

UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

PROGRAMA DE GRADUAÇÃO EM GEOFÍSICA  
PROJETO FINAL II

JORGE GUIDA CAETANO DOS SANTOS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DE MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO EM  
DADOS SINTÉTICOS UTILIZANDO COMO CONDIÇÃO DE IMAGEM A  
CORRELAÇÃO CRUZADA.

NITERÓI  
2011

JORGE GUIDA CAETANO DOS SANTOS

APLICAÇÃO DO MÉTODO DE MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO EM  
DADOS SINTÉTICOS UTILIZANDO COMO CONDIÇÃO DE IMAGEM A  
CORRELAÇÃO CRUZADA.

Trabalho de conclusão de curso submetido ao programa de graduação em geofísica da Universidade Federal Fluminense, como requisito para a obtenção do título de bacharel em geofísica.

Orientador:

Marco Antonio Cetale Santos

NITERÓI

2011

**UNIVERSIDADE FEDERAL FLUMINENSE**  
**INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS, DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**JORGE GUIDA CAETANO DOS SANTOS**

**Banca Examinadora:**

---

**Marco Antonio Cetale Santos, D.Sc.**

---

**Alexandre Motta Borges, D.Sc.**

---

**Rogério de Araújo Santos, D.Sc.**

**NITERÓI**  
**2011**

# APLICAÇÃO DO MÉTODO DE MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO EM DADOS SINTÉTICOS UTILIZANDO COMO CONDIÇÃO DE IMAGEM A CORRELAÇÃO CRUZADA.

JORGE GUIDA CAETANO DOS SANTOS

## RESUMO

O trabalho em questão tem enfoque em uma das etapas do processamento de dados sísmicos objetivando a implementação e as aplicações do método de migração RTM - migração reversa no tempo (*reverse time migration*), utilizando como condição de imagem a correlação cruzada - sendo o método das diferenças finitas a principal abordagem matemático-computacional.

Temas como, etapas do processamento sísmico e modelagem dos dados sintéticos, são também objetivamente abordados a fim de preencher a lacuna teórica necessária para o entendimento e contextualização do trabalho em questão.

# AGRADECIMENTOS

Este trabalho simboliza não somente o cumprimento de mais uma das inúmeras e árduas etapas da minha vida, mas também a realização de um sonho. Sonho este que foi se construindo a mais ou menos cinco anos atrás quando decidi sair do interior de Minas Gerais para buscar não somente uma profissão, mas também para crescer como pessoa. Como diria Jorge Caetano Rabelo dos Santos, meu pai:

“... chegou a hora do menino se tornar homem...”

Então, não poderia deixar de agradecer e dedicar este trabalho em primeiro lugar aos meus dois principais professores nestes quase vinte e cinco anos de vida.

Dedico a vocês, ao Sr. Jorge Caetano Rabelo dos Santos, como já dito, meu pai e Sra. Maria de Fátima Salgado Guida, minha mãe. Vocês não foram os professores que me ensinaram Geofísica. Falarei deles mais tarde. Mas vocês foram os professores que me ensinaram algumas disciplinas como: honestidade, caráter e principalmente humildade. Vocês me ensinaram a ser homem.

Gostaria de agradecer, agora sim, a todo corpo docente do instituto de Geofísica da Universidade Federal Fluminense, que me guiaram nesta caminhada rumo a minha formação.

Agradeço ao professor Marco Antônio Cetale, meu orientador, por sua paciência e ajuda na confecção deste trabalho e ao professor Rogério de Araújo Santos, um dos membros da banca examinadora, que sempre esteve disponível e solícito aos meus pedidos e dúvidas.

Agradeço especialmente ao professor Alexandre Motta Borges, que foi meu professor e meu tutor fazendo jus às duas intitulações. Além de ter aprendido muito com seus ensinamentos, sou muito grato ao fato de ter me ajudado em alguns momentos cruciais da minha passagem por essa

universidade, me motivando e proporcionando minha primeira iniciação científica. Valeu Alex!

Agradeço a todos os colegas da turma de 2007, que são mais que colegas. São amigos.

Devo fazer uma menção especial a pelo menos três destes colegas:

Ao amigo Elionardo Moraes Pintas, o qual sempre me ajudou muito nesta caminhada e me proporcionou a primeira oportunidade de estágio. Agradeço ao amigo Bruno Bourguignon Mota que, à sua maneira, me guiou e muitas vezes não deixou a “peteca” cair. Ao amigo João Weissmann dos Santos, o Johnny, que me ensinou muitas coisas referentes a este trabalho.

Não posso deixar de mencionar também os amigos José Cardoso Ferrão, que me acolheu em sua casa quando cheguei à Niterói. Aos “irmãos” André Bittencourt Carvalho, Hugo Harry Kramer e Gustavo Rezende Carvalho, pessoas com quem convivi por estes cinco anos, e que me ajudaram muito nesta caminhada.

Por fim, agradeço aos amigos e familiares do lado de lá, ou seja, aqueles que vivem na pequena cidadezinha encravada na Serra da Mantiqueira chamada Passa Quatro.

Obrigado à todos vocês.

# SUMÁRIO

<b>AGRADECIMENTOS</b> .....	<b>5</b>
<b>LISTA DE FIGURAS</b> .....	<b>9</b>
<b>LISTA DE TABELAS</b> .....	<b>12</b>
<b>1 - INTRODUÇÃO</b> .....	<b>13</b>
<b>2 - OBJETIVOS</b> .....	<b>15</b>
<b>3 - RELEVÂNCIA</b> .....	<b>16</b>
<b>4 – FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA</b> .....	<b>17</b>
4.1- PROCESSAMENTO SÍSMICO.....	17
4.1.1- <i>Geometria</i> .....	18
4.1.2- <i>Edição</i> .....	19
4.1.3- <i>Correções Estáticas</i> .....	21
4.1.4 <i>Filtragem</i> .....	22
4.1.5- <i>Balanceamento de amplitudes</i> .....	24
4.1.6- <i>Deconvolução</i> .....	25
4.1.7- <i>Ordenação em Famílias CDP</i> .....	27
4.1.8- <i>Análise de Velocidades</i> .....	28
4.1.9 <i>Correção NMO (normal-move-out)</i> .....	30
4.1.10- <i>Empilhamento</i> .....	30
4.1.11- <i>Migração</i> .....	31
4.1.11.1- <i>Migração Pré-Stack X Migração Pós Stack</i> .....	34
4.1.11.2- <i>Migração em Tempo X Migração em Profundidade</i> . ....	35
4.2 – <b>MODELAGEM</b> .....	39
4.2.1- <i>Modelagem Sísmica</i> .....	39
4.2.2 – <i>Efeito de borda</i> .....	40
4.3- <b>MÉTODO DAS DIFERENÇAS FINITAS</b> .....	41
4.4- <b>MODELAGEM SÍSMICA PELO MÉTODO DAS DIFERENÇAS FINITAS</b> .....	44
4.5- <b>MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO</b> .....	44
4.6- <b>CONDIÇÃO DE IMAGEM</b> . ....	45

4.7- CORRELAÇÃO CRUZADA.....	47
4.8- MIGRAÇÃO REVERSA NO TEMPO UTILIZANDO A CORRELAÇÃO CRUZADA COMO CONDIÇÃO DE IMAGEM. ....	49
<b>5 – METODOLOGIA .....</b>	<b>51</b>
5.1 – GERAÇÃO DA FONTE <i>RICKER</i> ;.....	51
5.2 – GERAÇÃO DOS MODELOS GEOLÓGICOS; .....	53
5.3 – GERAÇÃO DE MATRIZES DE VELOCIDADE;.....	55
5.4 – MODELAGEM SÍSMICA PARA OS MODELOS GEOLÓGICOS; .....	56
5.5 – MIGRAÇÃO;.....	60
<b>6 – RESULTADOS.....</b>	<b>63</b>
6.1- MODELOS DE VELOCIDADES. ....	63
6.2- SISMOGRAMAS SINTÉTICOS A PARTIR DO MDF. ....	65
6.3- MIGRAÇÃO RTM UTILIZANDO A CORRELAÇÃO CRUZADA COMO CONDIÇÃO DE IMAGEM.....	67
<b>7– CONCLUSÃO .....</b>	<b>72</b>
<b>8– REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>73</b>



# LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1: TRANSMISSÃO E RECEPÇÃO DO SINAL SÍSMICO DE ACORDO COM A VARIAÇÃO DA IMPEDÂNCIA ACÚSTICA DAS CAMADAS SEDIMENTARES ABAIXO DO FUNDO. ....	17
FIGURA 2: FLUXO DE PROCESSAMENTO SÍSMICO.....	18
FIGURA 3: PLANILHA MOSTRANDO A APLICAÇÃO DA GEOMETRIA. NAS COLUNAS TEM-SE OS CDP'S BEM COMO SUAS COORDENADAS (X,Y) COM SUAS RESPECTIVAS COBERTURAS.....	19
FIGURA 4: EXEMPLOS DE FONTES DE RUÍDOS PREJUDICIAIS AOS DADOS SÍSMICOS....	19
FIGURA 5: PAINEL DOS TRAÇOS SÍSMICOS NO DOMÍNIO DO TIRO. A AMOSTRA SELECIONADA (EM VERDE) MOSTRA UM TÍPICO TRAÇO RUIDOSO PASSÍVEL DE EDIÇÃO. ....	20
FIGURA 6: ANÁLISE ESPECTRAL E CARACTERÍSTICA DO TRAÇO RUIDOSO MOSTRADO NA FIGURA 5. NOTA-SE QUE, PARA ESTE TRAÇO, O CONTEÚDO DE FREQUÊNCIA É LIMITADO EM 60HZ. ....	20
FIGURA 7: REGISTRO COM SELEÇÃO DAS PRIMEIRAS QUEBRAS. ....	21
FIGURA 8: APLICAÇÃO DAS ESTÁTICAS DE REFRAÇÃO.....	22
FIGURA 9: SINAL NO DOMÍNIO DO TIRO ( <i>SHOT DOMAIN</i> ) ANTES DA APLICAÇÃO DA FILTRAGEM. (A) RUÍDOS INDESEJÁVEIS; (B) <i>GROUND-ROLL</i> ; (C) RUÍDOS DE BAIXA FREQUÊNCIA.....	23
FIGURA 10: SINAL APÓS A APLICAÇÃO DE DIVERSOS PROCESSOS DE FILTRAGEM. ....	23
FIGURA 11: ESPECTRO AMPLITUDE X FREQUÊNCIA DOS SINAIS EXEMPLIFICADOS NAS FIGURAS 9 E 10. NOTA-SE A ELIMINAÇÃO DE FREQUÊNCIAS ALTAS (60HZ À 100HZ) E BAIXAS (0 À 10HZ) ALÉM DO GANHO DE AMPLITUDES NAS FAIXAS DE 20HZ À 60Hz).....	24
FIGURA 12: CURVAS DE A) DECAIMENTO E B) COMPENSAÇÃO DE AMPLITUDES.....	25
FIGURA 13: GERAÇÃO DE UM TRAÇO SÍSMICO.....	25
FIGURA 14: <i>SHOT GATHERS</i> A) SEM DECONVOLUÇÃO, B) COM DECONVOLUÇÃO.....	26
FIGURA 15: ANÁLISE ESPECTRAL TEMPO-FREQUÊNCIA DAS SEÇÕES SÍSMICAS DA FIGURA 14. O DADO DECONVOLVIDO OBTEVE UMA RECUPERAÇÃO DO CONTEÚDO DE FREQUÊNCIAS, INCLUSIVE NAS REGIÕES PROFUNDAS.....	26
FIGURA 16: FIGURA ILUSTRANDO O AGRUPAMENTO DOS TRAÇOS DE PONTO COMUM DE REFLEXÃO. ....	27

FIGURA 17: SISMOGRAMA ORDENADO NO DOMÍNIO DO CDP .....	27
FIGURA 18: TRAÇOS DE UM SISMOGRAMA CMP .....	28
FIGURA 19: <i>DISPLAYS</i> POR ONDE SÃO FEITAS AS ANÁLISES DE VELOCIDADE. À ESQUERDA, PAINEL DOS <i>GATHER</i> 'S CORRIGIDOS POR NMO. AO CENTRO, PAINEL CVS. À DIREITA, PAINEL <i>SEMBLANCE</i> .....	29
FIGURA 20: COMPARAÇÃO DE UMA SEÇÃO SÍSMICA ANTES (À ESQUERDA) E DEPOIS (À DIREITA) DA ANÁLISE DE VELOCIDADES.....	29
FIGURA 21: (A) SEÇÃO MOSTRANDO O REFLETOR C-D NA SUA POSIÇÃO REAL EM PROFUNDIDADE. (B) SEÇÃO REGISTRADA EM TEMPO MOSTRANDO O REFLETOR NA POSIÇÃO C'-D'. NOTA-SE A NECESSIDADE DE REPOSICIONAR, ATRAVÉS DA MIGRAÇÃO, O REFLETOR ATÉ A POSIÇÃO C-D. ....	31
FIGURA 22: SEÇÃO SÍSMICA PRÉ-MIGRADA (A); PÓS-MIGRADA (B); NOTA-SE EM (A) REFLEXÕES DE ALTO ÂNGULO DE MERGULHO QUE NÃO CORRESPONDE À GEOLOGIA LOCAL. EM (B) ESTES MERGULHOS SÃO ELIMINADOS. ....	32
FIGURA 23: RESULTADO DE ERROS DE VELOCIDADES PARA MIGRAÇÃO: (A) HIPÉRBOLES DE DIFRAÇÃO. (B) MIGRAÇÃO DESEJADA. (C) SEÇÃO MIGRADA COM VELOCIDADE IDEAL. (D) VELOCIDADE 5% MENOR, À DIREITA E 5% MAIOR À ESQUERDA. (E) VELOCIDADE 10% MENOR À DIREITA E 10% MAIOR À ESQUERDA.. ....	33
FIGURA 24: VELOCIDADES DE RMS.....	36
FIGURA 25: CONVERSÃO DE RMS PARA DIX. ....	36
FIGURA 26: IMAGEM MIGRADA EM TEMPO DE UM CORPO DE SAL NO GOLFO DO MÉXICO, MOSTRANDO OS EFEITOS DA ALTA VELOCIDADE CRIADA PELA ESTRUTURA SALINA. .....	38
FIGURA 27: IMAGEM MIGRADA EM PROFUNDIDADE PARA A MESMA REGIÃO DA FIGURA ANTERIOR, MOSTRANDO MELHORAMENTOS NA QUALIDADE DA IMAGEM E NA LOCALIZAÇÃO DAS ESTRUTURAS. ....	38
FIGURA 28: MALHA DE DISCRETIZAÇÃO.....	41
FIGURA 29: PRINCÍPIO DO IMAGEAMENTO.....	46
FIGURA 30: (A) SINAL COSSENOIDAL SEM RUÍDO APLICADO. (B) SINAL COSSENOIDAL EMERSO EM RUÍDO. (C) FUNÇÃO CORRELAÇÃO-CRUZADA ENTRE OS SINAIS DE (A) E (B). NOTA-SE EM (C) QUE A FUNÇÃO ESTABELECE UMA RECONSTRUÇÃO NO CONTEÚDO DE FREQUÊNCIAS E UMA PERIODICIDADE ENTRE OS SINAIS. ....	48
FIGURA 31: EXEMPLO DA FONTE <i>RICKER</i> . FREQUÊNCIA DE CORTE = 60 HZ. ....	51

FIGURA 32: PROPAGAÇÃO DA FONTE <i>RICKER</i> EM UM MEIO HOMOGÊNIO EM 1D (SEQUÊNCIA SUPERIOR) E 2D (SEQUÊNCIA INFERIOR).....	52
FIGURA 33: MODELO DE CAMADAS PLANO-PARALELAS. ....	53
FIGURA 34: MODELO DE FALHA. ....	53
FIGURA 35: MODELO DE ACUNHAMENTO. ....	53
FIGURA 36: MODELOS GEOLÓGICOS E SUAS RESPECTIVAS CAMADAS (A,B,C,D). ....	55
FIGURA 37: MODELO GEOLÓGICO TRANSFORMADO EM MODELO DE VELOCIDADES. ...	56
FIGURA 38: <i>SNAPSHOT</i> DA PROPAGAÇÃO DA ONDA PARA UM TEMPO $t_1$ .....	58
FIGURA 39: <i>SNAPSHOT</i> DA PROPAGAÇÃO DA ONDA PARA UM TEMPO $t_2$ .....	58
FIGURA 40: SISMOGRAMA SINTÉTICO.....	59
FIGURA 41: SISMOGRAMA SINTÉTICO PARA ONDA DIRETA. ....	59
FIGURA 42: SISMOGRAMA SINTÉTICO RESULTANTE (SEM ONDA DIRETA).....	60
FIGURA 43: CAMPO DE VELOCIDADES EXPANDIDO E SUAVIZADO.....	61
FIGURA 44: EXEMPLO DO PRODUTO FINAL: A SEÇÃO MIGRADA EM PROFUNDIDADE. ...	62
FIGURA 45: MODELO DE VELOCIDADES PARA CAMADAS PLANO-PARALELAS.....	64
FIGURA 46: MODELO DE VELOCIDADES PARA FALHAMENTOS.....	64
FIGURA 47: MODELO DE VELOCIDADES PARA ACUNHAMENTOS.....	65
FIGURA 48: SISMOGRAMA SINTÉTICO REFERENTE AO MODELO DE CAMADAS PLANO- PARALELAS.....	66
FIGURA 49: SISMOGRAMA SINTÉTICO REFERENTE AO MODELO DE FALHA. ....	66
FIGURA 50: SIMOGRAMA SINTÉTICO REFERENTE AO MODELO DE ACUNHAMENTO. ....	67
FIGURA 51: SEÇÃO MIGRADA REFERENTE AO MODELO DE CAMADAS PLANO-PARALELAS PARA A FONTE NAS POSIÇÕES 25 (A) , 100 (B), 175 (C). ....	68
FIGURA 52: SEÇÃO MIGRADA E EMPILHADA REFERENTE AO MODELO DE CAMADAS PLANO-PARALELAS. ....	69
FIGURA 53: SEÇÃO MIGRADA NA POSIÇÃO CENTRAL PARA O MODELO DE FALHA.....	70
FIGURA 54: SEÇÃO MIGRADA EMPILHADA REFERENTE AO MODELO DE FALHA.....	70
FIGURA 55: SEÇÃO MIGRADA NA POSIÇÃO CENTRAL REFERENTE AO MODELO DE CUNHA. ....	71
FIGURA 56: SEÇÃO MIGRADA EMPILHADA REFERENTE AO MODELO DE CUNHA.....	71

# LISTA DE TABELAS

TABELA 1: VALORES DE VELOCIDADE E RGB PRA CADA CAMADA PARA OS TRÊS MODELOS. ....	55
TABELA 2: POSIÇÕES DAS FONTES PARA MIGRAÇÃO DOS MODELOS DE FALHA E CUNHA. .....	69

# 1 - Introdução

O método sísmico há anos se apresenta como peça fundamental ao desenvolvimento dos conhecimentos de subsuperfície em diversos campos e atividades humanas. Hoje em dia, este método é amplamente aceito pela indústria de hidrocarbonetos, sendo quase hegemônico para as análises preliminares de determinadas bacias petrolíferas.

Neste sentido o bom processamento dos dados aquisitados em campo, torna-se um elemento importante para o encadeamento futuro da interpretação geológica.

De forma sintética o processamento sísmico é caracterizado por um conjunto de métodos matemáticos e computacionais responsáveis por dar inteligibilidade aos dados de campo.

No trabalho em questão analisaremos uma etapa específica do processamento sísmico, a migração, tendo como foco a migração reversa no tempo (*Reverse Time Migration - RTM*) aplicando como condição de imagem a correlação cruzada.

Em Geofísica, define-se Migração Sísmica como um conjunto de procedimentos nos quais os campos de ondas registrados – na superfície ou não – são transformados através de métodos adequados em imagens corretamente posicionadas dos refletores de subsuperfície, contendo as informações das camadas e interfaces do modelo geológico. Durante este processo, tem-se a extinção das difrações que são registradas nos sismogramas (BULCÃO, A., 2004).

Neste esquema de RTM, a imagem em profundidade é formada através da correlação cruzada entre o campo de ondas ascendentes (oriundos da depropagação do campo de ondas registrado no sismograma) e o campo de ondas descendentes (oriundos da propagação do campo de ondas a partir da fonte sísmica) (BULCÃO, A. 2004). Para propiciar a ocorrência do imageamento se faz necessária a aplicação de uma condição de imagem.

Portanto, o fornecimento de dados sísmicos de entrada para este processo de migração é dado através de uma modelagem sísmica, que está relacionada à simulação da aquisição num suposto levantamento, criando-se assim um dado sintético a fim de proporcionar um entendimento da assinatura sísmica dos modelos geológicos. Os dados modelados, por sua vez, são migrados utilizando a técnica RTM.

Tanto a modelagem quanto a migração são baseados no método computacional das diferenças finitas, a fim de resolver a equação acústica da onda.

A estrutura do trabalho foi dividida em:

- Objetivos e Relevância (Capítulos 2 e 3);
- Fundamentação teórica necessária para o entendimento dos procedimentos executados (Capítulo 4);
- Metodologia utilizada para a geração dos modelos de velocidades, sismogramas sintéticos e migração dos dados sísmicos (Capítulo 5);
- Resultados finais dos procedimentos realizados (Capítulo 6);
- Conclusão baseada nos resultados obtidos e no conhecimento teórico exposto no trabalho (Capítulo 7).

## 2 - Objetivos

O presente trabalho visa à implementação computacional e a aplicação do método de migração reversa no tempo usando a correlação cruzada como condição de imagem (*Cross-correlation Image Condition*), tendo como alvo principal a avaliação desta migração em profundidade, bem como o comportamento do algoritmo para os diferentes modelos criados e suas estruturas geológicas associadas.

Por fim, busca-se averiguar não somente a qualidade do método, mas também seu desempenho em termos de custo operacional. A qualidade dos resultados dos dados esperados passa por três fatores importantes: reposicionar os refletores em suas corretas localizações em subsuperfície; colapso das hipérbolas causado por estruturas difratoras; acurácia em regiões de bruscas variações laterais de velocidades.

### 3 - Relevância

Os processos de migração têm sido aplicados em larga escala na indústria petrolífera a fim de proporcionar melhorias no tratamento dos dados sísmicos adquiridos. Estes procedimentos têm o intuito de aumentar a resolução sísmica e conseqüentemente, o imageamento de estruturas complexas em subsuperfície, como anticlinais, falhas, mergulhos de camadas, além de colapsar as difrações e assim eliminar os ruídos prejudiciais à interpretação sísmica.

As estruturas supracitadas podem se apresentar como trapas, ou armadilhas, estruturais ou estratigráficas, que possibilitam o aprisionamento e um possível acúmulo de hidrocarbonetos (petróleo ou gás).

Em áreas onde o custo de perfuração é elevado, a migração sísmica tem um papel importante na redução dos riscos e identificação dos alvos exploratórios.

A migração reversa no tempo aplicando como condição de imagem a correlação cruzada, tema do projeto, é uma importante ferramenta para o êxito do processamento sísmico, uma vez que busca posicionar as diversas estruturas em sua correta localização (BULCÃO, 2004).

Com o aumento da tecnologia e o uso de supercomputadores torna-se viável a aplicação deste método de migração que, apesar de ter maior custo computacional, tem se mostrado bastante eficaz no imageamento sísmico, por ser possível a utilização de modelo de velocidades com quaisquer tipos de variações.



## 4 – Fundamentação Teórica

### 4.1- Processamento Sísmico.

No método sísmico, um sinal acústico/elástico é emitido por uma fonte (*airgun*, *vibroscis*, dinamite) que então se propaga através das camadas geológicas.

Este sinal, propagando-se em subsuperfície depara-se com camadas de diferente impedância acústica – produto da velocidade de propagação pela densidade da camada – parte de sua energia é refletida, sendo esta captada por receptores mecânicos-elétricos (geofones ou hidrofones). Por outro lado, parte da energia deste sinal é transmitida para camadas subjacentes, como descritos na figura 1.

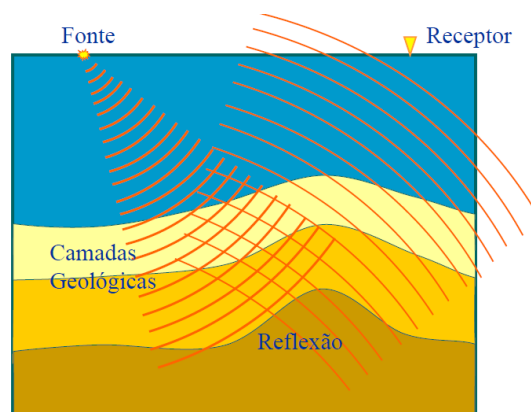


Figura 1: Transmissão e recepção do sinal sísmico de acordo com a variação da impedância acústica das camadas sedimentares abaixo do fundo (IAG-USP).

Os dados coletados, por sua vez, não estão prontos para a interpretação sísmica, fazendo-se necessário processar estes dados. Para isso utilizam-se

técnicas matemáticas e computacionais a fim de melhorar a qualidade destes e reposicionar os refletores de maneira correspondente com a sua posição real.

Segue abaixo um fluxo proposto para um processamento sísmico com migração *pré-stack* em profundidade, apresentando um conjunto de etapas fundamentais para sua realização.

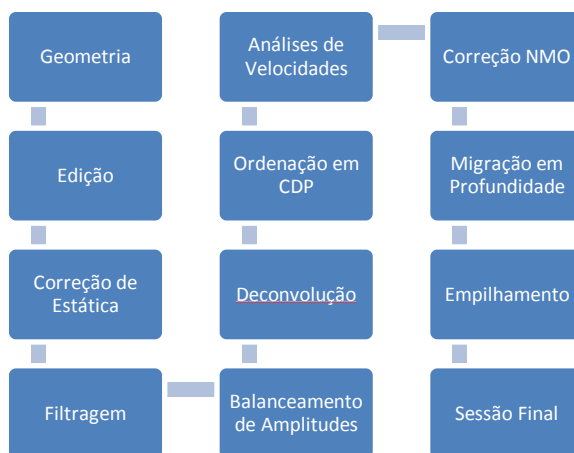


Figura 2: Fluxo de processamento sísmico.

Cada etapa será descrita sinteticamente nos tópicos posteriores em que serão usadas imagens provenientes de um processamento real de um dado sísmico terrestre. Estas foram geradas pelo autor utilizando *softwares Focus 5.4 – Paradigm e Renegade – Fusion*.

#### 4.1.1- Geometria

Esta etapa, ainda que inicial, é muito importante no processamento sísmico, dado que um simples erro pode comprometer de maneira determinante a posição do tiro e dos receptores. Portanto, um erro de geometria pode afetar sistematicamente a ordenação dos domínios tiro, CMP, offset, estações receptoras, afetando todo o trabalho subsequente.

Na montagem da geometria através deste programa, é comum a utilização de um arquivo texto no padrão UKOOA, que possui apenas as coordenadas do Tiro; e o arquivo de *TOC file*, que relaciona o Ponto de Tiro (PT) e os registros de campo (FFID).

SPREADSHEET - Project: 1001FOZA - Line: 222\_0736

File Parameters Functions Format QC Macros Help

Operations:

- Copy
- Clear
- Move
- Delete
- Insert
- Extrap
- Sort
- Go to...

Mode

- Station
- Shot
- Pattern
- CDP
- Relation

Geometry 2d

- Undo
- Undo All

	cdp	cdp X	cdp Y	FOLD
1362	1363	752575.31	383590.25	42.0
1363	1364	752579.94	383594.44	18.0
1364	1365	752584.56	383598.59	42.0
1365	1366	752589.19	383602.75	18.0
1366	1367	752593.81	383606.91	42.0
1367	1368	752598.44	383611.06	18.0
1368	1369	752603.06	383615.25	42.0
1369	1370	752607.69	383619.41	18.0
1370	1371	752612.25	383623.62	42.0
1371	1372	752616.88	383627.84	18.0
1372	1373	752621.44	383632.06	42.0
1373	1374	752626.00	383636.31	18.0
1374	1375	752630.56	383640.53	42.0
1375	1376	752635.12	383644.75	18.0
1376	1377	752639.75	383648.97	42.0
1377	1378	752644.31	383653.19	18.0
1378	1379	752649.00	383657.34	42.0
1379	1380	752653.62	383661.50	18.0
1380	1381	752658.31	383665.69	42.0
1381	1382	752663.00	383669.84	18.0
1382	1383	752667.62	383674.00	42.0
1383	1384	752672.31	383678.19	18.0
1384	1385	752677.00	383682.34	42.0
1385	1386	752681.62	383686.50	18.0
1386	1387	752685.56	383691.34	39.0
1387	1388	752689.50	383696.19	21.0
1388	1389	752693.38	383701.06	41.0
1389	1390	752697.31	383705.91	19.0
1390	1391	752701.25	383710.75	41.0

Figura 3: Planilha mostrando a aplicação da geometria. Nas colunas tem-se os CDP's bem como suas coordenadas (X,Y) com suas respectivas coberturas.

#### 4.1.2- Edição

Durante a aquisição dos dados, diversas fontes externas assim como problemas instrumentais podem distorcer os traços. Os exemplos mais comuns destas fontes são: tratores, automóveis, britadeiras, cabos de alta tensão, animais dentre outros (Figura 4).

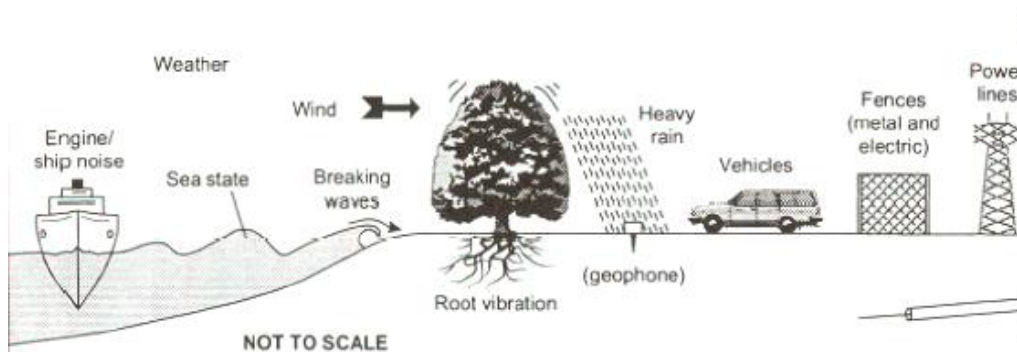


Figura 4: Exemplos de fontes de ruídos prejudiciais aos dados sísmicos. (Fonte: IAG-USP)

O resultado destas interferências não desejadas são traços ruidosos de frequências variadas, assim como traços sem informações quaisquer (traços duros).

Estes traços prejudicam a etapa seguinte (filtragem do dado sísmico), uma vez que podem superestimar ou subestimar o cálculo do traço piloto.

Além disso, ruídos em larga escala marcam a seção sísmica e afetam etapas, como a deconvolução, supressão de múltiplas e a migração, ponto nevrálgico desta monografia.

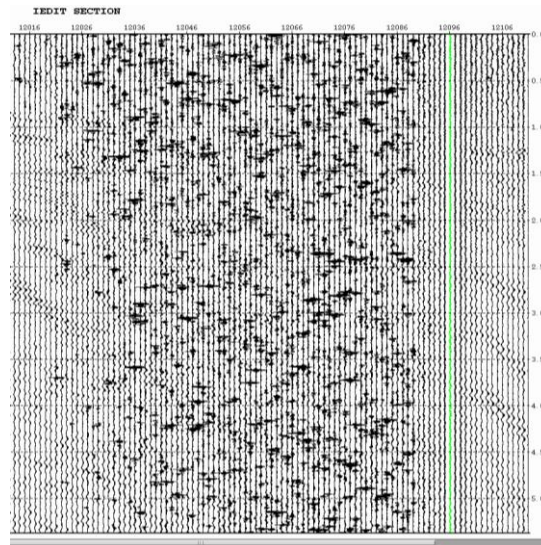


Figura 5: Painei dos traços sísmicos no domínio do tiro. A amostra selecionada (em verde) mostra um típico traço ruidoso passível de edição.

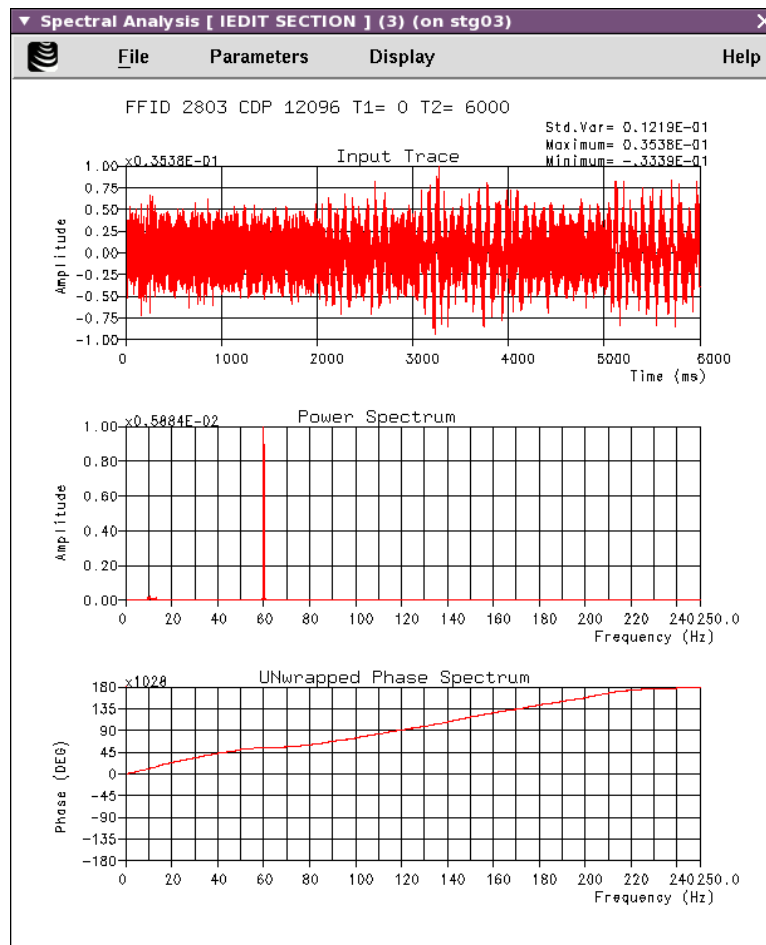


Figura 6: Análise espectral e característica do traço ruidoso mostrado na figura 5. Nota-se que, para este traço, o conteúdo de frequência é limitado em 60hz.

### 4.1.3- Correções Estáticas

Esta etapa típica da aquisição terrestre visa corrigir os deslocamentos verticais nos traços sísmicos provocados pela elevação do terreno e pela zona de baixa velocidade (camada de intemperismo). Esta zona, constituída por material heterogêneo, pode ser consideravelmente espessa e é responsável por deslocamentos em tempo dos horizontes sísmicos, gerando um atraso considerável nestes.

Com o objetivo de sanar a problemática citada acima, primeiramente marcam-se os primeiros refratores numa sub-etapa conhecida como picagem de primeira quebra.

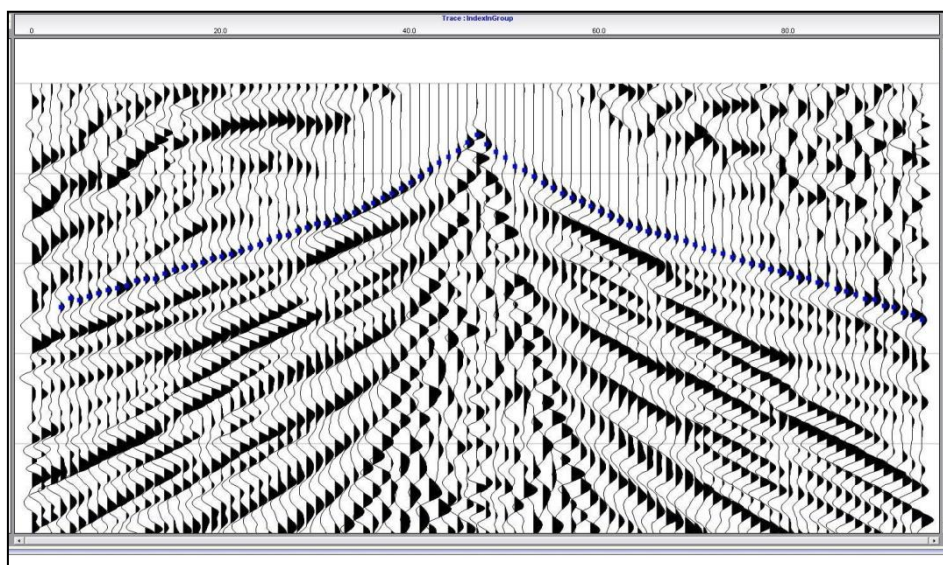


Figura 7: Registro com seleção das primeiras quebras.

A qualidade da estática calculada está diretamente relacionada à qualidade da picagem dos refratores. Neste sentido o programa avalia as velocidades médias das primeiras quebras, restritas ao refrator selecionado na picagem, aplicando o deslocamento em tempo adequado, ou seja, removendo o *delay* originado pela ZBV (zona de baixa velocidade).

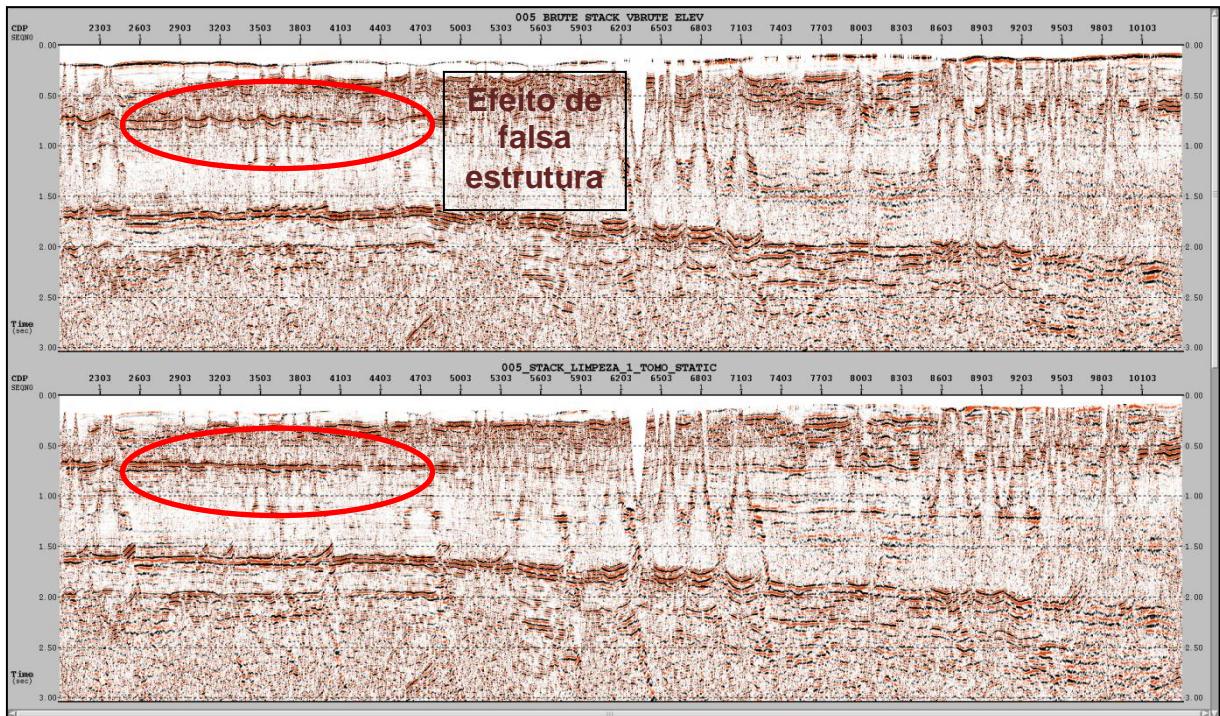


Figura 8: Aplicação das estáticas de refração. Na seção superior estão destacados os efeitos causados pela camada de baixa velocidade. Na seção inferior este efeito é corrigido.

#### 4.1.4 Filtragem

Nesta etapa do processamento busca-se a supressão de ruídos de baixa e alta frequência. Esta fase é muito importante, uma vez que a eliminação dos ruídos ressalta o sinal, aumentando a *SNR* (*Signal Noise Ratio*). Esta filtragem, visa eliminar os ruídos coerentes e aleatórios, como múltiplas, *spikes*, *ground rolls* entre outros (Figura 9). Para isto, são aplicados filtros no domínio do espaço-tempo ( $x-t$ ), e também no domínio da frequência.

Dentre os principais filtros destacam-se os filtros de frequência como: *band-pass filter* (filtro passa-banda), limitando a banda de frequência do sinal; *low-cut filter* (filtro corta baixa) e *high-cut filter* (filtro corta alta) eliminando assim, o conteúdo de frequências indesejadas, muito baixas e muito altas, respectivamente.

Como o conteúdo de frequência do sinal sísmico é também controlado pela geologia local, a filtragem apropriada de frequência com o tempo pode variar segundo a distância ao longo do perfil sísmico, tornando-se necessária a

aplicação de diferentes parâmetros de filtragem para as diferentes janelas de tempo.

A filtragem é então aplicada para cada domínio (*shot*, *CDP* e *offset*) uma vez que certos artefatos de forma diferente para cada um destes domínios.

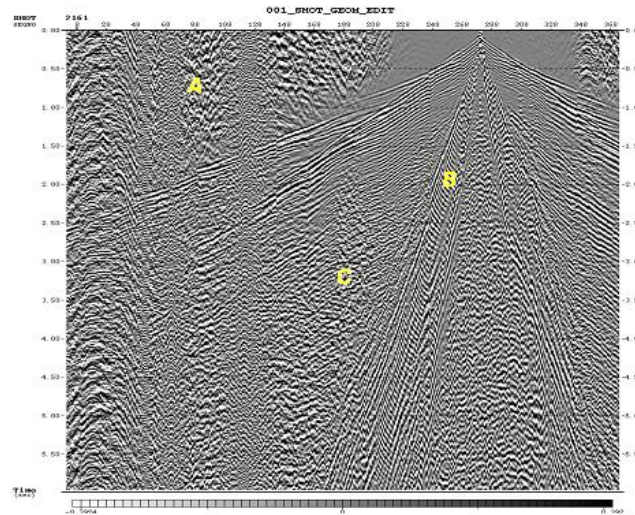


Figura 9: Sinal no domínio do tiro (*shot domain*) antes da aplicação da filtragem. (A) Ruídos indesejáveis; (B) *Ground-roll*; (C) Ruídos de baixa frequência.

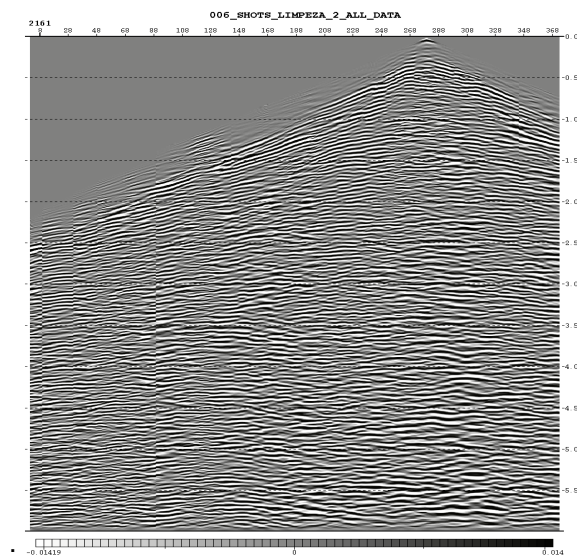


Figura 10: Sinal após a aplicação de diversos processos de filtragem.

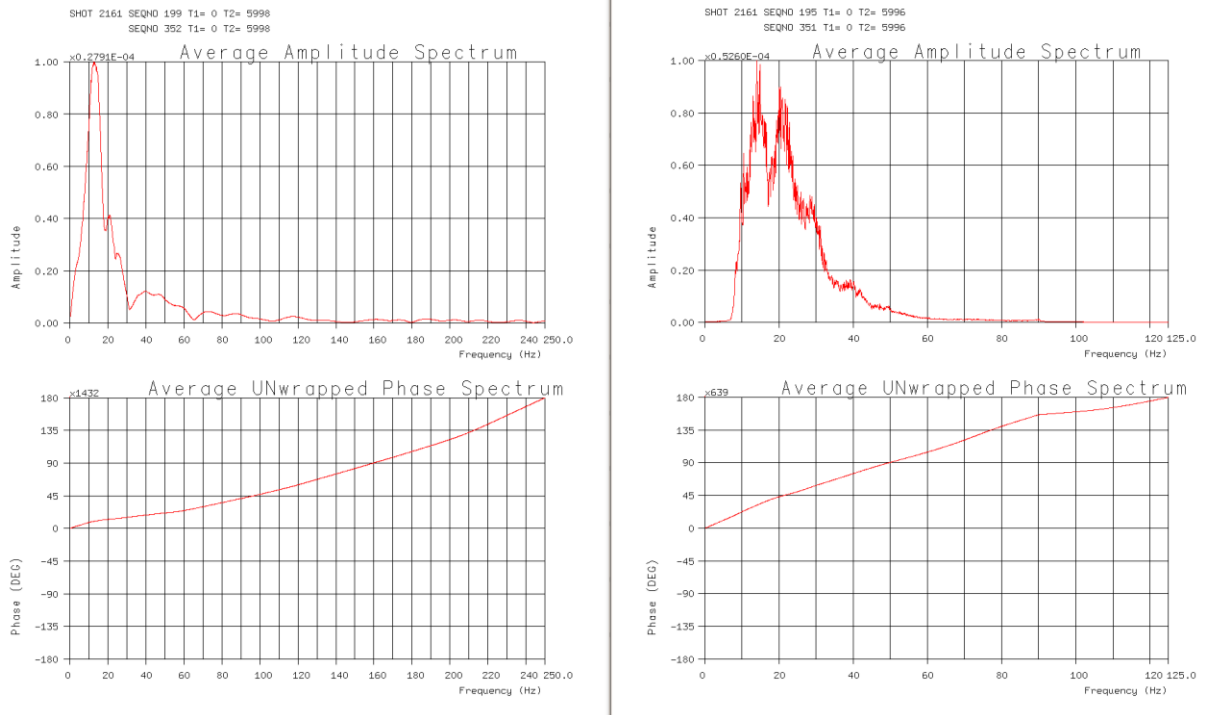


Figura 11: Espectro amplitude x freqüência dos sinais exemplificados nas figuras 9 e 10. Nota-se a eliminação de freqüências altas (60Hz à 100Hz) e baixas (0 à 10Hz) além do ganho de amplitudes nas faixas de 20Hz à 60Hz).

#### 4.1.5- Balanceamento de amplitudes

Para compensar o efeito da perda de amplitude sísmica devido à propagação da onda em subsolo, deve ser feita uma correção de espalhamento geométrico. Executa-se então, um algoritmo que analisa o dado para todo o tempo ( $t$ ) e retorna um valor escalar, ou seja, uma solução que por sua vez é aplicado para cada amostra. O fator de correção é dado por:

$$Escalar = \frac{v(t)*t}{long_{dados}*Vel_{final}} \quad (1)$$

Onde  $V(t)$  é a velocidade ao tempo  $t$  da amostra. O escalar é calculado e aplicado a cada amostra. As figuras 10 a) e b) mostram o comportamento geral de decaimento e compensação das amplitudes, respectivamente.



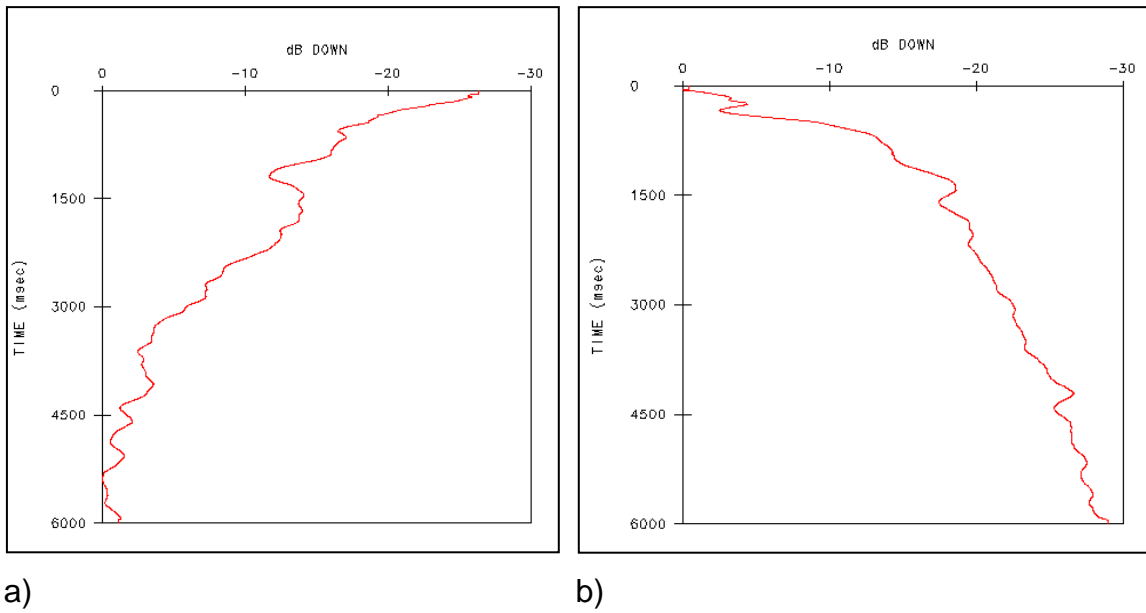


Figura 12: Curvas de a) decaimento e b) compensação de amplitudes.

#### 4.1.6- Deconvolução

No método sísmico, a geração de um traço sísmico é dada pela convolução entre a função matemática relacionada à perturbação causada pela fonte sísmica e a função que representa os coeficientes de reflexão devido à diferença de impedância acústica entre duas camadas adjacentes. Tal esquema está representado na figura abaixo:

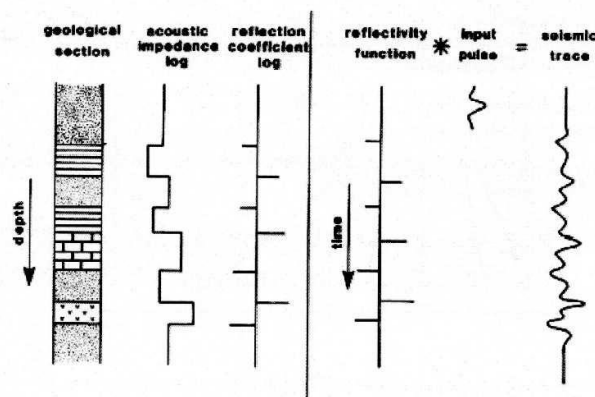
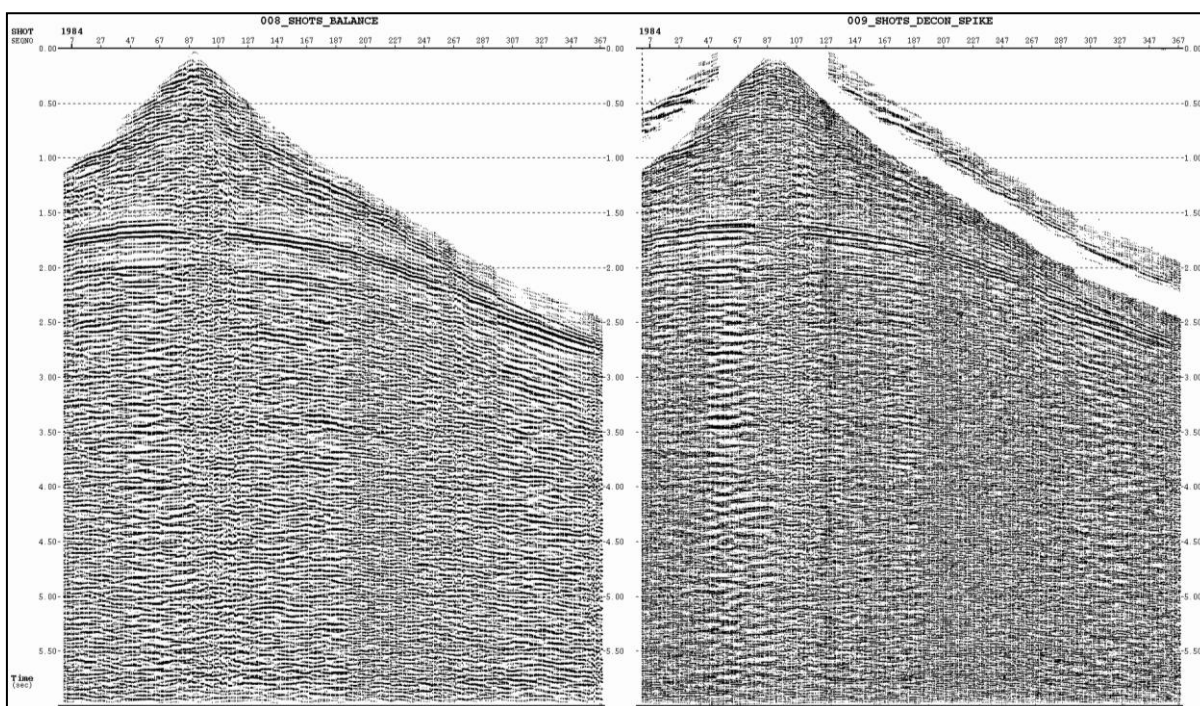


Figura 13: Geração de um traço sísmico. (Fonte: Geofísica de Exploração-Kearey)

Neste caso, a deconvolução é um procedimento matemático que visa desfazer os efeitos da convolução entre estes dois elementos pretendendo estender o espectro de frequência dos dados, ou seja, aumentar a resolução das interfaces.

Outra vantagem da deconvolução é a atenuação das reverberações e múltiplas de curto período.



a)

b)

Figura 14: Shot Gathers a) Sem deconvolução, b) Com deconvolução.

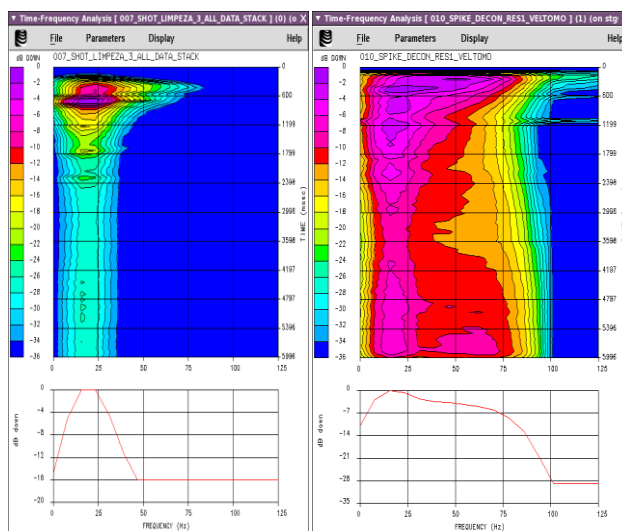


Figura 15: Análise espectral tempo-freqüência das seções sísmicas da figura 14. O dado deconvolvido obteve uma recuperação do conteúdo de freqüências, inclusive nas regiões profundas.

#### 4.1.7- Ordenação em Famílias CDP

Ordenação em famílias CDP (*commom depth point*), ou ponto comum de profundidade, refere-se ao agrupamento dos traços que amostram os pontos comuns de reflexão, figura 16. Esses traços são agrupados por ordem de distâncias fonte-receptor (*offset*) mediante ao uso das informações do banco de dados da geometria. Cada traço do CDP terá em seu header informações de elevação, coordenadas, cobertura, número de traço, etc.

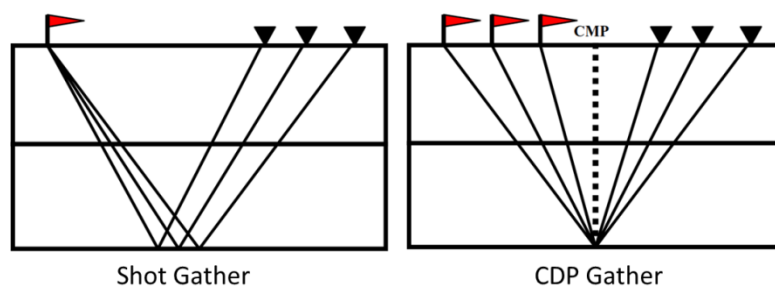


Figura 16: Figura ilustrando o agrupamento dos traços de ponto comum de reflexão. (FONTE: Figura gentilmente cedida por Daniel Salas)

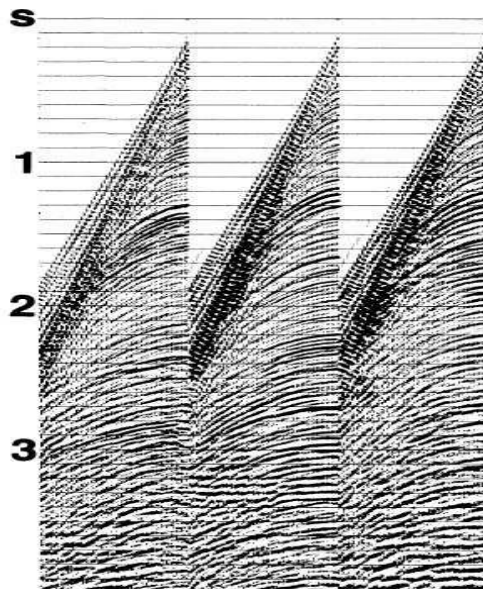


Figura 17: Sismograma ordenado no domínio do CDP. (FONTE: Yilmaz, 1987).

#### 4.1.8- Análise de Velocidades

A análise de velocidade é um dos processos mais importantes no processamento sísmico uma vez que consome muito tempo do analista e é um cenário crítico por ser um estágio inicial de interpretação dos dados.

Os traços de um sismograma no domínio CDP, representam as reflexões referentes a um mesmo ponto de profundidade, se diferenciando entre si apenas por deslocamentos de tempo devido aos diferentes afastamentos entre fonte e receptor (*offset*).

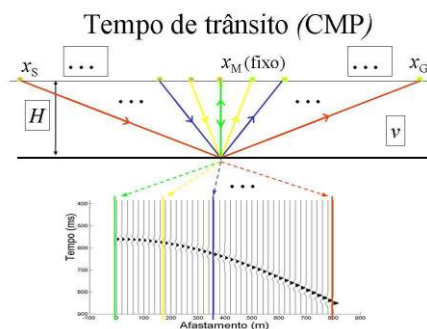


Figura 18: Traços de um sismograma CMP (Fonte: USP - Disciplina de sísmica 1)

Visto isto, esta etapa consiste em encontrar velocidades que corrijam os deslocamentos causados pelos diferentes afastamentos fonte-receptor, obtendo como resultado uma primeira aproximação para as velocidades reais de subsuperfície.

Na prática, as análises de velocidades são selecionadas em intervalos espaciais constantes ao longo da linha sísmica e o campo de velocidade é linearmente interpolado entre os pontos em análise. O espaçamento no tempo e espaço, de cada análise, depende do grau de variação lateral das velocidades e a necessidade de definir a geometria das estruturas.

Cada análise é feita interativamente usando uma combinação de *displays* de *semblance* (cálculo de coerência de acordo com quão bem uma função hiperbólica de velocidade corresponde a um evento real de um CDP), *CVS* (*Common Velocity Stack*: vários CDP's são corrigidos por NMO e empilhados a uma velocidade constante (ver Figura 19). Os painéis empilhados são colocados lado à lado e as velocidades podem ser

selecionadas onde os eventos mostram maior amplitude ou continuidade) e *gathers* corrigidos pelo NMO.

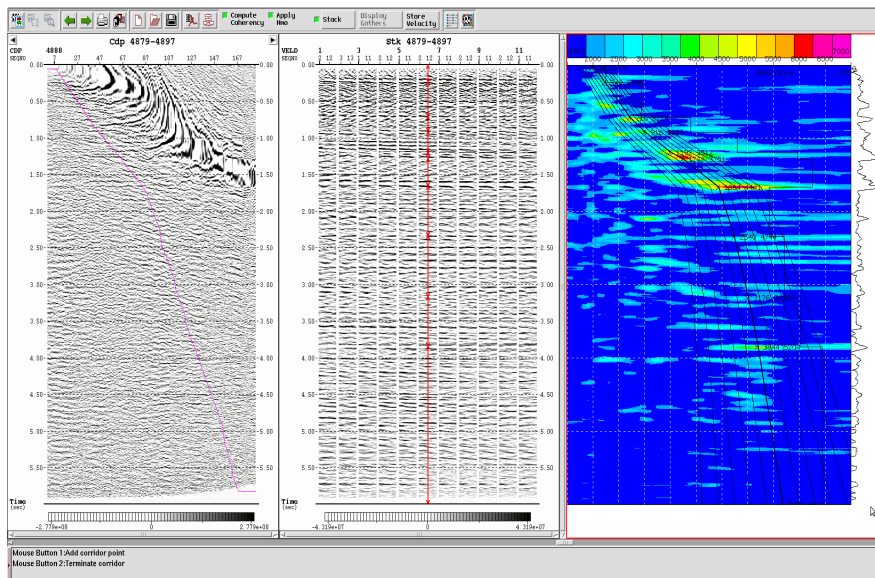


Figura 19: *Displays* por onde são feitas as análises de velocidade. À esquerda, painel dos *gather's* corrigidos por NMO. Ao centro, painel CVS. À direita, painel *semblance*.

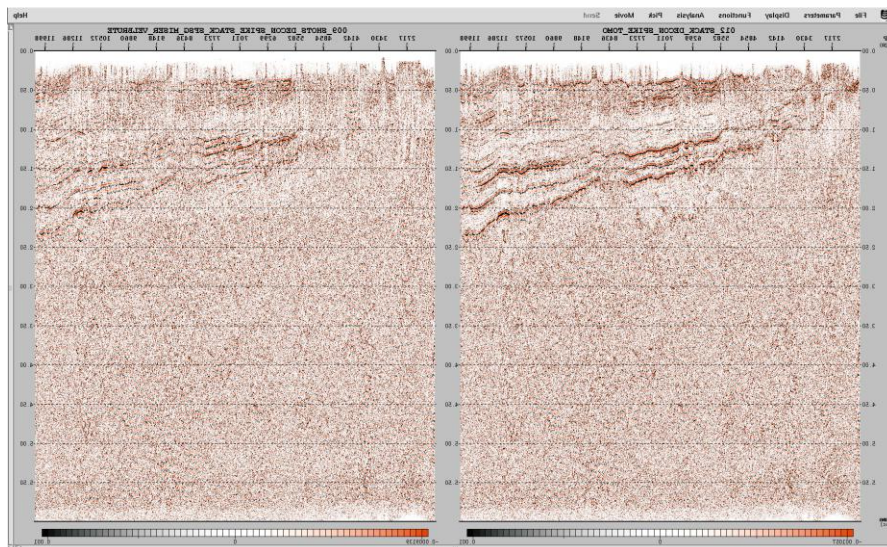


Figura 20: Comparação de uma seção sísmica antes (à esquerda) e depois (à direita) da análise de velocidades.

#### 4.1.9 Correção NMO (*normal-move-out*)

O NMO é o processo responsável pela compensação do atraso nos tempos de chegada dos traços (para um mesmo evento sísmico) que é causado pela diferença de distância entre pares de fonte-receptor. A correção é feita no domínio dos CDP's através da aplicação das velocidades obtidas nas análises de velocidades usando a expressão de tempo de trânsito hiperbólico da reflexão (Eq. 2). Uma vez que o tempo de um evento ( $t$ ) é obtido se faz a correção para levar ao tempo da incidência normal mediante aplicação da (Eq. 3), descrita abaixo por:

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

$$\Delta t_{NMO} = t_{(0)} * \left( \sqrt{1 + \left( \frac{X}{V_{NMO} * t_{(0)}} \right)^2} - 1 \right) \quad (3)$$

Onde  $t_0$  – tempo de percurso de um raio refletido verticalmente.

#### 4.1.10- Empilhamento

Depois de corrigidos, os traços no domínio CMP são empilhados. Se a correção NMO foi realizada eficientemente, a quantidade de eventos sísmicos dentro de um mesmo tempo de trânsito resultará em uma interferência construtiva obtendo reflexões mais coerentes e contínuas.

O empilhamento também é um filtro de ruído aleatório uma vez que ocorrem interferências destrutivas quando as amostras são adicionadas.

#### 4.1.11- Migração

A migração dos dados sísmicos, tema central do trabalho, é geralmente a última, mas não menos importante etapa do processamento de dados sísmicos, visto que, após a sua aplicação, obtém-se a imagem final do dado sísmico.

Para isso, é notório que o resultado final deva representar os eventos de reflexão fielmente posicionados em subsuperfície.

Devido ao fato que a geologia real se apresenta de forma extremamente complexa, contendo estruturas diversas como falhamentos, dobras, fraturas, acunhamentos, é sabido que os sinais sísmicos que são recebidos pelos geofones nem sempre revelam as corretas localizações dos alvos reais. A figura 21 mostra um esquema onde um refletor inclinado registrado em tempo precisa ser migrado em sua posição real em subsuperfície.

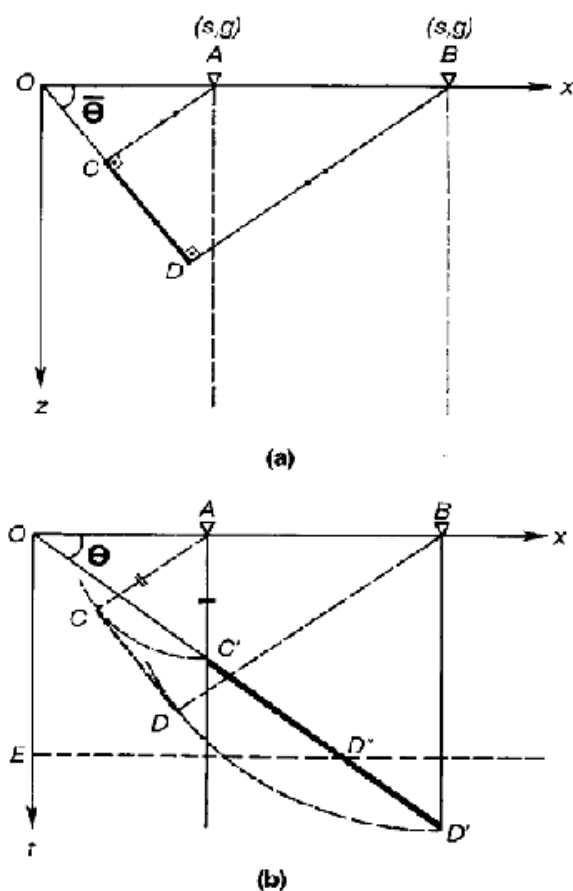


Figura 21: (a) Seção mostrando o refletor C-D na sua posição real em profundidade. (b) Seção registrada em tempo mostrando o refletor na posição C'-D'. Nota-se a necessidade de reposicionar, através da migração, o refletor até a posição C-D. (Fonte: YILMAZ, O. 2000).

Por isso, a migração, segundo BULCÃO (2004), é um conjunto de procedimentos que visam reconstruir uma seção sísmica, de modo que os eventos de reflexão sejam reposicionados em suas corretas localizações e nos tempos de reflexão corretos, eliminando assim as hipérbolas geradas a partir de estruturas difratoras. A figura abaixo mostra um exemplo de uma seção sísmica pré e pós-migrada:

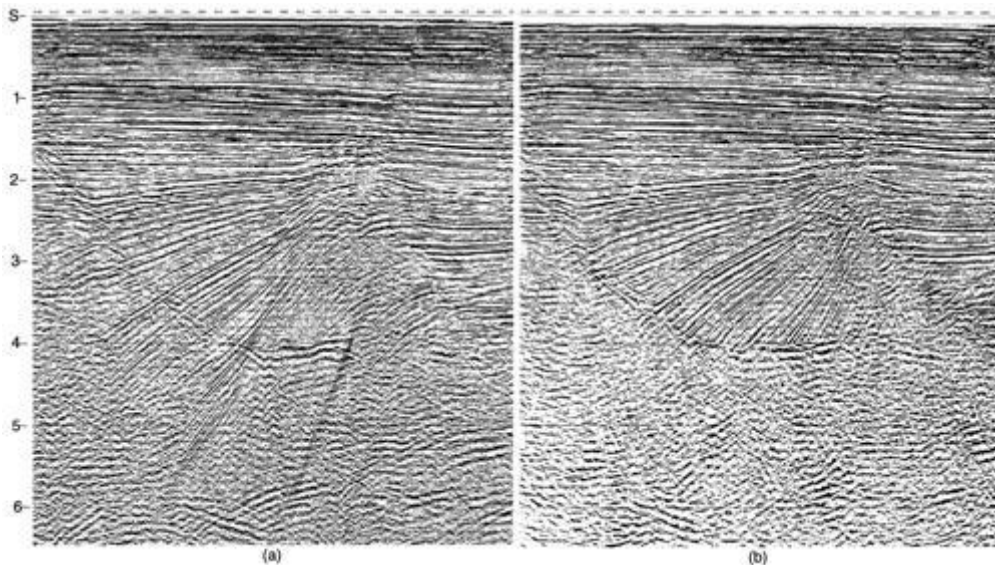


Figura 22: Seção sísmica pré-migrada (a); pós-migrada (b); Nota-se em (a) reflexões de alto ângulo de mergulho que não corresponde à geologia local. Em (b) estes mergulhos são eliminados. (Fonte: YILMAZ, O., 2000).

Entende-se que a migração sísmica representa o processo inverso à modelagem, onde, seus pontos de partida e chegada (modelo geológico e sismograma, respectivamente) são contrários. BULCÃO (2004).

Atualmente, as técnicas de migração sísmica se baseiam em desfazer os efeitos da propagação de ondas resolvendo a equação da onda elástico-acústica. Vale ressaltar que para o trabalho em questão foi apenas utilizado para o caso acústico (*P-waves*).

Estas técnicas baseadas na equação da onda sugerem que, a partir do campo de ondas registrado na superfície, (o sismograma), se faz possível o cálculo dos campos de ondas anteriores, realizando-se uma continuação descendente da frente de onda (continuação para baixo), gerando assim, um cubo e informações.



Então, corrigindo-se gradativamente os efeitos da propagação tem-se a correta localização do refletor exatamente quando o campo já foi reconstruído até o momento exato em que ocorre a reflexão.

O fator preponderante para que a migração seja executada com sucesso é a construção de um modelo de velocidades acurado, consistente com as velocidades reais em subsuperfície. Erros na determinação destas velocidades impossibilitam o colapso total das hipérboles de difração mantendo os “sorrisos” criados devido à difração das ondas refletidas. Estes dados então são considerados sub ou super-migrados se as velocidades do modelo forem, respectivamente, menores ou maiores que as velocidades das camadas geológicas reais.

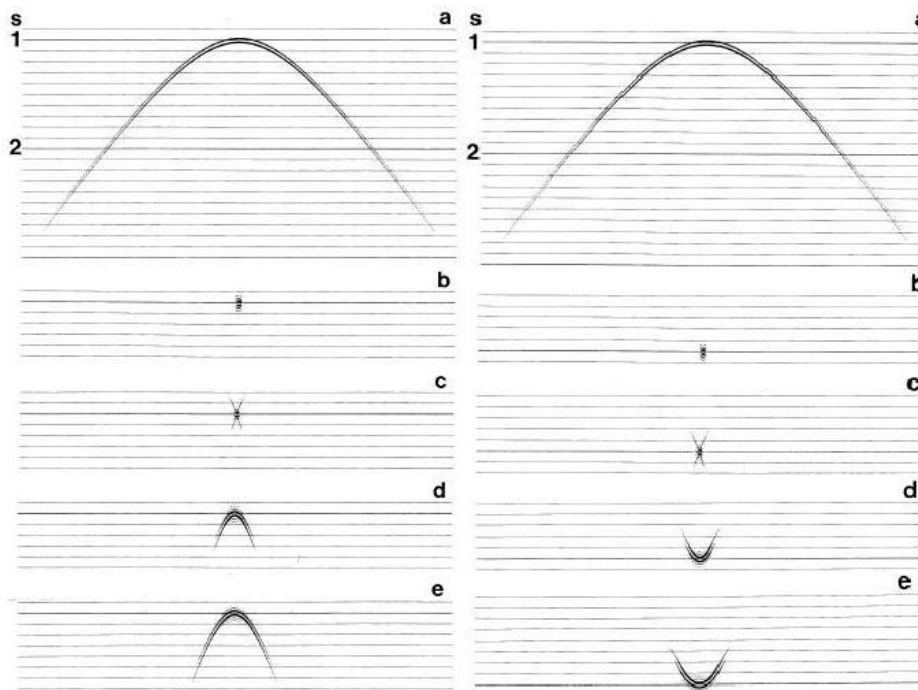


Figura 23: Resultado de erros de velocidades para migração: (a) hipérboles de difração. (b) migração desejada. (c) seção migrada com velocidade ideal. (d) velocidade 5% menor, à direita e 5% maior à esquerda. (e) velocidade 10% menor à direita e 10% maior à esquerda. (Fonte: YILMAZ, O. 2000).

A migração dos dados sísmicos pode ser feita antes ou depois do empilhamento (*pré-stack* ou *pós-stack*), podendo ser em tempo ou em profundidade. A escolha destes caminhos depende do tipo de resultado que se objetiva e, não menos importante, do tempo hábil para se ter um resultado.

#### 4.1.11.1- Migração Pré-Stack X Migração Pós Stack

Os algoritmos de migração podem ser aplicados antes ou após o empilhamento dos traços (*pré-stack* ou *pós-stack*).

Na migração pré-empilhamento ocorrem efeitos de borda prejudiciais ao sismograma gerado pela baixa iluminação das estruturas nos *offsets* mais afastados, uma vez que esta é feita para cada tiro, considerando a geometria original da aquisição dos dados. Para corrigir estes efeitos, somam-se as seções migradas para cada tiro, obtendo uma seção final.

BULCÃO (2004) aborda que, para este esquema de migração, a geração da seção final depende da aplicação de uma condição de imagem que considera o tempo de trânsito das ondas propagadas e depropagadas, onde somam-se apenas as amplitudes nos locais reais de reflexão.

Para estes algoritmos devem então incluir além da depropagação dos campos de onda, a propagação destas para que se torne possível calcular o tempo de trânsito para aplicação da condição de imagem. Portanto, existem alguns critérios de avaliação, como por exemplo: amplitude máxima e amplitude máxima na primeira-quebra, onde este exhibe maior deficiência. No caso da aplicação da correlação-cruzada como condição de imagem, tema do trabalho, o cálculo do tempo de trânsito não se faz necessário, uma vez que, este método realiza a correlação entre os campos de onda ascendentes e descendentes (BULCÃO, 2004).

A migração pós-empilhamento é feita em uma única seção sísmica na qual todos os traços estão em afastamento nulo, ou seja, *zero-offset*. É tomado em consideração que, para todos os traços, a depropagação que foi toda feita até certo refletor, se dá apenas se o campo de ondas for reconstruído até a metade do tempo registrado durante a aquisição, considerando então, o tempo duplo de afastamento zero.

BULCÃO (2004), mostra que extrapolando iterativamente o campo de ondas que compõem a seção empilhada, a imagem migrada é reconstruída gravando as amplitudes para o tempo  $t = 0$ , para cada etapa da extrapolação. Para tal, utilizam-se os valores de velocidades pela metade, assumindo-se o modelo de refletores explosivos para a seção empilhada.

A migração pré-empilhamento é mais ambiciosa que a migração pós-empilhamento, mas também exige um maior custo operacional, uma vez que o procedimento é feito para cada seção sísmica no domínio do tiro. Por outro lado, realizando-se a soma dos traços referentes à mesma posição se obtém uma melhor relação sinal ruído além de apresentar uma maior fidelidade no reposicionamento dos refletores.

#### **4.1.11.2- Migração em Tempo X Migração em Profundidade.**

A diferença mais evidente entre migração em tempo e profundidade ocorre na exibição final dos traços migrados. Na primeira produz-se uma seção em tempo, onde se pode facilmente comparar com os dados não migrados, entretanto, os dados migrados em tempo podem ser convertidos para profundidade usando informações de velocidades.

A migração em profundidade, por sua vez, é exibida em profundidade podendo ser convertida para tempo utilizando um sistema de coordenadas de tempo de trânsito vertical (GRAY, *et all*, 2001).

Freqüentemente, geocientistas e engenheiros preferem analisar uma seção em profundidade a fim de fazer comparações com estruturas geológicas reais. Muitas vezes, o estiramento dos dados migrados é suficiente para conversão em profundidade, mas em regiões com variações laterais de velocidade, somente o estiramento não é o bastante. Ambas as migrações podem trazer informações úteis, embora às vezes conflitantes, fazendo com que em alguns casos se torne viável os dois esquemas de migração.

A maior diferença real entre as ações das migrações tempo e profundidade reside na forma como eles usam velocidade. Na migração em tempo são utilizadas velocidades de RMS (*root-mean-square*), já na migração em profundidade estas velocidades RMS (Figura 24) são suavizadas pela equação de DIX (Dix, 1995) (Figura 25) com o objetivo de desfazer os efeitos indesejáveis causados por variações laterais de velocidade. Muitas vezes as

velocidades RMS produzem valores fisicamente incoerentes e até mesmo impossíveis para os modelos de velocidade.

### Diversas camadas horizontalizadas

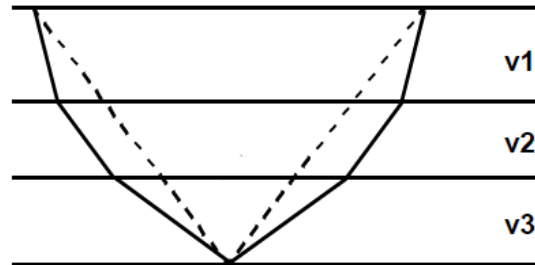


Figura 24: Velocidades de RMS. (Fonte: IAG-USP)

$$V_{rms}^2 = \frac{\sum_{i=1}^n v_i^2 t_i}{\sum_{i=1}^n t_i} \quad (4)$$

## Fórmula de Dix

### Conversão da $v_{rms}$ em velocidade intervalar

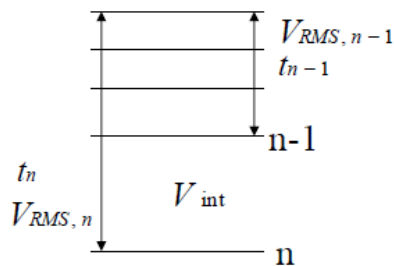


Figura 25: Conversão de RMS para Dix. (IAG-USP)

$$V_{int} = \sqrt{\left[ \frac{(V_{rms,n})^2 t_n - (V_{rms,n-1})^2 t_{n-1}}{t_n - t_{n-1}} \right]} \quad (5)$$

Se o objetivo do analista for apenas o de obter uma boa imagem, esta incoerência não será relevante, uma vez que a migração em tempo é eficaz em colapsar os efeitos criados pelas estruturas como difrações. No entanto, esta forma de migração apresenta fragilidades no que tange à obtenção de um campo de velocidades perfeitamente coerente com a geologia real.

Com isso, pode-se ver a migração em tempo como um válido processo de imageamento, embora não tenha boa acurácia no que diz respeito à capacidade de migrar eventos nas suas corretas localizações (GRAY, 2001).

Pode-se dizer que a migração em tempo *pré-stack*, apresenta-se como um NMO/*stack*, porém levando-se em conta, não somente os eventos planos mas também os eventos mergulhantes, além do colapso das energias de difração.

Isso se faz verdadeiro uma vez que a migração em tempo restrito à uma imagem com mergulhos suaves gera um resultado similar à uma seção não migrada. Então, não se faz necessário relacionar o campo de velocidades usado para a migração em tempo com o as velocidades reais das estruturas geológicas alvo.

Por outro lado, a migração em profundidade, processo que será aplicado nesta monografia, usa campos de velocidades intervalares, como por exemplo, um modelo de subsuperfície da Terra. As velocidades intervalares utilizadas são obtidas através das médias das velocidades reais da Terra, que são obtidas através de algumas características de distância como por exemplo o comprimento de onda ( $\lambda$ ). Isto permite à migração em profundidade, modelar o comportamento da onda sísmica em subsuperfície com muito mais precisão do que a migração em tempo.

A migração em profundidade, principalmente *pré-stack*, pode-se ser vista como uma importante ferramenta de estimativa de velocidade. Estas velocidades podem ser obtidas através da ferramenta *semblance* (exposto na sessão 4.1.8), análises de velocidades tomográficas mais sofisticadas, manualmente guiado por um modelo geológico, ou (mais frequentemente) uma combinação destas.

Considerando estas questões, é importante ressaltar que a estimativa de um modelo de velocidades necessário para a realização de uma migração em profundidade, demanda tempo e custo elevados. Estas dificuldades referentes

à estimativa de velocidade, vêm sendo um dos maiores desafios enfrentados pelos geofísicos, explicando assim o maior uso da migração em tempo.

Sendo assim, segundo GRAY (2001) conclui-se que a migração em profundidade é mais ambiciosa do que a migração em tempo, já que esta possui o duplo objetivo de imagear e estimar velocidade, sendo substancialmente mais complexa.

A migração em profundidade é uma potente ferramenta de interpretação e seus resultados proporcionam maior confiança, tanto no que diz respeito às estruturas geológicas quanto ao campo de velocidade.

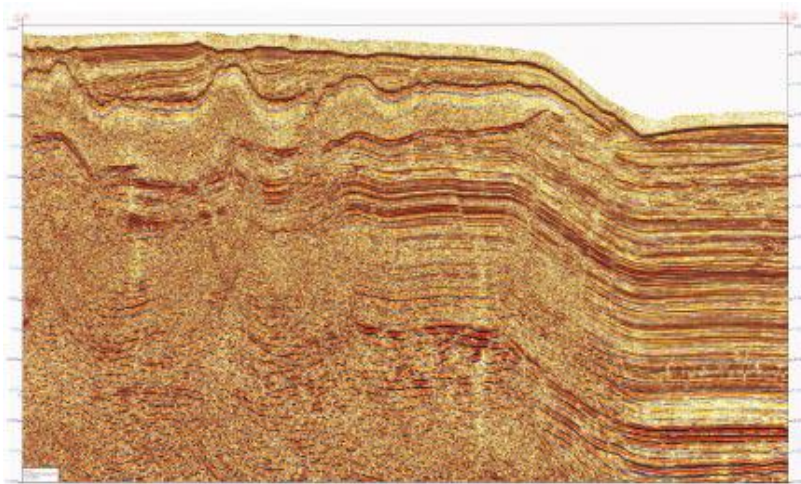


Figura 26: Imagem migrada em tempo de um corpo de sal no Golfo do México, mostrando os efeitos da alta velocidade criada pela estrutura salina. (Fonte: Young et al. 1999.)

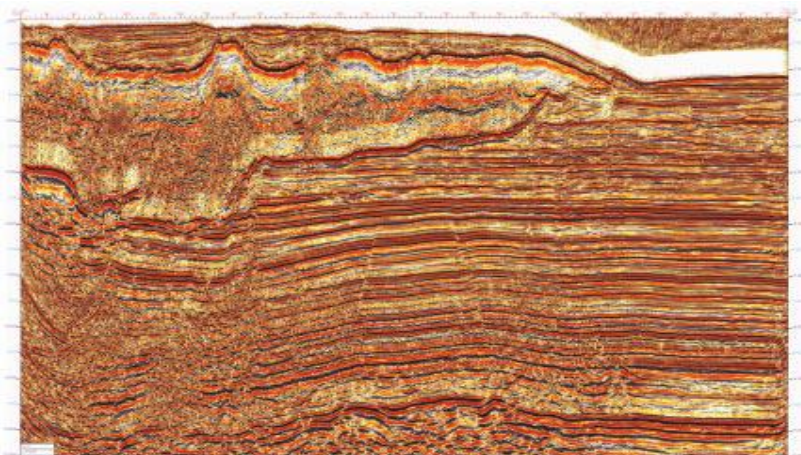


Figura 27: Imagem migrada em profundidade para a mesma região da figura anterior, mostrando melhoramentos na qualidade da imagem e na localização das estruturas. (Fonte: Young et al. 1999)

## **4.2 – Modelagem**

Modelagem, segundo DUARTE, (1997) é o ato de simular um fenômeno natural através de um modelo físico ou matemático.

Para implementar e aplicar a Migração Reversa no Tempo, é necessário a simulação de uma aquisição sísmica, obtendo-se como produto um sismograma sintético que servirá como dado de entrada para este processo de migração, ou seja, realizar uma modelagem sísmica.

### **4.2.1- Modelagem Sísmica**

Modelagem sísmica consiste na simulação controlada de um levantamento sísmico através da aplicação de um método que propague uma energia de ondas sísmicas em um meio sintético, criado ou fisicamente ou computacionalmente, como aqui adotado utilizando-se o método de diferenças finitas. Atualmente, a modelagem sísmica é o principal modo de desenvolvimento de novas técnicas de processamento de dados sísmicos.

Por tal método, cria-se um meio sintético pelo qual a onda será propagada, o que resulta no modelo de velocidades que será usado no programa de simulação. Após isso, usa-se o algoritmo de diferenças finitas para propagar a onda no meio criado através da aplicação de uma fonte sísmica também sintética (equação que aproxima uma fonte real), em algum ponto do domínio.

Neste trabalho foi feito uma simulação da propagação de ondas mecânicas para o caso acústico.

O modelo acústico, regido pela equação escalar da onda, descreve apenas a propagação das ondas compressoriais (ondas primárias), assumindo que o meio possui densidade constante e é fluido, não havendo componentes cisalhantes (BULCAO, 2004).

$$\frac{\partial^2 p}{\partial t^2} \cdot \frac{1}{v^2} = \frac{\partial^2 p}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 p}{\partial z^2} \quad (6)$$

Este modelo acústico apesar de representar grosseiramente as propriedades reais dos materiais, nos retorna resultados suficientes para a construção dos modelos sintéticos.

Grande parte dos modelos oriundos das equações diferenciais parciais contém problemas de ordem matemática, uma vez que as soluções analíticas são inviáveis de serem calculadas ou então esbarram em condições matemáticas que se deve levar em consideração como: condições iniciais e/ou de contorno. Para isto, vale-se então do uso de métodos numéricos adequados com a finalidade de se discretizar o domínio real.

A escolha do método citado anteriormente para modelagem e migração sísmica é devido ao fato que este sana a as necessidades presentes por ser de simples implementação e de baixo custo operacional, comparado a outros métodos, como por exemplo, método dos elementos finitos ou volumes finitos.

No próximo tópico será explicitado um problema fundamental devido o uso do método matemático em questão.

#### **4.2.2 – Efeito de borda**

O principal problema na utilização de métodos numéricos para a propagação dos campos de onda é a aproximação na tentativa de simular um domínio infinito, já que a abordagem para tal metodologia limita a solução para um meio discretizado e truncado.

Inúmeras técnicas foram desenvolvidas a fim de atenuar o efeito causado pelos limites dos domínios discretos, uma vez que o produto desta causa pode causar artefatos indesejados devido à reflexão total do campo de onda nestes limites (CAPUCCI, 2010).

Dentre as principais técnicas para minimizar ou eliminar estes efeitos destacam-se: bordas silenciosas e absorptivas; bordas de amortecimento



(CERJAN & RESHEQ, 1985). Neste trabalho foi utilizada borda de amortecimento para a modelagem.

Já para a migração, foi feito apenas uma expansão na janela do domínio, uma vez que, para o método adotado, as reflexões causadas devido aos limites do domínio reduziram significativamente a qualidade do resultado, apesar de este ter um menor custo operacional.

### 4.3-Método das diferenças finitas

O método das diferenças finitas consiste na resolução de um problema diferencial através da discretização das derivadas do problema, ou seja, os operadores da derivada são calculados por aproximações que utiliza as diferenças pontuais dos valores em uma malha de discretização.

Existem três tipos principais de aproximação, encontrados em PALERMO (2002) para as derivadas: central, se o ponto a ser calculado estiver no centro dos utilizados no cálculo. Progressiva, se os pontos utilizados estiverem na frente do calculado. Regressiva, se os pontos utilizados estiverem antes do ponto a ser calculado; sendo usada no trabalho em questão, a aproximação central:

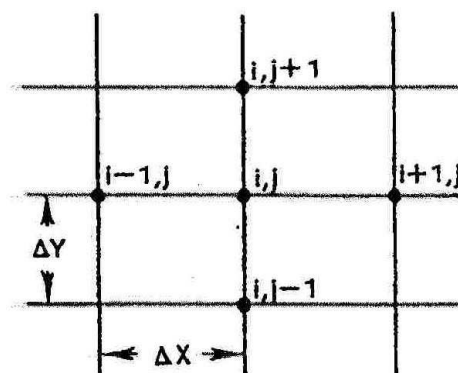


Figura 28: Malha de discretização.

$$\nabla^2 U = \frac{1}{c^2} * \frac{d^2 U}{dt^2} \quad (7)$$

As variáveis da equação da onda são, portanto: Amplitude (u), velocidade (c ou v) e as variáveis dimensionais (x, y e t).

Sendo a equação da onda mecânica o problema em questão no método sísmico, através da sua discretização utilizando a aproximação central, chega-se na chamada equação das diferenças, que pode ser resolvida por inversão de matrizes ou iterativamente:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial^2 x} = \frac{[U(x-1) - 2*U(x) + U(x+1)]}{\partial^2 x} \quad (8)$$

Como a equação da onda é um problema temporal, a equação pode ser resolvida iterativamente isolando-se o termo futuro na equação das diferenças:

Em uma dimensão:

$$U_3(x) = U_2(x-1) + U_1(x) + 2U_2(x)[1-C]; \quad (9)$$

Onde:  $U_3$  : campo de ondas futuro;

$U_2$  : campo de ondas presente;

$U_1$ : campo de ondas passado.

Sendo:  $C = V^2 \frac{\partial t^2}{\partial x^2}$ ; V- campo de velocidades.

Em duas dimensões:

$$U_3(x, y) = 2U_2(x, y)[1 - C_1 - C_2] + C_1[U_2(x+1, y) + U_2(x-1, y)] - C_2[U_2(x, y-1) + U_2(x, y+1)] - u_1(x, y) \quad (10)$$

Sendo  $C_1 = V^2 \frac{\partial t^2}{\partial x^2}$  e  $C_2 = V^2 \frac{\partial t^2}{\partial y^2}$

Um fator importante para o método das diferenças finitas aplicado à equação da onda é a dependência da estabilidade e da dispersão numérica do algoritmo em relação à velocidade da onda. Estudos feitos mostram que o estabelecimento da discretização do domínio define a velocidade máxima e a mínima que poderá ser usada para a propagação da onda, no algoritmo.

Se a propagação da onda é mais veloz do que a capacidade de processamento da máquina, ocorre instabilidade no método. Ou seja, a velocidade máxima da onda é definida pela condição de estabilidade do algoritmo:

- Uma dimensão:  $V \frac{dt}{dh} \leq 1$ ; (11)

- Duas dimensões:  $V \frac{dt}{dh} \leq 0.6$ ; (12)

Onde  $dh$  - tamanho do *grid*;  $(x, y)$

Já o fenômeno de dispersão numérica da onda, ocorre quando esta, ao se propagar, perde sua forma original devido a velocidades diferentes entre suas componentes de frequência. Para que isso não ocorra, o refinamento da discretização do domínio tem que ser capaz de suportar o menor comprimento de onda possível da fonte de onda, fator que define a velocidade mínima que pode ser usada no algoritmo:

$$V_{\min} = 5 * dh * f_{\max} \quad (13)$$

Onde:  $f_{\max}$  - frequência máxima da fonte.

Com isso, é possível implementar um algoritmo estável que resolva a equação da onda de acordo com cada aplicação.

#### **4.4- Modelagem Sísmica pelo Método das Diferenças Finitas**

O método de diferenças finitas, para a sísmica, simula a propagação de ondas geradas por uma fonte, possibilitando a extrapolação de um campo de onda original para passos (*steps*) de tempos futuros. Este é um método eficiente para as modelagens sísmicas uma vez que proporciona a geração de sismogramas sintéticos simulando uma aquisição verdadeira.

Os sismogramas reais armazenam perturbações no meio através dos receptores piezelétricos, transformando as vibrações mecânicas em sinais elétricos, já os sismogramas sintéticos são gerados analogamente, onde se grava, para cada tempo diferente na propagação, as amplitudes do campo de onda em posições, em uma mesma horizontal, da malha referente aos receptores.

Cada sismograma sintético é uma matriz contendo os valores de amplitude armazenados nas linhas para cada tempo durante a propagação do campo de ondas. Tem-se então um gráfico onde o eixo vertical é dado pelo tempo ( $t$ ) e o eixo horizontal é dado pelo afastamento dos receptores.

A modelagem sísmica aplicada nesta monografia aborda a resolução completa da equação da onda (*Two-Way*), simulando propagações dos campos de onda para cima e para baixo.

#### **4.5- Migração Reversa no Tempo**

Migração Reversa no Tempo consiste em propagar o campo de ondas registrado de volta no tempo, onde este passa a ser a fonte utilizada para se calcular as extrapolações.

Os receptores por sua vez, agem como fontes pontuais, onde se aplica a cada iteração de tempo os valores da linha correspondente do sismograma, levando-se em conta as posições referentes a cada receptor.

A ordem de aplicação destas linhas vai desde a última (ondas registradas mais tardiamente), que mais precisam ser depropagadas, à primeira, que pouco precisa ser reconstruída de volta no tempo.

Sendo assim, depois de depropagadas, todas as linhas já foram reconstruídas até o instante  $t=0$ , já que cada uma foi depropagada durante o tempo exato em que demorou a ser registrada pelos receptores.

Os algoritmos de migração RTM são baseados no método das diferenças finitas, que calcula a solução aproximada da equação da onda.

Os algoritmos de modelagem e migração RTM são similares, diferenciando-se apenas, pelo uso da condição de imagem na migração (BULCÃO, 2004). O cuidado com as condições iniciais de estabilidade e dispersão numérica se faz também obrigatório para os algoritmos de migração RTM.

#### **4.6- Condição de Imagem.**

Como já abordado anteriormente, para uma migração RTM se faz necessária a aplicação de uma condição de imagem.

A condição de imagem é a condição que deve ser satisfeita para que ocorra o imageamento de subsuperfície (CAPUCCI, 2010).

Segundo BORDING *et al.*, (1997), uma condição de imagem indica a presença de um refletor em uma determinada posição em profundidade onde ocorre a coincidência entre os tempos de transito do campo de ondas propagado a partir da fonte sísmica e do campo de ondas depropagado prescrevendo-se o dado sísmico registrado nos respectivos receptores.

Segundo CHANG e McMECHAN (1986), as idéias centrais que definem a condição de imagem são: a extrapolação dos campos de ondas oriundos da propagação partindo da fonte e os campos obtidos da depropagação dos dados sísmicos sismogramas; e que os refletores em subsuperfície estão posicionados onde haja a coincidência entre os tempos de transito referentes à propagação e a depropagação.

Na figura 29, observa-se um esquema que ilustra as asserções descritas acima. Em vermelho, representa-se a propagação do campo de ondas a partir da fonte sísmica ( $f$ ) desde o tempo  $t=0$  até o tempo  $t = t_a$ . Neste caso, a frente de onda atinge o refletor ( $r$ ) no ponto  $A$ . Em azul, representa-se a depropagação dos valores obtidos no sismograma, neste caso devido à inversão no eixo temporal, tem-se a depropagação do tempo total de registro  $t = t_T$  até o tempo  $t = t_a$ .

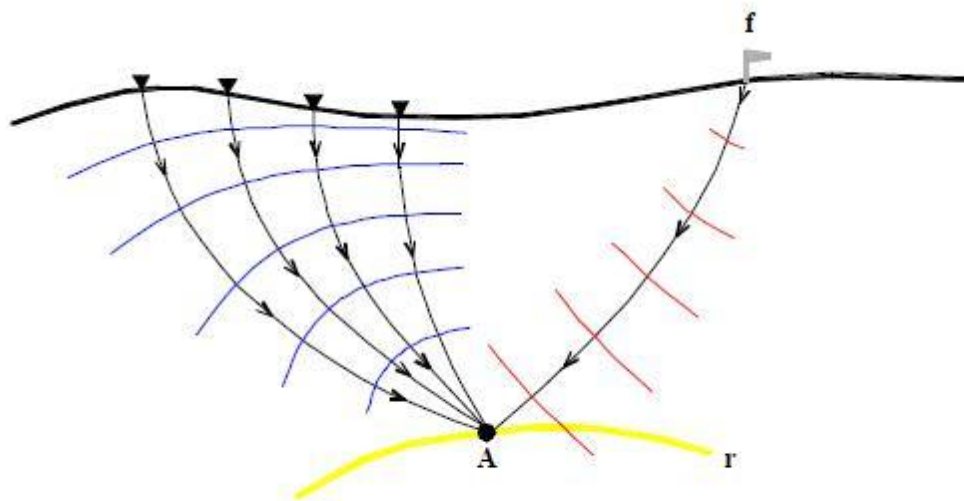


Figura 29: Princípio do imageamento. (Fonte: BULCÃO, A.)

A condição de imagem possui um papel muito importante nos algoritmos de RTM, sendo preponderante para a qualidade da imagem obtida em profundidade.

Neste projeto foi escolhida a correlação cruzada como condição de imagem, pois esta é mais eficaz e melhora a relação sinal ruído quando comparados a outros tipos de condição de imagem como tempo de excitação baseado no critério de amplitude máxima.

O próximo tópico abordará uma breve descrição das principais características da função matemática correlação cruzada.

#### 4.7- Correlação Cruzada.

Na geofísica, as técnicas baseadas na similaridade de duas funções são aplicadas a fim de trazer informações importantes sobre as características dos sinais dos dados adquiridos. Auto-correlação (*auto-correlation*) e correlação cruzada (*cross-correlation*) são ferramentas constantemente utilizadas pelos geofísicos em todo o mundo.

Segundo ANSTEY (1960) a função correlação cruzada (*cross-correlation*) ou simplesmente correlação (*correlation*) de duas formas de onda é um gráfico da similaridade entre as formas de onda em função do deslocamento de tempo (*lag*) entre elas. Matematicamente, a operação correlação-cruzada é normalmente simbolizada por  $\otimes$ , e aplicada nas duas funções hipotéticas  $r(t)$  e  $\omega(t)$ , definidas por:

$$\Phi_{r\omega}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} r(t) \omega(t - \tau) dt \quad (14)$$

ou no caso discreto, por:

$$\Phi_{r\omega}(\tau) = \sum_{t=-\infty}^{\infty} r_t \omega_{t-\tau} \quad (15)$$

Onde  $\Phi$  representa o resultado da correlação cruzada entre as funções  $r(t)$  e  $\omega(t)$ , ou duas séries  $r_t$  e  $\omega_t$ . Nas duas expressões, o símbolo  $\tau$  indica um deslocamento tempo (*lag*).

Nas aplicações sísmicas, a forma básica da correlação cruzada implica a inclusão de um fator de normalização igual à média geométrica do deslocamento nulo das auto-correlações (correlação cruzada de um sinal por ele mesmo) das duas funções, ou séries, envolvidas. Sendo:

$$\Phi_{r\omega}(\tau) = \frac{\int_{-\infty}^{\infty} r(t)\omega(t-\tau)dt}{\left[\int_{-\infty}^{\infty} r(t)^2 dt \int_{-\infty}^{\infty} \omega(t)^2 dt\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (16)$$

E no caso discreto:

$$\Phi_{r\omega}(\tau) = \frac{\sum_{t=-\infty}^{\infty} r_t \omega_{t-\tau}}{\left[\sum_{t=-\infty}^{\infty} r_t^2 \sum_{t=-\infty}^{\infty} \omega_t^2\right]^{\frac{1}{2}}} \quad (17)$$

Como já descrito, na forma normalizada, a correlação cruzada é extremamente útil para se representar semelhança e periodicidade entre duas séries de tempo quaisquer, ver figura 30.

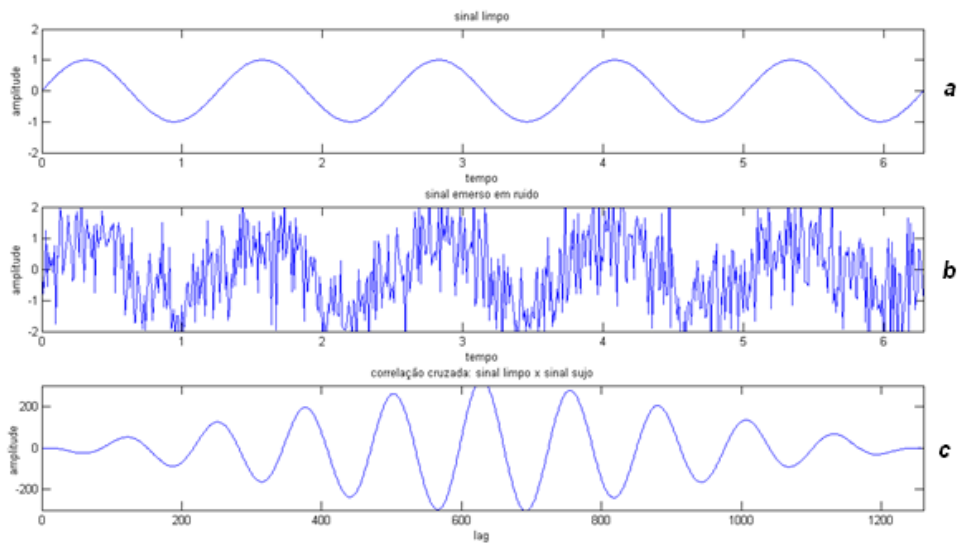


Figura 30: (a) Sinal cossenoidal sem ruído aplicado. (b) Sinal cosseinoial emerso em ruído. (c) Função correlação-cruzada entre os sinais de (a) e (b). Nota-se em (c) que a função estabelece uma reconstrução no conteúdo de freqüências e uma periodicidade entre os sinais.



#### 4.8- Migração Reversa no Tempo Utilizando a Correlação Cruzada como Condição de Imagem.

Para este esquema de Migração Reversa no Tempo, utiliza-se a equação diferencial que rege o comportamento do fenômeno físico de propagação de ondas, sendo que, a imagem em profundidade é formada a partir da correlação cruzada entre os campos de ondas ascendentes e o campo de ondas descendentes (BULCÃO, 2009).

Podem-se compreender este esquema de migração, utilizando a correlação cruzada entre os campos ascendentes e descendentes, supondo um modelo composto por um único refletor e a fonte sísmica constituída por um pulso unitário, como proposto no trabalho de FARIA (1986). Neste caso temos:

$$A(\Omega, t_s) D(\Omega, t_r) \neq 0 \text{ nos pontos sobre o refletor;}$$

$$A(\Omega, t_s) D(\Omega, t_r) = 0 \text{ nos demais pontos fora do refletor.}$$

Onde:  $A(\Omega, t_s)$  representa o campo ascendente;

$D(\Omega, t_r)$  representa o campo descendente;

$\Omega$  - representa as variáveis espaciais. X e Z, caso bidimensional;

$t_s$  - representa o tempo de trânsito da fonte até o refletor durante a propagação do campo de ondas;

$t_r$  - representa o tempo de transito do receptor até o refletor durante a depropagação do campo de ondas;

Aplicando o conceito de correlação cruzada, a imagem em profundidade será o resultado do somatório da multiplicação entre os campos de ondas ascendentes e descendentes para todos os intervalos de tempo, e assim obtém-se a formulação a seguir:

$$I(\Omega) = \sum_{t=0}^{t=t_r} A(\Omega, t) D(\Omega, t) \quad (18)$$

Onde:  $\Omega$  é a matriz contendo a imagem em profundidade;

$t$  - representa o tempo de análise;

$t_0$  - representa o tempo total de registro do sismograma.

Esta expressão corresponde à correlação cruzada entre os campos de onda ascendentes e descendentes, considerando-se o deslocamento nulo entre os tempos dos campos de ondas. (ou seja, *zero lag cross-correlation*).

## 5 – Metodologia

Os elementos metodológicos para a realização deste projeto foram essencialmente:

### 5.1 – Geração da fonte *Ricker*;

Com o objetivo de implementar computacionalmente a propagação de ondas sísmicas para os processos de migração e modelagem, foram desenvolvidos algoritmos utilizando o *software* MatLab.

O primeiro passo foi a criação de um algoritmo que simulasse o tipo de fonte a ser usado para os esquemas posteriores. A escolha do tipo de fonte *Ricker* se deu porque esta é uma *wavelet* que se aproxima de um sinal emitido por fontes explosivas.

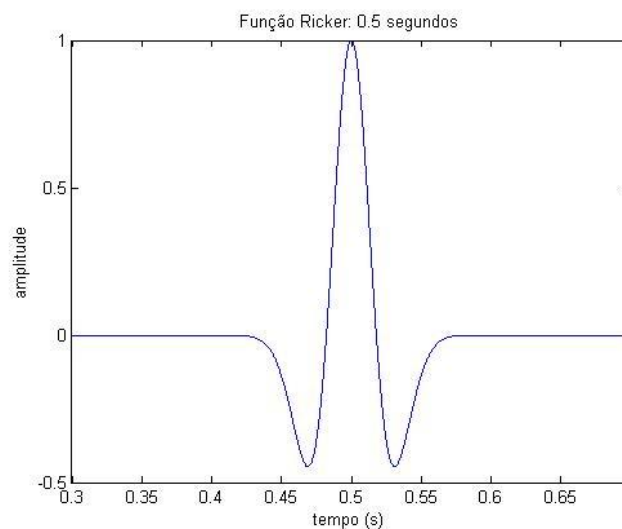


Figura 31: Exemplo da fonte *Ricker*. Freqüência de corte = 60 Hz. (Fonte: GUIDA, J.)

A função *Ricker*, ou pulso *Ricker*, é derivada segunda da gaussiana (CUNHA, 1997) e é, sua formula é:

$$f(t) = (1 - 2\pi^2 f_c^2 t_d^2) \exp^{-\pi f_c^2 t_d^2} \quad (19)$$

Onde  $t$  é o tempo,  $t_d$  é um parâmetro de tempo defasado e  $f_c$  é um parâmetro associado à frequência de corte. As definições de tais parâmetros são:

$$t_d = t - \frac{2\sqrt{\pi}}{f_c}; \quad (20)$$

$$f_{corte} = 3\sqrt{\pi} f_c. \quad (21)$$

A geração da *Ricker* é feita por uma função também desenvolvida durante o trabalho e que apresenta certa flexibilidade em relação à escolha de suas características, como conteúdo de frequência e defasagem.

Feito isto, os primeiros algoritmos gerados foram os de propagação em uma e em duas dimensões da onda, através do método de diferenças finitas, gerando os resultados expostos abaixo:

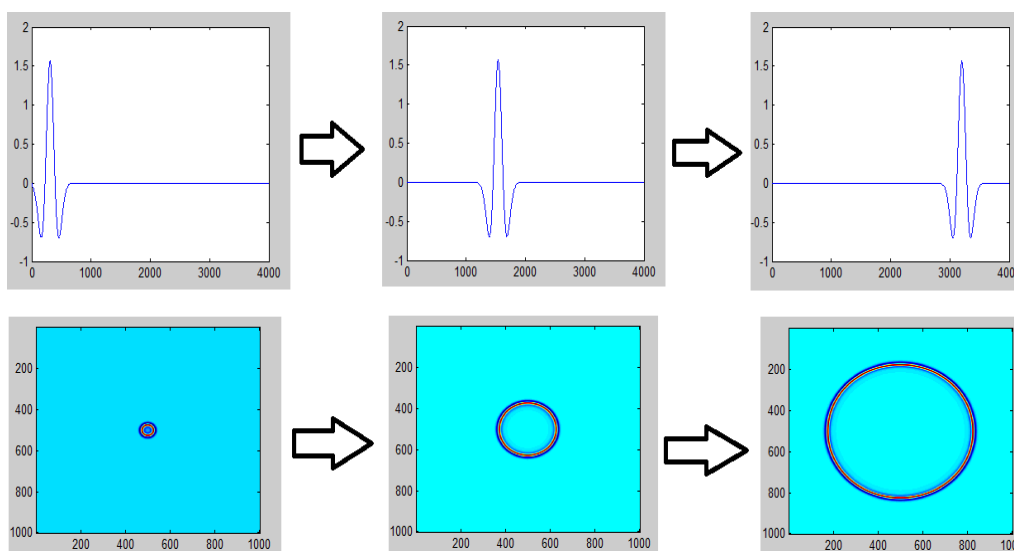


Figura 32: Propagação da fonte *Ricker* em um meio homogêneo em 1D (seqüência superior) e 2D (seqüência inferior). Fonte (GUIDA, J. & WEISSMANN, J. 2010).

## 5.2 – Geração dos modelos geológicos;

Os modelos geológicos sintéticos, base para a modelagem e migração sísmica, foram propositalmente desenhados a fim de simular situações de geologias reais de interesse na exploração de hidrocarbonetos, sendo elas: camadas plano-paralelas, acunhamento e regiões de falhamentos. Nas figuras seguintes estão expostos os desenhos utilizados neste projeto.



Figura 33: Modelo de camadas plano-paralelas.



Figura 34: Modelo de falha.



Figura 35: Modelo de acunhamento.

Os modelos geológicos sintéticos foram desenhados a partir do software de manipulação de imagens *Paintbrush-Windows* e salvos no formato *tif*. As imagens foram geradas em tamanhos de 200X200 *pixels*.

Cada tonalidade de cinza é referente a um valor de velocidade sendo estas mais baixas em tons mais claros e mais altas nas tonalidades mais escuras.

Cada valor de representação numérica de padrão RGB (*Red-Green-Blue*) foi cuidadosamente escolhido de modo a representar as velocidades desejadas. Para isto foi tomada a seguinte equação:

$$V = \mu(RGB - RGB_{m\acute{a}x}) + V_{m\acute{a}x} \quad (22)$$

e

$$\mu = \frac{V_{m\acute{a}x} - V_{m\acute{i}n}}{RGB_{m\acute{a}x} - RGB_{m\acute{i}n}} \quad (23)$$

Onde:  $V$ : velocidade desejada;

$V_{m\acute{a}x}$ : velocidade máxima do modelo;

$V_{m\acute{i}n}$ : velocidade mínima do modelo;

$RGB$ : tonalidade a ser aplicada;

$RGB_{m\acute{a}x}$ : tonalidade máxima;

$RGB_{m\acute{i}n}$ : tonalidade mínima.

Os modelos adotados juntamente com seus respectivos valores de RGB e velocidades estão expostos abaixo:

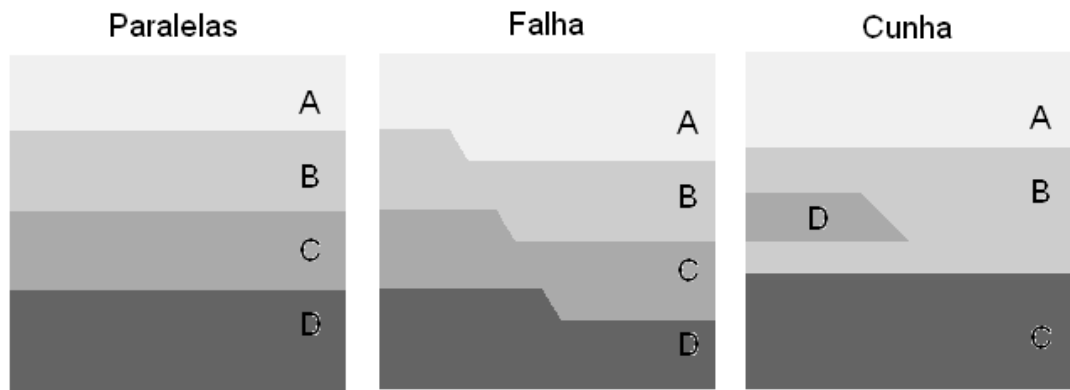


Figura 36: Modelos geológicos e suas respectivas camadas (A,B,C,D).

Camadas	PARALELAS		FALHA		CUNHA	
	VEL	RGB	VEL	RGB	VEL	RGB
A	2000	240	2000	240	2000	240
B	2500	205	2500	205	2500	205
C	3000	170	3000	170	4000	100
D	4000	100	4000	100	3000	170

Tabela 1: Valores de velocidade e RGB pra cada camada para os três modelos.

Posteriormente serão vetorizados para a geração de matrizes de velocidades que serão utilizadas como parâmetros para a compilação dos algoritmos de modelagem e migração.

### 5.3 – Geração de matrizes de velocidade;

Os modelos de velocidades foram gerados através de um algoritmo que gera velocidades a partir de uma imagem. Os valores de RGB são transformados em valores de velocidades.

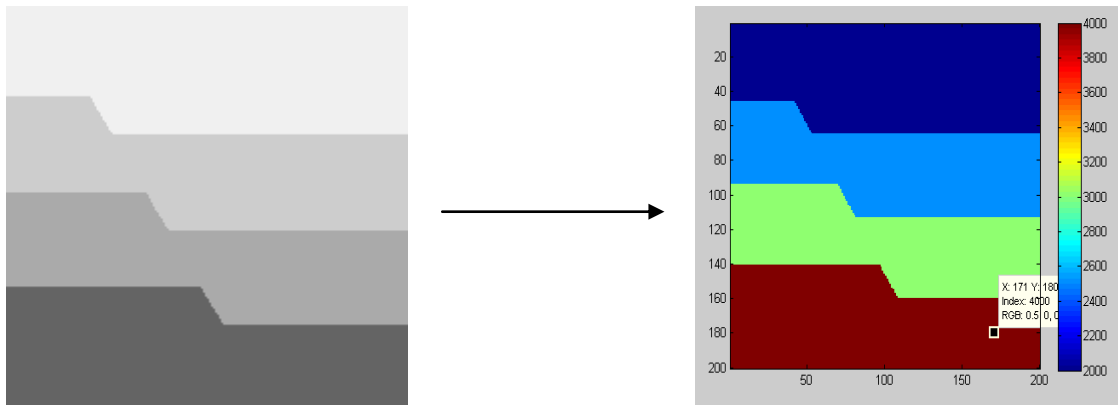


Figura 37: Modelo geológico transformado em modelo de velocidades.

#### 5.4 – Modelagem sísmica para os modelos geológicos;

Nesta etapa, foi utilizado um algoritmo de modelagem sísmica através do método de diferenças finitas utilizando como ferramenta o *software* MatLab.

Os parâmetros de entrada para o algoritmo são: os modelos de velocidades gerados no item 5.3; e a posição da fonte sísmica.

O algoritmo de modelagem aborda os seguintes passos:

- Discretização do domínio contínuo (tempo, espaço);
- Aplicação da fonte sísmica;
- Aplicação do modelo de velocidades;
- Criação das bordas de amortecimento (CERJAN *et. all*,1985)
- Expansão dos limites dos modelos de velocidades para minimizar os efeitos de borda;
- Criação de um campo de velocidade constante para obter o sismograma da onda direta;
- Propagação da onda para os modelos de velocidades (sismograma e onda direta);
- Subtração do sismograma obtido pelo modelo geológico pelo sismograma homogêneo para remoção da onda direta;



- Produtos: (a) Sismograma completo, (b) sismograma para onda direta, (a-b) sismograma resultante.

Os dados de entrada utilizados para a discretização do domínio foram escolhidos de modo a se compatibilizar com as condições de estabilidade e dispersão numérica requeridos no método de diferenças finitas, bem como minimizar o custo operacional do algoritmo. São eles:

$nx = 200;$	espaçamento horizontal do <i>grid</i> ;
$nz = 200;$	espaçamento vertical do <i>grid</i> ;
$nt = 2000;$	tempo total de análise;
$dx = 10;$	amostragem espacial na horizontal;
$dz = 10;$	amostragem espacial na vertical;
$dt = 0.001.$	amostragem de tempo.

A aplicação da fonte sísmica, como já explicada anteriormente, foi feita utilizando como frequência central  $f_{cent} = 25\text{hz}$ .

Feito isto, o próximo passo do algoritmo foi a aplicação do campo de velocidades, que foi apresentado na sessão 5.3.

Para a modelagem sísmica foi utilizado a borda de amortecimento (CERJAN, *at. all*, 1985) juntamente com a expansão o tamanho do *grid* do modelo de velocidades de 200x200 (modelo) à 400x400 (modelo+borda). Também foi feito este mesmo procedimento para o modelo de velocidades constantes a fim de se obter o sismograma sintético para onda direta.

A partir daí aplicou-se a propagação dos campos de onda através do método de diferenças finitas para os modelos de velocidades criados e também para o modelo de velocidade constante, obtendo assim, os sismogramas sintéticos resultantes e sismogramas para a onda direta, respectivamente.

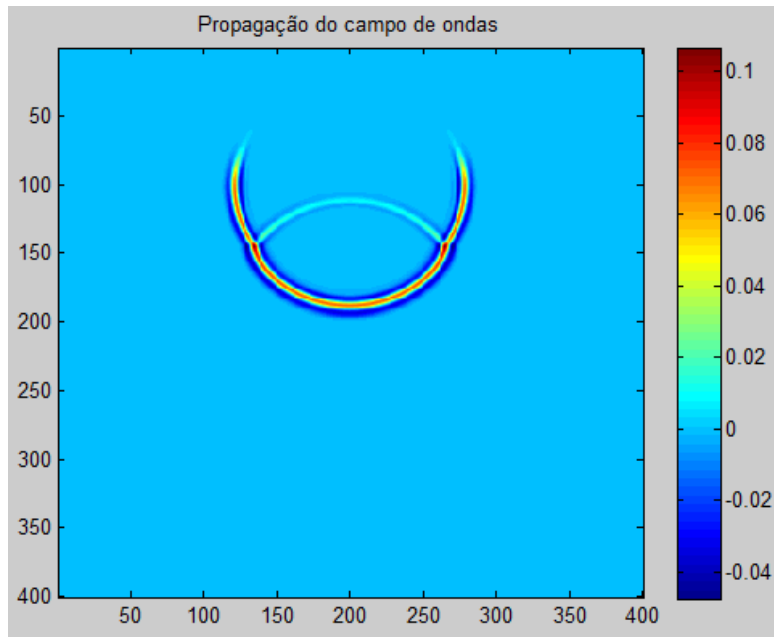


Figura 38: *Snapshot* da propagação da onda para um tempo  $t_1$ .

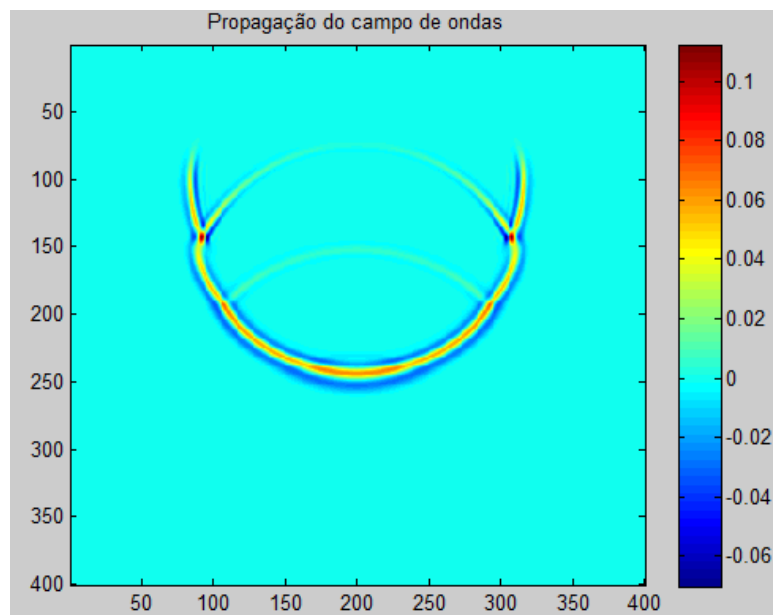


Figura 39: *Snapshot* da propagação da onda para um tempo  $t_2$ .

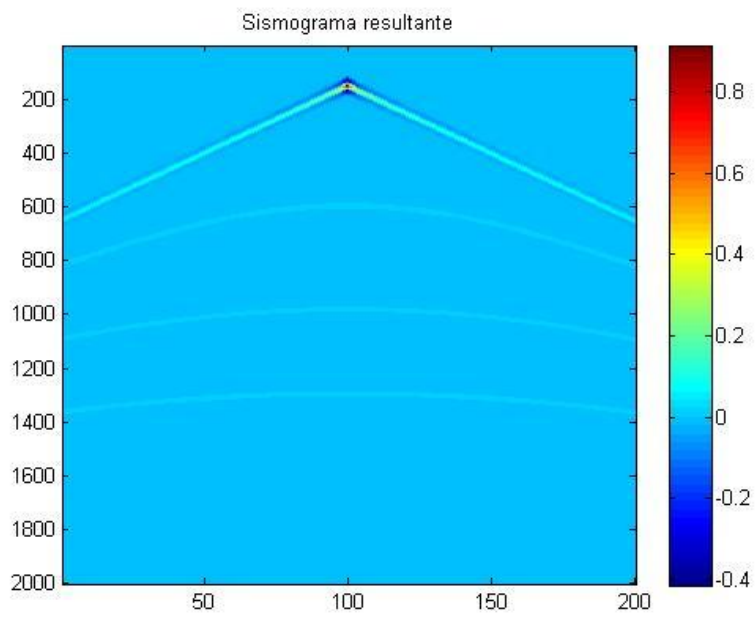


Figura 40: Sismograma sintético.

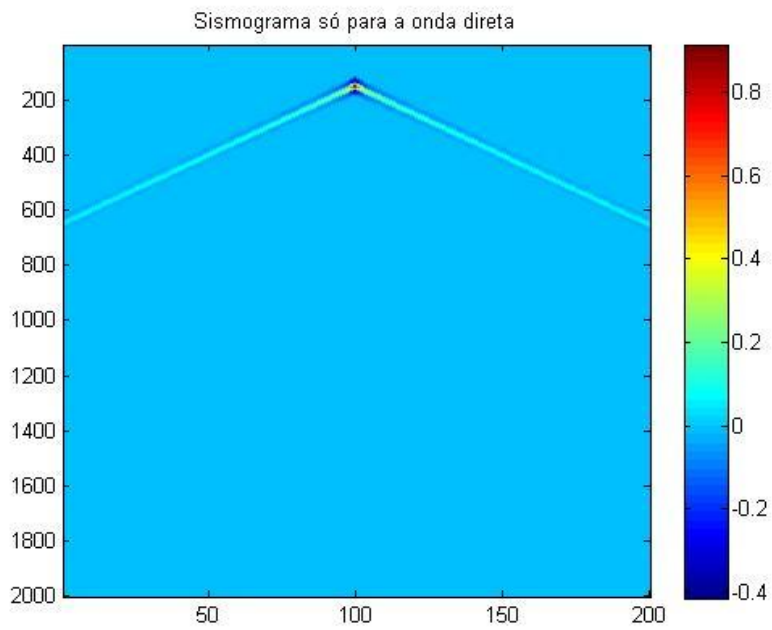


Figura 41: Sismograma sintético para onda direta.

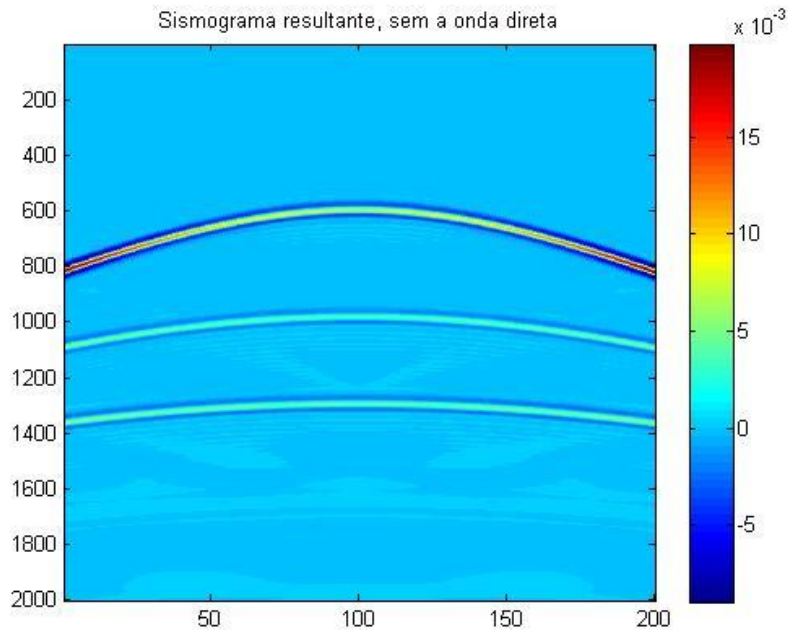


Figura 42: Sismograma sintético resultante (sem onda direta).

## 5.5 – Migração;

A última etapa do trabalho foi a implementação e a aplicação da migração reversa no tempo (RTM) utilizando como condição de imagem a correlação cruzada. Assim como na modelagem, o este algoritmo foi também implementado através do *software* MatLab.

O algoritmo se resume em:

- Discretização do domínio contínuo (tempo, espaço);
- Aplicação da fonte sísmica;
- Aplicação do modelo de velocidades;
- Expansão dos limites dos modelos de velocidades para minimizar os efeitos de borda;
- Suavização do modelo de velocidades;
- Propagação do campo de ondas descendentes;
- Depropagação do campo de ondas ascendentes;
- Correlação-cruzada entre os campos de ondas propagados e depropagados;

- Produtos: Seção migrada em profundidade.

O algoritmo para este esquema de migração tem características semelhantes a modelagem sísmica. Para ambas, foram utilizados os mesmos parâmetros de entrada já descritos no tópico 5.4.

Para o caso da migração, foi feita a expansão do *grid* de velocidades de 200x200 para 2200x2200. O simples aumento desta janela em detrimento da utilização da borda de amortecimento foi aplicado a fim de recuperar as amplitudes dos campos de ondas sem haver atenuações, que são essenciais na aplicação da condição de imagem proposta neste trabalho. A utilização da borda de amortecimento prejudicou substancialmente a qualidade do resultado, tornando assim, mais adequada sua não utilização.

Além disso, foi feita a suavização do campo de velocidades aplicando um filtro de média móvel.

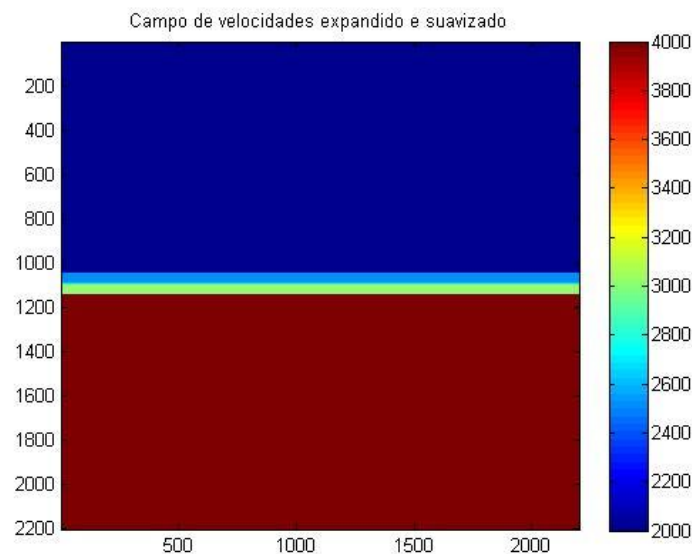


Figura 43: Campo de velocidades expandido e suavizado.

A propagação dos campos de ondas ascendentes e a depropagação dos campos de ondas descendentes foi implementada pelo método das diferenças finitas e para condição de imagem foi utilizada a função correlação-cruzada.

Por fim, obteve-se o produto final e foco do trabalho: a seção migrada em profundidade.

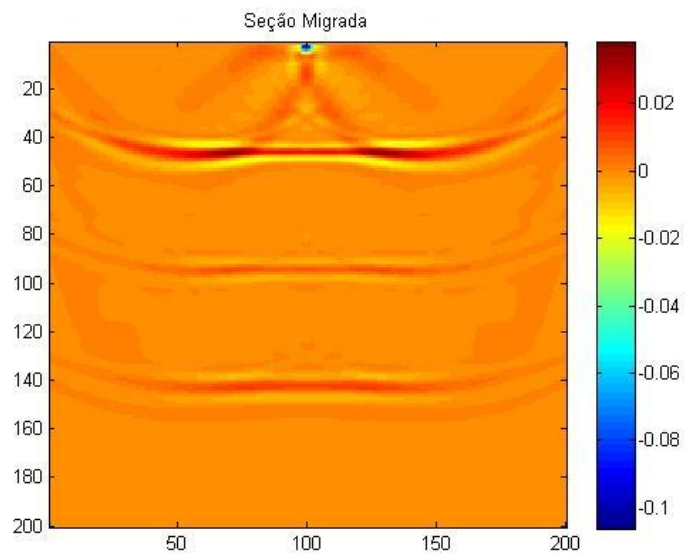


Figura 44: Exemplo do produto final: a seção migrada em profundidade.

## **6 – Resultados**

Os experimentos foram realizados considerando os modelos geológicos sintéticos (camadas paralelas, falhamento, acunhamento) como entrada a fim de gerar os respectivos modelos de velocidade. Estes modelos, por sua vez serviram de parâmetro de entrada para a modelagem sísmica através do MDF, resultando nos sismogramas sintéticos. Estes foram migrados através da técnica de RTM utilizando como condição de imagem a correlação-cruzada.

Os procedimentos supracitados foram feitos em um computador AMD Phenom™ II X4 975 de frequência 3.60 GHz, 8 GB memória RAM e sistema operacional Windows 7 de 64 bits.

### **6.1- Modelos de velocidades.**

Os modelos de velocidades gerados foram criados a fim de estabelecer uma semelhança com modelos geológicos reais levando-se em conta o aumento de velocidades com a profundidade e a adoção de valores de velocidades coerentes com a realidade (velocidades entre 2000 a 4000 m/s).

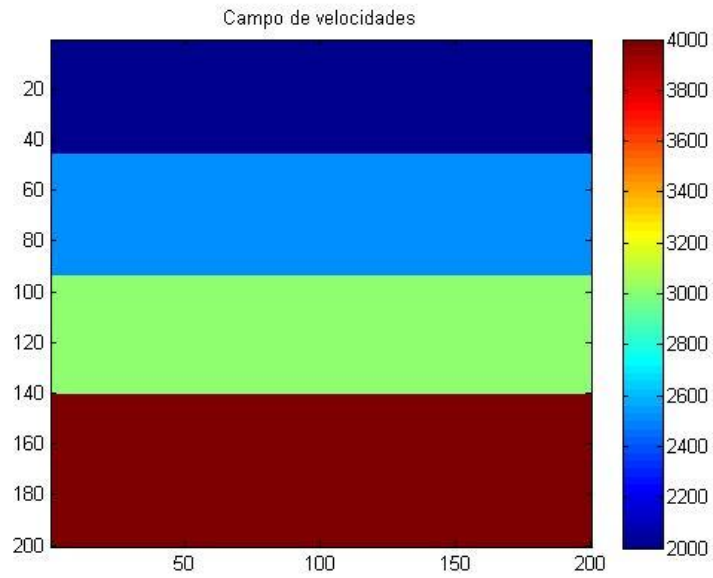


Figura 45: Modelo de velocidades para camadas plano-paralelas.

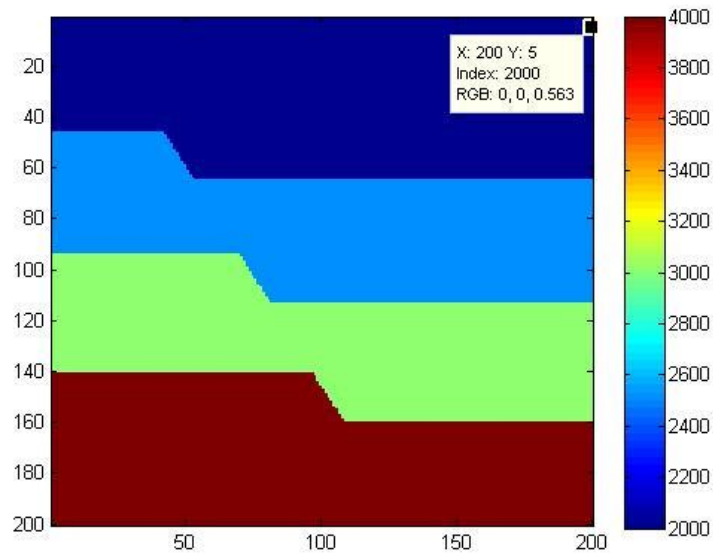


Figura 46: Modelo de velocidades para falhamentos.



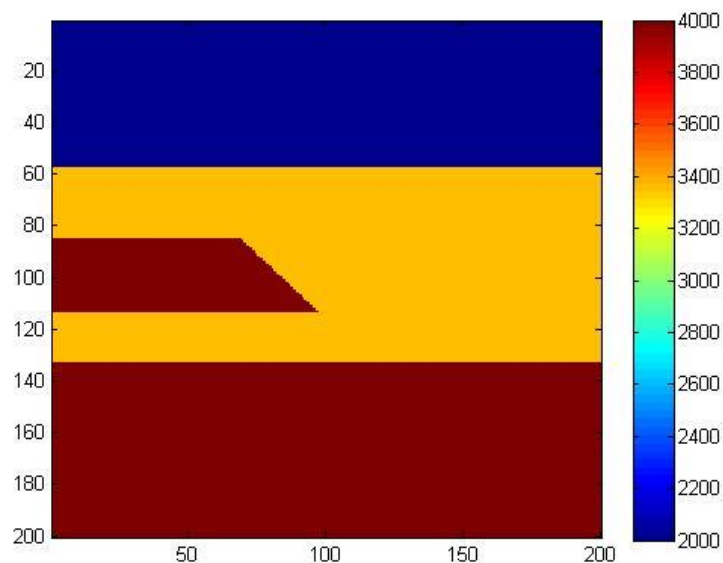


Figura 47: Modelo de velocidades para acunhamentos.

## 6.2- Sismogramas sintéticos a partir do MDF.

Os sismogramas sintéticos, referentes a cada modelo, foram gerados pelo método de diferenças finitas utilizando os modelos de velocidades obtidos no item anterior e também os mesmos parâmetros de discretização, citados no capítulo Metodologia.

O tempo de execução do algoritmo para cada modelagem sísmica foi em torno de 3 minutos, variando em poucos segundos para cada caso.

Para o caso dos modelos de camadas plano-paralelas foi feita a modelagem sísmica para três posições diferentes da fonte. Já para os modelos de falha e cunha foram gerados os sismogramas sintéticos para sete posições da fonte sísmica.

O fato de se modelar para diferentes posições de fonte se dá pela necessidade de melhorar a qualidade do resultado final da migração, eliminando os efeitos de borda causados pela falta de iluminação em *off-sets* distantes além de melhorar a continuidade e a resolução das imagens obtidas.

As figuras 48, 49 e 50 mostram os sismogramas sintéticos obtidos para os três modelos, tendo a fonte sísmica posicionada no centro da superfície  $f_x = 100$  e  $f_y = 1$ .

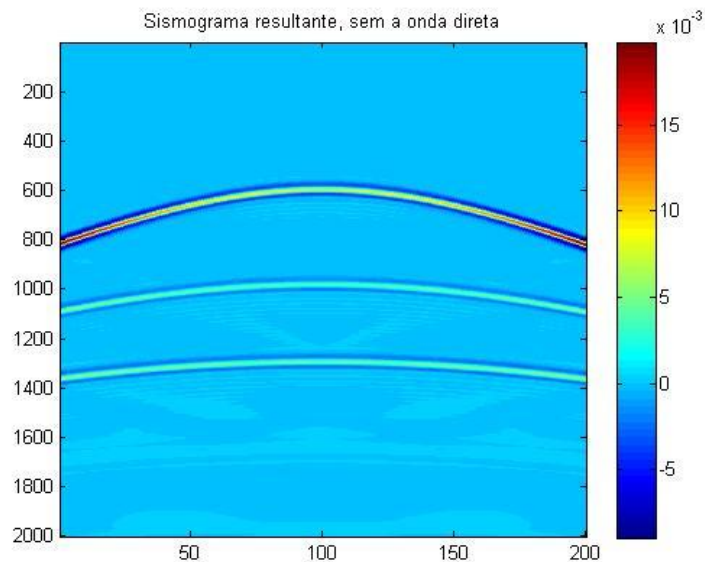


Figura 48: Sismograma sintético referente ao modelo de camadas plano-paralelas.

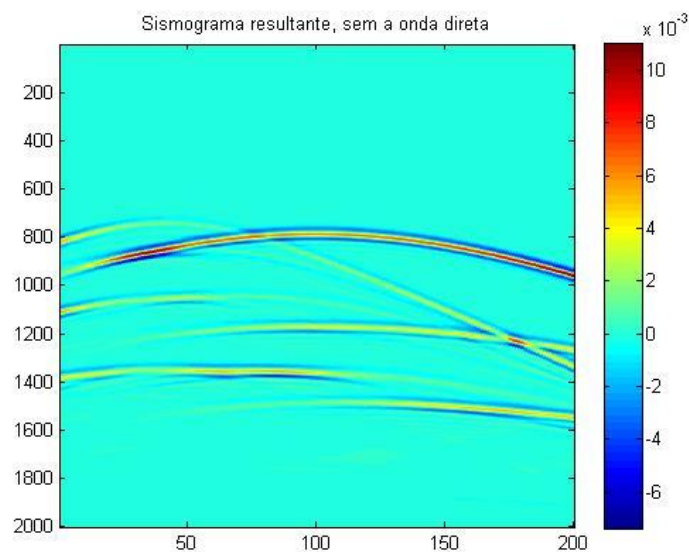


Figura 49: Sismograma sintético referente ao modelo de falha.

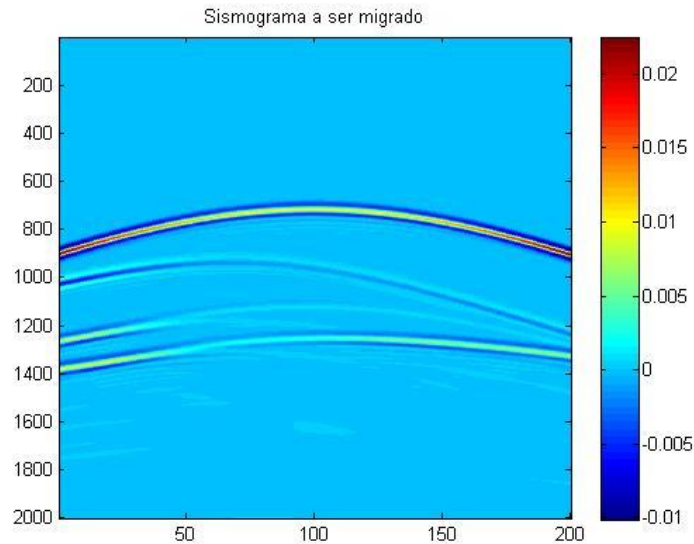


Figura 50: Simograma sintético referente ao modelo de acunhamento.

É possível notar que no modelo de camadas plano-paralelas, por não ter nenhuma estrutura difratora, não ocorrem hipérbolas de difração, ocorrendo apenas, as hipérbolas referentes às camadas geológicas. Já nos outros modelos é fácil notar reflexões referentes a estas estruturas difratoras.

### 6.3- Migração RTM utilizando a correlação cruzada como condição de imagem.

A partir dos sismogramas sintéticos, foram gerados, então, os resultados da migração reversa no tempo utilizando a correlação cruzada como condição de imagem. Este esquema de migração levou aproximadamente 1h e 48 min para cada sismograma migrado, variando em poucos segundos para os diferentes modelos.

Para o modelo de camadas plano-paralelas, migrou-se sismograma resultante para três diferentes posições da fonte com o intuito de minimizar o problema de borda, que representa a limitação do imageamento das estruturas devido ao afastamento fonte-receptor (iluminação), como já dito anteriormente. A figura 51 mostra as seções migradas para as diferentes posições da fonte:

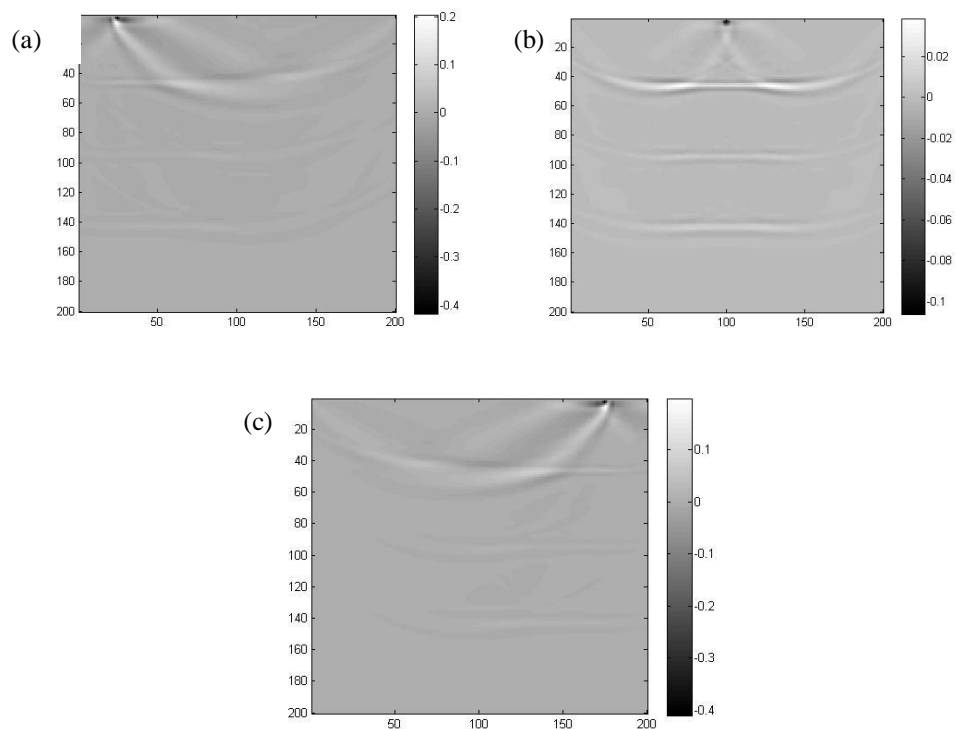


Figura 51: Seção migrada referente ao modelo de camadas plano-paralelas para a fonte nas posições 25 (a) , 100 (b), 175 (c).

No caso da seção migrada para uma única posição da fonte, as interfaces sísmicas foram posicionadas nas devidas localizações em profundidade, mas o resultado ainda não é satisfatório, uma vez que, nas bordas da seção aparecem artefatos indesejáveis devido à baixa iluminação sísmica.

Portanto, para minimizar estes efeitos, os sismogramas migrados nas diferentes posições da fonte foram depois empilhados (somados). A figura 52 mostra o resultado final para camadas plano-paralelas.

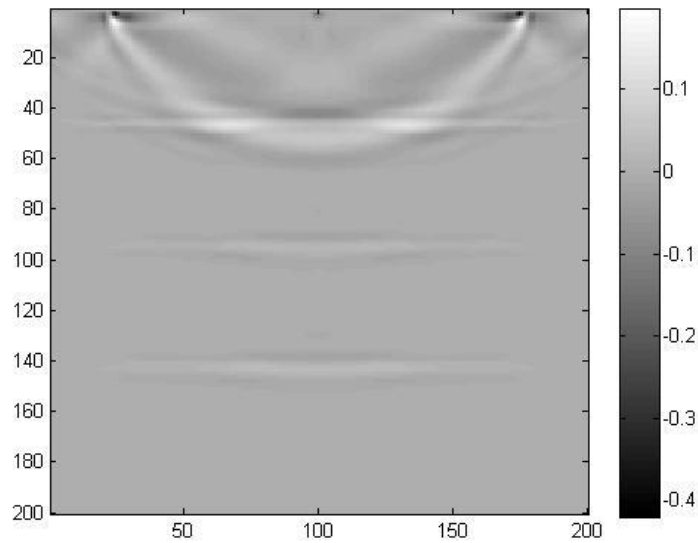


Figura 52: Seção migrada e empilhada referente ao modelo de camadas plano-paralelas.

O resultado empilhado mantém o posicionamento correto das interfaces e ainda remove o efeito causado pelas bordas, melhorando significativamente o resultado.

Os modelos de falha e cunha, por serem mais complexos, apresentando estruturas difratoras, tiveram seus sismogramas migrados para sete posições diferentes da fonte (Tabela 2) a fim de se obter, com essa redundância de dados, a redução dos efeitos causados pela baixa iluminação e a melhora na resolução da seção.

$f_{x1}$	$f_{x2}$	$f_{x3}$	$f_{x4}$	$f_{x5}$	$f_{x6}$	$f_{x7}$
25	50	75	100	125	150	175

Tabela 2: Posições das fontes para migração dos modelos de falha e cunha.

Outro ponto importante é que a migração RTM viabiliza o imageamento dos mergulhos das camadas, reposicionando-as nas suas corretas localizações, além de se comportar bem na presença de variações laterais de velocidade, comuns em modelos como estes.

Os resultados da migração para o modelo de falha estão expostos nas figuras a seguir:

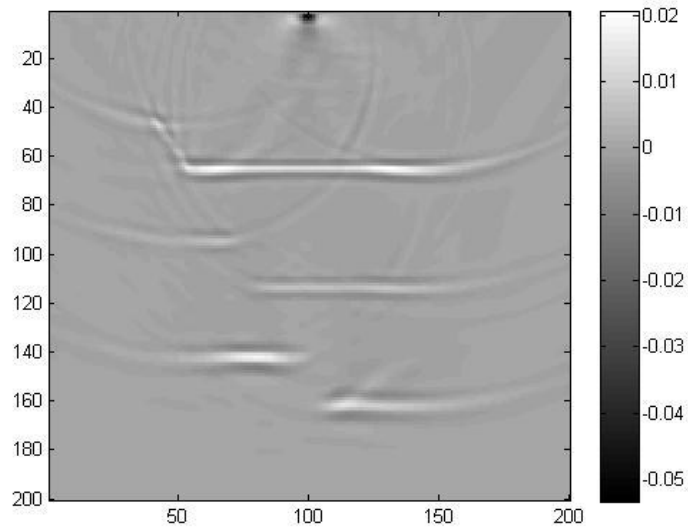


Figura 53: Seção migrada na posição central para o modelo de falha.

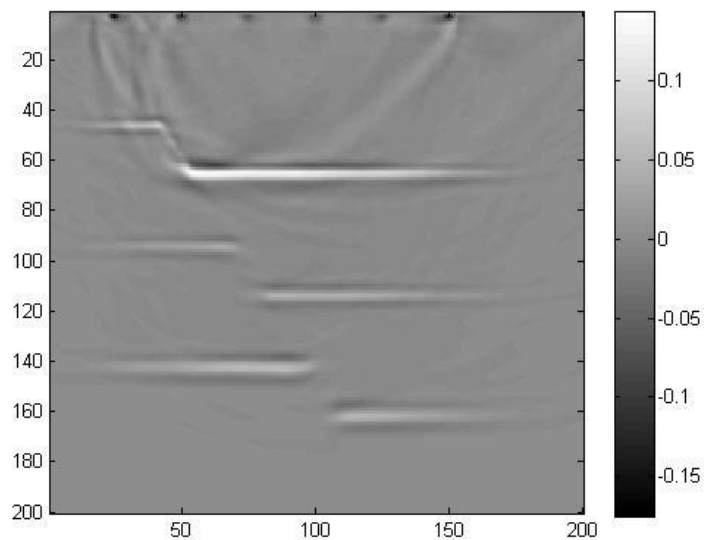


Figura 54: Seção migrada empilhada referente ao modelo de falha.

Nota-se que para na figura 53, por ser uma seção migrada para apenas uma posição de fonte, ainda pode ser visto hipérboles causadas pelas difrações e efeitos de borda. Já na seção empilhada, figura 54, o resultado foi bastante satisfatório, uma vez que este colapsou as hipérboles de difração, reposicionou os refletores nas corretas posições e imageou bem a escarpa da falha, mesmo ocorrendo variações laterais de velocidade.

Os resultados para o modelo de cunha seguem abaixo:

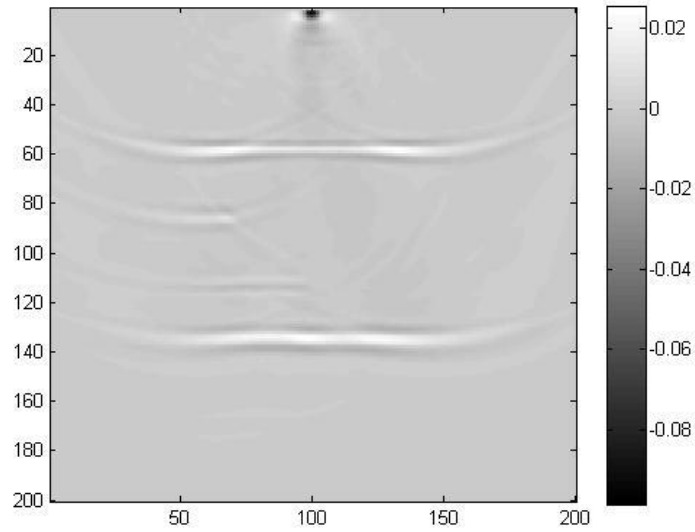


Figura 55: Seção migrada na posição central referente ao modelo de cunha.

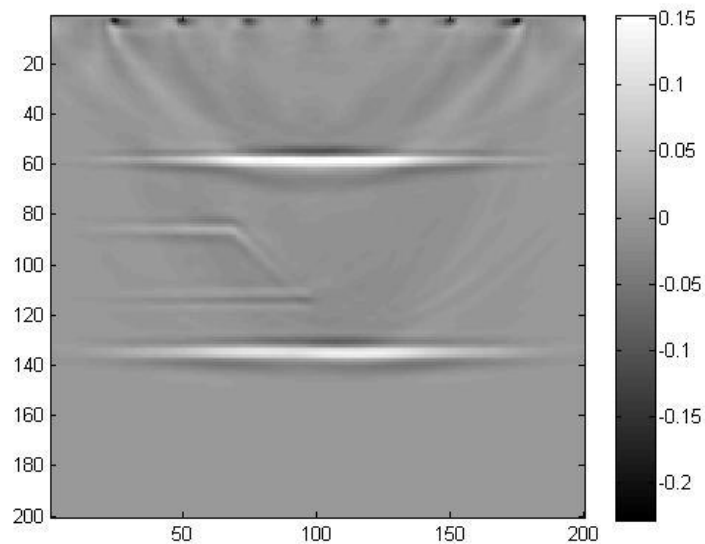


Figura 56: Seção migrada empilhada referente ao modelo de cunha.

As conclusões do resultado para o modelo de cunha são semelhantes às referentes ao modelo de falha, sendo bastante satisfatório para a seção empilhada. Um ponto a ressaltar para este modelo é o desafio de se imagear a região abaixo do prisma de acunhamento. Estas são regiões de baixa iluminação sísmica onde ocorrem também variações verticais bruscas de velocidade. No caso deste modelo estas regiões abaixo da estrutura de acunhamento foi bem imageada.

## 7– Conclusão

O conhecimento das diferentes técnicas de migração é fator essencial para um bom andamento e finalização de um processamento de dados sísmicos.

Portanto, o trabalho realizado foi de suma importância para o entendimento do método de migração RTM utilizando a correção cruzada como condição de imagem, abordando suas vantagens e desvantagens, a sua aplicabilidade e suas limitações.

Os resultados obtidos atingiram os principais objetivos propostos neste trabalho, sendo estes: o uso da técnica a fim de colapsar as hipérbolas causadas por estruturas difratoras; o reposicionamento correto dos refletores em profundidade; e o bom comportamento desta migração quando se tem variações laterais de velocidade.

Conclui-se então que este esquema de migração é uma poderosa ferramenta para geofísicos ou profissionais que trabalham no processamento de dados sísmicos. Mesmo sabendo que a aplicação desta técnica, neste trabalho, se deu em dados sintéticos pouco complexos, sabe-se que o uso da migração RTM em profundidade vem, cada vez mais, ganhando espaço nas principais companhias de petróleo e gás, obtendo resultados satisfatórios, muitas vezes melhorando significativamente a qualidade dos produtos finais apesar de ainda ter um custo computacional bastante elevado.



## 8– Referências Bibliográficas

ALFORD R, KELLY K & BOOR D. 1974. Accuracy of finite-difference modeling of the acoustic wave equation. *Geophysics*, 6, 834-842.

ALVES, C.G., BULCÃO, A., FILHO, D. M. S., THEODORO, C. E., SANTOS, L. A., GALLOTTI, M. A. G., 2008. Target Illumination Analysis Using Wave Equation, *SEG Las Vegas 2008 Annual Meeting*, pp. 163-167.

ANSTEY, N. A., 1989, Correlation techniques - A review, in Geyer, R. L., Ed., *Vibroseis: Soc. of Expl. Geophys.*, 25-52. (Reprinted from the Journal of the Canadian Society of Exploration Geophysicists, 2, 55-82)

BAYSAL, E., KOSLOFF, D. & SHERWOOD, J. W. C., 1983. Reverse Time Migration, *Geophysics*, 48, pp. 1514-1525.

BORDING, R.P., LINES, L.R., LINES, L.R., 1997. *Seismic Modeling and Imaging with the Complete Wave Equation*, Course Notes Series, n. 8, Society of Exploration Geophysicists, Oklahoma, USA.

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 reletores sísmicos*. Trabalho de conclusão de curso na Universidade Federal Fluminense.

CERJAN, C. et al, 1985. A nonreflecting boundary condition for discrete acoustic and elastic wave equations. *Geophysics*, v. 50, n. 4, p. 705.

CHANG, H., McMECHAN G. A., 1996. Numerical simulation of multi-parameter seismic scattering, *Bulletin of the Seismological Society of America*; v. 86; no. 6; p. 1820-1829.

CHANG, H., McMECHAN G. A., *3D Acoustic Pre-stack Reverse-Time Migration*, *Geophysical Prospecting*; 1990; v.38; p. 737-755.

CLEARBOUT, J., 1986. Imaginif the earth´s interior. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, Wiley Online Library, v. 86, n. 1, p. 217-217.

ETGEN, J. T., 1988, *Prestacked migration of P and SV-waves*: SEG Technical Program Expanded Abstracts,7, 972–975.

FARIA, E. L., 1986. *Migração Antes do Empilhamento Utilizando Propagação Reversa no Tempo*, Dissertação de Mestrado da Universidade Federal da Bahia, CPGG/UFBA, Bahia, Brasil.

GRAY S.H, J. E. J. D. E WHITMORE D. 2001. Seismic migration problems and solutions, *Geophysics*, 66.

KEAREY, M. B. P.; HILL, I, 2009. *Geofísica de exploração*. [S.1]: Oficina de textos.

PALERMO, L, 2002. *Migração reversa no tempo: uma abordagem multifocal*.

SILVA, R. P.. 1995. *Uso da migração reversa no tempo para estimar velocidades e migrar turning waves*. Dissertação de Mestrado da Universidade Federal da Bahia, Salvador, Brasil.

YILMAZ, O., 2000, *Seismic Data Analysis. Processing, Inversion and Interpretation of Seismic Data*, segunda edição, Tulsa: Society of Exploration Geophysicist. vol. 1.