

Este exemplar corresponde a redação final
da tese defendida por ANGELA CRISTI-
NA ROMERO VASQUEZ e aprovada
pela comissão julgadora em 16 / 12 / 1999.



ORIENTADOR

UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA

Recuperação de Atributos Sísmicos Utilizando a Migração para Afastamento Nulo em Verdadeira Amplitude

Autor: **Angela Cristina Romero Vasquez**

Orientador: **Martin Tygel**

Co-orientadores: **Adelson Santos de Oliveira**

Lúcio Tunes dos Santos

60/99

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

Recuperação de Atributos Sísmicos Utilizando a Migração para Afastamento Nulo em Verdadeira Amplitude

**Autor: Angela Cristina Romero Vasquez
Orientador: Martin Tygel
Co-orientadores: Adelson Santos de Oliveira
Lúcio Tunes dos Santos**

Curso: Engenharia de Petróleo

Dissertação de mestrado apresentada à comissão de Pós-Graduação da Faculdade de Engenharia Mecânica, como requisito para a obtenção do título de Mestre em Engenharia de Petróleo.

Campinas, 1999
S.P. - Brasil

BC
TIPO DE ACQUISIÇÃO: UNICAMP
44r
Ex.
BC/41076
78/00
U 121
511,00
13-06-00

00140623-B

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA PELA
BIBLIOTECA DA ÁREA DE ENGENHARIA - BAE - UNICAMP

V444r

Vasquez, Angela Cristina Romero

Recuperação de atributos sísmicos utilizando a migração para afastamento nulo / Angela Cristina Romero Vasquez.--Campinas, SP: [s.n.], 1999.

Orientadores: Martin Tygel, Adelson Santos de Oliveira, Lúcio Tunes dos Santos.

Dissertação (mestrado) - Universidade Estadual de Campinas, Faculdade de Engenharia Mecânica.

1. Sistemas imageadores. I. Tygel, Martin. II. Oliveira, Adelson Santos de. III. Santos, Lúcio Tunes dos. IV. Universidade Estadual de Campinas. Faculdade de Engenharia Mecânica. V. Título.

**UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
FACULDADE DE ENGENHARIA MECÂNICA
DEPARTAMENTO DE ENGENHARIA DE PETRÓLEO**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

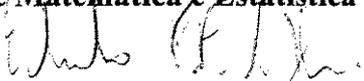
**Recuperação de Atributos Sísmicos Utilizando
a Migração para Afastamento Nulo em
Verdadeira Amplitude**

Autor: **Angela Cristina Romero Vasquez**
Orientador: **Martin Tygel**
Co-orientadores: **Adelson Santos de Oliveira**
Lúcio Tunes dos Santos

Banca Examinadora:



Prof. Dr. Martin Tygel, Presidente
Instituto de Matemática e Estatística (Unicamp)



Prof. Dr. Eduardo Filpo Ferreira da Silva
E&P/Gerex/Geprog/Gegef (Petrobras S.A.)



Prof. Dr. Jörg Dietrich Willelm Schleicher
Instituto de Matemática e Estatística (Unicamp)

Campinas, 16 de dezembro de 1999^{*}

Dedicatória:

Dedico este trabalho à minha avó Alice da Costa falecida meses antes do início deste mestrado a quem devo as melhores lembranças da minha infância.

Aos meus filhos Henrique, Rafael e Ana Carolina, por terem compreendido a minha ausência durante este período.

E ao meu marido Guilherme pelo auxílio, carinho, amor e respeito em todos os momentos da nossa vida juntos.

Agradecimentos

Este trabalho não poderia ser terminado sem a ajuda de diversas pessoas às quais expresso meus agradecimentos:

Aos meus pais pelo incentivo, orientação e carinho em todos os momentos da minha vida.

Ao meu marido Guilherme pelo incentivo e pelo auxílio durante todo esse período.

Aos meus orientadores, que me mostraram os caminhos a serem seguidos de forma simples e objetiva.

A Petrobrás por fornecer suporte técnico e financeiro à realização desta tese.

Aos amigos Alexandre Jordano, Antônio Carlos Buginga Ramos, Carlos Bruhn, Carlos Theodoro, Eduardo Faria, Júlio Tinen, Jurandyr Schmidt, Luís Neves, Marcos Fetter e Ricardo Campos pelo auxílio prestado e pelas relevantes discussões durante a execução desta dissertação.

A todos os professores e colegas do departamento em especial Cláudio Cardoso Guerra e Roberto Loschiavo, que ajudaram de forma direta e indireta na conclusão deste trabalho.

E a todos os novos amigos conquistados durante esses dois anos de convivência pelos momentos de descontração, que eles fiquem sempre na nossa memória.

*Quando pensarem que sabem algo, olhem de outra forma.
(do filme Sociedade dos Poetas Mortos)*

Resumo

VASQUEZ, Angela Cristina Romero. *Recuperação de Atributos Sísmicos Utilizando a Migração para Afastamento Nulo*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 1999. 146 p. Dissertação (Mestrado)

Neste trabalho foi estudada a aplicação de um método que permite extrair os coeficientes de reflexão após a utilização da migração para afastamento nulo (MZO) à verdadeira amplitude (TA MZO) em dados sísmicos compostos de várias seções sísmicas na configuração de afastamento comum. O posterior reagrupamento para o domínio de ponto médio comum (CMP) fornece os gráficos de amplitude versus afastamento (AVO) que caracterizam uma análise de AVO padrão. A aplicação de um segundo MZO com peso distinto do primeiro, sem conhecimento nenhum acerca da trajetória do raio ou das propriedades do refletor de interesse, permite a estimativa dos ângulos de incidência, transformando os gráficos de AVO em correspondentes gráficos de amplitude versus ângulo (AVA). Foram desenvolvidos, com esta finalidade, quatro modelos sintéticos cuja diferença básica entre eles é a complexidade estrutural. Um destes modelos foi gerado com base em um reservatório turbidítico brasileiro de idade Neo-Albiana com o objetivo de demonstrar a aplicabilidade desta metodologia na caracterização de reservatórios. Finalmente, os resultados de AVA obtidos para cada modelo com a metodologia desenvolvida, foram comparados com o AVA teórico, quantificando-se os erros relativos.

Palavras chave: MZO, AVA, AVO, amplitude verdadeira

Abstract

VASQUEZ, Angela Cristina Romero. *Recuperação de Atributos Sísmicos Utilizando a Migração para Afastamento Nulo*. Campinas: Faculdade de Engenharia Mecânica, Universidade Estadual de Campinas, 1999. 146 p. Dissertação (Mestrado)

In the present work a method was developed to extract reflections coefficients after applying amplitude zero offset migration (TA MZO) on synthetic seismic data composed of several common offset sections. Sorting to the common mid point domain (CMP) provides the conventional amplitude versus offset curve directly. A second MZO application with different weights provides an estimation of incident angles, transforming AVO in AVA. Four models were developed with this objective, which basic difference is the structural complexity. One of these models is based on Brazilian turbidite reservoir of Neo-Albian age and proves the wide applicability of this methodology on reservoir characterization. Finally, AVA results were compared with the theoretical AVA, quantifying the relative errors between them.

Key Words: *MZO, AVA, AVO, true amplitude*

Índice

Lista de Figuras	xii
Lista de Tabelas	xvi
Nomenclatura.....	xvii
Capítulo 1	1
Introdução.....	1
1.1 Motivação	1
1.2 Objetivos.....	3
1.3 Conteúdo.....	3
Capítulo 2	7
Princípios Básicos Associados a Análise de AVO	7
2.1 Indicadores de Hidrocarbonetos	7
2.2 Módulos Elásticos e as Velocidades Sísmicas	8
2.3 Equação Elastodinâmica em Meios Homogêneos e Isotrópicos	12
2.4 Propriedades da Rocha e a Resposta Sísmica.....	15
2.4.1 Porosidade	15
2.4.2 Litologia	19
2.4.3 Saturação de Fluido	21
2.4.4 Densidade	25
2.4.5 Pressão.....	25
2.5 Coeficientes de Reflexão e Impedância Acústica.....	26
2.6 Fatores que afetam as amplitudes sísmicas:	33

2.7 Interpretação dos dados de AVO:.....	37
Capítulo 3	45
Método Unificado de Imageamento Sísmico em Meios 2,5D.....	45
3.1 Parametrização do Modelo e a Configuração de Medição	46
3.2 Integral de Empilhamento Ponderada para o MZO	49
3.3 Avaliação Assintótica da Solução num Único Empilhamento:.....	52
3.4 Distorção do Pulso para o MZO:	53
3.5 Curva de Empilhamento do MZO para Velocidades Constantes:	55
3.6 Função Peso para o MZO	57
3.7 Transformando AVO em AVA:	61
Capítulo 4	63
Metodologia e Descrição dos Modelos Sintéticos.....	63
4.1 Primeiro Modelo:.....	65
4.1.1 Modelo da Terra:	65
4.1.2 Resposta Sísmica:	66
4.2 Segundo Modelo:.....	68
4.2.1 Modelo da Terra:	68
4.2.2 Resposta Sísmica	69
4.2.3 Resposta de AVO/AVA.....	71
4.3 Terceiro Modelo:	76
4.3.1 Modelo da Terra:	76
4.3.2 Resposta Sísmica:.....	77
4.3.3 Modelo de Velocidade.....	78
4.3.4 Resposta de AVO/AVA:	89
4.4 Quarto Modelo:.....	94
4.4.1 Geologia Regional da Bacia de Campos:	94
4.4.2 Modelo da Terra:	96

4.4.3 Resposta Sísmica:.....	98
4.4.4 Modelo de Velocidade:.....	106
4.4.5 Resposta de AVO/AVA:	107
Capítulo 5	111
Análise de Resultados.....	111
Capítulo 6	135
Conclusões e Recomendações	135
Referências Bibliográficas.....	139

Lista de Figuras

Figura 2.1: Corpo submetido a tração ao longo do eixo x.....	11
Figura 2.2: Dados de vagarosidade da onda compressional vs porosidade para arenitos saturados com água modificado de Gregory (1981), sendo equivalente a um sistema quartzo-água descrito pela equação de Willie (1956).....	17
Figura 2.3: Comparação mostrando as estimativas de porosidade para a equação de Willie (1956) e para a formulação de Raymer et al (1980).....	18
Figura 2.4: Dados de vagarosidades ondas compressionais e de cisalhamento para várias litologias retirado de Pickett (1963). As linhas contínuas representam a razão V_p/V_s	20
Figura 2.5: Comportamento da velocidade em função da frequência segundo a Teoria de Biot. .	22
Figura 2.6: Transmissão e reflexão na interface entre dois meios elásticos para uma onda P incidente.....	29
Figura 2.7:(a) Amplitude máxima normalizada versus produto tempo frequência mostrando o efeito de tuning em casos 1, 2 e 3, indicados por setas. (b) Convolução da assinatura da fonte com três funções refletividades R1, R2 e R3 as quais correspondem aos casos 1, 2 e 3.	36
Figura 2.8: Efeito da curvatura do refletor na amplitude sísmica.....	36
Figura 2.9: Classificação de Rutherford e Williams (1989) para areia com gás modificada por Castagna (1997). Note que as areias com gás classe III e IV apresentam o mesmo coeficiente de reflexão à incidência normal sendo que no primeiro tipo a amplitude aumenta com o afastamento enquanto que no segundo a amplitude decai.	39
Figura 2.10: Obtenção dos atributos A e B, fundamentais na análise de AVO.....	41
Figura 2.11: AVO Crossplotting.	42
Figura 2.12: Crossplotting mostrando a variação na tendência geral para diferentes valores da razão V_p/V_s	42
Figura 2.13: Desvios da tendência geral obtida a partir de dados de petrofísica. Esses desvios podem indicar a presença de hidrocarbonetos.	43
Figura 2.14: Classificação da resposta de AVO segundo a posição da reflexão de interesse no Crossplot de A x B.	43

Figura 3.1: Esquema dos modelos 2D, 2,5D e 3D, em função do tipo de propagação e do número de dimensões do meio.....	47
Figura 3.2: Modelo da Terra 2D lateralmente não homogênea para o MZO 2.5D	50
Figura 3.3: Esquema mostrando a formação do fator de estiramento no MZO.	55
Figura 3.4: (a) Construção da curva de empilhamento para o MZO ($t = \tau_{MZO}$). (b) Transformação de configuração para afastamento nulo em um único empilhamento a partir da curva de MZO definida em (a).....	58
Figura 4.1: (a) Espectro de frequências positivas e os correspondentes real (b) e imaginário (c) no domínio do tempo.....	64
Figura 4.2: Modelo em profundidade para o primeiro exemplo sintético.	65
Figura 4.3 (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1000$ m) para o modelo 1, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo.....	66
Figura 4.4: Resposta de amplitudes do TA MZO aplicado na seção de afastamento comum de 1000 m ($2h = 1000$ m).....	67
Figura 4.5: Modelo da terra para o segundo exemplo sintético. As análises de AVO e AVA foram realizadas nos pontos médios X_1 e X_2 correspondendo aos pontos de reflexão M_1 e M_2 no refletor de interesse como mostrado pelos seus respectivos raios normais.....	68
Figura 4.6: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h=1000$ m) para o modelo 2, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo com TA MZO.....	70
Figura 4.7: Dado sísmico nos CMPs selecionados $X_1 = 1000$ m, parte superior da figura (a) e $X_2 = 2000$ m (c). Figuras 4.6 (b) e (d) são as imagens obtidas com TA MZO nestes mesmos CMPs..	72
Figura 4.8: Amplitude vs Afastamento obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude.	73
Figura 4.9: Sequência de Processamento para o MZO à verdadeira amplitude.	74
Figura 4.10: Comparação entre AVA obtido após aplicação do MZO à verdadeira amplitude (estrelas) e AVA Teórico (linha contínua).	75
Figura 4.11: Modelo em profundidade para a o terceiro experimento	76
Figura 4.12: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1000$ m) para o modelo 3, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo com o primeiro modelo de velocidade.....	79
Figura 4.13: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1000$ m) para o modelo 3, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo com o segundo modelo de velocidade.	80
Figura 4.14: Geometria do NMO para um refletor plano-horizontal.	81
Figura 4.15: CMP X_1 (a) sem correção de NMO, os refletores aparecem como hipérbolas, (b) com correção de NMO para $v_{NMO} = v_{RMS}$, (c) com correção de NMO onde $v_{NMO} < v_{RMS}$ e (d) com correção de NMO para $v_{NMO} > v_{RMS}$	82

Figura 4.16: Estimativa da velocidade a partir dos dados sísmicos utilizando o método da coerência máxima. As setas indicam os pontos de interpretação e a linha tracejada a função velocidade interpolada no CMP X_1	83
Figura 4.17: Primeiro Modelo de Velocidades RMS	84
Figura 4.18: CMP X_1 parte superior (a) sem MZO e (b) com MZO; CMP X_2 parte inferior (c) sem MZO e (d) com MZO, para o primeiro modelo de velocidades	85
Figura 4.19: Análise com velocidade constante (CVS).....	86
Figura 4.20: Segundo Modelo de Velocidades RMS	87
Figura 4.21: CMP X_1 parte superior (a) sem MZO e (b) com MZO; CMP X_2 parte inferior (c) sem MZO e (d) com MZO, para o segundo modelo de velocidades.	88
Figura 4.22: Amplitude vs Afastamento obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude.	90
Figura 4.23: Comparação entre AVA após aplicação do TA MZO com a primeiro e segundo modelos de velocidade e com o AVA Teórico (linha contínua).	91
Figura 4.24: Fluxo de processamento utilizado para aplicação do DMO FK nos dados sísmicos	92
Figura 4.25: Comparação entre AVA obtido após aplicação do TA MZO, após DMO FK e AVA Teórico	93
Figura 4.26: Localização aproximada da acumulação de óleo na Bacia de Campo.	95
Figura 4.27: Coluna Estratigráfica da Bacia de Campos.	96
Figura 4.28: Desenho esquemático do 3D marítimo mostrando o trecho de linha selecionado....	97
Figura 4.29: Modelo em profundidade para a o quarto experimento	98
Figura 4.30: Modelos em profundidade e imagens sísmicas no afastamento comum de 1500 m onde (a) fluido no reservatório é água e (b) fluido no espaço poroso é óleo.....	100
Figura 4.31: Concatenação dos dados sísmicos para a seção de afastamento comum 1500 m ...	102
Figura 4.32: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1500$ m) para o modelo 4, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo.....	103
Figura 4.33: CMP X_1 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO.	104
Figura 4.34: CMP X_4 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO	105
Figura 4.35: CMP X_2 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO	105
Figura 4.36: CMP X_3 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO	106
Figura 4.37: Mapa de Velocidades RMS.....	107
Figura 4.38: Respostas de AVO obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude e do DMO FK.....	108
Figura 4.39: Comparação entre AVA teórico e as amplitudes obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude e os resultados do DMO FK	109

Figura 5.1: Efeito na amplitude para diferentes parametrizações do TA MZO (a) TA MZO aplicado em uma seção de afastamento comum de 100 m (b) 500 m e (c) 1000 m.	115
Figura 5.2: Gráfico de erros relativos para o Modelo 2.....	118
Figura 5.3: Comparação dos erros relativos para o Modelo 3 (CMP X1) para ao dois modelos de velocidade.....	120
Figura 5.4: Comparação dos erros relativos para o Modelo 3 (CMP X1) para ao dois modelos de ve	121
Figura 5.5: Gráfico de erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o terceiro modelo sintético (CMP X ₁).	123
Figura 5.6: Gráfico de erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o terceiro modelo sintético (CMP X ₂).	124
Figura 5.7: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com água (CMP X ₁).	132
Figura 5.8: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com óleo (CMP X ₂)	132
Figura 5.9: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com óleo (CMP X ₃)	133
Figura 5.10: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com água (CMP X ₄)....	133

Lista de Tabelas

Tabela 2.1: Relações entre parâmetros elásticos em meios isotrópicos.....	14
Tabela 2.2: Resumo do comportamento do AVO para as várias classes de arenitos com gás.....	38
Tabela 5.1: Erros médios percentuais para diferentes parametrizações do TA MZO	116
Tabela 5.2: Valores de taper utilizados no TA MZO para cada exemplo sintético	116
Tabela 5.3: Erros Relativos calculados para o CMP X_1 do segundo exemplo sintético.....	117
Tabela 5.4: Erros Relativos calculados para o CMP X_2 do segundo exemplo sintético.....	117
Tabela 5.5: Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o primeiro modelo de velocidades (CMP X_1).	118
Tabela 5.6 Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o segundo modelo de velocidades (CMP X_1).	119
Tabela 5.7: Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o primeiro modelo de velocidades (CMP X_2).	119
Tabela 5.8: Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o segundo modelo de velocidades (CMP X_2).	120
Tabela 5.9: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o terceiro exemplo sintético (CMP X_1).....	122
Tabela 5.10: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o terceiro exemplo sintético(CMP X_2).....	123
Tabela 5.11: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com água (CMP X_1).	128
Tabela 5.12: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com óleo (CMP X_2).....	129
Tabela 5.13: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com óleo (CMP X_3).....	130
Tabela 5.14: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com água (CMP X_4).	131

Nomenclatura

Letras Latinas

<i>a</i>	notação de Black	
<i>A</i>	abertura no afastamento comum	n° traços
A	fator de amplitude	
<i>A</i>	AVO <i>intercept</i>	
<i>A</i> ₀	abertura no afastamento nulo	n° traços
<i>B</i>	AVO <i>gradient</i>	
B	perdas por transmissão	
<i>c</i>	tensor dos parâmetros elásticos	
<i>C</i>	argilosidade	%
C	curvatura do refletor	1/m
<i>e</i>	parte simétrica do tensor de deformação	
<i>E</i>	módulo de Young	Pa
E	abertura do refletor iluminada pelo experimento sísmico	n° traços
<i>f</i>	forças no sólido	N
<i>fc</i>	frequência crítica de Biot	Hz
F	assinatura da fonte	
<i>F</i>	tensão normal	N
G	geofone	
<i>h</i>	distância relativa a meio afastamento fonte-receptor	m
H	segunda derivada de τ_F	s/m ²
I	impedância	g/m ² s
<i>k</i>	permeabilidade	D
<i>k</i>	número de cáusticas	
K	módulo bulk	Pa
K _S	módulo bulk da parte sólida da rocha	Pa
K _F	módulo bulk do fluido contido nos poros da rocha	Pa
K ₀	módulo bulk da rocha seca	Pa
K _{SAT}	módulo bulk da rocha saturada	Pa
K _{MZO}	função peso no MZO	
\tilde{K}_{MZO}	segunda função peso para estimativa do ângulo de incidência	
L	comprimento do pulso sísmico	ms

L	fator de espalhamento geométrico no afastamento comum	m
L_0	fator de espalhamento geométrico no afastamento nulo	m
m_{MZO}	fator de estiramento do MZO	
M	ponto genérico em profundidade	
M_I	ponto de tangência entre a isócrona de afastamento nulo e a de afastamento comum	
M_R	ponto de reflexão no refletor de interesse em profundidade	
N	ponto genérico em tempo no afastamento comum	
N_0	ponto genérico em tempo no afastamento nulo	
N_{0R}	ponto de reflexão em tempo no afastamento nulo	
p	parâmetro do raio	
R	coeficiente de reflexão	
S	fonte sísmica	
S	variável auxiliar na avaliação assintótica	
t	tempo de trânsito	s
T	coeficiente de transmissão	
u	deslocamento da partícula	m
U	traço sísmico na seção de afastamento comum	
U_0	traço sísmico na seção de afastamento nulo modelada	
\hat{U}_0	traço sísmico na seção de afastamento nulo simulada	
V	velocidade da onda sísmica	km/s
v	velocidade de RMS	km/s
v_0	velocidade de RMS da primeira camada	km/s
V_0	velocidade da onda sísmica de frequência zero	km/s
V_∞	velocidade da onda sísmica de frequência infinita	km/s

Letras Gregas

Γ	curva de tempo de trânsito	s
Γ_0	curva de tempo de trânsito para o afastamento nulo	s
γ	viscosidade	cp
δ	delta de <i>Kronecker</i>	
ε	tortuosidade	
η	diferença entre ξ e ξ_0	m
θ	fator de dilatação	
Θ	ângulo de incidência	rad
ϕ	porosidade	%
λ	lambda de Lamé	Pa
μ	módulo de cisalhamento	Pa
ν	razão de Poisson	
ξ	coordenada do ponto médio da distância fonte-receptor	m
ξ_0	coordenada do ponto fonte-receptor no afastamento nulo	m
ξ_R	coordenada do ponto estacionário	m

ρ	densidade	Kg/m^3
ρ_B	densidade bulk da rocha	Kg/m^3
ρ_S	densidade dos grãos	Kg/m^3
ρ_f	densidade do fluido	Kg/m^3
σ	tensor de tensão	Pa
Σ	interface refletora a ser imageada	
τ	tempo de trânsito da reflexão	s
τ_{MZO}	curva de empilhamento para o MZO	s
Φ	ângulo de reflexão e transmissão associado as ondas S	rad
ϕ	potencial escalar do deslocamento	
ψ	potencial vetorial do deslocamento	

Subscritos

F	fluido contido nos poros da rocha
FC	fator de correção para o espalhamento geométrico
m	matriz rochosa
P	onda primária
Pm	média relativa a onda compressional
PP	onda incidente P e convertida P
PS	onda incidente P e convertida S
R	reflexão primária sobre o refletor de interesse
S	onda secundária
Sm	média relativa a onda secundária
SAT	relativo a rocha saturada
T	energia transmitida sobre o refletor de interesse

Siglas

AVO	Amplitude Versus Afastamento
AVA	Amplitude Versus Ângulo
DMO FK	<i>Correção do sobretempo do mergulho no domínio da frequência temporal e espacial</i>
CMP	<i>Ponto médio comum</i>
MZO	<i>Migração para afastamento nulo</i>
TA MZO	<i>Migração para afastamento nulo em amplitudes verdadeiras</i>
RMS	<i>Root Mean Square</i>
NMO	<i>Correção do sobretempo normal</i>

Capítulo 1

Introdução

1.1 Motivação

A caracterização de reservatórios tem como objetivo principal o aproveitamento criterioso das jazidas já descobertas. Para tanto, ela vem se tornando uma área cada vez mais multidisciplinar, incorporando os diversos conhecimentos necessários ao correto entendimento dos processos geológicos, físicos e químicos que ocorrem no reservatório. De especial interesse na caracterização de reservatórios estão os métodos geofísicos de determinação de propriedades de rocha e do fluido através da propagação de ondas sísmicas em poços (perfis sônicos) ou ao longo da subsuperfície (métodos sísmicos). No caso da sísmica, o objetivo central é obter não só uma imagem realista dos refletores de interesse, como também inverter os dados registrados, os chamados atributos sísmicos que melhor caracterizem os meios geológicos nos quais estão inseridos estes refletores. Dentre os algoritmos de processamento sísmico capazes de produzir imagens sísmicas destacam-se os chamados métodos de empilhamento Kirchhoff. Nestes os dados sísmicos são somados (empilhados) ao longo de curvas construídas para este fim, multiplicadas por funções peso convenientes para controle das amplitudes.

Numa seqüência de processamento convencional, o empilhamento, puro e simples, dos dados (além de outros processos), apesar de melhorar a razão sinal/ruído, destrói a informação quantitativa das amplitudes, nas quais os coeficientes de reflexão dos refletores sísmicos desempenham o papel mais importante. O processamento convencional, sem um tratamento adequado de preservação de amplitude, mascara ou até inviabiliza o mapeamento de propriedades petrofísicas. Assim sendo, prejudica a correlação entre o dado sísmico e a informação de perfil.

Uma forma de estimar corretamente as amplitudes e, por conseqüência, os coeficientes de reflexão nas interfaces sísmicas, é efetuar uma migração pré-empilhamento em verdadeira amplitude. No caso da migração, isto significa que a distorção das amplitudes devido ao espalhamento geométrico ao longo do raio de reflexão é compensado pela operação de migração. Esse processo tem, entretanto, um custo elevado, sendo também bastante dependente do modelo de velocidades utilizado, o qual deve ser fornecido *a priori*.

Uma rotina menos dispendiosa e mais estável em relação a erros no modelo de velocidade, consiste na transformação da seção sísmica obtida com a geometria de aquisição (distribuição de tiros e geofones em superfície) de afastamento comum em seções simuladas de afastamento nulo. Esta transformação pode ser também efetuada em amplitude verdadeira. Neste caso, isto significa que as amplitudes das reflexões primárias em afastamento comum são transformadas de tal forma que o fator de espalhamento geométrico original (dependente do afastamento) é automaticamente substituído pelo correspondente fator de espalhamento geométrico do afastamento nulo. O coeficiente de reflexão é, no entanto, preservado o que possibilita a sua aplicação em estudos de AVO. Observa-se que, embora, outros fatores como os coeficientes de transmissão através da interface sejam também preservados, as correspondentes variações de amplitude são em geral bem menores do que aquelas devidas ao espalhamento geométrico. A operação de transformação de uma seção sísmica de afastamento constante para a sua correspondente em afastamento nulo recebe o nome de migração para afastamento nulo em verdadeira amplitude (TA MZO). No caso de um meio com velocidade constante, a curva de empilhamento do MZO e a função peso se reduzem a fórmulas analíticas, o que minimiza o esforço computacional.

1.2 Objetivos

Esse trabalho possui dois objetivos fundamentais. O primeiro é verificar a eficácia do algoritmo de TA MZO para velocidade constante em modelos sintéticos com geologias complexas, onde a hipótese de velocidade constante é desrespeitada. Nestes modelos, a velocidade é variável, tanto espacial quanto temporalmente. O modelo de velocidades utilizado para a operação de TA MZO foi encontrado através da análise de velocidade convencional realizada em intervalos regulares no domínio CMP.

O segundo objetivo é a realização de estudos quantitativos referentes à obtenção de amplitudes resultantes da aplicação da rotina descrita acima, bem como avaliar sua utilização para a construção de gráficos de amplitude com o afastamento (AVO) e com o ângulo (AVA) em interfaces relevantes para a caracterização de reservatórios.

1.3 Conteúdo

No intuito de esclarecer quais são os princípios que governam a análise de AVO foi realizada uma revisão de conceitos que pode ser vista no segundo capítulo desta dissertação. O estudo da propagação de ondas em um meio elástico utiliza a teoria da elasticidade, que estabelece que, para pequenas deformações, a tensão é diretamente proporcional a deformação. As relações entre tensão e deformação são fornecidas pelos parâmetros elásticos que afetam as velocidades elásticas de propagação das ondas. Esses parâmetros petrofísicos estão associados a diferentes propriedades físicas da rocha tais como; porosidade, permeabilidade, saturação, temperatura, etc. Em estudos de AVO/AVA, estas propriedades influenciam as respostas sísmicas permitindo que através dos indicadores de AVO sejam identificadas as variações faciológicas no reservatório.

Ainda no segundo capítulo, fica clara a importância de tratar-se a propagação da onda em meios elásticos e isotrópicos quando desejasse realizar análises de AVO/AVA. No entanto, este

trabalho tem por objeto principal quantificar o impacto da aplicação do TA MZO na obtenção de amplitudes confiáveis para os estudos de AVO/AVA. Portanto, por razões de simplicidade, o meio será tratado como acústico sem que haja nenhuma perda de generalidade. Com pequenas modificações, a metodologia desenvolvida neste trabalho pode ser aplicada a modelos sintéticos elásticos e isotrópicos. Vale notar que algumas aplicações da presente teoria já foram aplicadas a dados reais Oliveira et al. (1997a e 1997b) e Ramos et al. (1999).

Muitos são os fatores que afetam as amplitudes sísmicas, entre eles, salienta-se o fator de espalhamento geométrico. O TA MZO fornece uma solução interessante pois, através da função peso, corrige o fator de espalhamento geométrico relativo ao afastamento de entrada, permitindo que uma correção do fator de espalhamento geométrico convencional, como proposto por Newman (1973) para o afastamento nulo, atue de forma efetiva.

No terceiro capítulo, é abordado, de forma sucinta, o método unificado para imageamento segundo um modelo 2,5D conforme proposto por Hubral et al. (1996) e Tygel et al. (1996). Nesta abordagem, o MZO é encarado como uma transformada de configuração podendo ser descrito como o resultado encadeado de duas operações básicas: uma migração com a configuração de entrada fornecida pelo experimento sísmico (afastamento comum) e uma demigração com a configuração de saída desejada (afastamento nulo). Estas duas operações são executadas através de uma única integral ao longo de uma curva de empilhamento característica do MZO. Para um meio de velocidade constante a curva de empilhamento e a função peso correspondente adquirem formas analíticas simples.

Quatro modelos sintéticos foram gerados utilizando-se o CWP/Cshot, um pacote de modelagem sísmica desenvolvido pela Colorado School of Mines. Este pacote utiliza o traçamento de raios num meio acústico 2,5D, para camadas estratificadas, de velocidades constantes e podendo ter interfaces levemente curvas, conforme discutido no capítulo quatro. Com esse algoritmo foi possível modelar seções de afastamento comum e de afastamento nulo para diversos modelos.

As seções de afastamento comum modeladas serviram de entrada para o programa de migração para afastamento nulo em verdadeira amplitude. Como resultado da aplicação do TAZO, as amplitudes das reflexões primárias são dadas pela razão entre o coeficiente de reflexão original (que apresenta dependência com o afastamento) e o fator de espalhamento geométrico no afastamento nulo (que representa então apenas um fator de escala). Em seguida, as seções de afastamento nulo simuladas foram reagrupadas para o domínio CMP (*ponto médio comum*). Para comparação, o dado em CMP foi corrigido do fator de espalhamento geométrico aplicando-se um fator de correção (L_{FC}) padrão como definido por Newman (1973) para dados em afastamento comum

$$L_{FC} = 4\pi \left(\frac{v^2 t_0}{v_0} \right) \quad (1.1)$$

onde, v é a velocidade RMS, v_0 é a velocidade da primeira camada e t_0 é o tempo de trânsito.

Após a correção do espalhamento geométrico, o valor de amplitude deve-se, praticamente, ao coeficiente de reflexão original. As amplitudes resultantes foram então coletadas em seu pico (“picadas”) e os valores obtidos dispostos num gráfico como função do afastamento, representando, portanto, uma análise de AVO padrão.

Processando as seções de afastamento comum, utilizando-se um segundo MZO com uma segunda função peso específica e distinta da anterior, obtém-se a informação adicional dos ângulos de incidência e, com isso, transforma-se AVO em AVA. A teoria que descreve este processo está discutida em Tygel et al. (1993) e Bleistein (1987 e 1999).

As vantagens e desvantagens desta metodologia estão discutidas no capítulo 5 onde se faz a análise dos resultados encontrados para os diferentes modelos. Finalmente, no último capítulo, são apresentadas as conclusões e recomendações.

Capítulo 2

Princípios Básicos Associados a Análise de AVO

Neste capítulo é apresentada uma revisão dos principais conceitos e resultados ligados à análise das amplitudes sísmicas. Atualmente, os atributos sísmicos tem sido extremamente utilizados para obter a descrição geológica de reservatórios de petróleo especialmente com suporte para a definição da continuidade horizontal de camadas obtendo, portanto, o mapeamento de heterogeneidades. Estas heterogeneidades, muitas vezes, estão associadas a saturação da rocha por diferentes tipos de fluidos. Esta informação pode ser obtida através de análises de AVO/AVA, onde a preservação da amplitude deve estar assegurada.

Embora estes conceitos sejam referentes à propagação da onda em meios elásticos isotrópicos, este estudo restringiu-se ao caso de meios acústicos. Isto se deve ao fato da preocupação inicial estar restrita à análise do comportamento do fator de espalhamento geométrico após a aplicação do TAZO.

2.1 Indicadores de Hidrocarbonetos

Segundo Sheriff (1990), um indicador de hidrocarboneto é uma medida que aponta a presença ou ausência de acumulações de hidrocarbonetos. Pode-se citar como exemplos de indicadores em seções sísmicas o *bright spot* (aumento na amplitude sísmica), o *dim spot*

(decréscimo na amplitude) e o *flat spot* (evento horizontal que representa o contato gás-óleo, gás-água ou óleo-água).

Esses indicadores possibilitam entender o sistema rocha-fluido, determinando assim onde seria mais conveniente realizar a perfuração do poço diminuindo, portanto, o risco envolvido no processo de exploração.

Para utilizar-se a anomalia de amplitude como um indicador direto de hidrocarbonetos, deve-se ter em mente a seguinte pergunta: O que ocasionou esta variação na amplitude sísmica? Já que a anomalia presente no dado sísmico pode ser o resultado da reflexão no topo do contato gás-água ou óleo-água, ou pode estar associada simplesmente a uma variação litológica como, por exemplo, um folhelho com baixa impedância acústica.

A fim de se obter uma informação confiável com o estudo das anomalias de amplitude, o dado sísmico deve ser de boa qualidade, sem presença de ruídos aleatórios, múltiplas, efeito de *tuning* e processado com preservação da amplitude. Deve ainda ser realizada uma calibração com dados de perfil e com análises petrofísicas a fim de propiciar um bom entendimento da magnitude da reflexão. A posterior interpretação dos resultados deve ser criteriosa de modo a gerar confiabilidade no método.

2.2 Módulos Elásticos e as Velocidades Sísmicas

É intuitivo pensar que existe um relacionamento direto entre tensão e deformação. Dessa forma quanto maior for a deformação medida, maior deve ter sido a tensão que a originou. Essa relação foi estabelecida por Hooke no século XVII. Ele mostrou que, para pequenas deformações, a tensão é diretamente proporcional à deformação supondo os materiais com um comportamento elástico, ou seja, após uma deformação pequena eles retornam a sua posição original.

Observando o experimento sísmico nota-se que a região próxima à explosão da fonte não se comporta elasticamente. Porém, conforme a frente de onda se propaga, distanciando-se da fonte, as tensões aplicadas às partículas componentes do meio são de tal modo pequenas que podem ser descritas através de uma relação linear entre tensão e deformação expressa pela Lei de Hooke generalizada

$$\sigma_{ij} = c_{ijkl} e_{kl}, \quad (i,j,k,l = 1,2,3) \quad (2.1)$$

onde σ_{ij} é o tensor de tensão, e_{kl} é a parte simétrica do tensor de deformação e c_{ijkl} é um tensor de quarta ordem dos parâmetros elásticos.

Na equação (2.1), assim como em todo o trabalho, utiliza-se a chamada convenção de Einstein, na qual os índices repetidos indicam somatórios salvo os valores onde estão definidos. As velocidades de propagação das ondas sísmicas estão diretamente relacionadas com os valores destes parâmetros elásticos c_{ijkl} .

Em meios isotrópicos os coeficientes c_{ijkl} dependem apenas de dois parâmetros independentes, denominados de parâmetros de Lamé λ e μ . Têm-se que o tensor c_{ijkl} dos parâmetros elásticos, assume a forma

$$c_{ijkl} = \lambda \delta_{ij} \delta_{kl} + \mu (\delta_{ij} \delta_{kl} + \delta_{ij} \delta_{kl}), \quad (2.2)$$

sendo δ_{ij} o delta de *Kronecker* que é igual a zero se $i \neq j$ e 1 se $i = j$. Substituindo-se a equação (2.2) em (2.1), a Lei de Hooke será escrita num meio isotrópico como

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \theta + 2\mu e_{ij}, \text{ com } \theta = e_{kk}. \quad (2.3)$$

Na literatura, θ é denominado de fator de dilatação.

Considerando-se $i \neq j$ na equação (2.3), tem-se que

$$\sigma_{ij} = 2\mu e_{ij}. \quad (2.4)$$

Esta relação justifica a denominação de módulo de cisalhamento ou de rigidez (μ) para caracterizar a metade da razão entre tensão e deformação. Nos líquidos, a resistência ao cisalhamento é nula, e portanto $\mu = 0$. Em sismica, o termo “acústico” é utilizado para descrever estes meios.

O módulo de Young (E) é definido como a razão entre tensão e deformação extensionais numa única direção. Para ilustrar considere um cubo sujeito a uma tensão normal (F) na direção x como mostrado na figura (2.1). O módulo de Young mede a variação do comprimento Δx , devido a aplicação da força F , conhecidos o comprimento original do cubo (x) e a seção da barra s , obtém-se o módulo de Young (E) como

$$E = \frac{F/s}{\Delta x/x}. \quad (2.5)$$

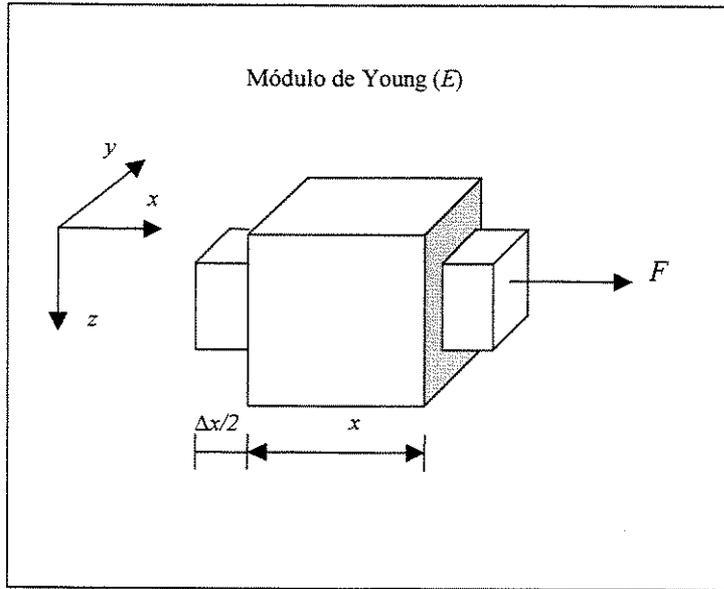


Figura 2.1: Corpo submetido a tração ao longo do eixo x .

No exemplo acima, após o estiramento na direção x , as faces perpendiculares (y e z) foram comprimidas. Assim sendo, os componentes e_{22} e e_{33} do tensor de deformação são diferentes de zero e negativos. A relação entre o estiramento na direção x e a contração ao longo dos eixos y e z caracteriza a razão de Poisson (ν)

$$\nu = -\frac{e_{22}}{e_{11}} = -\frac{e_{33}}{e_{11}}, \quad (2.6)$$

onde $e_{11} = \frac{\Delta x}{x}$, $e_{22} = \frac{\Delta y}{y}$ e $e_{33} = \frac{\Delta z}{z}$.

O módulo de incompressibilidade ou Bulk (K) é a constante de proporcionalidade entre a soma das tensões normais aplicadas a um corpo e a dilatação ou deformação volumétrica resultante. Ele indica a capacidade do material resistir à contração sob pressão hidrostática. O módulo de Bulk pode ser expresso pelos parâmetros de Lamé como

$$K = \lambda + \frac{2}{3}\mu. \quad (2.7)$$

Embora os parâmetros de Lamé sejam suficientes para caracterizar um meio isotrópico e elástico, os módulos são freqüentemente usados na literatura para o mesmo fim, sendo possível obter qualquer um deles a partir dos demais, veja tabela (2.1).

2.3 Equação Elastodinâmica em Meios Homogêneos e Isotrópicos

Até aqui a tensão e a deformação foram consideradas constantes com o tempo, estando as partículas do meio em equilíbrio estático. Considerando agora que essas forças são dependentes do tempo e que estão atuando sobre um sólido elástico, isotrópico e homogêneo, gerando uma perturbação em um determinado instante de tempo, pode-se escrever a equação elastodinâmica do movimento sob notação vetorial como

$$(\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \vec{u}) - \mu \nabla \times (\nabla \times \vec{u}) + \vec{f} = \rho \frac{\partial^2 \vec{u}}{\partial t^2}, \quad (2.8)$$

onde \vec{u} é a oscilação em um ponto situado dentro do sólido, ρ é a densidade do meio, e \vec{f} são as forças no sólido.

Para meios homogêneos, uma forma de resolver esta equação é através do teorema de Helmholtz, que estabelece que qualquer campo vetorial pode ser expresso como o gradiente de um potencial escalar adicionado ao rotacional de um potencial vetorial, portanto pode-se escrever \vec{u} como

$$\vec{u} = \nabla \mathcal{G} + \nabla \times \vec{\psi} \quad \nabla \cdot \vec{\psi} = 0, \quad (2.9)$$

nesse caso, \mathcal{G} é o potencial escalar de \vec{u} e $\vec{\psi}$ é o potencial vetorial de \vec{u} .

Considerando que as forças no corpo podem ser desprezadas, pode-se, com o auxílio de (2.9), e de determinadas identidades matemáticas, reescrever a equação (2.8) como

$$\nabla \left((\lambda + 2\mu) \nabla^2 \mathcal{G} - \rho \frac{\partial^2 \mathcal{G}}{\partial t^2} \right) - \nabla \times \left(-\mu \nabla^2 \vec{\psi} + \rho \frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} \right) = 0. \quad (2.10)$$

A equação (2.10) tem como solução possível um sistema desacoplado de equações diferenciais para os potenciais \mathcal{G} e $\vec{\psi}$ a saber

$$(\lambda + 2\mu) \nabla^2 \mathcal{G} - \rho \frac{\partial^2 \mathcal{G}}{\partial t^2} = 0 \quad (2.11)$$

e

$$\mu \nabla^2 \vec{\psi} - \rho \frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = 0, \quad (2.12)$$

que representam as equações da onda para os referidos potenciais escalar e vetorial.

Como \mathcal{G} é uma função associada com a dilatação e $\vec{\psi}$ é um potencial vetorial relacionado à rotação pode-se afirmar que a primeira equação do sistema (2.11) representa a propagação da dilatação com uma velocidade

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}} = \sqrt{\frac{K + (4/3)\mu}{\rho}}. \quad (2.13)$$

Esse tipo de onda é conhecido como onda compressional, longitudinal ou primária (P).

A segunda equação pode ser entendida como uma perturbação rotacional pura se propagando no meio com velocidade

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (2.14)$$

Estas ondas são chamadas de cisalhantes, transversas ou secundárias (S). Vê-se então que no caso de meios isotrópicos e homogêneos o campo de onda se separa em dois processos distintos, com as ondas P e S propagando-se independentemente, com as correspondentes velocidades V_p e V_s .

Tabela 2.1: Relações entre parâmetros elásticos em meios isotrópicos.

Parâmetro Elásticos	K	E	λ	ν	μ
λ, μ	$\lambda + \frac{2}{3}\mu$	$\frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu}$	—	$\frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)}$	—
λ, K	—	$\frac{9K(K - \lambda)}{3K - \lambda}$	—	$\frac{\lambda}{3K - \lambda}$	$\frac{3}{2}(K - \lambda)$
λ, ν	$\frac{\lambda(1 + \nu)}{3\nu}$	$\frac{\lambda(1 + \nu)(1 - 2\nu)}{\nu}$	—	—	$\frac{\lambda(1 - 2\nu)}{2\nu}$
μ, K	—	$\frac{9\mu K}{\mu + 3K}$	$K - \frac{2}{3}\mu$	$\frac{3K - 2\mu}{2(3K + \mu)}$	—
μ, E	$\frac{\mu E}{3(3\mu - E)}$	—	$\frac{\mu(E - 2\mu)}{3\mu + E}$	$\frac{E - 2\mu}{2\mu}$	—
μ, ν	$\frac{2\mu(1 + \nu)}{3(1 - 2\nu)}$	$2\mu(1 + \nu)$	$\frac{2\mu\nu}{1 - 2\nu}$	—	—
K, E	—	—	$\frac{3K(3K - E)}{9K - E}$	$\frac{3K - E}{6K}$	$\frac{3KE}{9K - E}$
K, ν	—	$3K(1 - 2\nu)$	$\frac{3K\nu}{1 + \nu}$	—	$\frac{3K(1 - 2\nu)}{2(1 + \nu)}$
E, ν	$\frac{E}{3(1 - 2\nu)}$	—	$\frac{E\nu}{(1 + \nu)(1 - 2\nu)}$	—	$\frac{E}{2(1 + \nu)}$

2.4 Propriedades da Rocha e a Resposta Sísmica

Propriedades físicas da rocha, tais como; a litologia, o tipo de fluido, a porosidade, a permeabilidade, a pressão de confinamento, o forma do poro, a temperatura, a densidade e o tipo de trapeamento são importantes para o conhecimento e aproveitamento das jazidas petrolíferas.

Estas propriedades podem ser obtidas, por exemplo, através de medidas de laboratório ou interpretadas dos perfis de poços. As mesmas devem ser correlacionadas poço a poço através de todo reservatório, no intuito de mapear fácies, estruturas ou heterogeneidades. No entanto, os dados obtidos têm caráter pontual, sem trazer nenhuma informação areal ao longo de todo um campo. A fim de fornecer dados sobre a variabilidade lateral destas propriedades a sísmica, bem como análises geoestatísticas, devem ser integradas e calibradas com os dados de perfil, permitindo realizar uma correlação rocha-perfil-sísmica.

Discute-se nesta seção, como as propriedades da rocha afetam as velocidades sísmicas e, através delas, as amplitudes das ondas refletidas, com o intuito de explicar o significado de uma análise de AVO/AVA quanto à determinação dessas propriedades. A descrição aqui apresentada não visa realizar uma compilação completa sobre o assunto, portanto, alguns fatores que afetam a resposta sísmica serão, deliberadamente, não abordados. Para uma leitura mais detalhada consulte Bourbie et al. (1987).

2.4.1 Porosidade

A porosidade (ϕ) é definida como a razão entre o volume de poros e o volume total da rocha. Ela é a principal propriedade física que caracteriza o reservatório, podendo ser determinada, pontualmente, a partir dos dados de perfil sônico ou de densidade, bem como através de medidas de laboratório.

Segundo Sheriff (1990) existem três tipos de porosidade, a saber; a porosidade primária que é a porosidade original do reservatório após a compactação do pacote sedimentar sem considerar mudanças associadas a diagênese ou ao deslocamento de fluidos na rocha. A porosidade secundária é a porosidade adicional resultado de ação química (diagênese), especialmente associada a fissuras, *vugs* e ao processo de dolomitização. Já a porosidade efetiva é a porosidade associada a presença de fluidos livres que possam ser produzidos, excluindo-se poros não conectados ou os que contenham argilas disseminadas. Esta última é aquela que será abordada nesta seção.

Observa-se experimentalmente que para um aumento na porosidade têm-se um decréscimo na velocidade de propagação das ondas sísmicas na rocha. Definido-se velocidade média como a razão entre o comprimento da amostra e o tempo de trânsito da onda propagando-se numa rocha porosa, Willie (1956), demonstrou que ela satisfaz a seguinte equação

$$\frac{1}{V_p} = \frac{\phi}{V_f} + \frac{1-\phi}{V_m}, \quad (2.15)$$

com V_p representando a velocidade média da onda compressional na rocha, V_f a velocidade do fluido, V_m a velocidade da matriz e ϕ a porosidade. Uma vez que a velocidade da matriz e do fluido são conhecidas, a única variável na equação da qual não se possui informação é a porosidade. Pode-se, portanto, estimar a porosidade do meio poroso a partir da propagação das ondas compressionais através de uma amostra do reservatório (*plug*).

Essa equação é conhecida como *time average equation* ou equação de Willie. Ela é válida quando o fluido e o sólido são considerados homogêneos e isotrópicos e o poro está completamente saturado. Como consequência, sua utilização deve ficar restrita a arenitos consolidados, limpos e saturados com água sob alta pressão confinante. Vale salientar que esta equação é empírica não possuindo nenhum modelo teórico rigoroso.

Gregory (1981) mostrou, experimentalmente, que a equação de Willie, para um conjunto de rochas siliciclásticas, é satisfeita para porosidades inferiores a 30%, conforme observa-se na figura (2.2).

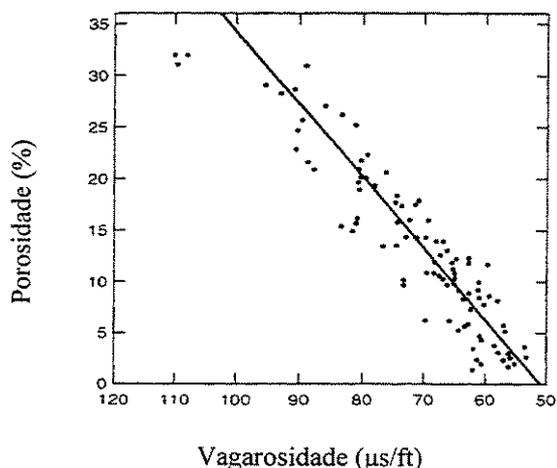


Figura 2.2: Dados de vagarosidade da onda compressional vs porosidade para arenitos saturados com água modificado de Gregory (1981), sendo equivalente a um sistema quartzo-água descrito pela equação de Willie (1956).

A presença de argila na rocha, a geometria do poro, o grau de consolidação, a cimentação, a pressão de confinamento, a pressão no poro e outros fatores podem alterar a relação entre porosidade e velocidade como proposto pela equação de Willie. Por essa razão, muitos estudos desenvolveram alterações na equação (2.15).

Raymer et al. (1980) mostraram que a relação vagarosidade/porosidade não varia linearmente mesmo para rochas consolidadas, veja figura (2.3). Eles propuseram uma fórmula para porosidades até 37% e uma para porosidades superiores a 47%, sendo efetuada uma interpolação para valores compreendidos entre 37 e 47% de porosidade

$$V_p = (1 - \phi)^2 V_m + \phi V_f \quad \phi < 37 \% \quad (2.16)$$

e

$$V_p = \left[\rho \left(\frac{\phi}{\rho_f V_f^2} + \frac{1-\phi}{\rho_m V_m^2} \right) \right]^{-1/2} \quad \phi > 47\%, \quad (2.17)$$

onde ρ_f é a densidade do fluido, ρ_m a densidade da matriz e ρ é a densidade bulk da mistura.

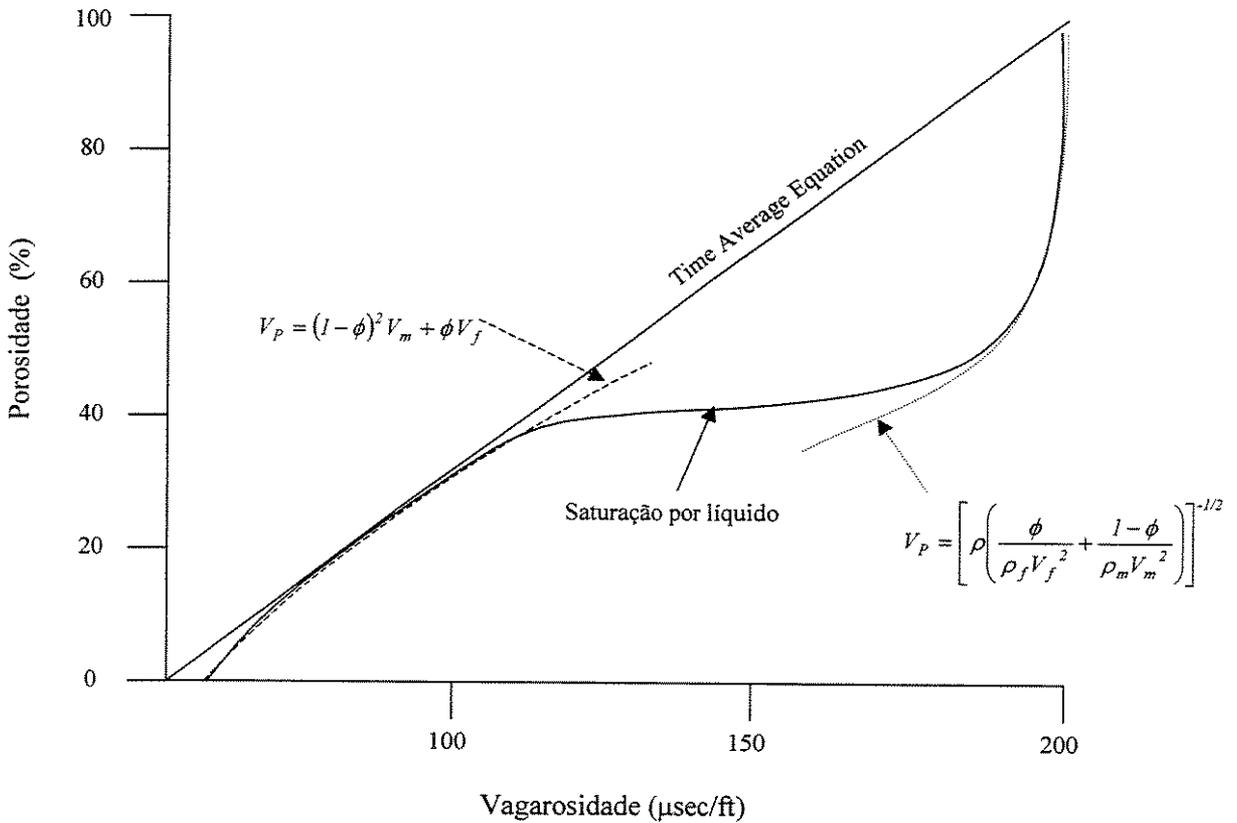


Figura 2.3: Comparação mostrando as estimativas de porosidade para a equação de Willie (1956) e para a formulação de Raymer et al (1980).

Existem ainda outras estimativas de porosidade na literatura. Nur et al. (1991) propuseram, por exemplo, um estimativa baseada no conceito de porosidade crítica. Já em Vernik e Nur (1992) a estimativa foi realizada pela divisão das rochas siliciclásticas em quatro grupos segundo a quantidade de minerais de argila, tentando com isso melhorar a correlação linear entre porosidade e velocidade.

2.4.2 Litologia

O conteúdo mineralógico da rocha (litologia) afeta a velocidade de uma forma direta através dos módulos de cisalhamento e bulk da matriz rochosa. É também a mineralogia que indiretamente controla a cimentação e a forma do poro. O tipo de cimento pode gerar um maior ou menor aumento na velocidade compressional. Cimentos carbonáticos e quartzosos originam velocidades mais elevadas que cimentos argilosos. Rochas carbonáticas, por serem mais solúveis, podem apresentar estruturas de poros mais complexas, o que não é bem descrito pelo modelo convencional de velocidades.

A relação entre as velocidades compressionais e cisalhantes contém informações sobre a litologia e sobre as características do reservatório. Essa correlação foi apresentada por Pickett (1963) que, baseado em amostras de rochas consolidadas de diferentes litologias e porosidades, conclui que a razão V_p/V_s para areias limpas está entre 1,6 e 1,7, para dolomitas 1,8 e calcários 1,9. Em rochas pouco consolidadas os dados tendem a divergir como mostrado na figura (2.4).

Muitas pesquisas empíricas tem sido realizadas na tentativa de estabelecer relações precisas entre velocidades elásticas e tipos litológicos. Esse é o caso dos trabalhos de Castagna et al. (1985) e Greenberg e Castagna (1992). Estes últimos propuseram as seguintes relações para rochas saturadas com água

$$V_s = 0.80416 V_p - 0.85588 \text{ para arenitos,} \quad (2.18)$$

$$V_s = -0.05508 V_p^2 + 1.01677 V_p - 1.03049 \text{ para calcários,} \quad (2.19)$$

$$V_s = 0.58321 V_p - 0.07775 \text{ para dolomitas e} \quad (2.20)$$

$$V_s = 0.76969 V_p - 0.86735 \text{ para folhelhos.} \quad (2.21)$$

Através de um algoritmo desenvolvido ainda por Greenberg e Castagna é possível realizar a substituição do fluido, e portanto descobrir a velocidade de cisalhamento para qualquer tipo de saturação.

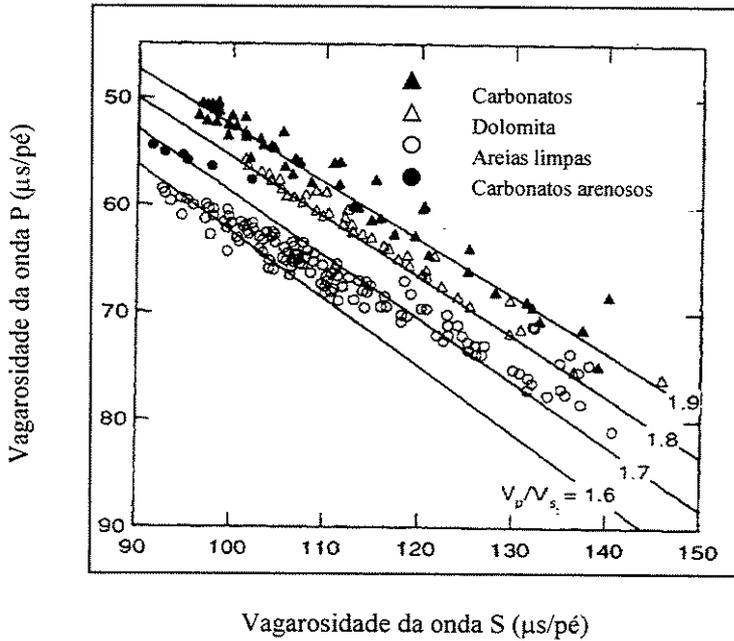


Figura 2.4: Dados de vagarosidades ondas compressionais e de cisalhamento para várias litologias retirado de Pickett (1963). As linhas contínuas representam a razão V_p/V_s .

A presença de argila na rocha é, depois da porosidade, o fator que mais influencia a resposta das velocidades sísmicas. O conteúdo de argila causa uma diminuição significativa nas velocidades.

Tosaya e Nur (1982) forneceram o primeiro resultado de estudos sistemáticos do efeito da argila nas velocidades compressionais da rocha. Nesse estudo dezoito arenitos mostraram uma relação aproximadamente linear entre velocidade compressional, porosidade e conteúdo de argila. Além disso, eles constataram que o efeito da porosidade é três vezes maior que o efeito da argilosidade na velocidade.

Han et al. (1986) também encontraram a mesma relação linear entre velocidade e a porosidade, bem como com o teor de argila. Nesse trabalho, para rochas saturadas com água e pressão confinante de 40 MPa e pressão de poro de 1 MPa, foi estabelecida a seguinte estimativa para as velocidades elásticas

$$V_p = 5.59 - 6.93\phi - 2.18S \text{ para a velocidade compressional} \quad (2.22)$$

$$V_s = 3.52 - 4.91\phi - 1.89S \text{ para a velocidade de cisalhamento} \quad (2.23)$$

com S representando a quantidade de argila.

Outros fatores, incluindo a geometria do poro, o tamanho do grão, o contato entre grãos, o tipo de argila e a distribuição destas na rocha têm menor influência na velocidade de propagação da onda sísmica.

2.4.3 Saturação de Fluido

Os efeitos da saturação do fluido nas velocidades compressional e cisalhante num meio poroso foi investigado por Gassmann (1951) e por Biot (1956). A teoria de Biot descreve a propagação da onda para todo o espectro de frequência, como visto na figura (2.5). Observa-se que as equações de Biot para as baixas frequências coincidem com as propostas por Gassmann. Pela teoria de Biot existem dois comportamento distintos, acima e abaixo da frequência crítica (f_c)

$$f_c = \frac{\phi \gamma}{2\pi \rho_f k}, \quad (2.24)$$

que depende das propriedades da rocha e do fluido, sendo γ a viscosidade do fluido (grandeza que mede a resistência ao fluxo de um líquido), k a permeabilidade absoluta da rocha e ρ_f a

densidade do fluido. A permeabilidade da rocha (k) expressa a capacidade de um fluido passar através de uma rocha. Ela pode ser obtida através da Lei de Darcy, a qual prevê que o fluxo de um fluido através do espaço poroso é proporcional a permeabilidade, ao gradiente de pressão através do meio e ao inverso da viscosidade do fluido, veja Guéguen e Palciauskas (1994).

Estudos em rocha seca mostram que a saturação parcial de um fluido causa um decréscimo abrupto na velocidade da onda compressional devido a um aumento na densidade média da rocha. A teoria de Biot funciona satisfatoriamente para a previsão das velocidades elásticas em rochas saturadas, o que é o caso dos dados sísmicos. No entanto, para líquidos muito viscosos e para frequências de medida muito elevadas (estudos petrofísicos) ela pode falhar, e nesse caso modelos de fluxo localizados devem ser adotados conforme em Vasquez et al (1996a).

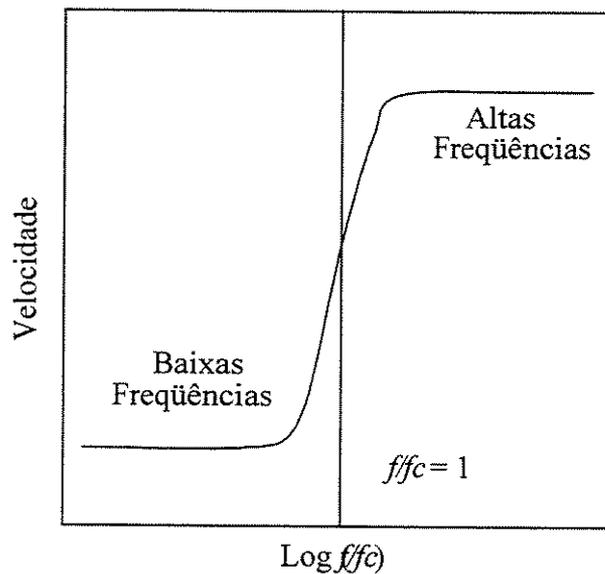


Figura 2.5: Comportamento da velocidade em função da frequência segundo a Teoria de Biot.

Geerstma e Smith (1961) obtiveram uma solução aproximada para as velocidades de ondas compressonais em rochas a partir da teoria de Biot. Esta solução descreve, adequadamente, as velocidades sísmicas observadas nos métodos sísmicos (perfilagem e medidas petrofísicas). Para frequências intermediárias, a equação que estima a velocidade compressional é

$$V_P^2 = \frac{V_{P\infty}^4 + V_{P0}^4 \left(\frac{f_c}{f}\right)^2}{V_{P\infty}^2 + V_{P0}^2 \left(\frac{f_c}{f}\right)^2}. \quad (2.25)$$

onde f_c é a frequência crítica dada pela equação (2.24). Além disso, V_{P0} e $V_{P\infty}$ são as velocidades para a frequência zero e infinita respectivamente, conforme descrito pela teoria de Biot

$$V_{P0} = \left(\frac{K_{SAT} + \frac{4}{3}\mu}{\rho_B} \right)^{1/2}, \quad (2.26)$$

$$V_{P\infty} = \left(\frac{1}{\rho_s(1-\phi) + \phi\rho_f(1-\varepsilon^{-1})} \left[K_0 + \frac{4}{3}\mu + \frac{\phi\rho_B\varepsilon^{-1} + \left(1 - \frac{K_0}{K_s}\right) + \left(1 - \frac{K_0}{K_s} - 2\phi\varepsilon^{-1}\right)}{\left(1 - \frac{K_0}{K_s} - \phi\right)\frac{1}{K_s} + \frac{\phi}{K_f}} \right] \right)^{1/2}, \quad (2.27)$$

onde:

K_s é o módulo bulk da parte sólida da rocha,

K_f é o módulo bulk do fluido contido nos poros da rocha,

K_0 é o módulo bulk da rocha seca,

ρ_B é a densidade bulk da rocha, sendo expressa por $\rho_B = (1-\phi)\rho_s + \phi\rho_f$,

ρ_s é a densidade dos grãos,

ρ_f é a densidade do fluido,

ε é a tortuosidade e

K_{SAT} é o módulo bulk da rocha saturada conforme descrito pela equação de Gassman,

$$K_{SAT} = \frac{\phi \left[\frac{1}{K_S} - \frac{1}{K_f} \right] + \frac{1}{K_S} - \frac{1}{K_0}}{\frac{\phi}{K_0} \left[\frac{1}{K_S} - \frac{1}{K_f} \right] + \frac{1}{K_S} \left[\frac{1}{K_S} - \frac{1}{K_0} \right]}. \quad (2.28)$$

A tortuosidade ε é uma grandeza adimensional que depende da geometria dos poros. Este dado, não é disponível de análises petrofísicas. Para tubos paralelos $\varepsilon = 1$, para arenitos limpos bem selecionados $\varepsilon = 2$. Johnson et al. (1982) *apud* Vasquez et al. (1996a) discutem como ε pode ser medido a partir dos dados acústicos ou elétricos. O impacto de um erro em ε sobre as velocidades é, no entanto, muito pequeno.

Lembrando que o módulo de cisalhamento não se altera com a saturação, a estimativa da velocidade de cisalhamento será

$$V_{S0} = \left(\frac{K_{SAT}}{\rho_B} \right)^{1/2} e \quad (2.29)$$

$$V_{S\infty} = \left(\frac{\mu}{\rho_S(1-\phi) + \phi \rho_f(1-\varepsilon^{-1})} \right)^{1/2}. \quad (2.30)$$

O tipo de fluido contido nos poros de uma rocha influencia a velocidade devido à compressibilidade do fluido. Dependendo do grau de compactação, esta influência será maior ou menor. No caso de rochas bem consolidadas, onde a porosidade é pequena, o tipo de fluido não afeta significativamente a velocidade. Entretanto, em sedimentos porosos pouco consolidados, o módulo bulk do fluido assume um papel de destaque em relação ao da rocha. Portanto, se houver a entrada de óleo no sistema, ocorrerá uma diminuição na velocidade da rocha. Esse efeito é maior ainda quando a rocha está saturada com gás, acarretando numa diminuição drástica na velocidade mesmo para uma pequena quantidade de gás. A influência da saturação de fluido na

velocidade é fundamental para estudos de AVO e AVA onde o intuito é, justamente, detectar intervalos onde há presença de hidrocarbonetos.

2.4.4 Densidade

À primeira vista a equação (2.13) sugere que a velocidade varie inversamente com o aumento da densidade da rocha. No entanto, Gardner (1974) mostrou que a velocidade cresce com o aumento da densidade para todos os tipos de rocha. Isso se deve ao fato de que o módulo total ($\lambda + 2\mu$) relacionado com a incompressibilidade e com a rigidez cresce muito mais rapidamente com a densidade do que esta isoladamente, ocasionando assim um aumento com a velocidade. Altos valores do módulo total estão relacionados a rochas rígidas, densas e altamente consolidadas, possuindo grande resistência a mudanças na forma e no volume.

Nafe e Drake (1957) apresentaram uma relação empírica entre densidade e velocidade compressional:

$$\rho = 0.31 V_p^{0.25}. \quad (2.31)$$

2.4.5 Pressão

Quando se aborda o efeito da pressão na velocidade de propagação sísmica, na verdade, está se enfocando o efeito da pressão efetiva, resultado da diferença entre dois tipos de pressão, a confinante que está relacionada a coluna litostática, e a pressão de poro que é originada pela resistência do fluido contido nos espaços vazios da rocha. Portanto, segundo Winkler e Murphy (1995), um aumento na pressão confinante ou um decréscimo na pressão do poro provoca um aumento na velocidade sísmica.

2.5 Coeficientes de Reflexão e Impedância Acústica

Os chamados coeficientes de reflexão e transmissão da onda plana (ou simplesmente coeficientes de reflexão e transmissão) desempenham um papel importante na propagação de ondas sísmicas. Estes coeficientes são, formalmente, obtidos pela partição de amplitudes que ocorre quando uma onda plana incide sobre uma interface plana separando dois meios de parâmetros elásticos distintos.

Na teoria dos raios, os coeficientes de reflexão e transmissão governam as amplitudes do raio quando este se reflete ou se transmite através de uma interface suave. Isto ocorre porque na vizinhança da interface, esta se comporta como plano tangente e a frente de onda do raio incidente é aproximada como uma frente de onda plana.

Para dados sísmicos de multi-cobertura, os gráficos de AVO/AVA, em um refletor sísmico de interesse, nada mais são do que gráficos de amplitude versus afastamento ou ângulo para o referido refletor.

A seguir será realizada uma revisão das principais fórmulas e aproximações dos coeficientes de reflexão e transmissão em meios acústicos e elásticos isotrópicos.

A figura (2.6) mostra os vetores de propagação de uma onda plana P incidente no meio 1 justamente com as correspondentes ondas refletidas PP e PS no meio 1 e transmitidas PP e PS no meio 2 (abaixo os índices 1 e 2 identificam os parâmetros referentes aos meios 1 e 2). A situação análoga para uma onda incidente S não está aqui considerada.

Nesta figura, definiu-se Θ como o ângulo do vetor de propagação da onda P incidente com a normal a interface. Utilizando-se as notações Θ_R e Θ_T para os ângulos do vetor de propagação das ondas não convertidas PP refletidas e transmitidas com à normal a interface e Φ_R e Φ_T para os

ângulos dos referidos vetores de propagação das ondas convertidas PS refletidas e transmitidas com a normal à interface.

Todos esses ângulos estão relacionados pela Lei de Snell,

$$p = \frac{\text{sen}\Theta}{V_{P1}} = \frac{\text{sen}\Theta_R}{V_{P1}} = \frac{\text{sen}\Theta_T}{V_{P2}} = \frac{\text{sen}\Phi_R}{V_{S1}} = \frac{\text{sen}\Phi_T}{V_{S2}}. \quad (2.32)$$

Note que na equação acima segue-se que $\Theta = \Theta_R$ e que p é o parâmetro do raio.

A Lei de Snell afirma ainda que os vetores de propagação de todas as ondas acima, bem como a normal à interface estão num mesmo plano, chamado plano de incidência. Considerando-se apenas o caso de ondas não convertidas PP a Lei de Snell fornece a relação

$$\text{sen}\Theta_T = \text{sen}\Theta \frac{V_{P2}}{V_{P1}}. \quad (2.33)$$

Quando $\text{sen}\Theta_T = 1$, o que implica em $V_{P1} \leq V_{P2}$, têm-se

$$\text{sen}\Theta_c = \frac{V_{P1}}{V_{P2}}. \quad (2.34)$$

O ângulo Θ_c é chamado de ângulo crítico da onda P. Correspondentemente, existe o ângulo crítico para a onda S.

Para incidência normal, onde não há onda convertida, o coeficiente de reflexão da onda P (R_p) é expresso como em Castagna (1993)

$$R_p = \frac{I_{p2} - I_{p1}}{I_{p2} + I_{p1}}, \quad (2.35)$$

sendo I_p a impedância da onda compressional (P). Esta equação é válida tanto para meios elásticos quanto para meios acústicos. Além disso, vale a correspondente equação com as impedâncias da onda S para o coeficiente R_s à incidência normal da onda S. Lembrando que a impedância é o resultado do produto entre densidade e velocidade para cada um dos meios no modelo proposto. O coeficiente de transmissão (T_p) neste caso será

$$T_p = (1 + R_p) \frac{\rho_1}{\rho_2}. \quad (2.36)$$

Se a incidência é oblíqua, as fórmulas para os coeficientes de reflexão em meios elásticos e acústicos são diferentes. No caso especial de meios acústicos, onde a onda cisalhante não se propaga, o coeficiente de reflexão é exatamente expresso por

$$R_p(\Theta) = \left[\frac{V_{p2} \rho_2 \cos \Theta - V_{p1} \rho_1 \cos \Theta_T}{V_{p2} \rho_2 \cos \Theta + V_{p1} \rho_1 \cos \Theta_T} \right], \quad (2.37)$$

ou ainda, apenas em termos do ângulo de incidência, das velocidades e das densidades

$$R_p(\Theta) = \frac{\frac{V_{p1}}{V_{p2}} \cos \Theta - \left[\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)^2 - \sin^2 \Theta \right]^{1/2}}{\frac{V_{p1}}{V_{p2}} \cos \Theta + \left[\left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)^2 - \sin^2 \Theta \right]^{1/2}}. \quad (2.38)$$

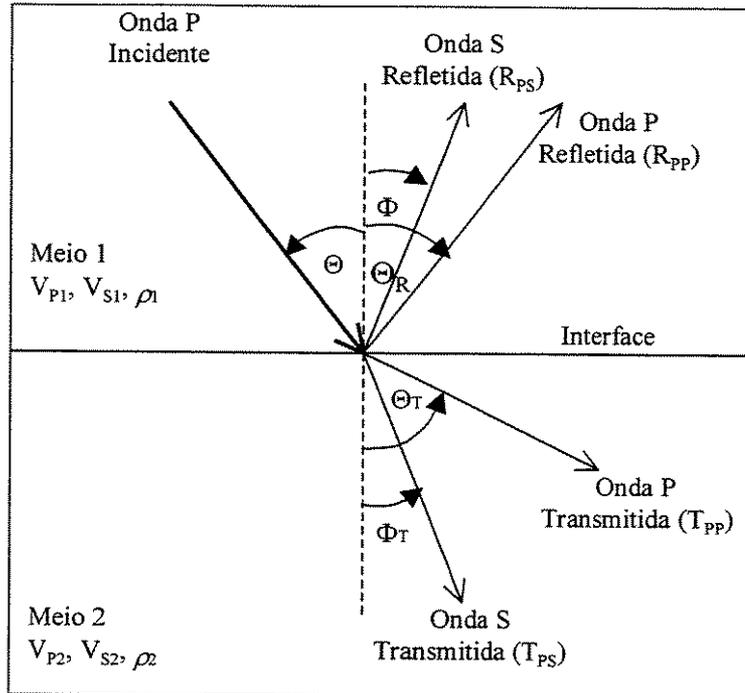


Figura 2.6: Transmissão e reflexão na interface entre dois meios elásticos para uma onda P incidente.

A variação do coeficiente de reflexão com o ângulo de incidência e, conseqüentemente, com o afastamento, fornece a variação da refletividade com o afastamento e é a base para a análise de AVO e AVA.

No caso de meios elásticos e isotrópicos, Knott (1899) e Zoeppritz (1919) *apud* Castagna (1993), assumindo a continuidade do deslocamento e da tensão na interface refletora segundo determinadas condições de contorno, solucionaram o problema do coeficiente de reflexão e de transmissão como função do ângulo de incidência e das propriedades elásticas do meio. Aki e Richards (1980) apresentaram as equações de Knott e Zoeppritz segundo uma forma matricial muito conveniente para rotinas computacionais. Os resultados de Knott e Zoeppritz são, notoriamente, complexos e de difícil aplicação prática, assim sendo, aproximações são extremamente úteis para aplicações práticas pois revelam rapidamente e sem grande esforço computacional se a variação de um determinado parâmetro irá ou não afetar a análise de AVO.

Bortfeld (1961) linearizou as equações de Zoeppritz supondo variações pequenas nas propriedades do meio e obteve

$$R_{PP}(\Theta) \approx \frac{1}{2} \ln \left[\frac{V_{P2} \rho_2 \cos \Theta}{V_{P1} \rho_1 \cos \Theta_T} \right] + \left(\frac{\sin \Theta}{V_{P1}} \right)^2 (V_{S1}^2 - V_{S2}^2) \left[2 + \frac{\ln \left(\frac{\rho_2}{\rho_1} \right)}{\ln \left(\frac{V_{S2}}{V_{S1}} \right)} \right]. \quad (2.39)$$

Aki e Richards (1980), também assumindo que os módulos elásticos variam pouco ao longo da interface, propuseram a seguinte aproximação para o coeficiente de reflexão

$$R_{PP}(\Theta) \approx \frac{1}{2} (1 - 4p^2 V_{Sm}^2) \frac{\Delta \rho}{\rho_m} + \frac{\sec^2 \Theta_m}{2} \frac{\Delta V_P}{V_{Pm}} - 4p^2 V_{Sm}^2 \frac{\Delta V_S}{V_{Sm}}, \quad (2.40)$$

sendo que

$$\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1,$$

$$\Delta V_P = V_{P2} - V_{P1},$$

$$\Delta V_S = V_{S2} - V_{S1},$$

$$\rho_m = (\rho_2 + \rho_1)/2,$$

$$V_{Pm} = (V_{P2} + V_{P1})/2$$

$$V_{Sm} = (V_{S2} + V_{S1})/2 \text{ e}$$

$$\Theta_m = (\Theta + \Theta_T)/2.$$

Tanto na equação (2.39) quanto na expressão (2.40) nota-se que o coeficiente de reflexão para qualquer ângulo de incidência está, completamente, determinado pela densidade, pela velocidade P e pela velocidade S que por sua vez são dependentes das propriedades físicas dos meios tais como litologia, porosidade e o tipo de fluido nos poros, como já discutido anteriormente.

Shuey (1985) apresentou uma outra forma de aproximação

$$R_{pp}(\Theta) \approx R_p + \left(A_0 R_p + \frac{\Delta v}{(1-\nu)^2} \right) \text{sen}^2 \Theta + \frac{1}{2} \frac{\Delta V_p}{V_{pm}} (\tan^2 \Theta - \text{sen}^2 \Theta) \quad (2.41)$$

R_p é o coeficiente de reflexão para incidência normal como mostrado em (2.35), ν é a razão de Poisson e A_0 é definido como

$$A_0 = B_0 - 2(1 + B_0) \left(\frac{1-2\nu}{1-\nu} \right), \quad (2.42)$$

onde

$$B_0 = \frac{\frac{\Delta V_p}{V_{pm}}}{\frac{\Delta V_p}{V_{pm}} + \frac{\Delta \rho}{\rho_m}}. \quad (2.43)$$

A vantagem desta forma é que cada termo descreve uma combinação das propriedades elásticas em diferentes faixas de ângulos de incidência. O primeiro termo da equação (2.41) corresponde a ângulos próximos à incidência normal, e, nesse caso, a amplitude está associada somente a variações na velocidade da onda compressional e da densidade. No segundo termo estão os ângulos intermediários até aproximadamente 30° , assim a amplitude será dada pelos dois primeiros termos da expressão (2.41). Já o terceiro termo é dominado por ângulos de incidência próximos ao ângulo crítico sendo a amplitude resultante obtida da soma dos três termos da aproximação de Shuey. Portanto, para ângulos de incidência restrita até 30° , o que está em concordância com os ângulos encontrados no experimento sísmico para profundidades de interesse na exploração de hidrocarbonetos, têm-se uma equação linear em $\text{sen}^2 \Theta$. Essa equação, freqüentemente, é vista na literatura na forma

$$R_{pp}(\Theta) \approx A + B \text{sen}^2 \Theta. \quad (2.44)$$

Comparando-se as equações (2.41) e (2.44) fica claro que A é o coeficiente de reflexão à incidência normal

$$A = R_p, \quad (2.45)$$

da mesma forma B é igual a

$$B = A_0 R_p + \frac{\Delta v}{(1-\nu)^2}. \quad (2.46)$$

Exibindo-se R_{pp} contra $\sin^2 \Theta$, obtém-se uma reta cuja interseção com o eixo vertical é A (*AVO intercept*) e cuja inclinação desta mesma reta fornece o chamado *AVO gradient* (B).

Wiggins et al. (1983) mostraram que se a razão V_p/V_s está acima de 2, para pequenos ângulos de incidência têm-se

$$B = R_p - 2R_s. \quad (2.47)$$

Os coeficientes de reflexão segundo Shuey e Wiggins são facilmente obtidos por regressão linear sendo a base para muitos procedimentos de análise de AVO.

Hilterman (1989) derivou outra aproximação interessante

$$R_{pp}(\Theta) \approx R_p \cos^2 \Theta + 2.25 \Delta v \sin^2 \Theta, \quad (2.48)$$

onde para pequenos ângulos de incidência o primeiro termo domina enquanto que para ângulos maiores predomina a variação da razão de Poisson (Δv).

Uma outra aproximação para o coeficiente de reflexão R_{PP} é dada em termos dos contrastes de impedância, segundo Beydoun (1992) *apud* Hanitzsch (1995)

$$R_{PP}(\Theta) \approx \frac{I}{2 \cos^2 \Theta} \frac{\Delta(\rho V_p)}{V_p} - \frac{4 \sin^2 \Theta V_S^2}{V_p^2} \frac{\Delta \rho V_S}{V_S} - \frac{I}{2} \left(\tan^2 \Theta - \frac{4 \sin^2 \Theta V_S^2}{V_p^2} \right) \frac{\Delta \rho}{\rho}. \quad (2.49)$$

Hanitzsch (1995) comparou os resultados das amplitudes obtidos através das equações (2.40), (2.41) e (2.49) em modelos sintéticos. Apesar da parametrização de Shuey ser a mais popular, a parametrização que utiliza os contrastes de impedância é a que fornece os melhores resultados para a inversão de AVO

2.6 Fatores que afetam as amplitudes sísmicas:

Durante anos a técnica de AVO tem sido utilizada com ou sem sucesso, normalmente como um indicador da litologia, mas em muitos casos como um indicador de hidrocarbonetos. Muitos dos insucessos estão associados a fatores que afetam as amplitudes sísmicas. Em estudos de AVO a informação que se deseja obter é a variação do coeficiente de reflexão (amplitude) com o afastamento. Uma revisão completa acerca dos fatores que afetam as amplitudes sísmicas encontra-se em Sheriff (1975).

Pode-se dizer que dentre os fatores que afetam as amplitudes sísmicas existem aqueles que contem informações do substrato, é o caso do efeito de *tuning* ou composição de reflexões múltiplas e das conversões de modo e existem aqueles que são considerados puramente ruído. Dentre os que são tidos como ruído há um grupo que não apresenta dependência com o afastamento, como por exemplo, ruídos aleatórios, ruídos instrumentais e acoplamento fonte-receptor. Num segundo grupo estão aqueles que possuem dependência com o afastamento, tais como a diretividade da fonte e do receptor, a resposta do arranjo, múltiplas, ruídos coerentes, erros de NMO, complexidade estrutural, perdas por transmissão e o espalhamento geométrico.

Os fatores que apresentam dependência com o afastamento são, por conseguinte, prejudiciais ao sucesso da análise de AVO. O efeito de *tuning*, por exemplo, é causado pela interferência de dois refletores sucessivos com tempo de trânsito muito próximos, correspondendo muitas vezes a topo e base de uma camada de areia com gás. No caso, os dois coeficientes de reflexão poderão ter valores absolutos iguais e polaridades opostas, o resultado final da convolução com o pulso sísmico corresponderá a um evento que terá sua amplitude dependente da espessura da camada e do conteúdo de frequência da assinatura da fonte. Esse efeito poderá causar um aumento ou uma diminuição da amplitude com o afastamento dependendo do produto da espessura contra a frequência, como mostrado na figura (2.7). Ostrander (1984) mostrou que pode ocorrer um efeito de *tuning* diferencial a depender da variação da espessura da camada para afastamentos curtos e longos, o que causaria uma variação na amplitude com o afastamento comprometendo qualquer análise de AVO neste dado.

A atenuação de múltiplas é outro passo importante no processamento voltado para AVO, principalmente em dados marítimos. A fim de eliminar este tipo de ruído é aplicado, freqüentemente, um filtro FK. Esse método está baseado na discriminação dos tempo de NMO entre múltiplas e primárias. No entanto este tipo de filtragem não tem capacidade de lidar com geometrias complexas além de ser mais efetivo para afastamentos longos do que para afastamento curtos, podendo neste caso falsear a amplitude. Outro tipo comum de filtragem utilizada é a baseada na transformada de Radon. No caso de estudos de AVO ela deve ser priorizada pois tem habilidade de lidar com geometrias irregulares e faz a atenuação mais equânime para os diversos afastamentos não alterando a curva de AVO original. Métodos de eliminação baseados na forma da onda são também bastante interessantes, no entanto, na sua maioria só trabalham com a atenuação da múltipla associada a superfície livre sem remover múltiplas internas.

Dos efeitos que influenciam as amplitudes sísmicas, a correção do fator de espalhamento geométrico é mandatória quando deseja-se trabalhar com estudos das amplitudes sísmicas. Para um modelo da terra 2,5D consistindo de camadas isotrópicas, horizontais e homogêneas, assumindo-se ainda uma fonte pontual, pode-se dizer que a frente de onda se propaga na forma de uma esfera que se expande continuamente. Desprezando-se a absorção, o produto da área da

esfera pela intensidade da onda deve se manter constante, para que a energia total se mantenha inalterada. Dessa forma, a intensidade da frente de onda decai de maneira proporcional ao inverso do quadrado da distância. Neste caso, uma expressão em termos do tempo duplo de trânsito, da velocidade da camada inicial e da velocidade de RMS fornece o fator de correção para as reflexões primárias como mostrado por Newman (1973).

Numa geologia complexa, onde muitas vezes observa-se a presença de interfaces refletoras curvas, ocorrem pontos onde a energia sísmica pode estar espalhada ou concentrada (figura 2.8). Este tipo de problema até hoje não foi satisfatoriamente tratado mas é certo que estruturas complexas, freqüentemente, resultam em grandes variações laterais na função velocidade o que origina distorções na análise de AVO.

Como resultado do TA MZO, as amplitudes das reflexões primárias na seção simulada de afastamento nulo são dadas pelo coeficiente de reflexão dependente do afastamento dividido pelo fator de espalhamento geométrico no afastamento nulo. Assim, obtém-se uma amplitude onde a dependência do espalhamento geométrico com o afastamento está eliminada, garantindo que único fator que depende do afastamento é o coeficiente de reflexão.

O processamento dos dados sísmicos é com certeza o ponto fundamental em estudos da variação da amplitude com o afastamento, portanto a seqüência de processamento e os parâmetros utilizados nos algoritmos devem ser escolhidos de forma a fornecer uma informação que esteja livre dos fatores que afetam as amplitudes. De forma geral, o dado sísmico deve apresentar um fluxo de processamento com dois objetivos principais; remover os ruídos isolando a refletividade do evento de interesse e não corromper a informação de AVO. Muito já se discutiu sobre a seqüência de processamento ideal em estudos de AVO. De modo geral, o que é comum a todos os fluxos propostos é que:

- nenhum tipo de equalização deve ser aplicada;
- a deconvolução deve ser feita preservando-se a amplitude;

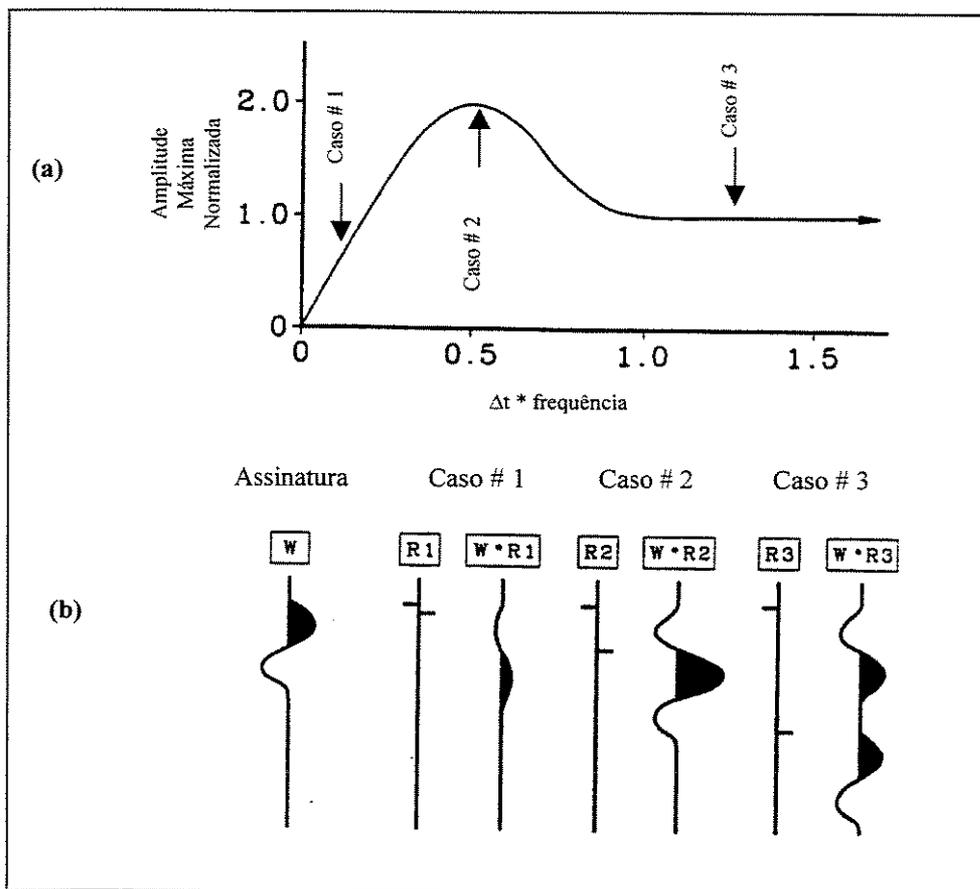


Figura 2.7:(a) Amplitude máxima normalizada versus produto tempo frequência mostrando o efeito de tuning em casos 1, 2 e 3, indicados por setas. (b) Convolução da assinatura da fonte com três funções refletividades R_1 , R_2 e R_3 as quais correspondem aos casos 1, 2 e 3.

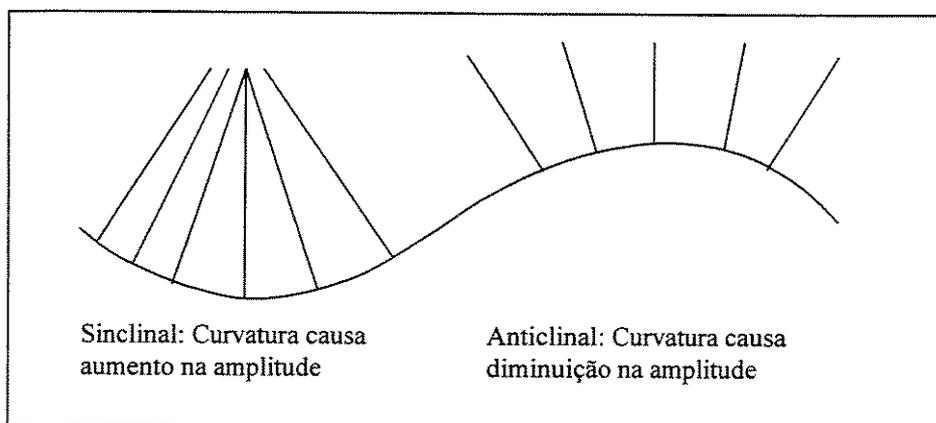


Figura 2.8: Efeito da curvatura do refletor na amplitude sísmica.

- a velocidade deve estar apropriada;
- o silenciamento dos dados não pode ser muito severo;
- métodos estatísticos com consistência superficial podem ser utilizados a fim de obter um balanceamento das amplitudes sísmicas;
- a remoção de múltiplas é obrigatória em dados sísmicos marítimos; e
- deve-se corrigir a dependência do espalhamento geométrico com o afastamento.

2.7 Interpretação dos dados de AVO:

Rutherford e Williams (1989) definiram três classes distintas de anomalias de AVO em areias com gás, veja figura (2.9). Classe I ocorre quando o AVO *intercept* é fortemente positivo acarretando um decréscimo da amplitude versus o afastamento. Nesse caso pode ocorrer uma inversão de polaridade nos afastamentos longos, visto que a impedância da camada inferior é maior que a da camada sobrejacente. A Classe II pode apresentar um aumento ou diminuição da amplitude com o afastamento, o AVO *intercept* pode ser positivo ou negativo, pode haver mudança de sinal nos afastamentos curtos a médios e a impedância acústica dos meios é quase a mesma. A Classe III é conhecido como AVO clássico. Nela o coeficiente de reflexão à incidência normal é altamente negativo e têm-se o aumento da amplitude com o afastamento.

Anomalias de amplitude associadas à presença de hidrocarbonetos podem exibir um decréscimo ou aumento da amplitude com o afastamento (veja tabela (2.2)) a depender do modelo geológico. Assim sendo, a associação clássica do termo anomalia de AVO para caracterizar o aumento da amplitude com o afastamento é inapropriada o que levou a abusos e insucessos do método de AVO. A observação visual de seções de empilhamento parciais, que é prática comum na indústria, não é suficiente para realizar uma análise de AVO criteriosa, por conseguinte formas de exibição conhecidas como indicadores de AVO foram desenvolvidas com o intuito de auxiliar a interpretação dos dados.

Os indicadores de AVO são o resultado da combinação dos atributos A (*AVO intercept*) e B (*AVO gradient*), que são obtidos através de uma regressão linear no gráfico $R(\Theta)$ (valores de amplitude no domínio CMP contra $\sin^2\Theta$), conforme ilustrado na figura (2.10). Um indicador simples de AVO pode ser obtido através de seções sísmicas coloridas (seção de *intercept* e seção de *gradient*) onde, normalmente, a cor vermelha indicaria a presença de hidrocarbonetos.

Smith e Gidlow (1987) introduziram a noção de fator de fluido. Uma seção de fator de fluido é meramente mais uma combinação dos atributos A e B . Considerando-se $V_p/V_s = 2$, a equação de Gardner para V_p e a *mudrock line* para derivar V_s , o fator de fluido é dado por:

$$\text{Fator de Fluido} = 1,252 A - 0,58 B. \quad (2.50)$$

Tabela 2.2: Resumo do comportamento do AVO para as várias classes de arenitos com gás.

Classe	Impedância Relativa	Quadrante (<i>Crossplotting</i>)	A	B	Resposta de AVO
I	Maior que a unidade sobrejacente	IV	positivo	negativo	Diminui
II	Próxima da unidade sobrejacente	II, III ou IV	pos. ou neg.	negativo	Aumenta ou diminui
III	Menor que a unidade sobrejacente	III	negativo	negativo	Aumenta
IV	Menor que a unidade sobrejacente	II	negativo	positivo	Diminui

Castagna e Smith (1994) mostraram que o produto de AVO ($A \times B$), que é um bom indicador para areias com gás classe III em profundidades rasas, é freqüentemente inapropriado para a detecção de hidrocarbonetos em seções clásticas com resposta de AVO tipo I e II. Ele propôs então a diferença entre A e B como indicador de AVO para areias com qualquer tipo de impedância acústica.

Castagna e Swan (1997) sistematizaram os princípios do AVO *crossplotting*. Este indicador é muito útil para interpretar a anomalia de amplitude num contexto litológico e do tipo de fluido contido no espaço poroso. Pela figura (2.11) vê-se que o *crossplot* é um gráfico de A contra B mostrando, freqüentemente, que existe uma tendência geral (*background trend*) para reflexões relacionadas a rocha sem hidrocarboneto. A depender da razão V_p/V_s essa tendência geral pode estar deslocada (figura 2.12). Desvios desta tendência podem indicar a presença de

hidrocarbonetos (figura 2.13). Ao observar-se o gráfico AxB fica claro que areias com gás podem exibir um comportamento completamente distinto da idéia clássica de que a amplitude aumenta com o afastamento.

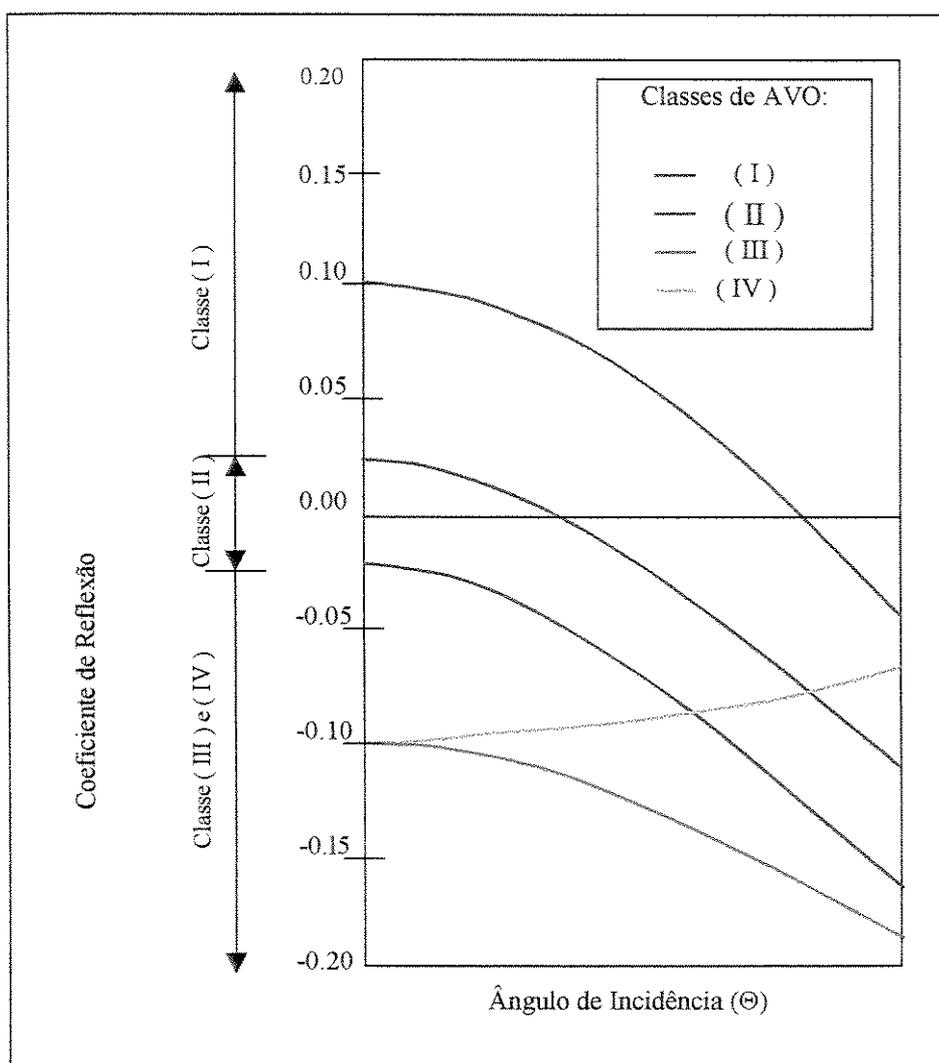


Figura 2.9: Classificação de Rutherford e Williams (1989) para areia com gás modificada por Castagna (1997). Note que as areias com gás classe III e IV apresentam o mesmo coeficiente de reflexão à incidência normal sendo que no primeiro tipo a amplitude aumenta com o afastamento enquanto que no segundo a amplitude decai.

Neste mesmo trabalho os autores também propuseram uma classificação das respostas de AVO baseada na posição do coeficiente de reflexão da anomalia de interesse no gráfico $A \times B$. Inicialmente, a tendência geral para o dado analisado deve estar definida; em seguida, o coeficiente de reflexão do topo da areia com gás é disposto abaixo da tendência geral, e a reflexão na base do arenito exibida acima da tendência geral. A posição destes dentro do *crossplot* fornece o tipo de resposta de AVO de acordo com o apresentado na figura (2.14). Esta classificação é idêntica à de Rutherford e Williams (1989) com exceção de uma classe adicional (Classe IV). Neste tipo de AVO o coeficiente à incidência normal é negativo enquanto o AVO *gradient* tem um comportamento anômalo sendo positivo, portanto a amplitude diminuirá com o aumento do afastamento (veja tabela 2.2). Esse tipo de AVO pode ocorrer, por exemplo, em areias com gás de baixa impedância que possuam velocidade de cisalhamento inferior a velocidade do folhelho encaixante.

Infelizmente nenhum destes indicadores fornece sozinho a informação desejada. O AVO *crossplotting* apesar de ser o mais apropriado indicador em estudos de AVO falha na presença de erros de NMO. Assim sendo seções de empilhamento parcial são ainda necessárias para realizar a análise de AVO.

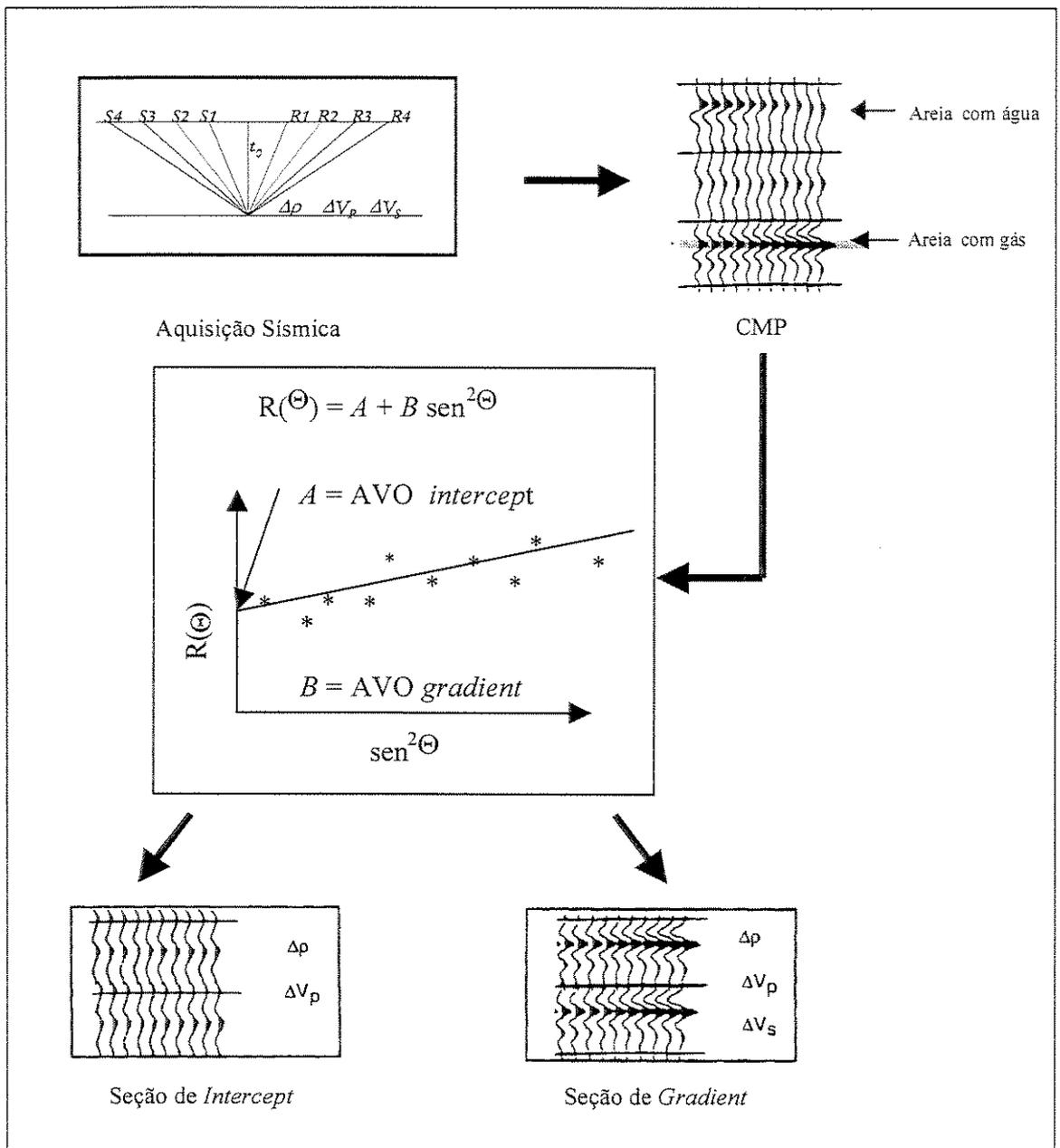


Figura 2.10: Obtenção dos atributos A e B, fundamentais na análise de AVO.

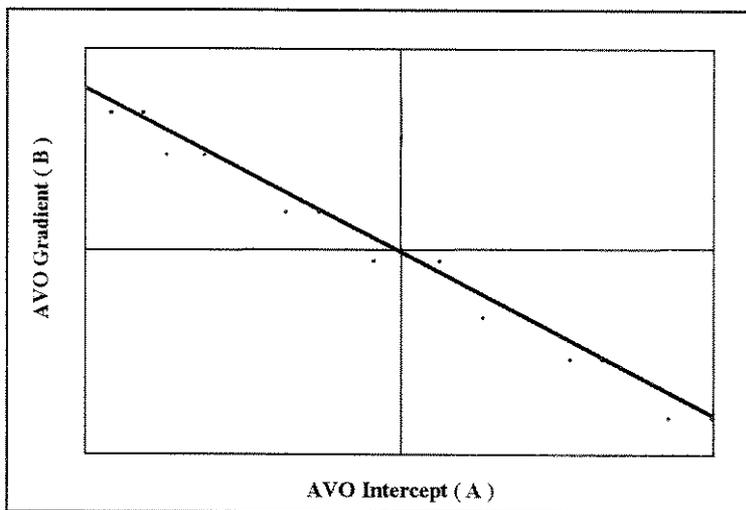


Figura 2.11: AVO Crossplotting.

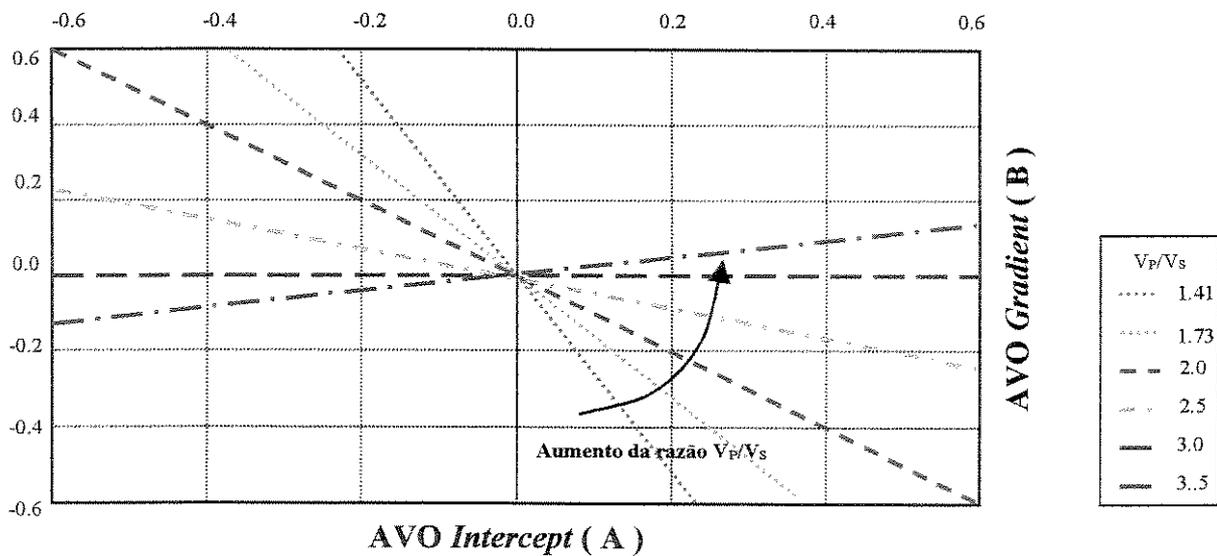


Figura 2.12: Crossplotting mostrando a variação na tendência geral para diferentes valores da razão V_p/V_s .

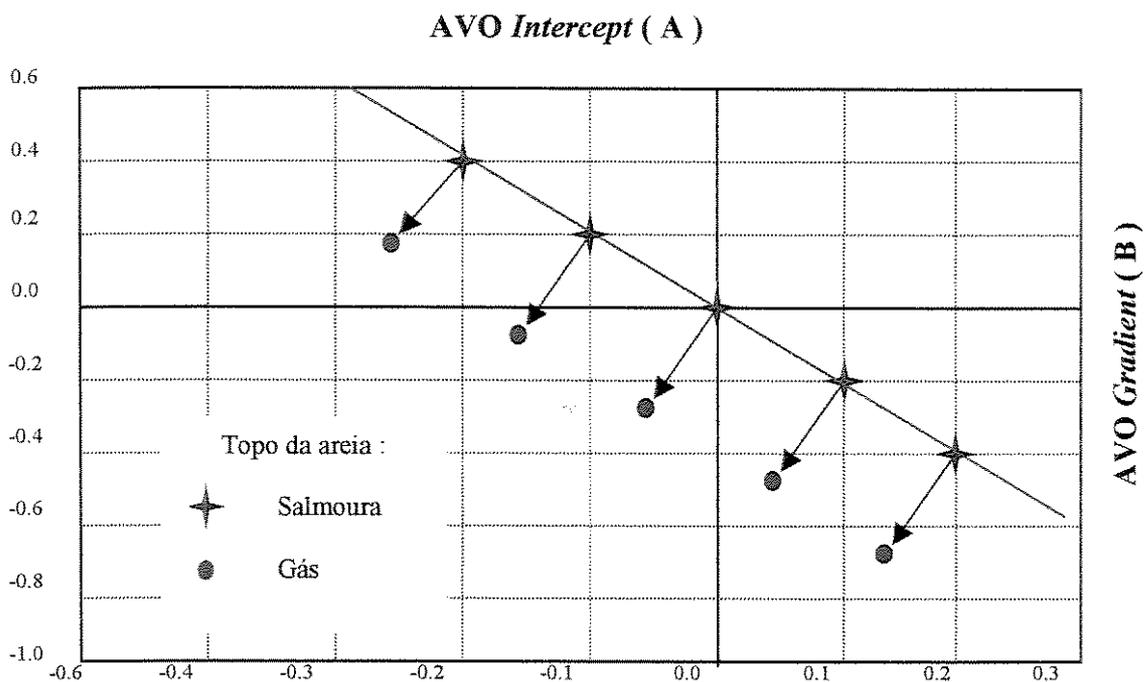


Figura 2.13: Desvios da tendência geral obtida a partir de dados de petrofísica. Esses desvios podem indicar a presença de hidrocarbonetos.

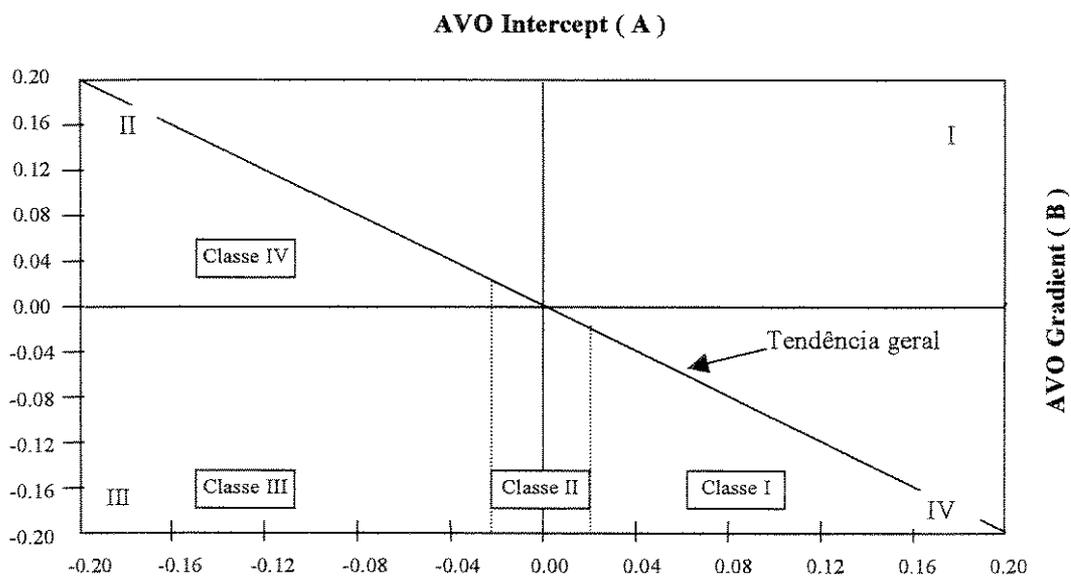


Figura 2.14: Classificação da resposta de AVO segundo a posição da reflexão de interesse no Crossplot de A x B.

Capítulo 3

Método Unificado de Imageamento Sísmico em Meios 2,5D

De acordo com a abordagem unificada de imageamento 3D em Hubral et al. (1996) e Tygel et al. (1996) existem duas operações básicas que quando combinadas podem resolver inúmeros problemas de imageamento. Estas são a migração, cujo objetivo é obter o posicionamento correto em profundidade dos refletores a partir do registro sísmico e a demigração, que é o processo inverso da migração (em profundidade) desde que a configuração de medição, o código do raio e o macro modelo de velocidades permaneçam inalterados e que determinadas condições de unicidade sejam satisfeitas. Observa-se que a demigração não constitui um modelamento direto já que não há propagação de onda envolvida. Ela nada mais é do que a aplicação direta de uma técnica de imageamento resultante de um empilhamento ao longo de isócronas.

Do ponto de vista cinemático, uma forma de executar uma migração em profundidade é realizar o empilhamento ao longo de superfícies de Huygens (ou superfícies de difração), posicionando os resultados nos pontos correspondentes a essas superfícies em profundidade. Da mesma forma, o empilhamento dos dados migrados ao longo de isócronas, posicionados corretamente no domínio do tempo, é a síntese da demigração. O aspecto dinâmico destas duas operações está associado à preservação da amplitude realizado através de pesos na integral de empilhamento ao longo de difrações e ao longo de isócronas.

Ainda de acordo com estes autores, outros problemas de imageamento podem ser vistos como a aplicação destas duas operações em seqüência, onde a configuração de medição, o modelo de velocidades ou o código do raio podem ser alterados de um passo para o outro conforme o problema a ser resolvido.

A migração para afastamento nulo em verdadeira amplitude (TA MZO) é, portanto, uma transformada de configuração, podendo ser executada em dois passos como o resultado seqüencial de uma migração em profundidade com a configuração de afastamento comum seguida de uma demigração para a configuração de afastamento nulo, ou em um único passo, como resultado do encadeamento analítico das integrais de migração e demigração proporcionando uma solução única definida como curva de empilhamento do MZO.

Espera-se que a solução encadeada seja menos sensível ao modelo de velocidades do que as duas operações executadas separadamente. Dessa forma, a solução em um único passo é desejável, sendo mais robusta, estável e econômica, visto que existe somente uma integral a ser solucionada, em contraste com as duas do caso dos dois passos.

3.1 Parametrização do Modelo e a Configuração de Medição

Supõem-se que a linha de aquisição sísmica esteja localizada ao longo do eixo cartesiano x , e que o eixo cartesiano z apontando para baixo caracteriza a profundidade. Supõem-se ainda que o meio não apresenta variações na direção perpendicular à linha sísmica, isto é, ao longo do eixo y , como mostrado na figura (3.1). Em outras palavras, considera-se a situação 2,5D (Bleistein, 1986), onde a propagação da onda sísmica é 3D e o modelo geológico é 2D.

Seja a subsuperfície formada pela sobreposição de camadas estratificadas, isotrópicas, e não homogêneas separadas por interfaces refletoras suaves (figura 3.2), de tal forma que a propagação da onda é descrita pela teoria do raio de ordem zero para reflexões primárias (Cerveny, 1985 e 1987).

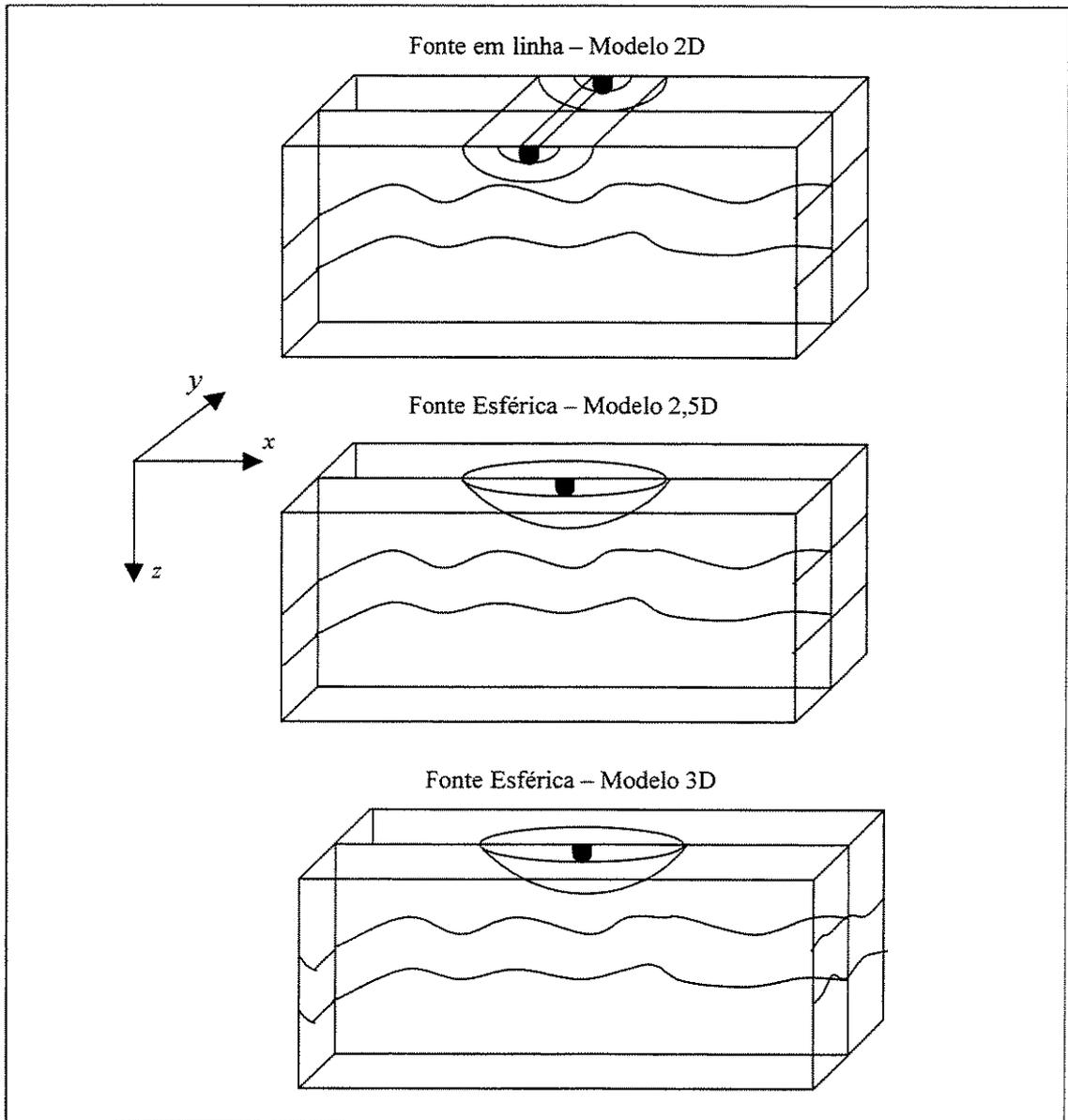


Figura 3.1: Esquema dos modelos 2D, 2,5D e 3D, em função do tipo de propagação e do número de dimensões do meio.

Sob estas condições, as ondas emitidas por uma fonte pontual localizada no eixo x são registradas por receptores também localizados no eixo x propagando-se idealmente no plano (x,z) . Portanto, basta considerar este plano para descrever a propagação das ondas de interesse. Assim sendo, valem certas simplificações da teoria dos raios (Bleistein, 1986). O exemplo mais importante é o fator de espalhamento geométrico 3D que se decompõem em duas contribuições; o fator de espalhamento geométrico 2D e o fator que leva em conta o espalhamento da energia fora do plano. O traçado dinâmico de raios permite quantificar ambos fatores (Cerveny, 1987; 1996).

Dentro do plano (x,z) , um ponto genérico M terá coordenadas (x,z) . Uma das interfaces refletoras é o refletor de interesse sendo denotado por Σ . Ele é composto por pontos M com coordenadas $(x,z=\Sigma(x))$ onde x varia ao longo da abertura E do refletor, isto é, a projeção da parte do refletor Σ que foi iluminada pelo experimento sísmico.

A configuração original é a de afastamento comum parametrizada pela coordenada ξ relativa ao ponto médio entre fonte $S(\xi)$ e receptor $G(\xi)$. Em outra palavras,

$$S(\xi) = \xi - h \text{ e} \tag{3.1}$$

$$G(\xi) = \xi + h \tag{3.2}$$

onde $h > 0$ é a distância relativa a meio afastamento fonte e receptor, ou seja, $h = (G(\xi) - S(\xi))/2$. A coordenada ξ varia em um intervalo A chamado abertura do experimento sísmico. Supõem-se que todas as fontes $S(\xi)$ emitem pulsos idênticos e que todos os receptores $G(\xi)$ possuem características idênticas.

No domínio do tempo, um ponto genérico N será parametrizado pelas coordenadas (ξ,t) , com t crescendo para cima. As reflexões primárias de interesse, resultantes da configuração

original, estão distribuídas ao longo de uma curva de tempo de trânsito definida como Γ sendo composta por pontos N de coordenadas $(\xi, t = \tau(\xi))$.

Assume-se que a seção sísmica em afastamento comum é composta de traços analíticos $U(\xi, t)$, onde t varia ao longo do tempo de registro ($0 < t < T$). O traço analítico é composto do sinal sísmico registrado como parte real adicionado da sua transformada de Hilbert como parte imaginária (Tygel e Hubral, 1987). Assim sendo, pode-se quantificar o deslocamento de fase das reflexões primárias como sendo o resultado de cáusticas.

A configuração de medição de saída desta transformada de configuração é a de afastamento nulo. Nela, as fontes $S_0 = S_0(\xi_0)$ e os geofones $G_0 = G_0(\xi_0)$ são coincidentes. Todas as considerações feitas para o caso do afastamento comum são válidas para o afastamento nulo desde que nas expressões (3.1) e (3.2) h seja igual a zero. O traço analítico nesta configuração de medição será definido como $\hat{U}_0(\xi_0, t_0)$. O valor de ξ_0 está confinado à nova abertura do experimento sísmico A_0 . A figura 3.2 ilustra as duas configurações de medição estando esquematizadas segundo os seus respectivos posicionamentos de fonte e receptor.

O objetivo do MZO tipo Kirchhoff é transformar as reflexões primárias (no afastamento comum) que são encontradas na seção de afastamento comum ao longo das curvas de tempo de trânsito $\Gamma: t = \tau(\xi)$ na sua correspondente de afastamento nulo $\Gamma_0: t_0 = \tau_0(\xi_0)$.

3.2 Integral de Empilhamento Ponderada para o MZO

O problema específico da transformada de configuração para afastamento nulo ou migração para afastamento nulo (MZO) apresenta como configuração de medição original o afastamento comum, onde os dados de entrada são definidos como $U(\xi, t)$ e como configuração de medição desejada o afastamento nulo cuja seção em afastamento nulo simulada é descrita pela notação $\hat{U}_0(\xi_0, t_0)$.

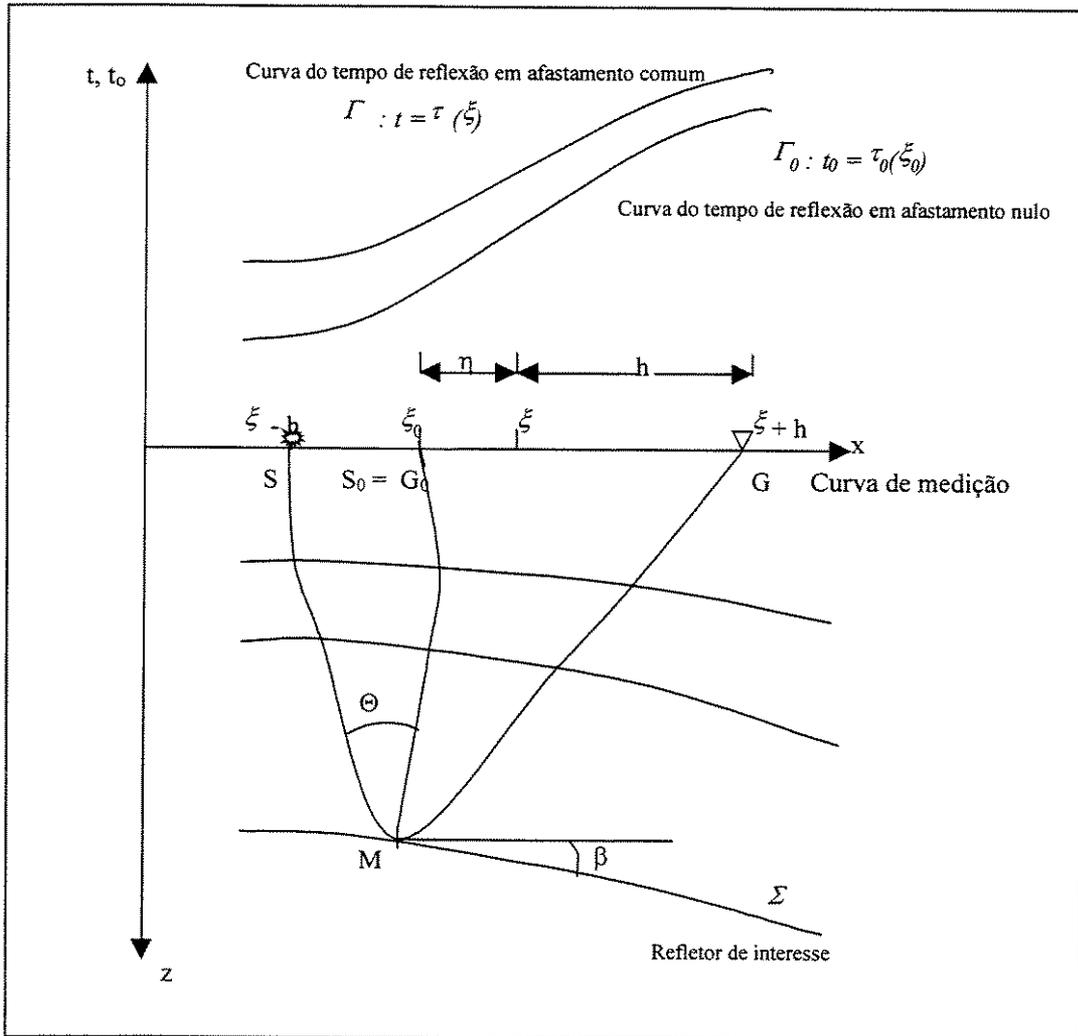


Figura 3.2: Modelo da Terra 2D lateralmente não homogênea para o MZO 2.5D

O traço sísmico na seção de afastamento comum $U(\xi, t)$ é assumido como sendo um sinal analítico relacionada a um único par fonte-receptor, resultado de uma única reflexão primária descrita pela teoria do raio de ordem zero como

$$U(\xi, t) = \mathbf{A}(\xi) \mathbf{F}[t - \tau(\xi)], \quad (3.3)$$

onde $\mathbf{A}(\xi)$ é o fator de amplitude, $\mathbf{F}(t)$ é a assinatura da fonte e τ é tempo de trânsito da reflexão ao longo do raio de trajetória $S(\xi)M_R G(\xi)$. O ponto M_R é aquele onde ocorreu uma reflexão primária no refletor de interesse (Σ) que será imageado, e possui coordenadas $(x, z = \Sigma(x))$.

O fator de amplitude $\mathbf{A}(\xi)$ é expresso como em Tygel et al. (1994)

$$\mathbf{A}(\xi) = R(\xi) \frac{\mathbf{B}(\xi)}{L(\xi)}, \quad (3.4)$$

$$\text{e portanto, } U(\xi, t) = R(\xi) \frac{\mathbf{B}(\xi)}{L(\xi)} \mathbf{F}(t - \tau(\xi)), \quad (3.5)$$

sendo \mathbf{B} as perdas por transmissão, L o fator de espalhamento geométrico e R o coeficiente de reflexão para ondas planas. Vale salientar que todas as quantidades até aqui tratadas dependem do parâmetro ξ e das coordenadas do ponto M_R . Supondo-se que as perdas por transmissão podem ser corrigidas ou desprezadas a reflexão primária no refletor de interesse $U(\xi, t)$ é expressa na forma

$$U(\xi, t) = \frac{R(\xi)}{L(\xi)} \mathbf{F}(t - \tau(\xi)). \quad (3.6)$$

Por outro lado $U_0(\xi_0, t_0)$, que representa o sinal analítico para a configuração de medição em afastamento nulo, pode ser descrito de maneira análoga a anterior, e portanto

$$U_0(\xi_0, t_0) = \mathbf{A}_0(\xi_0) F[t_0 - \tau_0(\xi_0)] \text{ sendo } \mathbf{A}_0(\xi_0) = \frac{R_0(\xi_0)}{L_0(\xi_0)}, \quad (3.7)$$

onde as quantidades $\tau_0(\xi_0)$, $R_0(\xi_0)$ e $L_0(\xi_0)$ possuem significados semelhantes àqueles anteriores.

A expressão analítica que em um único passo representa a operação de migrar os traços sísmicos da seção original em afastamento comum e demigrá-los para a configuração de medição desejada obtendo uma seção simulada em afastamento nulo em amplitude verdadeira é uma integral de empilhamento tipo Kirchhoff. Para cada ponto $N_0 = (\xi_0, t_0)$ na seção a ser simulada, ela é

$$\hat{U}_0(\xi_0, t_0) = \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \int_A d\xi K_{MZO}(\xi, N_0) D^{1/2} U(\xi, t) \Big|_{t=\tau_{MZO}(\xi, N_0)} \quad (3.8)$$

onde $t = \tau_{MZO}(\xi, N_0)$ é a curva de empilhamento para o MZO, ξ varia ao longo da abertura A , $D^{1/2}$ representa o operador de meia derivada em tempo negativo (Tygel et al., 1998) e $K_{MZO}(\xi, N_0)$ é a função peso.

Pela expressão (3.8) vê-se que para cada ponto N_0 na seção de afastamento nulo a ser simulada será posicionado um valor de amplitude obtido pelo empilhamento ponderado ao longo da curva de MZO.

3.3 Avaliação Assintótica da Solução num Único Empilhamento:

Como mostrado em Schleicher et al (1993), a integral (3.8) pode ser avaliada assintoticamente pelo método da fase estacionária (Bleistein, 1984) para as altas frequências, no ponto estacionário.

Pelo proposto em Bleistein (1984), um ponto estacionário é definido apenas pela primeira das duas equações

$$\begin{aligned} \nabla_{\xi} \tau_F(\xi, N_{0R}) \Big|_{\xi=\xi_R} &= 0 \\ \tau_F(\xi_R, N_{0R}) &= \tau_{MZO}(\xi_R, N_{0R}) - \tau_R(\xi_R) = 0 < L \end{aligned} \quad (3.9)$$

a segunda expressão em (3.9) fornece o fator de estiramento para o MZO onde L é a largura do pulso sísmico. Para os pontos N_{0R} , as contribuições para a integral de empilhamento vêm apenas dos pontos ξ_R que satisfazem a ambas as condições. O par de equações acima descreve o fato de que a curva de tempo de trânsito $\Gamma: t = \tau(\xi)$ é tangente à curva do MZO $t = \tau_{MZO}(\xi, N_{0R})$ em ξ_R , conforme o primeiro teorema da dualidade em Tygel et al. (1995).

O resultado da avaliação assintótica da integral (3.8) pode ser visto abaixo

$$\hat{U}_0(\xi_0, t_0) \approx \mathbf{S}_{MZO}(\xi_R, N_{0R}) \mathbf{A}(\xi_R) \mathbf{F}[t - \tau(\xi_R)], \quad (3.10)$$

sendo,

$$\mathbf{S}_{MZO}(\xi_R, N_{0R}) = \frac{K_{MZO}(\xi_R, N_{0R})}{\sqrt{|H|}} e^{\frac{-\pi k}{4}}. \quad (3.11)$$

Na equação (3.11) H é a derivada segunda de τ_F em relação a ξ avaliada em ξ_R devendo ser diferente de zero, e k é igual a $1 - \text{sgn } H$, onde sgn é a função sinal definida como 1 se $H > 0$, 0 se $H = 0$ e -1 se $H < 0$.

3.4 Distorção do Pulso para o MZO:

Até aqui nada foi mencionado acerca da forma do pulso. Sabe-se que uma reflexão primária obtida com uma configuração de medição qualquer, desde que satisfaça a condição de unicidade, onde para cada par fonte – receptor é registrado somente um pulso sísmico, pode ser representada por uma faixa de sinal com largura L associada ao comprimento da assinatura da fonte no domínio do tempo. A curva de tempo de trânsito $\tau(\xi)$ está localizada no limite inferior desta faixa, assumindo-se um pulso de fase mínima.

Ao aplicar-se o MZO aos dados sísmicos, o refletor imageado passa a ser representado por uma faixa migrada de largura distinta daquela original. Nota-se que esta faixa migrada

apresentará, muitas vezes, espessura variável ao longo do refletor imageado, o que dificultará a interpretação do registro sísmico. Este efeito é definido como distorção do pulso, ao qual relaciona-se um fator de estiramento que será denotado como m_{MZO} .

Este fator descreve o estiramento do sinal simulado em afastamento nulo quando comparado com o sinal real obtido em um experimento sísmico com configuração de medição de afastamento nulo. Isto significa que o ponto N_0 está na vizinhança de N_{0R} . O ponto N_{0R} é a projeção vertical de N_0 sobre a curva de tempo de trânsito de afastamento nulo $T_{0R}(N_{0R})$, observe a figura (3.3).

Como demonstrado em Tygel et al. (1998) encontra-se o simples resultado para o fator de estiramento no MZO

$$m_{MZO}(\xi_R, N_{0R}) = \cos \Theta, \quad (3.12)$$

onde Θ define o ângulo de incidência da reflexão original no afastamento comum, ou seja o sinal de reflexão simulado em afastamento nulo é estirado em relação ao sinal sísmico original em afastamento comum ou em relação a uma seção de afastamento nulo real de um valor correspondente ao coseno do ângulo de incidência, conseqüentemente o conteúdo de frequência será escalonado por este valor.

Finalmente, como demonstrado por Tygel et al. (1998), a expressão para a reflexão simulada em afastamento nulo é reescrita como função do fator de estiramento na vizinhança do ponto N_0 localizado na vizinhança de N_{0R} , ou seja

$$\hat{U}_0(\xi_0, t_0) \approx F[\cos \Theta(t_0 - \tau_{0R}(\xi_{0R}))] \mathbf{S}_{MZO}(\xi_R, N_{0R}) \mathbf{A}(\xi_R). \quad (3.13)$$

Vale salientar que o fator de estiramento não é afetado pela função peso. Como consequência todos os métodos de MZO à verdadeira amplitude, independentes de suas funções peso, produzem o mesmo fator de estiramento.

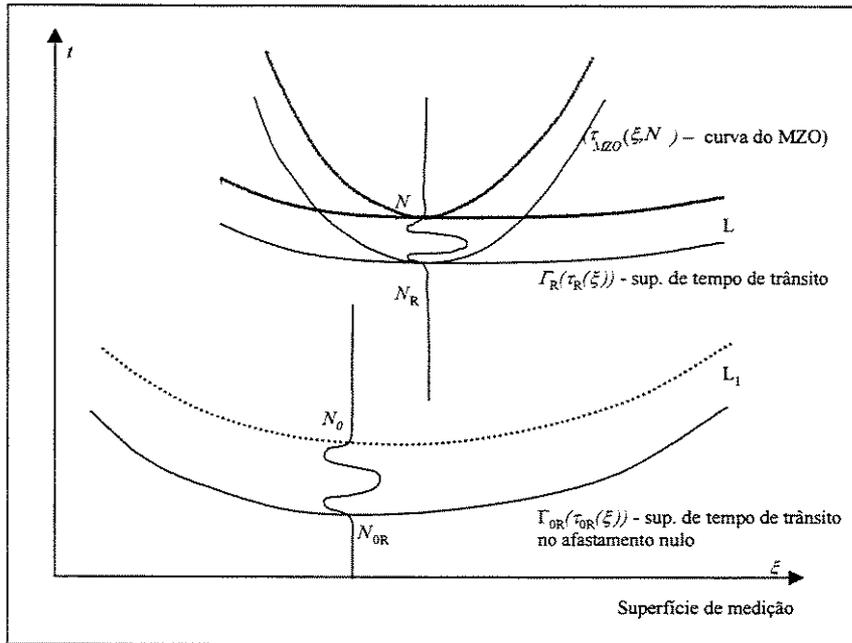


Figura 3.3: Esquema mostrando a formação do fator de estiramento no MZO.

3.5 Curva de Empilhamento do MZO para Velocidades Constantes:

A curva de empilhamento do MZO é o lugar onde se localizam todas as contribuições na seção de afastamento comum para a determinação da amplitude em cada ponto $N_0 = (\xi_0, t_0)$ na seção de afastamento nulo a ser simulada.

A construção da curva de empilhamento para a migração em afastamento nulo pode ser feita segundo dois procedimentos. No primeiro, a partir de um ponto fixo N_0 de coordenadas (ξ_0, t_0) no domínio do tempo, é construída a isócrona em profundidade $z = \zeta_0(x, N_0)$ representando a migração do ponto N_0 com a configuração de medição de afastamento nulo. Para o caso de

velocidade constante, esta isócrona é um semi-círculo com raio $R_0 = vt_0 / 2$ que contém todos os pontos M para os quais

$$\tau(S_0, M) + \tau(M, G_0) = t_0. \quad (3.14)$$

Em seguida, esta isócrona (3.14) deve ser encarada como um refletor e registrá-la segundo uma configuração de afastamento comum, ou seja deve-se demigrar a isócrona de afastamento nulo para o domínio do tempo com a configuração de medição do afastamento comum. A curva de empilhamento para o MZO será o envelope de todas as curvas de difrações com afastamento comum para os pontos M pertencentes a isócrona de afastamento nulo.

O segundo procedimento explora a relação de tangência entre a isócrona de N_0 referente ao afastamento nulo e as diversas isócronas de pontos N na seção de afastamento comum. Os pontos de tangência entre estas isócronas, se existirem, são pontos de reflexão especular para raios pertencentes às duas configurações. Assim, o ponto N situado sobre a curva de empilhamento é a soma dos tempos de trânsito dos segmentos de raio que unem a fonte $S(\xi)$ até M_I (localizado na isócrona de afastamento nulo) e de M_I até $G(\xi)$ com ponto médio em ξ , sendo M_I o ponto de tangência:

$$t = \tau(S, M_I) + \tau(M_I, G). \quad (3.15)$$

A figura (3.4a) permite obter uma visão geométrica do proposto até aqui. A condição para que o ponto N , na seção de afastamento comum, pertença à curva de empilhamento do MZO, para um ponto fixo N_0 na seção de afastamento nulo, é que a isócrona $\zeta_0(x, N_0)$ seja tangente a isócrona $\zeta(x, N)$. O ponto de tangência M_I representa o ponto de incidência na isócrona de afastamento nulo de N_0 , que se relaciona com a seção de afastamento comum em N , ou ainda o ponto de reflexão especular na isócrona de afastamento comum de N , o qual se relaciona com a reflexão no afastamento nulo em N_0 .

A curva de empilhamento representa, conseqüentemente, a relação entre o tempo em afastamento nulo e o não nulo, podendo ser deduzida, do ponto de vista cinemático, a partir de raciocínio semelhante ao da resposta impulsiva do DMO. No caso da resposta impulsiva, em contrapartida à curva de empilhamento, determina-se a isócrona em afastamento comum (uma elipse) e em seguida simula-se, teoricamente, um levantamento em afastamento nulo.

Tygel et al. (1998) mostraram que a curva de empilhamento para a migração em afastamento nulo para velocidade constante ($t = \tau_{MZO}$) é uma fórmula analítica em função do tempo no afastamento nulo (t_0) e da velocidade (v)

$$t = \frac{2h}{v} \sqrt{1 + \left(\frac{vt_0}{2h}\right)^2} a^2(\eta), \quad (3.16)$$

onde foi utilizada a notação de Black et al. (1993),

$$a(\eta) = \frac{I}{\sqrt{I - \frac{\eta^2}{h^2}}}, \quad |\eta| = |\xi - \xi_0| < h. \quad (3.17)$$

Pela figura (3.4b) nota-se que a curva de empilhamento do MZO, para cada ponto do grid no domínio do afastamento nulo que define a curva de tempo de trânsito Γ_0 procurada, é tangente à curva de tempo de trânsito Γ no afastamento comum.

3.6 Função Peso para o MZO

Como já discutido anteriormente, para obtenção da função peso para a integral de empilhamento do MZO parte-se do princípio que a reflexão primária simulada em afastamento nulo é aproximada pela solução da teoria do raio de ordem zero

$$\hat{U}_0(\xi_0, t_0) = \frac{R(\xi)}{L_0} \mathbf{F}[t_0 - \tau_0(\xi_0)]. \quad (3.18)$$

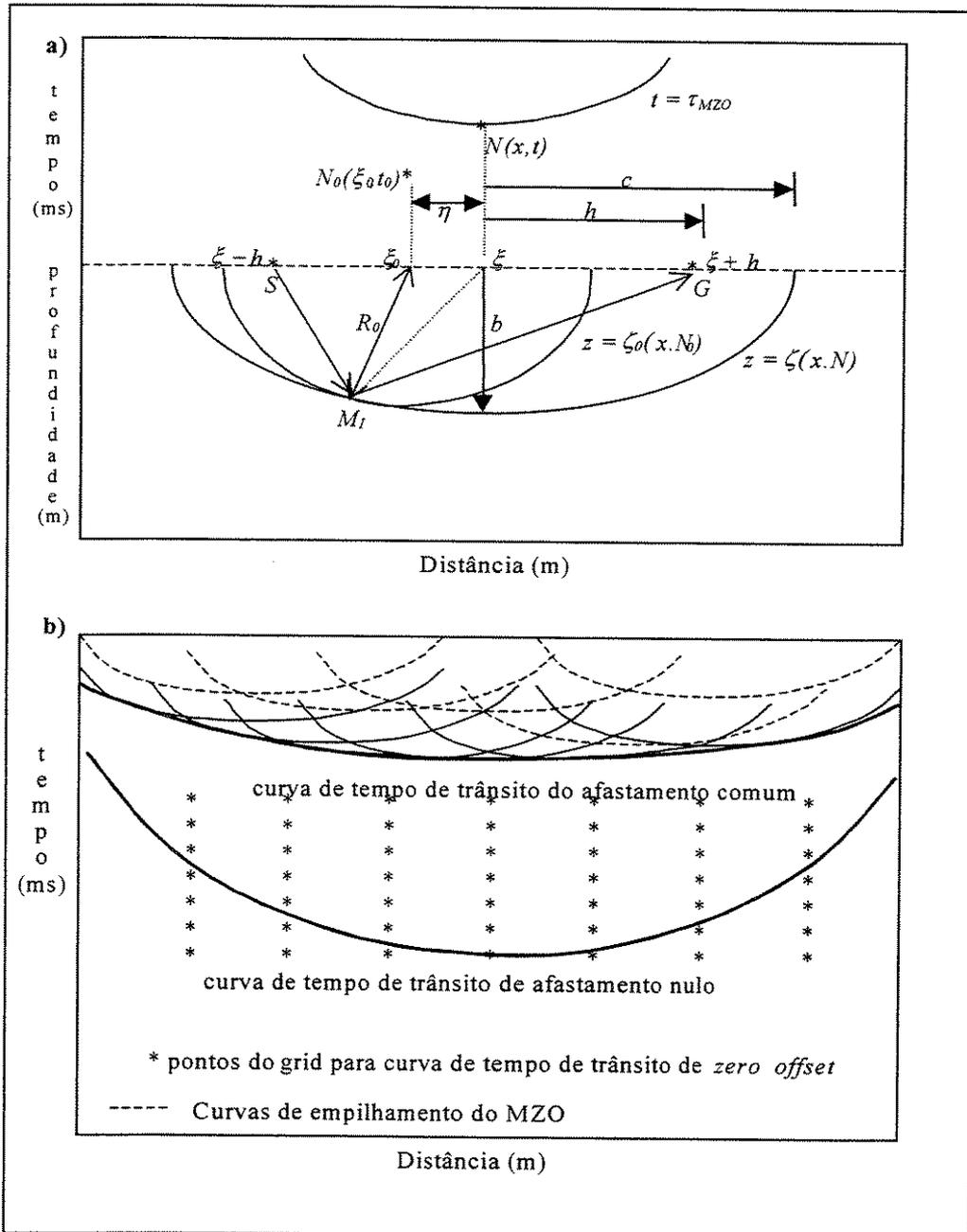


Figura 3.4: (a) Construção da curva de empilhamento para o MZO ($t = \tau_{MZO}$). (b) Transformação de configuração para afastamento nulo em um único empilhamento a partir da curva de MZO definida em (a).

Comparando as equações (3.7) e (3.18) percebe-se que uma reflexão primária adquirida com um configuração de medição em afastamento nulo só difere da sua correspondente simulada pelo seu coeficiente de reflexão. Isto permite afirmar que o coeficiente de reflexão não será transformado de $R(\xi)$ para $R_0(\xi_0)$ após o MZO.

Ao confrontar-se a equação (3.18) com o resultado obtido para a avaliação assintótica da reflexão simulada em afastamento nulo $\hat{U}_0(\xi_0, t_0)$ contido na fórmula (3.10), nota-se que a função peso para o MZO deve ser definida pela equação abaixo, caso busquem-se as melhores amplitudes

$$K_{MZO}(\xi, N_0) = \frac{L(\xi)}{L_0(\xi_0)} \sqrt{|H|} e^{\frac{i\pi k}{4}}. \quad (3.19)$$

Os fatores de espalhamento geométricos 3D contidos na expressão (3.19) são dependentes da curvatura do refletor (Tygel et al. 1995) podendo ser decompostos, como já visto, nas contribuições no plano e fora do plano, e dessa forma a função peso fica independente das propriedades do refletor.

Ainda segundo Tygel et al. (1995) a derivada segunda H e o deslocamento de fase associado a ela por sua vez, também são dependentes da curvatura do refletor em profundidade como função dos fatores de espalhamento geométrico de Fresnel. Este fato permite equacionar a função peso em quantidades que dependem somente do modelo de velocidade, o qual é assumido como conhecido (Tygel et al., 1998). Dessa forma, é possível generalizar a expressão da função peso para o caso de qualquer ponto médio ξ e de qualquer ponto N_0 da seção em afastamento nulo, ou seja

$$K_{MZO}(\xi, N_0) = \left(\frac{1}{v_M}\right)^{3/2} \left(\frac{v_0}{v_S}\right) \frac{L_S L_G}{L_0^2} \sqrt{\frac{\sigma_S + \sigma_G}{2\sigma_{0S}}} \left(\frac{\cos\Theta_S}{(L_S)^2} + \frac{\cos\Theta_G}{(L_G)^2}\right) \frac{e^{\frac{i\pi(1-\text{sgn}(\mathbf{C}-\mathbf{C}_0))}{4}}}{\sqrt{2(\mathbf{C}-\mathbf{C}_0)}}, \quad (3.20)$$

onde \mathbf{C} e \mathbf{C}_0 são as curvaturas da isócrona de afastamento comum e de afastamento nulo respectivamente; L_S e L_G são as contribuições para o fator de espalhamento geométrico 3D no plano para os segmentos de raio de SM e de MG enquanto σ_S e σ_G são as contribuições fora do plano para o caso do afastamento comum. O sufixo 0 a estas quantidades caracteriza a configuração de afastamento nulo.

Analisando a fórmula da função peso (3.20) conclui-se que para determinadas situações sísmicas o deslocamento de fase pode ser igual a zero, o que significa que neste caso a função peso será real. Isto é o que ocorre quando a curvatura da isócrona de afastamento nulo é maior que a curvatura da isócrona de afastamento comum, o que usualmente acontece. Muitas vezes os termos de fase dos fatores de espalhamento geométrico serão cancelados quando os dois segmentos de raio da fonte SM e S_0M e também os dois segmentos de raio do receptor MG e MG_0 encontram o mesmo número de cáusticas. Um exemplo desta situação é a função peso calculada para meios com velocidade constante.

Ao admitir-se um meio com velocidade constante percebe-se que o cálculo da curvatura da isócrona de afastamento comum e de afastamento nulo, além de outras quantidades envolvidas na determinação da função peso, são simplificadas, o que reduz a equação da função peso (3.20) a uma expressão analítica segundo Tygel et al. (1998)

$$K_{MZO}(\xi, N_0) = \frac{\alpha(\eta)\sqrt{t}}{h} (2\alpha^2(\eta) - 1). \quad (3.21)$$

3.7 Transformando AVO em AVA:

Observando-se a equação para o fator de estiramento no MZO (3.12) percebe-se que a aplicação da migração para afastamento nulo aos dados sísmicos em afastamento comum fornece uma medida independente do ângulo de incidência Θ , desde que seja possível estimar a assinatura da fonte antes e depois do MZO. Como a estimativa da assinatura da fonte é problemática, um método de obter os ângulos de reflexão para cada afastamento comum que compõem o experimento sísmico, mais especificamente, em estudos de AVO é executar um segundo MZO com uma função peso modificada de forma conveniente Bleistein (1987), Tygel et al. (1993) e Bleistein et al. (1999). Este procedimento apresenta um pequeno esforço computacional, uma vez que, os pesos envolvidos são simples multiplicadores que dependem das quantidades que já foram calculadas pelo operador do MZO.

Observando a expressão (3.8) vê-se que para cada ponto N_0 na seção de afastamento nulo a ser simulada será posicionado um valor de amplitude obtido pelo empilhamento ponderado ao longo da curva do MZO. Considerando agora uma nova função peso diferente da anterior e definida como

$$\tilde{K}_{MZO}(\xi, N_0) = \cos \Theta K_{MZO}(\xi, N_0), \quad (3.22)$$

onde $K_{MZO}(\xi, N_0)$ é a função peso original para o algoritmo do MZO. Finalmente, tomando-se a razão entre as duas respostas de saída, obtidas das integrais ponderadas do MZO, com os diferentes pesos $\tilde{K}_{MZO}(\xi, N_0)$ e $K_{MZO}(\xi, N_0)$ têm-se a estimativa do ângulo de incidência

$$\frac{\tilde{U}_0(\xi_0, N_0)}{\hat{U}_0(\xi_0, N_0)} = \frac{\tilde{K}_{MZO}(\xi, N_0)}{K_{MZO}(\xi, N_0)} = \cos \Theta. \quad (3.23)$$

Em resumo, sem nenhum conhecimento sobre a geometria do refletor ou da localização do ponto de reflexão que produz um evento no traço de entrada, o MZO executado duas vezes com pesos distintos (*double diffraction stack*) para todos os afastamentos do dado sísmico fornece a determinação do coeficiente de reflexão como função do ângulo de incidência transformando AVO em AVA.

Capítulo 4

Metodologia e Descrição dos Modelos Sintéticos

Quatro exemplos sintéticos foram utilizados com o objetivo de verificar a eficácia do MZO à verdadeira amplitude e, posteriormente, extrair os coeficientes de reflexão. A diferença fundamental entre eles está na complexidade estrutural.

Todos os modelos sintéticos foram gerados no pacote de modelagem CWP/Cshot desenvolvido pela Colorado School of Mines. A amplitude calculada pelo programa é dependente do fator de espalhamento geométrico, do coeficiente de reflexão e do coeficiente de transmissão em cada interface, além da assinatura da fonte. Neste algoritmo, o modelo da terra é 2,5D. Portanto, a amplitude da propagação da onda a partir de uma fonte pontual em um meio estratificado, homogêneo e acústico pode ser expresso por estas quantidades, obtidas pelo método de traçamento de raio no plano.

O fator de espalhamento geométrico é obtido através de um tubo de raios que surge naturalmente na configuração de tiro comum. Cuidados durante a seleção do tubo de raios possibilita para o programa evitar amplitudes infinitas associadas a presença de cáusticas. A trajetória do raio é encontrada utilizando o método contínuo de traçamento de raios com um enfoque de *shooting* que é efetivo em regiões com razoável complexidade estrutural. Ou seja, os pontos de cáusticas representam para o Cshot o fim de uma trajetória de raio e o início de outra.

Como pode ser visto, a maior limitação do programa está associada a presença de geologias complexas com variação lateral de velocidade.

A assinatura da fonte no Cshot é obtida a partir do espectro de frequências positivas fornecido pelo usuário. O programa aplica uma FFT nesta banda de frequência fornecendo, em tempo, um componente real e um componente imaginário. A parte real constitui a assinatura da fonte de fase zero, veja figura (4.1), sendo a parte imaginária a sua transformada de Hilbert.

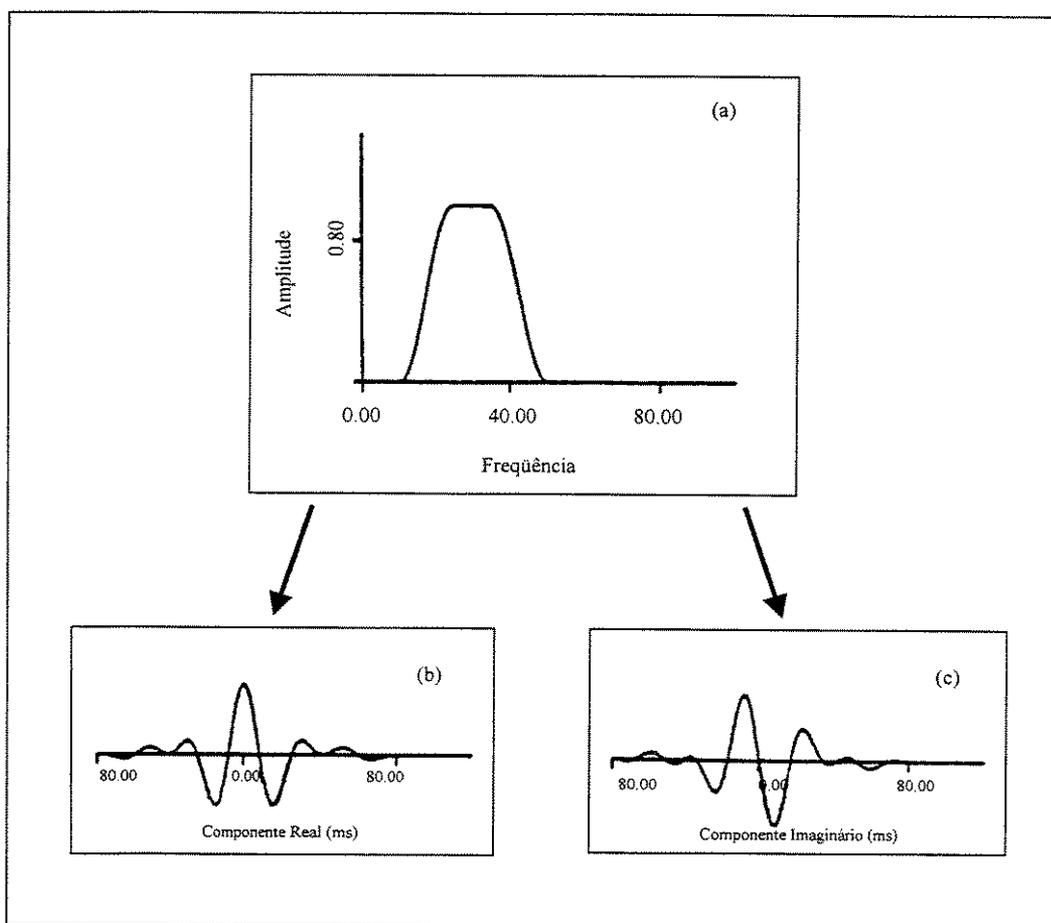


Figura 4.1: (a) Espectro de frequências positivas e os correspondentes real (b) e imaginário (c) no domínio do tempo.

4.1 Primeiro Modelo:

4.1.1 Modelo da Terra:

O primeiro modelo consiste de uma interface plana com inclinação suave de aproximadamente um grau variando de 750 a 875 m, separando dois meios homogêneos, acústicos com velocidades constantes iguais a $v_1 = 2000$ m/s no meio superior e $v_2 = 0,00001$ m/s no meio inferior, como visto na figura 4.2. O modelo foi escolhido como acústico não apenas por razões de simplicidade mas também por limitação do *software* de modelagem. A densidade em ambos os meios é constante e igual a um. Estas velocidades e densidades foram utilizadas de modo a permitir, inicialmente, que a amplitude resultante fosse independente da variação do coeficiente de reflexão com o ângulo de incidência, uma vez que com essa parametrização o coeficiente de reflexão, calculado pelo Cshot, é igual a unidade.

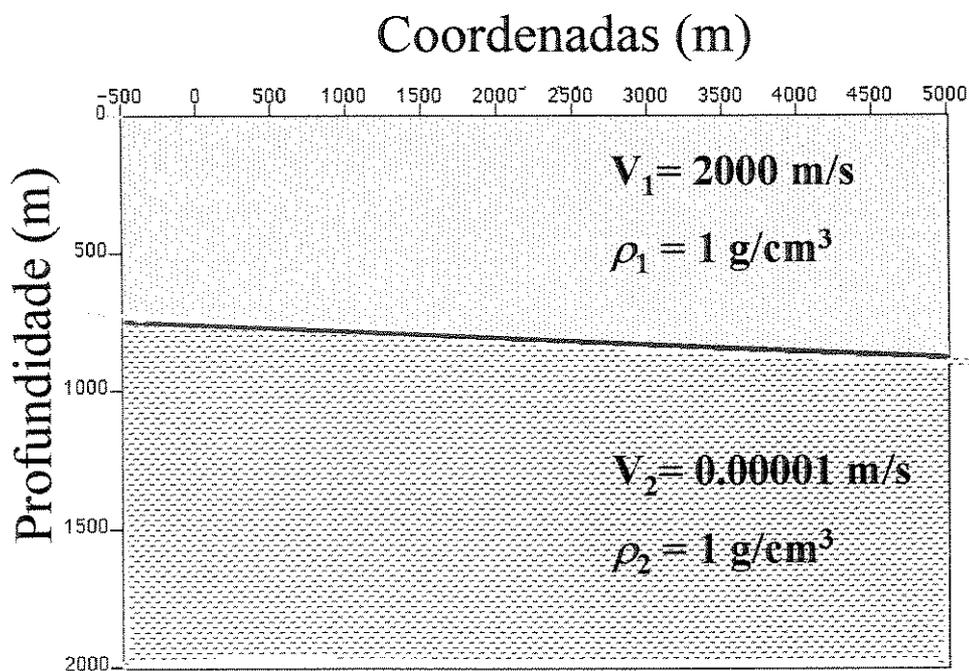


Figura 4.2: Modelo em profundidade para o primeiro exemplo sintético.

4.1.2 Resposta Sísmica:

Para este modelo foi gerada uma seção sísmica na configuração de afastamento comum com meio afastamento igual a 500 m ($h = 500\text{m}$), observe figura 4.3(a). O espaçamento entre tiros e geofones é de 10 m e a razão de amostragem é de 4 ms. A banda de frequência fornecida ao programa para geração da assinatura da fonte, como já discutido, foi de 10 – 50 Hz com o comprimento do operador igual a 140 ms.

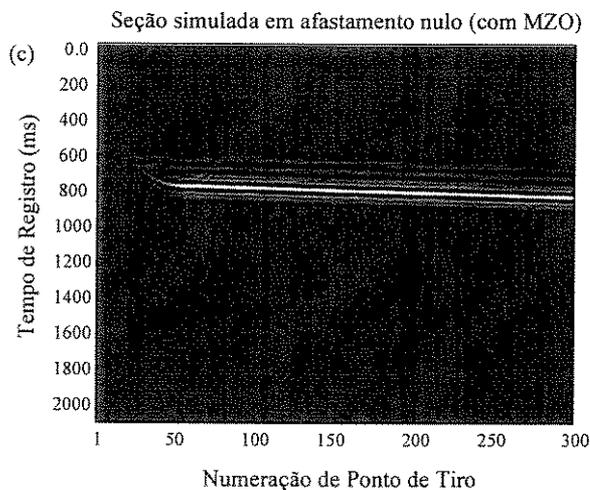
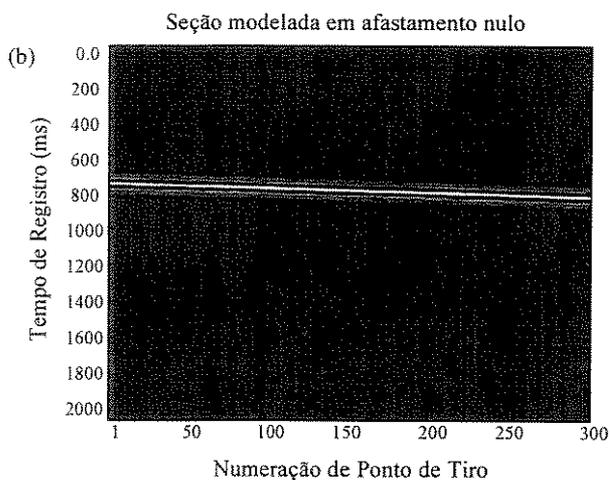
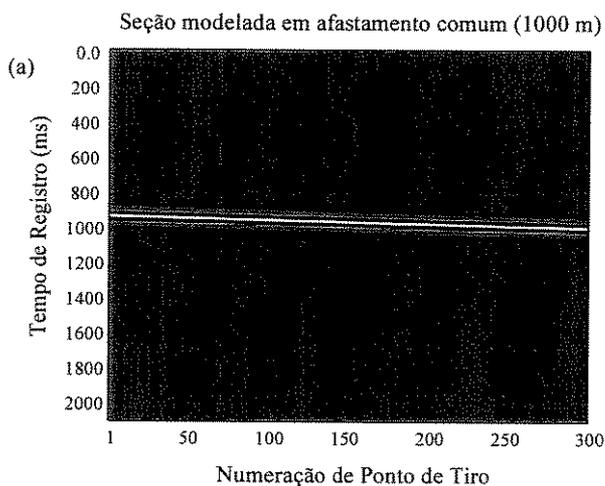


Figura 4.3 (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1000\text{ m}$) para o modelo 1, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo

Um experimento em afastamento nulo, para o mesmo modelo geológico, foi também realizado de modo a permitir a comparação dos resultados após a aplicação do MZO (figura 4.3b). O MZO em verdadeira amplitude (equação 3.10) foi aplicado em cada seção de afastamento comum obtendo a seção de afastamento nulo simulada (figura 4.3c).

O objetivo do modelo 1 é verificar a eficácia do TA MZO à verdadeira amplitude através da comparação quantitativa entre as amplitudes da seção simulada e da seção modelada em afastamento nulo. Como pode ser visto pela figura (4.4) as amplitudes obtidas com o TA MZO foram recuperadas satisfatoriamente a exceção da área de borda.

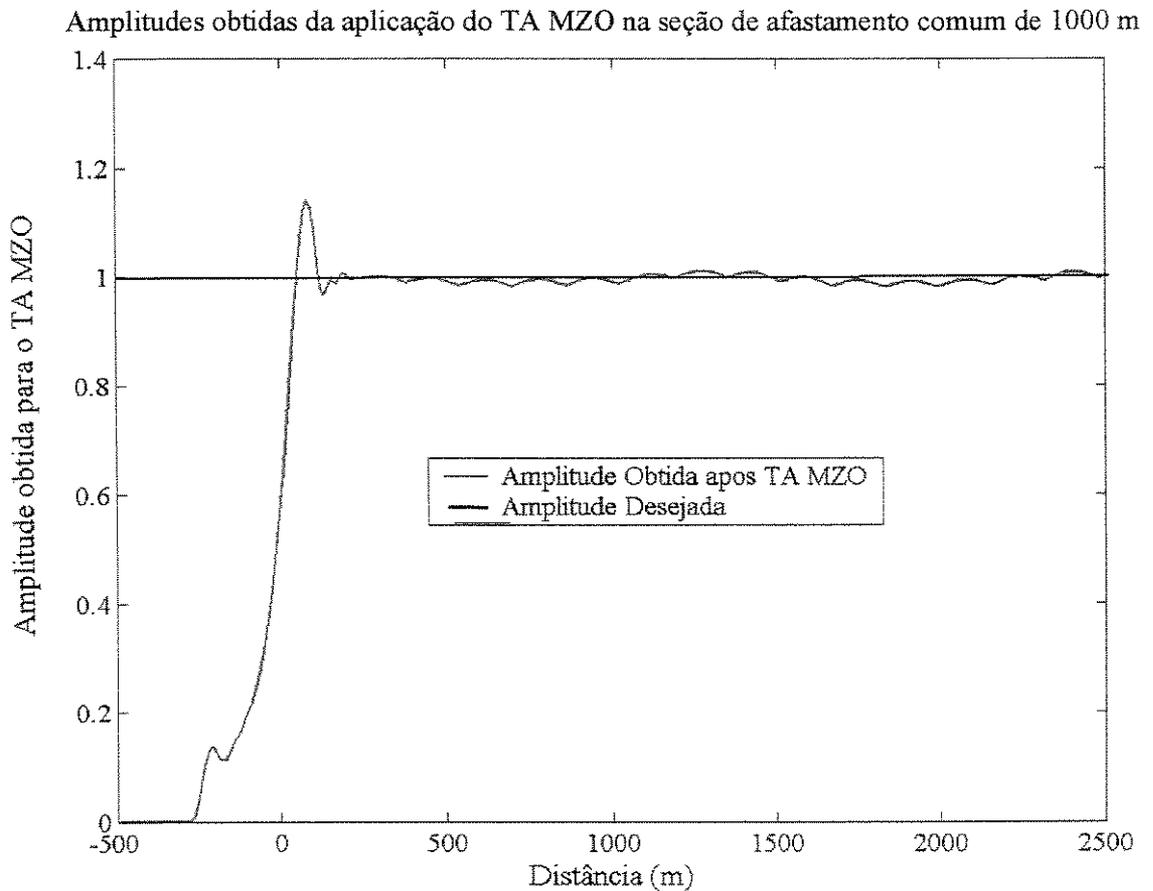


Figura 4.4: Resposta de amplitudes do TA MZO aplicado na seção de afastamento comum de 1000 m ($2h = 1000$ m)

4.2 Segundo Modelo:

4.2.1 Modelo da Terra:

A figura (4.5) mostra o modelo da terra utilizado neste exemplo. Como pode ser visto o modelo geológico é o mesmo do caso anterior, a exceção da velocidade abaixo do refletor. Para o meio superior $v_1 = 2000$ m/s e para o meio inferior $v_2 = 3000$ m/s, as duas densidades envolvidas são iguais a unidade. Dois pontos médios (X_1 e X_2) foram selecionados, como indicado na figura (4.5), a fim de obter as respostas de AVO/AVA nos pontos M_1 e M_2 no refletor de interesse após a aplicação do TA MZO.

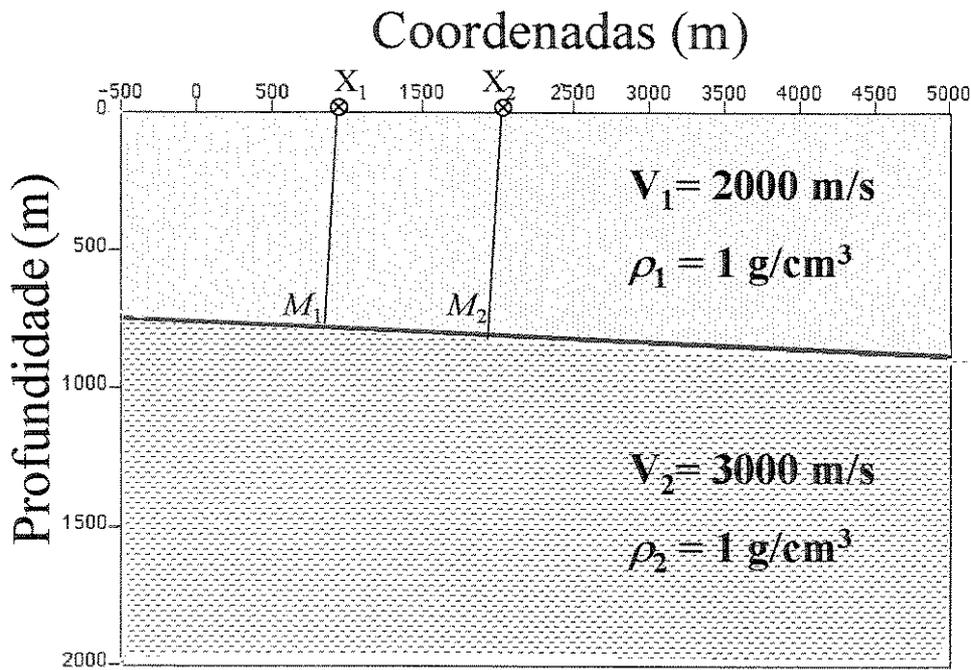


Figura 4.5: Modelo da terra para o segundo exemplo sintético. As análises de AVO e AVA foram realizadas nos pontos médios X_1 e X_2 correspondendo aos pontos de reflexão M_1 e M_2 no refletor de interesse como mostrado pelos seus respectivos raios normais.

4.2.2 Resposta Sísmica

Seções em afastamento comum foram modeladas com afastamentos variando em intervalos de 100 a 1000 m ($2h = 100, 200, \dots, 1000$ m). O dispositivo de registro e a assinatura da fonte são os mesmos do modelo 1. Para fornecer uma melhor visualização apenas a seção de afastamento comum igual a 1000 m está apresentada na figura (4.6a). Um experimento sísmico na configuração de afastamento nulo também foi realizado, para comparação com os resultados obtidos após a migração para afastamento nulo em verdadeira amplitude, e está ilustrado na figura (4.6b).

Em cada seção sísmica de afastamento comum aplicou-se o TA MZO à verdadeira amplitude para velocidade constante. A seção simulada em afastamento nulo obtida para o afastamento comum de 1000 m está apresentada na figura (4.6c).

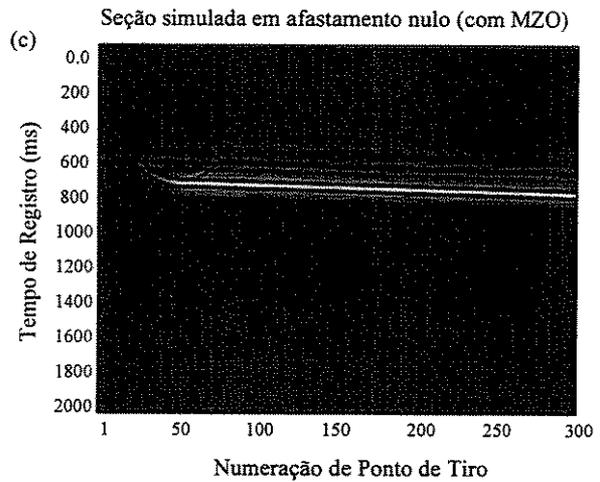
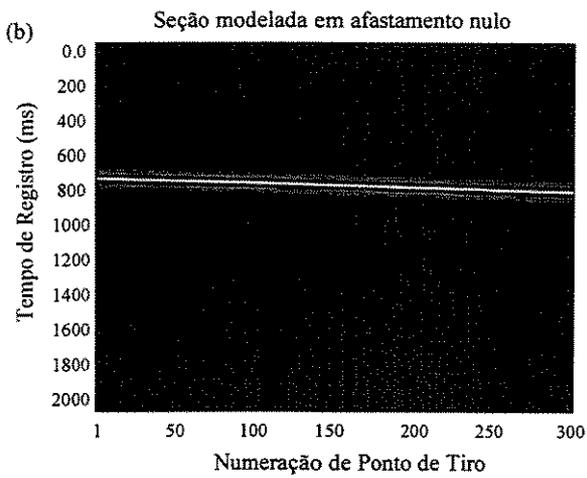
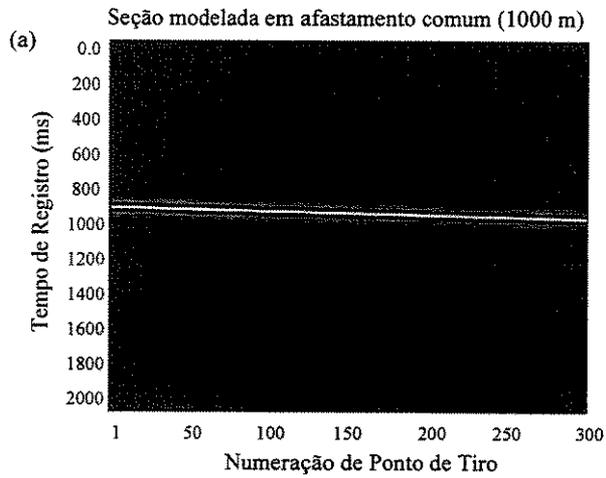


Figura 4.6: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h=1000$ m) para o modelo 2, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo com TA MZO.

4.2.3 Resposta de AVO/AVA

O dado sísmico foi então reagrupado para o domínio CMP. A figura (4.7) permite a observação dos CMPs selecionados antes e depois da aplicação do MZO à verdadeira amplitude. As amplitudes de pico foram colecionadas nestes CMPs, após a utilização do MZO, corrigidas do espalhamento geométrico do afastamento nulo e exibidas num gráfico como função do afastamento que caracteriza um AVO padrão, veja figura (4.8).

Como discutido no capítulo 2 dos fatores que afetam as amplitudes em estudos de AVO/AVA o fator de espalhamento geométrico apresenta um maior impacto em relação a outros efeitos associados a propagação da onda, que sejam as perdas por transmissão e a atenuação. Por esta razão, estes fatores foram negligenciados neste estudo. Dessa forma, as amplitudes nas seções de afastamento nulo simulada são o resultado da razão entre o coeficiente de reflexão original em função do afastamento e do espalhamento geométrico no afastamento nulo como visto na equação (3.18). O fator de correção aplicado aos dados corrige o fator de espalhamento geométrico para o caso do afastamento nulo, fornecendo os valores dos coeficientes de reflexão. O fluxo de processamento encontra-se na figura (4.9), sendo o fator de correção do espalhamento geométrico aplicado a todos os modelos desenvolvidos, para velocidade constante, aproximado por

$$L_{FC} = 4\pi vt. \quad (4.1)$$

A comparação deste AVO padrão com o AVO teórico, assumindo as mesmas velocidades e densidades do modelo geológico, pode ser realizada mediante um esforço computacional adicional. No entanto, a aplicação de um segundo MZO, com peso ligeiramente diferente do primeiro, fornece a estimativa do ângulo de incidência, permitindo uma comparação direta entre o AVA obtido da aplicação da migração para afastamento nulo em verdadeira amplitude e o AVA teórico. Esta comparação está apresentada na figura (4.10).

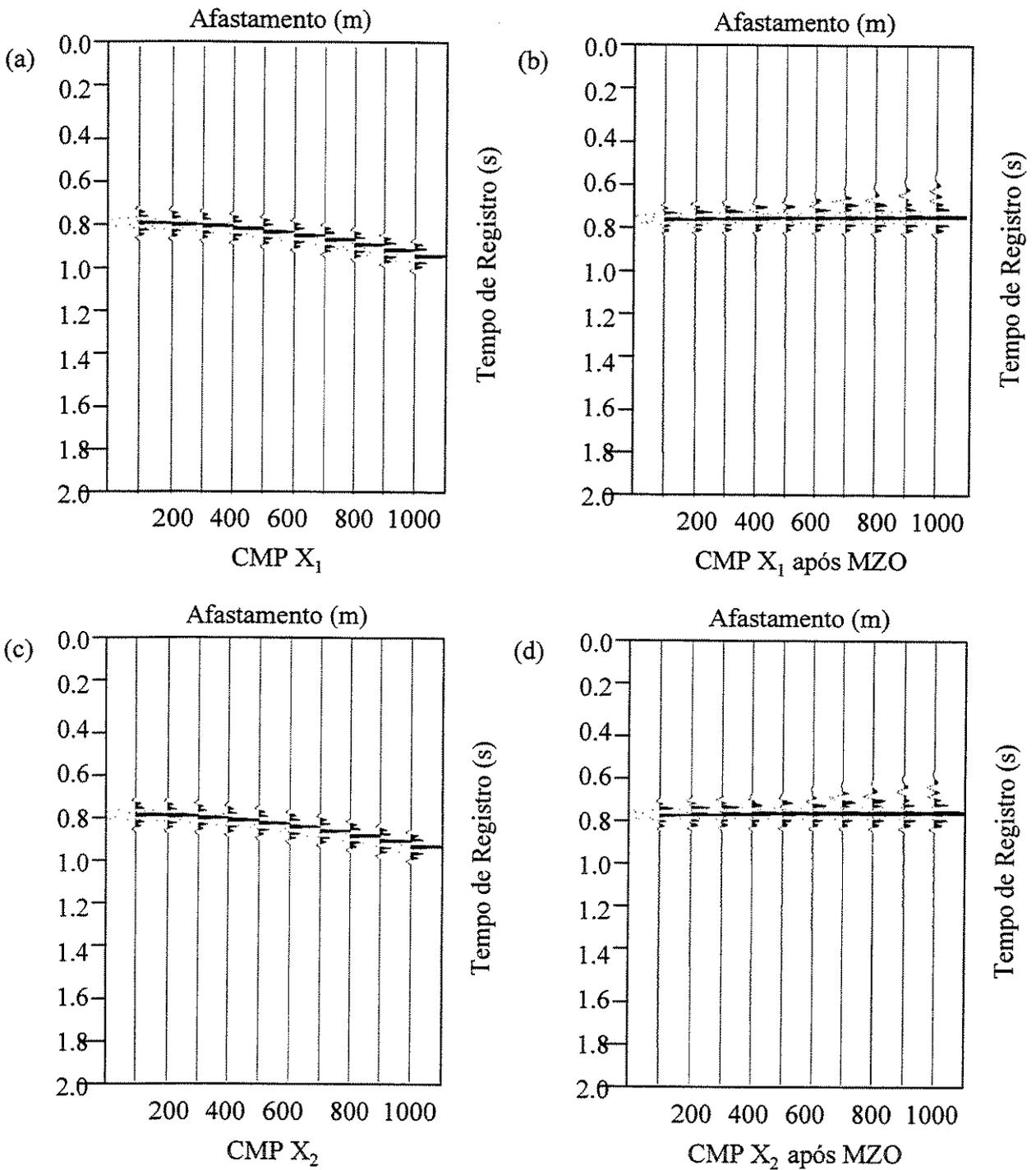
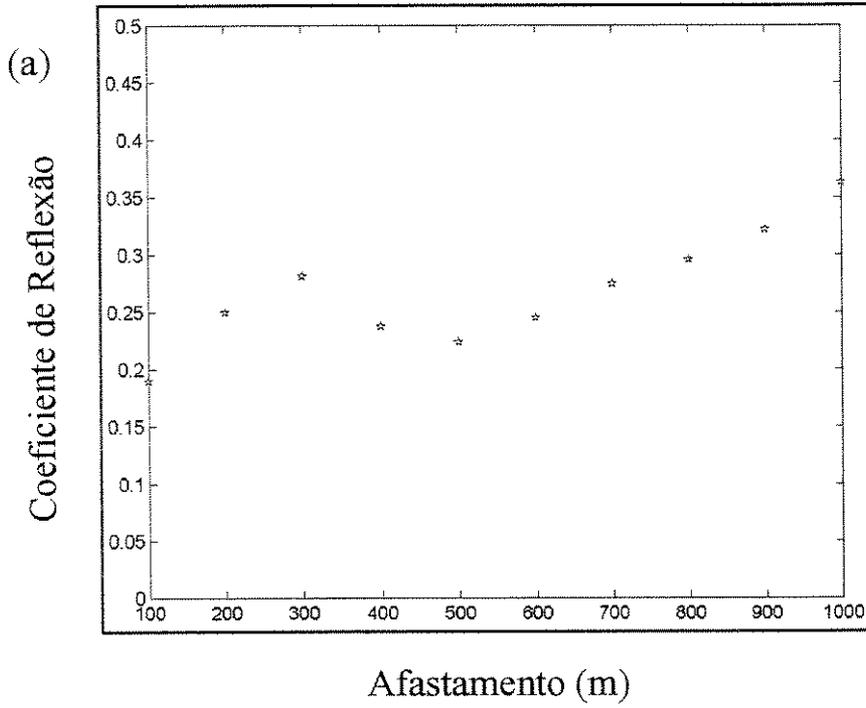


Figura 4.7: Dado sísmico nos CMPs selecionados $X_1 = 1000$ m, parte superior da figura (a) e $X_2 = 2000$ m (c). Figuras 4.6 (b) e (d) são as imagens obtidas com TA MZO nestes mesmos CMPs.

AVO no CMP X_1



AVO no CMP X_2

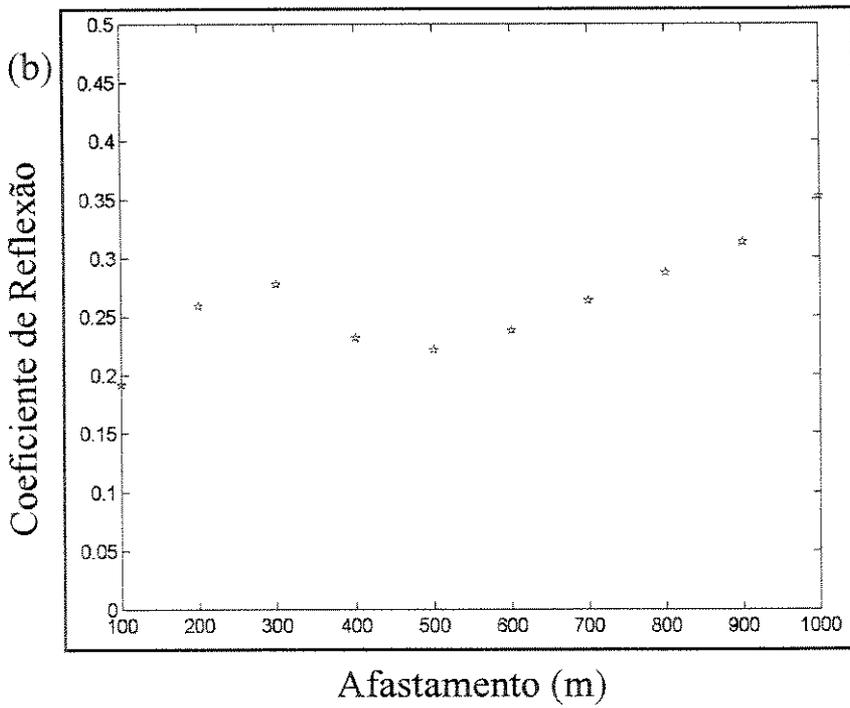


Figura 4.8: Amplitude vs Afastamento obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude.

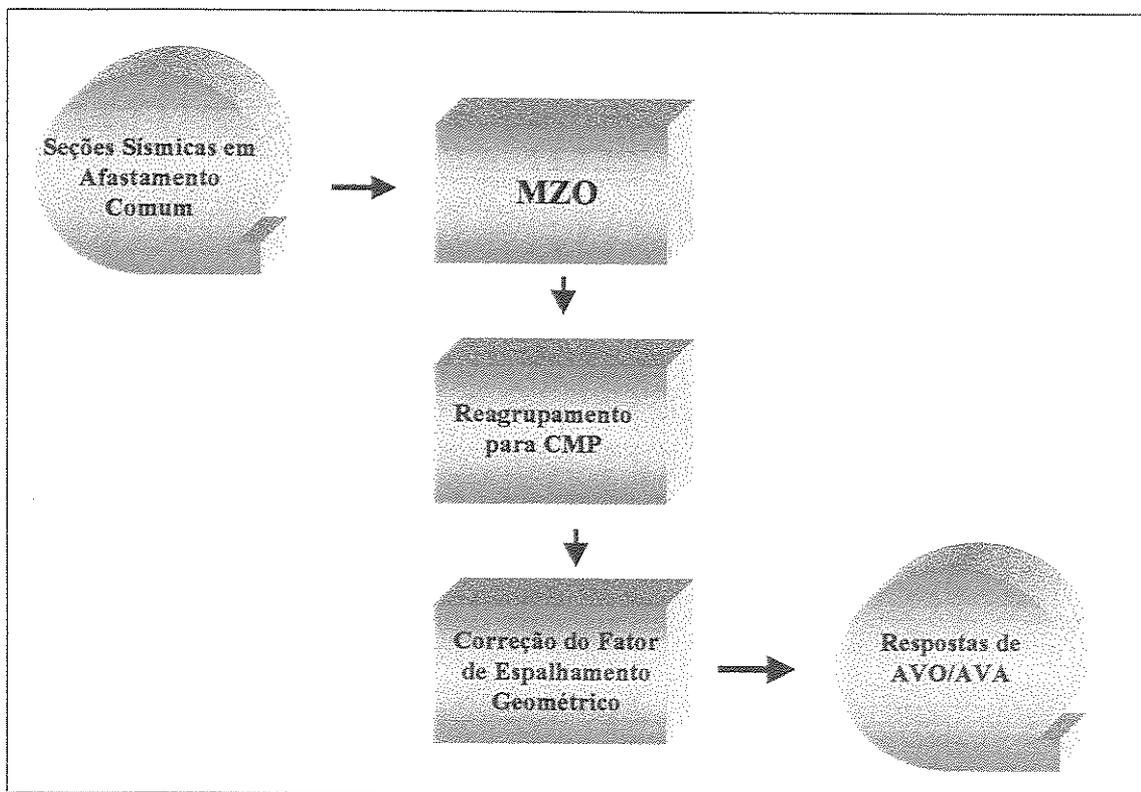
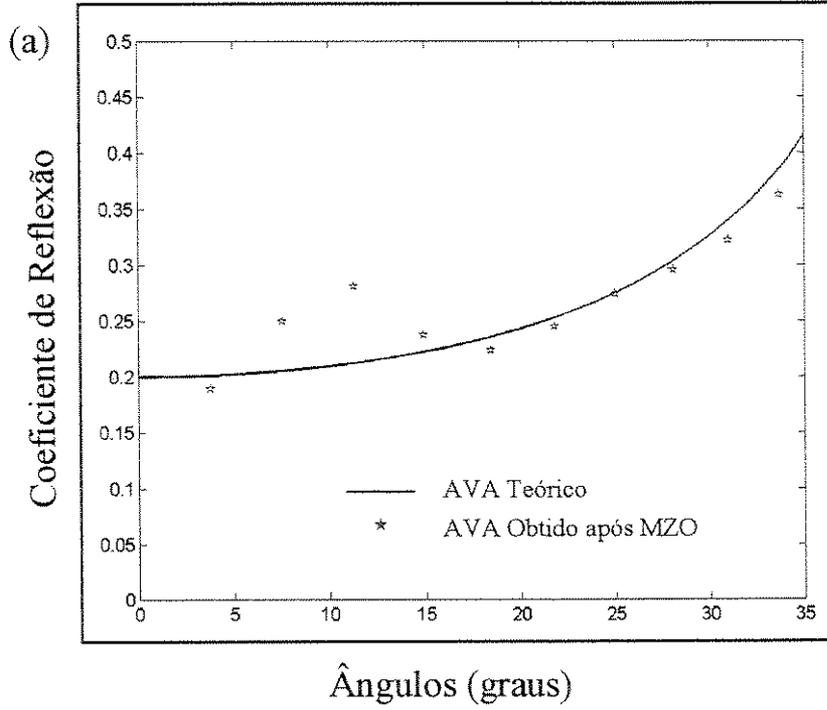


Figura 4.9: Sequência de Processamento para o MZO à verdadeira amplitude.

AVA no CMP X_1



AVA no CMP X_2

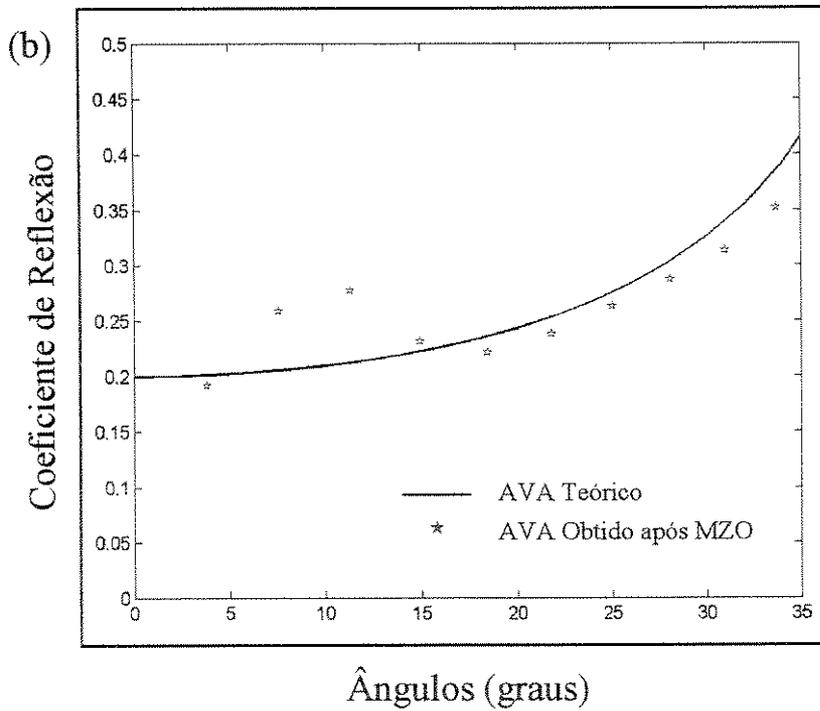


Figura 4.10: Comparação entre AVA obtido após aplicação do MZO à verdadeira amplitude (estrelas) e AVA Teórico (linha contínua).

4.3 Terceiro Modelo:

4.3.1 Modelo da Terra:

A resposta sísmica obtida neste exemplo considera a subsuperfície composta de duas interfaces. A primeira interface é plano-horizontal com profundidade de 500 m e representa o solo oceânico em um dado sísmico marítimo. A segunda interface é plana com inclinação de 10° variando de 750 a 1750 m de profundidade sendo o refletor de interesse a ser imageado. Os meios são acústicos e homogêneos com velocidades iguais a $v_1 = 1500$ m/s para o meio 1, $v_2 = 2000$ m/s para o meio 2 e $v_3 = 3000$ m/s para o meio 3, conforme pode ser visto pela figura (4.11). Também aqui foram selecionados dois pontos médios comuns (X_1 e X_2) que representam os pontos em profundidade sobre o refletor de interesse.

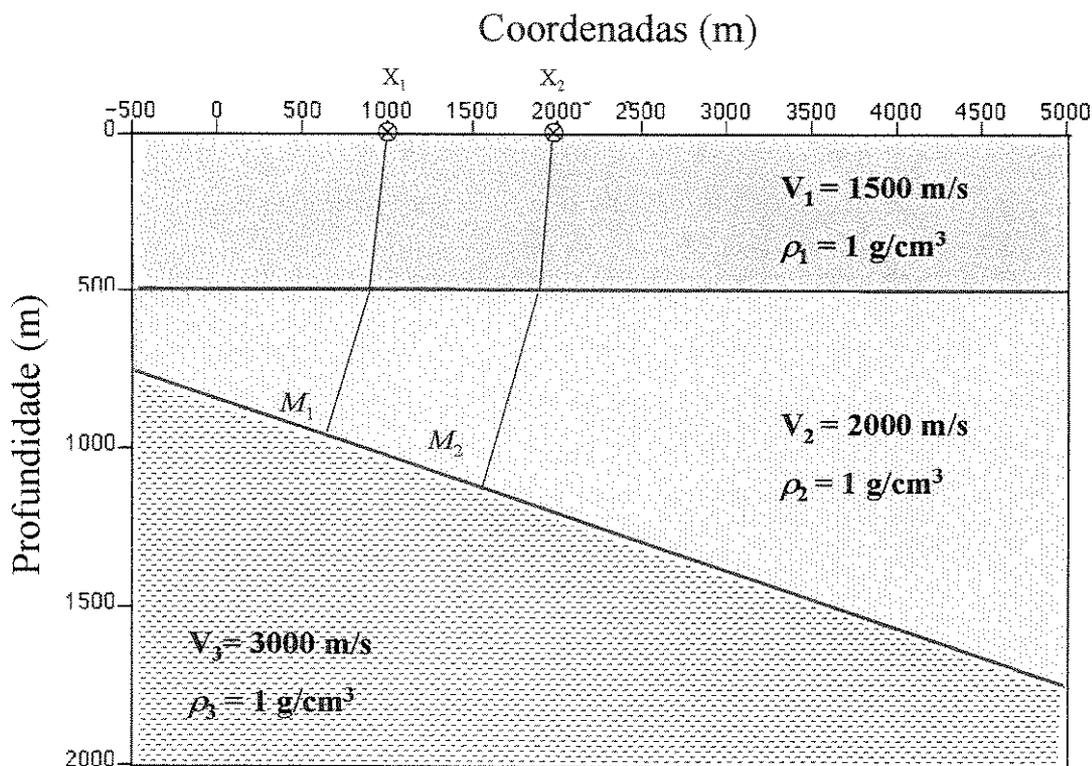


Figura 4.11: Modelo em profundidade para o terceiro experimento

4.3.2 Resposta Sísmica:

Todos os parâmetros de modelagem, tais como dispositivo de registro, razão de amostragem e assinatura da fonte, são idênticos àqueles do modelo anterior. Lembrando que a escolha do espaçamento entre tiros e receptores de 10 m visa simular a presença de um filtro anti-alias em amplitude verdadeira. Sem um filtro anti-alias, a amostragem espacial nos afastamentos curtos pode limitar a habilidade do método, uma vez que nestas os mergulhos são grosseiramente amostrados.

Para este modelo, dez seções sísmicas em afastamento comum foram modeladas com afastamentos variando de 100 a 1000 m em intervalos de 100 m ($2h = 100, 200, \dots, 1000$ m). Em cada uma delas foi aplicado o MZO à verdadeira amplitude. Entretanto, para esta imagem da subsuperfície as velocidades não são constantes.

Admitindo-se que a variação de velocidade é suave, é razoável aplicar o MZO à verdadeira amplitude como proposto no capítulo 3, substituindo-se o valor da velocidade constante (v) pela velocidade de RMS no ponto da malha onde a seção de afastamento nulo está sendo simulada, esta proposta foi discutida por Oliveira et al. (1997 a e b). A forma usual de estimar estas velocidades é através de análise de velocidade convencional, seguida de uma interpolação a fim de obter a informação de velocidade em cada ponto N_0 . Para este modelo, dois modelos de velocidades foram obtidos através de diferentes métodos de análise de velocidade sendo discutidos mais detalhadamente na próxima seção desta dissertação.

Apenas a seção sísmica de afastamento comum igual a 1000 m pode ser vista na figura (4.12a), bem como as seções de afastamento nulo modelada e simulada resultado da aplicação do MZO na seção de afastamento comum 1000 m com o primeiro modelo de velocidade interpretado, figuras (4.12 b) e (4.12 c) respectivamente.

Os cálculos do MZO à verdadeira amplitude foram repetidos para um segundo modelo de velocidade, em cada seção de afastamento comum que compõem o dado sísmico. A figura (4.13) mostra a seção de afastamento comum (1000 m), sua correspondente em afastamento nulo simulada e a seção de afastamento nulo modelada para o novo modelo de velocidade.

Comparando-se as figuras (4.12) e (4.13) pode-se perceber que a parte cinemática do MZO, apesar de pouco afetada pelo erro nas velocidades, está melhor computada para a segunda análise de velocidade, figura (4.13b), visto que não se observam mais as flutuações presentes na primeira interface da figura (4.12b).

4.3.3 Modelo de Velocidade

A estimativa das velocidades é realizada através de análise de velocidade convencional e constitui a etapa mais crítica do processamento dos dados sísmicos utilizando o MZO à verdadeira amplitude. Em essência esta fase consiste em determinar as velocidades da subsuperfície a partir dos dados registrados pelo experimento sísmico. O produto final de todos os métodos de análise de velocidade, é encontrar a velocidade de RMS para cada instante de tempo em cada família CMP que está sendo analisada.

Os traços que compõem um sismograma CMP relacionam-se, idealmente, numa pequena área em subsuperfície que compõe os pontos de reflexão. Os métodos mais empregados para a estimativa do modelo de velocidade usam uma aproximação hiperbólica para um modelo de camadas plano-horizontais (figura 4.14), dada por

$$t^2(\xi) = t^2(0) + \frac{4h^2}{v_{RMS}^2} + O(h^4), \quad (4.2)$$

onde $t(\xi)$ é o tempo de trânsito da fonte até o receptor tendo M como ponto de reflexão especular localizado no refletor de interesse, $t(0)$ é o tempo de trânsito no caso do afastamento nulo para o

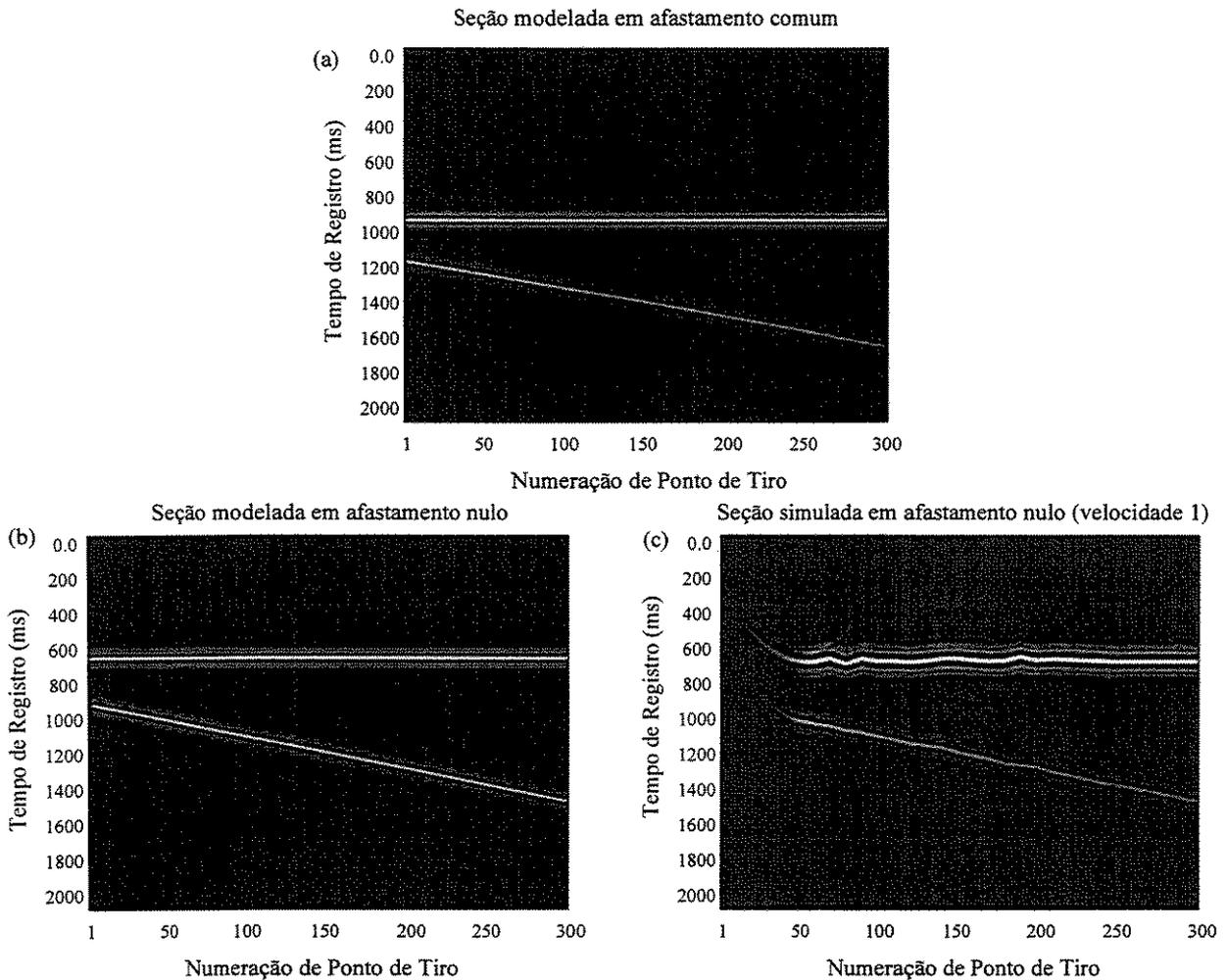


Figura 4.12: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1000$ m) para o modelo 3, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo com o primeiro modelo de velocidade.

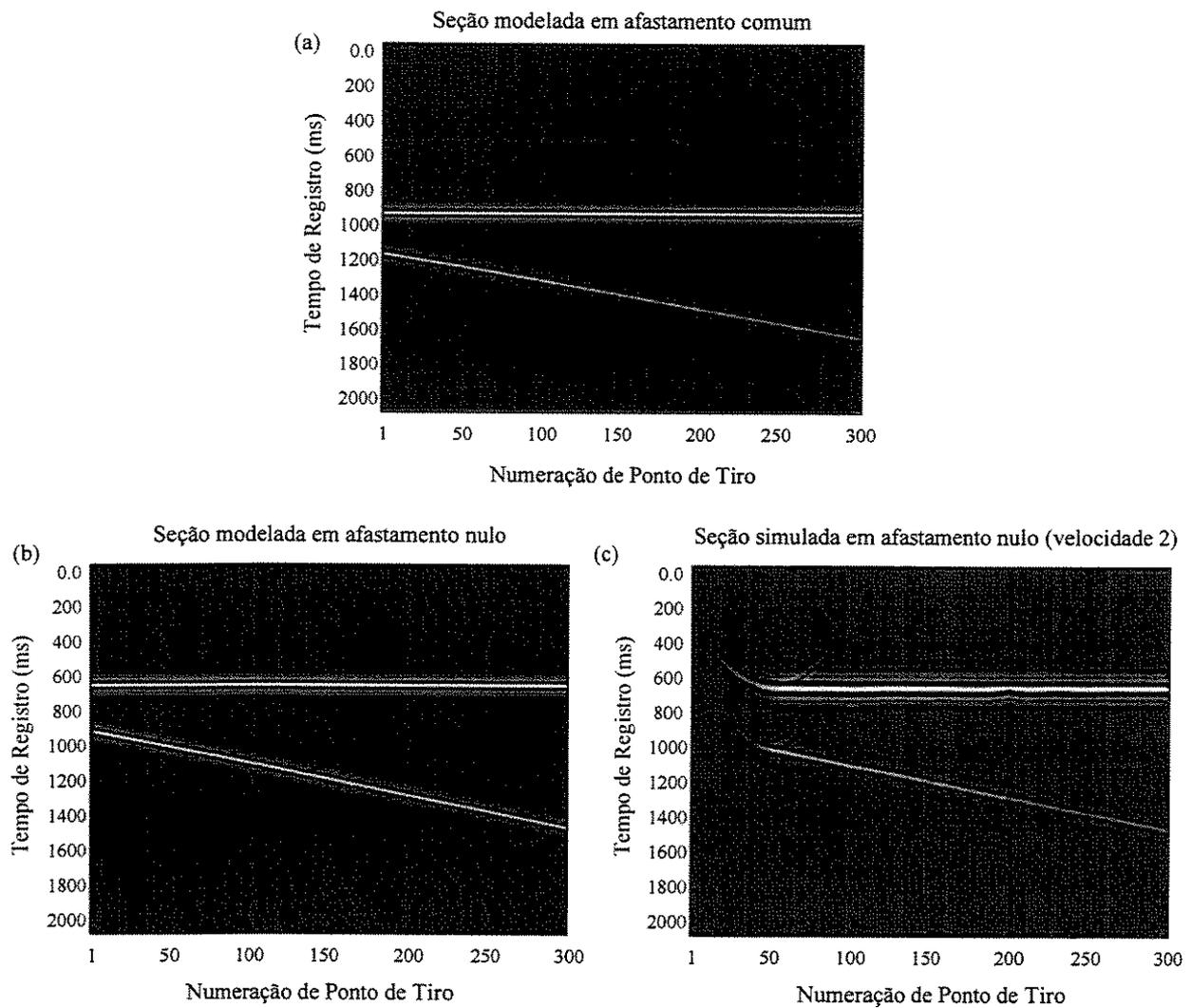


Figura 4.13: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1000$ m) para o modelo 3, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo com o segundo modelo de velocidade.

mesmo ponto de reflexão (M), v_{RMS} é a velocidade de RMS a ser obtida e $O(h^4)$ representam os termos de ordem superior. Considerando apenas os afastamentos curtos, a série contida na equação (4.2) pode ser truncada no termo de segunda ordem. Nesse caso, a velocidade de NMO é a igual a velocidade de RMS.

Na prática a velocidade utilizada na etapa de correção de NMO é a velocidade de empilhamento que é um pouco maior que a de RMS. Assim sendo, a curva que melhor ajusta uma hipérbole aos dados, antes do empilhamento, fornece a velocidade procurada, o qual é realizado através de tentativa e erro.

Quando a velocidade utilizada é maior que a verdadeira, a correção de NMO será menor do que a necessária para horizontalizar as reflexões, e diz-se que os dados estão subcorrigidos. Por outro lado, se a velocidade utilizada for menor que a correta, a curva de reflexão ficará sobrecorrigida de NMO (figura 4.15).

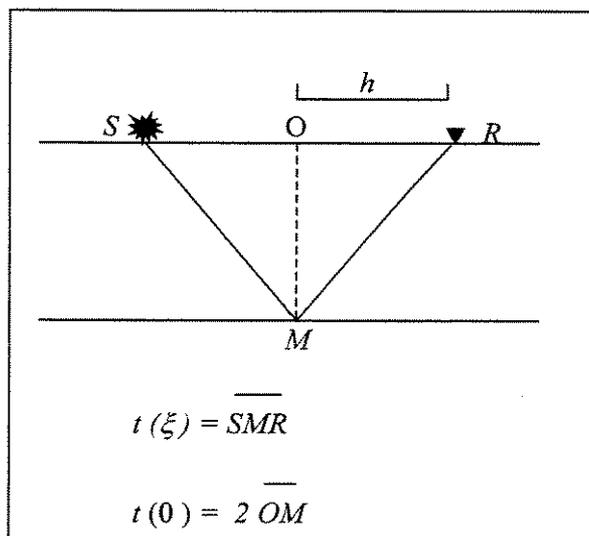


Figura 4.14: Geometria do NMO para um refletor plano-horizantal.

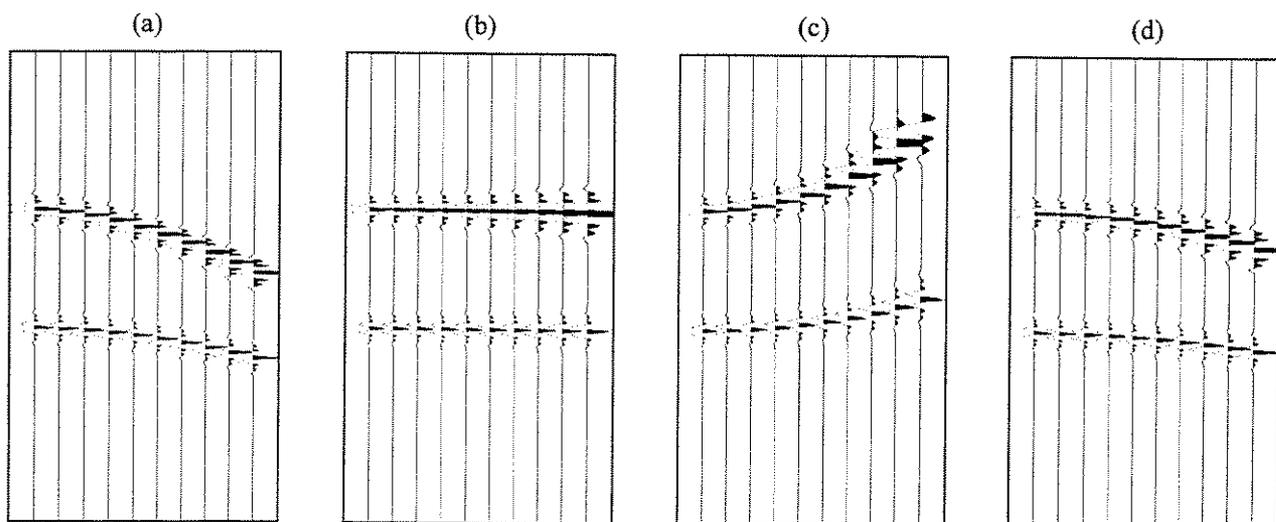


Figura 4.15: CMP X1 (a) sem correção de NMO, os refletores aparecem como hipérboles, (b) com correção de NMO para $v_{NMO} = v_{RMS}$, (c) com correção de NMO onde $v_{NMO} < v_{RMS}$ e (d) com correção de NMO para $v_{NMO} > v_{RMS}$

Um DMO FK foi executado utilizando-se uma velocidade preliminar, após o qual foram interpretadas duas análises de velocidade para o modelo 3 de modo a minimizar o efeito de mergulhos na determinação do modelo de velocidade. A primeira análise de velocidade, utilizou uma macro-função construída dentro do CWP que consiste de um número de subrotinas encadeadas de modo a realizar um processamento desejado, no caso a geração de uma análise de velocidade. Dentro desta macro-função, a subrotina *suvelan* emprega uma função semelhança para computar a coerência horizontal da família CMP corrigida de NMO.

A coerência atinge um valor máximo quando a velocidade utilizada está próxima a verdadeira já que o evento estará horizontalizado. Como resultado, deste método, obtém-se os pares tempo vs velocidade para os valores da função de coerência associados a um evento de reflexão, nos CMPs que estão sendo analisados, como apresentado na figura 4.16. Este método de análise de velocidade é conhecido como SEMBLANCE.

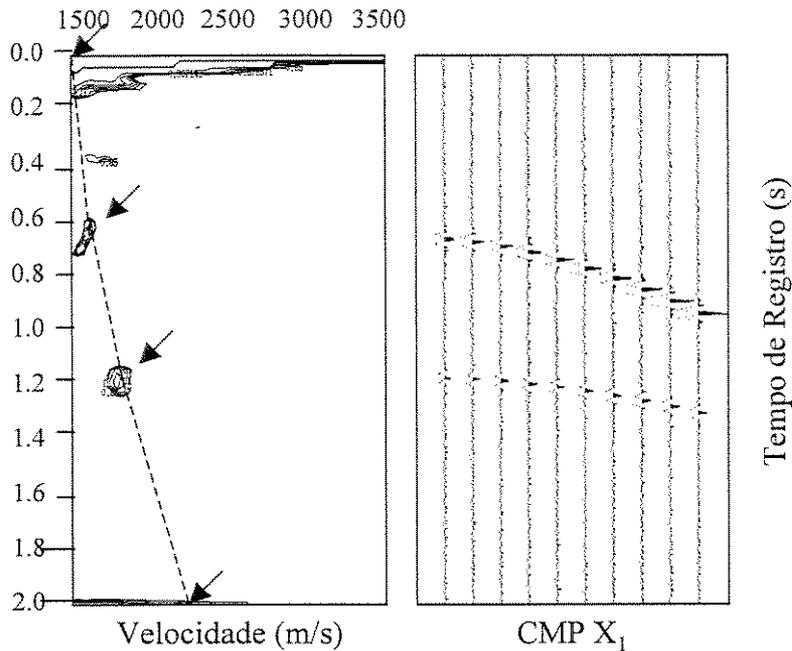


Figura 4.16: Estimativa da velocidade a partir dos dados sísmicos utilizando o método da coerência máxima. As setas indicam os pontos de interpretação e a linha tracejada a função velocidade interpolada no CMP X_1 .

Uma análise de velocidade foi realizada a cada 10 CMPs, tendo sido assinalados quatro pontos de interpretação (figura 4.16). A interpolação é realizada por duas subrotinas, *unisam* e *unisam2* contidas no CWP.

A primeira delas (*unisam*) realiza a interpolação temporal definindo um par tempo vs velocidade a cada intervalo de amostragem somente nos CMPs onde foram realizadas análises de velocidades. A interpolação espacial, que gera a interpolação traço a traço, é executada em um segundo passo pela subrotina *unisam2*. Ao final da interpolação obtém-se uma matriz de velocidades RMS em cada ponto da malha N_0 na seção de afastamento nulo a ser simulada. O resultado após a interpolação, desta primeira análise de velocidade, está apresentado na figura (4.17).

Número de Ponto de Tiro

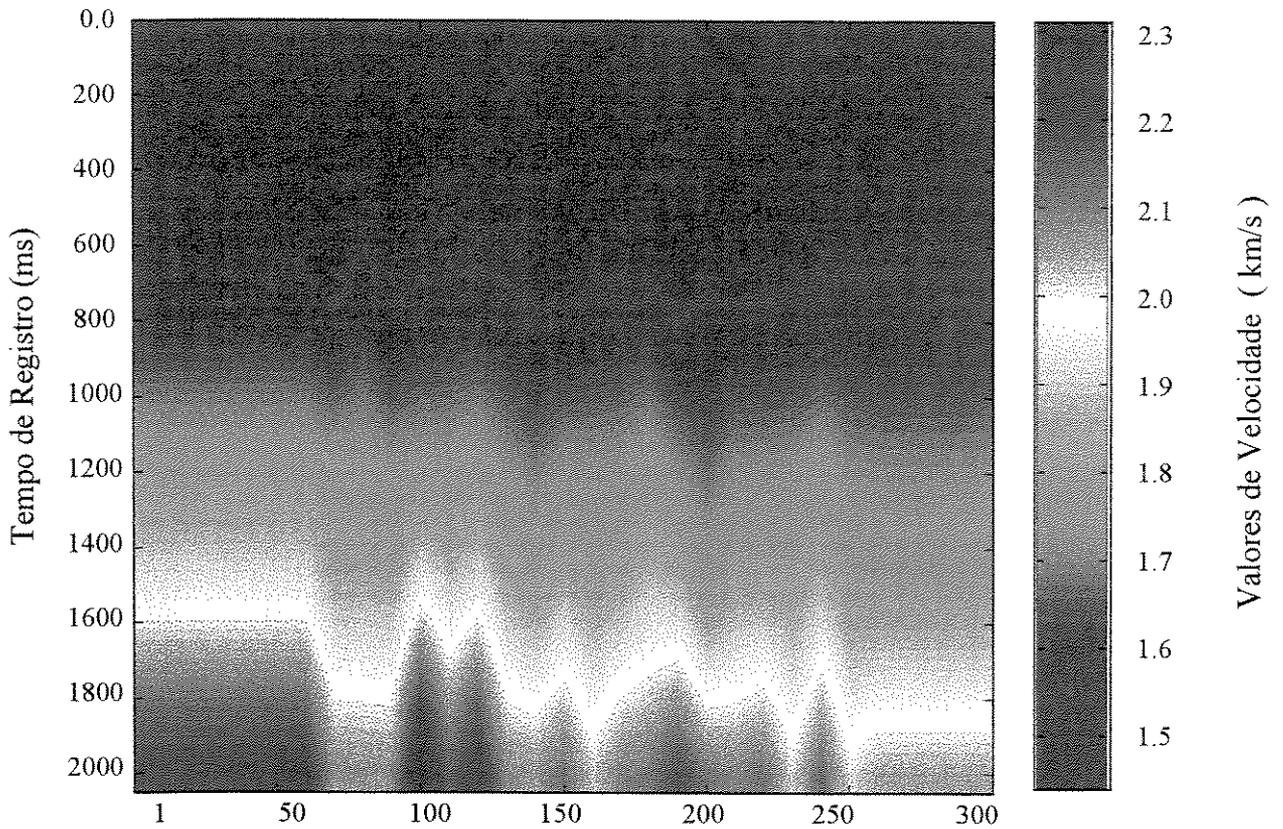


Figura 4.17: Primeiro Modelo de Velocidades RMS

As seções sísmicas simuladas em afastamento nulo foram reagrupadas para o domínio de ponto médio comum. Os CMPs selecionados encontram-se na figura (4.18) antes e depois da aplicação do MZO à verdadeira amplitude, tendo sido aplicado aos dados o mesmo fator de correção do espalhamento geométrico, utilizada no modelo 2.

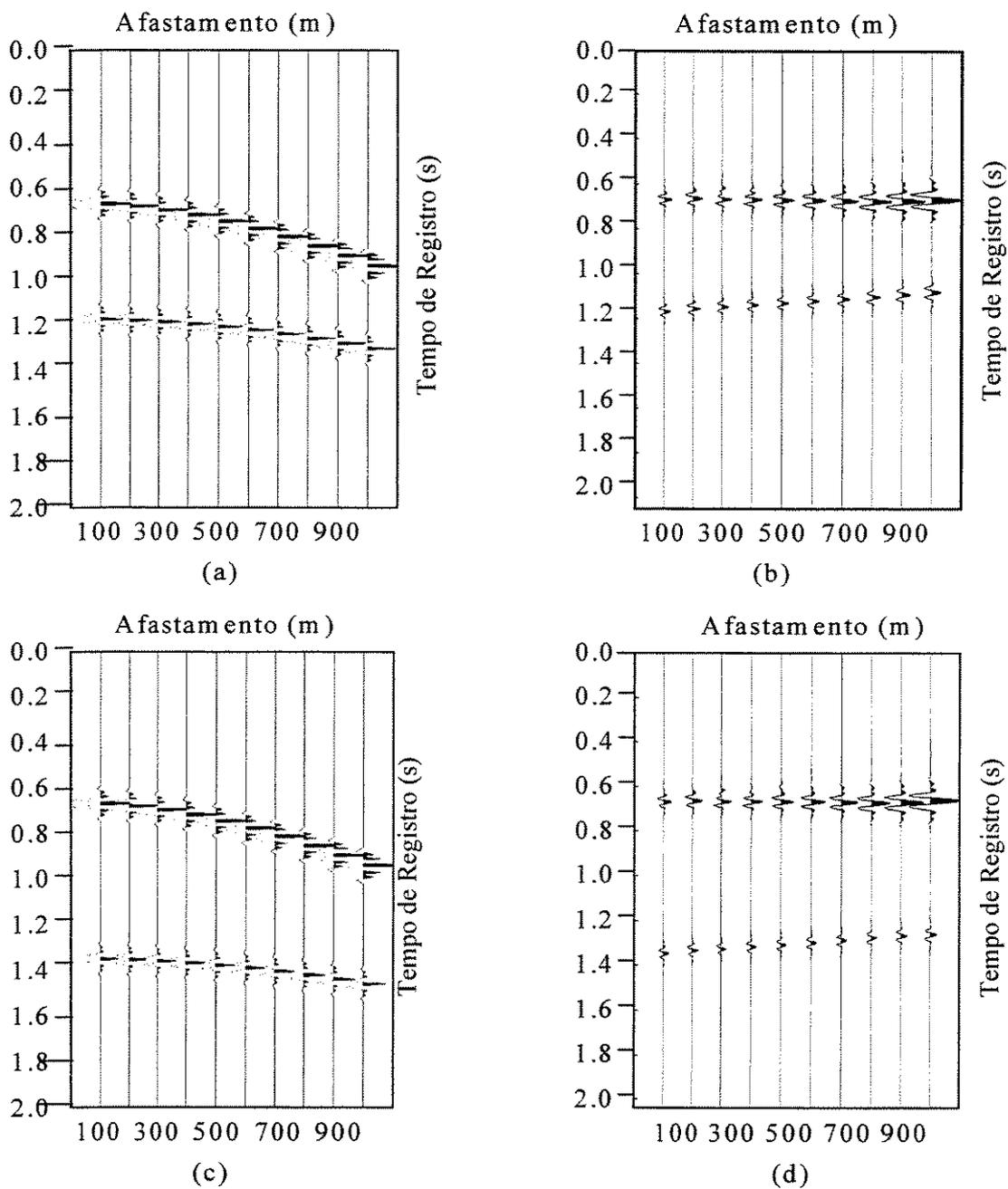


Figura 4.18: CMP X_1 parte superior (a) sem MZO e (b) com MZO; CMP X_2 parte inferior (c) sem MZO e (d) com MZO, para o primeiro modelo de velocidades

Como pode ser visto pela figura (4.18), a velocidade interpretada está sobrecorrigida ao nível da reflexão de interesse, comprometendo o cálculo das amplitudes pela função peso. Por esta razão uma segunda análise de velocidade foi realizada. Contudo, uma outra técnica de análise de velocidade foi empregada.

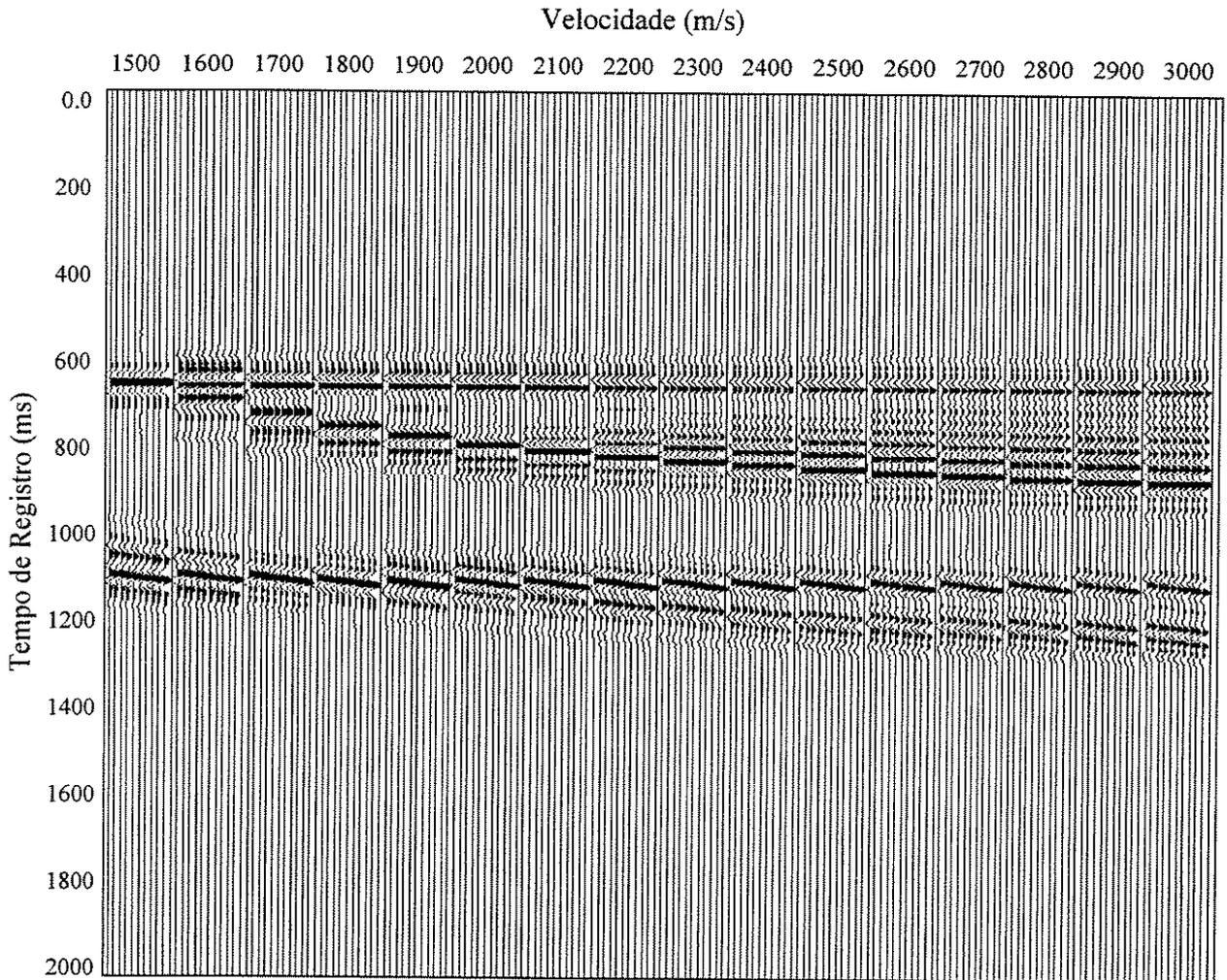


Figura 4.19: Análise com velocidade constante (CVS).

Esta técnica é conhecida como análise com velocidade constante (CVS). Neste método os CMPs que compõem um trecho da seção sísmica são, repetidamente, corrigidos de NMO usando as velocidades contidas em uma faixa de 1500 m/s até 3000 m/s a intervalos de 100 m/s e em seguida empilhados. Os CMPs corrigidos de NMO e empilhados são exibidos lado a lado, em ordem crescente das velocidades, formando um painel. Cada evento de reflexão estará alinhado em um determinado ponto dentro do painel de velocidades, como está mostrado na figura (4.19). As novas velocidades foram interpoladas temporal e espacialmente como já discutido anteriormente. A figura (4.20) mostra o arquivo de velocidades RMS para esta nova estimativa de velocidade.

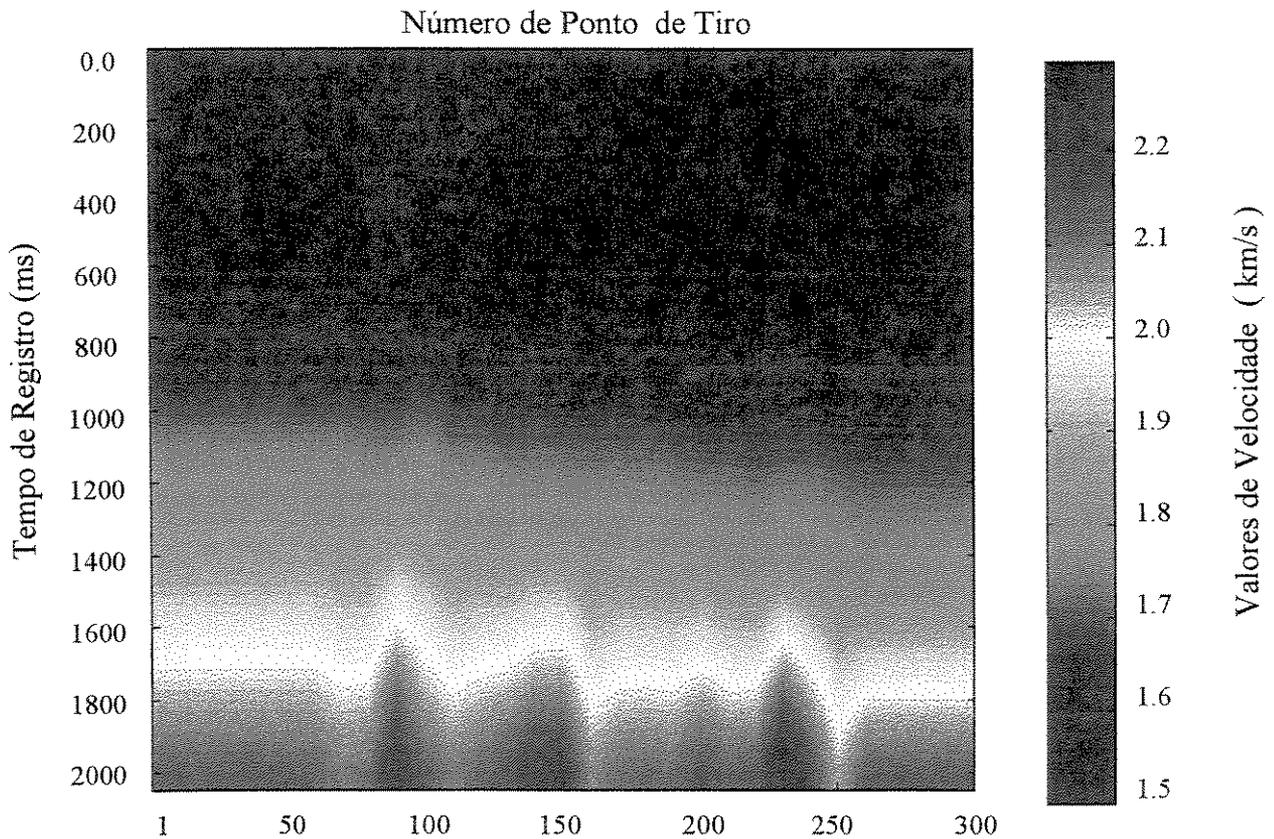


Figura 4.20: Segundo Modelo de Velocidades RMS

Observando-se a figura (4.21) nota-se que para este novo modelo de velocidade, os refletores contidos nos CMPs selecionados estão alinhados, indicando que a velocidade estimada está “correta”.

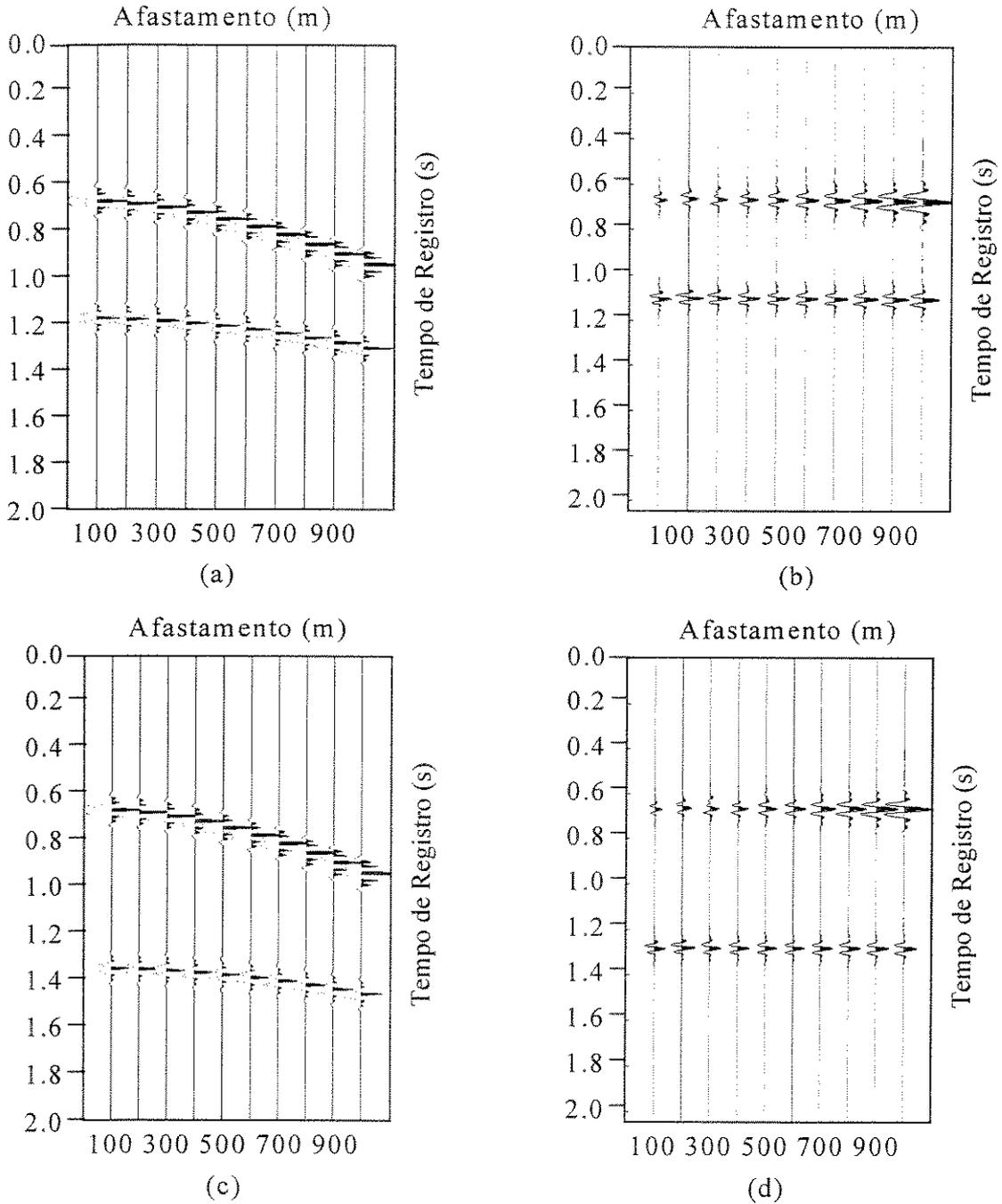


Figura 4.21: CMP X_1 parte superior (a) sem MZO e (b) com MZO; CMP X_2 parte inferior (c) sem MZO e (d) com MZO, para o segundo modelo de velocidades.

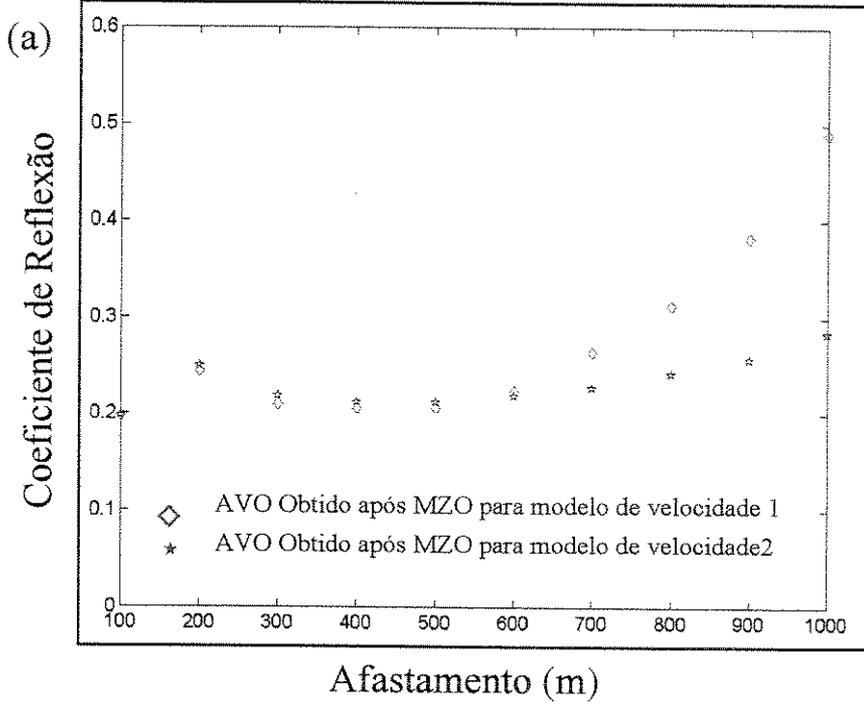
3.3.4 Resposta de AVO/AVA:

Uma vez corrigido o fator de espalhamento geométrico, após a aplicação do MZO à verdadeira amplitude, no domínio CMP, colecionou-se as amplitudes de pico em cada um dos CMPs X_1 e X_2 . Estes valores de amplitude, como já discutido, fornecem os coeficientes de reflexão medido, após a migração para afastamento nulo, como função do afastamento. Os resultados de AVO para ambos os modelos de velocidade estão apresentados na figura (4.22). Como pode ser percebido há uma grande disparidade nos valores encontrados para os dois modelos de velocidade estimados, especialmente para os afastamentos longos.

Aplicando a técnica que transforma AVO em AVA, encontra-se como resultado a imagem contida na figura (4.23), na qual está superposta a curva do coeficiente de reflexão teórico como função do ângulo de incidência, para os dois CMPs selecionados.

Além do processamento dos dados com o MZO à verdadeira amplitude, uma outra alternativa de fluxo foi realizada de acordo com a figura (4.24), ainda utilizando o *software* CWP. Nesta seqüência, os dados foram, inicialmente, corrigidos do fator de espalhamento geométrico (subrotina *sudivcor*), a qual aplica a aproximação de Newman para afastamento nulo. Num segundo passo, realizou-se a correção de NMO nos dados sísmicos e por fim executou-se um DMO F-K no domínio do afastamento comum. O modelo de velocidade empregado no DMO FK foi o mesmo daquele utilizado pelo MZO à verdadeira amplitude bem como a estimativa dos ângulos de incidência. As amplitudes resultantes, no domínio de CMP, com os dois processamentos, estão apresentadas na figura (4.25) num gráfico como função do ângulo de incidência. Nesta figura a curva cheia representa o AVA teórico ao nível do refletor de interesse.

AVO no CMP X₁



AVO no CMP X₂

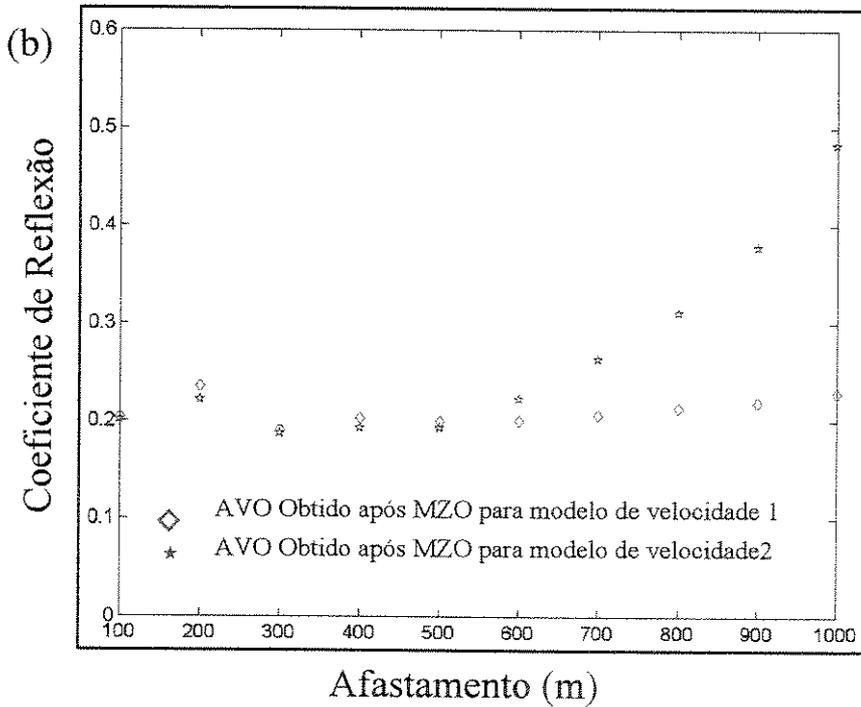
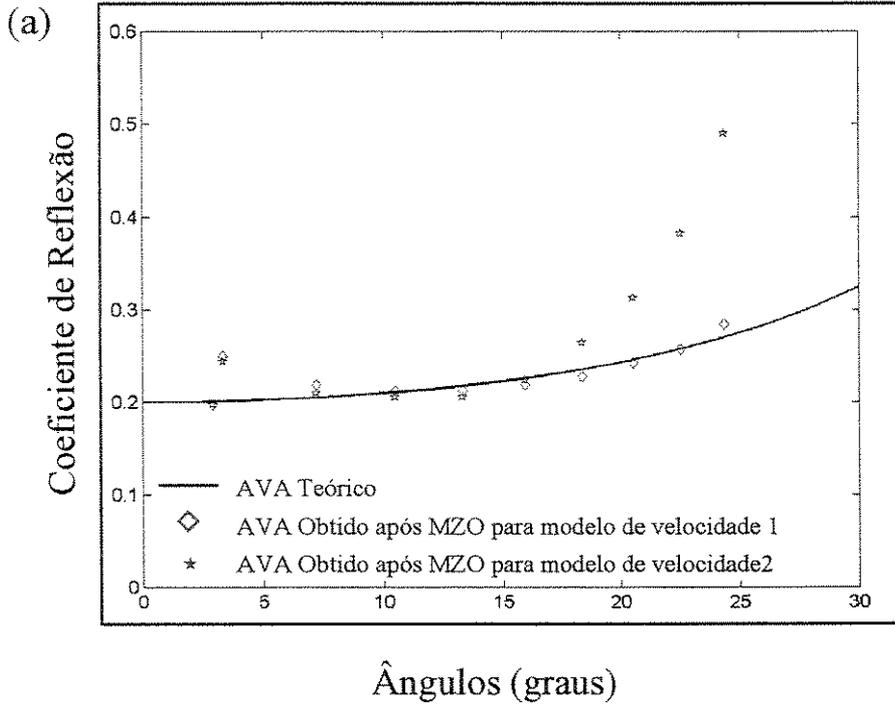


Figura 4.22: Amplitude vs Afastamento obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude.

AVA no CMP X₁



AVA no CMP X₂

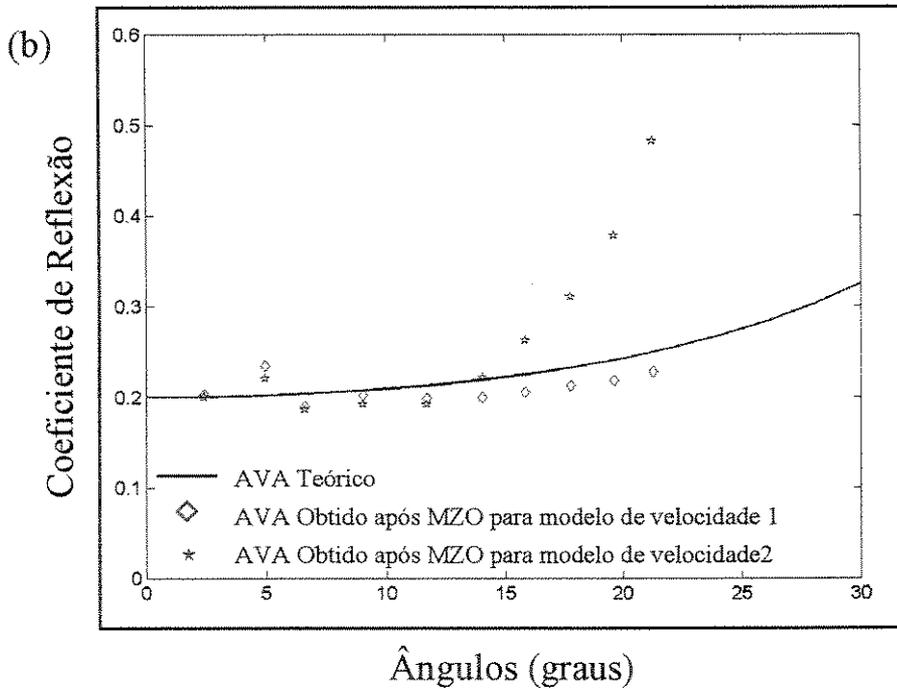


Figura 4.23: Comparação entre AVA após aplicação do TA MZO com a primeiro e segundo modelos de velocidade e com o AVA Teórico (linha contínua).

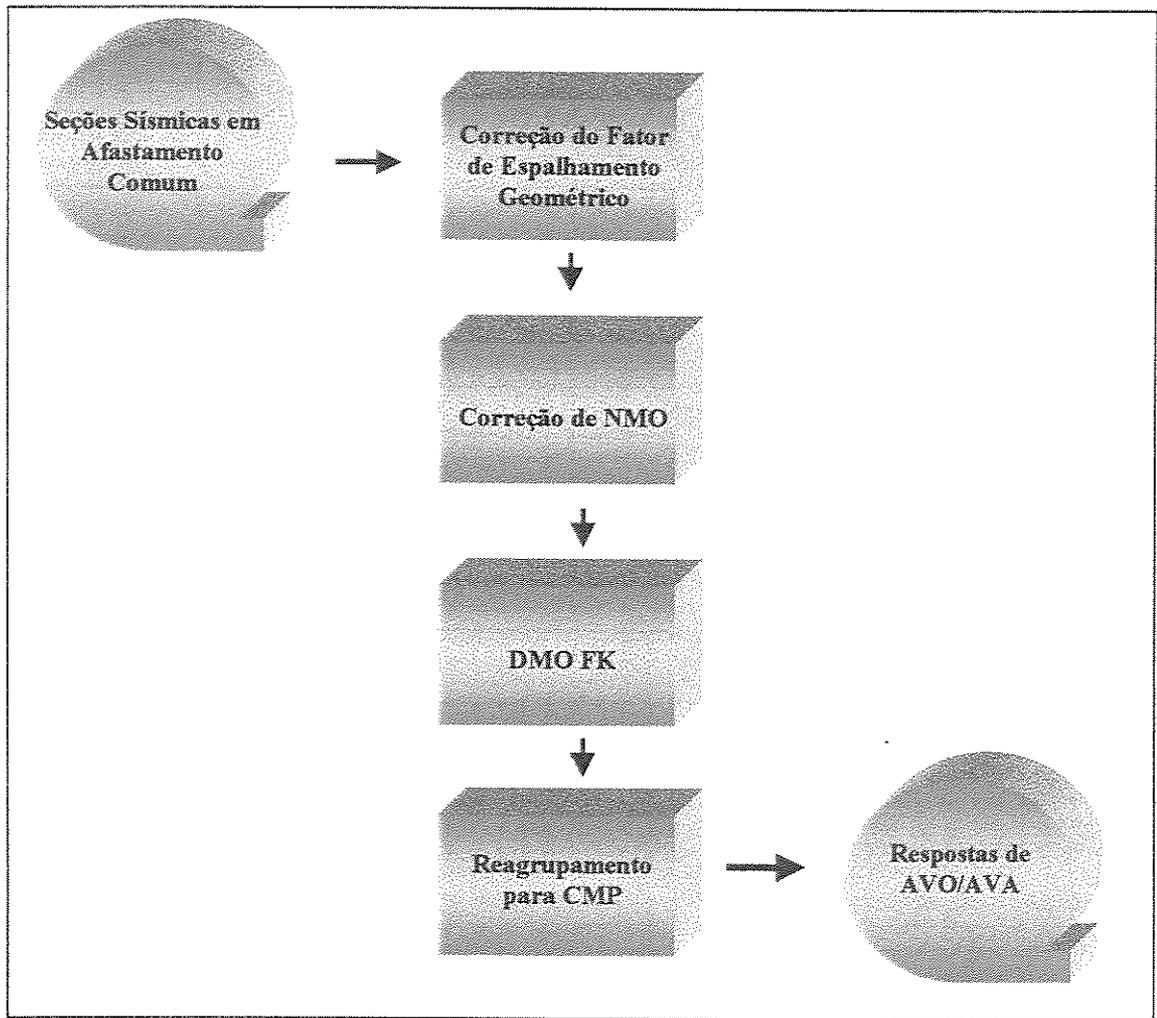
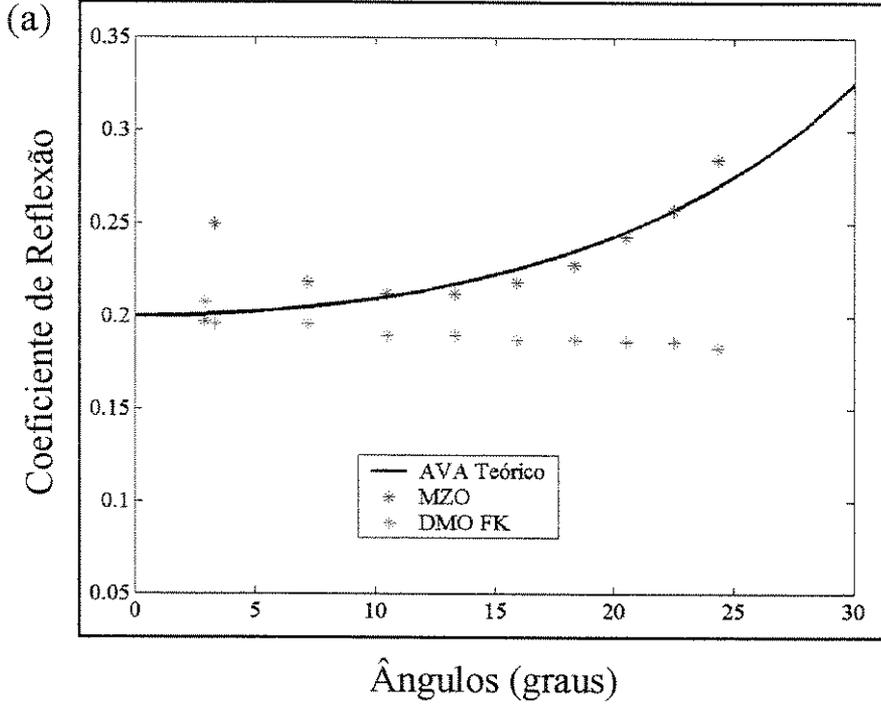


Figura 4.24: Fluxo de processamento utilizado para aplicação do DMO FK nos dados sísmicos

AVA no CMP X_1



AVA no CMP X_2

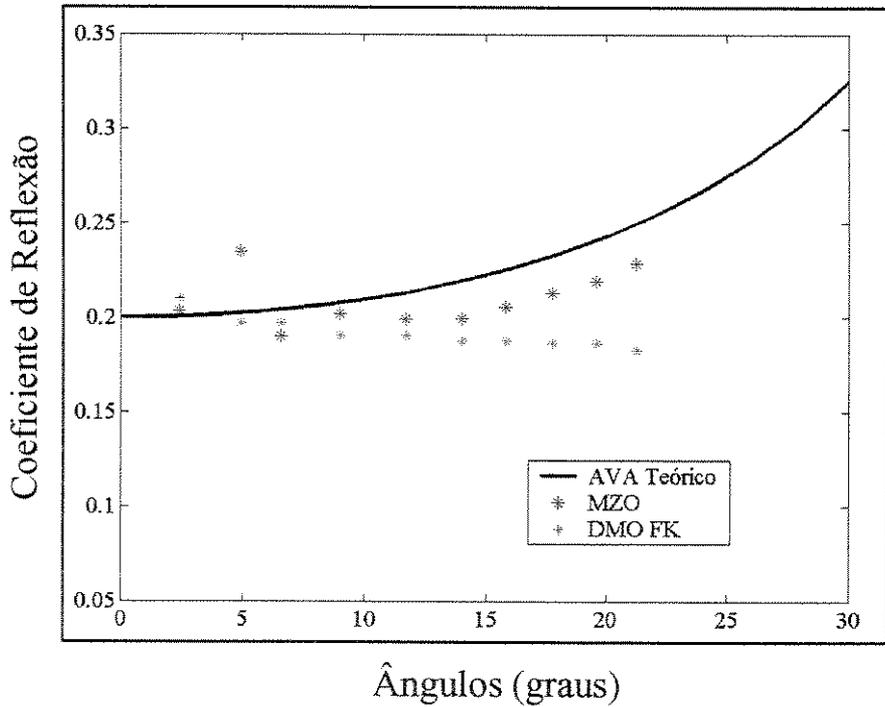


Figura 4.25: Comparação entre AVA obtido após aplicação do TA MZO, após DMO FK e AVA Teórico .

4.4 Quarto Modelo:

Este modelo sintético foi realizado com base em um reservatório turbidítico brasileiro de Idade Neo-Albiana, cuja acumulação de óleo principal contém um volume original de $72 \times 10^6 \text{ m}^3$ e um volume recuperável de $15 \times 10^6 \text{ m}^3$, distribuídos em uma área *offshore* de 40 km^2 , localizado na Bacia de Campos conforme mostra a figura (4.26).

4.4.1 Geologia Regional da Bacia de Campos:

A Bacia de Campos é uma bacia típica de margem passiva, podendo ser genericamente individualizada em três unidades com características tecno-sedimentar distintas (figura 4.27):

1) Seqüência Continental – composta por basaltos e parte dos sedimentos siliciclásticos e carbonáticos (Formação Lagoa Feia) afetados por tectônica *rift*.

2) Seqüência Transicional – constituiu um importante evento evaporítico de caráter regional, composto essencialmente de anidrita e halita. A importância exploratória dos evaporitos reside no dinamismo estrutural (falhas lítricas) que afetará a seção sobreposta a eles.

3) Seqüência Marinha – caracterizada pela deposição marinha afetada por intensa tectônica salífera. Esta Megaseqüência pode ser subdivida em três seqüências menores;

3.1) Seqüência Carbonática Nerítica Rasa – é caracterizada por uma rampa carbonática que ocasionou uma sobrecarga e o basculamento da bacia, resultando na formação de almofadas de sal. A deposição do sistema bacinal é, basicamente, uma fácies de granulação fina podendo ser observada, muitas vezes, a gradação de calcisiltitos para calcilutitos.

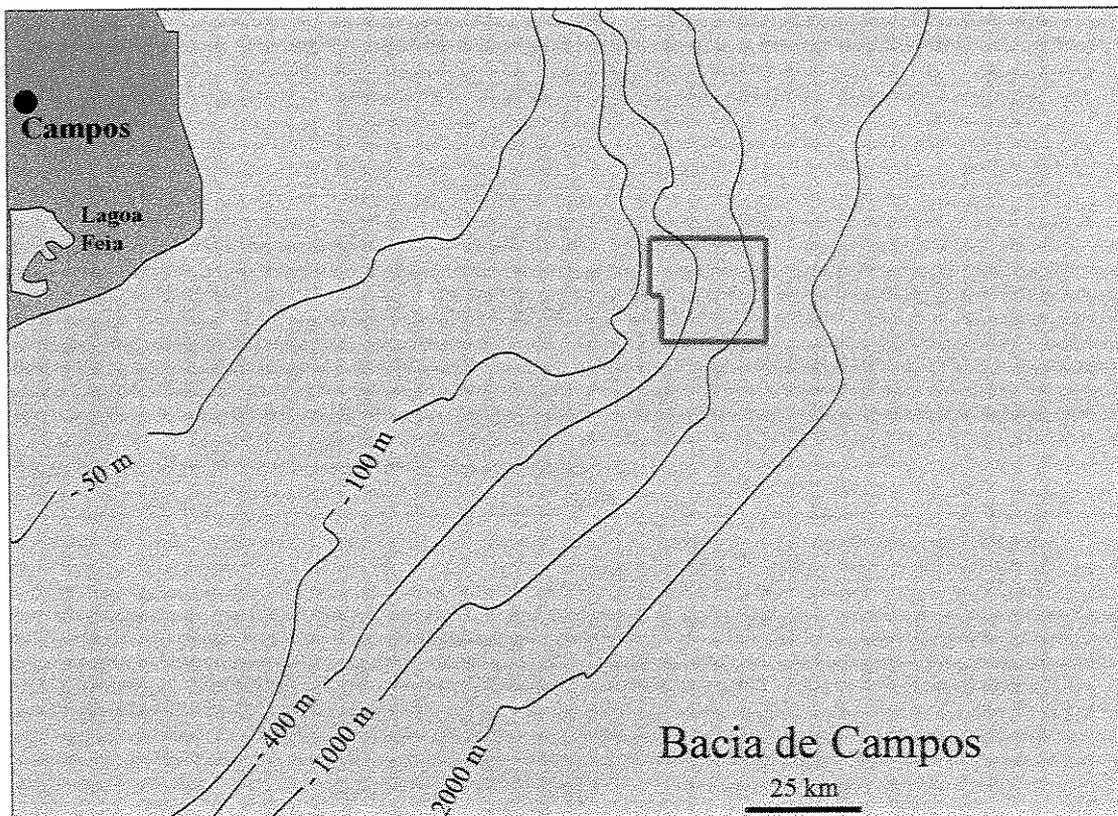


Figura 4.26: Localização aproximada da acumulação de óleo na Bacia de Campo.

3.2) Seqüência Oceânica Hemipelágica – engloba a parte superior da Formação Macaé e a porção basal da Formação Campos. A parte superior da Formação Macaé apresenta a partir do Neo-Albiano uma nova fase de movimentação halocinética resultando na formação de estruturas dômicas onde os arenitos turbidíticos se encaixaram. Nesta fase observa-se a intercalação de calcilutitos e margas que estaria associada a variações eustáticas. Os sedimentos da base da Formação Campos estabelecem a deposição da sedimentação em ambiente marinho profundo sendo composta principalmente por folhelhos e margas podendo ocorrer subordinadamente expressivos corpos turbidíticos.

3.3) Seqüência Oceânica Progradante – é influenciada pela variação do nível do mar de caráter global, pelo soerguimento da Serra do Mar e pelos movimentos do sal controlados ou não por tectônica profunda. Essa seqüência apresenta um padrão fortemente progradante com a deposição de grande volume de sedimentos. Nos períodos em que o

sistema transgressivo atingiu o seu nível máximo aparecem bancos carbonáticos que constituem marcos sismoestratigráficos de ampla distribuição lateral, precedendo um rebaixamento do nível do mar com a conseqüente deposição de complexos turbidíticos de canal com Idade Oligomiocênica.

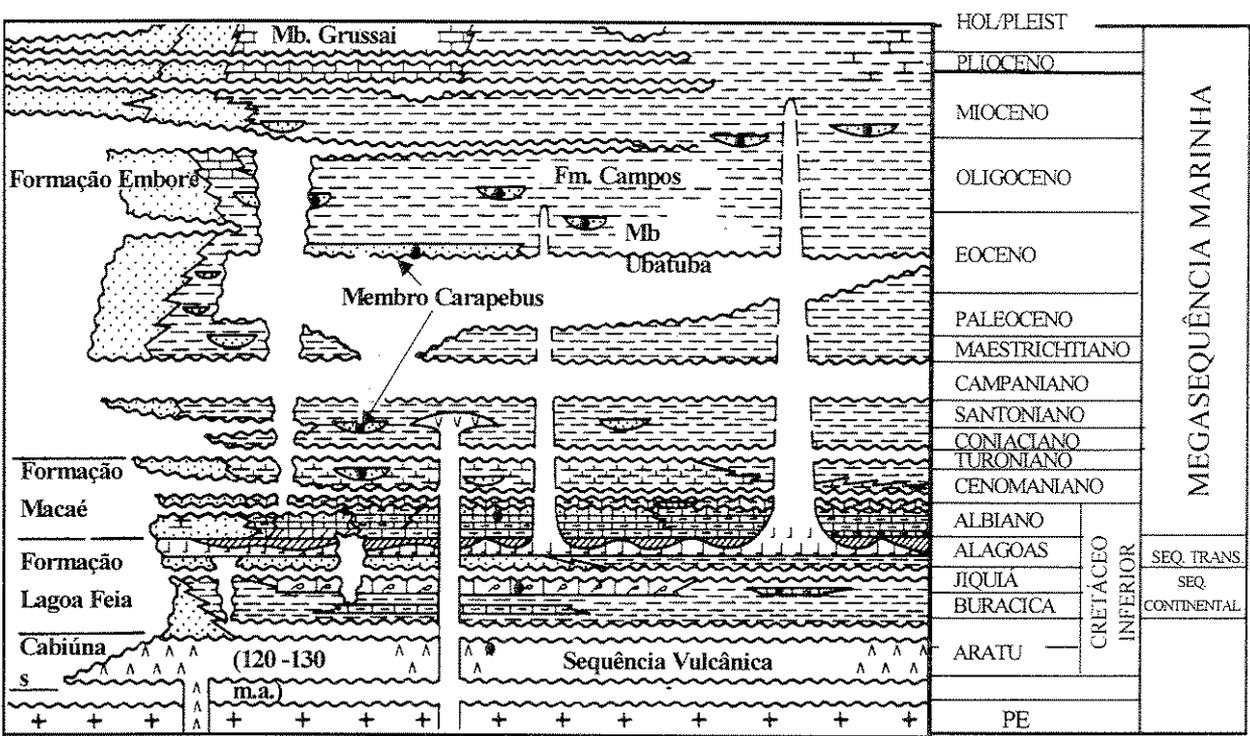


Figura 4.27: Coluna Estratigráfica da Bacia de Campos.

4.4.2 Modelo da Terra:

O dado sísmico real é um 3D marítimo, com tamanho de cela de 75 x 25 m, 306 linhas em subsuperfície e 1041 pontos de tiro (figura 4.28). Uma linha sísmica migrada pós-empilhamento, na direção *dip*, foi selecionada a partir do dado tridimensional, englobando 650 pontos de tiro. Em seguida, uma conversão tempo vs profundidade foi realizada utilizando-se um mapa de velocidades médias para um marco sismoestratigráfico de extensão regional.

Três refletores, com contrastes significantes de velocidade, foram mapeadas no dado em profundidade. Esta interpretação serviu de base para a construção do modelo da subsuperfície utilizado na geração da imagem sísmica, contido na figura (4.29).

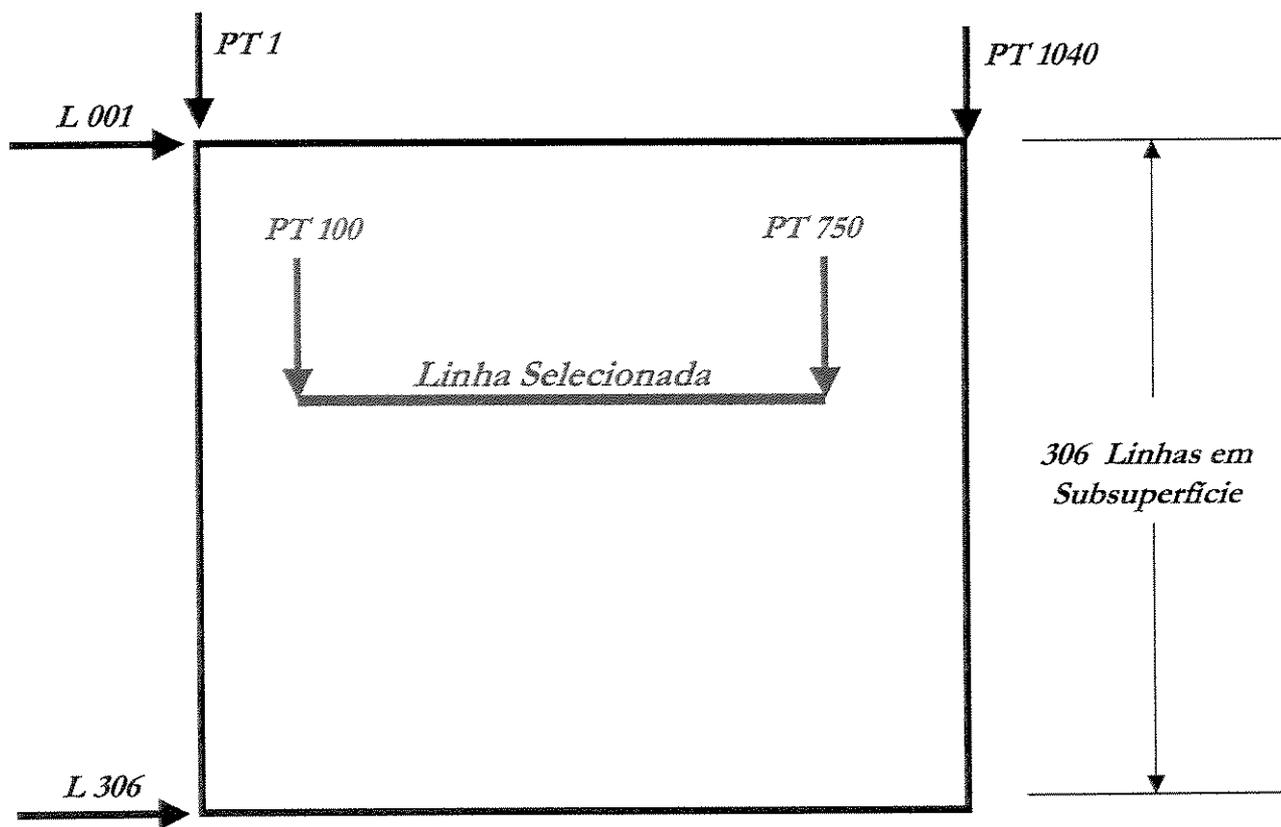


Figura 4.28: Desenho esquemático do 3D marítimo mostrando o trecho de linha selecionado.

Na figura (4.29) a interface plano-inclinada com profundidade variando de 100 a 500 m é o fundo do mar. A segunda interface é curva representando um marco sismoestratigráfica do Oligoceno Inferior cuja profundidade varia de 2500 até 3700 m. Finalmente, a última interface que aparece no modelo em profundidade de 3000 até 4100 m é o topo do arenito turbidítico, sendo que a acumulação de óleo está restrita a feição dômica segmentada por duas falhas.

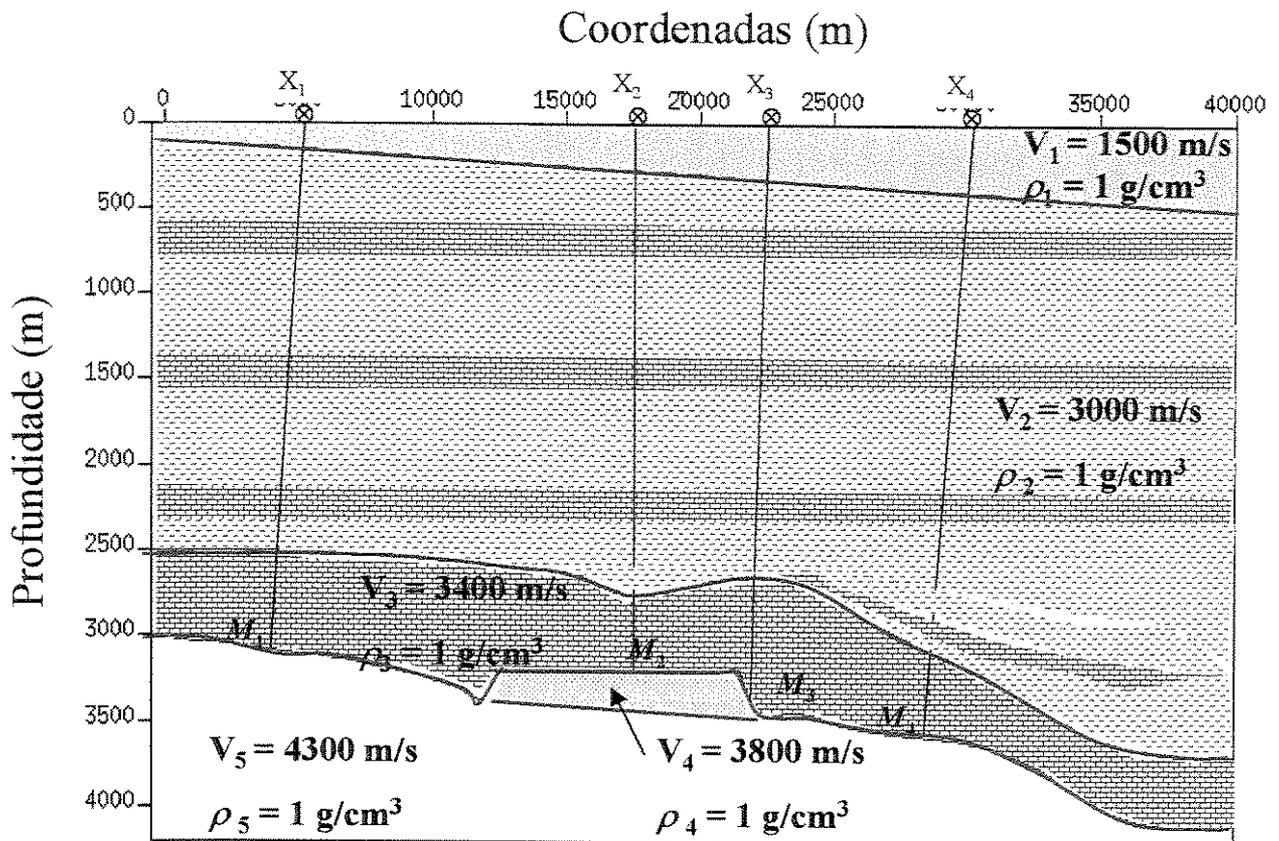


Figura 4.29: Modelo em profundidade para o quarto experimento

4.4.3 Resposta Sísmica:

As velocidades intervalares, para este modelo, foram retiradas de dois poços que atravessam a linha sísmica. Assim sendo, $v_1 = 1500$ m/s é a velocidade para o meio 1. O meio 2 constituído por uma intercalação de folhelhos e margas com velocidade igual a $v_2 = 3000$ m/s. O meio 3, composto basicamente de margas, apresenta velocidade de 3400 m/s. Já nos meios 4 e 5 que representam o arenito turbidítico, $v_4 = 3800$ m/s é a velocidade intervalar para o arenito onde o fluido no espaço poroso é óleo e $v_5 = 4300$ m/s é a velocidade correspondente a areia com água. As densidades, para todos os meios, são constante e iguais a unidade.

O intervalo de tiro e de receptores para a geração da imagem sísmica foi de 50 m. Sendo a banda de frequência, para construção da assinatura da fonte, de 4 – 72 Hz, com o comprimento do operador de 150 ms. A razão de amostragem foi de 4 ms e o tempo de registro igual a 4 seg.

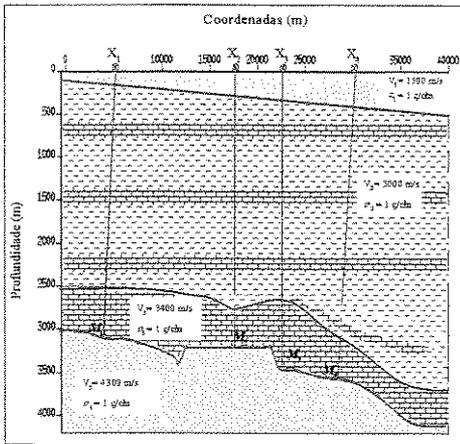
A maior limitação do programa de modelagem empregado (CWP/Cshot) está associada a construção de geologias complexas não admitindo, portanto, variações laterais de velocidade. No intuito de obter a resposta sísmica desejada optou-se pela geração de dois modelos independentes onde não se observa a variação lateral de velocidade ao nível do refletor de interesse (topo do arenito).

Dessa forma, duas imagens sísmicas foram obtidas para um mesma configuração de afastamento comum. A diferença entre elas está na velocidade intervalar para o arenito, todas as outras velocidades intervalares envolvidas no traçamento de raios são as mesmas. A primeira seção sísmica sintética em afastamento comum contém a resposta sísmica para um arenito com água. Já a segunda seção sísmica é a imagem obtida para um arenito com hidrocarboneto (óleo).

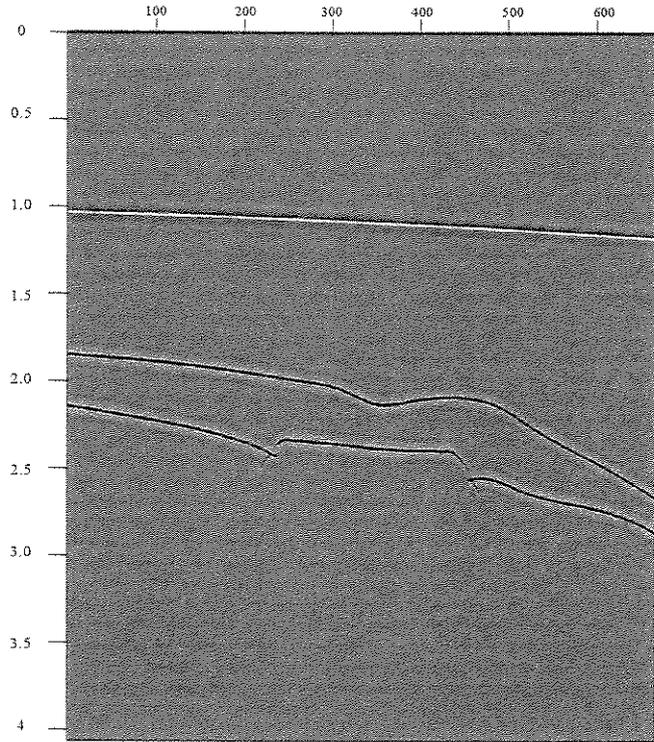
Uma seleção de traços em cada uma das seções sísmicas imageadas é efetuada com o objetivo de construir, através de concatenação dos traços selecionados, uma terceira seção onde a variação de velocidade na interface 3 é satisfeita.

A fim de permitir uma melhor visualização do que está sendo apresentado escolheu-se a seção de afastamento comum igual a 1500 m ($2h = 1500$ m) como exemplo. Na parte superior da figura (4.30) está o modelo em profundidade e a imagem sísmica para o caso onde o fluido no reservatório é água, sendo a seção sísmica, para este caso, definida como SA. Já na parte inferior está o modelo de subsuperfície e a resposta sísmica para o caso da areia com óleo, cuja seção sísmica em afastamento comum será denominada por SO.

(a)

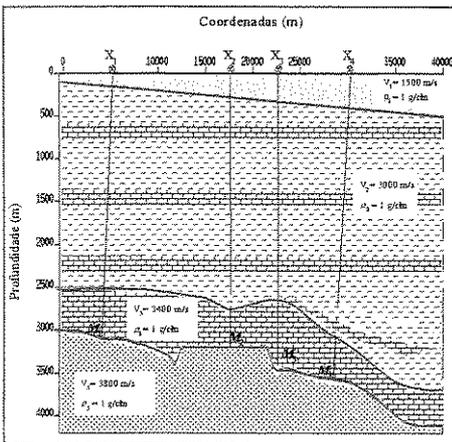


Modelo da Terra (Arenito com água)

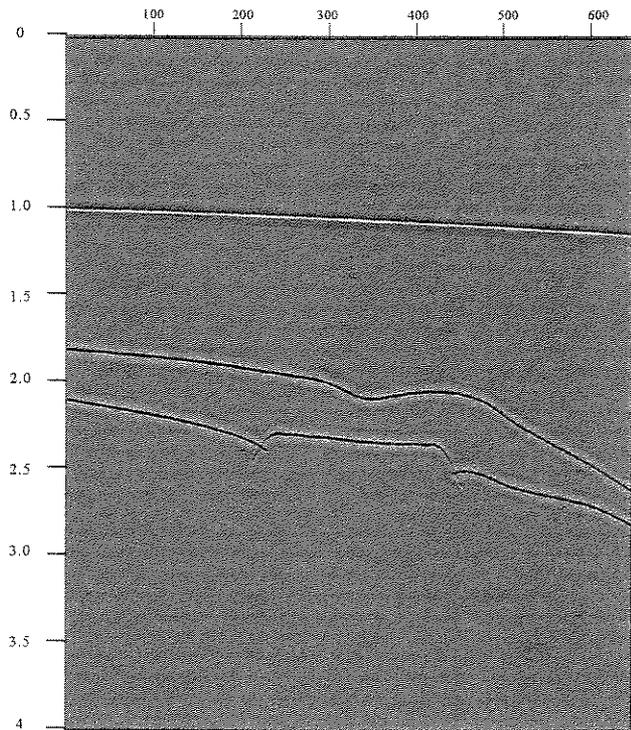


Seção Sísmica em Afastamento Comum (SA)

(b)



Modelo da Terra (Arenito com óleo)



Seção Sísmica em Afastamento Comum (SO)

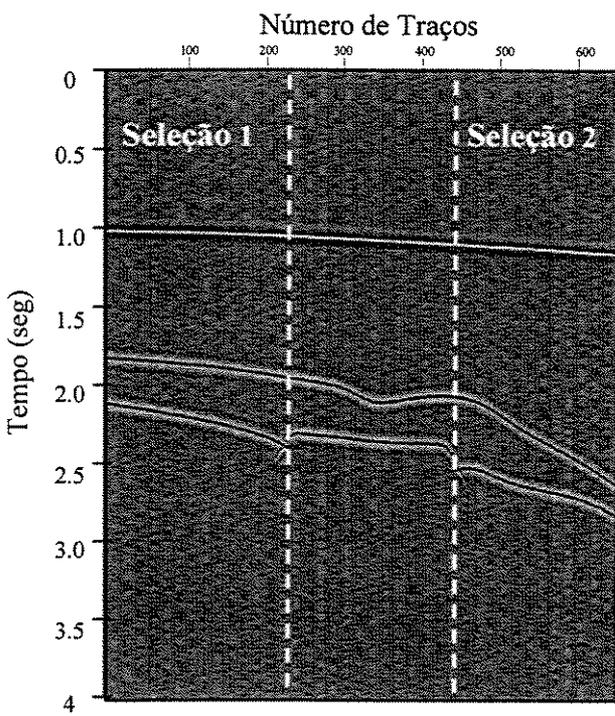
Figura 4.30: Modelos em profundidade e imagens sísmicas no afastamento comum de 1500 m onde (a) fluido no reservatório é água e (b) fluido no espaço poroso é óleo.

A figura (4.31) permite visualizar como foi obtida a imagem sísmica final para o reservatório em estudo. Nesta figura dois conjuntos de dados foram selecionados na seção sísmica definida como SA. O primeiro conjunto de dados compreende os traços de 1 a 225 (Seleção 1) enquanto que o segundo os traços 448 a 650 (Seleção 2) abrangendo os dois trechos do modelo contido na figura (4.29) onde o fluido do reservatório é água.

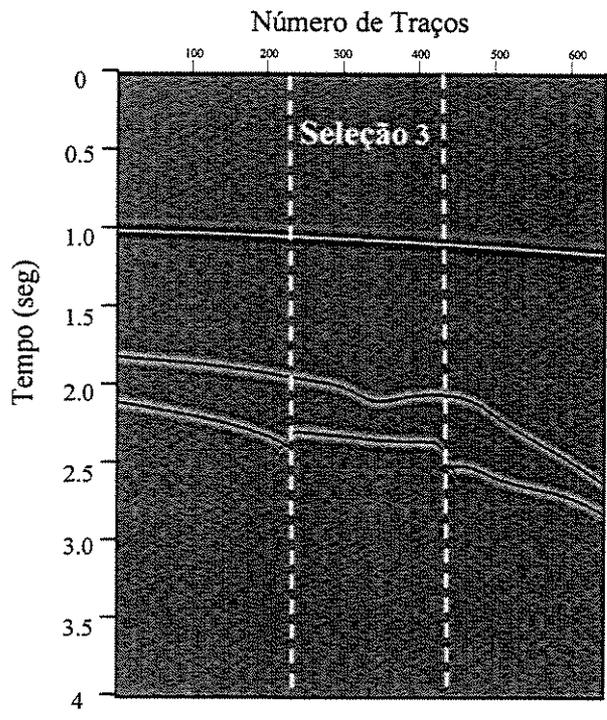
Na segunda seção apresentada (SO) da figura (4.31), apenas o intervalo relativo aos traços 226 a 447 foram selecionados (Seleção 3). Esses três conjuntos de dados foram concatenados gerando-se uma nova seção sísmica em afastamento comum com a variação lateral de velocidade correspondendo a fluidos distintos preenchendo os poros da rocha. Como o modelo de velocidades é crescente, espera-se que o traçamento de raios não tenha sido comprometido, a menos das regiões localizadas nos flancos das falhas

Trinta seções sísmicas sintéticas em afastamento comum foram modeladas com afastamentos variando de 100 até 3000 m equiespaçados de 100 m ($2h = 100, 200, \dots, 3000$ m) aplicando-se a metodologia descrita acima. Uma seção em afastamento nulo também foi imageada de modo a fornecer uma comparação com o resultado proveniente da aplicação do MZO à verdadeira amplitude, como visto na figura (4.32).

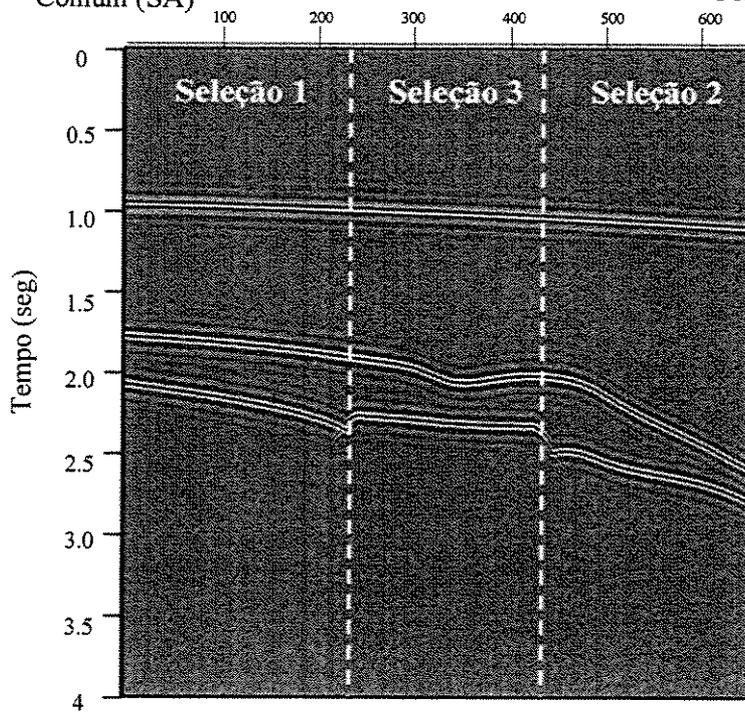
As seções sísmicas em afastamento comum foram também processadas utilizando o mesmo fluxo contido na figura (4.24). Portanto, as amplitudes obtidas são provenientes de dois tipos de processamento: com MZO à verdadeira amplitude e com DMO FK.



Seção Sismica em Afastamento Comum (SA)



Seção Sismica em Afastamento Comum (SO)



Seção Sismica em Afastamento Comum (1500 m)

Figura 4.31: Concatenação dos dados sísmicos para a seção de afastamento comum 1500 m

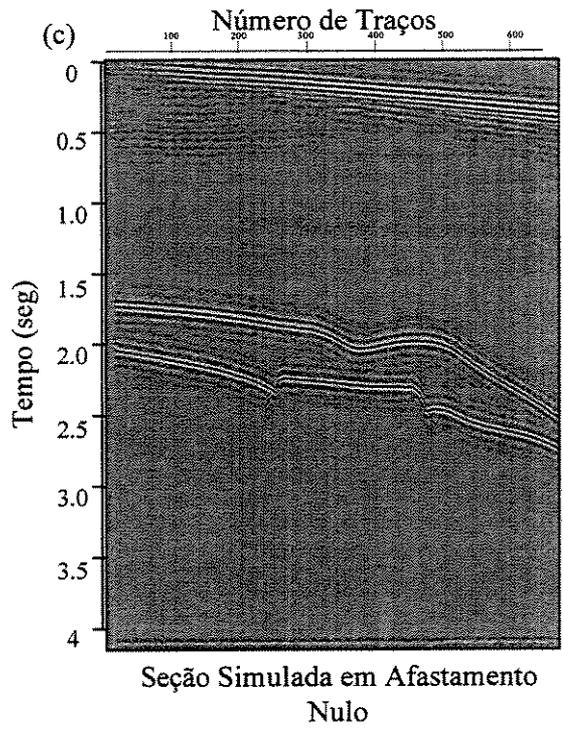
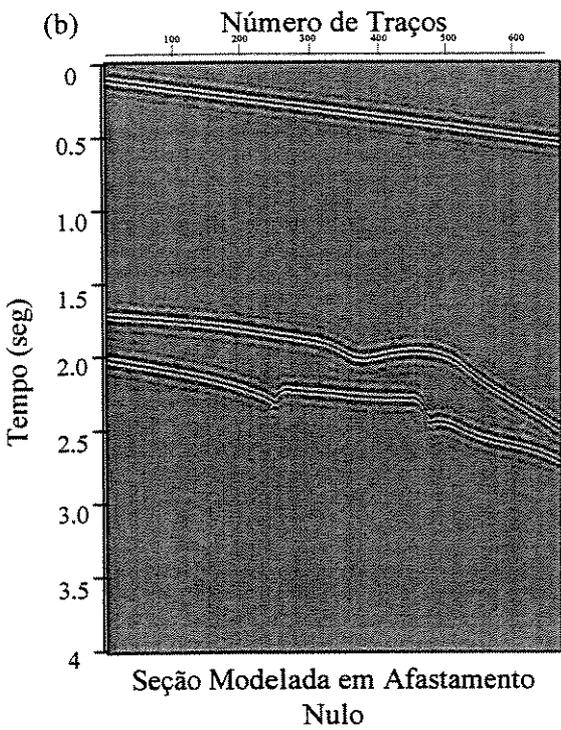
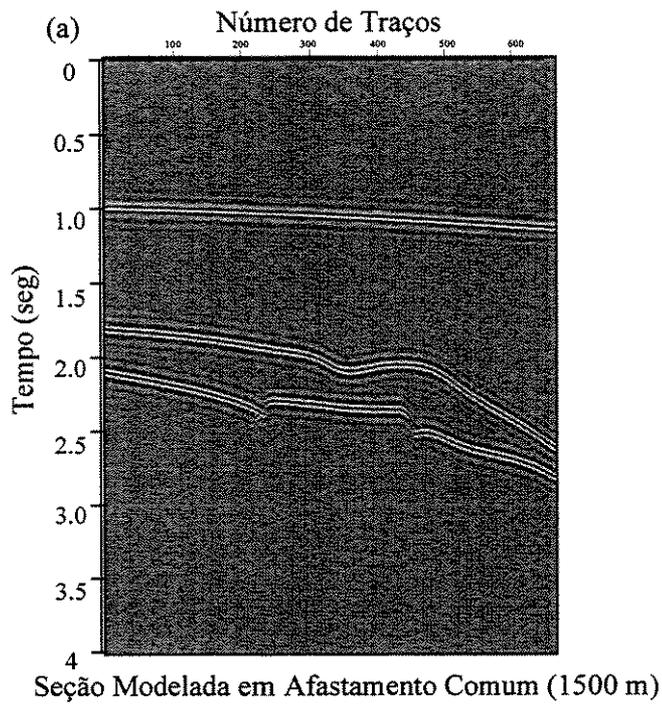


Figura 4:32: (a) Seção sintética modelada em afastamento comum ($2h = 1500$ m) para o modelo 4, (b) modelada em afastamento nulo e (c) simulada em afastamento nulo.

Quatro pontos médios foram selecionados para realização das análises de AVO/AVA (figura 4.29) após a aplicação do TA MZO e do DMO FK no dado modelado. Os CMPs X_1 e X_4 estão posicionados, respectivamente, a esquerda e a direita da feição dômica visando obter as respostas de AVO/AVA abaixo do contato óleo-água nos pontos M_1 e M_4 , enquanto que os CMPs X_2 e X_3 localizados sobre o objetivo fornecem as assinaturas de AVO/AVA nos pontos M_2 e M_3 no topo do arenito com hidrocarboneto.

Nas figuras (4.33) e (4.34), o dado sísmico sintético, no domínio CMP, foi limitado de modo a abranger o refletor de interesse que está em torno de 2100 ms para o CMP X_1 e 2600 para o CMP X_4 . A primeira delas mostra o CMP X_1 e a segunda o CMP X_4 antes e depois da aplicação das duas alternativas de processamento. Já as figuras (4.35) e (4.36), mostram os resultados obtidos para os CMPs X_2 e X_3 , onde o refletor de interesse está em torno de 2250 e 2350 ms, respectivamente. Todos os pontos médios selecionados exibem um aumento maior da amplitude com o afastamento para o dado processado com o MZO do que com a aplicação do DMO FK.

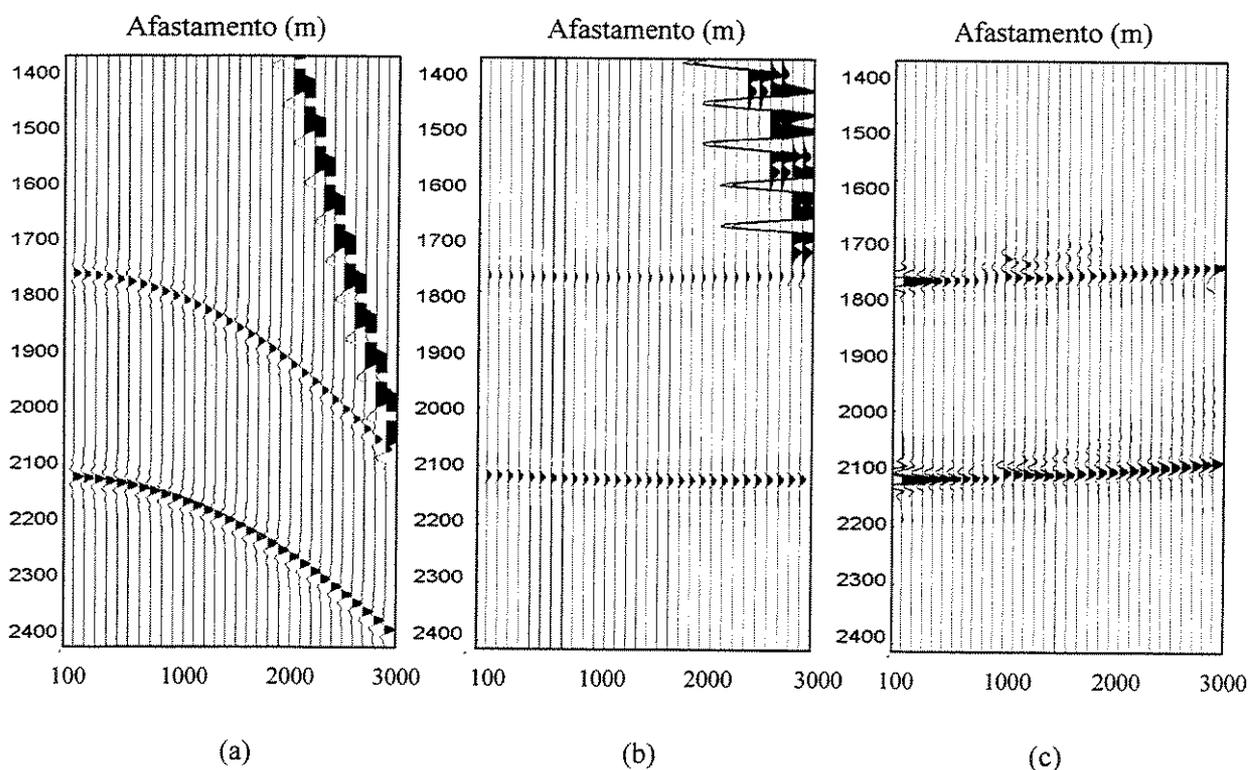


Figura 4.33: CMP X_1 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO.

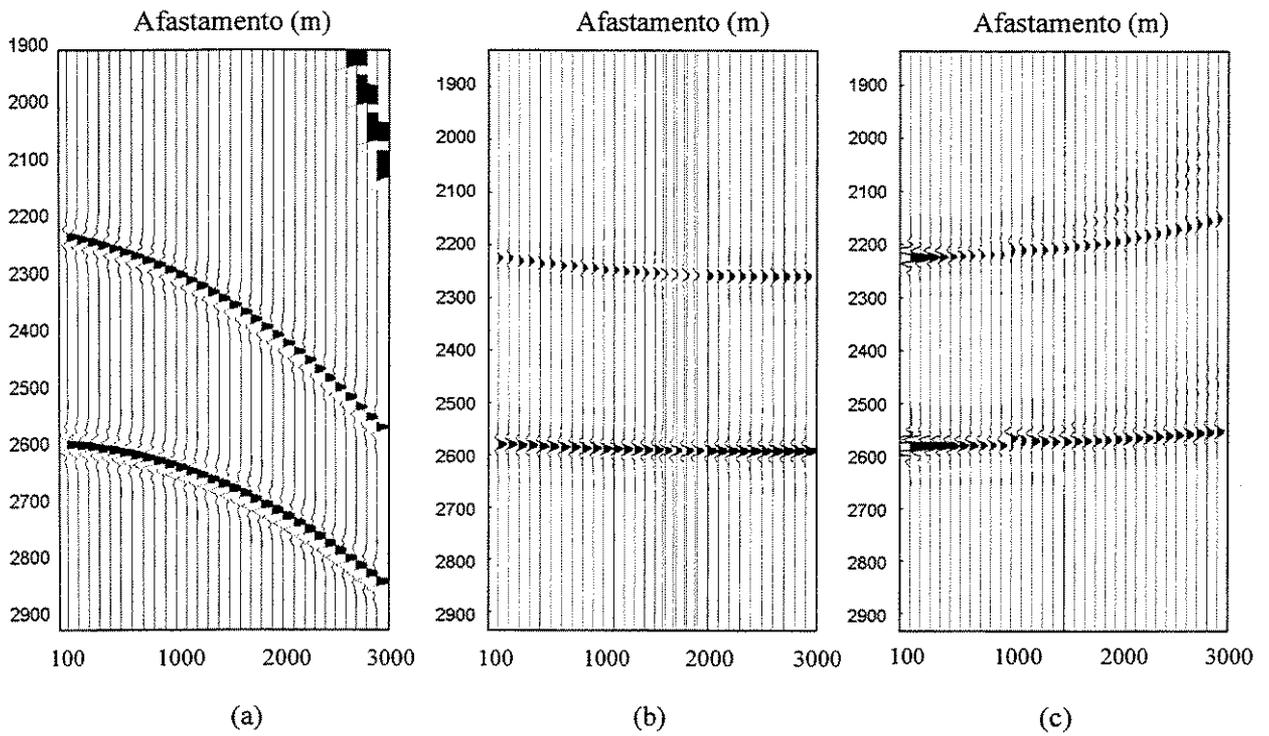


Figura 4.34: CMP X_4 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO

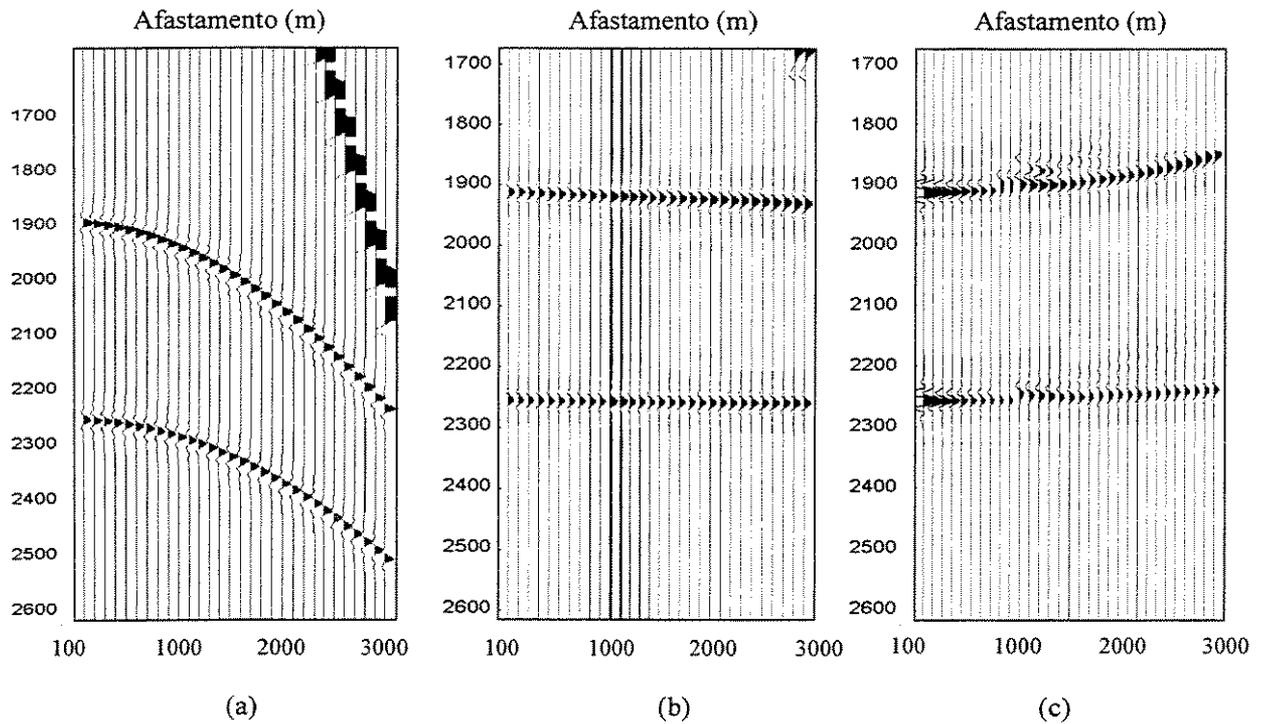


Figura 4.35: CMP X_2 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO

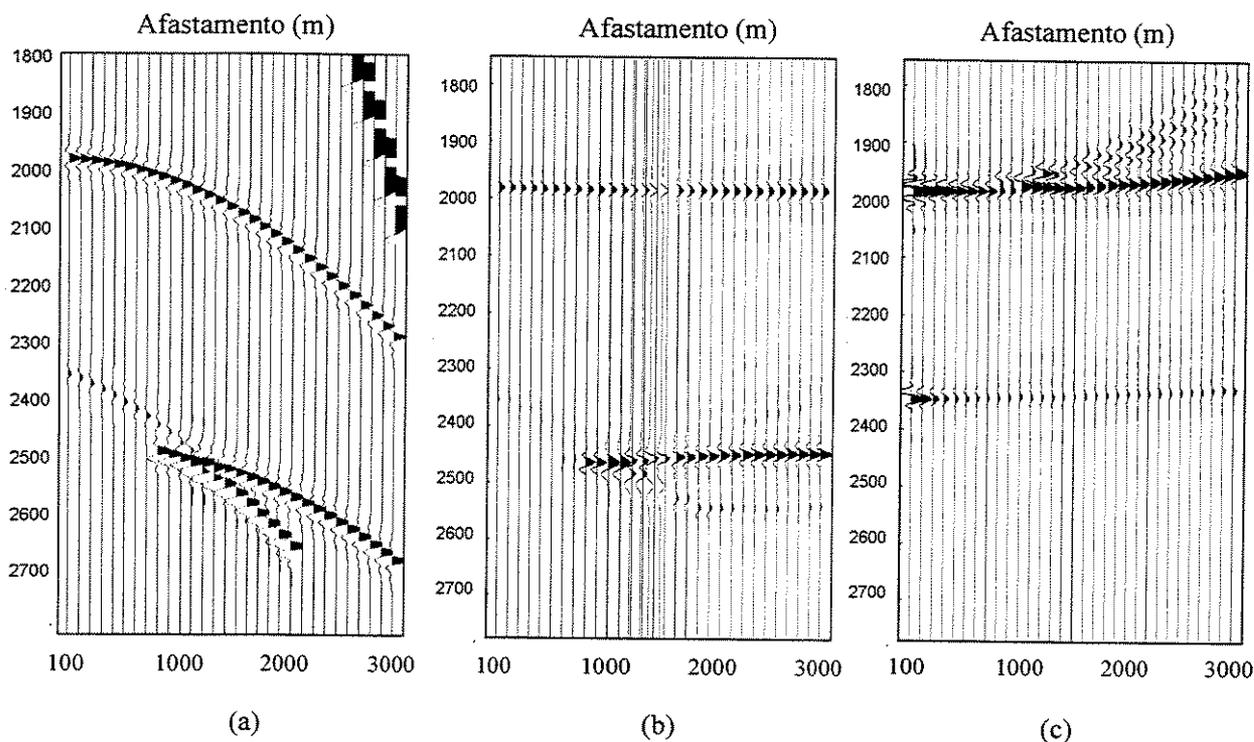


Figura 4.36: CMP X_3 (a) sem MZO e (b) com DMO FK (c) com MZO

4.4.4 Modelo de Velocidade:

Com o intuito de obter um modelo de velocidade pouco afetado pela presença de mergulhos, um DMO F-K foi aplicado aos dados sísmicos antes da interpretação definitiva da análise de velocidades. A velocidade preliminar, utilizada pelo DMO, foi obtida através de interpretação convencional (SEMBLANCE) realizada a cada 100 CMPs.

Após a execução do DMO FK, interpretou-se um segundo modelo de velocidade, desta vez a cada 50 CMPs segundo a técnica de análise à velocidade constante (CVS). Posteriormente, realizou-se a interpolação destas velocidades, gerando um mapa de velocidades RMS. A figura (4.37), mostra o modelo final de velocidade como resultado da interpolação nos pontos médios interpretados. O processamento dos dados sísmicos, para este modelo, foi executado no sistema SU do CWP, conforme já descrito na seção anterior.

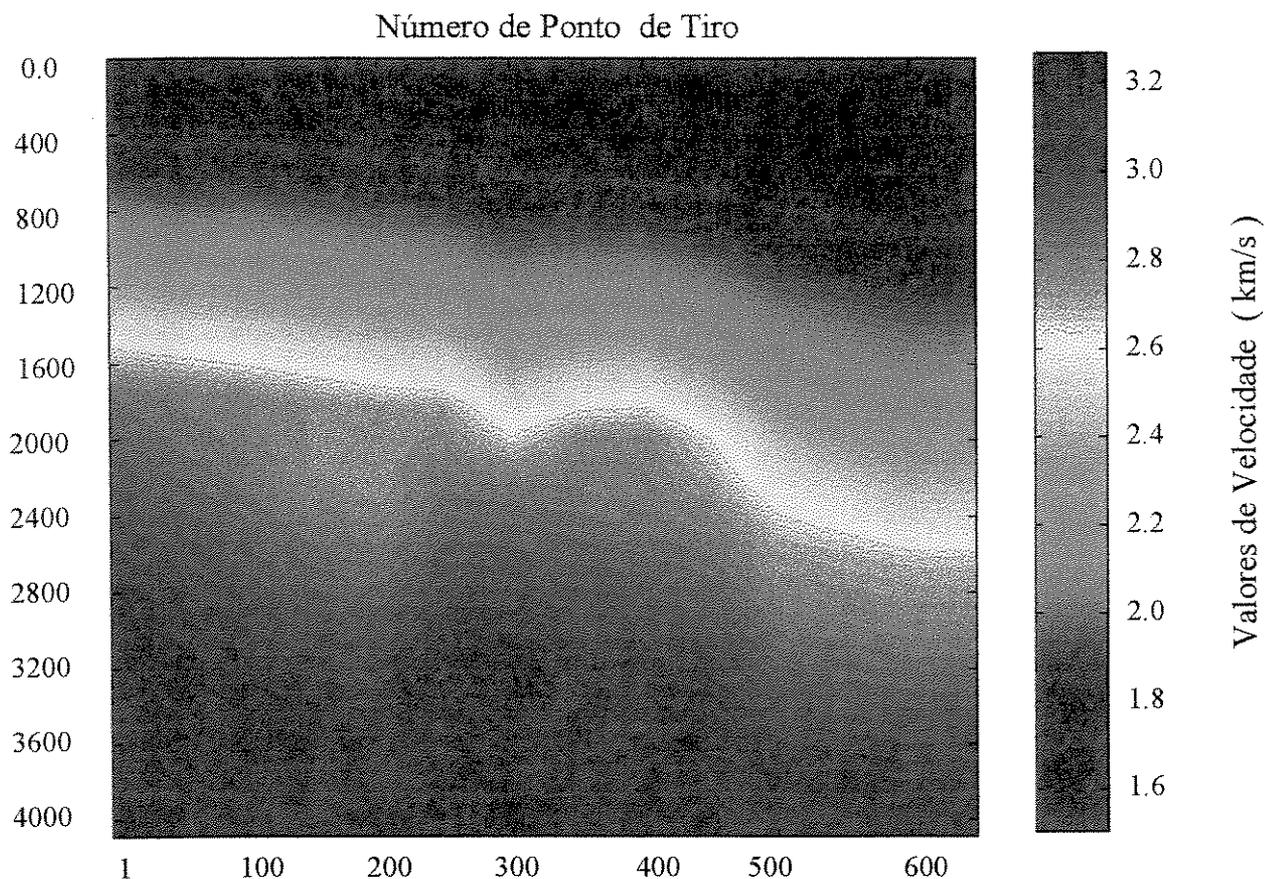
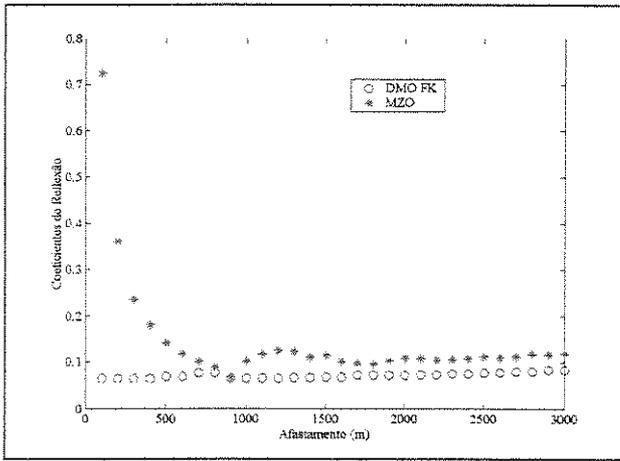


Figura 4.37: Mapa de Velocidades RMS

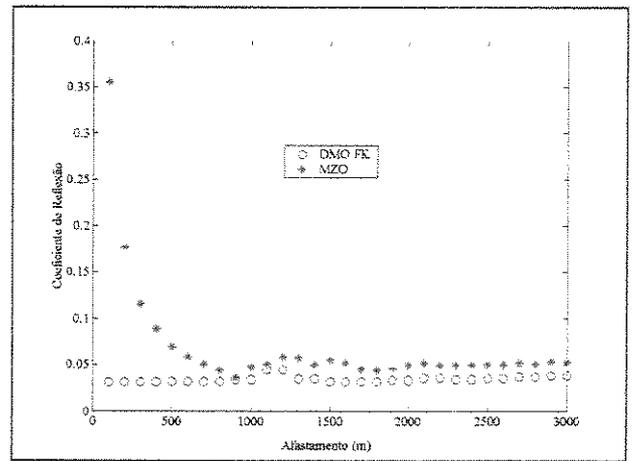
4.4.5 Resposta de AVO/AVA:

Colecionando as amplitudes de pico, nos CMPs selecionados, e exibindo-as contra o afastamento obteve-se as respostas de AVO do arenito com água (CMPs X_1 e X_4) e do arenito com óleo (CMPs X_2 e X_3), para as duas seqüências de processamento realizadas (figura 4.38).

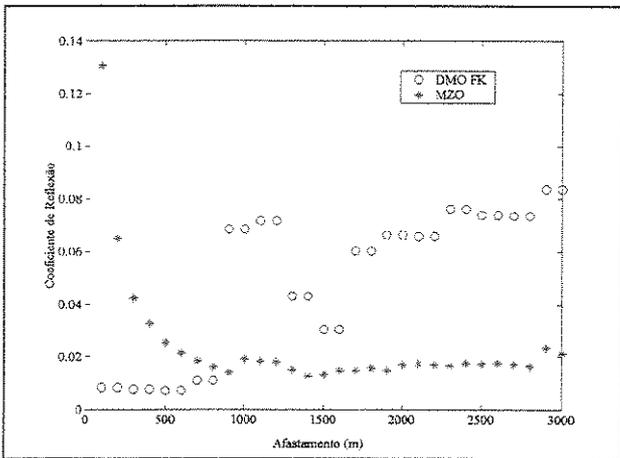
Os ângulos de incidência foram determinados, através da aplicação de um segundo MZO com peso diferente do primeiro, obtendo assim a resposta de AVA. Conseqüentemente, comparar os valores de amplitude resultantes dos diferentes processamentos com a curva de AVA teórica, conforme ilustrado na figura (4.39). Nesta figura percebe-se que o TA MZO produziu uma resposta de amplitude mais adequada para a inversão de AVO/AVA do que o DMO F-K. Uma discussão mais extensiva pode ser vista no quinto capítulo.



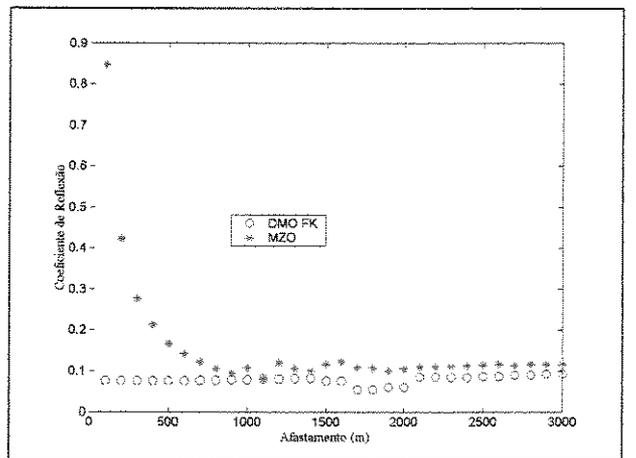
Resposta de AVO no CMP X_1



Resposta de AVO no CMP X_2

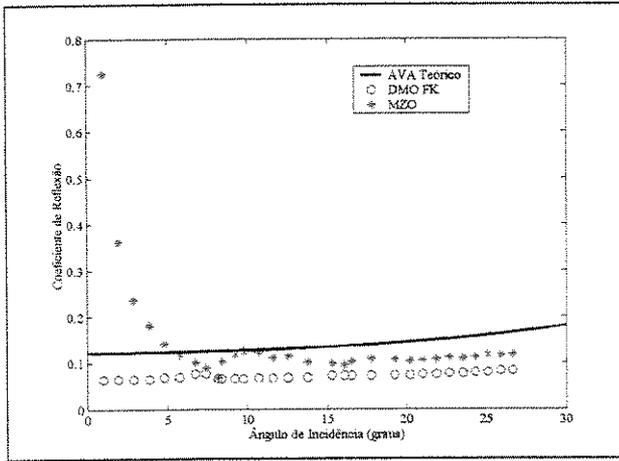


Resposta de AVO no CMP X_3

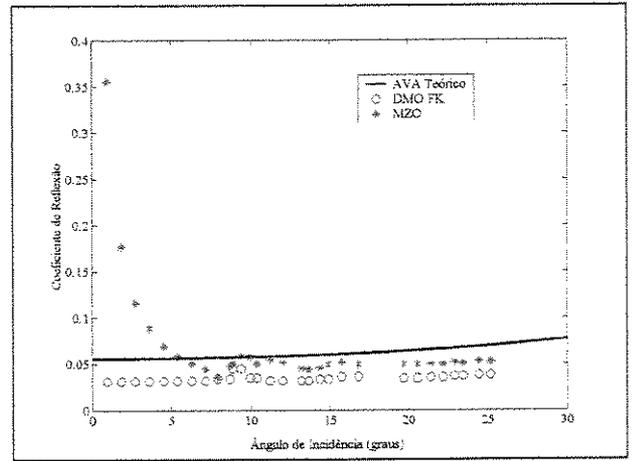


Resposta de AVO no CMP X_4

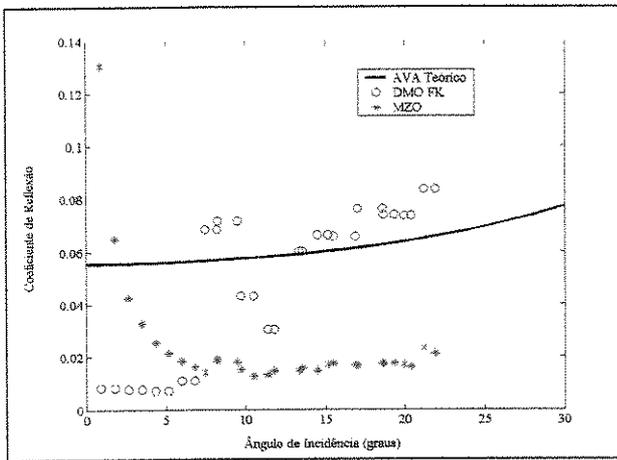
Figura 4.38: Respostas de AVO obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude e do DMO FK.



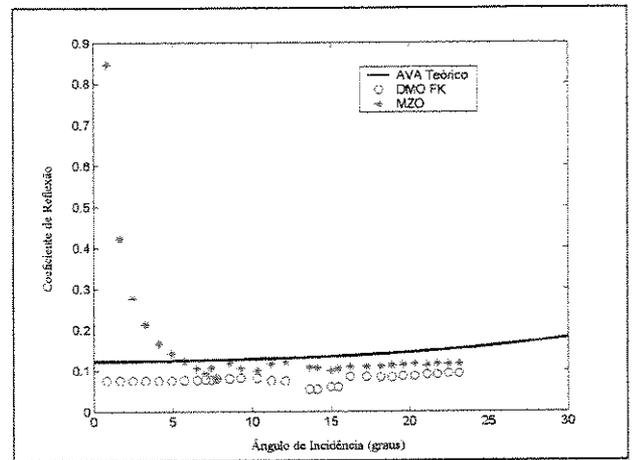
Resposta de AVA no CMP X_1



Resposta de AVA no CMP X_2



Resposta de AVA no CMP X_3



Resposta de AVA no CMP X_4

Figura 4.39: Comparação entre AVA teórico e as amplitudes obtidas após aplicação do MZO à verdadeira amplitude e os resultados do DMO FK.

Capítulo 5

Análise de Resultados

O resultado do MZO à verdadeira amplitude em todos os modelos, conforme ilustrado nas figuras (4.3c), (4.6c), (4.13c) e (4.32c), a primeira vista, apresentam a mesma forma do pulso e as mesmas amplitudes contidas nas figuras (4.3 b), (4.6b), (4.13b) e (4.32b). Entretanto, observando-se de forma mais criteriosa, nota-se que as seções em afastamento nulo simulada aparecem com um conteúdo de mais baixa frequência que suas correspondentes modeladas. Isto se deve ao fator de estiramento presente no MZO e que já foi discutido no capítulo 3.

Outra diferença visível entre as seções simuladas e modeladas em afastamento nulo, é o efeito de borda, comum a todos as operações do tipo Kirchhoff, já que nestas regiões a cobertura é insuficiente para promover a completa interferência construtiva nos traços que estão sendo empilhados. Este efeito é mais evidente a depender da profundidade do refletor de interesse e da distância fonte-receptor.

Além do efeito de borda outro ruído, inerente ao processo, são os fantasmas que aparecem nos menores tempos de chegada, salientando-se a figura (4.32c). Estes fantasmas aparecem devido a extensão limitada dos operadores de empilhamento. Eles podem ser minimizados pela aplicação de um *taper* apropriado.

A definição do *taper* deve ser feita para cada seção de afastamento comum separadamente. As seções com afastamentos longos sofrem menor influência à variação do *taper* do que àquelas com afastamentos curtos a médios.

Na figura (5.1) é possível observar as amplitudes resultantes da aplicação do MZO à verdadeira amplitude nas seções de afastamento comum de 100, 500 e 1000 m com a parametrização do *taper* variando de 0, -2, -4, -6, -8 e -10 traços para o primeiro exemplo sintético. Neste modelo o coeficiente de reflexão é igual a unidade, portanto qualquer discrepância nos valores de amplitude está associada exclusivamente aos diferentes *tapers* empregados, uma vez que após o TA MZO os dados estão corrigidos do fator de espalhamento geométrico.

Assim sendo, a extensão do operador de empilhamento estará sendo limitado progressivamente. Na figura (5.1a) cujo afastamento é de 100m o valor ótimo para o *taper* é zero, já na figura (5.1b) para um afastamento de 500 m o valor ideal poderá ser zero ou -2, enquanto que na figura (5.1c) com distância fonte-receptor de 1000 m todos os *tapers* utilizados atendem ao objetivo desejado, o qual seja um coeficiente de reflexão igual a unidade. Isto ocorre devido ao fato do número de traços que compõem a abertura do operador nos afastamentos curtos ser menor que nos afastamentos longos.

Os erros relativos, para cada *taper*, estão apresentados na tabela (5.1). Tomou-se como amplitude desejada a unidade, a qual representa o valor adotado para o coeficiente de reflexão neste modelo. Nota-se que este exemplo respeita a hipótese de velocidade constante. Os erros médios encontrados são da ordem de 4,9% para o afastamento de 100 m, 3,5% para o afastamento de 500 m e 1% para o afastamento comum de 1000 m. Isto demonstra que o MZO recupera as amplitudes corrigindo sobremaneira o fator de espalhamento geométrico.

A depender do número de interfaces presentes no modelo geológico, a escolha do *taper* fica mais delicada, uma vez que este parâmetro não é variável com o tempo. O *taper* apropriado para

o operador de empilhamento nos refletores mais rasos, não satisfaz as interfaces mais profundas. Por essa razão, a definição do *taper* em cada modelo foi realizada de modo a permitir o melhor resultado ao nível o do refletor de interesse a ser imageado. Na tabela (5.2) estão os valores de *taper* ótimos encontrados para as seções de afastamento comum que compõem cada um dos três outros modelos estudados.

Os demais experimentos estudados já apresentam um coeficiente de reflexão dependente do ângulo de incidência. Assim sendo, os erros relativos e as comparações de resultados foram realizados nos CMPs selecionados para cada modelo geológico, tomando-se os valores de amplitude da curva de AVA teórica como valor desejado.

O segundo modelo também mantém um modelo de velocidades constantes. Examinando o dado sísmico modelado em CMP antes e depois do TA MZO, figura (4.7), percebe-se que as amplitudes recuperadas exibem um sutil aumento das amplitudes com o afastamento, o qual está mais evidente na figura (4.8) onde os valores de amplitude provenientes do TA MZO, para os dois CMPs selecionados, estão exibidos como função do afastamento.

A resposta de AVA (figura 4.10) permite a comparação entre os resultados obtidos e aqueles encontrados para a curva teórica ao nível do refletor de interesse. Nesta figura percebe-se que o método apresenta flutuações para os afastamento curtos. Nesta região o número de traços que compõem a abertura do operador é menor que para os afastamentos mais longos. As discrepâncias aumentam a depender do intervalo de traços adotado no modelo. Em dados reais, onde os intervalos de traços podem chegar a 25 ou mesmo 50 m, possivelmente uma interpolação de traços seja necessária para tentar evitar o problema.

Entretanto a partir do afastamento de 400 m a curva de AVA teórica e os resultados obtidos com TA MZO, passam a ser extremamente concordantes em ambos os CMPs selecionados. Os erros relativos, em cada CMP, estão quantificados na tabela (5.3) e (5.4) sendo estes exibidos

num gráfico em função do afastamento na figura (5.2). O erro médio encontrado, excetuando-se os valores discrepantes, é de 3.9 % para o CMP X_1 e de 5.9 % para o CMP X_2 .

No mapa de velocidades RMS estimado para o terceiro exemplo (figura 4.20) percebe-se que apesar do refinamento realizado com a segunda interpretação de velocidade, ainda são encontrados artefatos causados pelo próprio processo de interpretação de análises de velocidade.

Esses artefatos poderiam ser eliminados através de uma suavização do campo de velocidades. No entanto, sem essa suavização foi possível verificar o impacto que essas oscilações acarretam no resultado final do MZO. Eles são os responsáveis pelas flutuações em tempo verificadas na seção de afastamento nulo simulada, figura (4.13c). Vale salientar que, nesta figura, o CMP X_1 está localizado no ponto de tiro 100, onde não se observam flutuações, enquanto o CMP X_2 no ponto de tiro 200, onde as mesmas passam a ocorrer. Apesar do gradiente de velocidade, neste modelo, não ser acentuado, ele não satisfaz mais a hipótese assumida de velocidade constante.

Comparando-se os gráficos de AVO obtidos com os dois modelos de velocidade (figura 4.22), nota-se que quando a velocidade está sobrecorrigida as amplitudes resultantes da aplicação do MZO à verdadeira amplitude são maiores que as encontradas para as velocidades verdadeiras. Da mesma forma, quando a velocidade está subcorrigida os valores de amplitudes estariam apresentado um decréscimo maior com relação aos afastamentos mais longos. Isto fica claro quando comparam-se os erros relativos calculados para os dois modelos de velocidade em cada um dos CMPs selecionados, tabelas (5.5) a (5.8) e figuras (5.3) e (5.4), obtidos a partir das respostas de AVA (figura 4.23).

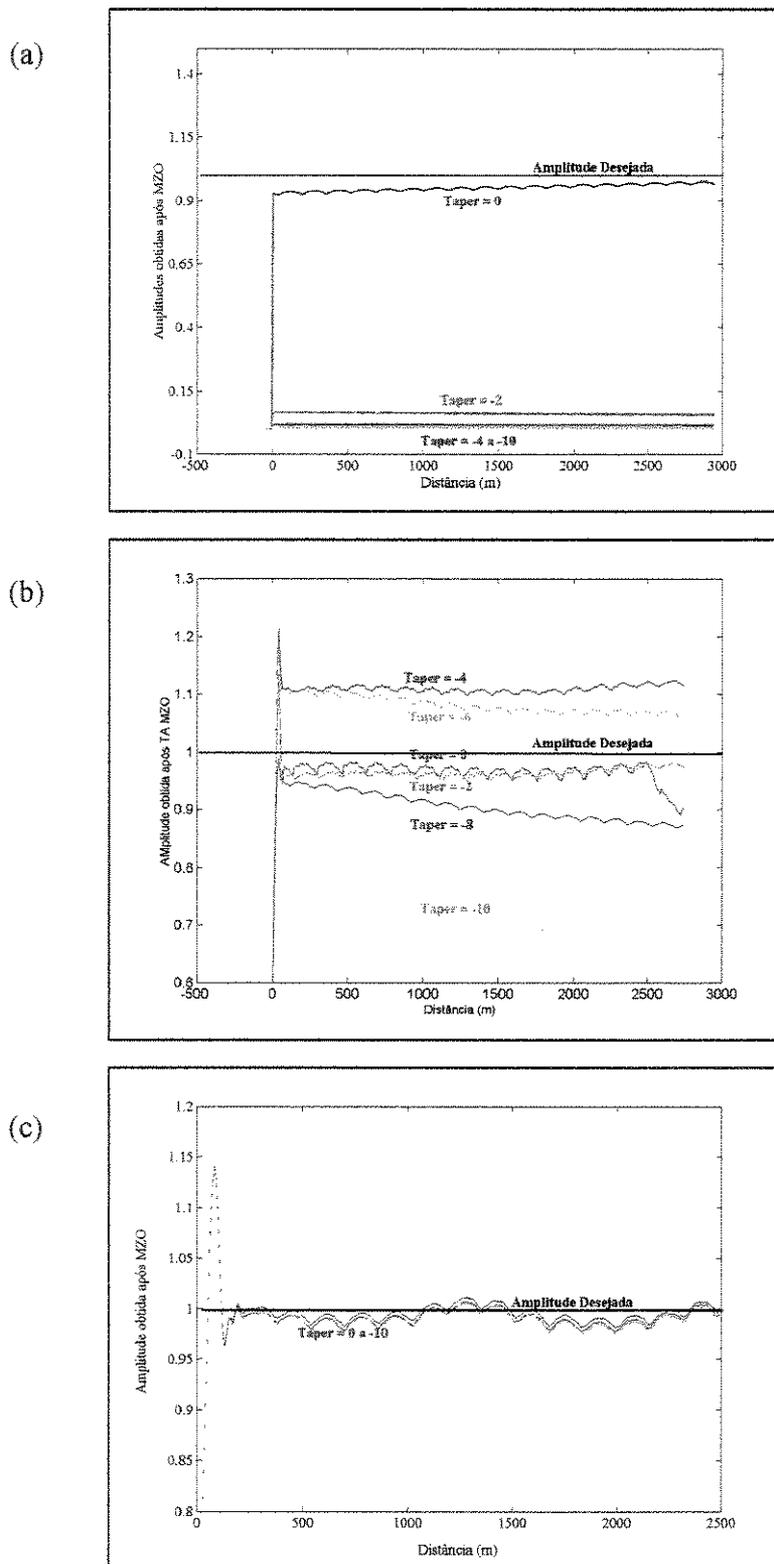


Figura 5.1: Efeito na amplitude para diferentes parametrizações do TA MZO (a) TA MZO aplicado em uma seção de afastamento comum de 100 m (b) 500 m e (c) 1000 m.

Tabela 5.1: Erros médios percentuais para diferentes parametrizações do TA MZO

Afastamento (m)	Parametrização do taper no TA MZO (Erros Médios)					
	0	-2	-4	-6	-8	-10
100	4,95	93,69	98,33	99,24	99,57	99,72
500	3,48	3,69	11,03	8,16	9,42	29,49
1000	1,29	1,29	1,19	0,95	0,96	1,23

Tabela 5.2: Valores de taper utilizados no TA MZO para cada exemplo sintético

Afastamento (m)	Parametrização do taper no TA MZO		
	Modelo 2	Modelo 3	Modelo 4
100	0	0	0
200	0	0	0
300	0	0	0
400	0	0	0
500	-2	-2	0
600	-2	-5	0
700	-4	-6	0
800	-6	-8	0
900	-6	-8	0
1000	-6	-8	0
1100	-----	-----	-1
1200	-----	-----	-1
1300	-----	-----	-2
1400	-----	-----	-3
1500	-----	-----	-3
1600	-----	-----	-3
1700	-----	-----	-4
1800	-----	-----	-4
1900	-----	-----	-5
2000	-----	-----	-5
2100	-----	-----	-5
2200	-----	-----	-6
2300	-----	-----	-7
2400	-----	-----	-7
2500	-----	-----	-8
2600	-----	-----	-8
2700	-----	-----	-9
2800	-----	-----	-9
2900	-----	-----	-10
3000	-----	-----	-10

Tabela 5.3: Erros Relativos calculados para o CMP X_1 do segundo exemplo sintético.

Afastamento (m)	CR teórico	CMP X_1	
		TA MZO	Erro Relativo (%)
100	0,2013338074	0,1901979088	5,53
200	0,2053661635	0,2502942781	-21,88
300	0,2122783821	0,2810842502	-32,41
400	0,2222295913	0,2374769002	-6,86
500	0,2355829043	0,2241691104	4,84
600	0,2529009133	0,2449700503	3,14
700	0,2748602619	0,2747673461	0,03
800	0,3027509557	0,2954604705	2,41
900	0,3382640886	0,3219575345	4,82
1000	0,3846140248	0,3630296200	5,61

Tabela 5.4: Erros Relativos calculados para o CMP X_2 do segundo exemplo sintético.

Afastamento (m)	CR teórico	CMP X_2	
		TA MZO (CMP X_2)	Erro Reletivo (%)
100	0,2013338074	0,1922204034	4,53
200	0,2053661635	0,2587305407	-25,98
300	0,2122783821	0,2775760738	-30,76
400	0,2222295913	0,2312736677	-4,07
500	0,2355829043	0,2212556864	6,08
600	0,2529009133	0,2375294988	6,08
700	0,2748602619	0,2630070397	4,31
800	0,3027509557	0,2870239216	5,19
900	0,3382640886	0,3127341959	7,55
1000	0,3846140248	0,3518517924	8,52

Erro Relativo para o Modelo 2

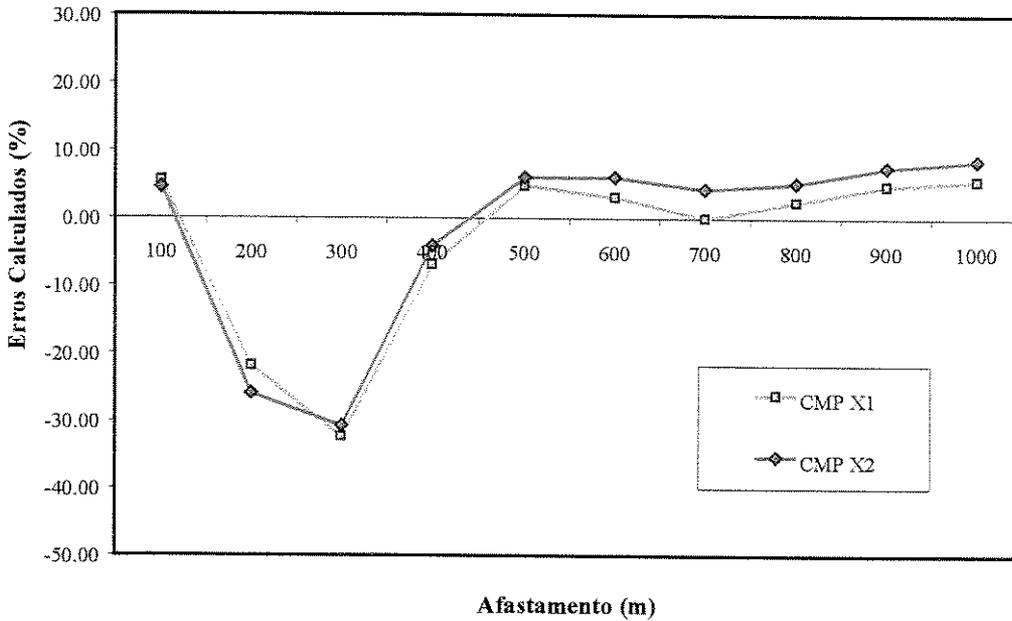


Figura 5.2: Gráfico de erros relativos para o Modelo 2.

Tabela 5.5: Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o primeiro modelo de velocidades (CMP X1).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo 3 (Velocidade 1 - CMP X1)	
		TA MZO (Velocidade 1)	Erro Relativo (%)
100	0,2007826711	0,1971934429	1,79
200	0,2010245726	0,2442071762	-21,48
300	0,2048404231	0,2097736176	-2,41
400	0,2104142523	0,2053528065	2,41
500	0,2172990824	0,2054709762	5,44
600	0,2256304246	0,2238866380	0,77
700	0,2351906353	0,2644909266	-12,46
800	0,2455956113	0,3127398595	-27,34
900	0,2571552509	0,3828477956	-48,88
1000	0,2698642367	0,4904841886	-81,75

Tabela 5.6 Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o segundo modelo de velocidades (CMP X1).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo 3 (Velocidade 2 - CMP X ₁)	
		TA MZO (Velocidade 2)	Erro Relativo (%)
100	0,200782671	0,197565533	1,60
200	0,201024573	0,249673748	-24,20
300	0,204840423	0,218612688	-6,72
400	0,210414252	0,212285525	-0,89
500	0,217299082	0,212343754	2,28
600	0,225630425	0,218572516	3,13
700	0,235190635	0,227667916	3,20
800	0,245595611	0,242905398	1,10
900	0,257155251	0,257461677	-0,12
1000	0,269864237	0,284436306	-5,40

Tabela 5.7: Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o primeiro modelo de velocidades (CMP X2).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo 3 (Velocidade 1 - CMP X ₂)	
		TA MZO (Velocidade 1)	Erro Relativo (%)
100	0,2005412788	0,2006320792	-0,05
200	0,2022417777	0,2209468102	-9,25
300	0,2040298428	0,1868742191	8,41
400	0,2076264141	0,1929117155	7,09
500	0,2131346116	0,1927710828	9,55
600	0,2193299373	0,2219454189	-1,19
700	0,2252595947	0,2627253600	-16,63
800	0,2327330098	0,3106304151	-33,47
900	0,2410836940	0,3781872997	-56,87
1000	0,2496382291	0,4829090460	-93,44

Tabela 5.8: Erros relativos do TA MZO para o modelo 3 com o segundo modelo de velocidades (CMP X2).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo 3 (Velocidade 2 - CMP X ₂)	
		TA MZO (Velocidade 2)	Erro Relativo (%)
100	0,2005412788	0,2036045870	-1,53
200	0,2022417777	0,2348997251	-16,15
300	0,2040298428	0,1901525143	6,80
400	0,2076264141	0,2021019712	2,66
500	0,2131346116	0,1991359038	6,57
600	0,2193299373	0,1997154886	8,94
700	0,2252595947	0,2056737176	8,69
800	0,2327330098	0,2132761173	8,36
900	0,2410836940	0,2191835672	9,08
1000	0,2496382291	0,2288710774	8,32

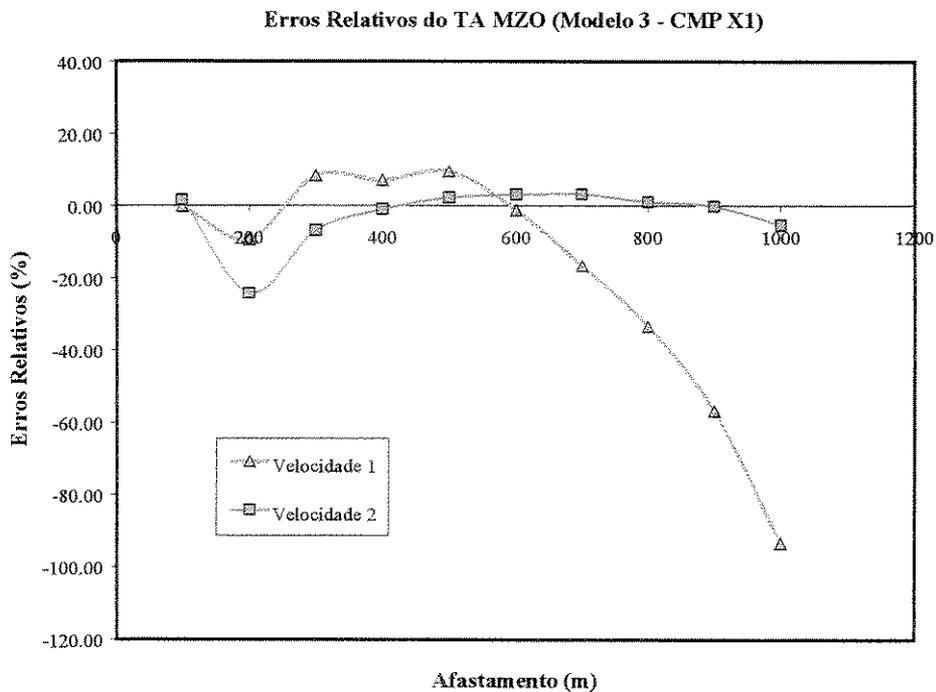


Figura 5.3: Comparação dos erros relativos para o Modelo 3 (CMP X1) para os dois modelos de velocidade.

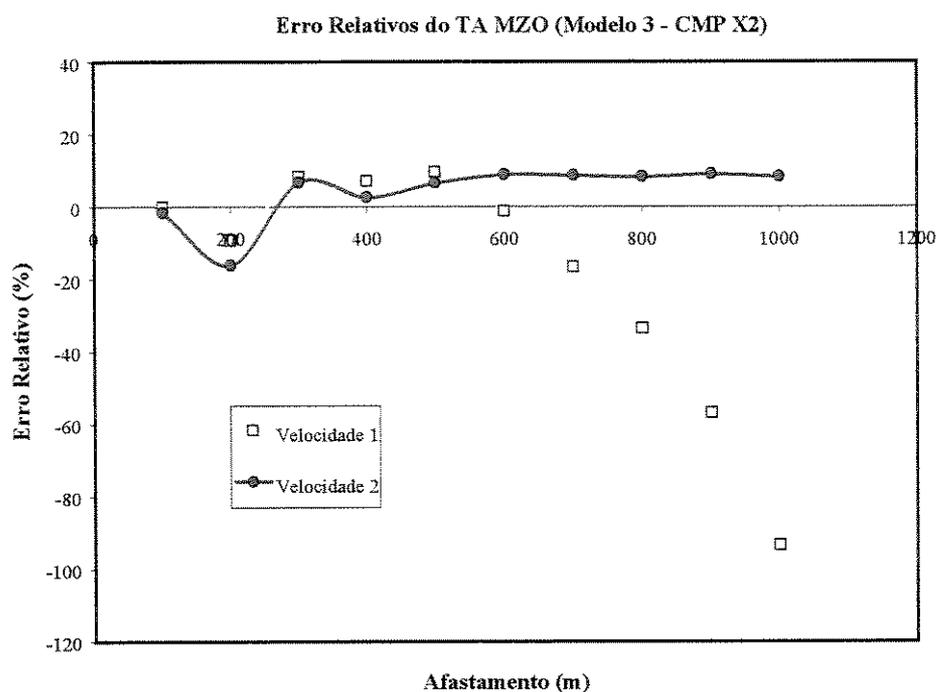


Figura 5.4: Comparação dos erros relativos para o Modelo 3 (CMP X1) para ao dois modelos de ve

Para a primeira análise de velocidade os erros médios ficaram em torno de 69 % para o CMP X₁ e em torno de 78% para o CMP X₂. Por outro lado, o erro apresentado para o segundo modelo de velocidade é de 3 e 7%, respectivamente, mostrando que o erro de velocidade (artefatos da figura 4.20) não está crítico. Vale salientar que uma suavização do campo de velocidade RMS poderia vir a diminuir ainda mais o erro para o CMP X₂.

Ainda com o intuito de diminuir os erros no TA MZO, sugere-se que a interpretação das velocidades seja realizada através da técnica de análise a velocidade constante (CVS), por gerar uma informação mais confiável e ser menos suscetível a erros de interpretação.

Como já descrito no capítulo anterior, uma outra seqüência de processamento foi aplicada ao terceiro e ao quarto exemplos sintéticos, qual seja a execução de um DMO FK. Os resultados, para o terceiro modelo apresentados na figura (4.25) mostram claramente que os dados

provenientes do TA MZO estão com comportamento semelhante à curva de AVA teórica, isto é, eles exibem um aumento das amplitudes com o ângulo de incidência.

Ao contrário, os valores de amplitude resultantes do DMO FK estão quase horizontais mostrando um pequeno decaimento da amplitude com o ângulo de incidência. Com isso, conclui-se que o processamento com DMO FK não corrige completamente o fator de espalhamento geométrico enquanto que no dado sísmico processado com TA MZO a recuperação foi excelente, como pode ser confirmado pelos valores de erros calculados para as duas alternativas de processamento (tabelas 5.9 e 5.10, figuras 5.5 e 5.6).

Para a primeira seqüência de processamento (TA MZO) os erros foram de 3 e 7%, como já mencionado anteriormente, e para o DMO FK ficaram em torno de 14 e 12%, o que torna clara a vantagem da utilização do TA MZO em estudos que envolvam um análise de AVO/AVA, posto que os erros encontrados foram muito menores.

Tabela 5.9: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o terceiro expemplo sintético (CMP X₁).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo 3 (TA MZO - CMP X ₁)		Modelo 3 (DMO FK - CMP X ₁)	
		TA MZO	Erro Relativo (%)	DMO FK	Erro Relativo (%)
100	0,200782671	0,197565533	1,60	0,2078636056	-3,53
200	0,201024573	0,249673748	-24,20	0,1958459333	2,58
300	0,204840423	0,218612688	-6,72	0,1958459333	4,39
400	0,210414252	0,212285525	-0,89	0,1897680961	9,81
500	0,217299082	0,212343754	2,28	0,1897680961	12,67
600	0,225630425	0,218572516	3,13	0,1872866098	16,99
700	0,235190635	0,227667916	3,20	0,1872866098	20,37
800	0,245595611	0,242905398	1,10	0,1862886382	24,15
900	0,257155251	0,257461677	-0,12	0,1862886382	27,56
1000	0,269864237	0,284436306	-5,40	0,1830307118	32,18

Tabela 5.10: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o terceiro expemplo sintético(CMP X_2).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo 3 (TA MZO - CMP X_2)		Modelo 3 (DMO FK - CMP X_2)	
		TA MZO	Erro Relativo (%)	DMO FK	Erro Relativo (%)
100	0.2005412788	0.2036045870	-1.53	0.2103030020	-4.87
200	0.2022417777	0.2348997251	-16.15	0.1971911742	2.50
300	0.2040298428	0.1901525143	6.80	0.1971911742	3.35
400	0.2076264141	0.2021019712	2.66	0.1905943213	8.20
500	0.2131346116	0.1991359038	6.57	0.1905943213	10.58
600	0.2193299373	0.1997154886	8.94	0.1877107272	14.42
700	0.2252595947	0.2056737176	8.69	0.1877107272	16.67
800	0.2327330098	0.2132761173	8.36	0.1863930306	19.91
900	0.2410836940	0.2191835672	9.08	0.1863930306	22.69
1000	0.2496382291	0.2288710774	8.32	0.1828664982	26.75

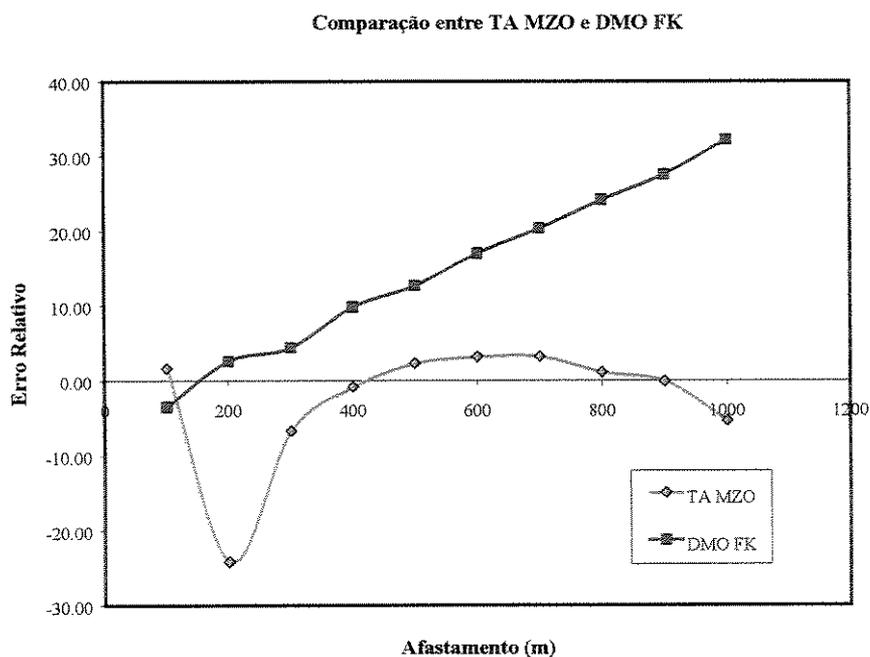


Figura 5.5: Gráfico de erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o terceiro modelo sintético (CMP X_1).

Comparação entre TA MZO e DMO FK

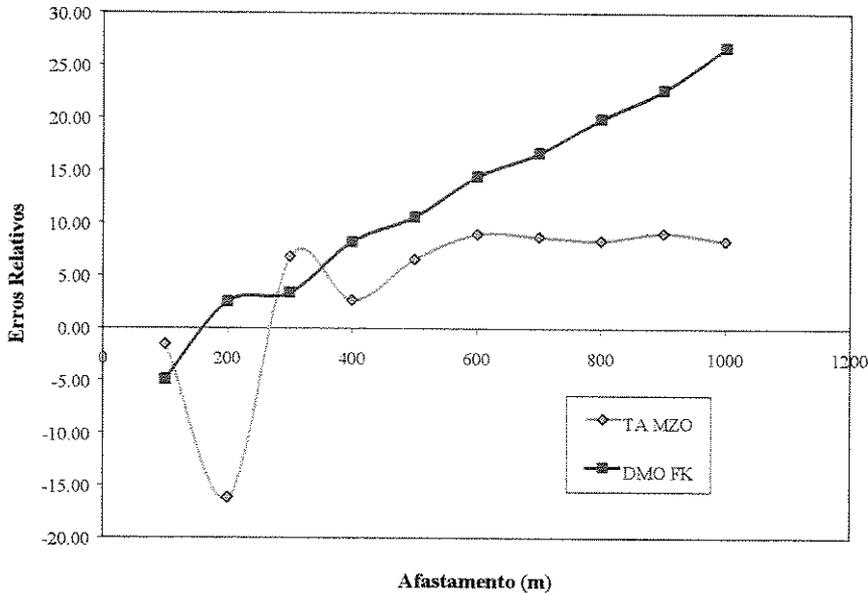


Figura 5.6: Gráfico de erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o terceiro modelo sintético (CMP X₂).

No último modelo sintético desenvolvido para representar um reservatório turbidítico brasileiro, as comparações foram realizadas para a terceira interface que representa a reflexão no topo do arenito para diferentes tipos de fluidos. O intuito agora é definir se é possível ou não, através das respostas de AVO/AVA, caracterizar o tipo de fluido em cada ponto médio selecionado.

Inicialmente, como pode ser verificado por uma rápida observação na figura (4.32c), o *taper* empregado não foi efetivo nem para a primeira nem tão pouco para a segunda interface. Além disso, o intervalo entre traços utilizado neste modelo é de 50 m, portanto, percebe-se pelas figuras (4.33c), (4.34c), (4.35c) e (4.36c) que ocorrem valores de amplitude anômalos para os afastamentos curtos, o que prejudica uma comparação visual dos dados resultantes para as duas alternativas de processamento. Lembrando que nestas figuras o reservatório de interesse é a segunda reflexão apresentada.

Ainda nestas figuras, nota-se a presença de frequências em álias. Sendo que na figura (4.36c) elas estão mais evidentes. Comparando as figuras (4.36b) e (c) nota-se que o DMO FK não conseguiu recuperar as amplitudes verdadeiras, ao passo que o TA MZO manteve uma resposta equânime. Isto é bastante interessante, já que o CMP X_3 está localizado no flanco da falha, onde o funcionamento do TA MZO não está justificado teoricamente, visto que a avaliação assintótica da integral de empilhamento para as altas frequências, pelo método da fase estacionária, não é válida nas vizinhanças de cáusticas.

Esse exemplo sintético também viola a hipótese de velocidade constante. A variação de velocidade é mais acentuada que no modelo anterior, veja figura 4.37. Os artefatos no campo de velocidade são pouco evidentes, mas um problema de velocidade em um dos flancos da feição dômica não conseguiu ser resolvido. No entanto, a seção simulada em afastamento nulo (figura 4.32c), em tempo, não apresenta nenhuma flutuação. Os CMPs selecionados estão localizados nos pontos de tiro 50 (X_1), 300 (X_2), 450 (X_3) e 550 (X_4).

As respostas de AVO, contidas na figura (4.38), indicam valores similares obtidos tanto com DMO FK quanto com TA MZO. Nesta figura nota-se com maior evidência os valores de amplitudes discrepantes nos afastamentos curtos para o TA MZO.

Neste estudo em específico, como o meio de propagação é acústico a diferença dos coeficientes de reflexão teóricos para o arenito saturado com água ou com óleo está exclusivamente nas velocidades dos meios envolvidos que sejam o reservatório (arenito) e a rocha encaixante (marga). Nota-se que a resposta de AVA teórica para o arenito com água aproximadamente duas vezes a resposta obtida para a areia com óleo.

As comparações realizadas com a curva teórica de AVA, figura (4.39), mostram que nos CMPs X_1 , X_2 e X_4 , os resultados fornecidos pelo TA MZO passam a exibir valores satisfatórios a partir do afastamento de 1000 m, indicando uma tendência de aumento da amplitude com o ângulo de incidência para as duas alternativas de processamento (TA MZO e DMO FK) tanto

para água (CMPs X_1 e X_4) quanto para óleo (CMP X_2), o que está de acordo com os modelos de saturação, já que estes dois fluidos apresentam propriedades petrofísicas semelhantes.

Apesar dos valores de amplitude resultantes do TA MZO estarem deslocados da curva teórica, no CMP X_3 , eles ainda exibem um aumento da amplitude com o ângulo de incidência o que não ocorre com os valores provenientes do DMO FK. Portanto, a estimativa do AVO *gradient*, para o TA MZO, fornece um melhor resultado.

Da tabela de erros relativos nos CMPs selecionados, para os dois fluxos de processamento empregados, percebe-se que o TA MZO produziu um resultado melhor que o DMO FK, conseguindo ajustar uma resposta de AVA mais próxima a real, tanto para o arenito saturado com óleo quanto para água.

A média dos erros relativos para o CMP X_1 foi de 16 % para o TA MZO e 44 % para o DMO FK, da mesma forma para o CMP X_4 o erro médio foi de 11 % e 38 %, respectivamente, onde a saturação é de água.

Já o ponto médio X_2 , que está sobre a acumulação de óleo apresentou um erro relativo médio de 15 e 42 % em cada uma das alternativas de processamento. Os valores de amplitude para o CMP X_3 , o qual também se localiza sobre a feição dômica, apresentaram erros elevados em média de 71 % para o TA MZO e de 37 % para o DMO FK, no entanto a tendência de aumento da amplitude com o afastamento (ou ângulo) só se verifica no TA MZO enquanto que as amplitudes do DMO FK estão dispersas em torno da curva de AVA teórica.

Os gráficos de erro comparando os resultados das duas seqüências de processamento utilizadas estão apresentados nas figuras (5.7) a (5.10), permitindo visualizar a distribuição dos erros. Neste exemplo, onde a distância entre traços é de 50 m, o problema na abertura do operador torna-se mais crítico e os valores de amplitude passam a exibir erros muito elevados nos afastamentos curtos.

Os resultados obtidos com o TA MZO para velocidade constante recupera as amplitudes satisfatoriamente (modelo1). Em estudos de AVO/AVA este algoritmo mostrou que a correção do fator de espalhamento geométrico, realizada automaticamente pelo programa, recupera as amplitudes (modelo2).

Utilizando o TA MZO, nos modelos onde há uma variação de velocidade, os resultados foram muito bons principalmente onde o gradiente de velocidade é suave (modelo 3). Já no modelo 4 que apresenta um gradiente de velocidade mais elevado os erros foram maiores. No entanto, quando comparado ao DMO F-K, o TA MZO mostrou-se melhor em todos os modelos desenvolvidos mesmo para aquele com variação de velocidade mais elevada. O que permite dizer que em estudos de AVO/AVA é mais interessante a utilização do TA MZO do que o DMO F-K.

Tabela 5.11: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com água (CMP X₁).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo4 (TA MZO - CMP X ₁)		Modelo 4 (DMO FK - CMP X ₁)	
		TA MZO	Erro Relativo (%)	DMO FK	Erro Relativo (%)
100	0,1169245712	0,7249934556	-520,05	0,0641369198	45,15
200	0,1170487743	0,3608853663	-208,32	0,0641369198	45,20
300	0,1172556921	0,2354451771	-100,80	0,0640019138	45,42
400	0,1175454824	0,1813484983	-54,28	0,0640019138	45,55
500	0,1179180462	0,1418231513	-20,27	0,0687716498	41,68
600	0,1183733768	0,1181519295	0,19	0,0687716498	41,90
700	0,1189121933	0,1016882220	14,48	0,0767634544	35,45
800	0,1193396404	0,0887711843	25,61	0,0767634544	35,68
900	0,1198856500	0,0674593255	43,73	0,0654532859	45,40
1000	0,1200822391	0,1027428583	14,44	0,0654532859	45,49
1100	0,1207547410	0,1181265429	2,18	0,0659053120	45,42
1200	0,1212680127	0,1254677541	-3,46	0,0659053120	45,65
1300	0,1222189481	0,1235517253	-1,09	0,0665045661	45,59
1400	0,1231918607	0,1118112359	9,24	0,0665045661	46,02
1500	0,1242732933	0,1148224124	7,60	0,0673353807	45,82
1600	0,1258772751	0,1019665198	19,00	0,0673353807	46,51
1700	0,1280732106	0,0978308213	23,61	0,0718797018	43,88
1800	0,1293453010	0,0959031225	25,85	0,0718797018	44,43
1900	0,1301483911	0,1032356016	20,68	0,0722715548	44,47
2000	0,1323775403	0,1089813439	17,67	0,0722715548	45,40
2100	0,1354169847	0,1081451627	20,14	0,0730633139	46,05
2200	0,1375731404	0,1049881450	23,69	0,0730633139	46,89
2300	0,1395099182	0,1056781087	24,25	0,0752336642	46,07
2400	0,1417342045	0,1084483347	23,48	0,0752336642	46,92
2500	0,1439506792	0,1122779446	22,00	0,0773291946	46,28
2600	0,1463408854	0,1096996958	25,04	0,0773291946	47,16
2700	0,1487283072	0,1127105467	24,22	0,0795731368	46,50
2800	0,1512978139	0,1173468755	22,44	0,0795731368	47,41
2900	0,1540839811	0,1172891216	23,88	0,0824269521	46,51
3000	0,1568865382	0,1187956316	24,28	0,0824269521	47,46

Tabela 5.12: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com óleo (CMP X₂).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo4 (TA MZO - CMP X ₂)		Modelo 4 (DMO FK - CMP X ₂)	
		TA MZO	Erro Relativo (%)	DMO FK	Erro Relativo (%)
100	0,0555708401	0,3555017227	-539,73	0,0309853485	44,24
200	0,0556166554	0,1770458752	-218,33	0,0309853485	44,29
300	0,0556929895	0,1158684336	-108,05	0,0311813448	44,01
400	0,0557999546	0,0890619708	-59,61	0,0311813448	44,12
500	0,0559373039	0,0693980044	-24,06	0,0316261627	43,46
600	0,0561052163	0,0585287042	-4,32	0,0316261627	43,63
700	0,0563038466	0,0505904593	10,15	0,0315932548	43,89
800	0,0565330718	0,0442689073	21,69	0,0315932548	44,12
900	0,0567521345	0,0357967212	36,92	0,0339607359	40,16
1000	0,0569971667	0,0475071628	16,65	0,0339607359	40,42
1100	0,0570490859	0,0509671222	10,66	0,0449547976	21,20
1200	0,0572491163	0,0584754930	-2,14	0,0449547976	21,48
1300	0,0574668389	0,0574219692	0,08	0,0350454629	39,02
1400	0,0576316203	0,0501355586	13,01	0,0350454629	39,19
1500	0,0579823472	0,0549578699	5,22	0,0314113994	45,83
1600	0,0583654104	0,0519560401	10,98	0,0314113994	46,18
1700	0,0589876355	0,0450469537	23,63	0,0315794592	46,46
1800	0,0592257948	0,0444027457	25,03	0,0315794592	46,68
1900	0,0596469394	0,0456848805	23,41	0,0334385091	43,94
2000	0,0599912367	0,0496230419	17,28	0,0334385091	44,26
2100	0,0605321500	0,0519729656	14,14	0,0361431145	40,29
2200	0,0612687394	0,0497924831	18,73	0,0361431145	41,01
2300	0,0636151340	0,0495849489	22,05	0,0345428148	45,70
2400	0,0644339295	0,0494528403	23,25	0,0345428148	46,39
2500	0,0652354276	0,0504693017	22,64	0,0357309957	45,23
2600	0,0660570513	0,0503959530	23,71	0,0357309957	45,91
2700	0,0668762798	0,0518772840	22,43	0,0370554489	44,59
2800	0,0674690094	0,0505465097	25,08	0,0370554489	45,08
2900	0,0686624137	0,0533648108	22,28	0,0381022531	44,51
3000	0,0696173625	0,0528272281	24,12	0,0381022531	45,27

Tabela 5.13: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com óleo (CMP X₃).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo4 (TA MZO - CMP X ₃)		Modelo 4 (DMO FK - CMP X ₃)	
		TA MZO	Erro Relativo (%)	DMO FK	Erro Relativo (%)
100	0,0555701707	0,1305164690	-134,87	0,0082313551	85,19
200	0,0556135489	0,0648708277	-16,65	0,0082313551	85,20
300	0,0556849826	0,0423938634	23,87	0,0076015566	86,35
400	0,0557838223	0,0327191430	41,35	0,0076015566	86,37
500	0,0559090441	0,0254246803	54,52	0,0071287627	87,25
600	0,0560600365	0,0213470793	61,92	0,0071287627	87,28
700	0,0562360229	0,0184302710	67,23	0,0109721807	80,49
800	0,0564360030	0,0160465785	71,57	0,0109721807	80,56
900	0,0566150361	0,0139803233	75,31	0,0683752595	-20,77
1000	0,0568349930	0,0191359564	66,33	0,0683752595	-20,30
1100	0,0568494477	0,0182674238	67,87	0,0716386359	-26,01
1200	0,0572881911	0,0179584073	68,65	0,0716386359	-25,05
1300	0,0573693295	0,0149959790	73,86	0,0429952225	25,06
1400	0,0576906290	0,0125876763	78,18	0,0429952225	25,47
1500	0,0580894061	0,0131059690	77,44	0,0303174753	47,81
1600	0,0582704402	0,0146378503	74,88	0,0303174753	47,97
1700	0,0590642299	0,0146888773	75,13	0,0601940107	-1,91
1800	0,0591762266	0,0155664992	73,69	0,0601940107	-1,72
1900	0,0597303022	0,0147817922	75,25	0,0662912997	-10,98
2000	0,0601274657	0,0169056076	71,88	0,0662912997	-10,25
2100	0,0603359510	0,0174407816	71,09	0,0656936873	-8,88
2200	0,0612993160	0,0168170137	72,57	0,0656936873	-7,17
2300	0,0614010238	0,0165535143	73,04	0,0762441947	-24,17
2400	0,0626236414	0,0175071127	72,04	0,0762441947	-21,75
2500	0,0626889610	0,0171616208	72,62	0,0739966770	-18,04
2600	0,0632540220	0,0176664671	72,07	0,0739966770	-16,98
2700	0,0638058011	0,0170600716	73,26	0,0734516428	-15,12
2800	0,0642516989	0,0162008421	74,79	0,0734516428	-14,32
2900	0,0650133337	0,0233633679	64,06	0,0837423728	-28,81
3000	0,0657666171	0,0211301865	67,87	0,0837423728	-27,33

Tabela 5.14: Comparação entre erros relativos para o processamento com DMO FK e TA MZO, para o arenito turbidítico com água (CMP X4).

Afastamento (m)	CR Teórico	Modelo4 (TA MZO - CMP X4)		Modelo 4 (DMO FK - CMP X4)	
		TA MZO	Erro Relativo (%)	DMO FK	Erro Relativo (%)
100	0,1169134389	0,8476954604	-625,06	0,0744762669	36,30
200	0,1170042460	0,4224750529	-261,08	0,0744762669	36,35
300	0,1171553941	0,2765661808	-136,07	0,0748304760	36,13
400	0,1173670841	0,2125918284	-81,13	0,0748304760	36,24
500	0,1176386141	0,1659540489	-41,07	0,0754894305	35,83
600	0,1179708251	0,1408591076	-19,40	0,0754894305	36,01
700	0,1183637218	0,1218590649	-2,95	0,0759623880	35,82
800	0,1188172244	0,1045237608	12,03	0,0759623880	36,07
900	0,1191655291	0,0931644843	21,82	0,0773349094	35,10
1000	0,1194085401	0,1073047765	10,14	0,0773349094	35,24
1100	0,1196374594	0,0794122404	33,62	0,0793880342	33,64
1200	0,1202541817	0,1185899702	1,38	0,0793880342	33,98
1300	0,1208624000	0,1056577465	12,58	0,0804437122	33,44
1400	0,1218183654	0,0993198068	18,47	0,0804437122	33,96
1500	0,1227040718	0,1162827969	5,23	0,0745145932	39,27
1600	0,1237449085	0,1212624108	2,01	0,0745145932	39,78
1700	0,1257381623	0,1076103955	14,42	0,0541017028	56,97
1800	0,1263811131	0,1070064128	15,33	0,0541017028	57,19
1900	0,1276927906	0,0988844224	22,56	0,0600369265	52,98
2000	0,1284203096	0,1044593848	18,66	0,0600369265	53,25
2100	0,1296657250	0,1090073128	15,93	0,0847827564	34,61
2200	0,1315352751	0,1093061430	16,90	0,0847827564	35,54
2300	0,1332925796	0,1103860774	17,19	0,0830898077	37,66
2400	0,1347239809	0,1134031244	15,83	0,0830898077	38,33
2500	0,1362284298	0,1143048668	16,09	0,0862117548	36,72
2600	0,1379307643	0,1169685956	15,20	0,0862117548	37,50
2700	0,1398252939	0,1134489021	18,86	0,0898733805	35,72
2800	0,1414914484	0,1166105353	17,58	0,0898733805	36,48
2900	0,1434186505	0,1159509631	19,15	0,0923732631	35,59
3000	0,1453126979	0,1168714235	19,57	0,0923732631	36,43

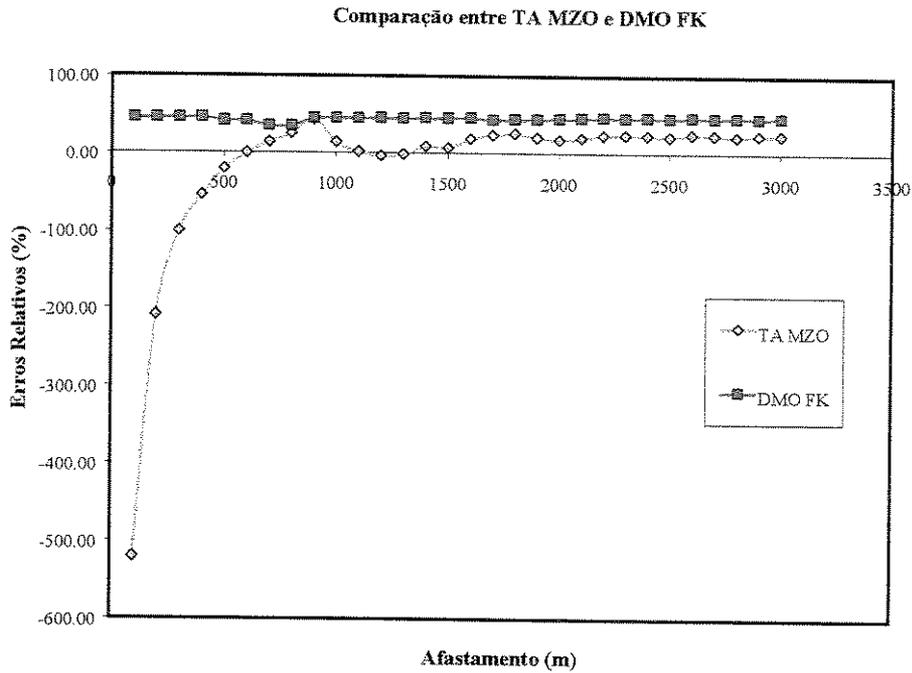


Figura 5.7: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com água (CMP X_1).

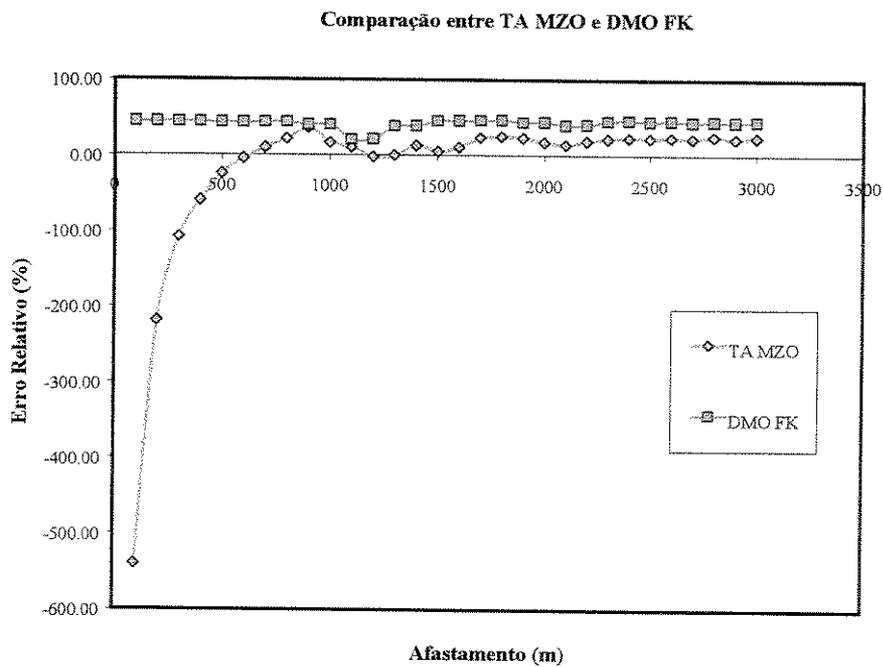


Figura 5.8: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com óleo (CMP X_2)

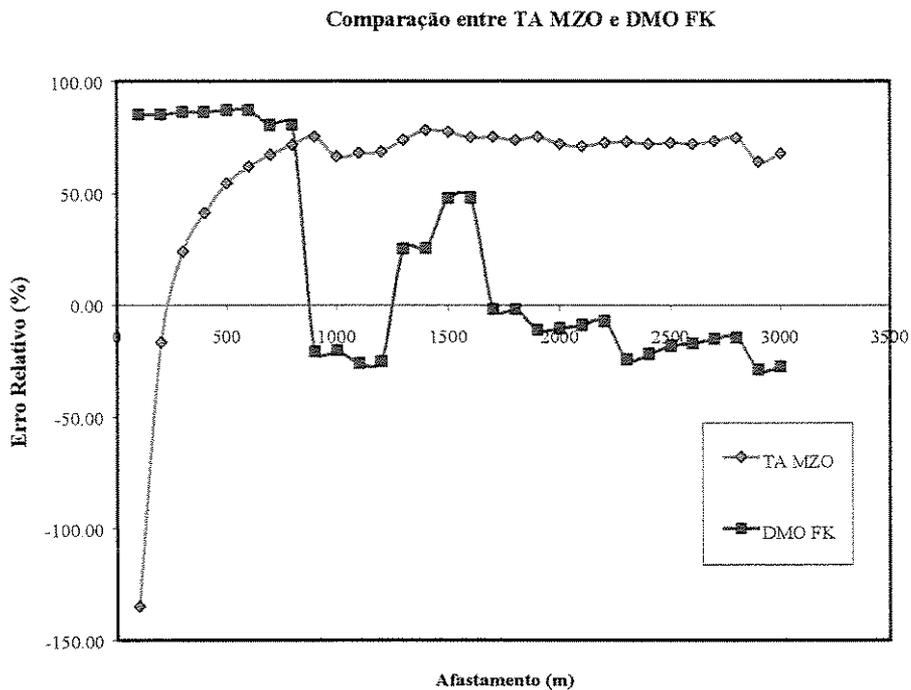


Figura 5.9: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com óleo (CMP X_3)

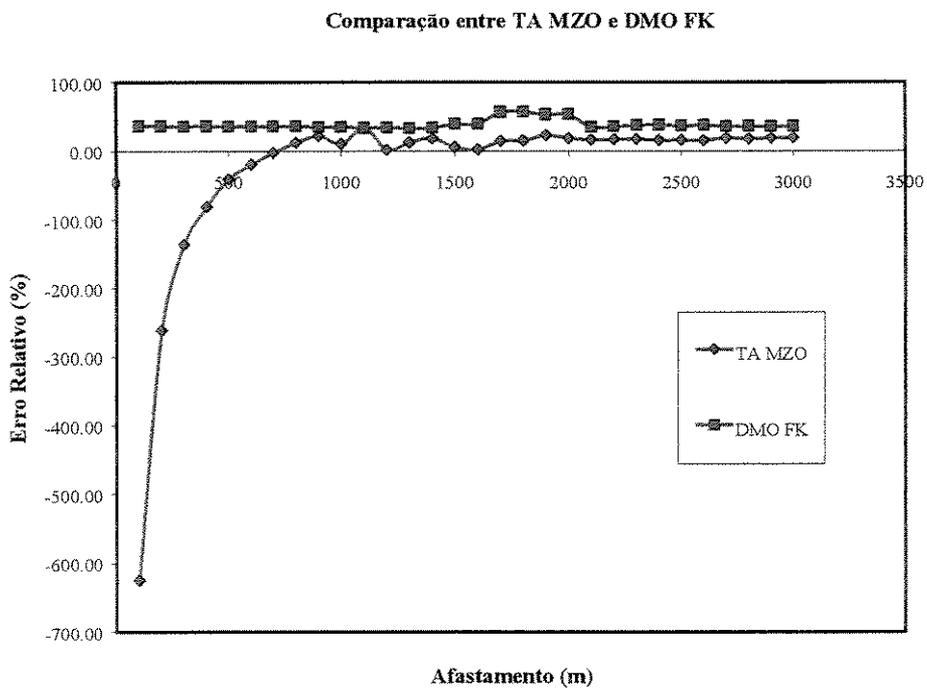


Figura 5.10: Erros relativos entre DMO FK e TA MZO para o arenito com água (CMP X_4)

Capítulo 6

Conclusões e Recomendações

O presente trabalho possui dois objetivos principais, o primeiro deles é verificar a eficácia do algoritmo de MZO à verdadeira amplitude para velocidade constante em modelos sintéticos com geologias complexas, onde a hipótese de velocidade constante não é verificada. O segundo objetivo é a realização de estudos quantitativos referentes à obtenção dos valores de amplitude resultantes da aplicação do TA MZO avaliando sua utilização para a construção de gráficos de amplitude versus afastamento (AVO) e versus ângulo (AVA).

Das comparações realizadas entre o TA MZO e o DMO FK pode-se afirmar que as amplitudes obtidas pela migração para afastamento nulo à verdadeira amplitude melhoram a análise de AVO/AVA. Isto se deve ao fato do TA MZO fornecer melhores aproximações das perdas por espalhamento geométrico que o DMO FK. Esse fato contribui para que haja uma melhoria na estimativa dos atributos de AVO.

Ainda comparando as duas seqüências de processamento na região de cáustica o TA MZO apresentou uma assinatura de AVO/AVA semelhante a da curva teórica ao passo que o DMO FK não obteve o mesmo comportamento o que contribui para uma melhor análise de AVO/AVA

Dos exemplos sintéticos dois e três pode-se verificar que a substituição do valor da velocidade constante pela velocidade RMS no ponto onde a seção de afastamento nulo está sendo simulada é válida pois os erros para os dois modelos são os mesmos, aproximadamente 4 %, não causando a *priori* nenhum impacto no cálculo das amplitudes quando existe portanto uma variação lateral moderada das velocidades.

Os valores de amplitude provenientes do TA MZO podem ser afetados pela incorreta definição de dois parâmetros no algoritmo, quais sejam, o *taper* e a função velocidade. Com relação ao *taper*, a similaridade entre os valores de amplitude encontrados para os afastamentos longos com as diferentes parametrizações, indica que o problema é mais crítico para os afastamentos curtos a médios. Não obstante, o fato deste parâmetro não ser variável em tempo e espaço compromete a sua utilização quando existem mais de um refletor de interesse a serem imageados.

Erros na função velocidade, apesar de não fornecer grandes erros na parte cinemática, podem levar a valores de amplitude não confiáveis, o que impossibilitaria a sua utilização em análises de AVO/AVA. A interpretação de velocidade se mostrou ser o ponto crítico para a correta obtenção dos valores de amplitude, onde velocidades mais altas que a verdadeira levam a um decréscimo nas amplitudes enquanto que velocidades mais baixas levam a um aumento nas amplitudes.

Cuidados na análise de velocidade são fundamentais para a obtenção de amplitudes corretas, para tal sugere-se uma suavização do campo de velocidades RMS, quando a velocidade apresente flutuações inerentes ao processo de interpretação. Velocidades obtidas pelo método de CVS mostraram-se superiores aquelas obtidas com o SEMBLANCE não só na parte cinemática como também na recuperação das amplitudes.

Uma outra dificuldade do TA MZO está relacionada a amostragem espacial que pode deteriorar a qualidade da imagem nos afastamentos curtos e diminuir a fidelidade das curvas de

AVO/AVA. Portanto, as análises de AVA/AVO, nos refletores mergulhantes, devem ser restritas a uma banda de frequência não falseada, podendo no intuito de minimizar o problema realizar uma interpolação de traços no dado sísmico. Recomenda-se o uso de um filtro anti-alias para preservação das amplitudes.

Este trabalho empregou modelos acústicos e com gradientes pequenos de velocidade, pois num primeiro momento desejava-se testar a potencialidade do TA MZO em estudos de AVO/AVA, obtendo respostas rápidas e sem perda de generalidade. O natural prosseguimento deste trabalho deve aplicar a metodologia desenvolvida em exemplos mais realistas e em dados reais.

Referências Bibliográficas

Aki, K.; Richards P. G., Quantitative seismology – Theory and Methods. São Francisco: W. H. FREEMAN and CO,1980.

Barroso, A. S. et al The impact of reservoir characterization on oil exploration from the Namorado sandstone, Albacora field, Campos basin, offshore Brazil. 5th LATIN AMERICAN AND CARIBBEAN PETROLEUM ENGINEERING CONFERENCE ,1997, SPE 38987.

Biot, M. A. The theory of elastic waves in a fluid saturated porous solid 1, lower frequency range. *J. Acoust. Soc. Amer.*, v. 28, p. 168–178, 1956.

Biot, M. A. The theory of elastic waves in a fluid saturated porous solid 2, high frequency range. *J. Acoust. Soc. Amer.*, v. 28, p. 179–191, 1956.

Black, J. L.; Schleicher, K. L.; Zhang, L. True-amplitude imaging and dip moveout. *Geophysics*, v. 58, p. 47–66, 1993.

Bleistein, N. Mathematics of wave phenomena. 1984, Academic Press. Inc.

Bleistein, N. Two and one half dimensional in plane wave propagation. *Geophysical Prospecting*, v. 34, p. 686–703, 1986.

Bleistein, N. On the imaging of reflectors in the earth. *Geophysics*, v. 52, p. 931–942, 1987.

Bleistein, N.; Cohen, J.; Jaramillo, H. True-amplitude transformation to zero offset of data from curved reflectors. *Geophysics*, v. 64, p. 112 – 129, 1999.

Bleistein, N.; Cohen, J.; Stockwell, J. W. Mathematics of multidimensional seismic inversion. 1999, *Apostila de curso*.

Bortfeld, R. Aproximation to the reflection and transmission coefficients of plane longitudinal and transverse waves. *Geophysics Prospecting*, v. 9, p. 485–503, 1961.

Bourbie, T.; Coussy, O.; Zinszner, B. Acoustic of porous media. Houston, Gulf Publishing Company, 1987.

Bruhn, C. H. L. et al High resolution stratigraphy and reservoir heterogeneities of Upper Albian turbiditic reservoirs os Albacora Field, Campos basin, offshore Brazil. AAPG ANNUAL CONVENTION, 1998, Salt Lake City, Expanded Abstracts, v. 1, paper A96, 4p.

Castagna, J. P.; Batzle, M. L.; Eastwood, R. L. Relationship between compressional and shear wave velocities in elastic silicate rocks. *Geophysics*, v. 50, p. 551–570, 1985.

Castagna, J. P.; Backus, M. M., Offset dependent reflectivity - Theory and Practice of AVO Analysis. Investigation of Geophysics Series, v. 8, SEG, 1993.

Castagna, J. P.; Smith, S. W. Comparison of AVO indicators: a modeling study. *Geophysics*, v. 12, 1849–1855, 1994.

Castagna, J. P. Direct hydrocarbon indicators “DHI’s”, 1996 – *Apostila de Curso* (Petrobras – SEREC).

- Castagna, J. P.; Swan, H. W. Principles of AVA crossplotting, *The Leading Edge*, v. 04, p. 337–342, 1997.
- Cerveny, V. Seismic Waves in anisotropic media. 1990 – *Apostila de Curso* (Petrobras – SEREC).
- Deregowski, S. M.; Rocca F. L. Geometrical optics and wave theory of constant offset section in layered media. *Geophysics Prospecting*, v. 29, p. 374–406, 1981.
- Dias, J. L. et al Aspectos da evolução tecno-sedimentar e a ocorrência de hidrocarbonetos na Bacia de Campos. In: *Origem e Evolução de Bacias Sedimentares*, Rio de Janeiro, Publicação Interna Petrobrás, 1991.
- Docherty, P. Ray theoretical modeling, migration and inversion in two-and-one-half dimensional layered in acoustic media. Center of Wave Phenomena, Report CWP-051.
- Freire, S. Velocidades sísmicas: uma abordagem físico-matemática. 1990, *Apostila de Curso* (Petrobras – SEREC).
- Foster, D. J.; Keys R. G.; Reylly J. M. Another perspective on AVO crossplotting, *The Leading Edge*, v. 12, 1233–1237, 1997.
- Gardner, G. H. F.; Gardner, L. W.; Gregory, A. R. Formation velocity and density: the diagnostic basis for stratigraphic traps. *Geophysics*, v. 39, p. 770–780, 1974.
- Gassman, F. Elastic waves through a packing of spheres. *Geophysics*. v. 16, p. 673-685, 1951.
- Geerstma, J.; Smith, D. C. Some aspect of elastic wave propagation in fluid-saturated porous solid. *Geophysics*, v.26, p. 169–181, 1961.

- Greenberg, M. L.; Castagna, J. L. Shear-wave velocity estimation in porous rocks theoretical formulation, preliminary verification and applications. *Geophysics Prospecting*, v. 40, p. 195–209, 1992.
- Gregory, A. R. Aspects of rock physics from laboratory and log data that are important to seismic interpretation. In: AM. ASSOC. PETR. GEOL. MEM., 26, 1977.
- Guéguen, Y.; Palciauskas, V. Introduction to the physics of rocks. Princeton University Press, 1994, cap. V: Circulation of fluids: Permeability, p. 117-134.
- Hale, D.; Dip moveout by Fourier transform. *Geophysics*, v. 49, p. 741–757, 1984.
- Han, D.; Nur, A.; Morgan, F. D.; Effects of porosity and clay content on wave velocities in sandstone. *Geophysics*, v. 51, p. 2093–2107, 1986.
- Hanitzsch, C. Amplitude preserving prestack Kirchhoff depth migration/inversion in laterally inhomogeneous media, 1995, Geophysical Institute, Karlsruhe University, Germany, PhD.
- Hilterman, F. Is AVO the seismic signature of rock properties? 59th ANN. INTERNAT. MTG. , SEG – 1989, Expanded Abstract, 559.
- Hubral, P.; Tygel, M.; Zien, H. Three-dimensional true-amplitude zero-offset migration. *Geophysics*, v. 56, p. 18–26, 1991.
- Hubral, P.; Schleicher, J.; Tygel, M. A unified approach to 3D seismic reflection imaging. Part I: Basic concepts. *Geophysics*, v. 61, p. 742–758, 1996 a.
- Lúcio, P. S. Propagação em Meios Heterogêneos pela Teoria dos Raios. 1997, *Apostila de Curso* (Petrobras – SEREC).

- Nafe, I.; Drake, C. L. Physical properties of marine sediments in: *The Sea*. v. 3, p. 794-815, Interscience, 1963.
- Newman, P. Divergence effects in layered earth. *Geophysics*, v. 38, p. 481–488, 1978.
- Nur, A. M.; Zhijing, W. Seismic and acoustic velocities in reservoir rocks. v. 1, Experimental studies. Geophysical Reprint Series no 10.
- Nur, A.; Marion, D.; Yin, H. Wave velocities in sediments. In: *Shear waves in marine sediments*. J. M. Haven et al (eds.), Kluwer Academic Publishers, p. 131-140, 1991.
- Oliveira, A. S.; Tygel, M.; Filpo, E. On the application of true-amplitude DMO. *Journal of Seismic Exploration*, v. 6, p. 279-289, 1997.
- Oliveira, A. S.; Ramos, A. C. B.; Tygel, M. True amplitude MZO and AVO: application to real data. 5th INTERNAT. CONGRESS OF THE BRAZILLIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 1997, Rio de Janeiro, Expanded Abastract, v. 1, p. 223–226.
- Oliveira, A.S.; Mezzomo, L.C DMO-Teoria e Prática. 1992, *Apostila de Curso* (Petrobras – SEREC).
- Ostrander, W. J. Plane wave reflection coefficients for gas sand at nonnormal angles of incidence. *Geophysics*, v. 49, p. 1637–1648, 1984.
- PRAVAP 2, Relatório de Caracterização Avançada de Reservatórios, 1995, Publicação Interna Petrobras.
- Pickett, G. R. Acoustic character logs and their applications in formation evaluation. *Journal Petr. Tech.*, v. 15, p. 650–667, 1963.

Psencik, I. Introduction to Seismic Methods. 1994, *Apostila de Curso*.

Ramos, A. C. B. AVO processing calibration. 5th INTERNAT. CONGRESS OF THE BRAZILLIAN GEOPHYSICAL SOCIETY, 1997, v. 1, p. 209–213.

Ramos, A. C. B.; Thomas, D. 3D AVO analysis and modeling applied to fracture detection in coalbed methane reservoirs. *Geophysics*, v. 6, p. 168–1695, 1997.

Ramos, A. C. B.; Oliveira, A. S.; Tygel, M. The impact of true-amplitude DMO on amplitude versus offset. SEG, 69th ANN. INT. MTG., 1999, Houston, Expanded Abstracts, v.1, p. 832-835.

Raymer, L. L.; Hunt, E. R.; Gardner, J. S. An improved sonic transit time-to-porosity transform. SPWLA, 21th ANN. LOG SYMP. OF THE SOC. PROF. WELL LOG ANALYSTS, julho 1980.

Ross, C. P.; Kinman, D. L. Nonbright-spot AVO: two examples. *Geophysics*, v. 60, p. 1398–1408, 1995.

Rutherford, S. R.; Williams, R. H. Amplitude-versus-offset variations in gas sands. *Geophysics*, v. 54, p. 680–688, 1989.

Scales, J. A. Theory of Seismic Imaging. Center of Wave Phenomena, 1994, *Apostila de Curso*.

Sheriff, R. E. Factors affecting seismic amplitudes, *Geophysical Prospecting*, v. 23, p. 159-186, 1975.

Sheriff, R. E. Encyclopedic Dictionary of Exploration Geophysics, Geophysical Reference Series, SEG, v.1, 1990.

- Shuey, R. T. A simplification of the Zoeppritz equations. *Geophysics*, v. 40, p. 609–614, 1985.
- Simões, I. A. F. Introdução ao método sísmico. 1997, *Apostila de curso* (Unicamp – FEM).
- Smith, G. C.; Gidlow, P. M. Weighted stacking for rock property estimation and detection of gas. *Geophysical Prospecting*, v. 35, p. 993–1014, 1987.
- Tygel, M.; Hubral, P. Transient waves in layered media. *Methods in Geochemistry and Geophysics*, v. 26, ELSEVIER, 1987.
- Tygel, M. et al Multiple weights in diffraction stack migration. *Geophysics*, v. 59, p. 1820–1830, 1993.
- Tygel, M., Schleicher, J.; Hubral, P. Kirchhoff-Helmholtz theory in modelling and migration. *Journal of Seismic Exploration*, v 3, p. 203–214, 1994 a.
- Tygel, M.; Schleicher, J.; Hubral, P. Pulse distortion in depth migration. *Geophysics*, v. 59, p. 1561–1569, 1994b.
- Tygel, M.; Schleicher, J.; Hubral, P. Dualities involving reflectors and reflection-time surfaces. *Journal of Seismic Exploration*, v. 4, p. 123–150, 1995.
- Tygel, M.; Schleicher, J.; Hubral, P. A unified approach to 3D seismic reflection imaging Part II: Theory. *Geophysics*, v. 61, p. 759–775, 1996.
- Tygel, M.; Schleicher, J.; Hubral, P. 2.5D Kirchhoff MZO in laterally inhomogeneous media. *Geophysics*, v. 63, p. 557–573, 1998.
- Tygel, M. et al Kirchhoff imaging for AVO/AVA. *The Leading Edge*, v. 18, p. 940–945, 1999.

Tosaya, C.; Nur, A. M. Effects of diagenesis and clays on compressional velocities in rocks. *Geophysics Res. Let.*, v. 9, p. 5-8, 1982.

Vasquez, G. F.; et al Propriedades sísmicas de rochas e fluidos intraporos. Relatório parcial do projeto 01.05.39, Publicação Interna Petrobras, 1996a

Vasquez, G. F.; et al Sistema de modelagem petrofísica: conceitos e utilização. Relatório final do projeto 01.05.39, Publicação Interna Petrobras, 1996b^a

Vernik, L.; Nur, A. Petrophysical Classification of siliciclastics for lithology and porosity prediction from velocities. *The AAPG Bulletin*, v. 76, n. 9, p. 1295-1309, 1992.

Wiggins, R.; Kenny, G. S.; McClure, C. D A method for determining and displaying the shear-velocity reflectivities of a geologic formation: European Patent Application 0113944.

Winkler, K.W.; Murphy, W.F. Acoustic velocity and attenuation porous rocks. In: Rock physics & phases relations: a handbook of physical constants. Thomas J. Ahrens (editor), AGU Reference Shelf 3, 1995, p. 20-34.