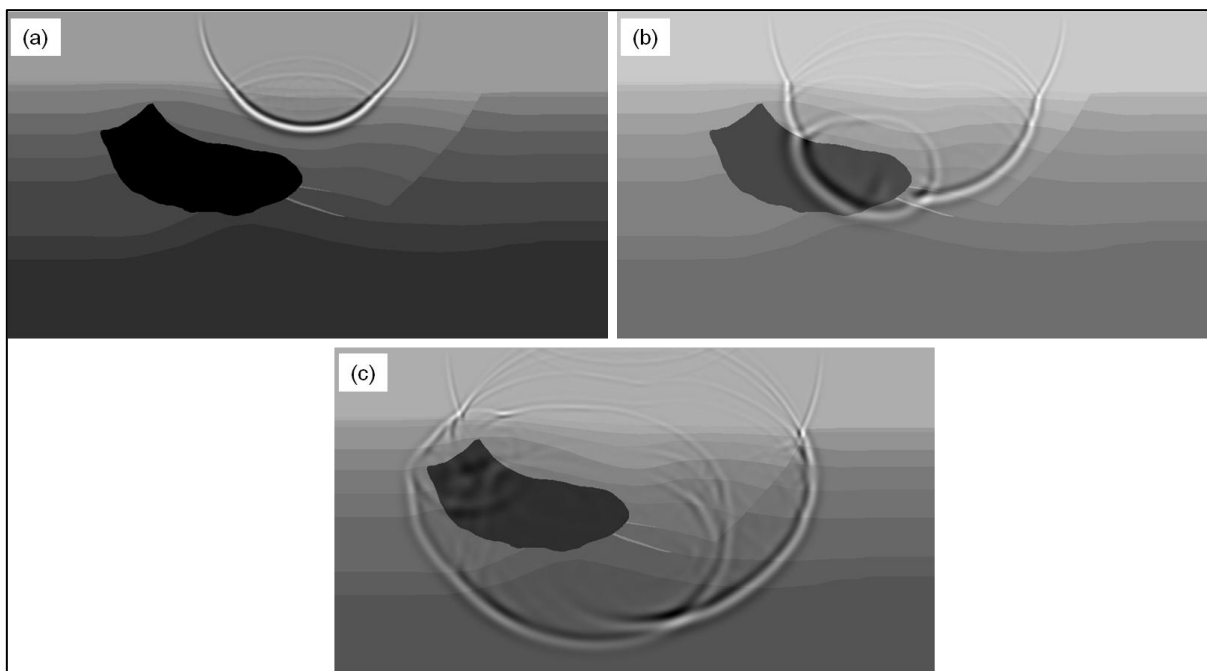
Figura 34 - Propagação de ondas acústicas no modelo de acumulação de HC's. (a) após 0,6 s; (b) após 0,9 s; (c) após 1,2 s.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Finalmente, a figura 35 ilustra a propagação das ondas acústicas no modelo sintético de Hess. A fonte da imagem está localizada na posição central, em 2300 metros e a 10 metros abaixo da superfície do nível do mar. A amplitude das ondas transmitida para as camadas abaixo do sal é muito pequena, visto que o alto coeficiente de reflexão do sal faz com que grande parte da energia das ondas seja refletida de volta à superfície. Isso gera problemas posteriores no imageamento desses refletores abaixo do sal.

Figura 35 - Propagação de ondas acústicas no modelo de acumulação de HC's. (a) após 0,9 s; (b) após 1,2 s; (c) após 1,5 s.



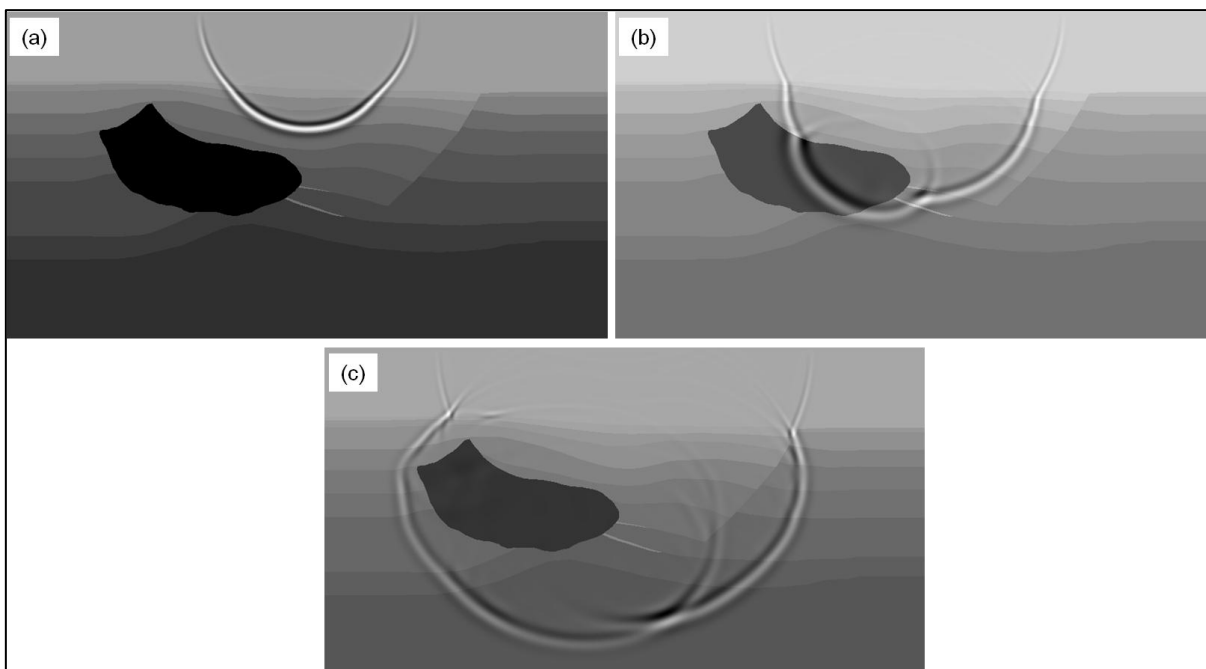
Fonte: Elaborada pelo autor.

6.2.1 Matrizes de Tempo de Trânsito

O principal produto gerado pela primeira etapa da MRT neste trabalho são as matrizes de tempo de trânsito (MTT's), visto que as mesmas serão utilizadas na condição de imagem escolhida para a formação das imagens finais durante a segunda etapa de depropagação do campo de ondas registrado nos sismogramas.

Como já mencionado na subseção 4.1.1, essas matrizes são obtidas através do critério da amplitude máxima durante a modelagem direta. Esse critério visa obter os tempos de propagação apenas da onda direta descendente. Em modelos com geologia complexa onde existem grandes variações laterais de velocidades, o critério da amplitude máxima adotado pode não ser totalmente eficiente. Como discutido, isso ocorre porque nas interfaces com altos graus de impedância acústica, grande parte da energia das ondas é refletida e, em algumas regiões do modelo, o fenômeno da interferência construtiva pode ocorrer. Esse fenômeno pode gerar uma amplitude maior do que aquela associada à onda direta.

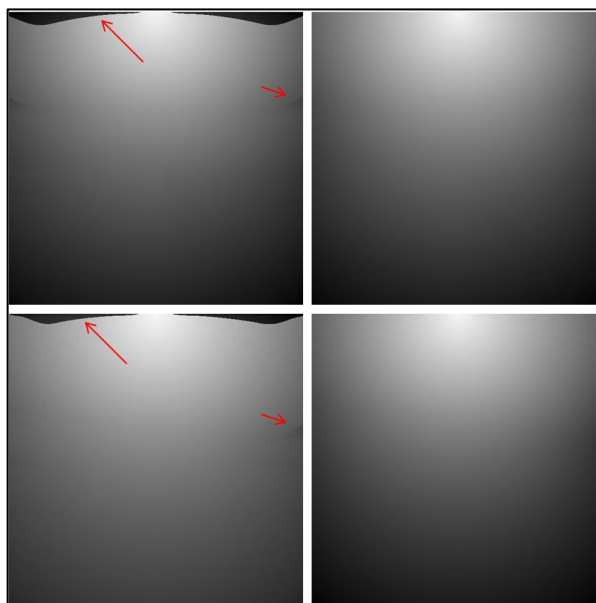
Figura 36 - Propagação de ondas acústicas no modelo de Hess após suavização das vagarosidades.
(a) após 0,9 s; (b) após 1,2 s; (c) após 1,5 s.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Logo, de acordo com o critério da amplitude máxima, o tempo associado a esse campo de ondas posterior será substituído erroneamente nas MTT's, gerando descontinuidades nas mesmas. Essas descontinuidades podem gerar artefatos na imagem final resultante após a MRT.

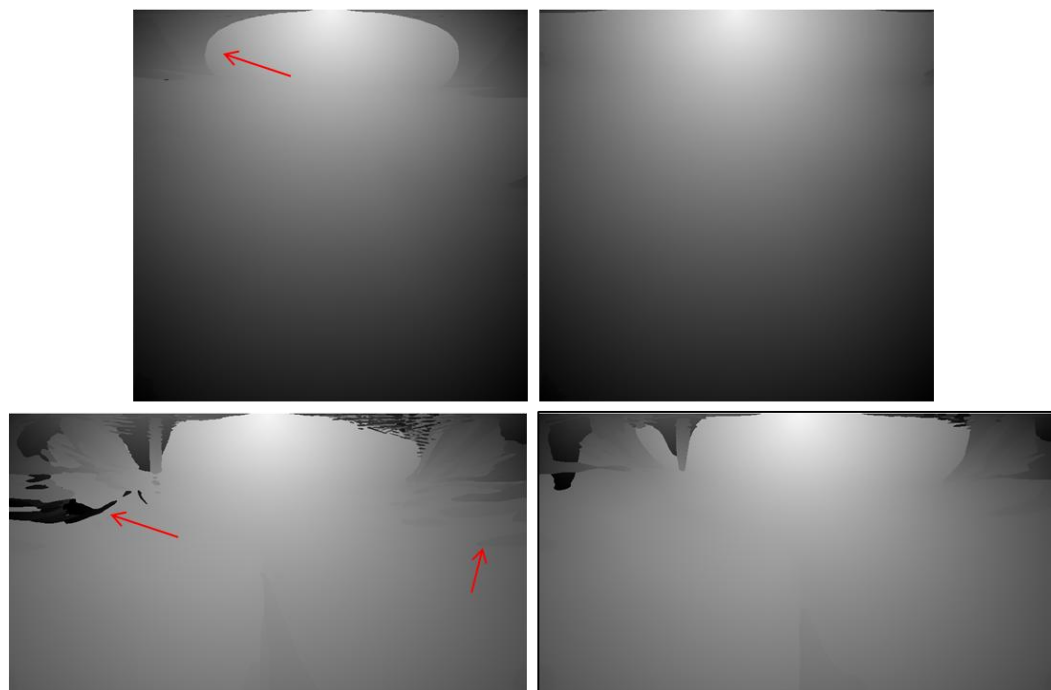
Figura 37 - MTT's antes da suavização (esquerda) e após (direita). MTT's superiores associadas ao modelo de falha e inferiores ao modelo de anticlinal suave



Fonte: Elaborada pelo autor.

Para amenizar estes efeitos, principalmente nos modelos sintéticos de Hess e de acumulação de HC's, foi utilizada uma técnica proposta por LOEWENTHAL *et. al*, 1987, onde uma suavização das vagarosidades (inverso das velocidades) é realizada para que ocorra atenuação das impedâncias acústicas. Portanto, o campo de ondas diretas têm suas reflexões bastante atenuadas (Fig. 36). Isso fez com que as MTT's fiquem mais contínuas, produzindo melhores imagens.

Figura 38 - MTT's antes da suavização (esquerda) e após (direita). MTT's superiores associadas ao modelo de acumulação de HC's e inferiores ao modelo de Hess



Fonte: Elaborada pelo autor.

Nas figuras 37 e 38 existem 4 MTT's associadas a tiros dados exatamente na região central de cada modelo sintético. Na figura 37 estão duas MTT's, a primeira associada ao modelo de falha e a segunda associada ao modelo de anticlinal suave. Na figura 38 estão as outras MTT's associadas aos modelos de acumulação e Hess, respectivamente. Note que as matrizes são bem mais descontínuas nos casos da figura 38, onde há maior complexidade geológica.

Além disso, nas duas figuras existe a comparação das MTT's antes da suavização das vagarosidades e após a suavização. Note que as matrizes com suavização ficam mais contínuas com relação às demais.

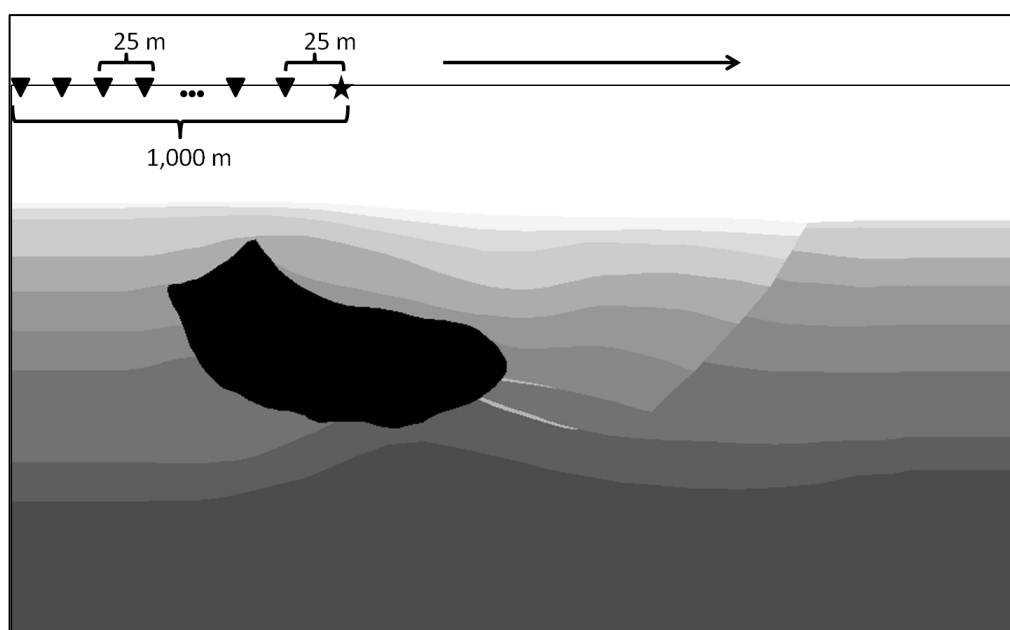
Cabe ressaltar que nos algoritmos desenvolvidos para propagação de ondas acústicas foram implementadas duas técnicas para evitar com que houvesse

reflexões nas bordas dos modelos, visto que é impossível gerar um modelo lateralmente e verticalmente infinito. A primeira delas foi proposta por REYNOLDS (1978), onde são aplicadas equações de propagação em apenas uma direção (*one-way wave equation*) nas bordas laterais e inferior do modelo. A segunda foi proposta por CERJAN *et. al* 1985, onde é aplicada uma função exponencial de amortecimento no campo de pressões em uma zona pré-determinada nas bordas do modelo. Essas condições garantiram que não houvesse reflexões espúrias nas bordas dos modelos.

6.2.2 Sismogramas Sintéticos

Os sismogramas utilizados na MRT foram gerados durante a modelagem direta. Na MRT, os sismogramas são utilizados na segunda etapa, da depropagação do campo de ondas registrado nos mesmos. As energias registradas são injetadas como fonte nas posições dos receptores onde foram registradas.

Figura 39 - Geometria de aquisição planejada para todos os modelos sintéticos utilizados

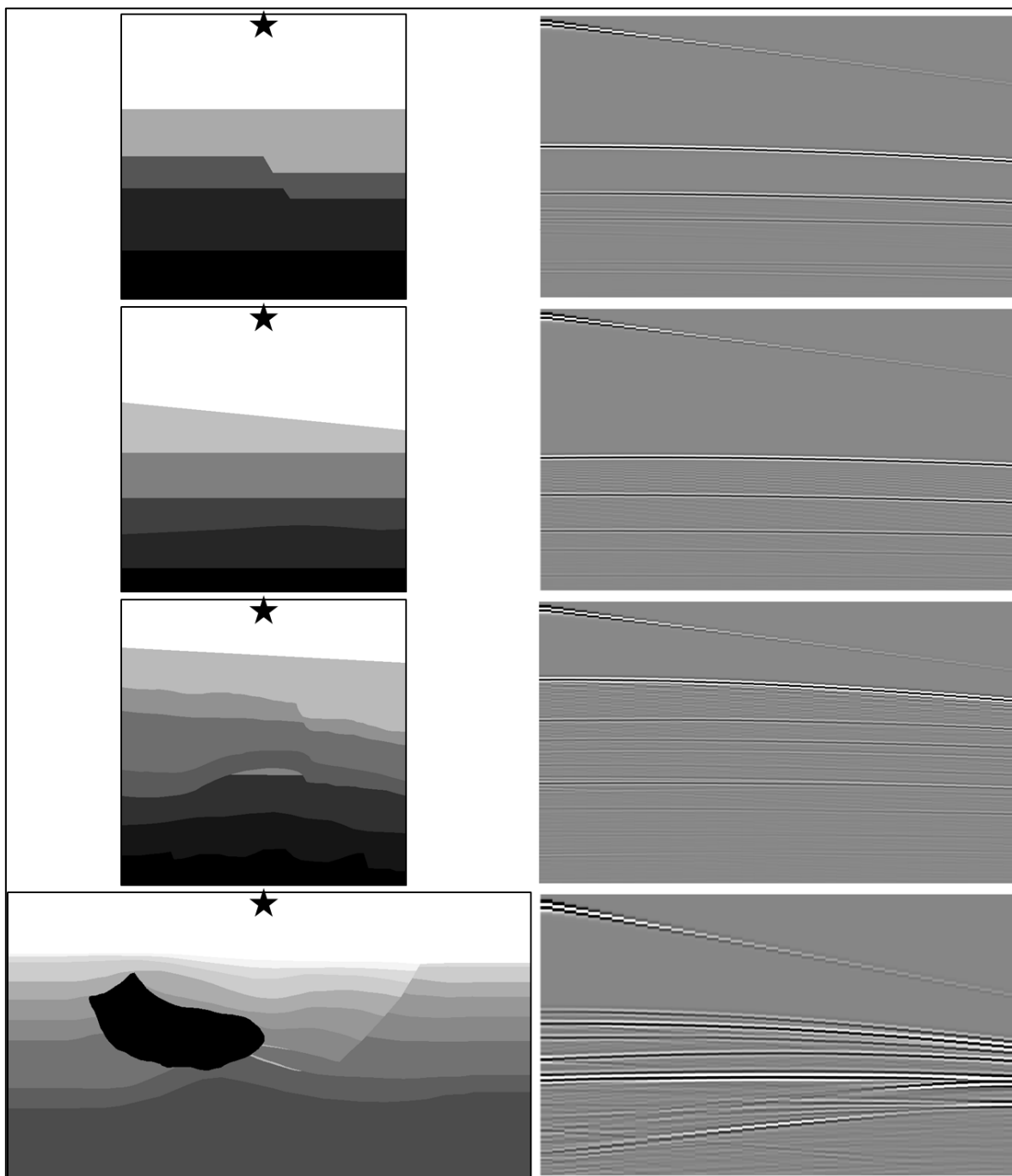


Fonte: Elaborada pelo autor.

Cabe ressaltar que em uma situação real, esta etapa de geração de sismogramas seria suprimida, visto que os sismogramas já são um produto da aquisição de campo. Como o presente trabalho só utilizou dados sintéticos, esta

etapa foi necessária para que a MRT pudesse ser realizada. Para isso, foram feitas pequenas adaptações no algoritmo de modelagem direta que gerou as MTT's da seção anterior.

Figura 40 - Exemplos de sismogramas sintéticos gerados pela modelagem direta e a respectiva posição do tiro à esquerda



Fonte: Elaborada pelo autor.

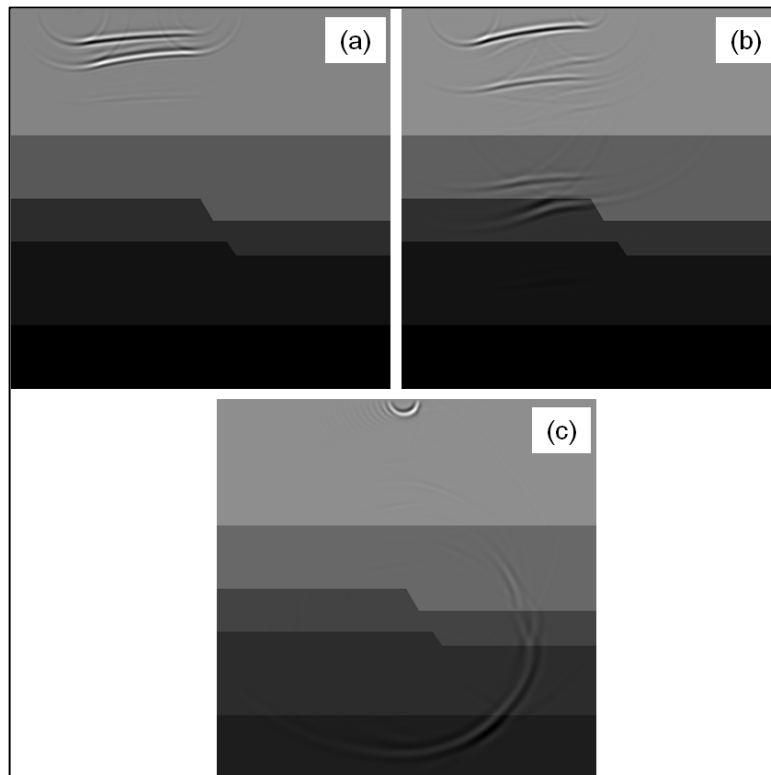
Uma geometria de aquisição foi planejada e executada em todos os modelos de forma similar (Fig. 39), onde há um lanço simples com cabo de 1,000 metros,

com espaçamento de 25 metros entre cada receptor. O *offset* mínimo (distância entre fonte e primeiro receptor) é de 25 metros também. Além disso, o intervalo entre tiros foi de 25 metros. Uma vez que os modelos de falha, anticlinal suave e acumulação de HC's possuem o mesmo tamanho, foram dados os mesmos 81 tiros para cobrir toda a região do modelo. Já no modelo de Hess, foram necessários 144 tiros para cobrir todo o modelo. A figura 40 ilustra um sismograma de cada modelo sintético utilizado, bem como a posição do tiro dado.

6.3 DEPROPAGAÇÃO DAS ONDAS ACÚSTICAS

A depropagação do campo de ondas registrados nos sismogramas do tempo final até o tempo inicial de registro faz parte da segunda etapa da MRT. Como visto no capítulo 4 deste trabalho, a cada passo de tempo desta depropagação é feita uma avaliação denominada de condição de imagem.

Figura 41 - Depropagação do campo de ondas no modelo de falha. (a) em 2,4 s; (b) em 1,7 s; (c) em 0,0 s.



Fonte: Elaborada pelo autor.

A condição de imagem utilizada neste trabalho é a condição por tempo de excitação. A avaliação é feita através do tempo armazenado nas MTT's e, quando em determinado ponto do modelo o tempo da depropagação for igual a algum tempo armazenado nas MTT's, aquele ponto é armazenado em uma matriz imagem.

Como já visto anteriormente, será realizada uma migração pré-empilhamento. Ou seja, na primeira etapa o número de MTT's geradas será igual ao número de tiros dados. Logo, nos três primeiros modelos a depropagação será realizada 81 vezes (número de tiros dados) e no modelo de Hess a depropagação será realizada 144 vezes.

O algoritmo desenvolvido deve fazer a injeção da energia presente nos sismogramas exatamente na posição onde essa energia foi registrada, ou seja, na posição dos receptores. Um exemplo da depropagação está presente na figura 41, onde é possível verificar a energia se propagando de volta para o interior do modelo, até voltar à configuração inicial na posição da fonte onde foi gerada.

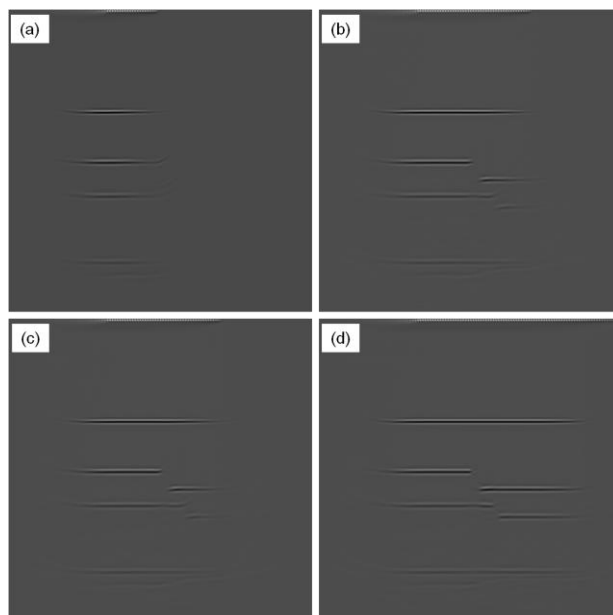
No final desta etapa as imagens associadas a cada tiro são obtidas. Posteriormente é realizada a soma de todas elas e é gerada uma imagem final do modelo sintético de interesse.

6.4 IMAGENS OBTIDAS

Nesta etapa do trabalho, a MRT já foi aplicada aos dados sintéticos pré-empilhados. Cada sismograma associado aos tiros dados durante a aquisição já foram depropagados no tempo aplicando-se a condição de imagem pré-estabelecida, fazendo uso das respectivas MTT's. Portanto, a última etapa deste trabalho foi desenvolver um algoritmo que fizesse a soma de todas as imagens obtidas para cada um dos tiros de cada modelo, gerando uma imagem final para cada modelo sintético utilizado.

Em todas imagens finais obtidas (Figs. 42-45) pode-se observar atenuações dos refletores nas bordas dos modelos. Isto ocorre por dois motivos principais, sendo o primeiro deles a aplicação das bordas de absorção para evitar reflexões espúrias. O segundo está associado a própria geometria de aquisição projetada, visto que a redundância de dados associados aos refletores próximos da borda é menor do que aqueles referentes às partes mais centrais do modelo.

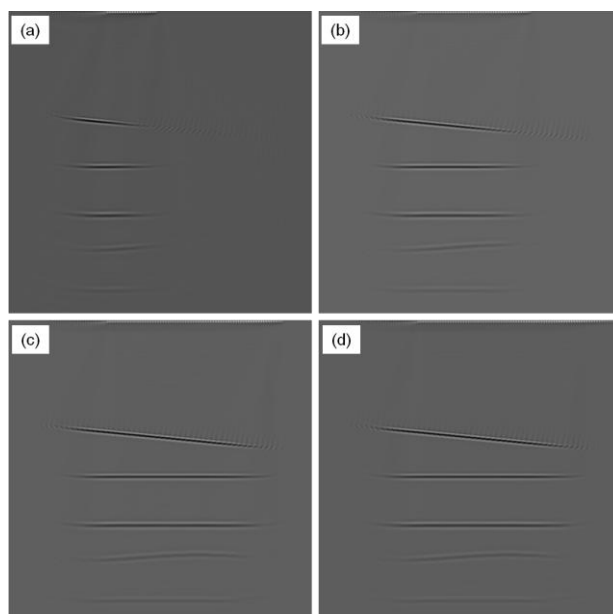
Figura 42 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de falha. Imagens finais após (a) 20 tiros, (b) 45 tiros, (c) 70 tiros e (d) 81 tiros.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Ao analisar uma imagem associada a apenas um tiro não é possível realizar grandes interpretações com relação a geologia de subsuperfície, visto que as reflexões ficam limitadas a quantidade de receptores na aquisição. A medida que as imagens são somadas, os refletores ficam cada vez mais nítidos devido ao acréscimo de informações associadas a outros tiros.

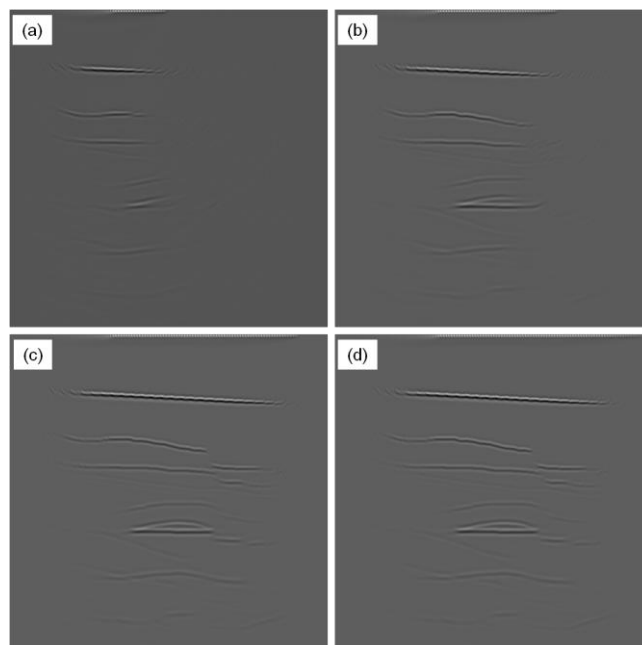
Figura 43 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de anticlinal suave. Imagens finais após (a) 20 tiros, (b) 45 tiros, (c) 70 tiros e (d) 81 tiros.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Os modelos de falha e anticlinal suave (Figs. 42-43) tiveram uma imagem final de grande qualidade, visto que são de menor complexidade. Já os modelos de acumulação e Hess (Figs. 44-45) apresentam maiores dificuldades devido a grandes variações laterais de velocidades.

Figura 44 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de acumulação de HC's. Imagens finais após (a) 20 tiros, (b) 45 tiros, (c) 70 tiros e (d) 81 tiros.

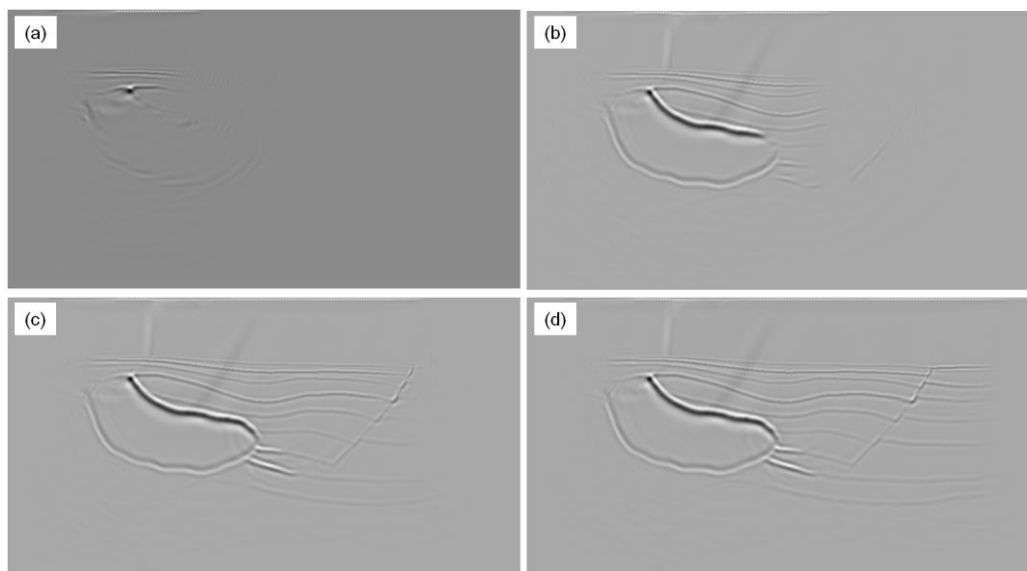


Fonte: Elaborada pelo autor.

Na figura 44, por exemplo, as reflexões múltiplas associadas as primeiras camadas são facilmente identificáveis na imagem final. É justamente nesses casos que a MRT deve ser utilizada, por se tratar de uma técnica de ótima qualidade em condições complexas. Na figura 45, as camadas abaixo do sal no lado esquerdo mais profundo não foram bem mapeadas, visto que o coeficiente de reflexão do sal é muito alto, logo não há grande transmissão de energia das ondas para estas camadas.

No flanco esquerdo do modelo sintético de acumulação (Fig. 44) é possível identificar que os refletores associados a dobramentos não foram bem mapeados. Isso ocorre devido ao alto grau de inclinação destas camadas. Para mapeá-las com maior eficiência seria necessário alargar o comprimento da aquisição e, conseqüentemente, aumentar o número de tiros lateralmente na aquisição sintética.

Figura 45 - Processo de soma de imagens associado ao modelo de Hess. Imagens finais após (a) 30 tiros, (b) 70 tiros, (c) 110 tiros e (d) 144 tiros.



Fonte: Elaborada pelo autor.

Deve-se ficar claro, no entanto, que as imagens obtidas podem ser melhoradas, aplicando-se algoritmos com condições mais complexas, como por exemplo a que utiliza a condição de imagem de correlação cruzada.

7 CONCLUSÕES

O principal objetivo do presente trabalho foi de estudar a etapa de migração sísmica, com foco na técnica de migração reversa no tempo e, após este estudo, desenvolver algoritmos para aplicar a mesma em dados sintéticos de interesse. Para isso, foi utilizada a linguagem de programação Fortran 90 e o compilador Force 2.0.

Após a realização deste objetivo, ficou clara a importância da técnica em ambientes de alta complexidade geológica, que se fazem cada vez mais presentes na atual indústria de óleo e gás. Além disso, cabe ressaltar que o uso da MRT deve ser analisado cuidadosamente, visto que é uma técnica de alto custo computacional quando comparada a outras técnicas. Logo, a sua utilização deve estar estrita a ambientes cujos contrastes de velocidades sejam grandes e a geometria das estruturas geológicas seja complexa. Na presença de camadas evaporíticas, como no Pré-Sal brasileiro, o uso da mesma é imprescindível para obtenção de uma boa imagem dos refletores abaixo do sal.

Finalmente, as imagens finais obtidas no presente trabalho após a aplicação das duas etapas da MRT mostraram que os algoritmos desenvolvidos corresponderam às expectativas com relação à produção de boas imagens. Apesar do fluxo de processamento não ter sido realizado no presente trabalho para comparações, também foi possível concluir que as possíveis correções com relação aos efeitos causados pelas difrações e altos contrastes de impedância foram realizados pelos algoritmos, reposicionando os refletores em subsuperfície para suas corretas posições, principalmente nos casos dos modelos de acumulação de HC's e de Hess.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ALFORD, R. M., KELLY, K. R., e BOORE, D. M., 1974, Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation, *Geophysics*, v. 39, pp. 834-841.
- ALTERMAN, Z. S., e P. KORNFELD, 1968, "Finite difference solution for pulse propagation in a sphere", *Israel Journal of Technology*, v. 6, pp. 138-149.
- ALTERMAN, Z. S. e D. LOEWENTHAL, 1970, "Seismic waves in a quarter and three-quarter plane", *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, v. 20, pp. 101-126.
- ALTERMAN, Z. S., e A. ROTENBERG, 1969, "Seismic waves in a quarter plane", *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 59, pp. 347-368.
- BANCROFT, J. C., 2007, A practical understanding of pre and post stack migrations, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, U.S.A..
- BARBASSA, A. G., 2007. "Análise da área de Tupi", Fato Relevante, Petrobras.
- BAYSAL, E., KOSLOFF, D. D., SHERWOOD, J. W. C., 1983, "Reverse time migration", *Geophysics*, v. 48, n. 11, pp. 1514-1524.
- BULCÃO, A., 2004, "Modelagem e Migração Reversa no Tempo Empregando Operadores Elásticos e Acústicos", Tese (Doutorado) – COPPE/UFRJ, Rio de Janeiro, Brasil.
- CAPUCCI, F. V., 2010, "Influência dos erros na análise de velocidades no posicionamento dos refletores sísmicos.", Trabalho de conclusão de curso de Geofísica, Universidade Federal Fluminense.
- CERJAN, C., KOSLOFF, D., KOSLOFF, R., et. al, 1985, "A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations", *Geophysics*, v.50, n.4, pp. 705-708.
- CHANG, H. K., ASSINE, M. L., CORRÊA, F. S., TINEN, J. T., VIDAL, A. C., KOIKE, L., 2008, "Sistemas Petrolíferos e Modelos de Acumulação de Hidrocarbonetos na Bacia de Santos", *Revista Brasileira de Geociências*, v. 38 (suplemento), pp. 29-46.

- CHANG, W. F., e G. A. MCMECHAN, 1986, "Reverse-time migration of offset vertical seismic profiling data using the excitation-time imaging condition", *Geophysics*, v. 51, pp. 67–84.
- CLAERBOUT, J., DOHERTY, S., 1972, "Downward continuation of moveout-corrected seismograms", *Geophysics*, v. 37, n. 5, pp. 741-768.
- DI BARTOLO, L., 2013, "Introdução à Modelagem Sísmica utilizando o MDF.", Universidade Estadual de Campinas, IV Semana de Inverno de Geofísica, Notas de Aula de Minicurso.
- DI BARTOLO, L., DORS, C., MANSUR, W. J., 2012, "A new family of finite-difference schemes to solve the heterogeneous acoustic wave equation", *Geophysics*, v. 77, n. 5, pp. T187-T199.
- FRENCH, W., 1975, "Computer migration of oblique seismic reflection profiles", *Geophysics*, v. 40, pp. 961-980.
- GAZDAG, J., 1978, "Wave equation migration with the phase-shift method", *Geophysics*, v. 43, n. 7, pp. 1342-1351.
- GAZDAG, J., e SGUAZZERO, P., 1984, "Migration of seismic data by phase shift plus interpolation", *Geophysics*, v. 49, pp. 124-131.
- GRAY, S. H., ETGEN, J., DELLINGER, J., WHITMORE, N. D., 2001, "Seismic migration problems and solutions", *Geophysics*, v. 66, n. 5, pp. 1522-1640.
- HALLIDAY, D., RESNICK, R., 1996, *Fundamentos de Física: óptica e física moderna*, v. 4, 4 ed., Editora LTC.
- HU, L. Z., e G. A. MCMECHAN, 1986, "Migration of VSP data by ray equation extrapolation in 2-D variable velocity media", *Geophysical Prospecting*, v. 34, pp. 704–734.
- KEAREY, P., BROOKS, M., HILL, I., 2009, *Geofísica de Exploração*, [s. 1], Oficina de Textos.
- LEE, G. H., CHEONG, S., PARK, Y e PYUN, S., 2016, "Implementation of improved reverse-time migration via acoustic impedance equalization", 78 EAGE Conference and Exhibition 2016.

- LEVANDER, A. R., 1989, "Finite-difference forward modeling in seismology", Van Nostrand Reinhold, pp. 410–430.
- LEVIN, S., 1984, "Principle of reverse-time migration", *Geophysics*, v. 49, pp. 581–583.
- LI, Q., ZHOU, H., ZHANG, Q., CHEN, H., SHENG, S., 2016, "Efficient reverse time migration based on fractional Laplacian viscoacoustic wave equation", *Geophysical Journal International*, 204, pp. 488-504.
- LOEWENTHAL, D., e HU L. Z., 1991, "Two methods for computing the imaging condition for common-shot prestack migration", *Geophysics*, v. 56, pp. 378–381.
- LOEWENTHAL, D., STOFFA, P. L., FARIA, E. L., 1987, "Suppressing the unwanted reflections of the full wave equation", *Geophysics*, v. 52, pp. 1007-1012.
- MCMECHAN, G., 1983, "Migration by Extrapolation of Time-Dependent Boundary Values", *Geophysical Prospecting*, v. 31, n. 3, pp. 413-420.
- MOCZO, P., J. ROBERTSSON, e L. EISNER, 2007, "The finite-difference time-domain method for modeling of seismic wave propagation", *Advances in Geophysics*, v. 48, pp. 421–516.
- NAKATA, N., BEROZA, G. C., 2016, "Reverse time migration for microseismic sources using the geometric mean as an imaging condition", *Geophysics*, v. 81, pp. KS51-KS60.
- OTTAVIANI, M., 1971, "Elastic-wave propagation in two evenly-welded quarter-spaces", *Bulletin of the Seismological Society of America*, v. 61, pp. 1119-1152.
- PALERMO, L., 2002, "Migração reversa no tempo: uma abordagem multifocal".
- QU, Y. M., HUANG, J. P., LI, Z. C., e DENG, W. Z., 2015, "A new reverse time migration method for viscoacoustic VTI medium", 77 EAGE Conference and Exhibition 2015.
- REYNOLDS, A. C., 1978, "Boundary conditions for the numerical solution of wave propagation problems", *Geophysics*, v. 43, n. 6, pp. 1099-1110.

- SANTOS, J. G. C., 2011, "Aplicação do método de migração reversa no tempo em dados sintéticos utilizando como condição de imagem a correlação cruzada.", Trabalho de conclusão do curso de Geofísica, Universidade Federal Fluminense.
- SANTOS, J. R. W., 2011, "Análise comparativa entre os métodos de migração reversa no tempo e de migração por rotação de fase no domínio da frequência.", Trabalho de conclusão de curso de Geofísica, Universidade Federal Fluminense.
- SARKAR, S., 2013, "Time to pick? No need to fear seismophobia.", *AAPG Explorer*, 34.1.
- SCHNEIDER, W. A., 1978, "Integral formulation for migration in two and three dimensions", *Geophysics*, v. 43, n. 1, pp. 49-76.
- SHI, Y., e WANG, Y., 2015, "Reverse time migration of 3D vertical seismic profile data", *Geophysics*, v. 81, pp. S31-S38.
- STOFFA, P. L., FOKKEMA, J. T., FREIRE, R. M. L., e KESSINGER, W. P., 1990, "Split-Step Fourier migration", *Geophysics*, v. 55, pp. 410-421.
- STOLT, R., 1978, "Migration by Fourier transform", *Geophysics*, v. 43, n. 1, pp. 23-48.
- STORK, C., 1992, "Reflection tomography in the postmigrated domain", *Geophysics*, v. 57, pp. 680–692.
- VIRIEUX, J., 1986, "P-sv wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite difference method", *Geophysics*, v. 51, pp. 889-901.
- WHITMORE, N. D., 1983, "Iterative depth migration by backward time propagation: 53rd Annual International Meeting, SEG". In: *Expanded Abstracts*, Session: S, v. 10.
- WHITMORE, N. D., e L. R. LINES, 1986, "Vertical seismic profiling depth migration of a salt dome flank", *Geophysics*, v. 51, pp. 1087–1109.
- YILMAZ, O., 2001a, *Seismic Data Analysis. Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*, v. I. 2 ed. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.

YILMAZ, O., 2001b, Seismic Data Analysis. Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data, v. II. 2 ed. Tulsa, Society of Exploration Geophysicists.

ZHU, T. e HARRIS M. J., 2015, "Improved seismic image by Q-compensated reverse time migration: Application to crosswell field data, west Texas", Geophysics, v. 80, pp. B61-B67.

APÊNDICE A

A.1 OBTENÇÃO DOS OPERADORES DE DIFERENÇAS FINITAS PARA MALHAS SIMPLES

Neste apêndice, serão deduzidos os operadores de diferenças finitas utilizados para a modelagem direta realizada neste trabalho em malhas simples, onde foi utilizada a equação bidimensional acústica da onda, isto é, em fluidos ideais, onde não haja viscosidade. O mecanismo matemático é baseado em uma função contínua que, portanto, pode ser expandida em Série de Taylor em torno de um ponto x_0 . Para obter os operadores, o primeiro passo é expandir o valor da função em diferentes pontos $x = x_i + lh$, onde $l \in \mathbb{Z}$ (pontos da malha padrão), em torno de x_i e h é o espaçamento da malha. A expressão final é dada por:

$$f_{i \pm l} = f(x_i \pm lh) = \sum_{n=0}^{\infty} \frac{1}{n!} \left. \frac{\partial^n f(x)}{\partial x^n} \right|_{x=x_i} (\pm lh)^n. \quad (\text{A.1})$$

Embora se esteja usando a letra x para a variável independente, pode-se considerar o mesmo raciocínio tanto para as variáveis espaciais, quanto para a variável temporal. A transformação obtida pela malha é dada por conta da obtenção de expressões aproximadas para as derivadas parciais da função considerada em pontos discretos (nós), por meio de diferenças finitas, sendo tais expressões denominadas de operadores ou aproximações de diferenças finitas.

A.1.1 OPERADORES PARA DERIVADA PRIMEIRA

Para obter os operadores referentes à derivada primeira, basta realizar a expansão da equação A.1 em torno de um ponto. As seguintes equações serão obtidas:

$$f_{i+1} = f_i + \frac{h}{1!} \frac{\partial f_i}{\partial x} + \frac{h^2}{2!} \frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} + \frac{h^3}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} + \frac{h^4}{4!} \frac{\partial^4 f_i}{\partial x^4} + \dots \quad (\text{A.2})$$

$$f_{i-1} = f_i - \frac{h}{1!} \frac{\partial f_i}{\partial x} + \frac{h^2}{2!} \frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} - \frac{h^3}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} + \frac{h^4}{4!} \frac{\partial^4 f_i}{\partial x^4} - \dots \quad (\text{A.3})$$

Existem três tipos de diferenças que podem ser obtidas, denominadas de regressiva, central e progressiva. Na diferença regressiva (DR), é feita a diferença entre o ponto que se quer calcular com o ponto imediatamente anterior. Já na diferença progressiva (DP), é feita a diferença entre o ponto imediatamente posterior que o ponto que se quer calcular e o próprio ponto. Cabe ressaltar que os pontos precisam estar na mesma direção para realizar o procedimento.

$$\frac{\partial f_i}{\partial x} = \frac{f_{i+1} - f_i}{h} + \left[\frac{h}{2!} \frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} + \frac{h^2}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} + \dots \right] \quad (\text{A.4})$$

$$\frac{\partial f_i}{\partial x} = \frac{f_i - f_{i-1}}{h} + \left[\frac{h}{2!} \frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} - \frac{h^2}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} + \dots \right] \quad (\text{A.5})$$

Os operadores de diferença regressiva (A.4) e progressiva (A.5) de primeira ordem, dada pelo truncamento no termo h da expansão de Taylor são obtidos através do isolamento do termo referente a derivada primeira na equação A.2. Esses resultados são utilizados para obtenção do operador de diferença central (DC). Esse operador é obtido pela subtração da diferença progressiva pela regressiva, resultando na seguinte equação:

$$\frac{\partial f_i}{\partial x} = \frac{f_{i+1} - f_{i-1}}{2h} - \left[\frac{h^2}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} - \frac{h^4}{5!} \frac{\partial^5 f_i}{\partial x^5} - \dots \right]. \quad (\text{A.6})$$

Note que o truncamento desse operador se dá em h^2 , ou seja, a diferença central é uma aproximação de segunda ordem para a derivada analítica. Isso explica a maior proximidade da inclinação das retas de DC e analítica, quando comparadas com as retas de DR e DP, que possuem aproximação de primeira ordem.

Até agora foram vistos operadores referentes a derivada primeira, no entanto a equação acústica da onda envolve a utilização de derivadas segundas espaciais e temporais. A próxima seção analisa a obtenção dos operadores de diferenças finitas para essas respectivas derivadas.

A.1.2 OPERADORES PARA DERIVADA SEGUNDA

Para obter os operadores referentes a derivada segunda, basta realizar a expansão da equação A.1 em torno de dois pontos. As seguintes equações serão obtidas:

$$f_{i+2} = f_i + \frac{2h}{1!} \frac{\partial f_i}{\partial x} + \frac{4h^2}{2!} \frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} + \frac{8h^3}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} + \frac{16h^4}{4!} \frac{\partial^4 f_i}{\partial x^4} + \dots \quad (\text{A.7})$$

$$f_{i-2} = f_i - \frac{2h}{1!} \frac{\partial f_i}{\partial x} + \frac{4h^2}{2!} \frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} - \frac{8h^3}{3!} \frac{\partial^3 f_i}{\partial x^3} + \frac{16h^4}{4!} \frac{\partial^4 f_i}{\partial x^4} - \dots \quad (\text{A.8})$$

Agora, basta realizar o mesmo procedimento utilizado para obtenção dos operadores para a derivada primeira, isolando desta vez os termos referentes à derivada segunda nas equações A.7 e A.8. Feito isso, o operador obtido para diferença central com erro de segunda ordem e que será utilizado para aproximar as derivadas parciais temporais no presente trabalho é dado por:

$$\frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} = \frac{f_{i+1} - 2f_i + f_{i-1}}{h^2} - O(h^2). \quad (\text{A.9})$$

As derivadas segundas espaciais serão aproximadas por operadores de quarta ordem e para obtê-los será necessário considerar mais pontos discretos da malha para o cálculo da derivada. No caso da quarta ordem, são utilizados dois pontos na expansão da série de Taylor, no entanto basta considerar mais pontos para obter aproximações de ordens superiores.

$$\frac{\partial^2 f_i}{\partial x^2} = \frac{-f_{i-2} + 16f_{i-1} - 30f_i + 16f_{i+1} - f_{i+2}}{12h^2} + O(h^4) \quad (\text{A.10})$$

A obtenção do operador de quarta ordem (equação A.10) é dado pelo mesmo procedimento realizado para obtenção do operador de segunda ordem, no entanto algumas operações matemáticas são realizadas para eliminar os termos com erro de truncamento em h^2 , de forma que restem apenas os termos em função de h^4 na equação de diferenças.

A.1.3 EQUAÇÃO DE DIFERENÇAS FINAL

Após a obtenção dos operadores de segunda ordem no tempo e quarta ordem no espaço, é possível substituir na equação da onda os mesmos. Com isso, a equação final discretizada da onda acústica, que será implementada computacionalmente, é dada pela seguinte expressão:

$$\frac{u_{i,j}^{k-1} - 2u_{i,j}^k + u_{i,j}^{k+1}}{\Delta t^2} = \frac{c_{i,j}^2}{12h^2} (-u_{i-2,j}^k + 16u_{i-1,j}^k - 60u_{i,j}^k + 16u_{i+1,j}^k - u_{i+2,j}^k - u_{i,j-2}^k + 16u_{i,j-1}^k + 16u_{i,j+1}^k - u_{i,j+2}^k) + c_{i,j}^2 \rho_{i,j} s_{i,j}^k \quad (\text{A.11})$$

onde u representa o campo de pressões, Δt representa o intervalo de amostragem em tempo, h representa o espaçamento entre os pontos da malha em metros, ρ é a densidade do meio, s é o termo responsável pela injeção da fonte e os índices k , i e j referem-se ao tempo, posição ao longo do eixo x e posição ao longo do eixo z (profundidade) da malha, respectivamente.

A.2 OBTENÇÃO DOS OPERADORES DE DIFERENÇAS FINITAS PARA MALHAS INTERCALADAS

Neste apêndice, serão deduzidas as equações de diferenças finitas utilizadas para a modelagem direta realizada neste trabalho em malhas intercaladas, onde foi utilizado um caso particular do esquema proposto por VIRIEUX (1986). Este caso representa a equação bidimensional acústica da onda, isto é, em fluidos ideais, onde não há tensões cisalhantes.

Assim como no esquema de malhas simples, os operadores serão obtidos através de diferenças centrais. Equilibrando o sistema de equações 9-11 de acordo com o cubo da figura 26, os operadores de segunda ordem no espaço e no tempo ficam da seguinte forma:

$$u_{i-1/2,j}^{k+1/2} = u_{i-1/2,j}^{k-1/2} - b_{i-1/2,j} \frac{\Delta t}{h} (p_{i,j}^k - p_{i-1,j}^k) \quad (\text{A.12})$$

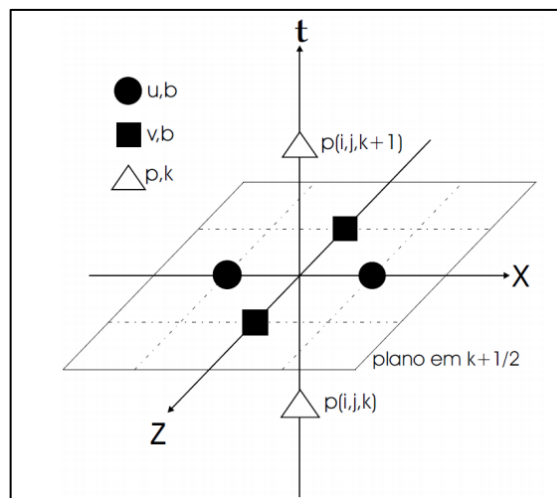
$$v_{i,j+1/2}^{k+1/2} = v_{i,j+1/2}^{k-1/2} - b_{i,j+1/2} \frac{\Delta t}{h} (p_{i,j+1}^k - p_{i,j}^k) \quad (\text{A.13})$$

$$p_{i,j}^{k+1} = p_{i,j}^k - k_{i,j} \frac{\Delta t}{h} (u_{i+1/2,j}^{k+1/2} - u_{i-1/2,j}^{k+1/2} + v_{i,j+1/2}^{k+1/2} - v_{i,j-1/2}^{k+1/2}), \quad (\text{A.14})$$

onde h é o espaçamento da malha em ambas direções (x e z), Δt é o intervalo de tempo entre passos consecutivos de tempo e (u,v) são as componentes do vetor velocidade em x e em z respectivamente.

Para obtenção dos operadores utilizados neste trabalho, de quarta ordem no espaço e segunda ordem no tempo, basta utilizar mais pontos no cálculo das derivadas parciais, da mesma forma como feito no caso de malhas simples. Desta forma, são acrescentados quatro pontos no cálculo de p , dois em x e dois em z , distanciados h dos pontos extremos mostrados na figura A1, que representa o esquema do cálculo das derivadas primeiras na malha intercalada em segunda ordem no espaço e no tempo.

Figura A1 - Esquema do cálculo de p na malha intercalada



Fonte: DI BARTOLO, 2013.

APÊNDICE B

Neste apêndice, um exemplo de fluxo de processamento de dados sísmicos é apresentado de forma detalhada até a etapa de migração, que será abordada na parte central do trabalho.

B1. PRÉ-PROCESSAMENTO

B1.1 DEMULTIPLEXAÇÃO

Os dados de campo adquiridos por um multiplexador, que é um dispositivo que condensa as informações de duas ou mais fontes de dados em um único canal, reduzindo o tempo e o custo de gravação. Posteriormente, é necessário a utilização de um demultiplexador para converter esses dados para formatos convenientes que serão usados ao longo do processamento. O formato mais comum utilizado na indústria sísmica é o SEG-Y, estabelecido pela *Society of Exploration Geophysics* (SEG).

B1.2 GEOMETRIA

Essa etapa é uma das mais simples e importantes do processamento sísmico e consiste na verificação da consistência da posição da fonte e dos receptores ao longo dos diversos tiros dados durante a aquisição. Para isso, durante a aquisição uma planilha com as coordenadas das fontes e receptores deve ser confeccionada e posteriormente armazenada no cabeçalho dos traços. Qualquer inconsistência nesses dados pode gerar grandes problemas nas etapas posteriores, principalmente na etapa de empilhamento, degradando efetivamente a seção sísmica gerada.

B1.3 EDIÇÃO DE TRAÇOS

Fontes externas de ruídos aleatórios prejudicam a qualidade do dado sísmico. Em determinados locais, não é possível evitar ruídos gerados por tratores, automóveis, britadeiras, cabos de alta tensão e diversos outros agentes. Além disso,

esses ruídos em geral não se manifestam em todos sismogramas de campo, visto que há um intervalo de tempo entre um tiro e outro. Logo, é necessário realizar uma inspeção em cada sismograma de campo a procura de traços genuinamente ruidosos, que não possuem nenhuma informação geológica.

Esses traços podem prejudicar diversas etapas posteriores, como a filtragem, deconvolução e a migração, por conta da aleatoriedade das frequências presentes nos mesmos e pela ocorrência em regiões de subsuperfície que não condizem com a geologia.

B1.4 CORREÇÃO ESTÁTICA

Para dados terrestres, correções de elevações do terreno são aplicadas para colocar os tempos de trânsito em um nível (*datum*) comum. Este tipo de correção é chamado de estática. Para realizar esse nivelamento, é necessário realizar a correção dos efeitos gerados pela camada de intemperismo superficial, que gera uma zona de baixa velocidade, além das diferenças de elevação entre as fontes e os receptores.

Para realizar essa correção, é feito um procedimento chamado de picagem de primeira quebra (do inglês, *picking first break*). Essa picagem é realizada em função dos tempos de chegada de ondas refratadas que estão associados com a base dessas zonas de intemperismo com baixa velocidade sísmica. Após a realização deste procedimento, espera-se que o *delay* causado por essa zona nos tempos de chegada seja corrigido.

B2. DECONVOLUÇÃO

O alargamento do pulso sísmico ao longo da propagação da onda é um efeito natural, que ocorre devido à perda progressiva dos componentes de alta frequência do pulso com o aumento da profundidade. De maneira geral, a deconvolução tem como objetivo melhorar a resolução temporal do sismograma, desfazendo os efeitos do pulso sísmico original, que é variante com o tempo.

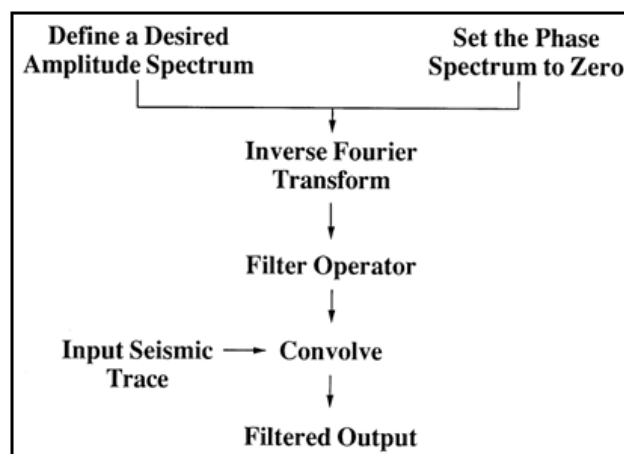
Com isso, refletores com espaçamentos menores podem ser imageados de forma separada, gerando de forma natural uma maior resolução dos sismogramas no eixo do tempo. Logo, alguns eventos que antes não eram identificados nos

sismogramas, por conta da proximidade dos refletores ser menor que a largura do pulso sísmico utilizado, podem ser visualizados. Além disso, reverberações e múltiplas de curto período são atenuadas.

B3. FILTRAGEM

Esta etapa do processamento sísmico procura remover ruídos de alta e baixa frequência realizando operações matemáticas entre o sinal sísmico e operadores chamados de filtros. Essas operações podem ser realizadas tanto no domínio do tempo (Fig. B1), quanto no domínio da frequência (Fig. B2). A correlação entre estes domínios é dada pela Transformada de Fourier, isto é, quando a Transformada de Fourier é aplicada em determinada série temporal (correspondente ao sinal sísmico), o domínio desta série é automaticamente transformado de tempo para a frequência.

Figura B1 - Esquema da aplicação de uma filtragem no domínio do tempo



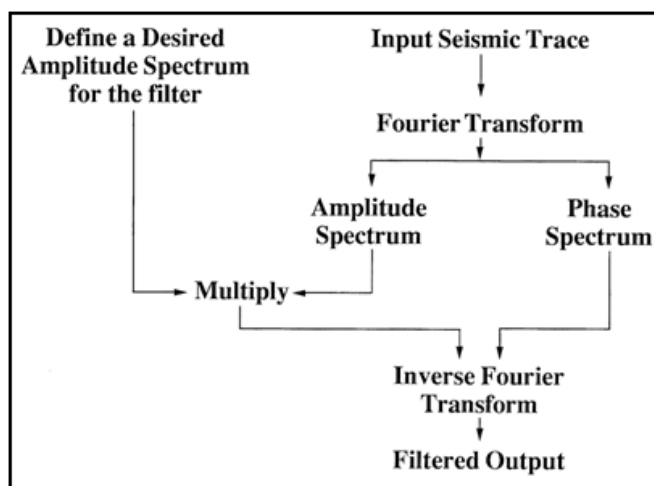
Fonte: YILMAZ, 2001a.

A filtragem no domínio da frequência consiste na multiplicação do espectro de amplitudes do traço sísmico de entrada com o espectro do filtro (Fig. B2). Já a filtragem no domínio do tempo consiste na convolução dos operadores/coeficientes do filtro com a série temporal de entrada (Fig. B1). Cabe ressaltar que, na figura B1, a fase do espectro de frequências do filtro é definida como zero para que a aplicação do mesmo não modifique a fase do espectro do traço de entrada.

Tanto a formulação em tempo, quanto a formulação em frequência são baseadas no seguinte conceito de séries temporais: *"A convolução no domínio do tempo é equivalente à multiplicação no domínio da frequência. Similarmente, a*

convolução no domínio da frequência é equivalente à multiplicação no domínio do tempo." (YILMAZ, 2001a, p. 42).

Figura B2 - Esquema de aplicação de uma filtragem no domínio da frequência



Fonte: YILMAZ, 2001a.

Dentre os principais filtros, destacam-se os filtros de frequência como: passa-banda (*band-pass filter*), que limita a banda de frequências do sinal; passa-baixa (*low-pass filter*), que elimina as altas frequências e passa-alta (*high-pass filter*), que elimina as baixas frequências do sinal. Cabe ressaltar que a filtragem pode ser realizada em diversas etapas do processamento sísmico para remoção de ruídos e também na etapa de interpretação, para evidenciar refletores mais superficiais (eliminando as baixas frequências) ou refletores mais profundos (eliminando as altas frequências).

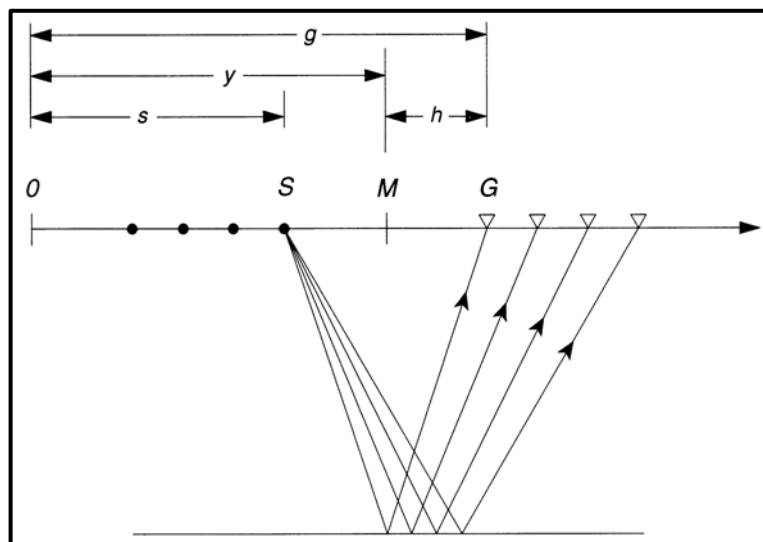
A aplicação da filtragem no domínio da frequência ou no tempo produzem resultados basicamente idênticos, todavia na prática a filtragem em tempo possui a vantagem, uma vez que a convolução envolvendo uma matriz pequena, como um operador de filtro, é mais econômica que a aplicação da Transformada de Fourier (YILMAZ, 2001a).

B4. ORDENAÇÃO EM FAMÍLIAS CMP

A técnica conhecida como *Common-midpoint* (CMP) é uma das técnicas mais utilizadas na aquisição de dados sísmicos, visto que a mesma permite que um dado ponto de interesse em subsuperfície seja investigado por uma quantidade

desejada de tiros, a qual é determinada durante o planejamento da aquisição. A redundância criada pela reamostragem de um ponto em subsuperfície (Fig. B5) aumenta consideravelmente a qualidade do sinal naquela região da subsuperfície.

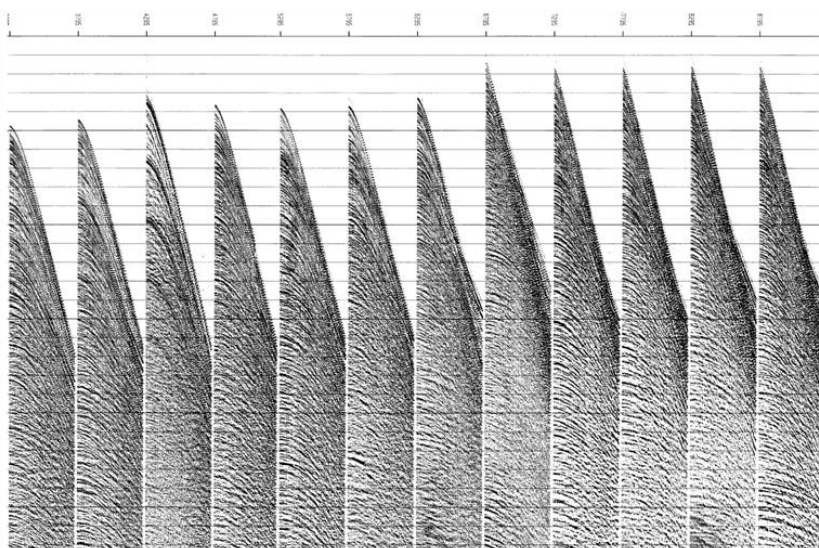
Figura B3 - Relações entre os pares de coordenadas utilizados na aquisição (s,g) e no processamento (y,h)



Fonte: YILMAZ, 2001a.

Como a aquisição sísmica é realizada nas coordenadas dos pontos de tiro e receptor (s,g) e o processamento sísmico utiliza as coordenadas dos pontos médios entre fonte-receptor e os offsets (y,h) (Fig. B3), é necessário realizar uma transformação dessas informações, que é alcançado pela ordenação em famílias CMP (*CMP gathers*). Baseado nas informações de geometria de campo, cada traço é associado ao ponto médio entre a fonte e a localização do receptor associado ao mesmo. Então, todos os traços associados a um mesmo ponto médio são agrupados em famílias CMP (Fig. B4).

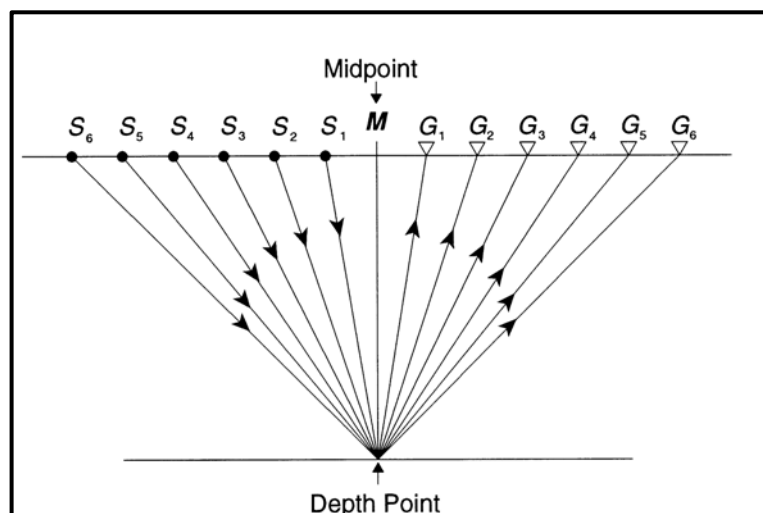
Figura B4 - Exemplo de família de tiros com o ponto médio comum



Fonte: YILMAZ, 2001a.

Apesar dos termos CMP e CDP (do inglês *Common depth-point*) serem amplamente utilizados para se referir à mesma situação, quando os refletores apresentam inclinação ou existem variações laterais de velocidade, essa equivalência não é verdadeira e somente o termo CMP pode ser utilizado (Fig. B5). Cabe ressaltar que grande parte das técnicas de processamento admite uma horizontalidade ou inclinação mínima dos refletores em subsuperfície a fim de simplificar os cálculos e implementações associados.

Figura B5 - Esquema ilustrando o ponto médio comum em profundidade de diversos pares de fontes (S_n) e receptores (G_n)



Fonte: YILMAZ, 2001a.

Como já citado, o fator redundância é uma grande vantagem desta técnica e existe um fator chamado de *fold coverage* (n_f), que expressa em números o quão bem uma determinada profundidade em subsuperfície será amostrada. Esse fator é definido por:

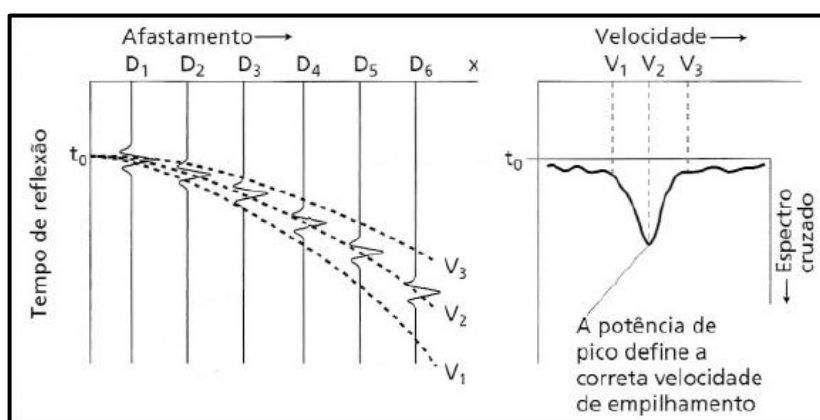
$$n_f = \frac{n_g \Delta g}{2 \Delta s}, \quad (15)$$

onde Δg e Δs correspondem aos intervalos entre receptores e tiros, respectivamente, e n_g é o número de canais (receptores) utilizados na aquisição.

B5. ANÁLISE DE VELOCIDADES

Esta etapa é considerada uma das mais importantes do processamento sísmico e é caracterizada por fornecer a primeira estimativa do modelo de velocidades referente à região de investigação. Um bom modelo de velocidades é imprescindível para que a etapa de migração, que será apresentada posteriormente, apresente bons resultados. Esta análise tem como objetivo principal corrigir os atrasos nos tempos de chegada das reflexões, causados pela geometria dos receptores, velocidades e profundidade dos refletores.

Figura B6 - Trajetória hiperbólica dos tempos de chegada nos receptores e busca pela melhor coerência (v_2) da função velocidade



Fonte: KEAREY *et. al*, 2009.

Em uma aquisição sísmica, existem diversos tipos de arranjos entre fontes e receptores disponíveis, bem como uma quantidade variável dos mesmos. Portanto,

a partir do primeiro receptor, todos os outros possuirão uma distância cada vez maior da fonte. Isso implicará numa distância maior que o raio terá de percorrer até chegar aos receptores mais distantes, ou seja, um mesmo ponto em profundidade será registrado com tempos de chegada distintos apenas por conta deste fator geométrico (Fig. B6).

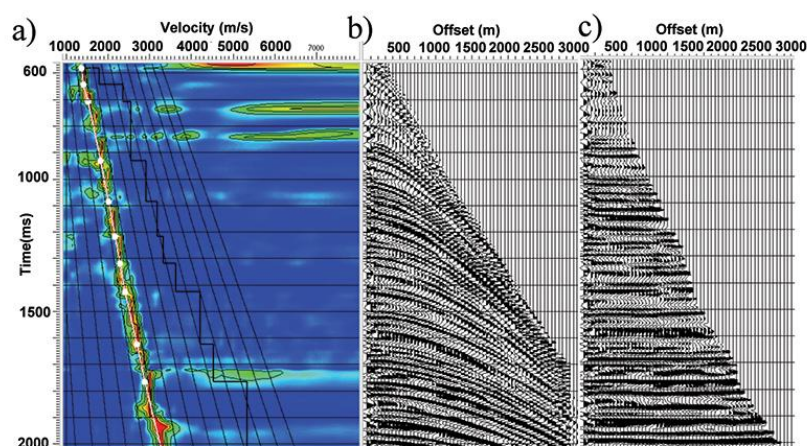
Esta análise é realizada nas famílias CMP de modo iterativo, onde o objetivo é remover os atrasos nos traços dos *offsets* mais distantes. A saída de uma análise de velocidades é uma tabela com uma função velocidade *versus* tempo duplo de propagação zero-*offset*. Esses números representam uma medida de coerência ao longo da trajetória hiperbólica dos tempos registrados (Fig. B6).

Como as reflexões nas famílias CMP representam o mesmo evento, as mesmas devem ser somadas. Logo, a melhor função velocidade é obtida quando um pico na soma destas reflexões for atingido (Fig. B6).

B6. CORREÇÃO *NORMAL-MOVEOUT* (NMO)

A correção *normal-moveout* nada mais é do que a aplicação da correção do atraso nos tempos de chegada nos refletores a partir do campo de velocidades obtido pela análise de velocidades (Fig. B7). Cabe ressaltar que há uma longa interação entre a análise de velocidades e a correção NMO, visto que muitas vezes o resultado não corrige de modo satisfatório todas as reflexões presentes nos traços sísmicos. Logo, diversos ajustes são necessários.

Figura B7 - Aplicação da correção NMO: (a) função velocidade; (b) sismograma original; (c) eventos horizontalizados depois da correção



Uma vez que a função velocidade mais coerente é encontrada, o tempo corrigido de cada traço sísmico será dado pela seguinte equação:

$$t = t_0 + \frac{x^2}{V_{NMO}^2}, \quad (16)$$

onde t_0 é o tempo de percurso de um raio com incidência normal, x é o afastamento daquele receptor e V_{NMO} é a velocidade obtida para correção de *normal-moveout*.

B7. EMPILHAMENTO

Após todas as etapas de processamento que visam eliminação de ruídos e a aplicação da correção de tempos de chegada para as famílias CMP, cada uma destas famílias tem seus traços associados somados, gerando um único traço sísmico para cada CMP. Uma vez que os eventos estão associados a uma mesma profundidade e foram corrigidos para a mesma posição em tempo, acredita-se que os eventos coerentes neste novo traço irão se somar, fazendo com que haja uma interferência positiva na amplitude dos refletores de interesse. O produto final desta etapa é a seção sísmica bruta, onde é possível realizar diversas interpretações a partir da mesma.